

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA  
AMBIENTAL**

Patrícia Kazue Uda

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DA BACIA DO RIO IGUAÇU  
POR MEIO DO MODELO METRIC**

Florianópolis  
2016

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária  
da UFSC.

Uda, Patrícia Kazue

Evapotranspiração real da bacia do rio Iguaçu por meio do modelo METRIC / Patrícia Kazue Uda ; orientador, Masato Kobiyama ; coorientador, Fábio Faria Pereira. - Florianópolis, SC, 2016.

179 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

Inclui referências

1. Engenharia Ambiental. 2. Evapotranspiração. 3. Sensoriamento remoto. 4. METRIC. 5. Bacia do rio Iguaçu. I. Kobiyama, Masato . II. Faria Pereira, Fábio . III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental. IV. Título.



## TERMO DE APROVAÇÃO

“Evapotranspiração Real da Bacia do Rio Iguaçu por Meio do Modelo Metric”

**Patrícia Kazue Uda**

A Tese foi julgada e aprovada pela banca examinadora no Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

**DOUTORA EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

Aprovado por:

Prof. Masato Kobiyama, Dr.  
(Orientador)

Profª. Alexandra Rodrigues Finotti, Drª.

Profª. Nadia Bernardi Bonumá, Drª.

Prof. Anderson Luis Ruhoff, Dr.

Prof. Bernardo Barbosa da Silva, Dr.

Kleber Trabaquini, Dr.

Prof. William Gerson Matias, Dr.  
(Coordenador)



Dedico este trabalho aos meus pais,  
Luiza Andrade e Sérgio Uda, e ao  
meu companheiro, Filipe Viezzer.  
Com amor.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, aos meus pais, Luiza Andrade e Sérgio Uda, pelo apoio incondicional e pelo estabelecimento da base que permitiu minha formação até este momento.

A Filipe Viezzer, meu companheiro, pelo carinho, apoio e compreensão nesta fase atribulada de desenvolvimento de tese. Obrigada pelas horas de planejamento, discussões técnicas e por todo o auxílio no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Professor Bernardo Barbosa da Silva, pelo acolhimento, suporte, ensinamentos e elucidações que possibilitaram o planejamento e execução desta tese. Obrigada por compartilhar seu profundo conhecimento e obrigada por ser este exemplo de ser humano.

À Ana Clara Lazzari Franco, querida colega de trabalho e amiga, que, sem a ajuda proporcionada, este trabalho não teria sido realizável. Obrigada pelo incentivo, apoio, dedicação e concretização de diversas etapas desta tese.

Ao Professor Masato Kobiyama, pela oportunidade de trabalhar todos esses anos no LABHIDRO/UFSC e de conhecer a hidrologia e o geoprocessamento, áreas que me identifico verdadeiramente.

Ao Professor Fábio Farias Pereira, pelo objetivismo e pela grande ajuda no último ano de doutoramento, fundamentais para que eu enxergasse um norte e mantivesse o foco para finalização desta tese. Agradeço profundamente por aceitar esta co-orientação.

À querida Professora Nadia Bernardi Bonumá, pelo acolhimento e suporte desde que iniciou seus trabalhos na UFSC e pelo contagiante positivismo.

Ao Professor Davide Franco, pela ajuda em estatística e pela frequente preocupação com o andamento da tese.

À Gabriela Queen, bolsista que auxiliou o desenvolvimento do balanço hídrico.

Aos membros da banca, pelas correções, contribuições e sugestões a este trabalho.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

À UFSC, pela oportunidade e infra-estrutura disponibilizadas.

## RESUMO

A bacia do rio Iguaçu (68410 km<sup>2</sup>) é caracterizada por uma complexa cobertura do solo, tendo alto potencial para geração de energia hidrelétrica. Ela abriga o bioma Mata Atlântica, que possui um dos mais elevados graus de biodiversidade e taxas de endemismo. Informações espaço-temporais da evapotranspiração em grandes áreas e em clima subtropical são escassas, e constituem importantes ferramentas para o planejamento regional dos recursos hídricos. O principal objetivo desta tese foi avaliar espaço-temporalmente a evapotranspiração real para a bacia do rio Iguaçu, estimada por meio do *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and Internalized Calibration* (METRIC). Foram utilizados dados de 6 estações meteorológicas automáticas, 26 imagens MODIS e um modelo digital de elevação para a obtenção da evapotranspiração real mensal e anual. A evapotranspiração real foi analisada para os anos de 2006, 2007 e 2009, caracterizados após análise estatística, como ano seco, normal e chuvoso, respectivamente. A partir dos resultados, constatou-se que a evapotranspiração média mensal e anual foi semelhante nos três anos. A média anual em 2006 foi de 1080 mm, em 2007 foi de 1060 mm e, em 2009, de 1021 mm. A influência do clima ficou evidente na análise da evapotranspiração por área de abrangência de cada estação meteorológica. Áreas em clima Cfa (mais quentes, principalmente no verão) apresentaram evapotranspiração média em torno de 50 mm.mês<sup>-1</sup> mais elevada nos meses mais quentes, em comparação às áreas sob clima Cfb. O comportamento da evapotranspiração em função do relevo foi analisado em áreas de remanescentes florestais. Constatou-se que o aspecto e a declividade do terreno alteram a evapotranspiração real mensal em valores superiores a 11 mm.mês<sup>-1</sup>, para superfícies em orientações opostas (leste/oeste, norte/sul) e declividade entre 13 e 20%. O uso e cobertura do solo desempenha papel importante na evapotranspiração real da bacia. Áreas de remanescentes florestais mostraram-se pouco sensíveis ao comportamento da precipitação e, juntamente com os corpos hídricos, apresentaram as maiores taxas evapotranspirativas. As áreas de agricultura cobrem grande parte da bacia e podem gerar impactos significativos no seu balanço hídrico. Nessas áreas, o solo frequentemente não está plenamente coberto por vegetação, implicando o controle da evapotranspiração pela evaporação do solo, que apresentou resultados até 24% (setembro de 2007) menores que a evapotranspiração em área de remanescente florestal. Em escala de bacia hidrográfica, os resultados do

METRIC foram comparados ao balanço hídrico anual de 10 sub-bacias. Os resultados do METRIC foram considerados satisfatórios, por apresentarem diferença relativa média de 9% (raiz quadrática média de  $120 \text{ mm.ano}^{-1}$ ) em relação ao balanço hídrico. Apesar de terem sido encontradas diferenças relativas superiores a 20% em sub-bacias localizadas na porção oriental (clima Cfa), diferenças relativas inferiores a 8% foram encontradas na maior parte das sub-bacias da porção ocidental da bacia do rio Iguaçu.

**Palavras-chave:** evapotranspiração, sensoriamento remoto, METRIC, bacia do rio Iguaçu.

## ABSTRACT

The Iguaçu river basin (68,410 km<sup>2</sup>), located in Southern Brazil, is characterized by a complex land use and a high potential for hydropower generation. It is covered by the Atlantic Forest biome, which has one of the highest degrees of biodiversity and endemism. Data regarding spatio-temporal evapotranspiration (ET) of vast areas in subtropical humid climates is limited. However, it may be a useful supporting tool for water resource management. The main objective of this thesis was to evaluate the spatio-temporal actual evapotranspiration in the Iguaçu river basin, assessed through the Mapping Evapotranspiration at High Resolution and Internalized Calibration (METRIC) model. The annual and monthly actual evapotranspiration was modelled with data from 6 automatic meteorological stations, 26 MODIS images and a digital elevation model. The actual evapotranspiration was evaluated for the years of 2006, 2007 and 2009, characterized through precipitation statistical analysis, as dry, near normal and wet year, respectively. According to the results, the mean annual and monthly evapotranspiration was similar for all three years. The mean annual ET was 1,080 mm.year<sup>-1</sup> for 2006, 1,060 mm.year<sup>-1</sup> for 2007, and 1,021 mm.year<sup>-1</sup> for 2009. The climate impact was evident in the evapotranspiration analysis by meteorological station influence area. Cfa climate areas (higher temperatures, especially in the summer) show mean ET of about 50 mm.month<sup>-1</sup> higher in the hottest months, comparing to Cfb climate areas. The evapotranspiration behavior, as a function of terrain, was analyzed for forest remnant areas. It was determined that the terrain aspect and slope modify the monthly actual ET values more than 11 mm.month<sup>-1</sup>, for opposite aspect orientations (east/west, north/south) and 13 to 20% slopes. Land use plays an important role in the basin actual evapotranspiration, where forest remnants exhibited little sensibility to the precipitation and, together with water bodies, showed the highest ET rates. Agricultural areas in the basin are large and may cause a significant impact in its water budget. In these areas, the soil is frequently not fully vegetated, implicating the ET control by soil evaporation, which presented ET results of up to 24% (September of 2007) lower than ET in forest remnants areas. At the basin scale, the METRIC model results were compared to the annual water budget of 10 sub-basins. The METRIC results were considered acceptable, since they displayed a relative mean difference of 9% (root mean square of 120 mm.year<sup>-1</sup>) in comparison to the water budget. Although relative differences higher than 20% were found in sub-basins located on the eastern portion (Cfa climate), relative

differences lower than 8% were verified in most of the sub-basins located on the western portion of the Iguaçú river basin.

**Keywords:** evapotranspiration, remote sensing, METRIC, Iguaçú river basin.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Esquema teórico da relação entre albedo e temperatura da superfície no S-SEBI.....	43
Figura 4.1: Localização da porção brasileira da bacia hidrográfica do rio Iguaçu.....	55
Figura 4.2: Principais rios e represas da bacia do rio Iguaçu.....	57
Figura 4.3: Mapa climático da bacia do rio Iguaçu, segundo a classificação de Köppen.....	58
Figura 4.4: Normais climatológicas 1961-2000.....	59
Figura 4.5: Precipitação média anual, Normais climatológicas 1961-2000.....	60
Figura 4.6: Relevo da bacia do rio Iguaçu.....	62
Figura 4.7: Remanescentes da Mata Atlântica da bacia do rio Iguaçu..	64
Figura 4.8: Remanescentes da Mata Atlântica da bacia do rio Iguaçu, no estado do Paraná.....	65
Figura 5.1: Localização das estações pluviométricas, meteorológicas e fluviométricas.....	69
Figura 5.2: Fluxograma metodológico.....	73
Figura 5.3: Fluxograma para determinação do comportamento da precipitação para o ano seco, chuvoso e normal.....	74
Figura 5.4: Fluxograma para determinação da influência do aspecto do relevo no balanço radiativo da bacia do rio Iguaçu.....	83
Figura 5.5: Localização das estações meteorológicas e respectivas áreas de abrangência.....	84
Figura 5.6: Área de abrangência de cada estação meteorológica, para extrapolação da evapotranspiração espacialmente.....	85
Figura 6.1: Dendrograma obtido pelo método complete linkage.....	101
Figura 6.2: Agrupamento das estações pluviométricas pelo método k-means.....	102
Figura 6.3: <i>Box-plot</i> dos dados de precipitação anual dos grupos 1 e 2.....	104
Figura 6.4: Valores de SPI para os grupos 1 e 2.....	107
Figura 6.5: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguaçu, para o ano de 2006.....	110
Figura 6.6: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguaçu, para o ano de 2006.....	111
Figura 6.7: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguaçu, para o ano de 2007.....	114

Figura 6.8: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2007. ....	115
Figura 6.9: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2009. ....	118
Figura 6.10: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2009. ....	119
Figura 6.11 :Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2006. ....	122
Figura 6.12: Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2007. ....	123
Figura 6.13: Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2009. ....	124
Figura 6.14: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2006.....	131
Figura 6.15: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2007.....	132
Figura 6.16: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2009.....	133
Figura 6.17: Evapotranspiração real média, ano de 2006, por área de abrangência das estações meteorológicas. ....	134
Figura 6.18: Evapotranspiração real média, ano de 2007, por área de abrangência das estações meteorológicas. ....	134
Figura 6.19: Evapotranspiração real média, ano de 2009, por área de abrangência das estações meteorológicas. ....	135
Figura 6.20: Temperatura média do ar e velocidade média do vento. ....	136
Figura 6.21: Radiação solar média diária.....	137
Figura 6.22: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguazu, 2006. ....	139
Figura 6.23: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguazu, 2007. ....	140
Figura 6.24: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguazu, 2009. ....	141
Figura 6.25:Variação de $ET$ em função de $Rn$ , nos diferentes aspectos e declividade do terreno. ....	145
Figura 6.26: Diferença entre $ET$ dos aspectos leste e oeste, e norte e sul. ....	147
Figura 6.27: evapotranspiração real mensal para diferentes usos e coberturas do solo da bacia do rio Iguazu.....	149
Figura 6.28: Comparação entre a evapotranspiração simulada pelo METRIC e obtida pelo balanço hídrico. ....	154

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Vantagens e desvantagens das diferentes metodologias de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto. ....	47
Tabela 3.2: Estudos de parâmetros hidrológicos e climatológicos realizados na bacia do rio Iguçu. ....	54
Tabela 4.1: Declividade na bacia do rio Iguçu. ....	62
Tabela 4.2: Distribuição do aspecto na bacia do rio Iguçu. ....	62
Tabela 5.1: Características das estações meteorológicas e fluviométricas utilizadas. ....	68
Tabela 5.2: Principais características dos produtos MODIS utilizados. ....	70
Tabela 5.3: Datas das imagens selecionadas. ....	71
Tabela 5.4: Classificação do Índice de Precipitação Padronizada. ....	80
Tabela 5.5: Análise de variância ANOVA. ....	81
Tabela 6.1: Resultados do teste <i>t-Student</i> para análise das médias dos grupos 1 e 2, com dados transformados em logaritmo neperiano. ....	103
Tabela 6.2: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação anual dos grupos 1 e 2. ....	103
Tabela 6.3: Valores de SPI e precipitação anual para os grupos 1 e 2. ....	108
Tabela 6.4: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2006. ....	112
Tabela 6.5: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2007. ....	115
Tabela 6.6: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2009. ....	119
Tabela 6.7: Diferença entre $R_n$ médio dos aspectos Leste/Oeste (L/O) e Norte/Sul (N/S), nas declividades (3 a 8%)/(8 a 13%)/(13 a 20%). ....	125
Tabela 6.8: Imagens utilizadas e períodos de extrapolação. ....	127
Tabela 6.9: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguçu, ano de 2006. ....	139

Tabela 6.10: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguaçu, ano de 2007. ....	140
Tabela 6.11: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguaçu, ano de 2009. ....	141
Tabela 6.12: Evapotranspiração e precipitação média anual da baía do rio Iguaçu, para os anos de 2006, 2007 e 2009.....	142
Tabela 6.14: Evapotranspiração real mensal média para os aspectos oeste, leste, norte e sul, nas declividades (3 a 8%)/(8 a 13%)/(13 a 20%). ...	146
Tabela 6.15: Diferença relativa entre os resultados obtidos pelo balanço hídrico e METRIC, em escala anual. ....	153

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
$a$	Coefficiente linear da equação da diferença de temperatura próxima à superfície	-
$A$	Parâmetro de calibração dependente do local	-
$A_{sup}$	Área da superfície	-
$b$	Coefficiente angular da equação da diferença de temperatura próxima à superfície	-
$B$	Parâmetro de calibração dependente do local	-
$c$	Constante determinada a partir da análise de recessão	-
$c_p$	Calor específico do ar à pressão constante	J.kg <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
$C_k$	k-ésimo <i>cluster</i>	-
$d$	Constante determinada a partir da análise de recessão	-
$D$	Distância geométrica	-
$DJ$	Dia sequencial do ano	-
$dT$	Diferença de temperatura próxima à superfície	K
$d_0$	Zero da altura de referência	m
$d^2$	Quadrado da distância relativa Terra-Sol	UA
$E$	Taxa de evapotranspiração	-
$E_k$	Função objetivo	
$e_a$	Pressão de vapor d'água próxima à superfície	kPa
$Elev$	Elevação do <i>pixel</i>	m
$Elev_{sta}$	Elevação na estação meteorológica onde a velocidade do vento é medida	m
$e_a$	Pressão de saturação do vapor d'água	kPa
$e_s^*(T_s)$	Pressão de saturação de vapor na temperatura $T_s$	kPa
$ET$	Evapotranspiração	mm.mês <sup>-1</sup> ou mm.ano <sup>-1</sup>
$ET_{inst}$	Evapotranspiração instantânea	mm.h <sup>-1</sup>
$ET_{periodo}$	Evapotranspiração real do período	mm.mês <sup>-1</sup> mm.ano <sup>-1</sup>
$ET_{plant}$	Evapotranspiração real	mm.dia <sup>-1</sup>
$ET_r$	Evapotranspiração de referência	mm.dia <sup>-1</sup>
$ET_r.F$	Fração de evapotranspiração	-
$\overline{E}_{ts}$	Evapotranspiração média sazonal	mm.dia <sup>-1</sup>

$g$	Aceleração da gravidade	$m.s^{-2}$
$G$	Densidade do fluxo de calor no solo	$W.m^{-2}$
$gl$	Graus de liberdade	-
$G_{SC}$	Constante solar	$W.m^{-2}$
$G(x)$	Função Gama incompleta	-
$h$	Altura da vegetação na estação meteorológica	$m$
$h_s$	Coefficiente de troca	-
$H$	Densidade do fluxo de calor sensível	$W.m^{-2}$
$H(x)$	Probabilidade acumulada	-
$H_0$	Hipótese nula	-
$H_1$	Hipótese alternativa	-
$k$	Constante de Von Karman	-
$K_{cb}$	Coefficiente de transpiração da planta	-
$K_e$	Coefficiente de evaporação do solo	-
$K_{plant}$	Fator de ajuste ou coeficiente de cultura	-
$K_s$	Déficit de água na zona de raízes	-
$K_t$	Coefficiente de turbidez	-
$L$	Comprimento de Monin-Obukhov	$m$
$L_s$	Fator de ajuste do solo	-
$n$	Número de dados	-
$NDVI_{max}$	Valor máximo do $NDVI$ associado à vegetação densa	-
$NDVI_{min}$	Valor mínimo do $NDVI$ associado a solo exposto	-
$P$	Pressão atmosférica	$kPa$
$P_{air}$	Pressão de vapor d'água	$kPa$
$Prec$	Taxa de precipitação	-
$\bar{P}_s$	Precipitação média sazonal	$mm.dia^{-1}$
$q$	Amplitude total studentizada	-
$Q$	Vazão	-
$Q_i$	Taxa de entrada de água na bacia por escoamento superficial e águas subterrâneas	-
$\bar{Q}_s$	Vazão média sazonal	$mm.dia^{-1}$
$Q_0$	Taxa de saída de água na bacia por escoamento superficial e águas subterrâneas	-
$r$	Número de repetições	-
$r_{ah}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$s.m^{-1}$

$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente	$W.m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida	$W.m^{-2}$
$R_n$	Saldo de radiação	$W.m^{-2}$
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W.m^{-2}$
$s$	Declividade do <i>pixel</i>	rad
$S$	Armazenamento de água na bacia	-
$S_i$	Armazenamento de água no primeiro dia do período de recessão	$mm.dia^{-1}$
$S_c$	Desvio padrão combinado	-
$S_f$	Armazenamento de água no último dia do período de recessão	$mm.dia^{-1}$
$S^2$	Variância da amostra	-
$t$	<i>t-Student</i>	-
$T_a$	Temperatura do ar	K
$T_{aero}$	Temperatura aerodinâmica da superfície	K
$T_{ar}$	Temperatura do ar em uma altura de referência	K
$T_s$	Temperatura radiométrica da superfície	K
$U_2$	Velocidade do vento medida a 2 metros de altura	$m.s^{-1}$
$u_w$	Velocidade do vento medida na estação meteorológica	$m.s^{-1}$
$u_x$	Velocidade do vento medida na estação meteorológica na altura $z_x$	$m.s^{-1}$
$u_{200}$	Velocidade do vento à altura de 200 metros	$m.s^{-1}$
$u_*$	Velocidade de fricção	$m.s^{-1}$
$W$	Conteúdo de água precipitável na atmosfera	mm
$W_b$	Coefficiente de ponderação de reflectância na banda $b$	mm
$\bar{X}$	Média da amostra	-
$x_{0k}$	Centróide do <i>cluster</i> $C_k$	-
$z$	Altitude	m
$z_x$	Altura de medição da velocidade do vento na estação meteorológica	m
$Z_{0h}$	Comprimento da rugosidade para o transporte de calor	m
$Z_{0m}$	Comprimento da rugosidade da superfície para o transporte de <i>momentum</i>	m
$Z_{0m\_mnt}$	Comprimento da rugosidade da superfície ajustado	m
$Z_{0mw}$	Comprimento da rugosidade da superfície da estação meteorológica	m
$z_1$ e $z_2$	Alturas onde os pontos limites de $dT$ são definidos	m

$\alpha$	Parâmetro de forma da distribuição Gama	-
$\alpha_{sup}$	Albedo da superfície	-
$\beta$	Parâmetro de escala da distribuição Gama	-
B	Constante determinada a partir da análise de recessão	-
$\gamma$	Aspecto do terreno	rad
$\Gamma(\alpha)$	Função Gama	-
$\gamma_p$	Constante psicrométrica	kPa.°C <sup>-1</sup>
$\delta$	Declinação do Sol	rad
$\Delta$	Declividade da curva de pressão de saturação de vapor vs temperatura do ar	kPa.°C <sup>-1</sup>
$\Delta t$	Intervalo de tempo	dia
$\epsilon$	Razão de peso molecular do vapor de água pelo ar seco	-
$\epsilon_0$	Emissividade da superfície	-
$\epsilon_a$	Emissividade da atmosfera	-
$\zeta$	Constante determinada a partir da análise de recessão	-
$\phi$	Latitude do <i>pixel</i>	°
$\theta_{hor}$	Ângulo zenital solar sobre uma superfície horizontal	rad
$\theta_{rel}$	Ângulo zenital solar	rad
$\lambda$	Calor latente de evaporação da água	J.kg <sup>-1</sup>
$\lambda E$	Densidade do fluxo de calor latente	W.m <sup>-2</sup>
$\mu$	Média da população	-
$\varpi$	Coefficiente de ponderação da velocidade do vento	-
$\rho_{ar}$	Densidade do ar	kg.m <sup>-3</sup>
$\rho_w$	Densidade da água	kg.m <sup>-3</sup>
$\rho_{s,b}$	Reflectância da superfície na banda <i>b</i>	-
$\rho_{s,1}$	Reflectância da superfície na banda 1 (vermelho visível na imagem MODIS)	-
$\rho_{s,2}$	Reflectância da superfície na banda 2 (infravermelho próximo na imagem MODIS)	-
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann	W.m <sup>-2</sup> .K <sup>-4</sup>
$\tau_{sw}$	Transmitância atmosférica	-
$\phi$	Latitude do <i>pixel</i>	rad
$\psi_h$	Função de Monin-Obukhov para calor sensível	-
$\psi_{h(xm)}$	Correção de estabilidade ao transporte de calor a <i>x</i> metros	-

$\psi_m$	Função de Monin-Obukhov para <i>momentum</i>	-
$\psi_{m(x\ m)}$	Correção para o transporte de <i>momentum</i> a $x$ metros	-
$\omega$	Ângulo horário	rad



## LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
CIMED	<i>Calibrating using Inverse Modeling at Extreme Conditions</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
FOM	Floresta Ombrófila Mista
GCM	<i>Global Climate Model</i>
IAPAR	Instituto Agronômico da Paraná
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
METRIC	<i>Mapping EvapoTranspiration at High Resolution and Internalized Calibration</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
ONS	Operador Nacional do Sistema Elétrico
QA	<i>Quality Assurance</i>
QC	<i>Quality Control</i>
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SEBI	<i>Surface Energy Balance Index</i>
SEBS	<i>Surface Energy Balance System</i>
SIG	Sistemas de Informações Geográficas
SIMEPAR	Sistema Meteorológico do Paraná
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
S-SEBI	<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
SDD	<i>Stress degree day</i>
SPI	<i>Standardized Precipitation Index</i>
SVAT	<i>Soil-Vegetation-Atmosphere</i>
UHE	Usina hidrelétrica
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
3R	<i>Rainfall-Runoff-Routing</i>



## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>27</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>31</b>
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>33</b>
<b>3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO</b> .....	<b>33</b>
<b>3.2 BALANÇO HÍDRICO</b> .....	<b>36</b>
<b>3.3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM SENSORIAMENTO REMOTO</b> .....	<b>38</b>
<b>3.4 METRIC</b> .....	<b>47</b>
<b>3.5 ESTUDOS HIDROLÓGICOS/CLIMATOLÓGICOS NA BACIA DO RIO IGUAÇU</b> .....	<b>52</b>
<b>4. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>55</b>
<b>4.1 HIDROGRAFIA</b> .....	<b>56</b>
<b>4.2 CLIMA</b> .....	<b>58</b>
<b>4.3 RELEVO</b> .....	<b>60</b>
<b>4.4 VEGETAÇÃO</b> .....	<b>63</b>
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>67</b>
<b>5.1 MATERIAIS</b> .....	<b>67</b>
<b>5.1.1 DADOS HIDROLÓGICOS</b> .....	<b>67</b>
<b>5.1.2 DADOS METEOROLÓGICOS</b> .....	<b>67</b>
<b>5.1.3 DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO</b> .....	<b>70</b>
<b>5.2 METODOLOGIA</b> .....	<b>71</b>
<b>5.3 COMPORTAMENTO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO IGUAÇU</b> .....	<b>74</b>

<b>5.4 INFLUÊNCIA DO RELEVO NO BALANÇO RADIATIVO DA SUPERFÍCIE.....</b>	<b>82</b>
<b>5.5 APLICAÇÃO DO METRIC .....</b>	<b>85</b>
<b>5.5.1 Saldo de Radiação (<math>R_n</math>).....</b>	<b>86</b>
<b>5.5.2 Fluxo de Calor no Solo (<math>G</math>).....</b>	<b>90</b>
<b>5.5.3 Fluxo de Calor Sensível (<math>H</math>) .....</b>	<b>90</b>
<b>5.5.4 Fluxo de Calor Latente e Evapotranspiração .....</b>	<b>98</b>
<b>5.6 COMPARAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO E METRIC.....</b>	<b>100</b>
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>101</b>
<b>6.1 COMPORTAMENTO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO IGUAÇU .....</b>	<b>101</b>
<b>6.2 INFLUÊNCIA DO RELEVO NO BALANÇO RADIATIVO DA SUPERFÍCIE.....</b>	<b>121</b>
<b>6.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL.....</b>	<b>127</b>
<b>6.4 COMPARAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO E METRIC.....</b>	<b>153</b>
<b>7. CONCLUSÕES .....</b>	<b>155</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>159</b>
<b>APÊNDICE A - Estatísticas descritivas da evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguaçu, anos de 2006, 2007 e 2009.....</b>	<b>175</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta alta disponibilidade hídrica quantitativa alcançando 50% do total dos recursos hídricos superficiais da América do Sul e 11% dos recursos hídricos superficiais mundiais (ANA, 2011). Em relação a diversos países, nossa disponibilidade hídrica per capita é satisfatória. No entanto, há uma grande heterogeneidade da distribuição desses recursos sobre o território brasileiro que, em adição ao adensado crescimento populacional, à ocupação indevida das áreas de drenagem em bacias hidrográficas e ao mau uso dos recursos hídricos, têm resultado em muitos conflitos pelo uso da água.

A Agência Nacional de Águas (ANA), por meio da Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil de 2011, ressalta a importância de avanços na gestão da água no país. Isto indica que para dar subsídio à definição de ações e das intervenções, necessita-se do conhecimento da realidade dos recursos hídricos em diferentes escalas temporais e espaciais.

A análise dos recursos hídricos deve passar pela análise das disponibilidades e demandas de uma região, ou ainda, pela quantificação dos diferentes termos do balanço hídrico em uma bacia hidrográfica. Especificamente, a evapotranspiração é o termo do balanço hídrico correspondente à quantidade de água que retorna à atmosfera por evaporação da água das plantas, dos corpos hídricos e do solo. A compreensão da distribuição espacial e temporal da depleção evaporativa é essencial para a gestão de bacias hidrográficas. Desta maneira, informações sobre o uso e cobertura do solo, bem como da evapotranspiração espacialmente distribuída, auxiliam o entendimento de como a água é consumida, e quais as possíveis vantagens ou desvantagens relacionadas à alocação de recursos hídricos para a agricultura e para o meio ambiente.

Os métodos clássicos de estimativa da evapotranspiração utilizam dados meteorológicos e de cobertura do solo próximos à estação meteorológica, restringindo sua aplicação a pequenas áreas. Métodos diretos para obtenção da evapotranspiração, como lisímetros, cintilômetros e razão de Bowen são precisos, mas também possuem restrição à escala de campo e seus dados monitorados são escassos. Como a evapotranspiração é altamente sensível a diversas variáveis atmosféricas e do terreno, considerando sua forma espacialmente distribuída, isto torna incerta a sua estimativa em escala regional.

No sentido de transpor tais limitações, métodos baseados em sensoriamento remoto vêm sendo aplicados para a estimativa dos fluxos

de calor entre a atmosfera e a superfície, e, por conseguinte, para a determinação e avaliação da evapotranspiração local ou regional. Produtos do sensoriamento remoto fornecem dados geográficos relevantes e parâmetros em escala apropriada e permitem o acompanhamento sistemático da dinâmica dos fenômenos que ocorrem na superfície terrestre. Alguns sensores a bordo de satélites coletam e fornecem dados há mais de uma década, como o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), e são ferramentas promissoras também para a avaliação do comportamento sazonal da evapotranspiração.

Nas últimas décadas, foram criados diversos algoritmos de estimativa da evapotranspiração com a utilização de sensoriamento remoto. O ponto crítico da maioria deles é a necessidade de calibração que envolve intensivas medições *in situ* e calibração local. O *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a) foi criado para transpor estas limitações. Mais adiante, este algoritmo foi aperfeiçoado, ocasião em que foi criado o *Mapping EvapoTranspiration at High Resolution and Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN *et al.*, 2007) e possibilitada a modelagem da evapotranspiração em áreas montanhosas. Nestes modelos, o cálculo da evapotranspiração para grandes áreas é realizado com poucos dados medidos em campo. Suas aplicações ocorrem predominantemente em regiões semiáridas e em áreas de agricultura, onde a superfície plana minimiza a heterogeneidade dos fluxos de energia, quando comparado a superfícies onduladas e montanhosas. Informações espaciais de fluxos de calor e de evapotranspiração para áreas subtropicais, tal qual a bacia do rio Iguazu, são escassas. Assim, segundo Ruhoff (2011), a determinação espacial e temporal da evapotranspiração real representa um grande desafio para a compreensão do particionamento energético e hidrológico entre a superfície e a atmosfera em diferentes biomas.

A presente pesquisa propõe-se a avaliar espaço-temporalmente a evapotranspiração real para a bacia do rio Iguazu, estimada por técnicas de sensoriamento remoto baseadas no balanço de energia.

A bacia do rio Iguazu (68410 km<sup>2</sup>) estende-se desde a região metropolitana de Curitiba/PR até Foz do Iguazu/PR, abrigando uma complexa cobertura do solo, com áreas de alta densidade populacional, áreas industriais, grandes e pequenas áreas de agricultura, áreas de reflorestamento, Unidades de Conservação, etc. Seu bioma original é composto por Mata Atlântica, de importância global em função de ter os mais elevados graus de biodiversidade e taxas de endemismo do planeta. A bacia do rio Iguazu é a sub-bacia do rio Paraná com o maior potencial

de geração de energia. Cabe ressaltar que a bacia do rio Paraná é caracterizada pela maior concentração de usinas hidrelétricas do país e pela maior capacidade de geração de energia hidrelétrica. O planejamento regional de abastecimento de água, irrigação e geração de energia hidrelétrica e também a conservação da remanescente do bioma Mata Atlântica necessitam o reconhecimento espaço-temporal da evapotranspiração. Assim sendo, encontra-se aí a relevância sócio-econômica e ambiental do estudo da evapotranspiração da bacia do rio Iguazu.

Até o momento, não há estudos sobre balanço hídrico e sobre o comportamento espacial da evapotranspiração para toda a região em escala média ou grande. Mapas de evapotranspiração e estudo do balanço hídrico permitirão uma avaliação regional e poderão dar suporte importante à gestão dos recursos hídricos. Em suma, possuem uma importância ambiental e social, pois identificarão as disponibilidades e os déficits hídricos em função do uso do solo, auxiliarão modelos de planejamento e operação de barragens, o planejamento de sistemas de irrigação, outros estudos (de modelagem) dos componentes do ciclo hidrológico e fornecerão informações para embasar a regulação dos direitos ao uso da água.

Neste contexto, a abordagem utilizada no presente estudo procurou responder às seguintes perguntas:

- i. Técnicas de sensoriamento remoto podem dar suporte à quantificação da evapotranspiração para grandes áreas de relevo acidentada e em clima subtropical?
- ii. Quais os mecanismos que influenciam a evapotranspiração na bacia do rio Iguazu, localizada em clima subtropical, com base em estimativas por modelo de balanço de energia à superfície integrado a técnicas de sensoriamento remoto?
- iii. Qual o desempenho do modelo METRIC, em escala de bacia hidrográfica, para a bacia do rio Iguazu?



## 2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese foi avaliar espaço-temporalmente a evapotranspiração real para a bacia do rio Iguaçu, estimada por técnicas de sensoriamento remoto baseados em balanço de energia. Para isto, a tese possui os seguintes objetivos específicos:

- Analisar os padrões espaciais da precipitação na bacia do rio Iguaçu para anos com comportamentos distintos de precipitação.
- Avaliar as implicações do relevo na disponibilidade de energia em cobertura do solo composta por bioma Mata Atlântica, na bacia do rio Iguaçu.
- Simular a evapotranspiração usando o modelo *Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration* (METRIC), em escala regional, por meio de imagens de moderada resolução espacial e alta resolução temporal.
- Avaliar os efeitos dos parâmetros clima, relevo e uso do solo na evapotranspiração real da bacia do rio Iguaçu.
- Comparar a estimativa da evapotranspiração real em escala de bacia hidrográfica, obtida a partir do modelo METRIC, em relação à sua estimativa por balanço hídrico.



### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O ciclo hidrológico consiste no movimento de água entre a superfície e a atmosfera, e desempenha um papel fundamental no clima terrestre. A água chega até a superfície da Terra através da precipitação, que pode ser interceptada pelo solo e fluir superficialmente para formar rios, lagos e oceanos, ou ainda, infiltrar para tornar-se umidade do solo, e percolar até aquíferos subterrâneos. O ciclo é fechado quando a água retorna à atmosfera por meio da evaporação/sublimação (BRUTSAERT, 1982; WMO, 2008).

A precipitação é decomposta em diferentes variáveis hidrológicas (e.g. vazão no rio, umidade do solo, água subterrânea) que dependem da variação espacial e temporal da precipitação, e das características da superfície (também no que diz respeito ao seu atual estado hidrológico).

O entendimento do ciclo hidrológico (ou de partes, como a evapotranspiração) por meio de modelos computacionais é, atualmente, uma ferramenta importante para hidrólogos. Estes modelos podem ser usados para análise de cenários, prevendo o que ocorre sobre o sistema hidrológico, quando ocorrem mudanças no clima (e.g. precipitação ou evaporação), no manejo dos recursos hídricos ou no uso e cobertura do solo (SCHUURMANS, 2008).

Especificamente, a evaporação da água consiste na transformação do seu estado líquido para o gasoso. Exige um suprimento de energia externa, geralmente a radiação solar, transformando-a em calor latente (PEREIRA *et al.*, 1997). A vaporização da água para a atmosfera ocorre a partir de superfícies livres de água (e.g. como rios, lagos, reservatórios e oceanos) e do solo. Também ocorre por meio da transpiração, principalmente pelas folhas das plantas, em que a água é extraída do solo pelas raízes, é transportada pelo sistema condutor até as folhas por diferença de potencial e é difundida para a atmosfera por meio da abertura dos estômatos (CHOW *et al.*, 1988; PEREIRA *et al.*, 2002). Gupta (2001) explicita as perdas de água por evaporação em uma bacia hidrográfica como os processos de evaporação do solo, da água interceptada, a partir da depressão do armazenamento e da transpiração da água pelas plantas e árvores.

A quantificação dos processos de evaporação e transpiração, em uma bacia hidrográfica vegetada, é muito difícil. Thornthwaite (1948) introduziu o termo evapotranspiração, aglutinando o processo físico de

evaporação à transpiração, em um termo coletivo. Desta maneira, a evapotranspiração é um termo negativo no balanço hídrico e abrange os fenômenos físicos e fisiológicos que transformam em vapor a água presente em plantas, nas superfícies de água e de solos (CHOW *et al.*, 1988; CHANG, 2002).

A evapotranspiração é influenciada fundamentalmente pela disponibilidade de água da superfície evaporativa e pelo fornecimento externo de energia para posterior transformação em calor latente, ou seja, para transmitir às moléculas de água a energia cinética necessária para escapar da superfície. Para evitar uma nova condensação, é necessário algum mecanismo que desloque as moléculas que escapam da superfície, como o vento e o déficit de pressão de vapor de água entre a superfície de água e o ar circunvizinho. As fontes de energia para o processo evaporativo são o calor sensível da atmosfera ou da superfície evaporante e a radiação solar (CHOW *et al.*, 1988; PEREIRA *et al.*, 1997). A radiação solar é a principal fonte para o processo evapotranspirativo, sendo composta em aproximadamente 90% por energia eletromagnética na região do visível e infravermelho (0,4 a 5  $\mu\text{m}$ ), regiões estas em que a atmosfera terrestre possui alta transmitância (THOMPSON, 1999). Na forma de saldo de radiação, subdivide-se na quantidade de energia para os processos de aquecimento do ar, aquecimento do solo e para a evapotranspiração, sendo dependente do coeficiente de reflexão da superfície e da radiação incidente (que é variável com a latitude local, com a hora do dia, com as estações do ano e com a elevação e aspecto do terreno) (ANDERSON *et al.*, 1976; THOMPSON, 1999; SILVA *et al.*, 2005). Além dos fatores citados, a umidade e textura do solo, bem como, fatores relacionados ao tipo, estágio de desenvolvimento da vegetação e índice de área foliar da vegetação também influenciam a evapotranspiração.

A evapotranspiração é uma importante componente do ciclo hidrológico porque expressa as trocas de massa e energia no sistema solo-água-vegetação e atmosfera (SENAY *et al.*, 2011; NOURI *et al.*, 2013). Informações de evapotranspiração têm diversas aplicabilidades. São fundamentais para o planejamento e manejo dos recursos hídricos e do uso do solo. São utilizadas no projeto, operação e otimização de reservatórios de água para a geração de energia e abastecimento municipal e industrial (BRUTSAERT, 1982; LI e LYONS, 1999; WARD e TRIMBLE, 2004; NOURI *et al.*, 2013). Em adição, são aplicadas no dimensionamento de sistemas de irrigação de culturas. Permitem avaliar e quantificar a produção de alimentos, biocombustíveis, etc. Podem ser

utilizadas como embasamento ou evidência para determinações judiciais entre usuários de água, identificação de déficits e disponibilidades hídricas, alocação da água e cobrança pelo uso da água. (ALLEN *et al.*, 2011b; FOLHES, 2009; TEIXEIRA *et al.*, 2009). Estimativas espaciais e temporais da evapotranspiração são utilizadas em modelagem hidrológica, ecológica e climática. Por exemplo, a descrição da evapotranspiração permite analisar como a concentração de vapor de água na atmosfera provavelmente muda com o aumento da temperatura global (mudanças climáticas). E, em adição, permite relacioná-la a outras fases do ciclo hidrológico, como o volume de água escoado em um rio, analisando sua influência em eventos extremos de inundação e seca (SINGH *et al.*, 2012; POLHAMUS *et al.*, 2013).

Diversos métodos foram concebidos para estimar a evapotranspiração, e, em função dos princípios envolvidos no seu desenvolvimento, podem ser divididos em: (1) métodos de balanço hídrico, como lisímetros, balanço hidráulico em parcelas em campo, e balanço hídrico do solo; (2) métodos de balanço de energia, como o método da razão de Bowen; (3) métodos de transferência de massa, como o da covariância de vórtices turbulentos; (4) uma combinação de métodos de transferência de massa e energia, como o método de Penman e de Penman Monteith; (5) métodos empíricos de previsão, como equações empíricas e índices aplicados aos dados de tanque de evaporação; método de Thornthwaite e método de Camargo; e (6) métodos para cultivos específicos (GUPTA, 2001).

O fluxo evapotranspirativo é de difícil quantificação. Quando considerado em escala regional, ou de bacia hidrográfica, apresenta-se ainda mais complexo, em comparação com a escala local. A evapotranspiração é altamente dinâmica no espaço e no tempo por causa da complexa interação solo-vegetação-clima e da alta variabilidade da cobertura do solo e da disponibilidade de água (IRMAK *et al.*, 2011; ALLEN *et al.*, 2011b).

Nas últimas décadas, diversos modelos hidrológicos foram criados, devido ao desenvolvimento computacional e à integração com ferramentas do geoprocessamento, como os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e o sensoriamento remoto. Desta maneira, vem se estimando a evapotranspiração em escala regional ou de bacia hidrográfica por meio dos métodos clássicos integrados a técnicas de sensoriamento remoto, como será discutido no item 3.3.

### 3.2 BALANÇO HÍDRICO

A equação do balanço hídrico, que expressa a conservação da massa em um sistema hidrológico, pode ser descrita como (BRUTSAERT, 1982):

$$(Prec - E)A_{sup} + Q_i - Q_0 = dS/dt \quad (3.1)$$

onde  $Prec$  é a taxa de precipitação;  $E$  é a taxa de evapotranspiração;  $A_{sup}$  é a área da superfície;  $Q_i$  é a taxa de entrada de água na bacia por escoamento superficial e águas subterrâneas;  $Q_0$  é a taxa de saída de água da bacia por escoamento superficial e águas subterrâneas; e  $S$  é o armazenamento de água na bacia.

A precipitação e a vazão são parâmetros frequentemente medidos em uma bacia hidrográfica. Para períodos suficientemente longos, considera-se que não há variação no volume de água armazenado no solo ( $dS/dt = 0$ ) e, para bacias em que a contribuição por escoamento subterrâneo de bacias adjacentes não é significativa,  $Q_i = 0$ . Estas premissas são tomadas como menos significantes com o aumento do tamanho da bacia (THOMPSON, 1999; CHANG, 2002). Assim, para grandes bacias hidrográficas a evapotranspiração anual pode ser estimada por:

$$E = Prec - Q_0 \quad (3.2)$$

Estimativas da evapotranspiração pelo balanço hídrico são úteis para a calibração ou validação de modelos hidrológicos e de modelos baseados em sensoriamento remoto (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005, ALLEN *et al.*, 2011a).

Na análise da evapotranspiração em uma bacia hidrográfica para períodos de tempo mais curtos (mês ou estação), pode ocorrer variação no armazenamento ( $dS/dt \neq 0$ ). Portanto, as mudanças no armazenamento de água no solo necessitam ser consideradas na solução da equação do balanço hídrico. Dias e Kan (1999) propuseram o método do balanço hídrico sazonal, considerando o armazenamento de água no balanço hídrico para a estimativa da evapotranspiração real mensal ou sazonal. Isto permite a avaliação do comportamento sazonal da evapotranspiração ao longo dos meses do ano e a verificação do comportamento do armazenamento ao longo do tempo.

O método do balanço hídrico sazonal tem como ponto chave a determinação do armazenamento de água no solo, através da análise de recessão de hidrograma, previamente à estimativa da evapotranspiração real. Assim, para um longo período de recessão, sem precipitação:

$$\frac{dS}{dt} = -(Q + E) \leq -Q \quad (3.3)$$

onde  $S$  é o armazenamento de água na bacia;  $t$  é o tempo;  $Q$  é a vazão; e  $E$  é a evapotranspiração.

Para um período de recessão, quando a vazão da bacia diminui ao longo do tempo e atinge seu menor valor no último dia de recessão, pode-se considerar a evapotranspiração como nula, e a vazão é função do armazenamento,  $Q = f(S)$ , ou, que o armazenamento é uma função inversa da vazão do último dia de recessão,  $S = f^{-1}(Q)$ .

Este método adota o período de recessão como o número de dias consecutivos sem precipitação, ou com precipitação praticamente nula e a vazão decrescente. Em adição, considera o limite da camada saturada, que armazena a água da bacia, como sendo uma superfície do lençol freático. Em época de estiagem, o decaimento dessa superfície é muito importante para verificar se o comportamento do aquífero é linear ou não.

Para aquíferos não lineares, a vazão pode ser estimada como:

$$Q = cS^d \quad (3.4)$$

onde  $c$  e  $d$  são constantes determinadas a partir da análise de recessão.

E, portanto, tem-se:

$$S = \left(\frac{1}{c}Q\right)^{1/d} \quad (3.5)$$

Então, substituindo  $S$  na Equação (3.4) tem-se a Equação (3.6):

$$-\frac{dQ}{dt} \geq c^{1/d}Q^{\frac{2d-1}{d}} \quad (3.6)$$

Adotando  $\zeta = c^{1/d}$  e  $B = \frac{2d-1}{d}$ , obtém-se  $-\frac{dQ}{dt} \geq \zeta Q^B$

Para os casos em que o aquífero comporta-se de maneira linear,  $d = 1$  e  $\zeta = c$ .

Determinados os períodos de recessão e o armazenamento do último dia, calcula-se a evapotranspiração real sazonal por:

$$\overline{E}_{ts} = \overline{P}_s - \overline{Q}_s - \frac{S_f - S_i}{\Delta t} \quad (3.7)$$

onde  $\overline{E}_{ts}$ ,  $\overline{P}_s$  e  $\overline{Q}_s$  correspondem à média sazonal da evapotranspiração, da precipitação e da vazão ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), respectivamente; e  $S_i$  e  $S_f$  correspondem ao armazenamento ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) do primeiro e do último dia do período de recessão no intervalo irregular de tempo ( $\Delta t$ ), respectivamente.

O método do balanço hídrico pode ser aplicado para grandes áreas heterogêneas no sentido de desenvolver estimativas de evapotranspiração em escala de bacia hidrográfica. Ele é útil para avaliar a variação temporal do regime de água em qualquer local. Este tipo de estimativa é útil na calibração e validação para bacias hidrográficas e modelos baseados em sensoriamento remoto (ALLEN *et al.*, 2011; NOURI *et al.*, 2013).

### 3.3 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM SENSORIAMENTO REMOTO

O entendimento quantitativo e espacial da evapotranspiração é fundamental para o planejamento e manejo dos recursos hídricos (BASTIAANSEN *et al.*, 2005; SINGH *et al.*, 2012; XUE *et al.*, 2013). No entanto, a extrapolação/interpolação de medidas pontuais de evapotranspiração para escalas regionais é um desafio e apresenta muitas incertezas, especialmente para diferentes usos e coberturas do solo sob diferentes práticas de manejo. Técnicas de sensoriamento remoto têm se apresentado como uma ferramenta muito útil para estimar a evapotranspiração em diferentes escalas temporais e espaciais (GIACOMONI e MENDES, 2008; SINGH *et al.*, 2012).

O sensoriamento remoto é reconhecido por ser o único meio viável para mapear padrões de evapotranspiração na superfície terrestre em escala regional, de maneira consistente e economicamente viável. É particularmente prático para áreas onde a medição é inviável de se conduzir ou é indisponível, ou seja, áreas não monitoradas (RANGO, 1994; McCABE e WOOD, 2006; KUSTAS e NORMAN, 1996).

Para áreas com vegetação mista, Nouri *et al.* (2013) dividem os métodos de estimativa da evapotranspiração a partir de sensoriamento

remoto em 4 grupos: i) Métodos residuais de balanço de energia; ii) Métodos determinísticos; iii) Métodos de inferência; iv) Métodos empíricos diretos.

Os métodos residuais de balanço de energia combinam relações empíricas e físicas. Grande parte dos modelos atualmente operacionais utilizam esta abordagem para quantificar a evapotranspiração por sensoriamento remoto em diferentes escalas temporais e espaciais (GOWDA *et al.*, 2008; LI *et al.*, 2009). Resultados instantâneos acurados podem ser obtidos a partir desta abordagem e dados de estações meteorológicas são requeridos para interpolar os resultados para períodos de tempo mais longos, como dias ou meses (COURAULT *et al.*, 2005).

Os métodos residuais de balanço de energia consistem na estimativa de seus componentes  $R_n$ ,  $G$  e  $H$  a partir de dados de sensoriamento remoto e dados meteorológicos, gerando a evapotranspiração como o fluxo de calor latente residual da equação:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (3.8)$$

onde  $\lambda E$ ,  $G$  e  $H$  são, respectivamente, a densidade do fluxo de calor latente, a densidade do fluxo de calor no solo e a densidade do fluxo de calor sensível; e  $R_n$  é o saldo de radiação; todos em  $W.m^{-2}$ .

A aplicabilidade destas metodologias está vinculada à acurácia da estimativa de  $R_n$ ,  $G$  e  $H$ , visto que todos os erros residuais são incorporados na estimativa de  $\lambda E$  (TREZZA, 2002).

$R_n$  é o total de energia disponível para o aquecimento do ar ( $H$ ), do solo ( $G$ ) e para a evaporação da água ( $\lambda E$ ) e pode ser estimada pelo balanço de radiação na superfície:

$$R_n = (1 - \alpha_{sup})R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (3.9)$$

onde  $\alpha_{sup}$  é o albedo da superfície (adimensional);  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente;  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente;  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida; e  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície (adimensional). O valor de  $\alpha_{sup}$  é comumente calculado pelas imagens de satélite com informações de ondas curtas (e.g. LIANG, 2000);  $R_{S\downarrow}$  é calculado como função da constante solar, ângulo de inclinação do Sol no momento de aquisição da imagem de satélite, localização geográfica e dia do ano.  $\varepsilon_0$  é estimado como uma média ponderada entre solo exposto e vegetação ou como uma função do índice de vegetação da diferença normalizada (em inglês, *normalized difference vegetation index – NDVI*).

Os valores de  $R_{L\downarrow}$  e  $R_{L\uparrow}$  são estimados pela equação de Stefan-Boltzmann. O cálculo de  $R_{L\downarrow}$  considera a emissividade da atmosfera em função da pressão de vapor de água (LI *et al.*, 2009), ou em função da transmissividade da atmosfera (ALLEN *et al.*, 2002).  $R_{L\uparrow}$  depende ainda da temperatura da superfície, obtida com base nas bandas do infravermelho termal das imagens.

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) representa a taxa de energia utilizada para aquecimento do solo, ou ainda, pode ser descrito como a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação, devido à condução.  $G$  é a componente de menor magnitude do balanço de energia e os erros de sua estimativa têm apenas um pequeno efeito sobre o  $\lambda E$ . Ele é difícil de se estimar precisamente através de técnicas de sensoriamento remoto (FOLHES, 2007; LI *et al.*, 2009; SANTOS *et al.*, 2010; GIONGO, 2011). Para Giongo (2011), o principal problema na estimativa de  $G$  a partir de imagens satélite é que, apesar de os fluxos de superfícies serem semelhantes em determinadas condições, há a impossibilidade de detecção de diferenças do fluxo em diferentes profundidades. No entanto, Bastiaanssen *et al.* (1998b) afirmam que valores de  $G$  medidos em campo são válidos para pequenas áreas com características consideradas homogêneas no entorno do ponto de medida e, que, em se tratando de escala de bacia hidrográfica (com cobertura heterogênea), a utilização de sensoriamento remoto não é um fator limitante. O cálculo de  $G$  é feito por meio de relações empíricas baseadas em observações em campo, índices de vegetação, como o  $NDVI$  e o índice de área foliar (em inglês, *leaf area index* –  $LAI$ ) e temperatura da superfície (LI *et al.*, 2009).

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) é a transferência de calor entre o solo e a atmosfera, e é a força motriz para aquecer ou esfriar o ar acima da superfície. Em particular, sua estimativa com dados de sensoriamento remoto tem sido o grande foco de discussão (TREZZA, 2002).  $H$  é comumente calculado por:

$$H = \frac{\rho_{ar} c_p (T_{aero} - T_{ar})}{r_{ah}} = \frac{\rho_{ar} c_p dT}{r_{ah}} \quad (3.10)$$

onde  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar;  $c_p$  é o calor específico do ar;  $T_{aero}$  é a temperatura aerodinâmica da superfície;  $T_{ar}$  é a temperatura do ar em uma altura de referência;  $dT$  é a diferença de temperatura próxima à superfície; e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível entre a superfície e a altura de referência que é calculada por:

$$r_{ah} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z_x - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_m \right] \left[ \ln \left( \frac{z_x - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_h \right]}{k^2 u_x} \quad (3.11)$$

onde  $d_0$  é o deslocamento do plano zero,  $u_x$  é a velocidade do vento medida na altura  $z_x$ ;  $k$  é a constante de Von Karman (0,41);  $\psi_m$  e  $\psi_h$  são as funções de Monin-Obukhov para *momentum* e calor; e  $z_{0m}$  é o comprimento da rugosidade para o transporte de *momentum*.

Visto a dificuldade de medição de  $T_{aero}$ , as abordagens de sensoriamento remoto têm tentado substituí-la pela temperatura radiométrica da superfície ( $T_s$ ). Para uma cobertura uniforme de vegetação, como uma cultura, a diferença entre  $T_{aero}$  e  $T_s$  é tipicamente menor que 2°C. No entanto, para uma cobertura parcial de vegetação ou heterogênea, pode atingir 10°C (KUSTAS e NORMAN, 1996), o que afeta significativamente o valor de  $H$ . Isto levou a elaboração de diversos métodos para quantificar esta diferença (TREZZA, 2002). Kustas e Norman (1996) propuseram uma das metodologias mais aplicadas para quantificar a diferença entre  $T_{aero}$  e  $T_s$ , consistindo do ajuste do comprimento da rugosidade para o transporte de calor  $z_{0h}$ , pela razão  $\ln(z_{0h}/z_{0m})$  igualada à constante de Von Karman multiplicada por um parâmetro. Outra abordagem para tratar o problema de inferir  $T_{aero}$  a partir de  $T_s$  é estimar diretamente  $dT$ , a temperatura entre dois níveis acima da superfície, sem explicitamente medir a temperatura absoluta nas dadas alturas. Esta abordagem é usada pelo modelo SEBAL, explicado a seguir.

O SEBAL (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a) vem sendo muito utilizado para a estimativa da evapotranspiração porque quantifica as perdas reais de água em áreas com alta distribuição temporal e espacial, e pode ser empregado em sistemas agrícolas ou naturais (bacias hidrográficas) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; FOLHES, 2007). É baseado na Equação (3.8) e demais Equações apresentadas, considerando a fração evaporativa constante em escala diária ou sazonal, para extrapolação dos valores instantâneos para outros períodos de tempo.

O que distingue o esquema do SEBAL é a estimativa da distribuição espacial de  $(T_s - T_{ar})$ , determinada pela escolha de dois *pixels* âncoras dentro da área analisada, o *pixel* ‘seco’ e o *pixel* ‘úmido’. Para o primeiro, o fluxo de calor latente é considerado nulo ( $\lambda E = 0$ ). Então, a disponibilidade de energia ( $R_n - G$ ) é completamente transformada em fluxo de calor sensível  $H$ , e a diferença  $dT$  para o mesmo

*pixel* pode ser obtida invertendo a Equação (3.10). No *pixel* úmido, o fluxo de calor sensível é hipotetizado como igual a zero. Isto indica que as temperaturas do ar e da superfície coincidem ( $dT = 0$ ).

$$dT = T_s - T_{ar} = \frac{Hr_{ah}}{\rho_{ar}c_p} \quad (3.12)$$

Ainda para a estimativa de  $H$ , o SEBAL adota a hipótese de que as áreas quentes (com elevada emitância termal) criam diferenças verticais de temperatura  $dT$  mais elevadas em comparação a superfícies frias e esta relação é linear com a temperatura da superfície. Assim, uma relação linear entre a temperatura da superfície e  $dT$  é estabelecida:

$$dT = a + bT_s \quad (3.13)$$

onde  $a$  e  $b$  são os coeficientes linear e angular de  $dT$ , estimados por meio de um sistema de equações utilizando os *pixels* âncoras.

O *Surface Energy Balance Index* (SEBI) (MENENTI e CHOUDHURY, 1993) utiliza uma fonte externa de dados para a aquisição das temperaturas extremas para as condições seca e úmida. Isto possibilita a aplicação da metodologia mesmo em casos onde não há alguma dessas condições extremas presentes na imagem analisada (CALGAGNO *et al.*, 2007). O *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) (ROERINK *et al.*, 2000) é uma versão simplificada do SEBI, baseado no contraste entre áreas secas e úmidas. Ele determina uma reflectância dependente da máxima temperatura para condições secas e uma reflectância dependente da mínima temperatura para condições úmidas. Particiona os fluxos de calor sensível e latente de acordo com a temperatura real da superfície. As maiores vantagens deste esquema são que nenhum dado meteorológico adicional é necessário para calcular os fluxos, se extremos hidrológicos estão presentes na superfície, e as temperaturas extremas para as condições seca e úmida variam de acordo com a mudança dos valores de reflectância. A base teórica do S-SEBI relaciona albedo e temperatura da superfície com a disponibilidade de energia como (Figura 3.1): 1) em superfície com baixo albedo, a temperatura da superfície mantém-se quase sem mudança em função da água que está disponível sob essas condições (e.g., sobre uma superfície de água ou campos irrigados); 2) em albedo elevado, a temperatura da superfície aumenta até certo ponto com o aumento da reflectância devido ao decréscimo da evapotranspiração ( $ET$ ) resultante da menor

disponibilidade de água, que é chamada de “evaporação controlada”; e 3) depois de uma inflexão, a temperatura da superfície decresce com o aumento da reflectância da superfície, que é chamada “radiação controlada” (LI *et al.*, 2009).

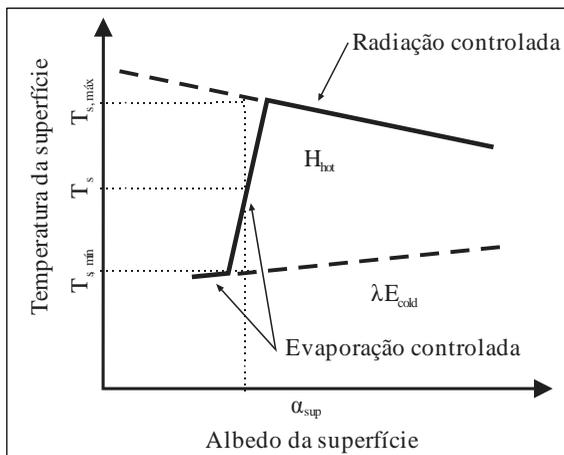


Figura 3.1: Esquema teórico da relação entre albedo e temperatura da superfície no S-SEBI.

Fonte: Roerink *et al.* (2000).

O *Surface Energy Balance System* (SEBS) (SU, 2002) é um modelo residual de balanço de energia que necessita de três conjuntos de informações como seus dados de entrada. O primeiro consiste do albedo da superfície, emissividade, temperatura, cobertura da vegetação fracional e *LAI*, e a altura da vegetação (ou altura da rugosidade), que podem ser derivados de dados de sensoriamento remoto juntamente com outras informações da área analisada. O segundo conjunto inclui dados meteorológicos de pressão do ar, temperatura, umidade e velocidade do vento a uma altura de referência (*i.e.*, a altura de medida para aplicação local e a altura da camada limite planetária para aplicação regional). O terceiro conjunto requer radiação solar incidente e radiação de ondas longas incidente, que podem ser obtidas por medidas diretas, por modelagem ou parametrizações. Ao contrário do SEBAL, no SEBS o fluxo de calor sensível associado ao pixel úmido não é nulo, e pode ser derivado por uma combinação de equações similares às sugeridas por Penman-Monteith (NOURI *et al.*, 2013).

Os métodos determinísticos são modelos mais complexos, baseados em um modelo de interação solo-planta-atmosfera que simula a transferência de massa e energia usando estimativas das trocas turbulentas, radiativas e de água, além de levar em conta o controle estomatal das plantas (TREZZA, 2002). São geralmente conhecidos pelos modelos de Transferência Solo-Vegetação-Atmosfera (*Soil-Vegetation-Atmosphere* – SVAT). O nível de complexidade associado ao modelo é influenciado pelo número de camadas em que o sistema solo-planta-atmosfera é dividido e analisado. Segundo Folhes (2007), em função da complexidade, o modelo pode necessitar como dados de entrada: i) informações da estrutura da vegetação, como *LAI* e altura do dossel; ii) propriedades ópticas da vegetação e do solo, como reflectância e albedo, iii) propriedades fisiológicas da vegetação (condutância estomatal e transferência de água do solo para a planta); iv) propriedades termais e hidráulicas do solo; e v) condições atmosféricas, como temperatura e umidade do ar, velocidade do vento e radiação incidente. Nos modelos SVAT, a utilização de dados de sensoriamento remoto pode ocorrer de três maneiras (COURAULT *et al.*, 2005):

1. “Forçando” a entrada de dados no modelo diretamente com medidas de sensoriamento remoto;
2. corrigindo o curso do estado variáveis no modelo a cada momento em que os dados de sensoriamento remoto estão disponíveis (assimilação sequencial);
3. reinicializando ou mudando parâmetros desconhecidos utilizando um conjunto de dados adquiridos em janelas temporais de muitos dias ou semanas (assimilação variacional).

Os modelos SVAT comumente estimam a evapotranspiração com dados de umidade do solo e pela seguinte equação:

$$\lambda E = \rho_{ar} c_p h_s (e_s^*(T_s) - e_a) \quad (3.14)$$

onde  $e_s^*(T_s)$  é a pressão de saturação de vapor na temperatura da superfície  $T_s$ ;  $e_a$  é a pressão de vapor real;  $h_s$  é um coeficiente de troca, frequentemente representado em um modelo numérico através de uma rede de resistências mais ou menos complexa de acordo com as camadas de vegetação definidas na descrição do dossel de vegetação.  $h_s$  depende do coeficiente de troca aerodinâmico ( $1/r_{ah}$ ), da superfície do solo e resistências estomatais de diferentes folhas no dossel.

Dentro os modelos do tipo SVAT existentes, citam-se ISBA, Meso-NH, MAGRET, ALiBi e TESSER (NOILHAN e MAHFOUF, 1996; OLIOSO *et al.*, 1999; KELLER *et al.*, 2002).

Os métodos empíricos diretos são expressos por relações simples entre a evapotranspiração diária e a diferença de temperatura cumulativa entre a superfície e o ar. Assumem as hipóteses de que, em um dia, a razão  $H/R_n$  é constante e o fluxo de calor no solo é nulo. Jackson *et al.* (1977) primeiramente aplicaram esta metodologia em escala de campo, resultante de uma simplificação do balanço de energia à superfície. A partir de então, foi amplamente analisada e revisada em diversos estudos que utilizaram dados de sensoriamento remoto para estimativa da evapotranspiração regional e global (*e.g.* LAGOUARDE, 1991; CARLSON *et al.*, 1995).

$$\lambda E = R_n + A - B(T_s - T_a) \quad (3.15)$$

onde  $\lambda E$  é a evapotranspiração;  $R_n$  é o saldo de radiação;  $T_s$  é a temperatura da superfície extraída a partir de imagens do infravermelho termal;  $T_a$  é a temperatura do ar próxima ao meio dia, medida em estação meteorológica; e  $A$  e  $B$  são parâmetros de calibração dependentes do local. A utilização de dados registrados em satélites e medidas em campo para a obtenção da diferença acumulativa de temperatura ( $T_s - T_a$ ), também é chamada de grau de estresse do dia (*stress degree day* - SDD) e permite caracterizar as condições de umidade no solo e em culturas em escala local e para grandes áreas irrigadas (COURAULT *et al.*, 2005; CALCAGNO *et al.*, 2007).

Os métodos de índice de vegetação, ou métodos de inferência, baseiam-se em dados de sensoriamento remoto para calcular um fator de ajuste (como os coeficientes de cultura) para a estimativa da evapotranspiração real. O fator de redução é multiplicado pela evapotranspiração potencial ou de referência, calculada com dados medidos em estação meteorológicas (COURAULT *et al.*, 2005; NOURI *et al.*, 2013). Sua equação geral é descrita por:

$$ET_{plant} = K_{plant} \times ET_r \quad (3.16)$$

onde  $ET_{plant}$  é a evapotranspiração real;  $K_{plant}$  é o fator de ajuste ou coeficiente de cultura; e  $ET_r$  é a evapotranspiração de referência.

Fatores como mudanças das características do tipo da vegetação, estágio de crescimento, densidade da vegetação e condições e

características do solo influenciam  $K_{plant}$ . Isto indica que  $K_{plant}$  deve ser calibrado para as condições da área em estudo. Diversos estudos foram conduzidos para encontrar uma correlação entre coeficientes de cultura e índices de vegetação, principalmente utilizando  $NDVI$  e  $LAI$  (e.g. CONSOLI *et al.*, 2006; CAMPOS *et al.*, 2010; AMRI *et al.*, 2013).

Esta metodologia é amplamente discutida em Allen *et al.* (1998), que usa a Equação (3.17) e tem  $ET_r$  relacionada à demanda atmosférica, estimada por FAO Penman-Monteith, e  $K_{plant}$  relacionado às características da superfície. O parâmetro  $K_{plant}$  é comumente representado por um coeficiente de cultura duplo, estimado como a soma de um coeficiente de evaporação do solo ( $K_e$ ) e um coeficiente relacionado à transpiração das plantas ( $K_{cb}$ ) ajustado para quantificar o déficit de água na zona de raízes ( $K_s$ ). Esta abordagem proposta pelo boletim FAO 56 vem sendo aplicada mundialmente, integrando técnicas de sensoriamento remoto para a estimativa de  $K_{cb}$ .

$$ET = (K_e + K_{cb}K_s)ET_r \quad (3.17)$$

Campos *et al.* (2013) utilizaram a abordagem proposta pela FAO 56 na estimativa da evapotranspiração e do balanço hídrico do solo, utilizando técnicas de sensoriamento remoto para estimar empiricamente  $K_{cb}$ . Para uma região na Espanha, coberta por azinheiras, utilizaram  $K_{cb} = 1,44NDVI - 0,10$ . Amri *et al.* (2013) aplicaram a Equação (3.18) para estimar a evapotranspiração real de cultivos de cereais e oliveiras e validaram seus resultados com o modelo do tipo SVAT, denominado ISBA-A-gs. Para uma área de cultivos na Tunísia, usaram:

$$K_{cb} = 1,07 \left[ 1 - \left( \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{\frac{0,84}{0,54}} \right] \quad (3.18)$$

onde  $NDVI_{min}$  e  $NDVI_{max}$  são os valores mínimo e máximo do  $NDVI$  das imagens empregadas, associados a solo exposto e vegetação densa.

A escolha do método para estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto está vinculada ao objetivo do estudo, disponibilidade de dados, custos envolvidos, dentre outros. A Tabela 3.1 mostra as principais vantagens e desvantagens das diferentes abordagens que usam sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração.

Tabela 3.1: Vantagens e desvantagens das diferentes metodologias de estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto.

Método	Vantagens	Desvantagens
Residual	Baixo custo Não necessita de dados climáticos adicionais	Necessitam da detecção dos <i>pixels</i> quente e frio para sua aplicação
Determinístico	Permite a estimativa de variáveis intermediárias, como LAI Possibilita relação mais acurada com modelos hidrológicos ou climáticos	Requer mais parâmetros Requer dados de sensoriamento remoto acurados
Empírico direto	Operacional de escala local a regional	Variação espacial dos coeficientes
Inferência	Operacional, se combinado com modelos ou métodos de medida em solo	Necessita de calibração para cada tipo de vegetação $K_{cb}$ varia em função do estresse hídrico

**Fonte:** adaptado de Nouri *et al.* (2013).

### 3.4 METRIC

O *Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN *et al.*, 2007a) é um modelo de estimativa da evapotranspiração por técnicas de sensoriamento remoto. Enquadra-se como um método residual do balanço de energia, e fundamenta-se na base teórica e computacional do SEBAL. De fato, o METRIC foi criado para transpor as limitações do SEBAL na estimativa da evapotranspiração sobre superfícies mais complexas, tais como:

- A necessidade de especificações subjetivas dos *pixels* quente e frio dentro da cena, para determinar os parâmetros  $a$  e  $b$  utilizados na Equação (3.13);
- É frequentemente aplicado em superfícies planas. Para aplicação em áreas montanhosas são necessários ajustes baseados no modelo digital de elevação para a estimativa da temperatura da superfície e velocidade de fricção; e

- Erros na temperatura da superfície, ou na diferença de temperatura entre superfície e ar levam a grandes impactos na estimativa de  $H$  (LI *et al.*, 2009).

Assim como o SEBAL, o METRIC necessita como dados de entrada imagens que abranjam a região espectral do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal, e dados comumente medidos em estações meteorológicas, como velocidade do vento, radiação solar, temperatura do ar e pressão atmosférica (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; ALLEN *et al.*, 2007a). Para aplicação em relevo montanhoso, um modelo digital de elevação é requerido.

Ambos os modelos utilizam a técnica de calibração interna *Calibration using Inverse Modeling at Extreme Conditions* (CIMEC) (ALLEN *et al.*, 2008). A CIMEC envolve a calibração inversa do balanço de energia via fluxo de calor sensível ( $H$ ), calculado a partir da especificação da evapotranspiração e da equação do balanço de energia para duas condições extremas na imagem (para os chamados pixels quente e frio ou seco e úmido). Este procedimento objetiva embutir os erros das estimativas em  $R_n$ ,  $G$  e outros componentes intermediários, que são inerentes a muitos dos cálculos baseados em imagens de satélite, na estimativa e calibração de  $H$ . Em adição, a calibração interna elimina a necessidade de complexas correções atmosféricas do albedo e da temperatura da superfície (ALLEN *et al.*, 2011a; ALLEN *et al.*, 2013).

A principal diferença entre o SEBAL e o METRIC reside nos critérios de escolha do *pixel* frio e nos cálculos relacionados aos pixels frio e quente. No METRIC, o *pixel* quente é definido em uma área de solo exposto e é utilizado o balanço hídrico no solo diário para verificar se  $\lambda E = 0$ , ou para fornecer um valor de  $\lambda E$  se houver evaporação residual proveniente de precipitação antecedente ou irrigação. Já o *pixel* frio deve ser selecionado em área de agricultura, com cultivo em pleno desenvolvimento, bem suprida de água e com características biofísicas similares à cultura de referência (alfafa). Para o *pixel* frio não se considera  $\lambda E = R_n - G$ , mas sim,  $\lambda E = 1,05 \times ET_r$ , que é uma compensação para efeitos advectivos, sendo  $ET_r$  a evapotranspiração de referência, estimada pelo método de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 2007a; LI *et al.*, 2009; GIONGO, 2011).

A estimativa do albedo no METRIC foi atualizada por Tasumi *et al.* (2008), para melhorar a acurácia sobre uma ampla gama de condições da superfície. O albedo é calculado pela integração da reflectância da superfície das bandas representativas do espectro de ondas curtas. A reflectância da superfície é derivada das imagens de satélite usando

funções para transmitância atmosférica e as reflectâncias para cada banda, usando dados de pressão atmosférica, ângulo zenital solar, ângulo de visada de aquisição da imagem e coeficientes calibrados para diferentes satélites.

Outra importante diferença é a forma de extrapolação da evapotranspiração instantânea para valores diários ou sazonais. No SEBAL, a extrapolação é baseada na fração evaporativa  $FE$  estimada por  $\lambda E / (R_n - G)$ . No METRIC, ela é baseada na fração de evapotranspiração de referência,  $ET_r/F$ , sendo dada pela razão entre a evapotranspiração instantânea e a evapotranspiração de referência (alfafa), estimada com dados de estação meteorológica para a data de aquisição da imagem. Segundo Li *et al.* (2009), este procedimento pode melhor quantificar os impactos de advecção e mudanças nas condições de vento e umidade do ar durante o dia.

O modelo METRIC possibilita quantificar as perdas reais de água por evapotranspiração em áreas com alta distribuição temporal e espacial e pode ser aplicado tanto em sistemas agrícolas quanto em bacias hidrográficas. Ele vem sendo empregado em diversas linhas de pesquisa, como na estimativa do fluxo evapotranspirativo de cultivos específicos, no monitoramento das necessidades hídricas para estimativa do rendimento de culturas, em estudos agrometeorológicos, na verificação da depleção líquida em bacia hidrográfica, como dado de entrada em modelos hidrológicos, etc.

Este modelo vem sendo amplamente empregado nos Estados Unidos, em regiões no sudeste de Idaho, New Mexico, Colorado, Nebraska e sudeste da Califórnia, conforme explicitado em Allen *et al.* (2005a), Allen *et al.* (2007b), Tasumi e Allen (2007), Irmak *et al.* (2011), Anderson *et al.* (2012). Em Idaho, o Departamento de Recursos Hídricos e a Universidade de Idaho têm aplicado o METRIC na estimativa de balanço hídrico para melhorar a acurácia de modelagens hidrológicas e de projeções dos efeitos de sistemas de manejo dos recursos hídricos. O modelo vem sendo testado como uma ferramenta operacional reguladora para administrar outorgas de uso da água e identificar áreas onde há a violação da legislação no sentido de ultrapassar a máxima taxa de desvio permitida. Outra importante aplicação refere-se à combinação de mapas de uso e cobertura do solo com mapas de evapotranspiração para a geração de dados de evapotranspiração por classe de uso e cobertura do solo. Esta, é apontada como uma importante questão no planejamento dos recursos hídricos em nível de bacia hidrográfica, pois permite a avaliação das disponibilidade e demanda hídrica em bacias hidrográficas em que a

cobertura agrícola vem sendo rapidamente substituída por usos mais urbanos ou industriais. Mapas de evapotranspiração obtidos pelo METRIC melhoraram a acurácia da estimativa da distribuição e quantidade da depleção de água em aquíferos causada por bombeamento. Também contribuíram para a modelagem de águas subterrâneas, com estimativas mais precisas da recarga dos aquíferos em consequência de desvios para irrigação em rios. Outro uso foi a estimativa da evapotranspiração em sistemas ripários e áreas urbanas para os cálculos de projetos que envolvem balanço hídrico.

Pôças *et al.* (2013) utilizaram resultados do METRIC para a caracterização de elementos da paisagem. Aplicaram a técnica de processamento digital de imagens denominada de análise de componentes principais em imagens NDVI,  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $ET$ , resultantes do METRIC, para a caracterização de diferentes usos e coberturas do solo em uma região com campos irrigados semi-naturais em Portugal. Os autores acreditam que as informações geradas podem melhorar a caracterização da área de estudo e podem futuramente dar suporte ao monitoramento, conservação e manejo do uso do solo e dos recursos hídricos.

Anderson *et al.* (2012) ressaltam a importância da aplicação do SEBAL e METRIC para a validação da evapotranspiração em modelos climáticos globais (*Global Climate Models* - GCMs). Modelos que utilizam técnicas de sensoriamento remoto, como o METRIC, não realizam previsões de evapotranspiração, visto que se baseiam em uma medida atual da temperatura da superfície. No entanto, os autores ressaltam que podem ser utilizados na validação e calibração da condutância da superfície e de componentes da evaporação do solo usados em diversos modelos climáticos.

No Brasil, a metodologia do SEBAL foi aplicada em diversos estudos, localizados principalmente no semiárido nordestino (e.g. Sabino (2008) no estado de Sergipe; Silva *et al.* (2005) e Teixeira *et al.* (2009) em Pernambuco; Meireles (2007) e Bezerra *et al.* (2008) no Ceará; Borges (2008) na Bahia; Paiva *et al.* (2011) no Paraná; Uda *et al.* (2014), em Santa Catarina; Giacomoni e Mendes (2008) e Santos *et al.* (2010) no Rio Grande do Sul). No entanto, o METRIC foi aplicado em poucos estudos, podendo-se citar apenas Folhes *et al.* (2009), Silva (2009), Giongo (2011) e Scherer-Warren (2012).

Silva (2009) determinou a evapotranspiração real na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe/CE por meio do METRIC e de cinco imagens TM – Landsat 5. Os resultados foram validados com componentes do balanço de energia pela técnica das correlações turbulentas no período de agosto de 2005 a setembro de 2006. Para a

evapotranspiração diária obtida por  $ET_rF$ , o erro relativo foi de 13,4%, considerado baixo. O autor constatou que a correção atmosférica realizada banda a banda gerou resultados mais precisos em relação a uma única correção em todo o espectro de ondas curtas das imagens. Por fim, concluiu que o modelo, juntamente com imagens Landsat, pode ser utilizado para a estimativa de evapotranspiração no semiárido brasileiro, e tem potencial para o manejo dos recursos hídricos na irrigação de cultivos agrícolas em escala local e regional.

Giongo (2011) estimou os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração da bacia do Rio Corumbataí (1700 km<sup>2</sup>), no centro-leste de São Paulo por meio de dez imagens TM – Landsat 5 datadas de julho de 2008 a julho de 2010 aplicadas ao METRIC. O autor concluiu que o modelo, juntamente com dados de relevo (modelo numérico de terreno), permite identificar a variabilidade espaço-temporal de  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $\lambda E$  e  $ET$  da bacia estudada.

Folhes (2009) discutiu a aplicabilidade do METRIC como uma alternativa para o cálculo do uso consuntivo da água no Distrito de Irrigação Jaguaribe-Apodi, situado na Chapada do Apodi/CE, bem como, suas implicações no gerenciamento de recursos hídricos da região. Os resultados do METRIC usando imagens TM – Landsat 5 foram validados por meio de medidas obtidas em uma torre micrometeorológica instalada num cultivo de banana. Um método para previsão do total da água para uso consuntivo foi criado por meio da definição de uma equação de regressão com o uso da fração de depleção de água para o conjunto de parcelas de cultura de banana (obtida por medições tomadas em hidrômetros) e dados mensais de evapotranspiração (estes, obtidos pelo METRIC). Os resultados obtidos por Folhes (2009) sugerem que o METRIC é um método viável para prever o consumo de água e para melhorar a gestão dos recursos hídricos em sistemas de irrigação no semiárido brasileiro. O raciocínio desenvolvido pode ser aplicado aos 62 sistemas públicos de irrigação no semiárido (que contém 730.000 ha de área irrigável) para dar suporte aos mecanismos de cobrança como um meio primário para regulação do consumo de uso de água para irrigação. Esta abordagem alternativa pode minimizar os custos e a complexidade de instalação de um grande número de dispositivos de medição como hidrômetros.

### 3.5 ESTUDOS HIDROLÓGICOS/CLIMATOLÓGICOS NA BACIA DO RIO IGUAÇU

Apesar de sua importância ambiental e socioeconômica, até o momento há poucos estudos sobre as características hidrológicas ou climatológicas que considerem toda a bacia do rio Iguaçu. A maior parte dos estudos possui foco nas usinas hidrelétricas e na previsão de vazões na região do alto rio Iguaçu.

Kan e Dias (1999) realizaram estimativas da evapotranspiração regional, evaporação em lago e evaporação líquida do reservatório de José Munhoz da Rocha Neto (Foz do Areia), a jusante do município de União da Vitória, no rio Iguaçu. Este estudo visou comparar os valores utilizados pela ELETROBRAS para estimativas da evaporação do reservatório no período de 1982 a 1997. Para tanto, utilizaram o método da razão de Bowen, o método do balanço hídrico sazonal e um modelo hidrometeorológico de evapotranspiração. A região do lago apresentou evapotranspiração mais elevada que a evaporação do lago, resultando em uma evaporação líquida anual de 322 mm. Por fim, concluem que a estimativa realizada pela ELETROBRAS pode estar superestimada, visto que utilizam o valor de +192 mm. Dias e Kan (2008) reavaliaram as estimativas de Kan e Dias (1999) para um período mais longo (1982 a 2004) e compararam-nas novamente com a metodologia utilizada pela ELETROBRAS, chegando à mesma conclusão de superestimativa.

Cataldi *et al.* (2007a) aplicaram técnicas de mineração de dados e de redes neurais visando o balizamento da escolha da melhor previsão de vazões naturais do sistema de modelos estocásticos PREVIVAZ, proposto por CEPTEL (2004). Desta maneira, foram estudados os aproveitamentos hidrelétricos das usinas de Foz do Areia e de Salto Santiago. Este, possui área de drenagem correspondente a mais de 50% da área da bacia do rio Iguaçu. Os autores indicam que a metodologia pode ser uma solução simples e eficaz para a diminuição dos erros de previsão em horizonte de vazão natural semanal nesta bacia.

Castanharo *et al.* (2007) realizaram previsões de vazões através do modelo chuva-vazão SMAP, para o período de 1996 a 2001, utilizando dados de precipitação obtidos pelo modelo Eta/CPTEC. A área de estudo foi uma sub-bacia do rio Iguaçu, no trecho a montante da UHE Salto Osório (45.769 km<sup>2</sup>), dividida em três trechos: bacia a montante da UHE Foz do Areia; bacia do rio Jordão e uma bacia incremental entre a UHE Foz do Areia e a foz do rio Jordão, e a UHE Salto Osório. Foram analisadas 10 versões do modelo SMAP, sendo que a versão que corrige

o estado dos reservatórios superficial e subterrâneo no dia anterior à previsão e que realiza a calibração dos parâmetros a cada simulação foi a que apresentou os melhores resultados.

Araujo e Guetter (2007) validaram a estimativa de chuva por satélite, obtida pelo produto CMORPH, na bacia do alto rio Iguaçu (área da nascente até município de União da Vitória, com 24.211 km<sup>2</sup>). Foi aplicado um estudo de sensibilidade de modelagem hidrológica pelo 3R (*Rainfall-Runoff-Routing*) (GUETTER *et al.*, 1996) em relação a diferentes dados de entrada: chuva estimada por satélites e medida por pluviômetros. Os autores afirmam que a partir dos resultados obtidos com o uso do CMORPH podem ser utilizados como dado de entrada em sistemas de alertas de cheias para bacias com área superior a 1.000 km<sup>2</sup> e que os produtos obtidos por satélite tendem a superestimar a precipitação média.

Cataldi *et al.* (2007b) analisaram o desempenho da previsão de precipitação do modelo numérico Eta/CPTEC aplicada a três bacias: do rio Iguaçu, rio Paraná e rio Paranaíba. Neste estudo, toda a área da bacia do rio Iguaçu foi considerada e a precipitação foi modelada no período de 1996 e 2001. Os resultados obtidos foram utilizados em modelos para previsão de vazões naturais no Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS). Concluiu-se que a utilização das precipitações previstas como dados de entrada podem melhorar o desempenho de modelos de previsão de vazões.

Silva *et al.* (2001) estudaram a variabilidade interanual da precipitação na bacia do rio Iguaçu. Utilizaram dados de 31 estações meteorológicas, no período de 1967 a 1997. Pela utilização de *boxplot* analisaram a evolução da distribuição da frequência de chuva e observaram uma variação no comportamento da precipitação, com maiores médias anuais nos anos de El Niño (1983 e 1992). Por meio de análise de *cluster*, identificaram 3 zonas homogêneas de precipitação: a maior área a oeste da bacia, uma área na região centro-sul e outra ao leste da bacia do rio Iguaçu.

Evsukoff *et al.* (2012) desenvolveram um modelo chuva-vazão para a bacia do rio Iguaçu, para dar suporte ao planejamento operacional de usinas hidrelétricas. O modelo utiliza lógica fuzzy para estimar vazões naturais baseado em previsões de dados pluviométricos resultantes do modelo Eta/CPTEC. O modelo mostrou-se acurado quando dados observados de precipitação são utilizados como dados de entrada e vem sendo implementado pela ONS.

A Tabela 3.2 abaixo apresenta a síntese dos principais estudos de parâmetros hidrológicos e climatológicos realizados na bacia do rio Iguaçu (parcial ou integralmente).

Tabela 3.2: Estudos de parâmetros hidrológicos e climatológicos realizados na bacia do rio Iguaçu.

<b>Autores</b>	<b>Parâmetro estudado</b>	<b>Área estudada</b>
Kan e Dias (1999)	Evaporação líquida	Reservatório de José Munhoz da Rocha Neto
Dias e Kan (2008)	Evaporação líquida	Reservatório de José Munhoz da Rocha Neto
Cataldi <i>et al.</i> (2007a)	Vazão	Usinas de Foz do Areia e de Salto Santiago (43.852 km <sup>2</sup> )
Castanharo <i>et al.</i> (2007)	Vazão	Sub-bacia do rio Iguaçu, a montante da usina de Salto Osório (45.769 km <sup>2</sup> )
Evsukoff <i>et al.</i> (2012)	Vazão	Rio Iguaçu (68.410 km <sup>2</sup> )
Araujo e Guetter (2007)	Precipitação	Alto Rio Iguaçu (24.211 km <sup>2</sup> )
Cataldi <i>et al.</i> (2007b)	Precipitação	Rio Iguaçu (68.410 km <sup>2</sup> )
Silva <i>et al.</i> (2001)	Precipitação	Rio Iguaçu (68.410 km <sup>2</sup> )

#### 4. ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Iguçu, em território brasileiro, possui área de 68.410 km<sup>2</sup>, e localiza-se na região fronteira entre Paraná e Santa Catarina (Figura 4.1). A maior parte de sua área (54.820 km<sup>2</sup>) está no estado do Paraná, abrangendo 111 municípios, cerca de 28% da área total do estado, e uma população de 4.405.882 habitantes, em torno de 43% do total do estado. Em Santa Catarina, abrange 20 municípios em uma área de 13.590 km<sup>2</sup>, cerca de 14% da área total do estado.

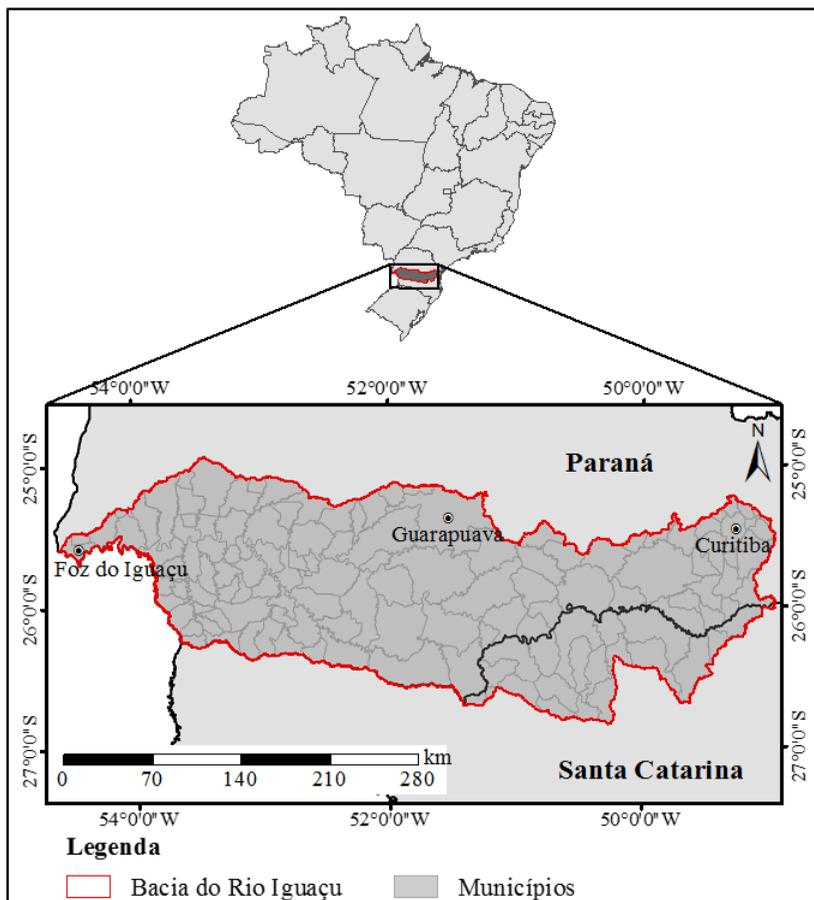


Figura 4.1: Localização da porção brasileira da bacia hidrográfica do rio Iguçu.

Nas cabeceiras da bacia (Região Metropolitana de Curitiba) localiza-se a maior densidade populacional e a maior concentração de atividades industriais. Em direção ao Segundo e Terceiro Planalto do Paraná (Figura 4.5), predomina a agropecuária, com destaque para as culturas de soja e trigo, além de pastagens. Áreas de agricultura intensiva localizam-se na região de Guarapuava, seguindo no sentido sudoeste, até a divisa com Santa Catarina (PARANÁ, 2013a).

Esta bacia é uma das sub-bacias do rio Paraná (1.510.000 km<sup>2</sup>), que possui a maior concentração de usinas hidrelétricas do país e, conseqüentemente, a maior capacidade de geração de energia hidrelétrica e é uma das mais importantes da América do Sul economicamente e socialmente. A bacia do rio Iguaçu caracteriza-se por ser a sub-bacia que concentra o maior potencial de geração de energia, tendo uma vazão específica média de 21,8 L.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> enquanto que a vazão específica média do rio Paraná é de 13,9 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (ANA, 2001).

#### 4.1 HIDROGRAFIA

O rio principal da bacia, o rio Iguaçu, é o maior rio totalmente paranaense, tem sua nascente próxima à cidade de Curitiba, e possui extensão de cerca de 1.000 km, correndo no sentido leste-oeste (CASTANHARO *et al.*, 2007) e desaguando no rio Paraná (Figura 4.2). O rio Iguaçu possui vazão média de 1.551 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> no município de Foz do Iguaçu (PARANÁ, 2013a).

Seus principais rios contribuintes são: Iraí, Atuba, Passaúna, Barigui, Verde, Passa Dois, da Várzea, rio Negro, Chopin, Palmital, Cavernoso, Adelaide, Gonçalves Dias, Castro Alves, Ampére e Silva Jardim. Considerando a soma das áreas de drenagem no Brasil e na Argentina, a bacia do Rio Iguaçu cobre uma superfície aproximada de 70.800 km<sup>2</sup>.

Os principais aproveitamentos hidrelétricos presentes na bacia são indicados na Figura 4.2, sendo eles as usinas de Salto Santiago (1.420 MW), Foz do Areia (1.676 MW) de Segredo (1.260 MW), de Salto Caxias (1.240 MW) e de Salto Osório (1.078 MW) (BRASIL, 2016).

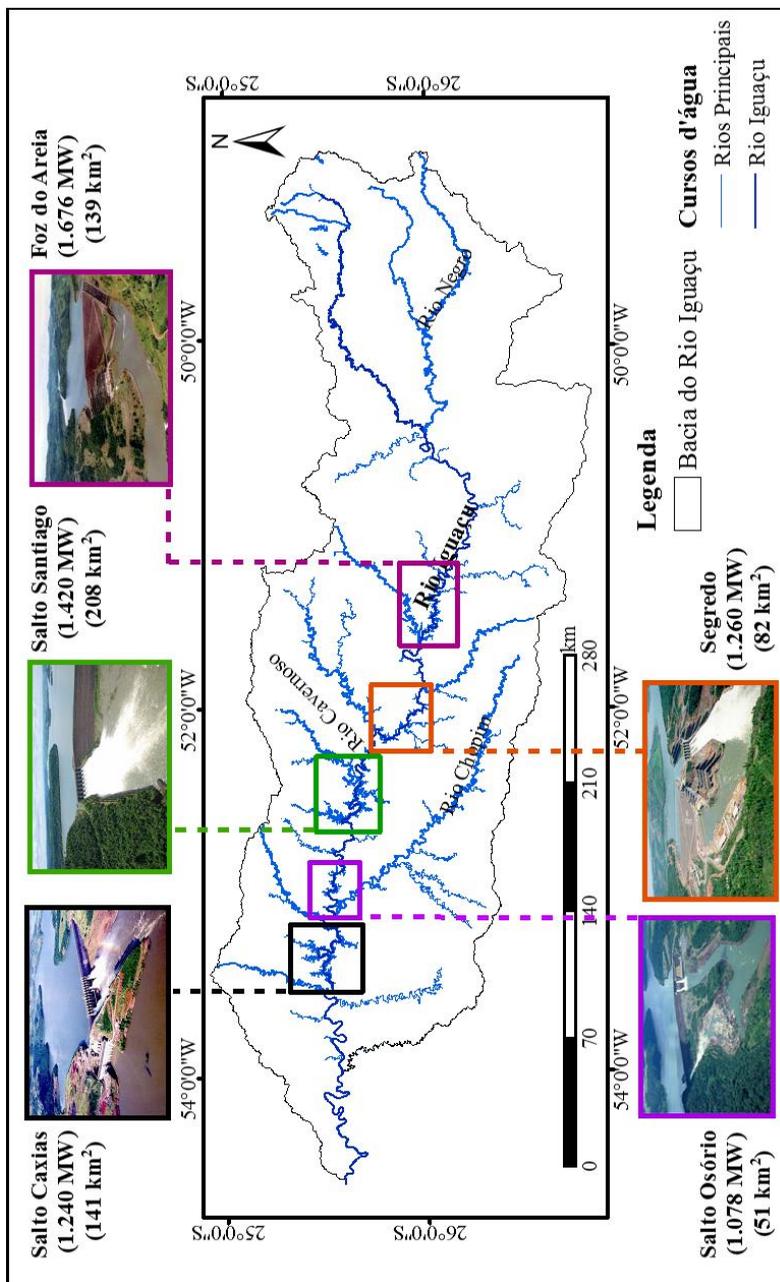


Figura 4.2: Principais rios e represas da bacia do rio Iguaçu.

## 4.2 CLIMA

Conforme pode ser observado na Figura 4.3, a bacia do rio Iguaçu possui formato alongado horizontalmente, com variação longitudinal muito superior à variação latitudinal. Desta maneira, a radiação solar que influencia seu clima é relativamente homogênea em toda a sua extensão.

A maior parte da bacia, desde seu extremo leste até sua parte oeste, enquadra-se em clima Cfb, segundo Köppen. Esta classe climática possui como características temperatura média no mês mais frio abaixo de  $18^{\circ}\text{C}$  (mesotérmico), média no mês mais quente abaixo de  $22^{\circ}\text{C}$ , verões frescos e sem estação seca definida. Já a parte extremo oeste enquadra-se em clima Cfa. Possui temperatura média no mês mais frio inferior a  $18^{\circ}\text{C}$  e a média no mês mais quente acima de  $22^{\circ}\text{C}$ , verões quentes, geadas pouco frequentes e tendência de concentração das chuvas nos meses de verão, contudo sem estação seca definida (IAPAR, 1994).

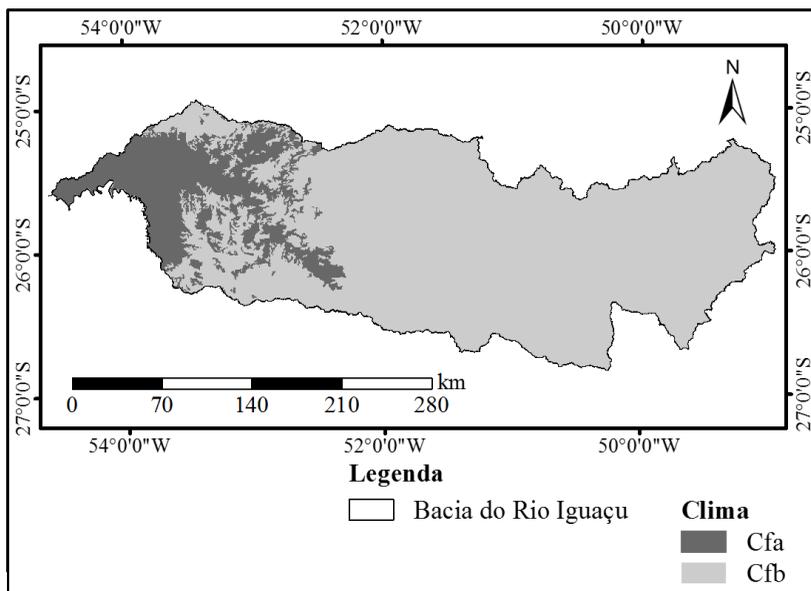


Figura 4.3: Mapa climático da bacia do rio Iguaçu, segundo a classificação de Köppen.

Para a região da bacia hidrográfica do rio Iguçu, o comportamento médio da temperatura média, mínima e máxima do ar, insolação, umidade relativa e velocidade do vento média, pode ser observado pelos mapas de normais climatológicas de 1961-1990 (RAMOS *et al.*, 2009) na Figura 4.4. Na maior parte da bacia, a temperatura média do ar varia de 16 a 18°C, a máxima de 23 a 25°C, e, seu extremo oeste apresenta-se mais quente, com média de 18 a 20°C e máxima de 25 a 27°C . A temperatura mínima do ar varia de 10 a 14°C na região central da bacia, e, nas demais, de 12 a 14°C. A insolação também apresenta-se mais elevada no extremo oeste da bacia (2000 a 2200 horas), e, nas outras regiões, está entre 1400 e 2000 horas, com o menor período de insolação na região central. A umidade relativa média varia de 75 a 80% dentro da bacia, com as menores médias no terço ocidental. Já a velocidade do vento média a 10 metros varia predominantemente entre 1,5 e 2,0 m.s<sup>-1</sup>, com uma porção ao centro da bacia e uma pequena área próxima ao seu exutório com velocidade média entre 1,0 e 1,5 m.s<sup>-1</sup>.

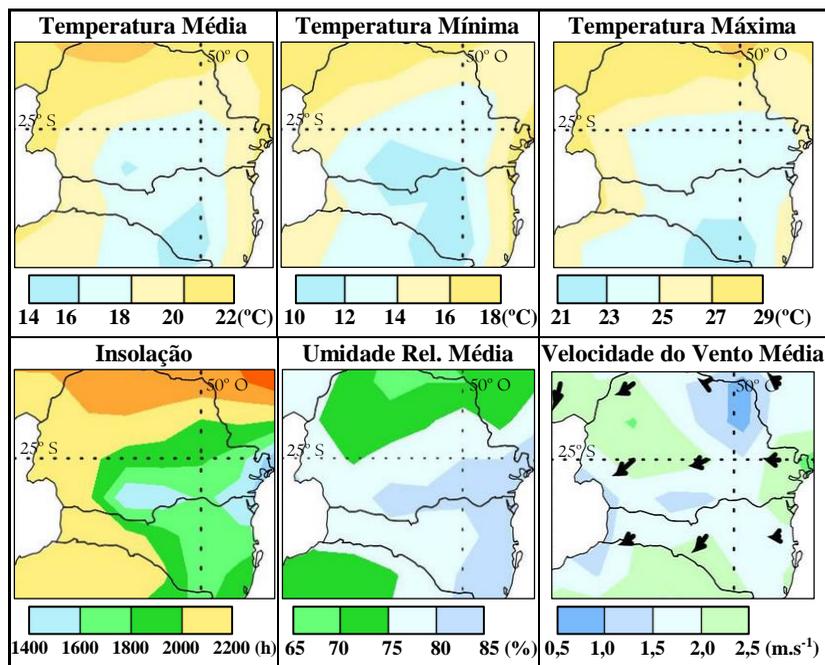


Figura 4.4: Normais climatológicas 1961-2000.

Fonte: RAMOS *et al.* (2009)

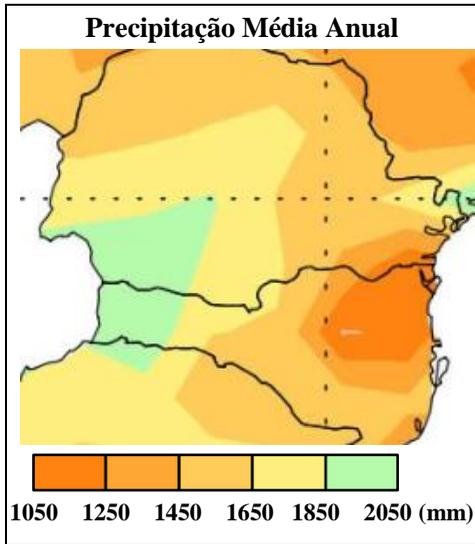


Figura 4.5: Precipitação média anual, Normais climatológicas 1961-2000.

Fonte: RAMOS *et al.* (2009)

A precipitação média anual, com base nas normais climatológicas de 1961-1990 (Figura 4.5), apresenta uma tendência dos maiores volumes acumulados para o terço ocidental da bacia, com 1850 a 2050 mm. A região central da bacia registra precipitação média anual de 1650 a 1850 mm. No terço ocidental de seu território, localizam-se as menores médias, variando de 1250 a 1650 mm. Dentre os meses menos chuvosos estão julho, quando a precipitação média mensal chega a variar de 60 a 80 mm no extremo leste da bacia, e agosto, o mês mais seco, quando em torno de metade da área da bacia tem as menores médias de precipitação, variando de 50 a 100 mm. Os meses de janeiro, fevereiro, março, outubro e dezembro, são os mais chuvosos, com precipitação superior a 140 mm em toda a bacia. Janeiro é predominantemente o mês com maiores volumes de precipitação, com variação de 140 a 180 mm, chegando a 180 a 220 mm no terço ocidental da bacia RAMOS *et al.* (2009).

### 4.3 RELEVO

A bacia do rio Iguaçu localiza-se no Planalto Meridional brasileiro, e abrange parte do planalto norte de Santa Catarina, assim como, dos Planaltos de Curitiba, de Ponta Grossa e de Guarapuava, também chamados respectivamente de Primeiro, Segundo e Terceiro Planaltos Paranaenses (PARANÁ, 2013a). O relevo da bacia varia de aproximadamente 88 metros em sua foz, até 1515 metros de altitude (Figura 4.6).

O extremo leste da bacia é formado pelo Primeiro Planalto Paranaense e parte do planalto norte de Santa Catarina com altitudes variando predominantemente entre 600 e 1000 metros. O Primeiro

Planalto Paranaense é formado por rochas ígneas e metamórficas e é considerado o limite oriental dos sedimentos da bacia do rio Paraná. Em sua porção próxima à Curitiba, é caracterizada pelo relevo ondulado, de colinas suavemente onduladas e com altitudes uniformes. Mais ao sul, o relevo apresenta-se mais enérgico, com partes com declividade forte-ondulada (EMBRAPA 1984; MINEROPAR, 2006).

Na região do Segundo Planalto Paranaense e parte do Planalto Norte catarinense, encontram-se altitudes superiores a 1000 metros. Esta região é composta basicamente por rochas sedimentares. Em sua porção leste, apresenta relevo suave, e aproximando-se do Terceiro Planalto Paranaense, à oeste, o relevo torna-se mais acidentado (EMBRAPA, 1984; MAACK, 1948; BRASIL, 1971).

Já o Terceiro Planalto e a parte extremo-oeste do Planalto Norte Catarinense apresenta formação por rochas vulcânicas basálticas, com mesetas, formas levemente onduladas e chapadas de encostas suaves (BRASIL, 1971; MINEROPAR, 2006). Atinge as maiores elevações dentro da bacia, acima de 1100 metros nas cabeceiras, bem como as menores, inferiores a 100 metros próximo ao exutório do rio Iguaçu.

No relevo da bacia do rio Iguaçu predominam declividades entre 3 e 8%, considerado suavemente ondulado segundo a Embrapa e abrangendo 45% da sua área total, seguido de áreas planas (0 a 3% de declividade) e moderadamente ondulado (8 a 13% de declividade) em 21% e 19% da área total (Tabela 4.1). Com relação ao aspecto do relevo, não há uma significativa predominância de orientação de suas vertentes, conforme pode ser observado na Tabela 4.2.

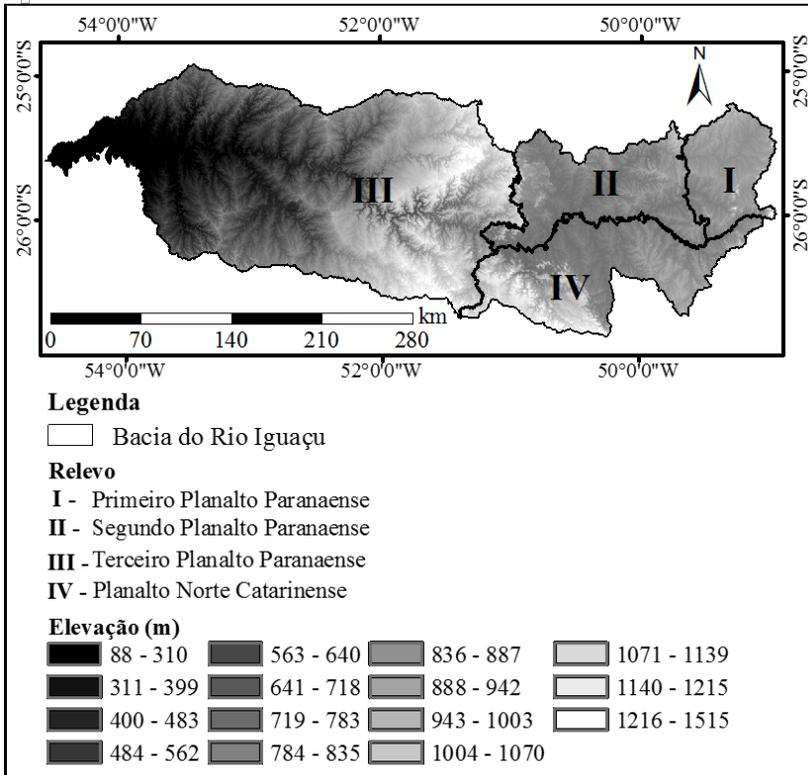


Figura 4.6: Relevo da bacia do rio Iguazu.

Tabela 4.1: Declividade na bacia do rio Iguazu.

Declividade	Classe Embrapa	Área
0 a 3 %	Plano	19 %
3 a 8 %	Suave ondulado	45 %
8 a 13 %	Moderadamente ondulado	21 %
13 a 20 %	Ondulado	11 %
20 a 45 %	Forte ondulado	5 %

Tabela 4.2: Distribuição do aspecto na bacia do rio Iguazu.

Orientação	Área	Orientação	Área	Orientação	Área	Orientação	Área
Norte	13 %	Leste	12 %	Sul	12%	Oeste	13%
Nordeste	13 %	Sudeste	11 %	Sudoeste	13%	Noroeste	13%

#### 4.4 VEGETAÇÃO

A vegetação original é composta basicamente por Floresta Ombrófila Mista (FOM), pertencente ao bioma Mata Atlântica. A região a oeste da bacia é composta por Floresta Estacional Semidecidual. Ocorrem ainda vegetações de várzea e campos de altitude dispersos nos três planaltos.

O bioma Mata Atlântica possui importância mundial, apresentando um dos mais elevados graus de biodiversidade e taxas de endemismo, com sua flora e fauna incluindo de 1 a 8% do total de espécies de todo o planeta (MYERS *et al.*, 2000; SILVA e CASTELETTI, 2003). No entanto, o cenário de extrema degradação deste bioma é historicamente conhecido. Em levantamento realizado em escala 1:50.000, apenas 11,7% da vegetação original estão conservados. A sub-região biogeográfica de Araucárias (Floresta Ombrófila Mista) abrange parte dos estados do Paraná, de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul e caracteriza-se por possuir o segundo maior remanescente (17%) dentre as sub-regiões da Floresta Atlântica e por ser uma área transicional entre a Floresta Atlântica e a biota temperada da América do Sul (RIBEIRO *et al.*, 2009). O relatório técnico Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica do período 2011-2012 aponta um percentual de áreas conservadas de 11,8% para o estado do Paraná e 23,2% para Santa Catarina (SOS MATA ATLANTICA e INPE, 2013). Alguns dos fragmentos presentes nos dois estados estão conectados a corredores ciliares remanescentes e outros ocorrem de forma isolada. O mapa dos remanescentes da Mata Atlântica em 2012 para a bacia do rio Iguaçu (SOS MATA ATLANTICA e INPE, 2013) pode ser visualizado na Figura 4.7.

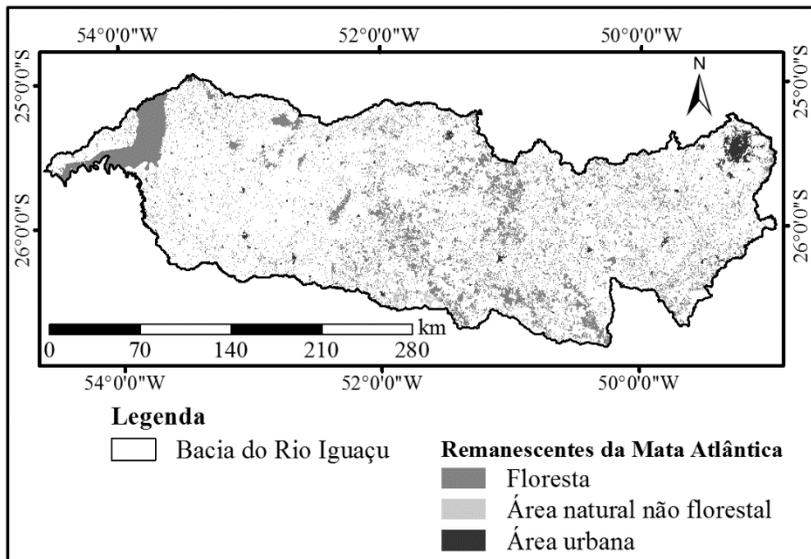


Figura 4.7: Remanescentes da Mata Atlântica da bacia do rio Iguaçu.

A bacia do rio Iguaçu abriga três formações de Floresta Ombrófila Mista (SANTA CATARINA, 2002):

- i) Floresta Ombrófila Mista Submontana: localizada de 50 até aproximadamente 400 m de altitude. Abrange parte do terceiro planalto paranaense;
- ii) Floresta Ombrófila Mista Montana: compreendida entre 500 e 1000 metros de altitude e presente em toda a bacia. Nesta região, o pinheiro araucária caracteriza-se como espécie exclusiva no estrato superior;
- iii) Floresta Ombrófila Mista Altomontana: compreendida em altitudes superiores a 1000 metros. Localiza-se no segundo planalto paranaense e em parte do primeiro planalto e no planalto norte catarinense. Possui áreas descontínuas, onde a mata de pinheiros pode conter outras associações, como imbuia com sapopema, ou guamirins com casca d'anta, etc..

A área de estudo possui vegetação primária dominante de FOM, com submatas nas quais há o predomínio de pinheiro (*Araucaria angustifolia*), imbuia (*Ocotea porosa*), sapopema (*Sloanea lasiocoma*), ervamate (*Ilex paraguariensis*) e taquara (*Merostachys multiramea*). As áreas de campos abrangem Capões, Florestas Ciliares e Bosques de

Pinheiros (com predominância de ervas (Gramíneas, Ciperáceas, Leguminosas e Compostas) (IBGE, 2012; EPAGRI/CIRAM, 2009).

A bacia do rio Iguaçu possui um grande número de Unidades de Conservação, sendo as mais expressivas localizadas no Paraná (Figura 4.8). Especificamente o Parque Nacional do Iguaçu é considerado Patrimônio Natural da Humanidade. Com 230 mil ha, localiza-se a oeste da bacia, abriga espécies da Floresta Ombrófila Mista Montana e estende-se até seu exutório. Há ainda áreas prioritárias à conservação, que abrigam os corredores de biodiversidade denominados “Iguaçu-Paraná”, no Sudoeste, e “Araucária” no Centro-Sul do Estado (PARANÁ, 2013a).

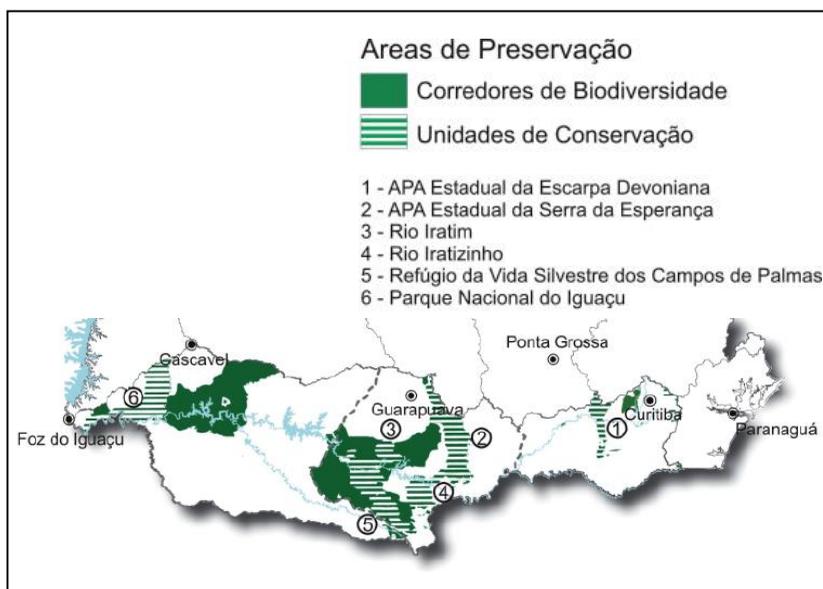


Figura 4.8: Remanescentes da Mata Atlântica da bacia do rio Iguaçu, no estado do Paraná.

Fonte: PARANÁ (2013).



## **5. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **5.1 MATERIAIS**

#### **5.1.1 DADOS HIDROLÓGICOS**

Dados pluviométricos foram utilizados para analisar os padrões de precipitação na bacia do rio Iguaçu e para aplicação do balanço hídrico. Esses dados foram obtidos de estações pluviométricas presentes no Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb) da Agência Nacional de Águas - ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). As estações pluviométricas foram selecionadas de modo a se obter o maior período de dados diários sem falhas e uma distribuição homogênea dentro e no entorno da área de estudo, totalizando 87 estações (Figura 5.1). A série histórica de dados utilizada compreende os anos de 1977 a 2012. Todos os dados passaram por análise de consistência, preenchendo-se eventuais falhas.

Os dados fluviométricos diários também foram adquiridos do Sistema Hidroweb, em escala diária e foram utilizados para a aplicação do balanço hídrico anual em escala de sub-bacia. Foram selecionadas 10 estações fluviométricas que não apresentavam falhas nos dados para os anos de 2006, 2007 e 2009, cujas informações podem ser visualizadas na Tabela 5.1 e as respectivas localizações na Figura 5.1.

#### **5.1.2 DADOS METEOROLÓGICOS**

Os dados meteorológicos necessários à aplicação do METRIC foram adquiridos junto ao Instituto Tecnológico SIMEPAR e correspondem à velocidade do vento, temperaturas do ar mínima, média e máxima, radiação solar, pressão atmosférica, umidade relativa, em periodicidade horária. Foram selecionadas 6 estações meteorológicas, em função da distribuição espacial e da disponibilidade de uma série de dados com a menor quantidade de falhas nos anos estudados. A Tabela 5.1 mostra as principais características destas estações, e as respectivas localizações podem ser visualizadas na Figura 5.1.

Tabela 5.1: Características das estações meteorológicas e fluviométricas utilizadas.

Código	Nome	Altitude (m)	Latitude	Longitude	Início de Operação	Área drenada (km <sup>2</sup> )	Tipo
25275035	Fernandes Pinheiro	893	-25,45°	-50,58°	28/11/98	-	M
25474946	Lapa	910	-25,78°	-49,77°	1/6/97	-	M
26075241	Pato Branco	722	-26,12°	-52,68°	1/1/98	-	M
25385157	Pinhão	910	-25,65°	-51,96°	8/4/03	-	M
25315329	Salto Caxias	440	-25,52°	-53,48°	24/10/98	-	M
26145103	União da Vitória	757	-26,23°	-51,07°	1/6/97	-	M
65060000	São Mateus do Sul	745	-25,88°	-50,39°	23/5/30	6050	F
65100000	Rio Negro	766	-26,11°	-49,80°	24/5/30	3450	F
65155000	São Bento	750	-25,95°	-49,79°	24/5/30	2000	F
65764000	Madeira Gavazzoni	872	-25,81°	-51,29°	20/8/80	976	F
65775900	Solais Novo	720	-26,07°	-51,91°	17/12/86	1610	F
65855000	Usina Cavernoso	560	-25,48°	-52,22°	1/1/52	1490	F
65927000	Porto Palmeirinha	450	-26,03°	-52,63°	23/3/55	3390	F
65962000	Flor da Serra	550	-25,68°	-52,98°	1/3/62	7240	F
65970000	Porto Santo Antonio	550	-25,39°	-53,10°	5/8/78	1080	F
65979000	São Sebastião	510	-25,43°	-53,52°	16/7/76	1310	F

**Obs:** M = Estação meteorológica; F = Estação fluviométrica.



### 5.1.3 DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Dados de altimetria foram utilizados na análise da influência do relevo no balanço radiativo e na aplicação do METRIC. Eles fazem parte da base topográfica digital mundial, criada a partir dos dados do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Os dados, com 90 m de resolução espacial, foram adquiridos pela ferramenta USGS *EarthExplorer* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) do Serviço Geológico dos Estados Unidos da América (*United States Geological Survey* - USGS).

Para a aplicação do METRIC e obtenção da evapotranspiração real da bacia, foram utilizados produtos do sensor MODIS, também adquiridos pela ferramenta USGS *EarthExplorer*. O sensor MODIS, a bordo da plataforma orbital TERRA, foi lançado em dezembro de 1999, sendo parte do programa da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) denominado *Earth Observing System* (EOS), em parceria com as agências aeroespaciais do Japão e do Canadá.

As imagens MODIS utilizadas correspondem aos produtos de reflectância da superfície MOD09GQ e MOD09GA e ao produto de temperatura da superfície MOD11A1 (Tabela 5.2), ambos corrigidos dos efeitos atmosféricos e com resolução temporal diária. Outro dado utilizado, foi a hora de aquisição da imagem, em hora local, do produto MOD11A1. Todos os dados obtidos estão compreendidos no *tile* h13v11, que abrange inteiramente a bacia do rio Iguazu. Eles foram selecionados por serem os produtos com maior resolução espacial disponível em escala diária de imageamento, e não serem composições de diferentes datas.

Tabela 5.2: Principais características dos produtos MODIS utilizados.

Produto	Bandas	Resolução espacial (m)	Resolução espectral (µm)	Resolução Radiométrica (bit)
MOD09GQ	1	250	0,620 a 0,670	16
	2		0,841 a 0,876	
	3		0,459 a 0,479	
MOD09GA	4	500	0,545 a 0,565	16
	5		1,230 a 1,250	
	6		1,628 a 1,652	
	7		2,105 a 2,155	
MOD11A1	1	1000	-	16

As datas de aquisição dos produtos foram determinadas com base nos anos definidos no estudo da precipitação, e na representatividade das condições meteorológicas da hora/dia de aquisição da imagem para a extrapolação mensal da evapotranspiração (Tabela 5.3). Em adição, por meio das bandas *Quality Assurance* (QA) dos produtos MOD09GA e MOD09GQ, e da banda *Quality Control* (QC) do produto MOD11A1, foram selecionadas as datas com pelo menos 95% dos *pixels* com QA equivalente a produtos corrigidos com qualidade ideal em todas as bandas e com dados na classe de melhor qualidade, e com pelo menos 92% dos *pixels* com QC equivalente à temperatura da superfície gerada com alta qualidade, sem a necessidade de examinar detalhadamente QA. Por fim, 26 imagens foram selecionadas:

Tabela 5.3: Datas das imagens selecionadas.

Ano	Dia sequencial do ano	Ano	Dia sequencial do ano	Ano	Dia sequencial do ano
	32		88		74
	34		172		100
	112		184		120
2006	147	2007	228	2009	157
	201		257		227
	220		275		242
	254		325		303
	302		335		306
	315				
	336				

## 5.2 METODOLOGIA

A Figura 5.2 apresenta o fluxograma das principais etapas utilizadas para o desenvolvimento desta tese. A primeira etapa da metodologia consistiu do estudo da precipitação da bacia do rio Iguaçú, no período de 1977 a 2012. Nesta etapa, procurou-se entender os padrões espaciais da precipitação dentro da bacia, para três anos distintos: um ano seco, um chuvoso e um ano com comportamento aproximadamente normal de precipitação.

A segunda etapa consistiu da análise da influência do relevo no balanço radiativo da bacia. Aplicou-se o balanço de ondas curtas e de ondas longas à superfície, identificando sua magnitude em relação aos aspectos e declividades do relevo mais preponderantes na bacia.

Após, o modelo METRIC foi aplicado para a bacia do rio Iguaçu, obtendo-se a evapotranspiração real para os três anos selecionados na primeira etapa metodológica. Buscou-se a compreensão da evapotranspiração real espacial em anos com comportamentos distintos de precipitação, avaliando seu comportamento em relação às variáveis climatológicas de cada região, em relação à precipitação, aos diferentes usos e coberturas do solo e em relação a diferentes classes de declividade e de aspecto do relevo.

O método do balanço hídrico anual, foi aplicado a 10 sub-bacias do rio Iguaçu. Por fim, os resultados do METRIC, em escala de bacia hidrográfica, foram comparados com os resultados de evapotranspiração anual com os obtidos pelo balanço hídrico, para cada sub-bacia.

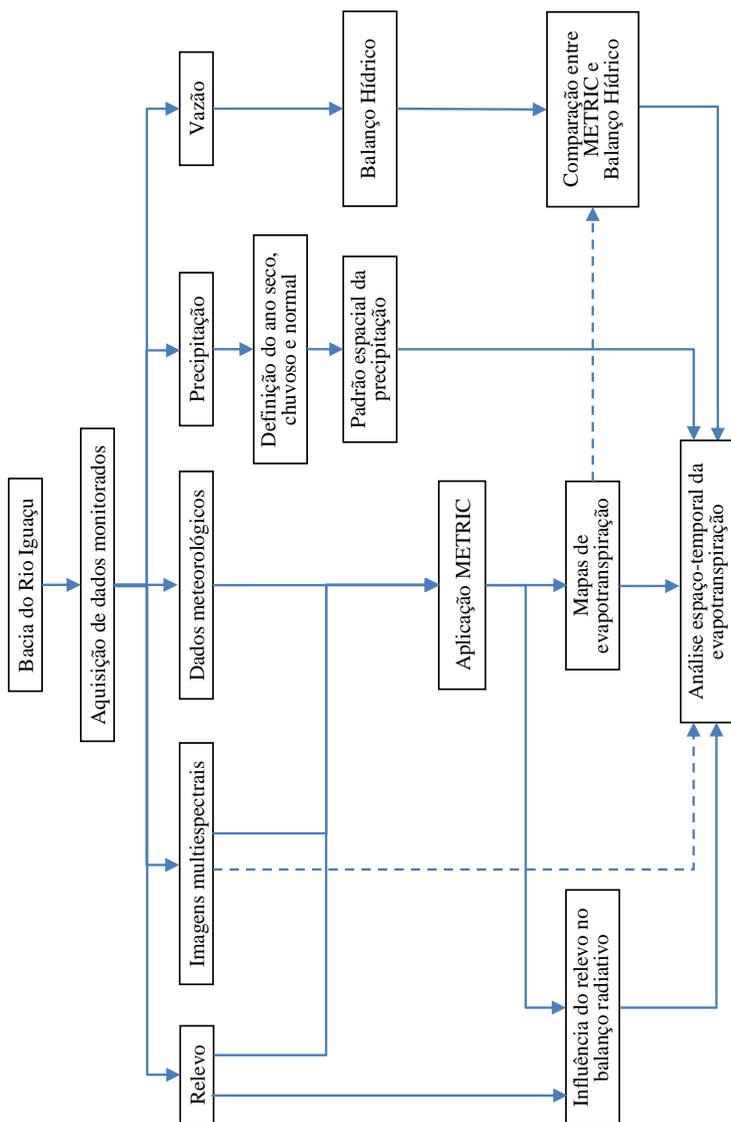


Figura 5.2: Fluxograma metodológico.

### 5.3 COMPORTAMENTO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO IGUAÇU

Para a determinação dos períodos de análise da evapotranspiração da bacia do rio Iguaçu foram determinados três anos, com base no comportamento da precipitação, sendo um ano tipicamente seco, um tipicamente chuvoso e um com precipitação aproximadamente normal.

O fluxograma da Figura 5.3 resume os passos metodológicos para a determinação destes anos:

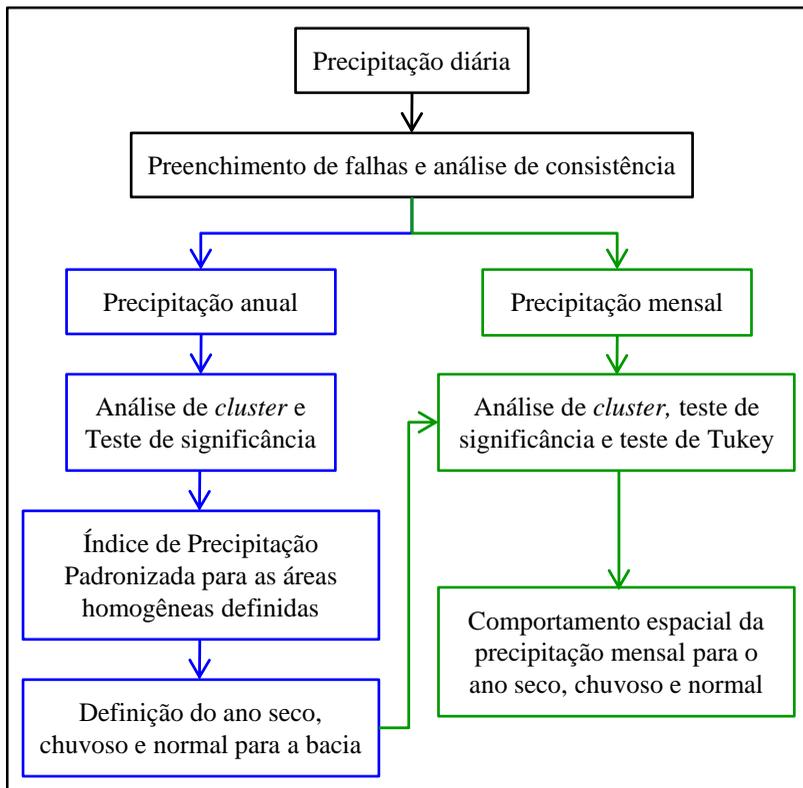


Figura 5.3: Fluxograma para determinação do comportamento da precipitação para o ano seco, chuvoso e normal.

O primeiro passo para a determinação do ano seco, chuvoso e normal com relação à precipitação na bacia do rio Iguaçu foi a realização de uma análise de agrupamento dos dados de precipitação anual das 86

estações pluviométricas. Isto permitiu verificar se há áreas dentro da bacia com comportamento distinto da precipitação, ou se a bacia é homogênea como um todo. Nesta análise, foi identificado o número de grupos que representam áreas homogêneas de precipitação anual dentro da bacia por meio do método *complete linkage* seguido pelo método *k-means*. Para confirmação dos diferentes grupos de precipitação, foi utilizado o método *t-Student* para avaliar se há diferença significativa entre médias de amostras independentes.

Para cada grupo identificado foi calculado o índice de precipitação padronizada (*Standardized Precipitation Index – SPI*), em escala anual, visto a efetividade do SPI na caracterização de períodos úmidos, bem como, de períodos secos (WMO, 2012). Os dados de precipitação foram ajustados à distribuição Gama de probabilidade, e, então, transformada em uma distribuição normal, em que a probabilidade de um valor de precipitação é transformada no índice, com a média representada pelo valor zero. O SPI classificou os anos em extremamente úmido/seco, muito úmido/seco, moderadamente úmido/seco ou próximo ao normal. Visto que foi analisado o comportamento da evapotranspiração real para três anos distintos de comportamento de precipitação, a escolha dos anos representativos seco, úmido e normal foi feita com base nos valores do SPI para o período em que há a disponibilidade de imagens de satélite para a modelagem de evapotranspiração (a partir de 2000).

Definidos os anos seco, úmido e de precipitação normal, foi realizada a análise de agrupamento separadamente para cada um destes 3 anos, utilizando dados de precipitação mensal das 86 estações. Desta maneira, foi investigado o comportamento espacial da precipitação em escala mensal para anos com características distintas. Esta etapa seguiu a mesma metodologia aplicada na análise de agrupamento com os dados de precipitação anual: *complete linkage* seguido pelo método *k-means*. Para verificação da significância da diferença das médias de cada grupo, foi utilizado o método de análise de variância (ANOVA), e para confirmação, o método de Tukey.

### **Análise de Agrupamento**

Como primeira análise de agrupamento, foi aplicado o método hierárquico *complete linkage*, a fim de identificar possíveis *outliers*, e definir o número de grupos a ser obtido posteriormente com o método de agrupamento discriminatório. O método *complete linkage* calculou a proximidade entre dois grupos como a máxima distância, ou mínimo de

similaridade, entre dois pontos em cada grupo. O algoritmo começa determinando a menor distância entre pontos de um mesmo grupo e constrói a matriz de distâncias. Assim, os grupos foram se formando. Se dois elementos são definidos como pertencentes a um mesmo grupo (por exemplo,  $a$  e  $b$ , a distância entre este grupo e um outro  $c$ ) é dada por:

$$D = [(a, b), c] = \text{máx}\{D_{a,c}, D_{b,c}\} \quad (5.1)$$

A medida de distância (proximidade ou dissimilaridade) utilizada foi a Distância Euclidiana, que é a distância geométrica ( $D$ ) entre dois pontos ( $x_i$  e  $y_i$ ) em um plano cartesiano:

$$D(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (5.2)$$

O resultado da aplicação do método *complete linkage* foi um dendrograma, mostrando os agrupamentos realizados a cada passo. O número de grupos foi determinado através de um corte transversal no dendrograma resultante. Visto que os métodos hierárquicos têm a desvantagem da impossibilidade de realocação dos elementos entre os grupos, ou seja, uma vez agrupados eles não podem ser separados, foi realizado o refinamento dos grupos pelo método *k-means*.

De posse da configuração inicial dos grupos definidos pelo dendrograma, foi escolhido um elemento de cada um dos grupos, sendo designados como elementos "semente" na aplicação do método *k-means*. A função objetivo a ser minimizada no método *k-means* é descrita por:

$$E_k = \sum_{k=1}^k \sum_{x_i \in C_k} d(x_i, x_{0k}) \quad (5.3)$$

onde  $x_{0k}$  é o centróide do *cluster*  $C_k$ ; e  $d(x_i, x_{0k})$  é o quadrado da distância euclidiana entre o ponto  $x_i$  e o centróide do cluster.

### Teste t-Student

Após definidos os grupos na análise de agrupamento, foi utilizado o teste t-Student para amostras independentes (HELSEL e HIRSCH, 2002) como teste de significância para comparação das médias de cada

grupo, confirmando ou não que os mesmos são estatisticamente diferentes.

Foi aplicado o teste bilateral, testando as hipóteses:

$H_0$  = as médias de precipitações anuais dos grupos 1 e 2 são iguais;

e

$H_1$  = as médias de precipitações anuais dos grupos 1 e 2 são diferentes.

Como os grupos de dados de precipitação possuem tamanhos diferentes, a aplicação do teste calcula o desvio padrão combinado:

$$s_c = \sqrt{\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{gl}} \quad (5.4)$$

onde  $s_c$  é o desvio padrão combinado;  $n_1$  é o número de dados do grupo 1;  $n_2$  é o número de dados do grupo 2;  $S_1^2$  é a variância dos dados do grupo 1;  $S_2^2$  é a variância dos dados do grupo 2; e  $gl$  é o número de graus de liberdade das amostras agregadas, sendo que  $gl = n_1 + n_2 - 2$ .

E a estatística do teste foi estimada por:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{s_c \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (5.5)$$

onde  $\bar{X}_1$  é a média da precipitação anual do grupo 1; e  $\bar{X}_2$  é a média da precipitação anual do grupo 2.

Com base na distribuição de probabilidade do teste  $t$  e no valor de  $gl$ , foi encontrado ao valor tabelado da probabilidade de significância ( $p - valor$ ). Considerando o nível de significância de 0,05, tem-se duas escolhas:

Caso  $p - valor < 0,05$ , rejeita-se  $H_0$  e confirma-se  $H_1$ , a diferença entre as médias das precipitações anuais dos grupos 1 e 2. Há dois grupos dentro da bacia do rio Iguaçu com comportamento distinto da precipitação anual;

Caso  $p - valor > 0,05$ , confirma-se  $H_0$ , e aceita-se que as diferenças observadas são provenientes de fatores casuais. Não há grupos distintos de comportamento da precipitação anual dentro da bacia do rio Iguaçu e a bacia comporta-se homoganeamente com relação à precipitação anual.

## Índice de Precipitação Normalizada (*Standardized Precipitation Index* – SPI)

O SPI foi calculado para cada grupo confirmado após a aplicação do teste *t-Student*, a partir dos dados de precipitação mensal de 1977 a 2012 das estações pluviométricas pertencentes a cada grupo.

Para cálculo do SPI foi utilizado o programa SPIsl6, disponibilizado gratuitamente pelo Centro Nacional de Mitigação de Secas da Universidade de Nebraska, nos Estado Unidos, que calcula o SPI anual como a soma do índice mensal dos 12 meses do ano. A metodologia utilizada no programa é descrita abaixo.

Primeiramente, necessita-se ajustar a função densidade de probabilidade, estimada pela distribuição Gama, aos dados de precipitação mensal. Em seguida, a probabilidade acumulada de ocorrência de cada precipitação anual foi calculada. Após, aplicou-se a função normal inversa (Gaussiana) à essa probabilidade, resultando no SPI.

A função densidade de probabilidade Gama é definida como:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad \text{para } x > 0 \quad (5.6)$$

onde  $\alpha > 0$  é um parâmetro de forma da distribuição Gama;  $\beta > 0$  é um parâmetro de escala da distribuição Gama;  $x$  é a quantidade de precipitação; e  $\Gamma(\alpha)$  é a função Gama.

Os parâmetros da função densidade de probabilidade Gama são estimados a partir do método da máxima verossimilhança (THOM, 1958), para a escala de tempo de 12 meses. Então, são obtidos:

$$\tilde{\alpha} = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (5.7)$$

$$\tilde{\beta} = \frac{\bar{x}}{\tilde{\alpha}} \quad (5.8)$$

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (5.9)$$

onde  $n$  é o número de observações em que uma precipitação ocorre; e  $\bar{x}$  é, para um dado mês, a média da precipitação calculada para todos os mesmos meses na série histórica registrada.

Os parâmetros resultantes são usados para encontrar a probabilidade acumulada de precipitação para a escala de 12 meses. A probabilidade acumulada, com  $t = x/\beta$ , torna-se a função Gama incompleta (Wu *et al.*, 2005):

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (5.10)$$

Visto que a função Gama é indefinida para  $x = 0$  e a distribuição de precipitação pode conter zeros, a probabilidade acumulada torna-se:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (5.11)$$

onde  $q$  é a probabilidade de ocorrência de precipitação igual a zero, sendo  $q = m/a$ , com  $m$  igual ao número de observações com precipitação zero; e  $a$  o número de observações com chuva maior que zero.

$H(x)$  é então transformada em uma variável normal  $Z$  pela aproximação:

$$Z = SPI = - \left( t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \quad p/0 < H(x) \leq 0,5 \quad (5.12)$$

$$Z = SPI = + \left( t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \quad p/0,5 < H(x) < 1 \quad (5.13)$$

sendo  $c_0 = 2,515517$ ,  $c_1 = 0,802853$ ,  $c_2 = 0,010328$ ,  $d_1 = 1,432788$ ,  $d_2 = 0,189269$ ,  $d_3 = 0,001308$ , e

$$t = \sqrt{\ln \left( \frac{1}{(H(x))^2} \right)}, \quad p/0 < H(x) \leq 0,5 \quad (5.14)$$

$$t = \sqrt{\ln \left( \frac{1}{(1 - H(x))^2} \right)}, \quad p/0,5 < H(x) < 1 \quad (5.15)$$

O valor do SPI indica o número de desvios padrão acima e abaixo do qual um valor, no caso, a precipitação anual, se encontra em relação à

média. A classificação dos valores SPI foi considerada segundo Fernandes *et al.* (2009):

Tabela 5.4: Classificação do Índice de Precipitação Padronizada.

Valor do SPI	Classificação
> 2,00	Extremamente Úmido
1,00 a 1,99	Muito Úmido
0,50 a 0,99	Moderadamente Úmido
0,49 a -0,49	Próximo ao Normal
-0,50 a -0,99	Moderadamente Seco
-1,00 a -1,99	Muito Seco
< -2,00	Extremamente Seco

## ANOVA

A análise de variância (ANOVA) compara os valores de média de pelo menos 2 grupos com o valor da média de todos os dados. Se as médias dos grupos não são similares, a média dos mesmos irá diferir da média de todos os dados. Desta maneira, para cada ano definido como seco, chuvoso e normal, foi aplicada a ANOVA com os dados mensais dos grupos definidos na análise de agrupamento. Foi verificado se há um comportamento distinto de precipitação em áreas dentro da bacia do rio Iguaçu para cada mês do ano.

A diferença entre as médias de cada grupo foi testada a partir das hipóteses:

$H_0$  = as médias de precipitações anuais dos grupos são iguais ( $H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_I$ ); e

$H_1$  = pelo menos um par de média de precipitação anual dos grupos é diferente ( $H_1 : \mu_i \neq \mu_{i'}$ , para pelo menos um par  $(i, i')$ , com  $i \neq i'$ ).

Cada observação  $y_{ij}$  pode ser escrita como a soma da média geral mais a diferença  $\alpha_j$  entre  $\mu$  e a média do  $j$ -ésimo grupo,  $M_{ij}$ , mais a diferença Épsilon entre a observação individual  $y_{ij}$  e a  $j$ -ésima média do grupo,  $M_{ij}$ :

$$y_{ij} = \mu + \alpha_j + \varepsilon_{ij} \quad (5.16)$$

onde  $y_{ij}$  é a  $i$ -ésima observação individual no grupo  $j$ ,  $j=1, \dots, k$ ;  $\mu$  é a média de todos os grupos;  $\alpha_j$  é o efeito do grupo, ou  $(\mu_j - \mu)$ ; e  $\varepsilon_{ij}$  é o resíduo, ou erro dentro dos grupos.

A análise de variância baseia-se na decomposição da variação total da variável resposta em partes que podem ser atribuídas aos tratamentos (variância entre os grupos) e ao erro experimental (variância dentro dos grupos). Essa variação pode ser medida por meio das somas de quadrados definidas para cada um dos seguintes componentes:

$$SQ_{Total} = \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J y_{ij}^2 - C \quad (5.17)$$

$$SQ_{Trat} = \frac{\sum_{i=1}^I y_i^2}{J} - C \quad (5.18)$$

$$AC = \frac{(\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J y_{ij})^2}{IJ} \quad (5.19)$$

E a soma dos quadrados dos resíduos pode ser obtida pela diferença  $SQ_{Res} = SQ_{Total} - SQ_{Trat}$ .

Com os valores de  $SQ_{Trat}$  e  $SQ_{Res}$  são estimados o quadrado médio dos tratamentos, como  $QM_{Trat} = SQ_{Trat}/(I - 1)$ , e o quadrado médio dos resíduos, como  $QM_{Res} = SQ_{Res}/I(J - 1)$ .

Por fim, testa-se a hipótese nula por meio do teste  $F$ , conforme a Tabela 5.5:

Tabela 5.5: Análise de variância ANOVA.

<b>Causas de variação</b>	<b>Graus de liberdade</b>	<b>Soma dos Quadrados</b>	<b>Quadrados médios</b>	<b>F calculado</b>
Tratamentos	$I - 1$	$SQ_{Trat}$	$QM_{Trat}$	$QM_{Trat}/QM_{Res}$
Resíduos	$I(J - 1)$	$SQ_{Res}$	$QM_{Res}$	
Total	$IJ - 1$	$SQ_{Total}$		

Para analisar a significância da estatística  $F$  foi utilizado o  $p$  – valor, considerando o nível de significância de 5%. Portanto, se:

$p$  – valor  $< 0,05$ , rejeita-se  $H_0$  e confirma-se  $H_1$ , ou seja, há pelo menos um par de média de precipitação anual diferente. Pode haver pelo

menos dois grupos dentro da bacia do rio Iguaçu com comportamento distinto da precipitação mensal;

$p - \text{valor} > 0,05$ , confirma-se  $H_0$ , e aceita-se que não há grupos distintos e a bacia comporta-se homogeneamente com relação à precipitação mensal.

### Teste de Tukey

Para os casos de rejeição da hipótese nula pela ANOVA, foi aplicado o teste de Tukey para identificar quais grupos possuem médias distintas de precipitação mensal e a magnitude da diferença entre as mesmas.

O teste de Tukey toma como base a diferença mínima significativa (DMS) e tem sua estatística dada por:

$$DMS = q\sqrt{QMRes/r} \quad (5.20)$$

onde  $q$  é a amplitude total studentizada, tabelada em função do número de tratamentos e do número de graus de liberdade do resíduo;  $QMRes$  é o quadrado médio dos resíduos; e  $r$  é o número de repetições.

Nos testes aplicados, considerou-se  $\alpha = 0,05$ . Quando  $DMS$  é maior que o valor da diferença entre as médias de dois grupos, então as médias destes grupos diferem-se ao nível de significância de 5%. Caso contrário, as médias dos dois grupos são consideradas iguais, e estes grupos podem ser agrupados.

## 5.4 INFLUÊNCIA DO RELEVO NO BALANÇO RADIATIVO DA SUPERFÍCIE

A influência do relevo no balanço radiativo da bacia do rio Iguaçu, foi analisada por meio da análise do comportamento do saldo de radiação à superfície em função de diferentes declividades e aspectos. Visou-se, posteriormente, compreender o processo evapotranspirativo na bacia. Para tanto, foram utilizados os passos metodológicos presentes no fluxograma da Figura 5.4.

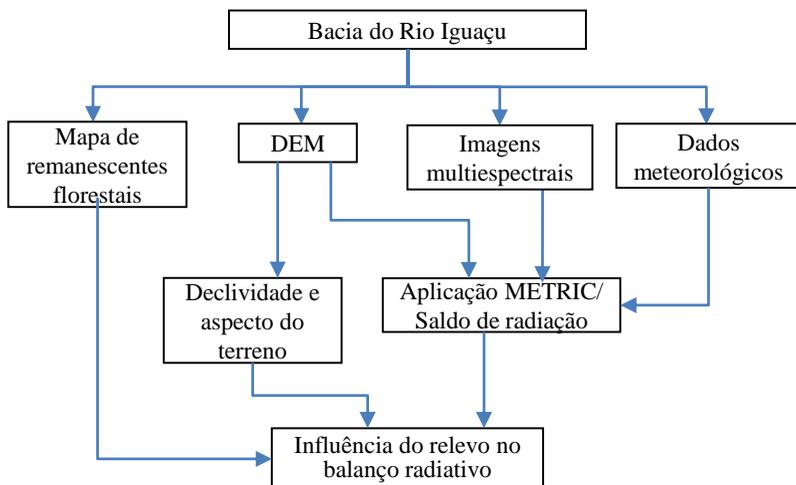


Figura 5.4: Fluxograma para determinação da influência do aspecto do relevo no balanço radiativo da bacia do rio Iguaçu.

Para a estimativa do saldo de radiação à superfície, foi utilizada a metodologia descrita no item 5.5.1, que utiliza o balanço de radiação de ondas curtas e de ondas longas à superfície segundo o METRIC. Como dados de entrada, foram necessários o modelo digital de elevação (em inglês *Digital Elevation Model* – DEM), dados meteorológicos de estações automáticas e imagens do sensor MODIS.

Os dados meteorológicos utilizados correspondem à temperatura do ar, pressão de vapor de água e umidade relativa do ar, de três estações meteorológicas: Lapa, Pinhão e Salto Caxias. As estações foram selecionadas em função de sua posição e área de abrangência dentro da bacia. Para coleta das informações de saldo de radiação, foi considerada uma área de abrangência com raio de 60 km no entorno de cada estação meteorológica, possibilitando a geração de informações na região leste, central e oeste da bacia, conforme a Figura 5.5.

As imagens do sensor MODIS correspondem aos produtos de reflectância da superfície MOD09GA e MOD09GQ, além do produto de temperatura da superfície MOD11A1. Nesta etapa, foram selecionadas 12 imagens, distribuídas nos anos de 2006 (dias 112, 201, 315 e 336), 2007 (dias 88, 172, 184 e 257) e 2009 (dias 120, 157, 303 e 306) em que obteve-se mais de 90% da área de toda a bacia sem presença de nuvens.

Desta maneira, cada conjunto de imagens MODIS, adquiridas em uma data, foi utilizado 3 vezes para a geração do saldo de radiação. O

primeiro processamento utilizou os dados da estação Lapa, representada pelo número 1 na Figura 5.5. O segundo processamento foi realizado com os dados da estação Pinhão, representada pelo número 2 na Figura 5.5. E, no terceiro processamento, foram utilizados os dados da estação de Salto Caxias, representada pelo número 3 na Figura 5.5.

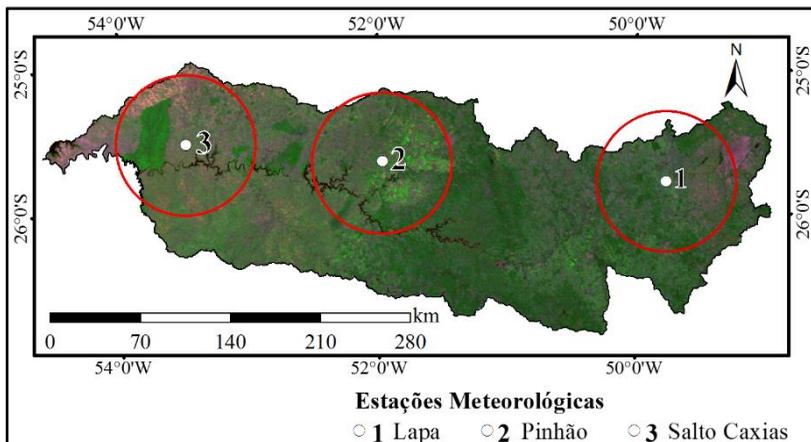


Figura 5.5: Localização das estações meteorológicas e respectivas áreas de abrangência.

A fim de analisar apenas a influência da declividade e do aspecto do relevo no saldo de radiação da bacia, foram selecionados *pixels* com único tipo de uso e cobertura do solo em sua área e todos dentro da mesma faixa de declividade do terreno. Foram selecionados *pixels* somente em áreas de remanescentes florestais de Mata Atlântica, mais especificamente de Floresta Ombrófila Mista, com base no mapa de remanescentes florestais do SOS Mata Atlântica/INPE (2012). As diferentes classes do aspecto analisadas foram oeste, leste, norte e sul, sendo representados na imagem de aspecto, respectivamente, pelos ângulos de 260° a 280°, 80° a 100°, 350° a 10° e 170° a 190°. Em cada orientação do aspecto foi analisado o comportamento do saldo de radiação nas faixas de declividade de 3 a 8%, relevo suavemente ondulado, 8 a 13%, moderadamente ondulado e 13 a 20%, relevo ondulado, abrangendo assim, as faixas de declividade que representam 67% da área da bacia.

A partir das imagens de saldo de radiação para cada data e cada estação meteorológica, foram extraídas as médias de  $R_n$  para os *pixels* de mesmas coordenadas geográficas dos *pixels* representativos das diferentes declividades e dos diferentes aspectos do relevo.

## 5.5 APLICAÇÃO DO METRIC

A implementação do METRIC foi feita por meio do *software* Erdas Imagine, licença adquirida pelo LABHIDRO/UFSC. Através da construção de modelos na ferramenta *model maker*, foram gerados os respectivos *scripts*, que tiveram seus códigos ajustados e salvos em extensão *.mdl*, para a automatização das rotinas em diversas etapas do modelo. Através do *Model Librarian* a automatização foi realizada executando-se cada modelo *.mdl* em cascata (*batch*), que permite sua execução com múltiplos arquivos.

Para cada data de aquisição das imagens MODIS, o modelo METRIC foi implementado 6 vezes, utilizando os dados das 6 estações meteorológicas, uma em cada implementação. Isto significa que, para cada conjunto dos produtos MODIS com mesma data de aquisição, foram realizadas 6 calibrações no METRIC. Por fim, para composição das imagens de evapotranspiração foi realizado um mosaico para cada data, utilizando as áreas de abrangência de cada estação meteorológica, conforme a Figura 5.6. A porcentagem de 80% da área total da bacia são abrigadas em uma circunferência de raio de 60 km a partir de cada estação.

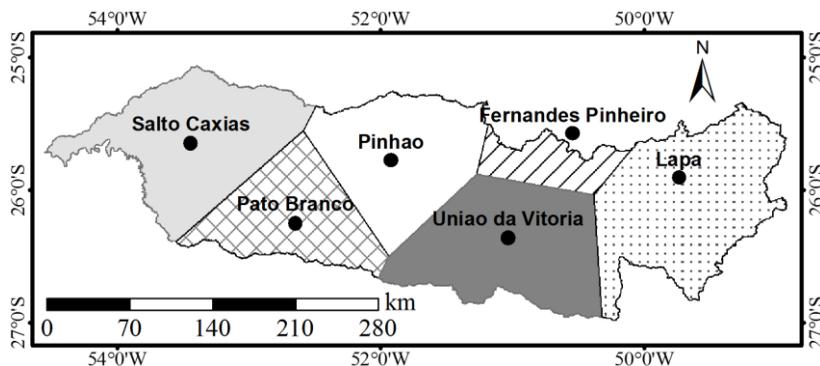


Figura 5.6: Área de abrangência de cada estação meteorológica, para extrapolação da evapotranspiração espacialmente.

No METRIC, a evapotranspiração foi estimada pela aplicação do balanço de energia à superfície, onde o consumo de água pelo processo de evapotranspiração foi estimado como um residual da equação do balanço de energia à superfície (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; ALLEN *et al.*, 2002; ALLEN *et al.*, 2007a):

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (5.21)$$

onde  $\lambda E$  é um valor instantâneo do fluxo de calor latente para o momento de passagem do satélite ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $R_n$  é o saldo de radiação na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $\text{W.m}^{-2}$ ); e  $H$  é o fluxo de calor sensível no ar ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

### 5.5.1 Saldo de Radiação ( $R_n$ )

O saldo de radiação ( $R_n$ ) foi estimado pela subtração de todos os fluxos de radiação refletidos (ou emitidos) dos fluxos radiantes incidentes e inclui a radiação solar e termal (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; ALLEN *et al.*, 2002; ALLEN *et al.*, 2007a):

$$R_n = (1 - \alpha_{sup})R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (5.22)$$

onde  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $\alpha_{sup}$  é o albedo da superfície (adimensional);  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida ( $\text{W.m}^{-2}$ ); e  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície (adimensional).

### Radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ )

A radiação solar compreende a radiação cujos comprimentos de ondas vão de 0,3 a 4  $\mu\text{m}$  e representa a principal fonte para o processo de evapotranspiração na superfície terrestre, sendo estimada por (ALLEN *et al.*, 2007a):

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{SC} \cos \theta_{rel} \tau_{sw}}{d^2} \quad (5.23)$$

onde  $G_{SC}$  é a constante solar ( $1367 \text{ W.m}^{-2}$ );  $\theta_{rel}$  é o ângulo zenital solar;  $d^2$  é o quadrado da distância relativa Terra-Sol; e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica, que foi obtida por (ASCE-EWRI, 2005):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ \frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta_{hor}} - 0,0075 \left( \frac{W}{\cos \theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (5.24)$$

onde  $P$  é a pressão atmosférica (kPa);  $W$  é o conteúdo de água precipitável na atmosfera (mm); e  $\theta_{hor}$  é o ângulo zenital sobre uma superfície horizontal (estimado pela Equação 5.28);  $K_t$  é o coeficiente de turbidez (adimensional), no qual foi adotado o valor de  $K_t=1,0$  para toda a cena, considerando ar limpo (ALLEN *et al.*, 1998); . A função exponencial segue a lei de Beer para a atenuação da radiação. A Equação 5.24 é válida para  $\theta_{hor}$  menor que 1,3 radianos.

Na ausência de medição,  $P$  foi estimado por (ASCE-EWRI, 2005):

$$P = 101,3 \left( \frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (5.25)$$

onde  $z$  é a altitude (m) obtida pelo DEM. Nota-se que o valor de 293 é a temperatura padrão, em K.

$W$  foi calculado utilizando a pressão de vapor de água próxima à superfície, por meio de Garrison e Adler (1990):

$$W = 0,14 e_a P_{air} + 2,1 \quad (5.26)$$

onde  $W$  é o conteúdo de água precipitável na atmosfera (mm);  $e_a$  é a pressão de vapor de água próxima à superfície (kPa); e  $P_{air}$  é a pressão de vapor de água medida na estação meteorológica.

Para superfícies declivosas, o ângulo zenital solar foi estimado *pixel a pixel* pelo uso de informações de declividade e aspecto obtidas pelo modelo digital de elevação, e segue a Equação de Duffie e Beckman (1991):

$$\begin{aligned} \cos \theta_{rel} &= \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ &+ \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ &+ \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ &+ \cos(\delta) \sin(\gamma) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (5.27)$$

onde  $\delta$  é a declinação do Sol;  $\phi$  é a latitude do *pixel*, obtida pela produção de uma imagem de latitude com base no produto MODGA;  $s$  é a declividade do *pixel*, sendo que  $s = 0$  para horizontal e  $s = \pi/2$  radianos para declividade vertical;  $\gamma$  é o aspecto do relevo, sendo  $\gamma = 0$  para declividades orientadas ao sul,  $\gamma = -\pi/2$  radianos para declividades orientadas a leste,  $\gamma = +\pi/2$  radianos para declividades orientadas a oeste e  $\gamma = \pm \pi$  radianos para declividades orientadas ao norte. O parâmetro  $\omega$

é o ângulo horário, sendo que  $\omega = 0$  ao meio dia,  $\omega$  é negativo para manhã e positivo para tarde. Todas as funções trigonométricas estão em radianos.

O parâmetro  $\cos \theta_{hor}$  foi estimado reduzindo-se a Equação 5.27 para superfície horizontal:

$$\cos \theta_{hor} = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) \quad (5.28)$$

Já o parâmetro  $d^2$  foi calculado como uma função do dia sequencial do ano, segundo Duffie e Beckman (1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos\left(DSA \frac{2\pi}{365}\right)} \quad (5.29)$$

onde  $DSA$  é o dia sequencial do ano.

### Albedo da superfície ( $\alpha_{sup}$ )

O albedo da superfície é a razão entre a radiação solar refletida pela radiação solar incidente à superfície, abrangendo o espectro de ondas curtas (0,2 a 3,2  $\mu\text{m}$ ). Ele foi estimado integrando as reflectâncias das bandas do produto MOD09GQ e MOD09GA, dentro do espectro de ondas curtas, por meio de Liang (2000):

$$\alpha_{sup} = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,116\rho_4 + 0,112\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (5.30)$$

em que  $\alpha_{sup}$  é o albedo da superfície; e  $\rho_1$  a  $\rho_7$  são as bandas de reflectância.

### Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ )

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (5.31)$$

onde  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície (adimensional);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann (5,67 x

$10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ); e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K), obtida pelo produto MOD11A1.

A emissividade da superfície é a razão entre a energia irradiada pela superfície e a energia irradiada por um corpo negro, sob mesma temperatura e, no presente trabalho, foi calculada pela equação empírica de Tasumi (2003), baseada em informações de emissividade termal da vegetação e do solo armazenadas na MODIS UCSB *Emissivity Library* (2004):

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01LAI, \quad \text{quando } LAI < 3 \quad (5.32)$$

E, quando  $LAI > 3$ ,  $\varepsilon_0 = 0,98$ , onde LAI é o índice de área foliar ( $\text{m}^2.\text{m}^{-2}$ ), estimado segundo Bastiaanssen (1998a):

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (5.33)$$

onde SAVI é o índice de vegetação ajustado ao solo (*Soil Adjusted Vegetation Index*), calculado por:

$$SAVI = \frac{(1 + L_s)(\rho_{s,2} - \rho_{s,1})}{(L_s + \rho_{s,2} + \rho_{s,1})} \quad (5.34)$$

onde  $\rho_{s,1}$  é a reflectância da superfície na banda 1, equivalente à faixa do vermelho visível do produto MOD09GQ;  $\rho_{s,2}$  é a reflectância da superfície na banda 2, equivalente à faixa do infravermelho próximo do produto MOD09GQ; e  $L_s$  é o fator de ajuste ao solo. O valor de  $L_s$  foi definido como 0,5, vegetação com densidade média (PONZONI e SHIMABUKURO, 2010).

### **Radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ )**

A radiação de onda longa incidente à superfície corresponde ao fluxo de radiação termal emitido pela atmosfera e foi estimada segundo a Equação de Stefan-Boltzmann como:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (5.35)$$

onde  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera (adimensional);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ); e  $T_a$  é a temperatura do ar (K) medida na estação meteorológica.

Com base em Allen *et al.* (2002), a emissividade da atmosfera foi calculada por:

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln\tau_{sw})^{0,09} \quad (5.36)$$

onde  $\tau_{sw}$  é a transmitância atmosférica, estimada pela Equação 5.24.

### 5.5.2 Fluxo de Calor no Solo (G)

O fluxo de calor no solo representa a taxa de energia utilizada para aquecimento do solo, e pode ser descrito como a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação, devido à condução. Este fluxo foi estimado para condições próximas ao meio dia (BASTIAANSEN, 2000):

$$G = (T_s - 273,15) \times (0,0038 + 0,0074\alpha_{sup}) \times (1 - 0,98NDVI^4) \times R_n \quad (5.37)$$

$$G/R_n = 0,5, \text{ quando } NDVI < 0 \text{ (água), (ALLEN } et al., 2002) \quad (5.38)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da superfície (K);  $\alpha_{sup}$  é o albedo da superfície, obtido pela Equação 5.30; e  $NDVI$  foi obtido por:

$$NDVI = \frac{(\rho_{s,2} - \rho_{s,1})}{(\rho_{s,2} + \rho_{s,1})} \quad (5.39)$$

### 5.5.3 Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) representa a perda de calor para o ar, através de condução e convecção sendo estimado para o transporte de calor:

$$H = \frac{(\rho_{ar} \times c_p \times dT)}{r_{ah}} \quad (5.40)$$

onde  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar ( $1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ );  $dT$  é a diferença de temperatura ( $T_1 - T_2$ ) entre duas alturas ( $z_1$  e  $z_2$ ) (K); e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

### Resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ )

No METRIC, o cálculo de  $r_{ah}$  utiliza a velocidade do vento extrapolada para a altura de 200 metros acima da superfície e um esquema iterativo de correção da estabilidade da atmosfera baseado na teoria de Monin-Obukhov. Como  $r_{ah}$  e  $H$  são desconhecidos para cada *pixel* na imagem, realiza-se um processo iterativo. Para a primeira iteração,  $r_{ah}$  é estimado adotando a estabilidade neutra da atmosfera:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (5.41)$$

onde  $u_*$  é a velocidade de fricção ( $\text{m.s}^{-1}$ );  $k$  é a constante de Von Karman (0,41);  $z_1$  é a altura logo acima do plano de deslocamento zero para a superfície; e  $z_2$  é uma distância acima deste plano, mas abaixo da camada limite.  $z_1$  e  $z_2$  correspondem às alturas onde os pontos limites de  $dT$  são definidos, sendo 0,1 m e 2 m adotados para  $z_1$  e  $z_2$ , respectivamente, por serem valores obtidos em análises já realizadas (ALLEN *et al.*, 2002).

Na primeira iteração, a velocidade de fricção foi estimada por:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (5.42)$$

onde  $u_{200}$  é a velocidade do vento na altura onde não há interferência da rugosidade da superfície, considerada como de 200 m;  $z_{om}$  é o comprimento de rugosidade da superfície para cada *pixel*, obtido segundo Allen *et al.* (2002). Com base no mapa de uso e cobertura do solo da bacia,  $z_{om}$ , para área de agricultura, foi obtido como  $z_{om} = 0,018 \times LAI$ , para os demais usos foram adotados os valores 0,0005 m para água, 0,2 m para área urbana, 0,5 m para floresta e 0,02 para pastagem. Em adição, foi realizado um ajuste de  $z_{om}$  para a condição de relevo montanhoso:

$$z_{0m\_mnt} = z_{om} \left[ 1 + \frac{(180/\pi)s - 5}{20} \right] \quad (5.43)$$

onde  $z_{0m\_mnt}$  é o comprimento da rugosidade da superfície ajustado; e  $s$  é a declividade da superfície obtida através do modelos digital de elevação.

A velocidade do vento  $u_{200}$  foi estimada na altura de 200 metros na localização da estação meteorológica. Esta velocidade foi considerada como constante sobre toda a imagem, possibilitando do cálculo de  $r_{ah}$ , para posterior estimativa de  $H$ .

$$u_{200} = u_w \frac{\ln(200/z_{0mw})}{\ln(z_x/z_{0mw})} \quad (5.44)$$

onde  $u_w$  é a velocidade do vento medida na estação meteorológica ( $m.s^{-1}$ ), na altura  $z_x$  acima da superfície (m); e  $z_{0mw}$  é o comprimento da rugosidade da superfície da estação meteorológica, estimada segundo Brutsaert (1982):

$$z_{0mw} = 0,12 \times h \quad (5.45)$$

onde  $h$  é a altura da vegetação no entorno da estação meteorológica.

Para a área de estudo, considerada terreno não plano, visando o ajuste da equação de transferência de calor,  $u_{200}$  foi multiplicado pelo coeficiente de ponderação da velocidade do vento ( $\varpi$ ), antes do cálculo de  $u_*$  e  $r_{ah}$ :

$$\varpi = 1 + 0,1 \left( \frac{Elev - Elev_{sta}}{1000} \right) \quad (5.46)$$

onde  $Elev$  é a elevação do *pixel* (m); e  $Elev_{sta}$  é a elevação na estação meteorológica onde a velocidade do vento é medida.

### Solução Iterativa para $r_{ah}$

Nas iterações subsequentes, um valor corrigido de  $u_*$  foi calculado por:

$$u_* = \frac{u_{200m}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (5.47)$$

onde  $\psi_{m(200m)}$  é a correção para o transporte de *momentum* a 200 m, estimada pelas Equações 5.50 e 5.56.

Um valor de  $r_{ah}$  corrigido foi calculado para cada iteração como:

$$r_{ah} = \ln \frac{\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} - \psi_{h(0,1m)}}{u_* k} \quad (5.48)$$

onde  $z_2=2$  m;  $z_1=0,1$  m;  $\psi_{h(2m)}$  e  $\psi_{h(0,1m)}$  são as correções de estabilidade ao transporte de calor a 2 e 0,1 m, estimados pelas Equações 5.51, 5.52, 5.57 e 5.58.

As correções para o transporte de *momentum* e de estabilidade ao transporte de calor foram realizadas segundo a teoria de Monin-Obukhov. O comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ) determina a condição de estabilidade da atmosfera no processo iterativo.  $L$  representa a altura em que as forças de flutuabilidade (ou estabilidade) e de mistura mecânica são iguais e foi estimado por:

$$L = - \frac{(\rho_{ar} c_p u_*^3 T_s)}{k g H} \quad (5.49)$$

onde  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar ( $\text{kg.m}^3$ );  $c_p$  é o calor específico do ar ( $1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ );  $u_*$  é a velocidade de fricção ( $\text{m.s}^{-1}$ );  $T_s$  é a temperatura da superfície (K);  $k$  é a constante de Von Karman (0,41); e  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

Para  $L < 0$ , a atmosfera foi considerada instável, para  $L > 0$ , a atmosfera foi considerada estável e quando  $L = 0$ , a atmosfera está em estabilidade neutra. Dependendo do valor de  $L$ , foi necessário o procedimento de correções da estabilidade para o transporte de calor ( $\psi_h$ ) e de *momentum* ( $\psi_m$ ), conforme descrito abaixo:

- Para  $L = 0$ ,  $\psi_h = 0$  e  $\psi_m = 0$
- Para  $L < 0$ ,

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) \quad (5.50)$$

$$-2\arctan(x_{(200\text{ m})}) + 0,5\pi$$

$$\psi_{h(2\text{ m})} = 2\ln\left(\frac{1 + x_{(2\text{ m})}^2}{2}\right) \quad (5.51)$$

$$\psi_{h(0,1\text{ m})} = 2\ln\left(\frac{1 + x_{(0,1\text{ m})}^2}{2}\right) \quad (5.52)$$

em que:

$$x_{(200\text{ m})} = \left(1 - 16\frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (5.53)$$

$$x_{(2\text{ m})} = \left(1 - 16\frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (5.54)$$

$$x_{(0,1\text{ m})} = \left(1 - 16\frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (5.55)$$

- Para  $L > 0$ ,

$$\psi_{m(200\text{ m})} = -5\left(\frac{200}{L}\right) \quad (5.56)$$

$$\psi_{h(2\text{ m})} = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad (5.57)$$

$$\psi_{h(0,1\text{ m})} = -5\left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (5.58)$$

### Determinação das constantes na função $dT$

Adotando-se a hipótese de que existe uma relação linear entre  $dT$  e a temperatura da superfície,  $dT$  foi estimado por:

$$dT = a + bT_{s\text{ datum}} \quad (5.59)$$

onde  $a$  e  $b$  são os coeficientes linear e angular da reta  $dT$ , estimados por meio de um sistema de equações utilizando os *pixels* âncoras (*pixel* quente e frio); e  $T_{s\ datum}$  é a temperatura da superfície corrigida para os efeitos da elevação e estimada por:

$$T_{s\ datum} = T_s + 0,0065(z - z_{medio}) \quad (5.60)$$

onde  $z$  é a altitude (m) obtida pelo DEM; e  $z_{medio}$  é o valor médio da altitude da área.

Para a determinação dos *pixels* âncoras, foram utilizadas duas metodologias, em função da presença de eventos de chuva antecedentes à data de aquisição de cada imagem poderem ocasionar umidade residual no solo e gerarem fluxo de calor latente não nulo no *pixel* quente.

Quando da ausência de eventos de chuva antecedentes à data de aquisição da imagem, foi utilizada a metodologia segundo Allen *et al.* (2013). O *pixel* quente foi definido em área de solo exposto, a uma distância máxima de 20 km da estação meteorológica. Assim, toda energia disponível pode ser considerada utilizada para o aquecimento do ar e do solo, e o fluxo de calor latente é nulo. O fluxo de calor sensível para o *pixel* quente foi calculado como:

$$H_{hot} = (R_n - G)_{hot} \quad (5.61)$$

onde  $R_n$  e  $G$  são valores para o *pixel* quente.

Desta maneira,  $dT$  para o *pixel* quente foi calculado usando o inverso da Equação 5.40:

$$dT_{hot} = \frac{H_{hot} r_{ah_{hot}}}{\rho_{air\ hot} c_p} \quad (5.62)$$

onde  $r_{ah_{hot}}$  foi estimado para as condições de estabilidade e para a rugosidade da superfície do *pixel* quente; e  $\rho_{air\ hot}$  é a densidade do ar calculado para o *pixel* quente.

O *pixel* frio foi usado para definir os casos em que a quantidade máxima de energia disponível é consumida pela evapotranspiração. Para a minoria dos casos, o *pixel* frio foi definido em água (em grandes barragens ou no leito do rio Iguazu). Nestes casos,  $H_{cold} = 0$  e, conseqüentemente,  $dT_{cold} = 0$ . Quando não havia *pixels* representativos de água, a uma distância de até 30 km da estação meteorológica, o *pixel*

frio foi determinado em área com vegetação densa de agricultura. Desta maneira:

$$H_{cold} = (R_n - G)_{cold} - \lambda E_{cold} \quad (5.63)$$

onde  $\lambda E_{cold}$  é o fluxo de calor latente estimado para o *pixel* frio. Seu valor é baseado na representatividade do *pixel* frio selecionado na imagem e é assumido por  $ET_r \times \lambda$ , onde  $\lambda$  é o calor latente de vaporização, estimado pela Equação:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_{s\ datum} - 273,15)] \times 10^6 \quad (5.64)$$

e  $dT$  para o *pixel* frio foi calculado por:

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} r_{ah_{cold}}}{\rho_{air\ cold} C_p} \quad (5.65)$$

onde  $r_{ah_{cold}}$  foi estimado para as condições de estabilidade e para a rugosidade da superfície do *pixel* frio; e  $\rho_{air\ cold}$  é a densidade do ar calculado para o *pixel* frio.

Para os casos em que a umidade residual no solo não pôde ser desprezada em virtude de chuva antecedente à data de aquisição da imagem, foi utilizada a metodologia proposta por Singh e Irmak (2011), que usa o método de Priestley-Taylor para calibração os *pixels* âncoras.

Aqui, o *pixel* quente também foi definido em área de solo exposto, e  $H_{hot}$  foi estimado como:

$$H_{hot_w} = (R_n - G)_{hot} - Kc_{hot} \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma_p} (R_n - G)_{hot} \quad (5.66)$$

onde  $Kc_{hot}$  é o coeficiente de cultura para o *pixel* quente, estimado segundo Bezerra *et al.* (2010);  $\alpha$  é um coeficiente empírico, adotado como 1,26 por ser um valor indicado para climas úmidos;  $\Delta$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor vs temperatura do ar (kPa.°C<sup>-1</sup>); e  $\gamma_p$  é a constante psicrométrica (kPa.°C<sup>-1</sup>).

O parâmetro  $\Delta$  foi estimado como:

$$\Delta = \frac{2504 e^{\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}}}{(T_a + 237,3)^2} \quad (5.67)$$

onde  $T_a$  é a temperatura do ar medida na estação meteorológica ( $^{\circ}\text{C}$ ).

A constante psicrométrica foi estimada pela equação:

$$\gamma_p = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} \quad (5.68)$$

onde  $P$  é a pressão atmosférica, estimada pela Equação 5.25 e  $\epsilon$  é a razão do peso molecular do vapor de água pelo ar seco (0,622).

Para o *pixel* quente  $dT_{hot}$  foi estimado pela Equação 5.62, utilizando  $H_{hot_w}$ .

A escolha do *pixel* frio seguiu as mesmas premissas dos casos sem eventos de chuva antecedente, sendo escolhidos predominantemente em áreas de água, e considerado  $H_{cold_w} = 0$  e  $dT_{cold} = 0$ . Nos demais casos, o *pixel* frio foi selecionado em área com vegetação densa de agricultura, e o respectivo fluxo de calor sensível,  $H_{cold_w}$ , foi estimado por:

$$H_{cold_w} = (R_n - G)_{cold} - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma_p} (R_n - G)_{cold} \quad (5.69)$$

E  $dT_{cold}$  foi igualmente estimado pela Equação 5.65.

Assim, os coeficientes  $a$  e  $b$  foram determinados usando dois pares de valores para  $dT$  e  $T_s$ :

$$a = dT_{hot} - b T_{s \text{ datum } hot} \quad (5.70)$$

$$b = \frac{dT_{cold} - dT_{hot}}{T_{s \text{ datum } cold} - T_{s \text{ datum } hot}} \quad (5.71)$$

onde  $T_{s \text{ datum } cold}$  e  $T_{s \text{ datum } hot}$  são a temperatura da superfície nos *pixels* quente e frio ajustados ao dado de elevação para cada *pixel*.

Por fim, a Equação 5.59 torna-se:

$$dT = dT_{hot} - \left( \frac{dT_{cold} - dT_{hot}}{T_{s \text{ datum cold}} - T_{s \text{ datum hot}}} \right) T_{s \text{ datum hot}} - \left( \frac{dT_{cold} - dT_{hot}}{T_{s \text{ datum cold}} - T_{s \text{ datum hot}}} \right) T_{s \text{ datum}} \quad (5.72)$$

### Resumo do processo iterativo:

Primeiramente, calcula-se  $u_*$  (Equação 5.42) e  $r_{ah}$  (Equação 5.41) para a condição de estabilidade neutra da atmosfera, ou seja, quando  $\psi_{m(200 m)} = 0$ ,  $\psi_{h(0,1 m)} = 0$  e  $\psi_{h(2 m)} = 0$ . Após estimado  $dT$  (Equação 5.72), estimou-se um valor inicial de  $H$  pela Equação (5.40).

Com os valores de  $u_*$  e  $H$ , iniciou-se a segunda iteração. Aplica-se a Equação (5.49) para verificar a condição de estabilidade da atmosfera e calcular os parâmetros de correção  $\psi_{m(200 m)}$ ,  $\psi_{h(0,1 m)}$  e  $\psi_{h(2 m)}$ . Os parâmetros de correção são utilizados para estimar novos valores de  $u_*$  (Equação 5.47) e  $r_{ah}$  (Equação 5.48). O valor de  $dT$  também é modificado, pela introdução do valor corrigido de  $r_{ah}$  nas Equações (5.62) e (5.65), especificamente para os *pixels* quente e frio. Corrigidos  $u_*$ ,  $r_{ah}$  e  $dT$ , estimou-se um novo valor de  $H$ .

Inicia-se uma nova iteração, usando  $H$  e  $u_*$  da segunda iteração para estimar  $L$ ,  $\psi_{m(200 m)}$ ,  $\psi_{h(0,1 m)}$  e  $\psi_{h(2 m)}$  e novos valores corrigidos de  $u_*$ ,  $r_{ah}$ , além de se corrigir  $dT$  e, por fim, recalculer  $H$ . Este processo iterativo foi realizado até o valor de  $r_{ah}$  estabilizar e, neste ponto, adotou-se o  $H$  resultante, considerando-o adequado para o cálculo do balanço de energia à superfície.

#### 5.5.4 Fluxo de Calor Latente e Evapotranspiração

Estimados o saldo de radiação  $R_n$ , o fluxo de calor no solo  $G$  e o fluxo de calor sensível  $H$ , o fluxo de calor latente  $\lambda ET$  foi estimado pela Equação 5.21.

A evapotranspiração para o horário de aquisição da imagem (passagem do satélite) foi estimada dividindo  $\lambda ET$  pelo calor latente de evaporação:

$$ET_{hor} = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (5.73)$$

onde  $ET_{hor}$  é a evapotranspiração real horária ( $\text{mm.h}^{-1}$ ). Nota-se que 3600 converte segundos para hora.

A extrapolação da evapotranspiração instantânea para o período mensal e anual necessitou do cálculo prévio da fração de evapotranspiração ( $ET_r F$ ) para cada *pixel*:

$$ET_r F = \frac{ET_{hor}}{ET_r} \quad (5.74)$$

onde  $ET_r$  é a evapotranspiração de referência obtida pelo método FAO Penman-Monteith, para a superfície de referência como uma cultura de grama, com uma altura de 0,12 m, uma resistência da superfície ( $r_s$ ) de  $70 \text{ s.m}^{-1}$  e albedo da superfície ( $\alpha_{sup}$ ) de 0,23. É estimada com dados de estação meteorológica como:

$$ET_r = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma_p \frac{37}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_p (1 + 0,24U_2)} \quad (5.75)$$

onde  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  é o saldo de radiação na superfície ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );  $\gamma_p$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T$  é a temperatura do ar medida a dois metros de altura ( $^\circ\text{C}$ );  $U_2$  é a velocidade do vento medida a dois metros de altura ( $\text{m.s}^{-1}$ );  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor d'água ( $\text{kPa}$ ) e  $e_a$  é a pressão parcial do vapor d'água ( $\text{kPa}$ ).

A evapotranspiração mensal foi estimada assumindo que a fração de evaporação instantânea, calculada para a hora de aquisição da imagem, é semelhante à  $ET_r F$  média em 24 horas. Desta maneira, evapotranspiração mensal foi estimada por:

$$ET_{período} = \sum_{i=m}^n [(ET_r F_i)(ET_{r,24i})] \quad (5.76)$$

onde  $ET_{período}$  é a evapotranspiração acumulada para um período iniciando no dia  $m$  e terminando no dia  $n$ ;  $ET_r F_i$  é a fração de evaporação  $ET_r F$  interpolada para o dia  $i$ ; e  $ET_{r,24i}$  é a evapotranspiração de referência  $ET_r$  de 24 horas para o dia  $i$ .

## 5.6 COMPARAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO E METRIC

A grande vantagem da aplicação de técnicas de sensoriamento remoto para estimativa da evapotranspiração é sua descrição espacial em escala regional. Não foi possível a validação *in situ* dos resultados do METRIC, pela falta de dados de evapotranspiração medidos diretamente em campo. No entanto, Bastiaanssen *et al.* (2005) recomendam a utilização do balanço hídrico para a validação, em escala de bacia hidrográfica, do volume total de água evapotranspirada a partir de uma grande área, obtida com método de balanço de energia e sensoriamento remoto.

Os resultados obtidos pelo METRIC foram comparados aos do balanço hídrico anual de 2006, 2007 e 2009, estimado pela Equação 3.2, para 10 sub-bacias. A precipitação média anual de cada sub-bacia foi estimada por meio dos polígonos de Thiessen, com base nos dados de precipitação adquiridos pelo sistema Hidroweb, da Agência Nacional de Águas. Os dados de vazão anual foram calculados pela soma dos dados diários para cada estação fluviométrica, descritas na Tabela 5.1.

Os dados de evapotranspiração obtidos pelo METRIC correspondem à média da evapotranspiração anual de todos os *pixels* dentro da área de cada sub-bacia em que o BHS foi aplicado.

A comparação entre as duas metodologias foi realizada por meio da diferença relativa (*DR*) e da raiz da diferença quadrática média (*RDQM*):

$$DR = 100 \left( \frac{E_{BH} - E_{METRIC}}{E_{BH}} \right) \quad (5.77)$$

$$RDQM = \sqrt{\frac{\sum (E_{BH} - E_{METRIC})^2}{n}} \quad (5.78)$$

onde  $E_{BH}$  é a evapotranspiração real anual obtida pelo balanço hídrico ( $\text{mm.ano}^{-1}$ ); e  $E_{METRIC}$  é a evapotranspiração real anual obtida pelo METRIC ( $\text{mm.ano}^{-1}$ ).

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1 COMPORTAMENTO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA DO RIO IGUAÇU

A Figura 6.1 mostra o dendograma obtido pelo método hierárquico de agrupamento *complete linkage*, com a distância euclidiana como medida de similaridade e com a variável de agrupamento os dados de precipitação anual, dos anos de 1977 a 2012, das 87 estações meteorológicas na área de estudo. O eixo das ordenadas mostra a distância euclidiana em porcentagem, em que, quanto maior seu valor, maior a heterogeneidade dos dados das estações agrupadas. O número de grupos foi determinado após diversos testes e análises considerando diferentes cortes transversais no dendograma resultante do agrupamento. Em função do nível de heterogeneidade, bem como a distribuição espacial das estações meteorológicas, foi adotada a distância euclidiana de 70% para a definição do número de grupos, gerando-se 2 grupos. Nesta etapa, foram identificadas 3 estações pluviométricas com observações atípicas, que foram retiradas antes da última análise de agrupamento pelo método *complete linkage*.

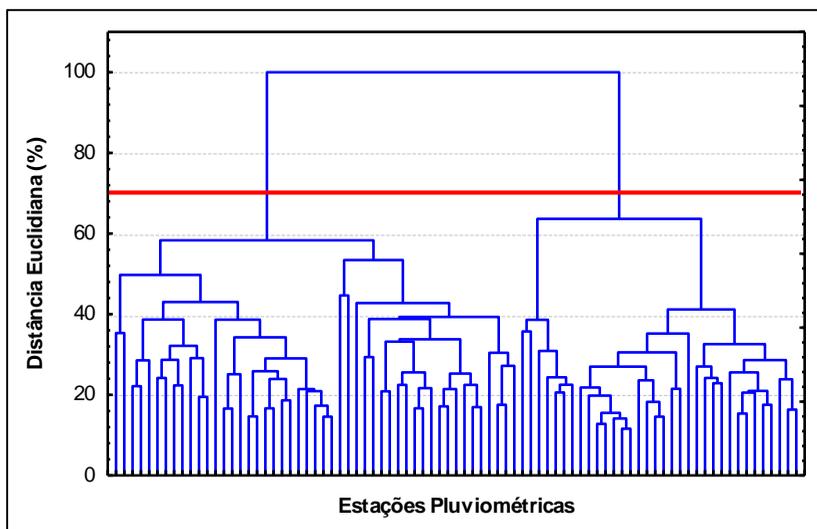


Figura 6.1: Dendograma obtido pelo método complete linkage.

A Figura 6.2 mostra o refinamento da análise e a disposição espacial dos dois grupos definidos após aplicado o método não-hierárquico *k-means*, com o número de grupos e a semente de cada grupo baseados na análise hierárquica. É possível observar uma concordância da delimitação dos grupos em relação ao relevo da bacia do rio Iguaçu. O grupo 1 abrange todo o Terceiro Planalto Paranaense. Já o grupo 2 abrange o Primeiro e Segundo Planaltos Paranaenses e o Planalto Norte Catarinense, o que revela uma semelhança entre os climas dessas regiões.

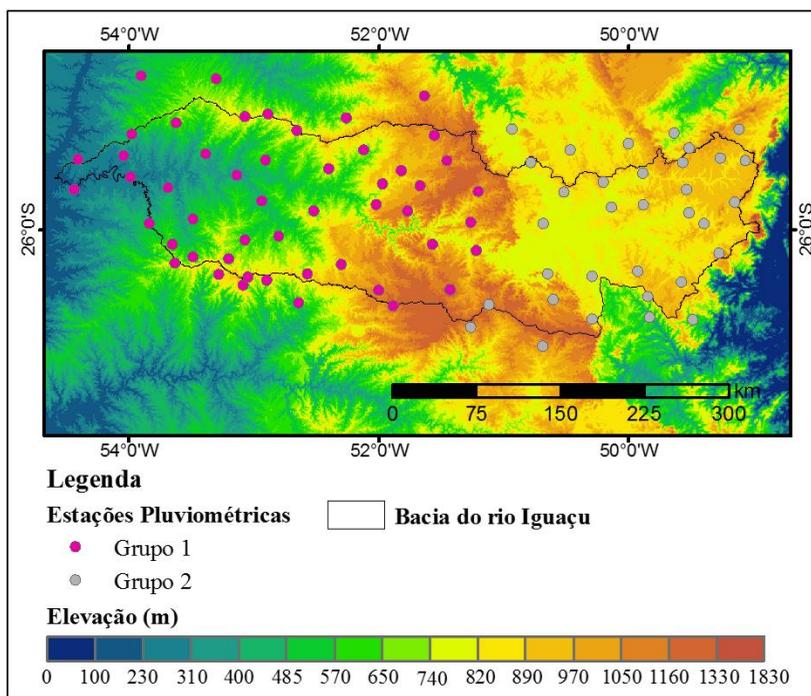


Figura 6.2: Agrupamento das estações pluviométricas pelo método *k-means*.

### Teste de Significância

A Tabela 6.1 mostra os resultados do teste *t-Student* aplicado aos grupos 1 e 2, com um total de 1799 e 1224 dados de precipitação anual para o Grupo 1 e Grupo 2, respectivamente. Como  $p - \text{valor} = 0$ , a hipótese nula foi rejeitada. Foi confirmada que existe diferença significativa entre as médias das precipitações anuais dos grupos 1 e 2. Os valores de  $p - \text{valor}$  para o teste F e para o teste de Levene foram

superiores ao nível de significância de 0,05, sendo 0,2825 e 0,5440, respectivamente. Isto confirma a homocedasticidade dos grupos (com dados em logaritmo neperiano da precipitação) e a aplicabilidade do teste *t-Student* utilizado.

Os grupos apresentados na Figura 6.2, Tabela 6.2 e Figura 6.3 apresentam comportamento distinto da precipitação anual, com a média do grupo 1 (1967 mm.ano<sup>-1</sup>) sendo 20% mais elevada que a do grupo 2 (1574 mm.ano<sup>-1</sup>), e coeficientes de variação semelhantes, com 21,9% e 21,7%, respectivamente. O valor da mediana para o grupo 1, que abrange o Terceiro Planalto Paranaense, é de 1944 mm.ano<sup>-1</sup>, com 50% dos dados, no segundo e terceiro quartis, entre 1678 e 2213 mm.ano<sup>-1</sup>. Já o valor da mediana para o grupo 2 é de 1554 mm.ano<sup>-1</sup>, com 50% dos dados, no segundo e terceiro quartis, entre 1352 e 1788 mm.ano<sup>-1</sup>.

Tabela 6.1: Resultados do teste *t-Student* para análise das médias dos grupos 1 e 2, com dados transformados em logaritmo neperiano.

Média Grupo 1	Média Grupo 2	t-valor	gl	p – valor
7,5604	7,3368	27,36306	3021	0,0000
Teste F para variâncias	p – valor teste F	Teste Levene F(1,gl)	gl - Levene	p – valor teste Levene
1,057	0,2824	0,368	3021	0,5440

Tabela 6.2: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação anual dos grupos 1 e 2.

	n	Média (mm.ano <sup>-1</sup> )	Mediana (mm.ano <sup>-1</sup> )	Mín. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Máx. (mm.ano <sup>-1</sup> )	s (mm.ano <sup>-1</sup> )	CV (%)
<b>Grupo 1</b>	1799	1967	1944	902	3870	431	21,9
<b>Grupo 2</b>	1224	1574	1554	596	2974	342	21,7

**Obs:** *n* é o número de dados em cada grupo, Mín. é o mínimo valor de precipitação anual; Máx. é o máximo valor de precipitação anual; *s* é o desvio-padrão; e CV é o coeficiente de variação.

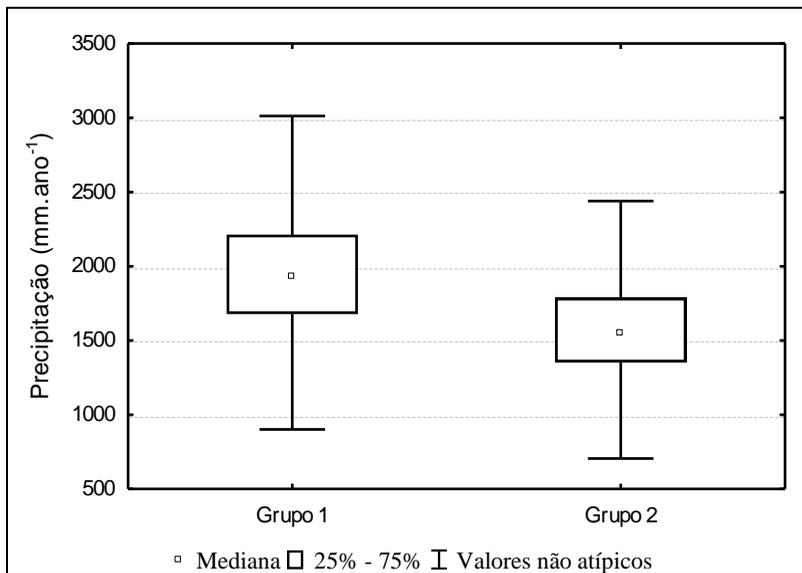


Figura 6.3: *Box-plot* dos dados de precipitação anual dos grupos 1 e 2.

Os resultados estão de acordo com Cavalcanti *et al.* (2009) e Grimm *et al.* (1998), que apontam as maiores precipitações anuais na região do Terceiro Planalto Paranaense, em relação aos demais planaltos localizados mais a leste. Como o movimento e a distribuição do vapor de água na atmosfera ocorrem fundamentalmente na baixa Troposfera, os Andes e o planalto da Bolívia bloqueiam o vapor de água originado do oceano Pacífico a chegar ao sul do Brasil. O vapor de água para a precipitação na região da bacia do rio Iguazu vem principalmente do oceano Atlântico e da faixa tropical do continente sul americano, associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul e, no verão, ao sistema de monção sul-americano. Os Complexos Convectivos de Mesoescala são frequentes, originam-se no oeste da região e deslocam-se para o leste, e respondem por grande parte da precipitação total anual, com maiores precipitações ocorrendo no sudoeste do Paraná, justamente sobre o Terceiro Planalto Paranaense (NERY e CARFAN, 2014).

Os grupos encontrados no presente estudo diferem daqueles encontrados por Silva *et al.* (2001) no seu estudo da mesma bacia utilizando de dados de precipitação de 37 estações, para o período de 1967-1997. Os autores identificaram três regiões distintas de precipitação homogênea, uma a leste, uma a oeste e uma a sul da bacia. As diferenças

encontradas podem ser justificadas pela diferença na quantidade e localização das estações utilizadas, e pelos diferentes períodos estudados.

### **Índice de Chuva Padronizado**

A região Sul brasileira, assim como a área da bacia do rio Iguaçu, está sujeita a fatores que alteram seu quadro médio climático sazonal e anual, como os ventos de altos níveis, monções de verão, sendo especialmente sensível aos eventos de El Niño e La Niña (CAVALCANTI *et al.*, 2009; CAVALCANTI *et al.*, 2015). Isto pode ser observado na Figura 6.4 e na Tabela 6.3, que mostram a ocorrência de anos com comportamento da precipitação variando de aproximadamente normal até extremamente seco ou extremamente úmido.

Para o grupo 1, o ano de 1983 apresentou SPI de 2,69, e um total de chuva de 3075 mm.ano<sup>-1</sup>, sendo caracterizado como o único ano extremamente úmido entre 1977 e 2012. Os anos de 1990, 1997 e 1998 foram anos enquadrados como muito úmidos, com SPI e precipitação anual de 1,36 e 2475 mm.ano<sup>-1</sup>, 1,16 e 2386 mm.ano<sup>-1</sup> e 1,96 e 2730 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente. Os anos moderadamente úmidos foram os de 1982 (SPI de 0,83 e precipitação anual de 2256 mm.ano<sup>-1</sup>), 1992 (0,92 e 2293 mm.ano<sup>-1</sup>), 1996 (0,89 e 2276 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2009 (0,79 e 2241 mm.ano<sup>-1</sup>). O ano de 1978 foi um ano extremamente seco, com SPI de -2,1 e precipitação de 1287 mm.ano<sup>-1</sup>. Os anos de 1977 (-1,02 e 1583 mm.ano<sup>-1</sup>), 1985 (-1,99 e 1317 mm.ano<sup>-1</sup>), 1988 (-1,53 e 1446 mm.ano<sup>-1</sup>), 1991 (-1,14 e 1564 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2006 (-1,39 e 1492 mm.ano<sup>-1</sup>) foram anos caracterizados como muito secos, assim como, 1981 (-0,57 e 1748 mm.ano<sup>-1</sup>), 1995 (-0,63 e 1729 mm.ano<sup>-1</sup>), 1999 (-0,81 e 1669 mm.ano<sup>-1</sup>), 2004 (-0,54 e 1758 mm.ano<sup>-1</sup>), 2008 (-0,7 e 1701 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2012 (-0,68 e 1706 mm.ano<sup>-1</sup>) apresentaram comportamento moderadamente seco. Os demais anos apresentaram comportamento da precipitação média anual como aproximadamente normal.

Já o grupo 2, que abrange o Primeiro e Segundo Planaltos Paranaenses e o Planalto Norte de Santa Catarina, apresentou dois anos extremamente úmidos, sendo 1983 e 1998, com SPI e precipitação de 2,17 e 2243 mm.ano<sup>-1</sup> e 2,02 e 2178 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente. Os anos de 1990 (com SPI de 1,37 e precipitação média de 1966 mm.ano<sup>-1</sup>), 1996 (1,12 e 1889 mm.ano<sup>-1</sup>), 1997 (1,17 e 1905 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2010 (1,13 e 1894 mm.ano<sup>-1</sup>) apresentaram comportamento muito úmido, e os anos de 1980 (0,6 e 1730 mm.ano<sup>-1</sup>), 1982 (0,57 e 1718 mm.ano<sup>-1</sup>), 1993 (0,75 e 1775 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2001 (0,68 e 1752 mm.ano<sup>-1</sup>) foram anos

moderadamente úmidos. Os anos com comportamento climático seco, em relação à precipitação, foram 1985 (com SPI de -2,38 e precipitação de 982 mm.ano<sup>-1</sup>) caracterizado como extremamente seco, 1978 (-1,45 e 1186 mm.ano<sup>-1</sup>), 1981 (-1,63 e 1142 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2006 (-1,96 e 1073 mm.ano<sup>-1</sup>), caracterizados como muito secos, e os anos de 1988 (-0,81 e 1314mm.ano<sup>-1</sup>), 1991 (-0,96 e 1300 mm.ano<sup>-1</sup>), 2003 (-0,94 e 1308 mm.ano<sup>-1</sup>) e 2004 (-0,75 e 1356 mm.ano<sup>-1</sup>), como moderadamente secos. Os demais anos apresentaram comportamento da precipitação média anual como aproximadamente normal.

Observa-se que os valores de SPI para os dois grupos conseguem expressar o comportamento da precipitação segundo eventos históricos já registrados. O evento de El niño de 1982/1983 foi intenso no Sul do Brasil, especialmente em 1983, com valores anômalos de precipitação acima da média climatológica, acima de 1000 mm na região sul do Paraná. Um dos períodos mais secos no Sul do Brasil ocorreu em 1985, afetou os estados do Paraná e de Santa Catarina, com anomalias de precipitação intensas e negativas, resultando em precipitação anual bem abaixo da média climatológica e com impactos que se estenderam até a agricultura. O evento de El niño de 1997/1998 resultou em precipitações acima da média em ambos os anos, com pico em 1998, onde a magnitude pluviométrica pode ser comparada com a de 1983 (KOUSKY *et al.*, 1984; GRIMM *et al.*, 2000; TEDESCHI *et al.*, 2012; NERY e CARFAN, 2014).

O ano de 2006 foi marcado por anomalias negativas de precipitação, com influência de La Niña 2005/2006 e com chuvas abaixo da média no sul do Paraná e no estado de Santa Catarina. O estado do Paraná sofreu uma das maiores estiagens de sua história, com grandes prejuízos às safras de soja, milho, trigo e feijão. As cataratas do rio Iguaçu registraram o menor volume de água desde o início do seu monitoramento, com a vazão de apenas 13% em relação à média (MARENGO, 2007; ROHMAN, 2013; NERY e CARFAN, 2014). No ano de 2009, chuvas torrenciais causaram enchentes e deslizamentos de terra no Sul do Brasil, com precipitação acima da média em diversos meses do ano (ROHMAN, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2012).

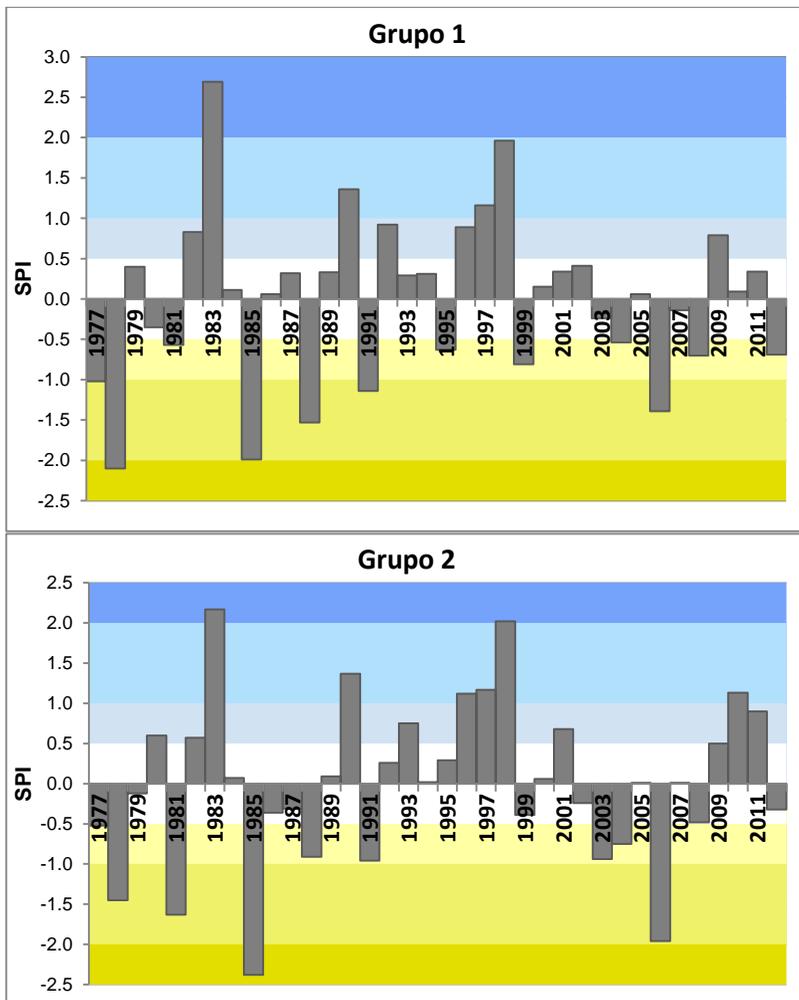


Figura 6.4: Valores de SPI para os grupos 1 e 2.

Tabela 6.3: Valores de SPI e precipitação anual para os grupos 1 e 2.

Ano	Grupo 1		Grupo 2	
	SPI	Precipitação média anual (mm.ano <sup>-1</sup> )	SPI	Precipitação média anual (mm.ano <sup>-1</sup> )
1977	-1	1583	-0,52	1414
1978	-2,1	1287	-1,45	1186
1979	0,4	2090	-0,12	1520
1980	-0,4	1821	0,6	1731
1981	-0,6	1748	-1,63	1143
1982	0,83	2256	0,57	1718
1983	2,69	3075	2,17	2243
1984	0,11	1984	0,07	1576
1985	-2	1317	-2,38	982
1986	0,06	1968	-0,36	1454
1987	0,32	2061	-0,31	1470
1988	-1,5	1446	-0,91	1314
1989	0,33	2067	0,09	1580
1990	1,36	2475	1,37	1966
1991	-1,1	1564	-0,96	1300
1992	0,92	2293	0,26	1630
1993	0,29	2052	0,75	1775
1994	0,31	2058	0,02	1560
1995	-0,6	1729	0,29	1637
1996	0,89	2276	1,12	1889
1997	1,16	2386	1,17	1905
1998	1,96	2730	2,02	2178
1999	-0,8	1669	-0,39	1449
2000	0,15	2000	0,06	1571
2001	0,34	2071	0,68	1752
2002	0,41	2098	-0,24	1489
2003	-0,2	1858	-0,94	1308
2004	-0,5	1758	-0,75	1356
2005	0,06	1967	0,01	1557
2006	-1,4	1492	-1,96	1073
2007	-0,1	1895	0,01	1557
2008	-0,7	1703	-0,48	1427
2009	0,79	2241	0,51	1685
2010	0,09	1980	1,13	1894
2011	0,34	2069	0,9	1807
2012	-0,7	1706	-0,32	1478

### **Investigação de áreas homogêneas de precipitação mensal na bacia do rio Iguazu, para os anos de 2006, 2007 e 2009**

As Figuras 6.5 e 6.6 e a Tabela 6.4 mostram o resultado da análise de agrupamento dos dados de precipitação mensal para o ano de 2006, considerado como um ano seco na bacia do rio Iguazu. Em todos os meses, com exceção de julho, a bacia possui duas áreas com comportamento distinto da precipitação, uma que abrange quase todo o Terceiro Planalto Paranaense (Grupo 1), e outra área que abrange parte do Terceiro Planalto e o Primeiro, o Segundo Planalto Paranaense e o Planalto norte Catarinense (Grupo 2). Em praticamente todos os meses a precipitação média do Grupo 1 é superior à do Grupo 2. Esta tendência é similar à apresentada pela precipitação anual sobre a bacia. O mês de julho apresentou um comportamento homogêneo com relação à precipitação espacialmente distribuída, com uma das menores médias mensais. O ano de 2006 foi fortemente influenciado por um evento de La Niña (2005/2006). O período de abril a julho é caracterizado com extremamente seco, com baixíssimos índices pluviométricos: 88 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 1 e 26 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 2 em abril, 10 mm.mês<sup>-1</sup> para o grupo 1 e 15 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 2 em maio, 66 mm.mês<sup>-1</sup> para o grupo 1 e 36 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 2 em junho e 56 mm.mês<sup>-1</sup> em julho.

Para o ano de 2006 as máximas precipitações foram registradas em setembro (308 mm.mês<sup>-1</sup>), novembro (320 mm.mês<sup>-1</sup>), dezembro (330 mm.mês<sup>-1</sup>) e janeiro (342 mm.mês<sup>-1</sup>).

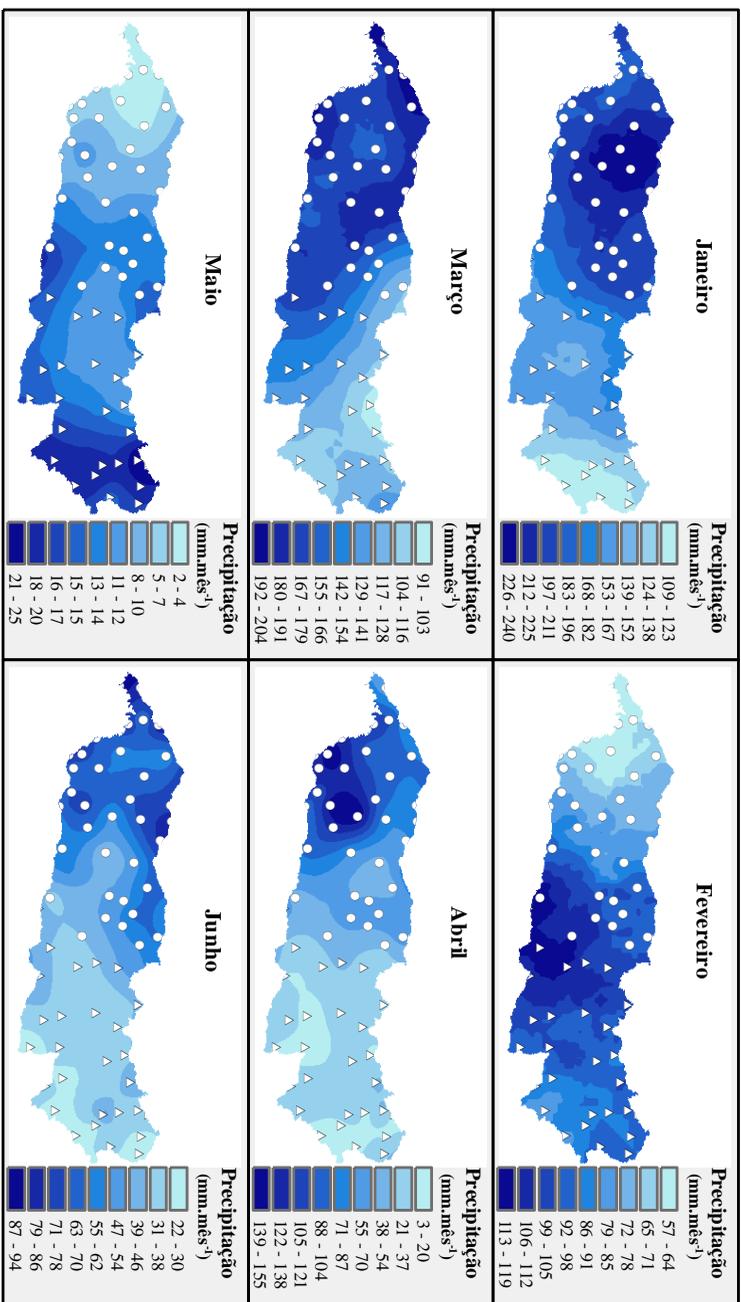


Figura 6.5: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2006.

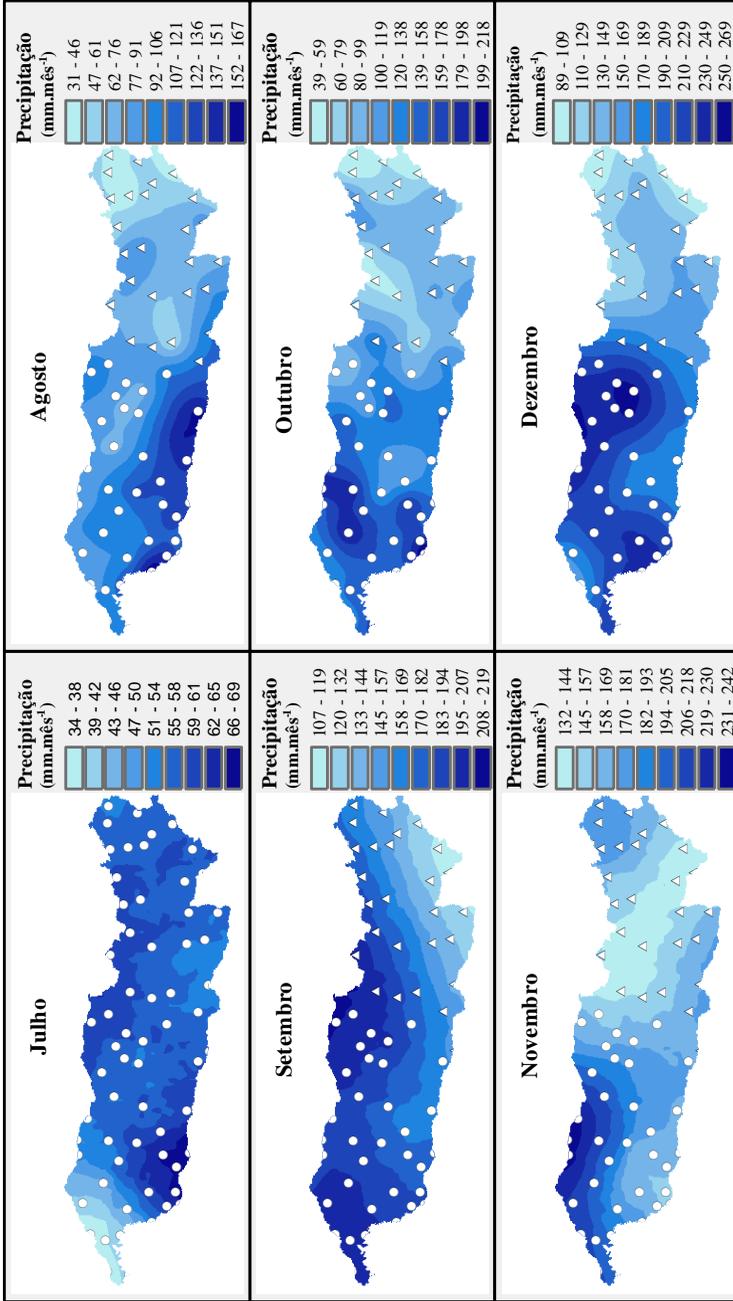


Figura 6.6: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2006.

Tabela 6.4: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2006.

	<b>Grupo</b>	<b>Média</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mediana</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mín.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Máx.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Inf.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Sup.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>CV</b> (%)
<b>Jan</b>	<b>1</b>	207	197	127	342	170	225	24
	<b>2</b>	145	146	46	259	102	182	34
<b>Fev</b>	<b>1</b>	83	81	20	183	63	104	44
	<b>2</b>	101	93	44	267	69	130	42
<b>Mar</b>	<b>1</b>	178	182	96	260	144	214	25
	<b>2</b>	134	14	46	321	104	154	36
<b>Abr</b>	<b>1</b>	88	87	36	159	61	109	38
	<b>2</b>	26	25	8	62	17	33	48
<b>Mai</b>	<b>1</b>	10	8	0	22	4	16	65
	<b>2</b>	15	14	4	39	8	20	61
<b>Jun</b>	<b>1</b>	66	65	32	114	55	79	27
	<b>2</b>	36	35	21	60	31	39	23
<b>Jul</b>	<b>1</b>	56	54	19	118	41	68	36
	<b>2</b>	103	97	63	169	86	117	23
<b>Ago</b>	<b>1</b>	68	63	31	134	49	85	37
	<b>2</b>	190	187	128	308	163	200	18
<b>Set</b>	<b>1</b>	156	152	78	253	120	175	29
	<b>2</b>	142	142	77	222	115	162	24
<b>Out</b>	<b>1</b>	82	81	38	135	64	99	31
	<b>2</b>	184	177	116	320	151	204	27
<b>Nov</b>	<b>1</b>	156	156	79	257	125	184	27
	<b>2</b>	225	222	135	330	205	248	22
<b>Dez</b>	<b>1</b>	126	122	51	206	93	161	34

**Obs:** Mín. é o mínimo valor de precipitação mensal; Máx. é o máximo valor de precipitação mensal; Q. Inf. é o menor valor do segundo quartil; Q. Sup. é o maior valor do terceiro quartil; e CV é o coeficiente de variação.

O ano de 2007, considerado como representativo de precipitação anual aproximadamente normal, apresentou diferentes comportamentos espaciais da precipitação mensal (Figuras 6.7 e 6.8 e Tabela 6.5).

Os meses de janeiro e fevereiro apresentaram comportamento homogêneo em toda a bacia.

Nos meses com os maiores índices pluviométricos em 2007, abril, maio e novembro, foi identificada a presença de três áreas distintas: Grupo 1, composto de uma pequena área no extremo sudoeste da bacia, com os maiores valores de precipitação mensal (338 mm.mês<sup>-1</sup> em abril, 311 mm.mês<sup>-1</sup> em maio, e 328 mm.mês<sup>-1</sup> em novembro); Grupo 2, abrangendo grande área do Terceiro Planalto Paranaense, com valores inferiores aos do Grupo 1 (260 mm.mês<sup>-1</sup> em abril, 245 mm.mês<sup>-1</sup> em maio, e 203 mm.mês<sup>-1</sup> em novembro) e, a região do Primeiro e Segundo Planalto Paranaenses e Planalto Norte Catarinense que compõem o Grupo 3, com as menores médias nestes meses (113 mm.mês<sup>-1</sup> em abril, 206 mm.mês<sup>-1</sup> em maio e 164 mm.mês<sup>-1</sup> em novembro). Esta constatação parece estar de acordo com os efeitos dos Complexos Convectivos de Mesoescala, que contribuem fortemente para a precipitação total anual da região e originam-se e se deslocam de oeste para leste. Neste ano, as máximas precipitações mensais com valores acima de 300 mm ocorreram em 7 meses, com 406 mm.mês<sup>-1</sup> e 402 mm.mês<sup>-1</sup> registradas em abril, 421 mm.mês<sup>-1</sup> registrada em maio e 401 mm.mês<sup>-1</sup> registrada em novembro.

Especificamente o mês de junho apresentou as menores médias de precipitação mensal (24 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 1 e 12 mm.mês<sup>-1</sup> para o Grupo 2) e seu comportamento espacial revelou-se semelhante ao encontrado para os meses do ano de 2006.

Os meses de julho, agosto, setembro, outubro e dezembro apresentaram um padrão espacial igual, com dois grupos. O Grupo 1 compreende a pequena região a sudoeste da bacia, e o Grupo 2 abrangendo todo o resto. Com exceção de dezembro, os demais meses apresentaram as médias do Grupo 1 superiores à do Grupo 2.

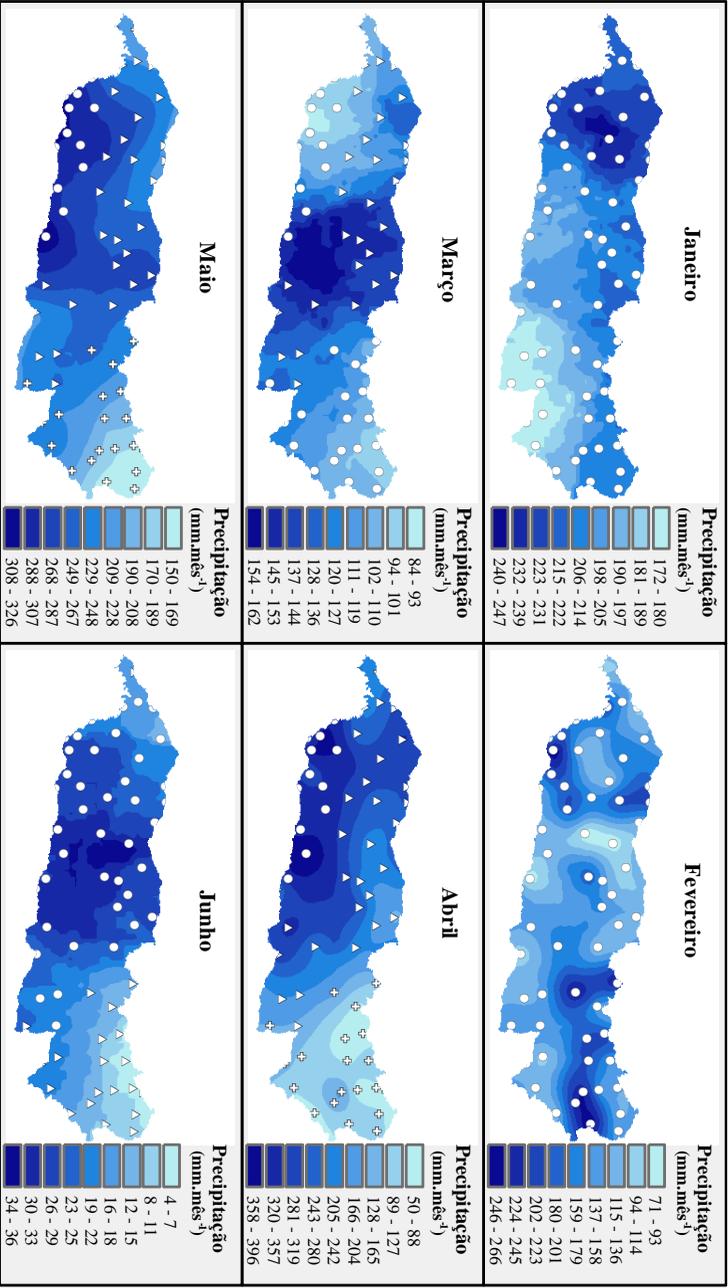


Figura 6.7: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2007.

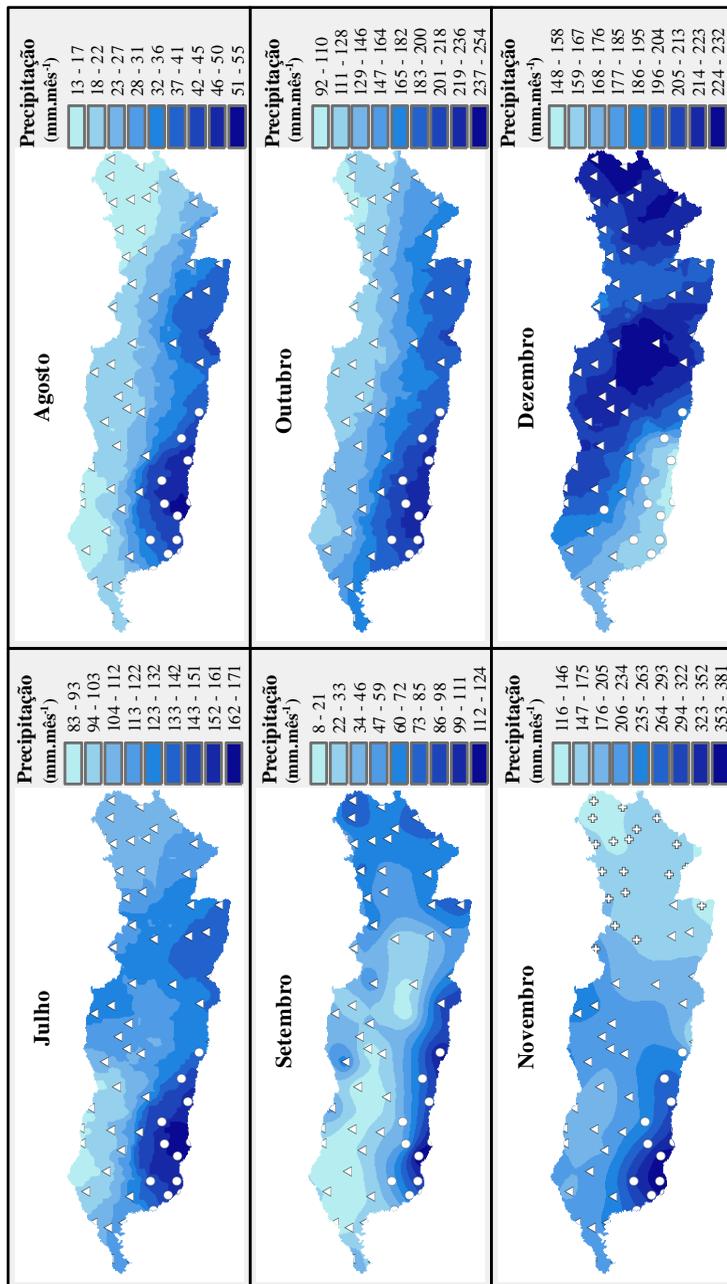


Figura 6.8: A grupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2007.

Tabela 6.5: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2007.

	<b>Grupo</b>	<b>Média</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mediana</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mín.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Máx.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Inf.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Sup.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>CV</b> (%)
<b>Jan</b>	1	207	199	117	339	164	235	24
<b>Fev</b>	1	160	148	72	376	123	195	33
<b>Mar</b>	1	106	108	20	215	72	167	40
	2	143	128	48	253	98	192	40
<b>Abr</b>	1	338	345	273	402	322	360	10
	2	260	252	156	406	217	306	22
	3	113	106	49	185	81	152	38
<b>Mai</b>	1	311	308	244	421	290	329	15
	2	245	244	152	325	214	277	18
	3	206	205	138	304	179	230	22
<b>Jun</b>	1	24	23	3	77	16	32	59
	2	12	8	0	40	3	19	93
<b>Jul</b>	1	170	171	120	199	160	183	11
	2	114	105	56	204	95	132	28
<b>Ago</b>	1	49	47	16	82	33	68	43
	2	21	18	0	74	13	24	70
<b>Set</b>	1	86	94	21	129	50	113	39
	2	48	44	6.5	123	24	67	58
<b>Out</b>	1	233	240	95	311	207	267	22
	2	146	130	39	274	109	178	39
<b>Nov</b>	1	320	328	220	401	282	351	16
	2	207	203	139	273	190	225	14
	3	164	166	96	272	141	192	24
<b>Dez</b>	1	155	159	105	190	149	171	16
	2	204	196	104	360	173	222	24

**Obs:** Mín. é o mínimo valor de precipitação mensal; Máx. é o máximo valor de precipitação mensal; Q. Inf. é o menor valor do segundo quartil; Q. Sup. é o maior valor do terceiro quartil; e CV é o coeficiente de variação.

O ano de 2009, caracterizado como um ano chuvoso na bacia do rio Iguaçu também apresentou diferentes comportamentos da precipitação ao longo dos meses (Figuras 6.9 e 6.10 e Tabela 6.6).

Nos três primeiros meses do ano, foram identificadas duas áreas, sendo que a região central da bacia foi definida como homogênea. Precedida dos dois meses menos chuvosos, maio foi o único mês de 2009 que apresentou 3 Grupos diferentes de precipitação mensal.

Abril, junho, agosto, outubro, novembro e dezembro possuem dois grupos de precipitação, com o Grupo 1 abrangendo o Terceiro Planalto Paranaense e o Grupo 2 abrangendo o restante da área, e uma tendência semelhante à precipitação anual de maiores precipitações para o Grupo 1.

Março e abril foram os meses mais secos de 2009, em função da influência do evento La Niña 2008/2009, que terminou em março de 2009 e resultou em abril como o mês mais seco (CHEN *et al.*, 2010).

Valores de precipitação superiores a 300 mm foram registrados em 7 meses, com 314 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) e 308 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 2) no mês de janeiro, 310 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) em fevereiro, 358 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) e 319 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 2) em maio, 337 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 2) em julho, 312 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) e 429 mm.mês<sup>-1</sup> em setembro (Grupo 2), 674 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) em outubro, e 345 mm.mês<sup>-1</sup> (Grupo 1) em dezembro.

A região Sul do Brasil, pertencente à bacia do rio da Prata tem precipitação bem distribuída durante o ano e é frequentemente afetada por sistemas frontais. No entanto, grandes sistemas convectivos de mesoescala são responsáveis por grande parte do excesso de precipitação principalmente nos meses de primavera e verão (PINTO *et al.*, 2009; CAVALVANTI, 2012), com maior frequência de outubro a dezembro (DURKEE e MOTE, 2010). Isto pode ser observado nos anos de 2007 (Tabela 6.5) e 2009 (Tabela 6.6).

Comparando-se as médias de precipitação mensal dos anos de 2007 (aproximadamente normal) com os de 2009 (chuvoso), observa-se que os valores de 2009 não são marcadamente superiores aos de 2007, mas é possível observar que 2007 possuiu 3 meses muito secos.

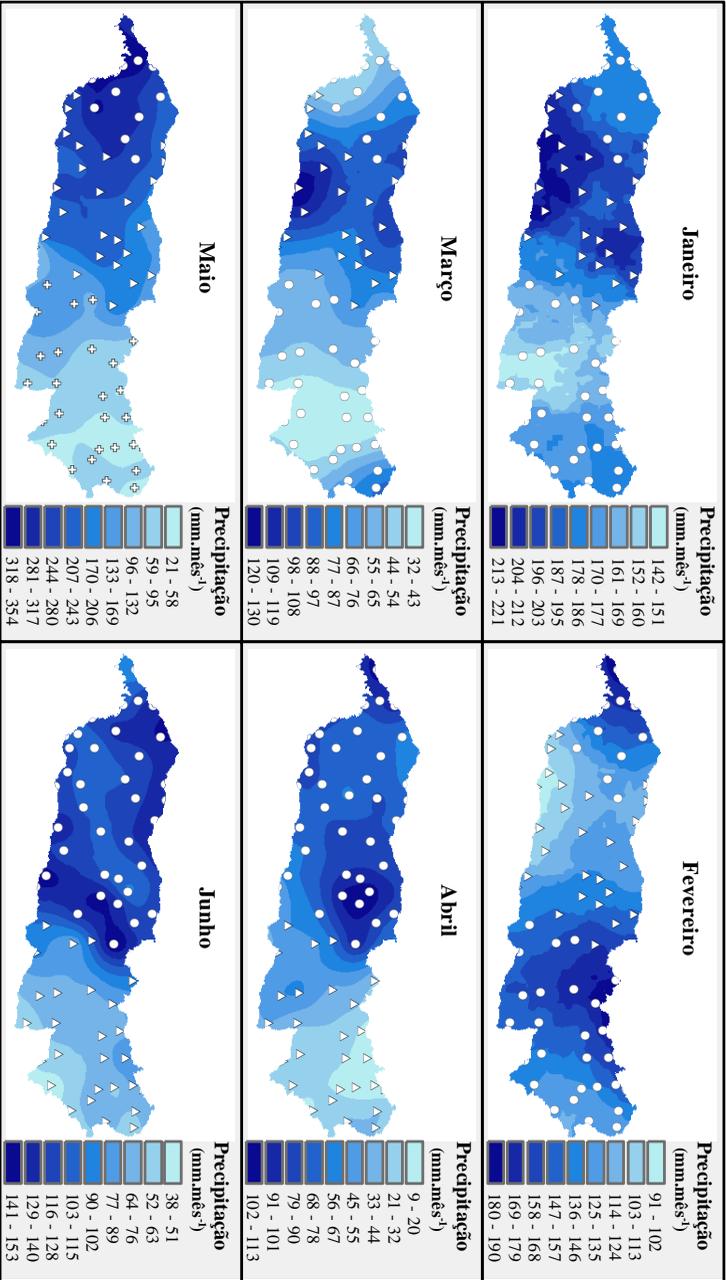


Figura 6.9: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2009.

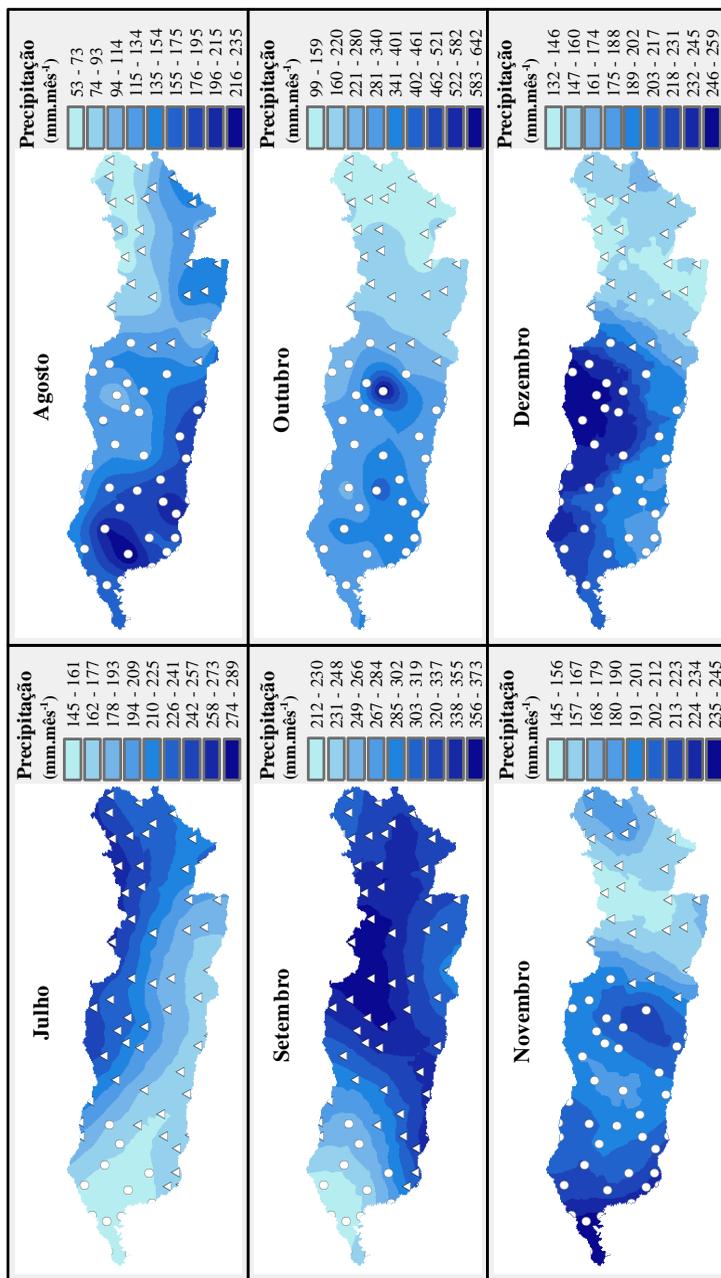


Figura 6.10: Agrupamento das estações pluviométricas na bacia do rio Iguazu, para o ano de 2009.

Tabela 6.6: Estatísticas descritivas dos dados de precipitação mensal dos grupos identificados no ano de 2009.

	<b>Grupo</b>	<b>Média</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mediana</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Mín.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Máx.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Inf.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>Q. Sup.</b> (mm.mês <sup>-1</sup> )	<b>CV</b> (%)
<b>Jan</b>	<b>1</b>	177	169	94	314	147	211	27
	<b>2</b>	207	204	107	308	177	240	21
<b>Fev</b>	<b>1</b>	155	146	54	310	109	201	39
	<b>2</b>	125	112	54	240	90	154	37
<b>Mar</b>	<b>1</b>	53	46	17	115	33	72	50
	<b>2</b>	94	90	28	185	67	118	38
<b>Abr</b>	<b>1</b>	82	79	43	131	71	91	24
	<b>2</b>	35	29	4	145	19	42	79
<b>Mai</b>	<b>1</b>	301	298	215	358	284	331	13
	<b>2</b>	229	234	144	319	201	256	20
	<b>3</b>	80	75	20	172	53	99	45
<b>Jun</b>	<b>1</b>	124	126	76	190	104	141	20
	<b>2</b>	71	78	34	109	57	84	28
<b>Jul</b>	<b>1</b>	151	153	122	186	138	161	11
	<b>2</b>	215	201	121	337	165	254	26
<b>Ago</b>	<b>1</b>	158	167	58	253	125	183	24
	<b>2</b>	105	95	39	188	73	137	39
<b>Set</b>	<b>1</b>	221	234	142	312	187	154	22
	<b>2</b>	326	335	166	429	297	368	17
<b>Out</b>	<b>1</b>	332	320	214	674	302	360	22
	<b>2</b>	169	174	96	263	132	192	24
<b>Nov</b>	<b>1</b>	209	213	123	294	186	228	18
	<b>2</b>	172	172	100	285	145	194	24
<b>Dez</b>	<b>1</b>	210	201	125	345	175	240	21
	<b>2</b>	150	146	63	240	121	189	32

**Obs:** Mín. é o mínimo valor de precipitação mensal; Máx. é o máximo valor de precipitação mensal; Q. Inf. é o menor valor do segundo quartil; Q. Sup. é o maior valor do terceiro quartil; e CV é o coeficiente de variação.

## 6.2 INFLUÊNCIA DO RELEVO NO BALANÇO RADIATIVO DA SUPERFÍCIE

Como pode ser observado nas Figuras 6.11, 6.12 e 6.13, que mostram o  $R_n$  médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2006, 2007 e 2009 e na Tabela 6.7, a radiação solar e, conseqüentemente, do saldo de radiação sobre a superfície na bacia do rio Iguaçu, média latitude, é influenciada não somente pelo movimento relativo Terra-Sol, pela geometria terrestre e pela transmitância atmosférica, mas também pela declividade e pelo aspecto do relevo. Cabe ressaltar que os valores de  $R_n$  apresentados aqui, são os obtidos pela Equação (5.22), que representa o saldo instantâneo, para o momento de aquisição das imagens MODIS, que incorpora o aspecto e a declividade em sua estimativa.

Visto que a bacia localiza-se no hemisfério sul, fica evidente uma maior disponibilidade de radiação em forma de  $R_n$  para as áreas orientadas a norte e leste, que recebem maior fluxo radiativo direto. As áreas orientadas a oeste apresentaram menores valores de  $R_n$ , em comparação às orientadas a norte e a leste, em função de  $R_n$  representar o fluxo próximo às 10 horas da manhã, e tendo sido utilizado para o seu cálculo imagens de satélite e dados meteorológicos obtidos próximos a este horário. Desta maneira, no período matutino as regiões orientadas a oeste ainda não receberam diretamente tanta radiação solar. Como esperado, as áreas orientadas a sul também apresentaram os menores valores médios de  $R_n$ , em função da menor incidência de radiação direta. Valores médios foram semelhantes entre os aspectos oeste e sul, bem como, entre leste e norte.

A influência da declividade do terreno (3 a 20%), em associação com a do aspecto, pode ser verificada pelo comportamento de  $R_n$  em todas as datas. Quanto menor a faixa de declividade, menor foi a variação entre o  $R_n$  médio dos diferentes aspectos (Tabela 6.7). Foi observada uma diminuição dos valores médios de  $R_n$  com o aumento da declividade do terreno para os *pixels* orientados ao oeste e ao sul, visto a diminuição da radiação solar direta incidente, que é um dos principais contribuintes no valor total de  $R_n$ , e do aumento da área sombreada sobre a superfície. Comportamento oposto foi observado nos *pixels* orientados ao leste e ao norte, como mostrado nas Figuras 6.11, 6.12 e 6.13, onde o aumento da declividade ocasionou um aumento nos valores médios de  $R_n$ . Em função do perfil latitudinal da bacia do rio Iguaçu ser de 25° S a 26,7° S, e do posicionamento do Sol, o aumento da declividade, até o valor máximo de

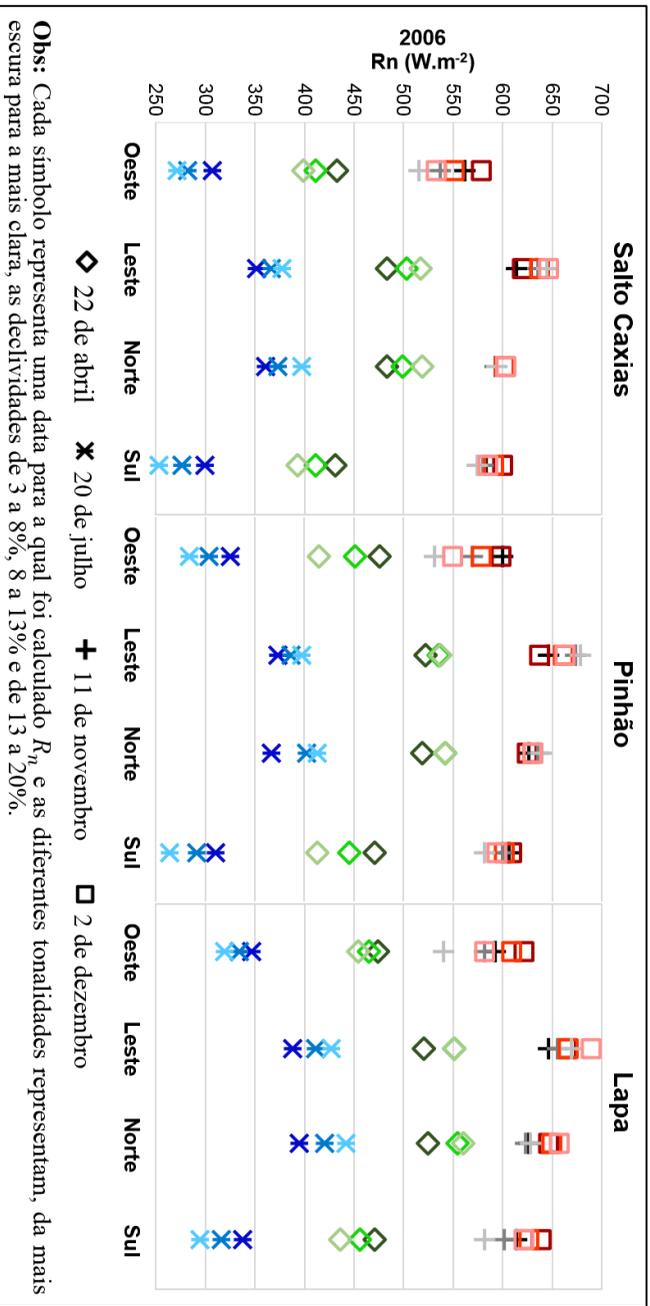


Figura 6.11 :Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2006.

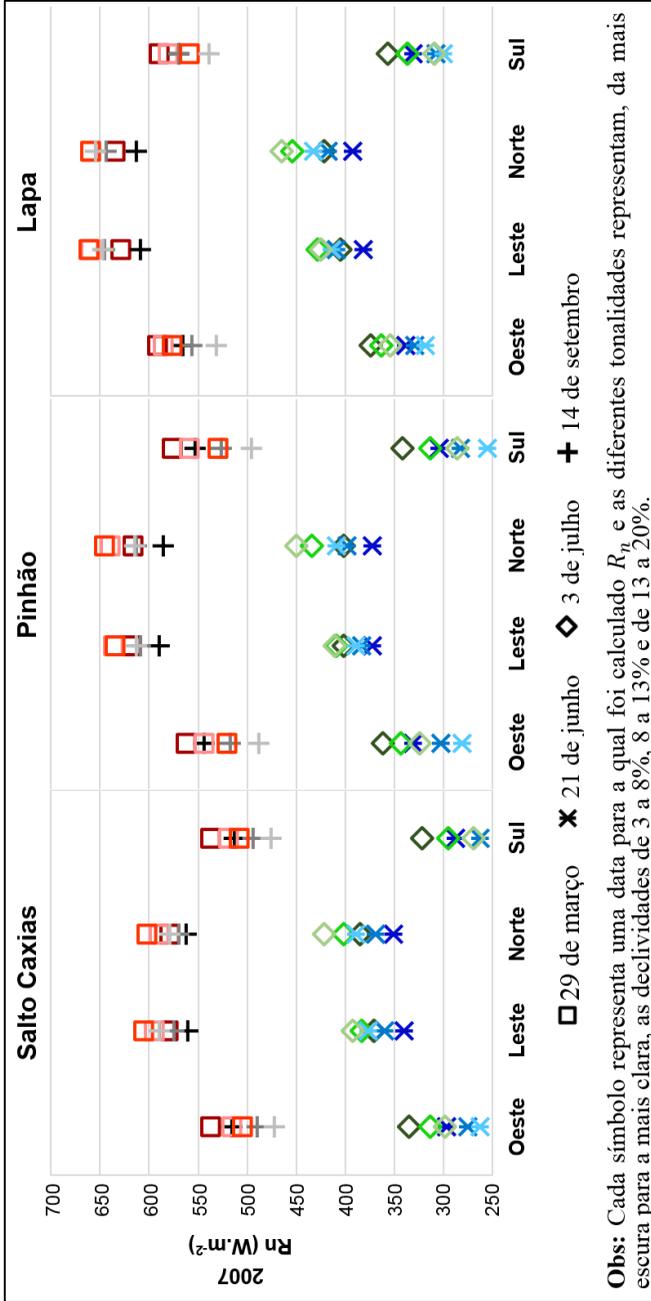
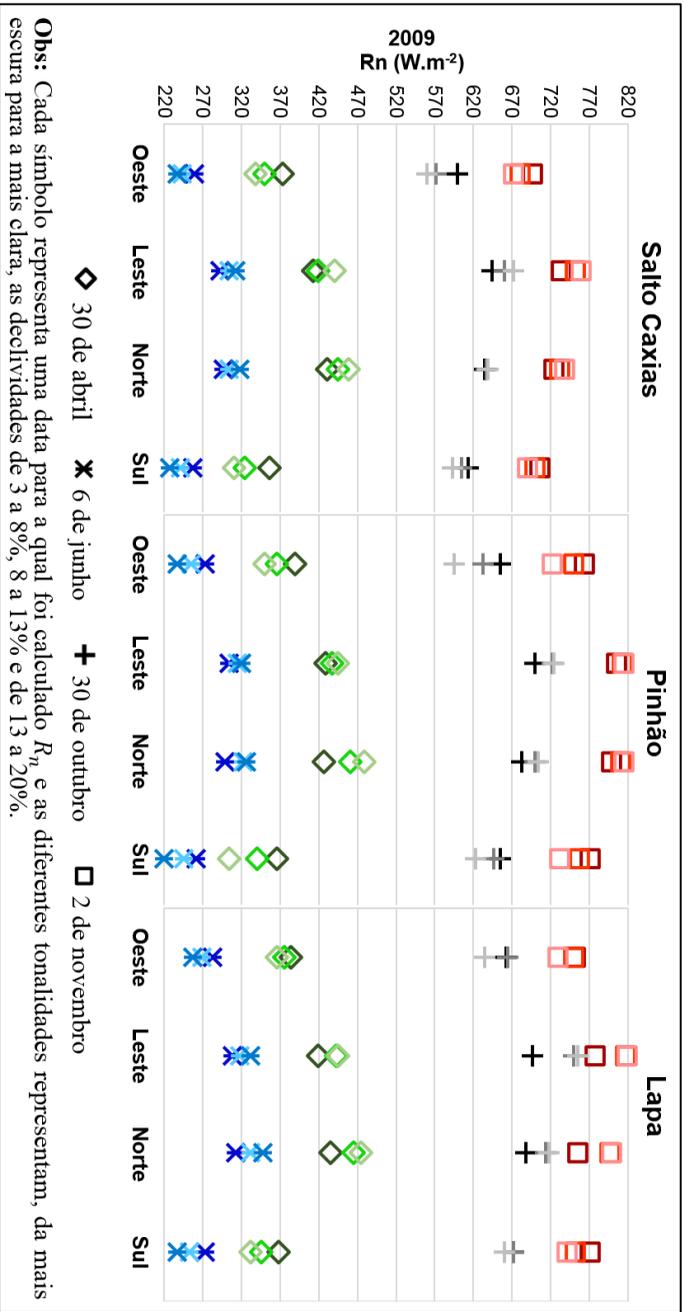


Figura 6.12: Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2007.



**Obs:** Cada símbolo representa uma data para a qual foi calculado  $R_n$  e as diferentes tonalidades representam, da mais escura para a mais clara, as declividades de 3 a 8%, 8 a 13% e de 13 a 20%.

Figura 6.13: Saldo de radiação médio para os diferentes aspectos e declividades do relevo, para as datas analisadas em 2009.

20% neste estudo, diminui o ângulo zenital solar em relação à superfície inclinada e aumenta o fluxo de radiação incidente e, por consequência, eleva o saldo de radiação.

Tabela 6.7: Diferença entre  $R_n$  médio dos aspectos Leste/Oeste (L/O) e Norte/Sul (N/S), nas declividades (3 a 8%)/(8 a 13%)/(13 a 20%).

Data em 2006	Dif. L/O (%)	Dif. N/S (%)	Data em 2007	Dif. L/O (%)	Dif. N/S (%)	Data em 2009	Dif. L/O (%)	Dif. N/S (%)
22 abr	9/16/21	10/18/23	29 mar	7/13/16	7/12/16	30 abr	10/18/24	13/23/31
20 jul	12/21/27	16/26/35	21 jun	12/22/27	17/28/36	06 jun	9/16/21	16/26/33
11 nov	8/14/20	2/4/7	03 jul	9/16/21	16/27/35	30 out	6/12/17	3/6/9
02 dez	6/12/17	1/3/5	14 set	8/15/19	7/13/18	02 nov	5/8/11	3/6/8

Pela Tabela 6.7 é possível observar que os valores médios de  $R_n$  variaram menos em relação ao aspecto do relevo nas datas mais próximas ao verão do que nas datas mais próximas ao inverno. No verão, o ângulo zenital solar é mínimo no dia do solstício, gerando menores variações do ângulos de incidência da radiação solar neste dia, nos dias que o antecedem e que o precedem. Isto pôde ser constatado, por exemplo, no dia 02 de dezembro de 2006, em que a diferença entre os aspectos leste e oeste, e entre norte e sul, foi de 6% e 1% para declividade de 3 a 8%, 12 e 3% para declividade entre 8 e 13% e 17 e 5% para declividade entre 13 e 20%, respectivamente. No inverno, a orientação do relevo mostrou-se mais influente. A latitude local, juntamente com a declinação solar, neste período, gera uma pequena elevação solar, ocasionando um maior ângulo zenital e uma maior variação do ângulo de incidência da radiação nas diferentes orientações no terreno, e, por fim, resultaram em uma maior variação de  $R_n$  médio em relação ao aspecto. O saldo de radiação estimado para 21 de junho de 2007, dia do solstício de inverno, resultou nas maiores variações leste/oeste e norte/sul dentre todas as datas analisadas e para todas as declividades. Desta maneira, nesta data, a diferença entre os aspectos leste e oeste, e entre norte e sul, foi de 12% e 17% para declividade de 3 a 8%, 22 e 28% para declividade entre 8 e 13% e 27 e 36% para declividade entre 13 e 20%, respectivamente.

O valor total do saldo de radiação sobre uma superfície é significativamente dependente da radiação solar incidente, do albedo, temperatura e emissividade da superfície (TREZZA, 2002; SILVA *et al.*, 2015a), sendo comumente diretamente proporcional à radiação solar incidente. Como a maior parte dos estudos relaciona o comportamento da

radiação solar incidente ao relevo, a análise destes estudos também nos proporciona um indicativo do comportamento de  $R_n$  em relação ao relevo. Tian *et al.* (2001), em uma área sob latitude de  $37,8^\circ$  S, na Nova Zelândia, calcularam a radiação solar e validaram-na por meio de experimentos em campo com medidas da radiação solar recebida por diferentes sensores em diferentes orientações e declividades. As mesmas influências da declividade e do aspecto do terreno em  $R_n$ , detectadas no presente estudo, os autores constataram para a radiação solar incidente: maiores valores para superfícies orientadas ao norte e leste, e elevação gradual com aumento da declividade; menores valores para superfícies orientadas ao oeste e ao sul, e diminuição gradual com o aumento da declividade; e a influência do ângulo de elevação solar na radiação incidente, nas diferentes épocas do ano. Luciano (2015) observou este padrão de comportamento em uma região com latitude próxima à da bacia do rio Iguaçu, composta por 4 municípios no sul de Santa Catarina e nordeste do Rio Grande do Sul, utilizando dados SRTM para representação do relevo. Gopinathan (1991) analisou o comportamento da radiação solar em diversas orientações de superfícies inclinadas em escala mensal e anual de Lesotho, país rodeado pela África do Sul, que abrange as latitudes de  $28,5^\circ$  S a  $31^\circ$  S e também observou uma diminuição da radiação sobre as superfícies orientadas ao sul, em relação às orientadas ao norte. Allen *et al.* (2006), Bennie *et al.* (2008) e Aguilar *et al.* (2010) encontraram relação entre a radiação solar e o aspecto do relevo para áreas no hemisfério norte, com os maiores valores em áreas do relevo orientadas ao sul, e, os menores, em áreas orientadas ao norte.

Como  $R_n$  é um parâmetro chave no balanço de energia à superfície, sua estimativa para superfícies não planas e heterogêneas, com o uso de imagens de satélite, pode ter grande importância, especialmente para a quantificação da evapotranspiração, além do potencial de utilização das informações de suas componentes em estudos de viabilização e otimização do cultivo de culturas temporárias, em que se esperam maiores variações da distribuição da radiação no terreno em escala diária e mensal, ou em cultivos de reflorestamentos, com ciclo produtivo anual, permitindo a análise de  $R_n$  no período anual.

### 6.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

A Tabela 6.8 lista, para os anos de 2006, 2007 e 2009, as datas de aquisição das imagens utilizadas, bem como, os respectivos meses em que a evapotranspiração real foi extrapolada a partir das mesmas. Não foi possível a obtenção de imagens em todos os meses do ano, apesar da periodicidade diária de imageamento do sensor MODIS/TERRA, em função da presença de nuvens ou falhas no sensor. Apesar de não ser um número ideal de imagens, considerou-se satisfatório, visto as dimensões da bacia do rio Iguaçu e de estas imagens terem sido capturadas em condições meteorológicas próximas à média dos meses que elas representaram.

Tabela 6.8: Imagens utilizadas e períodos de extrapolação.

Ano	DJ*	ME**	Ano	DJ*	ME**	Ano	DJ*	ME**
	32	jan/fev/mar		88	jan/fev/ mar/abr		74	jan/fev/mar
	34	jan/fev/mar		172	mai/jun		100	abr
	112	abr		184	jul		120	mai
	147	mai	2007	228	ago	2009	157	jun/jul
2006	201	jun/jul		257	set		227	ago
	220	ago		275	out		242	set
	254	set		325	nov		303	out
	302	out		335	dez		306	nov/dez
	315	nov						
	336	dez						

\*DJ = dia juliano; \*\*ME = meses extrapolados.

#### Evapotranspiração e Clima

As Figuras 6.14, 6.15 e 6.16 apresentam o mapeamento da evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguaçu para os anos de 2006, 2007 e 2009, respectivamente. Observa-se a sazonalidade da evapotranspiração, em função da disponibilidade de energia e do comportamento atmosférico ao longo do ano, expressa na predominância de valores mais elevados de evapotranspiração nos meses de verão, e, dos menores, nos meses de inverno. Para os três anos analisados a amplitude

da *ET* mensal foi semelhante (mínima de 10 e máxima de 189 mm.mês<sup>-1</sup> em 2006, mínima de 8 mm.mês<sup>-1</sup> e máxima de 217 mm.mês<sup>-1</sup> em 2007, e mínima de 21 e máxima de 182 mm.mês<sup>-1</sup> em 2009), predominando valores entre 50 e 150 mm.mês<sup>-1</sup>.

Visto a forma da bacia, as maiores variações da *ET* mostram-se no sentido longitudinal, com pequena variação latitudinal, e estão ligadas ao comportamento medido em cada estação meteorológica utilizada para a aplicação do METRIC. Os parâmetros de temperatura do ar e velocidade do vento (Figura 6.20) são os mais influentes, pois o METRIC é baseado no balanço de energia à superfície, e eles constituem dados de entrada no mesmo. A radiação solar média é semelhante entre as estações (Figura 6.21), em função da pequena variação latitudinal das mesmas. Isto indica que este parâmetro não é o responsável pela variação da evapotranspiração, numa mesma data, dentro da bacia. A exceção, estação de União da Vitória, apresentou valores de radiação solar média aproximadamente 50 W.m<sup>-2</sup> menores em relação às demais, e explica o contraste visualizado principalmente nos meses de inverno dos três anos analisados.

A região ocidental da bacia apresentou *ET* mais elevada do que a região oriental, nos anos de 2006, 2007 e 2009. Isso evidencia a influência do clima no processo evapotranspirativo, pois as estações de Pinhão e Pato Branco localizam-se em área de transição entre clima Cfb e Cfa, e Salto Caxias localiza-se em clima Cfa, caracterizado por temperaturas médias mais elevadas em relação ao clima Cfb, principalmente no verão, aumentando o suprimento de energia externa para o calor latente, bem como, a demanda evapotranspirativa. Em adição, a velocidade do vento média diária nas estações de Salto Caxias, Pato Branco e Pinhão foram superiores a 2 m.s<sup>-1</sup> na maior parte dos meses de 2006, 2007 e 2009, atuando diretamente no calor sensível e favorecendo a remoção das moléculas de água que escapam das superfícies por meio da evapotranspiração. Em contraste, a estação de União da Vitória apresentou médias diárias de velocidade do vento inferiores a 2 m.s<sup>-1</sup> e, Fernandes Pinheiro, inferiores a 1,5 m.s<sup>-1</sup> na maior parte do tempo, e, juntamente com a estação Lapa, as menores médias de temperaturas do ar.

Pela Figuras 6.14 e 6.17 e Tabela A1 (Apêndice A), é possível analisar o comportamento da *ET*, inclusive nas áreas de influência de cada estação meteorológica, no ano de 2006. Janeiro foi o mês com as maiores taxas, no qual preponderaram valores entre 100 e 170 mm.mês<sup>-1</sup> na bacia, e média de 154 mm.mês<sup>-1</sup> para a região de Pato Branco, 148 mm.mês<sup>-1</sup> para a região de Salto Caxias, 137 mm.mês<sup>-1</sup> para Pinhão, 133 mm.mês<sup>-1</sup>

para Fernandes Pinheiro,  $122 \text{ mm.mês}^{-1}$  para União de Vitória e  $98 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Lapa. A máxima  $ET$ , de  $189 \text{ mm.mês}^{-1}$ , foi observada na região de Pato Branco, que, além de apresentar uma das maiores médias de temperatura do ar e velocidade do vento neste mês, registrou a máxima em uma das áreas mais elevadas dentro da bacia, no início do Terceiro Planalto Paranaense. Isto evidencia a capacidade de o modelo considerar o efeito da altitude no processo evapotranspirativo, e pode ser observado dentro da área de influência de cada estação meteorológica, onde os maiores valores são visualizados nas maiores altitudes. Os meses outubro, novembro e dezembro também apresentaram elevadas médias de  $ET$  e valores predominantemente entre  $81$  e  $153 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Fevereiro, março e setembro apresentaram valores intermediários, entre  $63$  e  $135 \text{ mm.mês}^{-1}$ . De abril a agosto, valores entre  $28$  e  $99 \text{ mm.mês}^{-1}$  foram os mais frequentes na bacia. Maio e junho compreenderam os meses mais frios de 2006, e as menores médias de  $ET$ , com respectivamente,  $33 \text{ mm.mês}^{-1}$  para União da Vitória,  $52$  e  $67 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Lapa,  $63$  e  $39 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Fernandes Pinheiro,  $59 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Salto Caxias,  $66$  e  $60 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pato Branco e  $88$  e  $62 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pinhão. O mínimo valor de  $10 \text{ mm.mês}^{-1}$  ocorreu na região de União da Vitória, e está associado aos parâmetros meteorológicos e ao uso e cobertura do solo, que no caso, era de solo exposto.

No ano de 2007 (Figuras 6.15 e 6.18, e Tabela A2 – Apêndice A), dezembro e novembro apresentaram as maiores taxas de  $ET$  e valores predominantemente entre  $71$  e  $175 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Para dezembro e novembro, respectivamente, as médias foram de  $150$  e  $141 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Salto Caxias,  $136$  e  $138 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pinhão,  $131$  e  $139 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pato Branco,  $125$  e  $102 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Fernandes Pinheiro,  $107$  e  $80 \text{ mm.mês}^{-1}$  para União da Vitória e  $113$  e  $93 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Lapa. O máximo valor, de  $217 \text{ mm.mês}^{-1}$  foi observado na região da estação de Salto Caxias, em áreas de maiores elevações e com cobertura de floresta nativa densa, além de áreas dentro do rio Iguaçu. Janeiro, fevereiro e março apresentaram evapotranspiração basicamente entre  $71$  e  $133 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Nos meses de abril, agosto, setembro e outubro predominaram valores de  $ET$  entre  $50$  e  $113 \text{ mm.mês}^{-1}$ . Assim como no ano de 2006, maio e junho foram os meses com menores médias de  $ET$ , sendo, respectivamente,  $48$  e  $44 \text{ mm.mês}^{-1}$  para União da Vitória,  $50$  e  $51 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Fernandes Pinheiro,  $53 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pato Branco,  $54$  e  $61 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Lapa,  $57$  e  $62 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Pinhão e  $59$  e  $60 \text{ mm.mês}^{-1}$  para Salto Caxias.

Em 2009, é possível observar pelas Figuras 6.16 e 6.19, e Tabela A3 (Apêndice A) que os meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro apresentaram as maiores taxas evapotranspirativas, com valores concentrados entre 69 e 166 mm.mês<sup>-1</sup>. Para estes meses, observa-se, por meio da Figura 6.16, um contraste visual da *ET* na região de Salto Caxias em relação às demais áreas da bacia, com valores mais elevados. Nestes meses, no ano de 2009, a diferença entre a temperatura média mensal da estação Salto Caxias e das demais estações mostrou-se maior que esta diferença para os anos de 2006 e 2007. Em adição, os 4 primeiros meses de 2009 apresentaram uma discrepância maior entre os valores de radiação solar média diária, não observada nos demais períodos, com os maiores valores medidos na estação de Salto Caxias (Figura 6.21). As maiores médias de *ET* ocorreram em janeiro e março, com respectivamente, 157 e 140 mm.mês<sup>-1</sup> para Salto Caxias, 136 e 123 mm.mês<sup>-1</sup> para Pinhão, 133 e 115 mm.mês<sup>-1</sup> para Pato Branco, 104 e 103 mm.mês<sup>-1</sup> para Fernandes Pinheiro e União da Vitória, e 92 e 91 mm.mês<sup>-1</sup> para Lapa. O máximo valor, de 172 mm.mês<sup>-1</sup>, foi, igualmente a 2007, observado na região de Salto Caxias, nas áreas de maiores elevações e com cobertura de floresta nativa densa. Nos meses de outubro e novembro houve uma maior frequência de valores entre 69 e 134 mm.mês<sup>-1</sup>. Já abril, maio, agosto e setembro, entre 53 e 102 mm.mês<sup>-1</sup>. Junho e julho apresentaram as menores médias de radiação solar incidente e temperatura do ar, e, conseqüentemente de evapotranspiração. As médias para junho e julho foram, respectivamente, de 31 e 30 mm.mês<sup>-1</sup> para União da Vitória, 39 e 34 mm.mês<sup>-1</sup> para Fernandes Pinheiro, 46 e 41 mm.mês<sup>-1</sup> para Salto Caxias, 48 e 38 mm.mês<sup>-1</sup> para Lapa, 51 e 46 para Pinhão e 51 e 47 mm.mês<sup>-1</sup> para Pato Branco. O mínimo valor, de 21 mm.mês<sup>-1</sup>, foi observado na região noroeste de União da Vitória, onde a cobertura do solo predominante era a de solo exposto

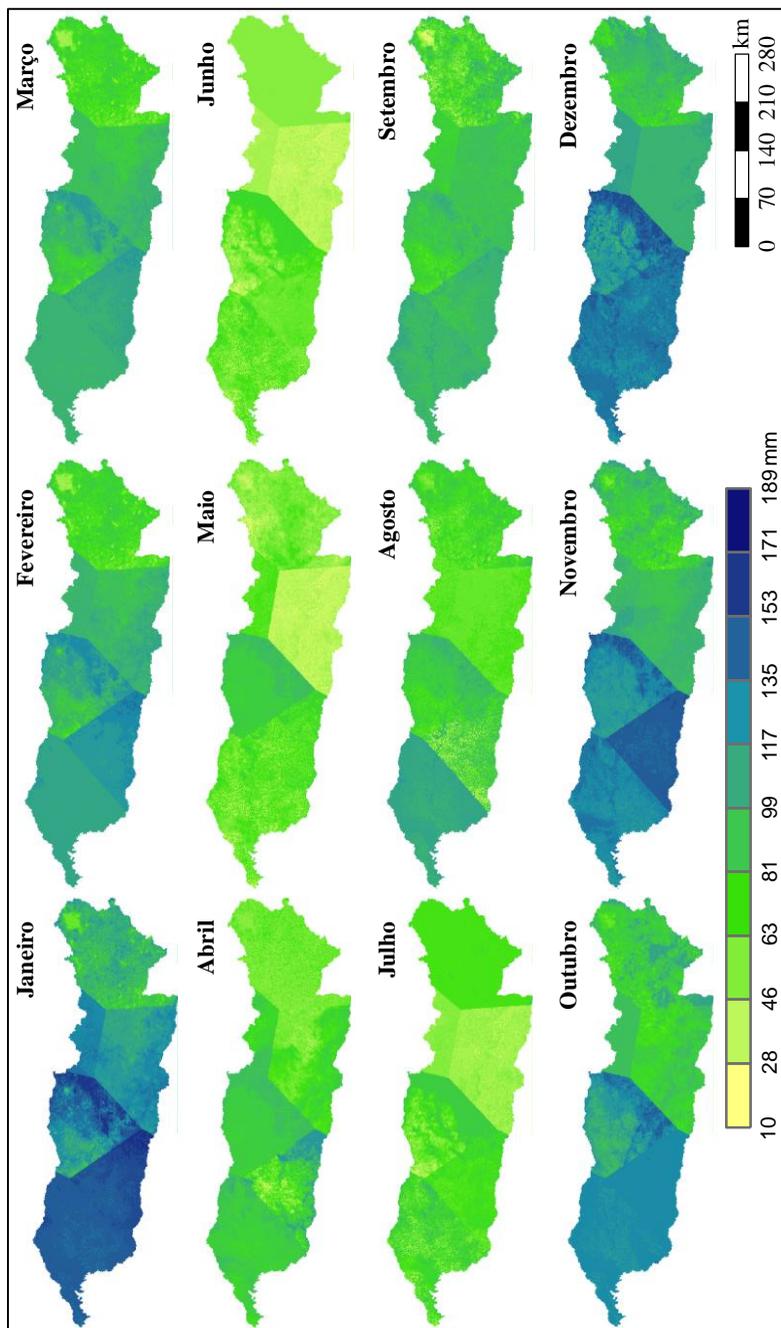


Figura 6.14: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2006.

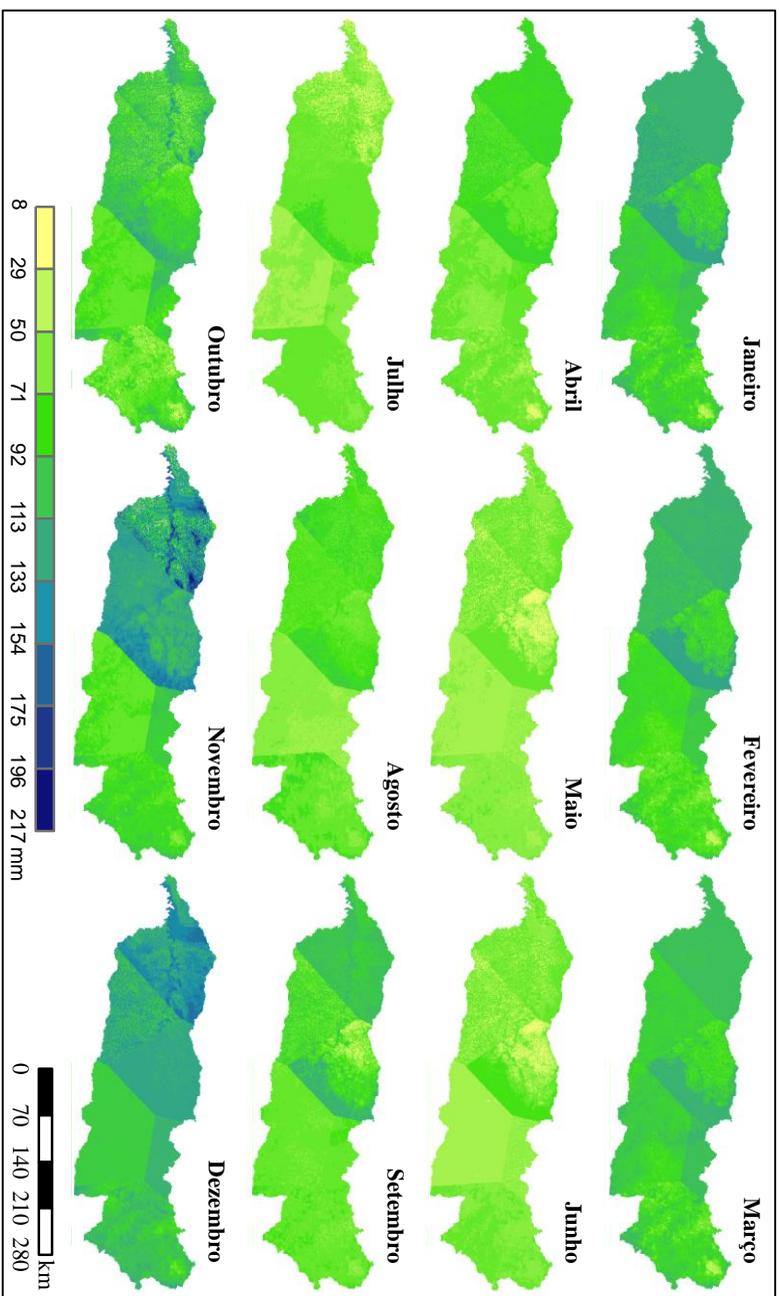


Figura 6.15: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2007.

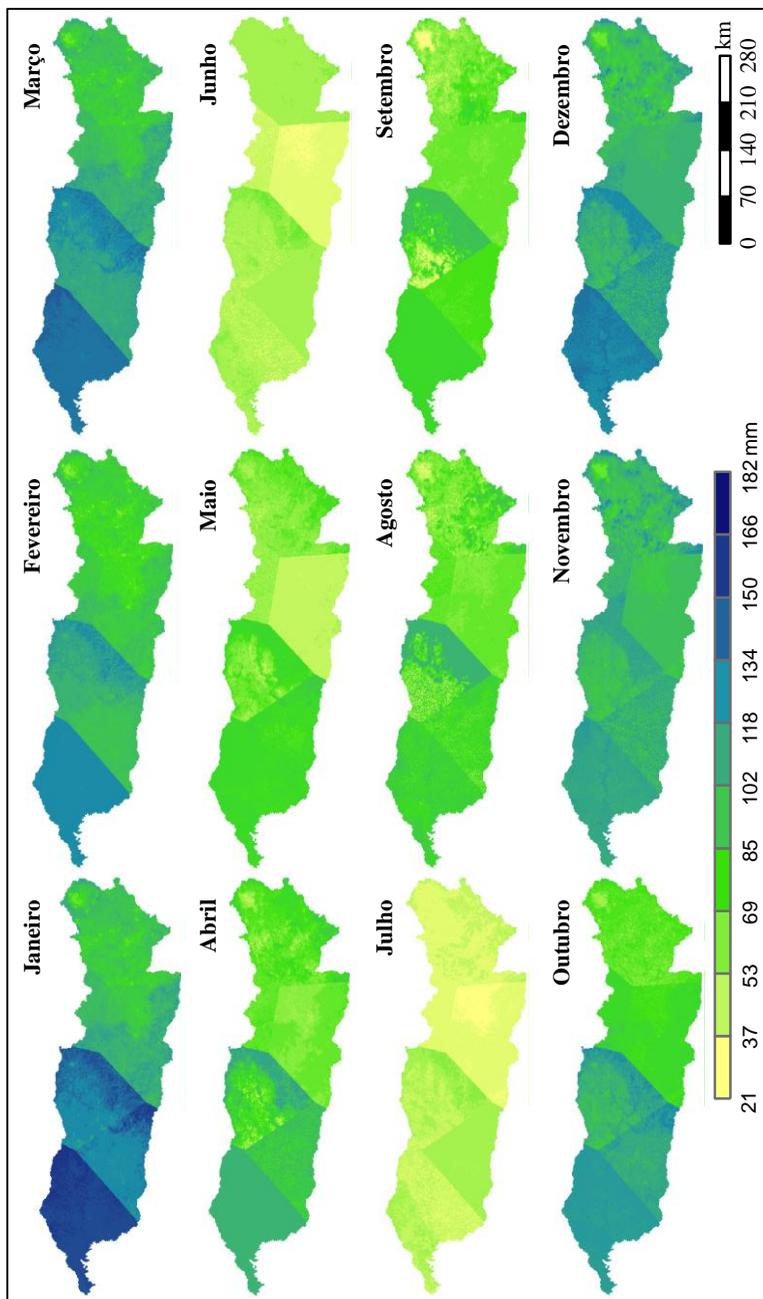


Figura 6.16: Evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguaçu, ano de 2009.

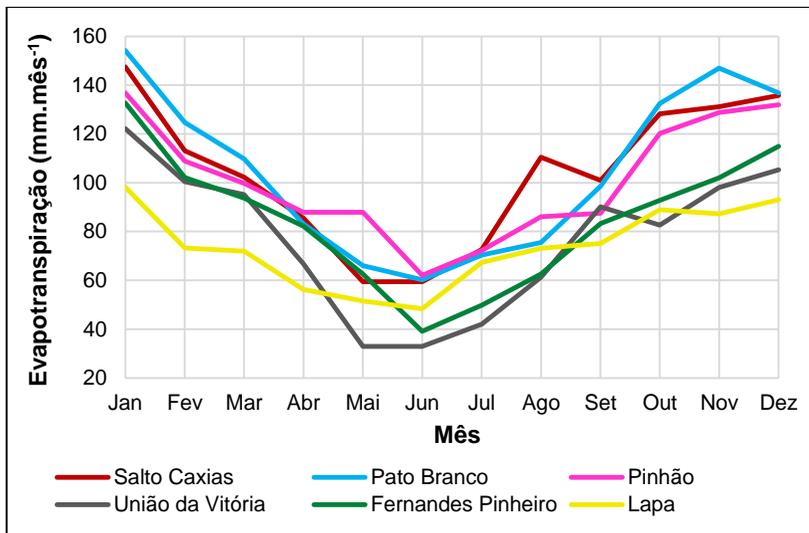


Figura 6.17: Evapotranspiração real média, ano de 2006, por área de abrangência das estações meteorológicas.

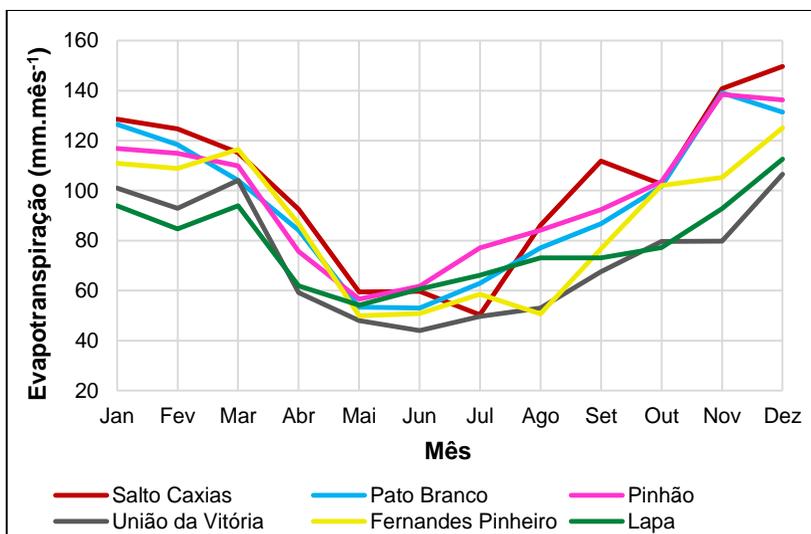


Figura 6.18: Evapotranspiração real média, ano de 2007, por área de abrangência das estações meteorológicas.

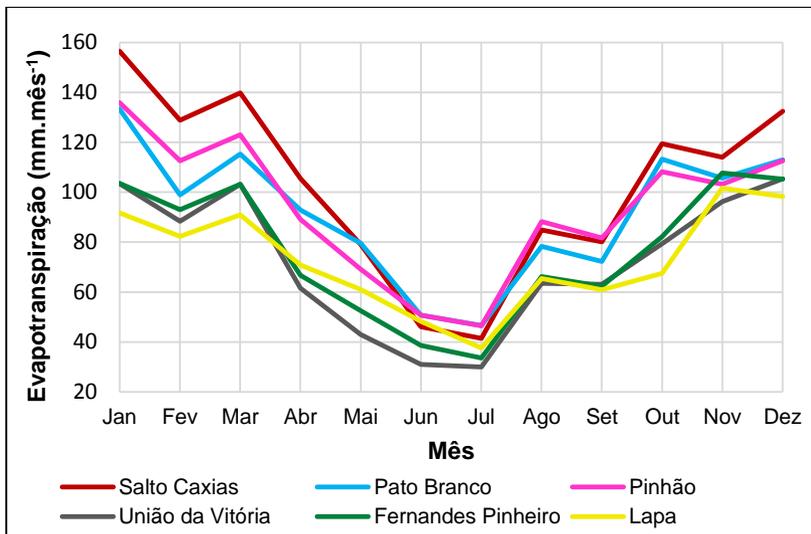


Figura 6.19: Evapotranspiração real média, ano de 2009, por área de abrangência das estações meteorológicas.

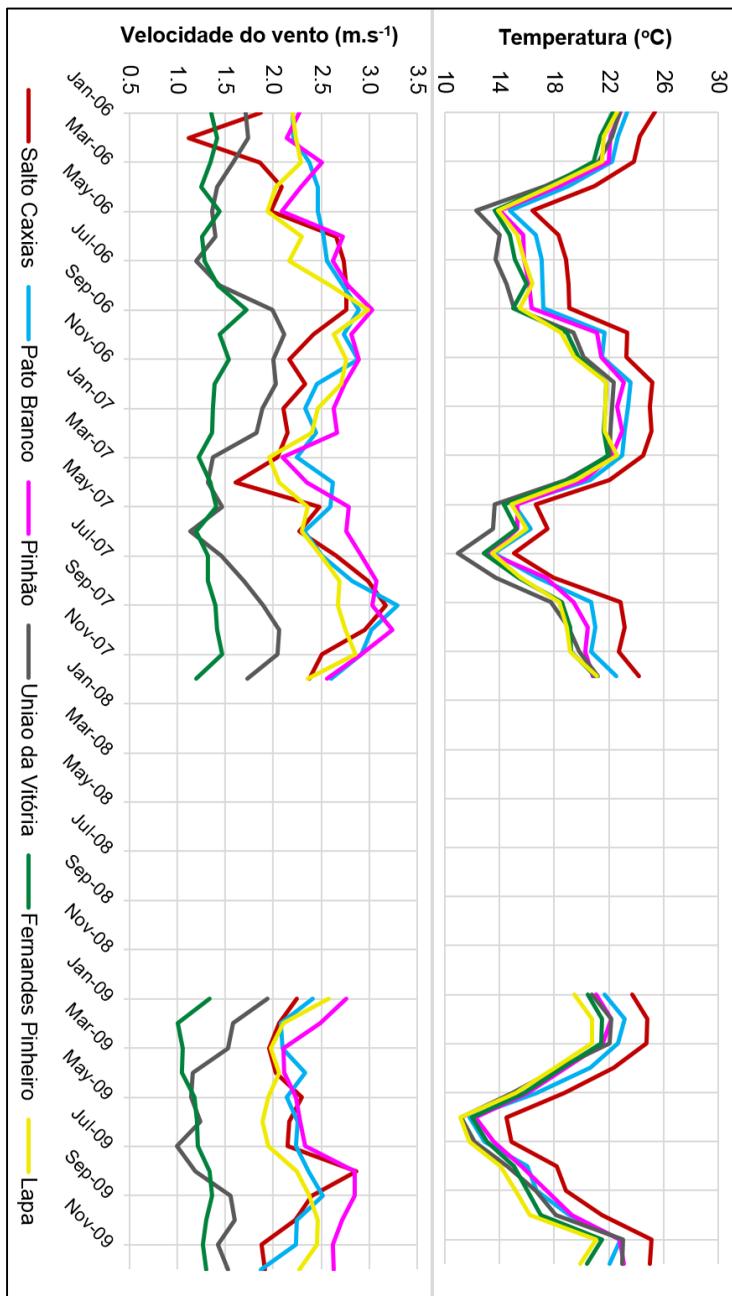


Figura 6.20: Temperatura média do ar e velocidade média do vento.

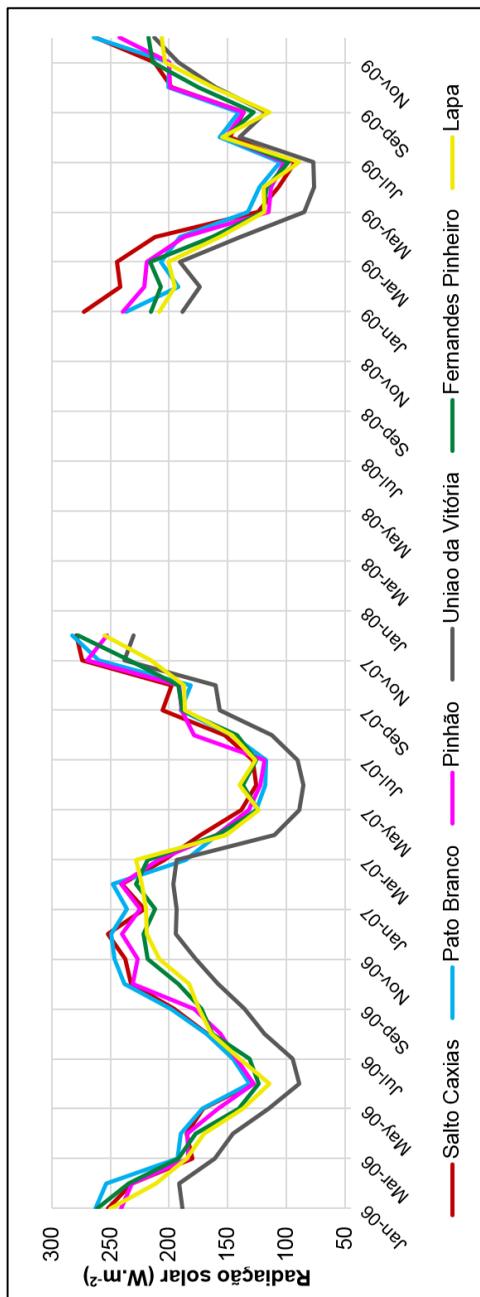


Figura 6.21: Radiação solar média diária.

Em escala anual, a *ET* apresentou amplitude semelhante para os anos analisados, conforme visualiza-se nas Figuras 6.22, 6.23 e 6.24. Em 2006, a *ET* variou de 549 a 1500 mm.ano<sup>-1</sup>, em 2007, de 536 a 1496 mm.ano<sup>-1</sup> e, em 2009, de 587 a 1396 mm.ano<sup>-1</sup>.

Como esperado, o comportamento da *ET* em função do clima é evidente, com valores decrescentes de oeste para leste. Em adição à influência do clima, para os três anos, nota-se a influência da altitude na evapotranspiração, pela concentração dos valores mais elevados na região leste da área da estação Pinhão (que registrou temperatura média do ar e velocidade do vento dentre as mais elevadas das 6 estações meteorológicas), onde ocorrem as maiores altitudes da bacia.

Igualmente para os três anos, os menores valores de *ET* foram identificados na região da estação Lapa, facilmente visualizados na mancha amarela, localizada no extremo superior a leste da bacia, e representa a região metropolitana da cidade de Curitiba, no estado do Paraná.

As Tabelas 6.9, 6.10 e 6.11 mostram as estatísticas descritivas da *ET* real anual da bacia do rio Iguaçu. No ano de 2006, as regiões de Pato Branco, Salto Caxias e Pinhão apresentaram as maiores médias de *ET* anual, com 1259 mm.ano<sup>-1</sup> para Pato Branco, 1247 mm.ano<sup>-1</sup> para Salto Caxias e 1210 mm.ano<sup>-1</sup> para Pinhão. Lapa, União da Vitória e Fernandes Pinheiro registraram as médias de 884 mm.ano<sup>-1</sup>, 930 mm.ano<sup>-1</sup> e 1018 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente.

Em 2007, as regiões de Salto Caxias, Pinhão e Pato Branco também apresentaram médias de *ET* superiores a 1100 mm.ano<sup>-1</sup>, sendo 1221 mm.ano<sup>-1</sup>, 1176 mm.ano<sup>-1</sup> e 1141 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente. A região de Fernandes Pinheiro registrou média de 1031 mm.ano<sup>-1</sup>. União da Vitória e Lapa novamente apresentaram médias inferiores a 1000 mm.ano<sup>-1</sup>, com 886 e 944 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente.

Nota-se, em 2009, um contraste dos valores de *ET* localizados ao oeste da bacia, igualmente observado na análise mensal, e ligado ao comportamento distinto da temperatura média do ar e da radiação solar medida na estação de Salto Caxias, nos primeiros meses do ano e em dezembro. Assim, a região de Salto Caxias resultou na maior média de *ET* anual, 1228 mm.ano<sup>-1</sup>, seguido de Pinhão (1121 mm.ano<sup>-1</sup>) e Pato Branco (1100 mm.ano<sup>-1</sup>). As regiões de União da Vitória, Lapa e Fernandes Pinheiro apresentaram médias inferiores a 1000 mm.ano<sup>-1</sup>, com 868 mm.ano<sup>-1</sup>, 876 mm.ano<sup>-1</sup> e 915 mm.ano<sup>-1</sup>, respectivamente.

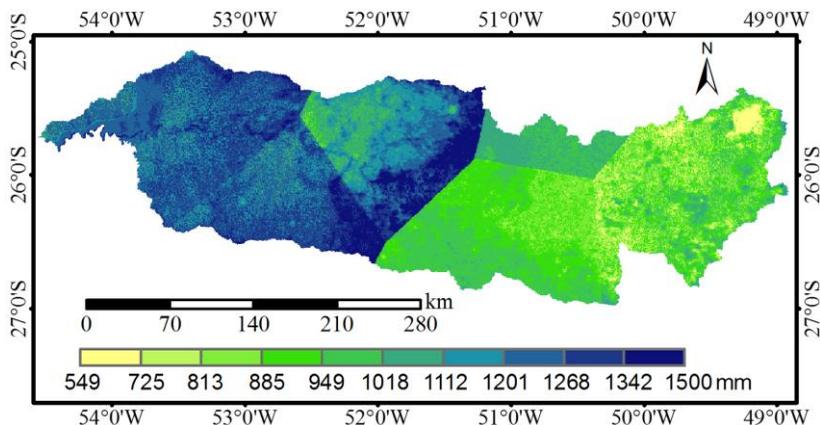


Figura 6.22: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguaçu, 2006.

Tabela 6.9: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguaçu, ano de 2006.

Estação	Evapotranspiração real				
	Mín. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Máx. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Amplitude (mm.ano <sup>-1</sup> )	Média (mm.ano <sup>-1</sup> )	CV (%)
<b>Salto Caxias</b>	947	1408	461	1247	5
<b>Pato Branco</b>	905	1473	567	1259	6
<b>Pinhão</b>	795	1500	704	1210	11
<b>Fernandes Pinheiro</b>	652	1463	810	1018	4
<b>União da Vitória</b>	773	1469	696	930	5
<b>Lapa</b>	549	1214	665	884	11

**Obs:** Mín e máx são os valores da mínima e da evapotranspiração, respectivamente; e CV é o coeficiente de variação.

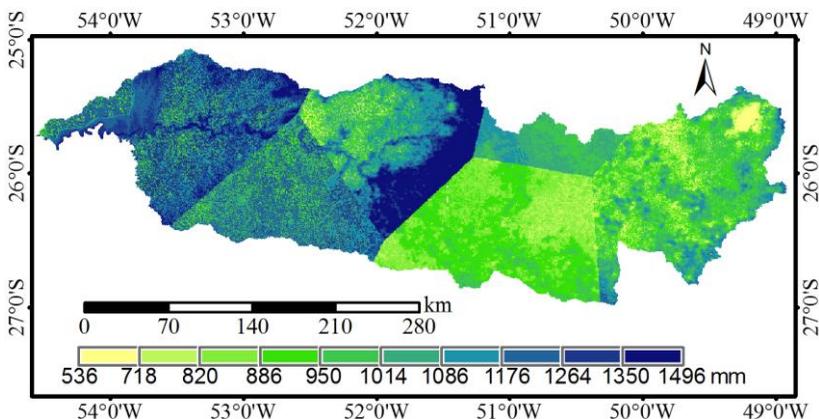


Figura 6.23: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguaçu, 2007.

Tabela 6.10: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguaçu, ano de 2007.

Estação	Evapotranspiração real				
	Mín. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Máx. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Amplitude (mm.ano <sup>-1</sup> )	Média (mm.ano <sup>-1</sup> )	CV (%)
Salto Caxias	803	1496	693	1221	10
Pato Branco	777	1468	692	1141	11
Pinhão	627	1482	855	1176	16
Fernandes Pinheiro	711	1458	747	1031	5
União da Vitória	689	1476	788	886	6
Lapa	536	1341	804	944	12

Obs: Mín e máx são os valores da mínima e da evapotranspiração, respectivamente; e CV é o coeficiente de variação.

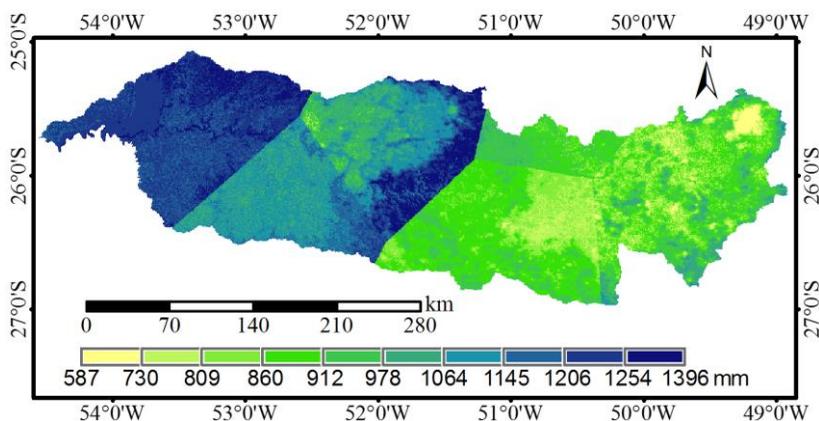


Figura 6.24: Evapotranspiração real anual na bacia do rio Iguaçu, 2009.

Tabela 6.11: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real anual da bacia do rio Iguaçu, ano de 2009.

Estação	Evapotranspiração real				
	Mín. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Máx. (mm.ano <sup>-1</sup> )	Amplitude (mm.ano <sup>-1</sup> )	Média (mm.ano <sup>-1</sup> )	CV (%)
<b>Salto Caxias</b>	957	1345	439	1228	2
<b>Pato Branco</b>	817	1280	463	1100	6
<b>Pinhão</b>	740	1396	605	1121	10
<b>Fernandes Pinheiro</b>	708	1326	618	915	4
<b>União da Vitória</b>	688	1330	642	868	5
<b>Lapa</b>	587	1168	581	876	9

**Obs:** Mín e máx são os valores da mínima e da evapotranspiração, respectivamente; e CV é o coeficiente de variação.

Na análise do comportamento da precipitação, apresentado no item 6.1, o ano de 2006 foi caracterizado como muito seco em toda a bacia do rio Iguaçu, assim como 2007 apresentou comportamento da precipitação próximo ao normal e, 2009, moderadamente úmido. Por meio da Tabela 6.12 é possível observar que a *ET* média mensal e anual na bacia do rio Iguaçu são semelhantes entre os anos de 2006, 2007 e 2009, e que não há

um padrão de variação em função da precipitação média. Anualmente, a evapotranspiração média na bacia foi semelhante nos três anos, com 1080 mm.ano<sup>-1</sup> em 2006, 1060 mm.ano<sup>-1</sup> em 2007 e 1021 mm.ano<sup>-1</sup> em 2009, representando, respectivamente, 80%, 60% e 51% do total precipitado nesses anos. Em comparação com 2007, o ano de 2006 apresentou evapotranspiração anual 2% maior, enquanto que 2009, 4% menor. Quando analisada a precipitação essas diferenças aumentaram para -8% e 15%, respectivamente, de 2006 e 2009 em relação à 2007. Kume *et al.* (2011) também encontraram variações anuais conservativas para evapotranspiração, com coeficiente de variação de 5 a 7%, em contraste a variações consideráveis na precipitação anual, com coeficiente de variação de 11%, em área de floresta tropical. Cristiano *et al.* (2015) analisaram a evapotranspiração em florestas plantadas de *Pinus taeda*, *Araucária angustifolia* e *Eucalyptus grandis* e floresta nativa, em uma área dentro do Parque Nacional do Iguazu, no território argentino, encontraram valores de evapotranspiração anual que variaram de 920 a 1314 mm.ano<sup>-1</sup>, que corroboram com os valores encontrados, visto que a bacia do rio Iguazu possui uso e cobertura do solo diversificado.

Tabela 6.12: Evapotranspiração e precipitação média anual da baía do rio Iguazu, para os anos de 2006, 2007 e 2009.

Ano Mês	Evapotranspiração média (mm)			Precipitação média (mm)		
	2006	2007	2009	2006	2007	2009
<b>Janeiro</b>	129	112	121	178	206	192
<b>Fevereiro</b>	101	105	101	91	160	146
<b>Março</b>	94	105	110	158	122	74
<b>Abril</b>	75	76	81	60	223	62
<b>Mai</b>	58	54	64	12	245	106
<b>Junho</b>	51	56	45	52	215	134
<b>Julho</b>	64	61	40	56	20	271
<b>Agosto</b>	80	74	75	87	126	197
<b>Setembro</b>	89	85	71	174	27	187
<b>Outubro</b>	107	93	95	114	55	185
<b>Novembro</b>	114	115	105	171	165	208
<b>Dezembro</b>	118	126	112	178	194	311
<b>Anual</b>	1082	1060	1021	1333	1763	2020

## Evapotranspiração e Relevo

O relevo é um dos principais fatores que atuam na distribuição da energia incidente sobre o terreno. Diferentes orientações e declividades do terreno levam a uma variabilidade espacial dessa energia, e atuam no regime de temperatura do ar e do solo, no saldo de radiação, na evapotranspiração e atividade fotossintética. Neste trabalho, foi investigado o comportamento de  $ET$  mensal, em função do relevo, utilizando os mesmos pontos da análise do relevo no  $R_n$  (item 5.4) em área de remanescentes florestais da mata atlântica no entorno das estações Lapa, Salto Caxias e Pinhão, obtida a partir de imagens adquiridas em 12 datas, distribuídas nos anos de 2006, 2007 e 2009.

$R_n$  é um parâmetro chave na estimativa da  $ET$  por meio do balanço de energia à superfície. No METRIC, é utilizado o  $R_n$  instantâneo (Equação 5.22) para calcular o fluxo de calor latente, que é transformado em evapotranspiração para a hora de aquisição da imagem de satélite ( $ET_{hor}$ ). A  $ET_{hor}$  é, então, dividida por  $ET_r$ , resultando na fração de evapotranspiração, que foi utilizada na extrapolação da  $ET$  para escala mensal e anual. Isto significa que, a variação da  $ET$  mensal e anual, em relação ao aspecto e declividade do relevo, foi influenciada pelo comportamento do  $R_n$  instantâneo, com  $R_n$  obtido para o momento de aquisição das imagens MODIS/TERRA (próximo às 10:30h), conforme Figura 6.25. Cada conjunto de símbolos representa  $R_n$  e  $ET$  médios por aspecto (ostes, leste, norte e sul) e por faixa de declividade (3 a 8%, 8 a 13% e 13 a 20%) obtidos em diferentes períodos. A partir das 12 imagens utilizadas para a geração de  $ET$  e  $R_n$ , identificou-se um padrão no comportamento de  $R_n$  e de  $ET$ , representado em 6 datas na Figura 6.26, e ressaltado pela cruz em cor vermelha. As superfícies voltadas para leste e norte têm maior disponibilidade de energia na forma de  $R_n$  do que as voltadas ao oeste e ao sul (em média  $70 \text{ W.m}^{-2}$  a mais), resultando em maior  $ET$ , em média,  $10 \text{ mm.mês}^{-1}$  mais elevada.

De maneira geral, a amplitude da  $ET$  real mensal, em volume de água, englobando todos os aspectos e faixas de declividade analisadas, apresentou-se aproximadamente homogênea nas diferentes datas, no entorno de  $13 \text{ mm.mês}^{-1}$ . No entanto, o valor de  $13 \text{ mm.mês}^{-1}$  representa uma proporção diferente em relação à  $ET$  média em cada mês, sendo maior no inverno do que no verão. Isto revelou que, no inverno, o comportamento da  $ET$  torna-se mais sensível às variações do aspecto e declividade do terreno. Por exemplo, a  $ET$  obtida nos meses de inverno, em função do aspecto e declividade do terreno, variou até 37% em relação

à média para  $ET$  em junho de 2009, 33% de variação em junho de 2007, 31% em julho de 2007 e 29% em julho de 2006. Em contraste, a variação em torno de  $ET$  média foi de até 11% para a evapotranspiração de novembro e de dezembro de 2006, 12% para março de 2007 e novembro de 2009, e 13% em outubro de 2009.

A Tabela 6.13 mostra a  $ET$  real mensal média para os aspectos do relevo, onde cada célula contém, respectivamente, as médias nas faixas de declividade de 3 a 8%, 8 a 13% e de 13 a 20%. Em função de  $ET$  ser diretamente influenciada por  $R_n$ , observou-se que  $ET$  também sofreu influência do aspecto e declividade do terreno, considerando a posição relativa do Sol próximo às 10:30h. Assim, os valores de  $ET$  se modificaram com o aumento da declividade em cada aspecto, com os maiores valores de  $ET$  para as superfícies orientadas ao leste e ao norte, na declividade de 13 a 20%, e, os menores valores, para as superfícies orientadas ao oeste e ao sul, nesta mesma faixa de declividade.

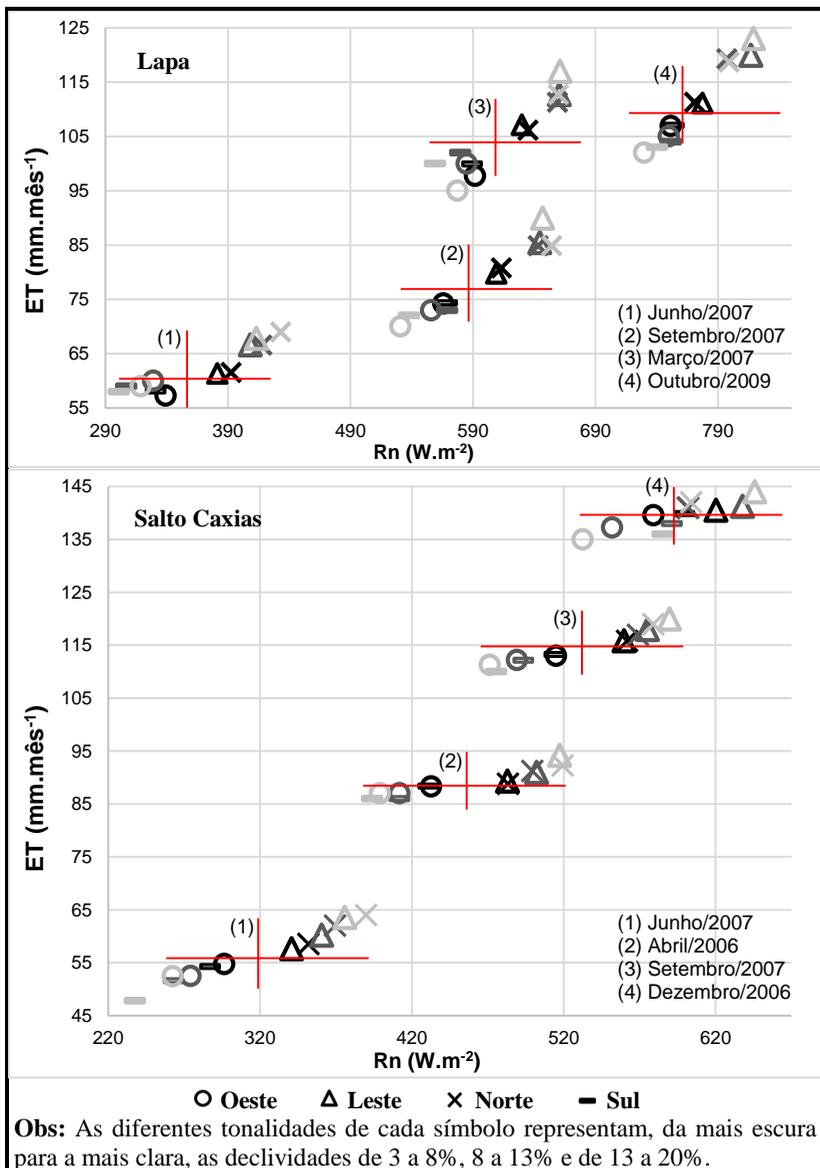


Figura 6.25: Variação de  $ET$  em função de  $R_n$ , nos diferentes aspectos e declividade do terreno.

Tabela 6.13: Evapotranspiração real mensal média para os aspectos oeste, leste, norte e sul, nas declividades (3 a 8%)/(8 a 13%)/(13 a 20%)

Mês	Lapa				Pinhão				Salto Caxias			
	Oeste	Leste	Norte	Sul	Oeste	Leste	Norte	Sul	Oeste	Leste	Norte	Sul
Abr 2006	88/87/87	89/91/94	89/91/92	88/86/86	93/92/88	98/99/101	99/99/102	92/90/87	54/53/51	61/62/67	61/61/65	54/52/52
Jul 2006	74/70/70	76/77/79	78/79/81	74/71/66	71/70/68	81/83/83	78/84/85	69/67/66	64/64/62	67/70/77	66/69/72	65/64/61
Nov 2006	135/134/132	137/139/139	136/140/142	135/133/133	140/133/131	142/145/145	144/147/46	137/130/125	90/90/88	97/98/100	96/98/100	95/90/86
Dez 2006	140/137/135	141/141/144	141/141/142	140/138/136	143/140/139	149/150/151	152/152/151	143/141/136	92/92/88	103/107/112	101/102/105	96/89/89
Mar 2007	113/112/111	115/117/119	115/116/117	113/112/112	106/108/103	111/120/124	111/112/112	107/106/105	98/100/95	107/113/117	106/111/113	100/102/100
Jun 2007	55/52/52	58/60/64	59/62/64	54/52/48	56/55/52	67/74/72	66/72/74	58/52/55	57/60/59	61/67/68	62/67/69	58/59/58
Jul 2007	53/48/47	58/58/64	59/62/62	53/50/42	77/75/70	81/88/88	81/85/86	75/76/74	63/65/63	66/71/70	67/72/74	62/60/60
Sep 2007	113/112/111	116/118/120	116/117/119	113/112/110	98/99/90	100/114/115	99/116/118	90/95/83	74/73/70	80/85/90	81/85/85	74/73/72
Abr 2009	78/78/76	81/83/85	81/83/84	78/79/78	72/72/70	81/82/77	78/79/78	74/71/71	60/61/61	61/63/64	61/63/66	56/59/59
Jun 2009	49/45/45	50/52/55	51/51/53	49/45/44	54/52/52	57/59/59	56/57/59	53/51/48	48/47/47	48/52/54	49/52/53	47/48/47
Out 2009	119/117/115	120/121/125	120/122/123	119/118/115	113/110/109	117/119/119	116/118/119	113/109/108	71/72/71	73/76/77	73/75/75	71/71/69
Nov 2009	114/112/111	116/118/119	115/117/118	115/114/112	109/105/104	111/115/119	111/114/117	105/103/101	107/105/102	111/120/123	111/119/119	107/104/103

Não foi encontrada nenhuma evidência da variação de  $ET$  com a relevo que também pudesse ser relacionada a alguma outra característica dos dados das estações meteorológicas (Lapa, Pinhão e Salto Caxias). Desta maneira, a partir dos dados contidos na Tabela 6.13, para a análise seguintes, foram utilizados dados obtidos pela média das três estações, gerando-se apenas um dado de  $ET$  por mês, aspecto e faixa de declividade, facilitando sua compreensão.

A Figura 6.26 mostra a diferença entre a  $ET$  dos aspectos leste menos oeste (indicada pelo símbolo quadrado), e norte menos sul (indicada pelo símbolo em cruz), nas diferentes declividades (indicadas pelos diferentes tons de cinza). Constatou-se que a influência de ambos declividade e aspecto do terreno atuam mais significativamente na  $ET$  mensal nas áreas de remanescentes florestais, do que somente a declividade. Como esperado, as maiores variações de  $ET$  em orientações do relevo opostas foram observadas na faixa de declividade de 13 a 20%. Em 10, dos 12 meses analisados, as diferenças foram superiores a  $11 \text{ mm.mês}^{-1}$ , e representam, proporcionalmente, um impacto maior na  $ET$  nos meses de inverno.

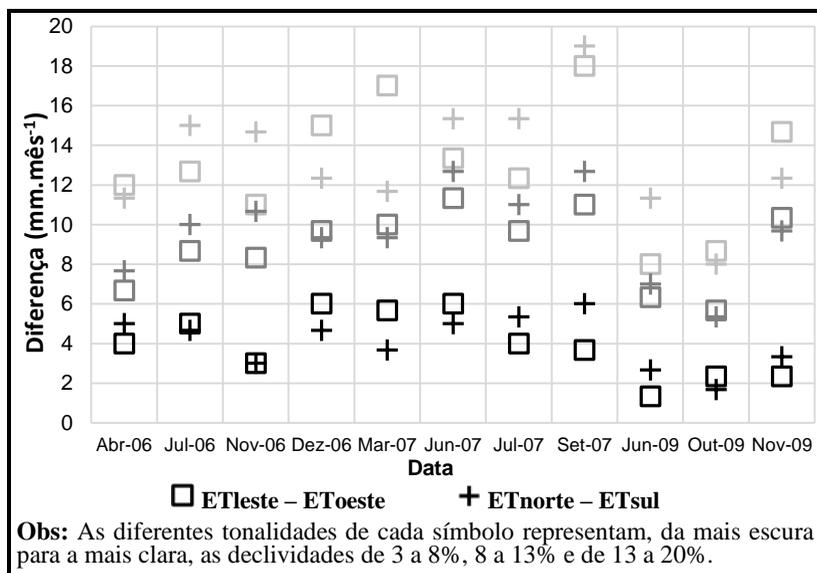


Figura 6.26: Diferença entre  $ET$  dos aspectos leste e oeste, e norte e sul.

Pelos resultados, verifica-se que o METRIC consegue modelar a *ET* para terrenos não planos, utilizando informações de aspecto e de declividade do relevo. No entanto, não foi aplicado o parâmetro de correção usado para terrenos declivosos em função de sua complexidade. Isto quer dizer que, para os cálculos, foi considerada a posição do Sol para o momento de aquisição das imagens de sensoriamento remoto. Durante o período de 24 horas de um dia sem nebulosidade, a posição relativa do Sol varia em relação a um ponto na superfície terrestre, fazendo com que, no período matutino, superfícies voltadas para o leste recebam mais radiação solar, em comparação às superfícies voltadas para o oeste. No período vespertino, as superfícies orientadas a oeste recebem mais radiação solar, resultando, ao final das 24 horas, em valores de saldo de radiação das superfícies orientadas para leste e oeste, muito semelhantes.

Como pôde ser observado na Figura 6.26 e na Tabela 6.14, os resultados de *ET* mensal (que são os acumulados dos valores diários) apresentam-se mais elevados, em até 18 mm, para as superfícies orientadas a leste do que a oeste. Isto indica que não houve a integração do comportamento da radiação solar dentro de 24 horas, gerando uma inconsistência na extrapolação dos dados de  $ET_{hor}$  para *ET* mensal.

## Evapotranspiração e Uso e Cobertura do Solo

As características de cada cobertura do solo, como o albedo e a rugosidade da superfície, afetam diretamente a acessibilidade de água e a quantidade de energia para a evapotranspiração. Consequentemente, diferentes usos e coberturas do solo possuem comportamentos distintos de evapotranspiração, e isto pode ser observado na bacia do rio Iguaçu, pela Figura 6.27, que mostra a evapotranspiração real média mensal.

As áreas urbanas apresentaram as menores taxas de *ET*, com mínimas de 41 mm.mês<sup>-1</sup> em junho de 2006, 49 mm.mês<sup>-1</sup> em maio de 2007 e 36 mm.mês<sup>-1</sup> em julho de 2009. Dentre os usos e coberturas do solo analisados, área urbana possui albedo mais elevado, absorvendo menos energia, e possui as maiores temperaturas da superfície, favorecendo a emissão de radiação de ondas longas e diminuindo a quantidade de energia por saldo de radiação, além de resultar no favorecimento da utilização da energia disponível na forma de fluxo de calor latente.

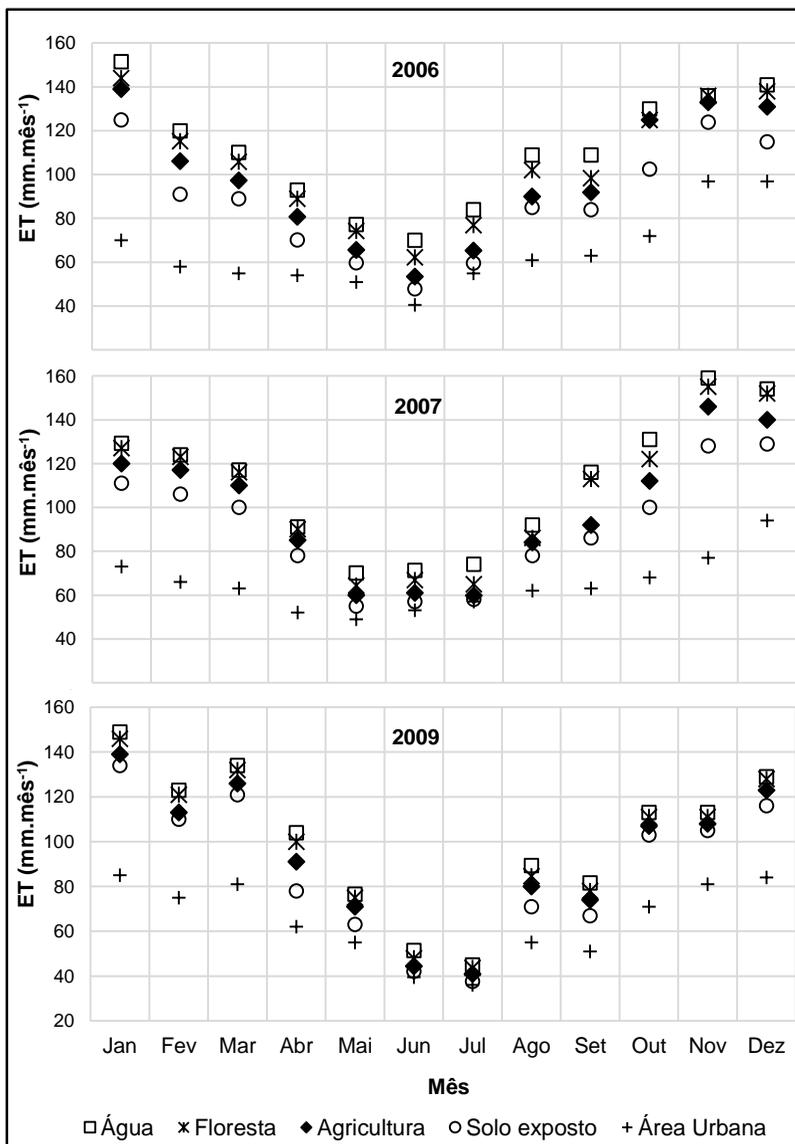


Figura 6.27: evapotranspiração real mensal para diferentes usos e coberturas do solo da bacia do rio Iguaçu.

Nas áreas de solo exposto, a *ET* foi, em média, 10% (em 2006), 8% (em 2007) e 7% (em 2009) menor em relação às áreas de agricultura. O aumento periódico da área de solo exposto na área agrícola ocasiona a intensificação do aumento da temperatura superficial, da emissão de radiação de ondas longas (SOUZA FILHO *et al.*, 2006) e a diminuição da *ET*. Foi observada mistura espectral nos *pixels* em áreas classificadas como solo exposto, em função da moderada resolução espacial das imagens MODIS associada ao tamanho e formato das áreas de plantio, possível manejo do solo por cobertura com matéria seca (e.g. aveia-preta, etc) e à possibilidade de presença de vegetação em estágio inicial de desenvolvimento. Esta mistura espectral justifica a ocorrência de diferenças que chegaram a apenas -3% em relação à *ET* da agricultura, tanto em épocas com maior, quanto em menor disponibilidade de energia solar (por exemplo, fevereiro e novembro de 2009 e julho de 2007, respectivamente). O estado do Paraná é o primeiro em produção de milho e um principais produtores de soja no Brasil (MELO *et al.*, 2012), com grande produção na região sul e sudoeste do estado (PARANÁ, 2007; PARANÁ, 2010; PARANÁ, 2013b,c). Portanto, a sucessão de áreas cultivadas e áreas com solo exposto deve estar intimamente ligada ao calendário de colheita e plantio dessas duas culturas. Em 2006, as maiores diferenças entre as duas classes foram de -15 mm.mês<sup>-1</sup> em fevereiro e -23 mm.mês<sup>-1</sup> em outubro, que podem estar associadas, respectivamente, às épocas de plantio de milho 2<sup>a</sup> safra e preparo do solo e semeadura de soja (46% do plantio de soja ocorreu em outubro de 2006 e 47%, em novembro de 2006), conforme (PARANÁ, 2010). Em 2007, as maiores diferenças ocorreram em outubro (-12 mm.mês<sup>-1</sup>) e novembro (-18 mm.mês<sup>-1</sup>) e estão associadas à semeadura da soja, que abrangeu 44% em outubro, e 51% em novembro (PARANÁ, 2010). Já em 2009, o mês de abril apresentou uma diferença de aproximadamente -14 mm.mês<sup>-1</sup> da evapotranspiração do solo exposto em comparação com a das áreas de agricultura, provavelmente em virtude da colheita de 29% da área cultivada com soja ter ocorrido em março, e 41% em abril (PARANÁ, 2010). Os meses de agosto e setembro apresentaram diferenças de -11% e -9%, respectivamente, e podem estar associados à semeadura do milho 1<sup>a</sup> safra, que ocorreu predominantemente entre os meses de agosto e setembro (EMBRAPA, 2010).

As áreas de agricultura apresentaram valores de *ET* inferiores aos de remanescentes florestais, em média, 8% em 2006, 7% em 2007 e 5% em 2009. Nos três anos analisados, os meses de janeiro, a março e outubro a dezembro apresentaram, em média, *ET* superior a 100 mm.mês<sup>-1</sup> (com

exceção de março de 2006). Isto pode ser explicado principalmente pela maior disponibilidade de energia solar no verão e meses próximos. Os meses de maio, junho e julho apresentaram os menores valores de evapotranspiração real mensal (sendo, respectivamente, 66, 54 e 65  $\text{mm.mês}^{-1}$  em 2006, 60, 61 e 60  $\text{mm.mês}^{-1}$  em 2007, e 71, 44 e 41  $\text{mm.mês}^{-1}$  em 2009), coincidindo, como mostrado na Figura 6.20, com os meses de menor temperatura média do ar registrada. Como observado neste estudo e por Costa *et al.* (2007), Sampaio *et al.*, (2007) e Dias *et al.* (2015), a substituição de áreas florestadas por cultivos, especialmente soja, ocasionam uma diminuição de parâmetros biofísicos, como o LAI, aumentam o albedo, diminuem a profundidade radicular e a rugosidade da superfície, afetando a transferência de energia e reduzindo a evapotranspiração.

Apesar de a diminuição média de 8, 7 e 5% da *ET* nas áreas de agricultura em relação às áreas de remanescentes florestais representarem uma diminuição de aproximadamente 9, 5 e 4  $\text{mm.mês}^{-1}$ , respectivamente, serem aparentemente baixas, os impactos ocasionados pelas áreas de agricultura no balanço hídrico podem ser elevados. Com base no mapa do SOS MATA ATLANTICA e INPE (2013), atualmente, apenas 16% da área da bacia do rio Iguaçu é composta por remanescentes florestais da Mata Atlântica. Principalmente, nas regiões do baixo e médio rio Iguaçu, aparecem grandes áreas de agricultura intensiva no lugar da Mata Atlântica. Nessas áreas, em menor parte do tempo, o cultivo está em seu estágio vegetativo pleno. Isto significa que, predominantemente, a *ET* é influenciada pela evaporação do solo exposto, que foi, em média, 18, 15 e 12% (em 2006, 2007 e 2009) menor em relação às áreas com floresta atlântica, chegando aos máximos de 23% em junho e julho de 2006, 24% em setembro de 2007 e 22% em abril de 2009.

No Brasil, diversos estudos vêm demonstrando que mudanças antropogênicas na vegetação natural resulta em uma modificação dos componentes do balanço hídrico em bacias hidrográficas, comumente, com diminuição da evapotranspiração (*e.g.* COSTA *et al.*, 2003; D'ALMEIDA *et al.*, 2006; COE *et al.*, 2009; COE *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2015b; DIAS *et al.*, 2015). Isto confirma que o impacto da substituição de florestas nativas por agricultura, dentro da bacia do rio Iguaçu, é expresso pela diminuição da evapotranspiração em valores que podem ultrapassar 20%.

Silva *et al.* (2015b) constataram que a conversão de florestas (Cerradão) para áreas de agricultura, gera profundos impactos no balanço de massa e energia, pois geram um aumento na temperatura da superfície,

nos fluxos de calor sensível e do solo, e implicam uma menor quantidade de biomassa acima do solo e menor profundidade do sistema radicular. Estas modificações resultaram numa redução da quantidade de água evapotranspirada em até 30% das áreas de agricultura, em relação às do Cerradão.

Após análise de pequenas bacias hidrográficas com diferentes coberturas do solo, no Estado de Mato Grosso, Dias *et al.* (2015) concluíram que bacias cobertas por cultivo de soja apresentaram evapotranspiração cerca de 39% menor que bacias com cobertura natural (floresta e Cerradão). Os autores constataram, ainda, um aumento de mais de três vezes na vazão média e de mais de duas vezes na amplitude da vazão das bacias com cobertura de soja, em relação às bacias com cobertura natural.

Água e remanescentes florestais apresentaram as maiores médias de *ET*, com as máximas diferenças de 11 mm.mês<sup>-1</sup> em setembro de 2006, 9 mm.mês<sup>-1</sup> em agosto e outubro de 2009 e 4,7 mm.mês<sup>-1</sup> em agosto de 2009. As áreas de remanescentes florestais, possuem um papel importante na manutenção da evapotranspiração na bacia, ao longo do tempo. Essas áreas, cobertas por vegetação, levam à preponderância da transpiração sobre a evaporação, em função da maior absorção da energia disponível, e levam a maiores taxas e constância da *ET* no decorrer do tempo, pela disponibilidade de água nas camadas não superficiais do solo (KJAERGAARD *et. al.*, 2011).

As maiores médias de *ET* mensal ocorreram em água, em função de seu comportamento termodinâmico, que absorve maior parte da energia recebida por ela. Esta, foi a única classe que obteve médias acima de 109 mm.mês<sup>-1</sup> em 8 meses de 2006 (janeiro a março e agosto a dezembro), acima de 116 mm.mês<sup>-1</sup> em 7 meses de 2007 (janeiro a março e setembro a dezembro), e acima de 104 mm.mês<sup>-1</sup> em 7 meses de 2009 (janeiro a abril e outubro a dezembro).

## 6.4 COMPARAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO E METRIC

Pela Tabela 6.14 constata-se que a diferença relativa entre os dados de evapotranspiração do balanço hídrico ( $E_{BH}$ ) e do METRIC ( $E_{METRIC}$ ) variou de -27% (bacia com exutório na estação código 65100000, no ano de 2006) a +24% (estação código 65155000, no ano de 2009). A diferença relativa média, englobando os resultados para todas as bacias hidrográficas, foi de 9%, e a raiz da diferença quadrática média foi de 120 mm.ano<sup>-1</sup>, o que indica um desempenho satisfatório do METRIC em escala de bacia hidrográfica. No ano de 2006, a  $DR$  obtida para 7 das 10 bacias analisadas foi igual ou inferior a 10% (em módulo). No ano de 2007, este comportamento foi observado em 8 das 9 bacias analisadas, e, em 2009, em 5 das 9 bacias hidrográficas.

Tabela 6.14: Diferença relativa entre os resultados obtidos pelo balanço hídrico e METRIC, em escala anual.

Código estação	2006			2007			2009		
	$E_{BH}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$E_{METRIC}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$DR$ (%)	$E_{BH}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$E_{METRIC}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$DR$ (%)	$E_{BH}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$E_{METRIC}$ (mm.a <sup>-1</sup> )	$DR$ (%)
65060000	727	870	-20	840	914	-9	872	854	2
65100000	732	927	-27	1031	994	4	745	917	-23
65155000	815	899	-10	1126	946	16	1143	872	24
65764000	865	1021	-18	939	1032	-10	-	-	-
65775900	1089	1083	1	1088	1056	3	1197	1015	15
65855000	1144	1102	4	1021	1008	1	1340	1044	22
65927000	1150	1207	-5	997	1074	-8	1066	1058	1
65962000	1166	1224	-5	1020	1111	-9	1133	1074	5
65970000	1245	1270	-2	1185	1254	-6	1258	1240	1
65979000	1139	1233	-8	-	-	-	1235	1237	0

As maiores diferenças relativas foram observadas nas bacias com exutório nas estações código 65060000, 65100000, 65155000, 65764000 e 65855000. Com exceção da última bacia citada, todas as demais localizam-se na parte oriental da bacia. Os elevados valores de  $DR$  podem estar associados a erros na modelagem realizada utilizando o METRIC. Como por exemplo, podem ter ocorridos erros associados à calibração dos *pixels* quente e frio no processo iterativo para obtenção do fluxo de calor sensível, que foi notavelmente mais trabalhosa de realizar em função do comportamento climático e de as áreas de agricultura nestas regiões serem

frequentemente pequenas em relação à resolução espacial das imagens MODIS. Erros associados à medição dos parâmetros hidrológicos, principalmente da vazão, que afetariam o balanço hídrico também não podem ser descartados. No entanto, necessita-se de maiores investigações para elucidar as causas das diferenças encontradas.

A evapotranspiração real anual obtida pelo METRIC, em escala de bacia hidrográfica, para os anos de 2006, 2007 e 2009, apresenta uma tendência de superestimativa em relação ao balanço hídrico, como pode ser visualizado na Figura 6.28.

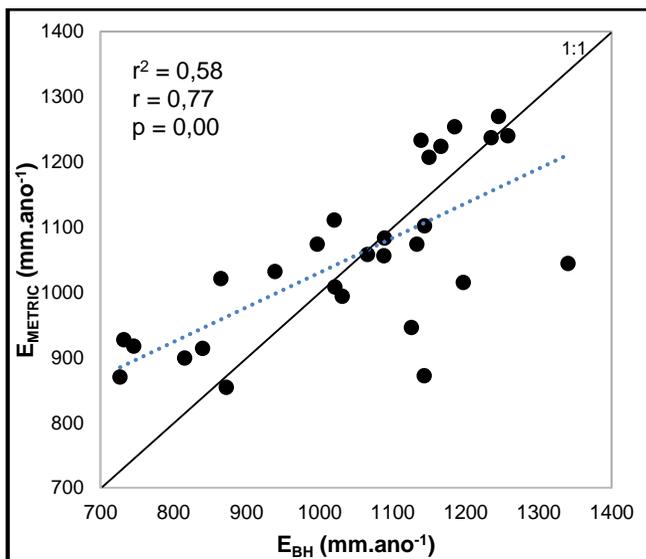


Figura 6.28: Comparação entre a evapotranspiração simulada pelo METRIC e obtida pelo balanço hídrico.

## 7. CONCLUSÕES

O objetivo principal desta tese foi avaliar espaço-temporalmente a evapotranspiração real, obtida pelo modelo METRIC, para a bacia do rio Iguazu, localizada em clima Cfa e Cfb, caracterizada pelo bioma original mata atlântica e por sua complexa cobertura do solo. O modelo aqui testado permitiu esta avaliação, por incorporar dados espectrais da superfície medidos remotamente, dados medidos em estações meteorológicas e considerando a influência do relevo, pela incorporação do DEM. Assim, confirma-se que técnicas de sensoriamento remoto podem dar suporte à quantificação da evapotranspiração espaço-temporal para grandes áreas de relevo acidentado e em clima temperado, de maneira contínua e sistemática, além de fornecer informações relevantes ao manejo dos recursos hídricos dentro da bacia hidrográfica.

Após análise de agrupamento, aplicação de testes de significância e do índice de precipitação padronizada, foram identificados os três anos concharacterísticas distintas da precipitação na bacia do rio Iguazu. O ano de 2006 foi caracterizado com seco (1333 mm), 2007, como aproximadamente normal (1763 mm) e, 2009, como moderadamente úmido (2020 mm). Nestes anos, praticamente todos os meses apresentam comportamento heterogêneo da precipitação dentro da bacia do rio Iguazu. A porção ocidental, que abrange o Terceiro Planalto Paranaense, tende a ser mais chuvosa e este comportamento está ligado principalmente aos sistemas convectivos de mesoescala, que formam-se a oeste da bacia e são responsáveis por grande parte do excesso de precipitação.

Como o saldo de radiação é um parâmetro chave no balanço de energia à superfície, sua estimativa para superfícies não planas e heterogêneas, com o uso de imagens de satélite, tem grande importância, especialmente para a quantificação da evapotranspiração. Em adição, há potencial de utilização das informações de suas componentes em estudos de viabilização e otimização do cultivo de culturas temporárias, que contempla grande área dentro da bacia.

A influência do relevo no balanço radiativo da superfície foi analisada através do saldo de radiação instantâneo, para o momento de aquisição das imagens MODIS, que incorpora o aspecto e a declividade em sua estimativa. Os *pixels* orientados a sul e oeste apresentaram menores valores de  $R_n$ , e, quanto maior a declividade, menor  $R_n$  médio, em função da diminuição da incidência de radiação solar direta e do aumento da área sombreada. Os *pixels* orientados a norte e leste apresentaram maiores  $R_n$ , e, quanto maior a declividade, maior  $R_n$  médio,

em função da diminuição do ângulo zenital solar, que eleva o fluxo de radiação incidente. Ressalta-se que estes resultados são representativos para o período matutino, pois o  $R_n$  estimado é o fluxo próximo às 10 horas da manhã. Ao longo de um dia, ou de semanas, o movimento relativo do sol afeta os valores de  $R_n$ , que tendem a ser semelhantes para superfícies orientadas a leste e oeste, com os maiores valores para superfícies orientadas a norte e, os menores, a sul.

Visto a semelhança da radiação solar medida nas estações utilizadas para aplicação do METRIC em função da forma alongada da bacia, com pequena variação latitudinal e alta variação longitudinal, conclui-se que a radiação incidente não é o parâmetro chave na variação da evapotranspiração em datas coincidentes. A influência do clima ficou evidente na análise da evapotranspiração por área de abrangência de cada estação meteorológica, em que as áreas em clima Cfa (mais quentes, principalmente no verão) apresentaram evapotranspiração média em torno de  $50 \text{ mm.mês}^{-1}$  mais elevada nos meses mais quentes.

Variações no relevo influenciam o comportamento da evapotranspiração real. A declividade e o aspecto do terreno atuam significativamente na variação da evapotranspiração mensal nas áreas de remanescentes florestais do bioma mata atlântica. Os maiores impactos, superiores a  $11 \text{ mm.mês}^{-1}$ , foram observados na faixa de declividade mais elevada, de 13 a 20%, quando comparados aspectos em orientações opostas (leste/oeste, norte/sul). No entanto, esta faixa de declividade abrange aproximadamente 11% da área total da bacia do rio Iguaçu.

Os diferentes usos e coberturas do solo afetam a disponibilidade de água e energia para o processo de evapotranspiração. As áreas de remanescentes florestais desempenham um evidente papel no balanço hídrico na bacia do rio Iguaçu devido à consistente e constante perda de água por evapotranspiração e por não serem fortemente afetadas por variações na precipitação. Isto destaca o papel das florestas no controle do balanço hídrico da bacia e a necessidade de conservação de seus remanescentes. As áreas de agricultura podem ocasionar impactos significativos no balanço hídrico da bacia, pois, nessas áreas, em maior parte do tempo o solo não possui cobertura vegetal plena e a evapotranspiração é controlada principalmente pela evaporação do solo, com duração em função da quantidade de água disponível em sua camada superficial, podendo ser até 24% (setembro de 2007) menor que a evapotranspiração em área de remanescente florestal. Isto confirma que o impacto da substituição de florestas nativas por agricultura, dentro da bacia do rio Iguaçu, é expresso pela diminuição da evapotranspiração em valores que podem ultrapassar 20%.

Em escala de bacia hidrográfica, o METRIC apresentou resultado satisfatório quando comparado ao balanço hídrico de 10 sub-bacias, visto diferença relativa média de 9%, e a raiz da diferença quadrática média de 120 mm.ano<sup>-1</sup>. Foi observada uma tendência de valores mais elevados da evapotranspiração real anual obtida pelo METRIC. Apesar de a metodologia do balanço hídrico ser de fácil aplicação, ela é aplicável para longos períodos de tempo e não contém informações espacialmente distribuídas dentro da bacia. Já o METRIC, por utilizar-se de técnicas de sensoriamento remoto, apresenta a vantagem de permitir a avaliação da evapotranspiração não só ao longo do tempo, mas também em relação às diferenças no relevo e no uso e cobertura do solo da bacia, integrando áreas fundamentais para o planejamento e gestão dos recursos hídricos.

Como a evapotranspiração é uma componente do balanço hídrico pouco medida, e como sua medição é representativa apenas para a escala de campo, sua estimativa por meio de balanço de energia à superfície integrada a técnicas de sensoriamento remoto gerou informações promissoras, visto a alta variabilidade espacial e a escassez destes dados na bacia do rio Iguaçu. Desta maneira, os resultados obtidos poderão ser utilizados em estudos futuros, assim como nos em andamento, especificamente na calibração de modelos hidrológicos, como o SWAT.

As principais recomendações e constatações percebidas a partir da execução deste trabalho seguem abaixo:

- Recomenda-se o ajuste de parâmetros de entrada e de rotinas no modelo, melhorando, por exemplo, dados de albedo, de LAI, de rugosidade da superfície, relação G/Rn, adequando-os às condições climáticas e superficiais para a região, visto que o modelo foi desenvolvido para região semiárida.
- Em simulação futuras, sugere-se a realização de experimentos em campo para medição da evapotranspiração, como torres micrometeorológicas, etc, e validação do modelo *in situ* e para aumentar a confiabilidade dos resultados modelados.
- Recomenda-se avaliar o uso dos produtos MODIS referentes às composições de 8 dias, para geração de mapas de evapotranspiração real mensal e anual.
- Foi identificada a necessidade de se conseguir junto às instituições competentes, dados de qualidade confiável, principalmente de vazão e dados meteorológicos, e de dados em continuidade suficiente para a realização de um estudo espaço-

temporal mais detalhado. Dentre os motivos da limitação no número de estações meteorológicas utilizadas nesta tese, está o reduzido número de estações automáticas e a baixa disponibilidade de estações com dados contínuos, sem grandes falhas. Com certeza vem se trabalhando para melhoria do fornecimento destes dados, mas ainda temos muito a melhorar.

- Os resultados do METRIC, assim como os de qualquer modelo baseado em técnicas de sensoriamento é dependente da resolução espacial das imagens de satélite. Isto significa que a resolução espacial das imagens do infravermelho termal é o principal limitante neste quesito, pois apresenta-se como a banda de menor resolução espacial das imagens de satélite, e deve ser avaliada sua utilização em relação aos objetivos de cada pesquisa. Outro fator limitante é a resolução temporal das imagens.
- Apesar de os resultados do METRIC apresentarem-se promissores neste estudo e da verificação de sua acúria em diversos outros, observou-se que a metodologia apresenta-se difícil de calibrar, no que diz respeito à escolha dos *pixels* âncoras, que demanda tempo adicional e experiência do modelador para a escolha de *pixels* adequados e representativos, especificamente para cada cena. Quando o alvo de estudo espacialmente tem abrangência regional, o conhecimento detalhado de toda a área, para a escolha dos *pixels* âncoras, pode se tornar uma dificuldade a ser transposta.
- Estudos que envolvem análise temporal e abrangem grandes áreas, como foi o caso desta tese, necessitam a manipulação de uma grande quantidade de dados, além de intensivo tempo para modelagem, que poderia ser facilitada pelo desenvolvimento de um *software* específico para este modelo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil : informe 2011**. Brasília : ANA, 2011. 112 p.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Bacias brasileiras do rio da Prata: Avaliações e propostas**. Brasília: ANA, 2001. 102p.

AGUILAR, C; HERRERO, J.; POLO, M.J. Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watersheds and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, p. 2479–2494, 2010.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: United Nations FAO, Irrigation and Drainage Paper 56, 1998.

ALLEN, R.G.; BASTIAANSEN, W.G.M.; TREZZA, R.; TASUMI, M.; WATERS, R. **Surface energy balance algorithms for land - Advance training and users manual**, version 1.0, p. 98, 2002.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A; TREZZA, R. A Landsat-based Energy Balance and Evapotranspiration Model in Western US Water Rights Regulation and Planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 251-268, 2005a.

ALLEN, R.G.; TREZZA, R.; TASUMI, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, p. 55–73, 2006.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007a.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007b.

ALLEN, R.G.; KJAERGAARD, J.; GARCIA, M.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Fine-tuning components of inverse-calibrated, thermal-based remote sensing models for evapotranspiration. **Proceedings** of 17th Pecora Conference on the Future of Land Imaging. Denver, 2008.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; HOWELL, T.A.; JENSEN, M.E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 899-920, 2011a.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; HOWELL, T.A.; JENSEN, M.E. Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 921-929, 2011b.

ALLEN, R.G.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZZA, R. Automated Calibration of the METRIC-Landsat Evapotranspiration Process. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n.3, p. 563-576, 2013. doi: 10.1111/jawr.12056

AMRI, R.; ZRIBI, M.; LILI-CHABAANE, Z.; SZCZYPTA, C.; CALVET, J. C.; BOULET, G. FAO-56 dual approach combined with multi-sensor remote sensing for regional evapotranspiration estimations. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 10, p. 8117-8144, 2013.

ANDERSON, H.W.; HOOVER, M.D.; REINHART, K.G. Forest and water: effects of forest management on floods, sedimentation and water supply. **USDA Forest Services PSW General Technical Report**, n.18, p.1-115, 1976.

ANDERSON, M.C; ALLEN, R.G.; MORSE, A.; KUSTAS, W.P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 50-65, 2012.

ARAUJO, A.N. de.; GUETTER, A.K. Validação da Chuva Estimada por Satélite “CMORPH” na Modelagem Hidrológica do Alto Iguaçu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.3, p. 189-198, jul/set 2007.

ASCE–EWRI - ENVIRONMENTAL AND WATER RESOURCES INSTITUTE OF THE AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration. Report. 2005. 70p

BASTIAANSEN, W.G.M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A.M. A remote sensing surface energy balance

algorithm for land (SEBAL) I. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998a.

BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J.F.; ROERINK, G.J.; van der WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) II. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998b.

BASTIAANSEN, W.G.M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229. p. 87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W.G.M.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; ALLEN, R.G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of irrigation and drainage engineering**, p. 85-93, jan/fev 2005.

BENNIE, J.; HUNTLEY, B.; WILTSHIRE, A.; HILL, M.O.; BAXTER, R. Slope, aspect and climate: spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. **Ecological Modelling**, v. 216, p. 47-59, 2008.

BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B. da; FERREIRA, N.J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B. da; BEZERRA, J.R.C.; BRANDÃO, Z.N. Evapotranspiração real obtida através da relação entre o coeficiente dual de cultura da FAO-56 e o NDVI. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.3, p. 404 - 414, 2010.

BORGES, V.P. **Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens Landsat para estimativa da demanda hídrica do algodoeiro irrigado no Oeste da Bahia**. 85f. Mestrado (Ciências Agrárias). Universidade Federal do Recôncavo da Bahia. Cruz das Almas. 2008.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos no noroeste do Estado do Paraná (Informe preliminar)**. Divisão de Pesquisa Pedológica. Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Curitiba: 1971. 149 p.

BRASIL. Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL. **BIG - Banco de Informações em Geração: Capacidade de Geração do Brasil**.

Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>>. Acesso em: 16 de janeiro de 2016.

BRUTSAERT, W.H. **Evapotranspiration into the atmosphere**. New York: Springer, 1982. 316p.

CALCAGNO, G.; MENDICINO, G.; MONACELLI, G.; SENATORE, A.; VERSACE, P. Distributed estimation of actual evapotranspiration through remote sensing techniques, **in: Methods and Tools for Drought Analysis and Management**, edited by: Rossi, G., Vega, T., and Bonaccorso, B., 62, Springer, Series: Water Science and Technology Library, p. 124-147, 2007.

CAMPOS, I.; NEALE, C.M.U.; CALERA, A.; BALBONTIN, C.; GONZÁLEZ-PIQUERAS, J. Assesing satellite-based basal crop coefficients for irrigated grapes (*Vitisvinifera* L.). **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 45–54, 2010.

CAMPOS, I.; VILLODRE, J.; CARRARA, A.; CALERA, A. Remote sensing-based soil water balance to estimate Mediterranean holm oak savanna (dehesa) evapotranspiration under water stress conditions. **Journal of Hydrology**, 494, p. 1–9, 2013.

CARLSON, T.N.; GILLIES, R.R.; SCHMUGGE, T.J. An interpretation of methodologies for indirect measurements of soil water content. **Agriculture and Forest Meteorology**, v. 77, p. 191– 205, 1995.

CASTANHARO, G.; GIBERTONI, R. de F.C.; MÜLLER, I.I.; ANDRIOLO, M.V.; KAVISKI, E.; GUILHON, L.G.F.; ROCHA, V.F. Previsão de Vazões na Bacia do Rio Iguaçu Baseada no Modelo SMAP e com Incorporação de Informações de Precipitação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.3, p. 57-68, Jul/Set 2007.

CATALDI, M.; MACHADO, C.O.; GUILHON, L.G.F.; CHOU, S.C.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F. Análise das Previsões de Precipitação Obtidas com a Utilização do Modelo Eta como Insumo para Modelos de Previsão Semanal de Vazão Natural. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.3, p. 5-12, jul/set 2007.

CATALDI, M.; MACHADO, B.G.F.; da SILVA, S.B.; GUILHON, L.G.F.; ACHÃO, C.C.L. Aplicação das Técnicas de Mineração de Dados como Complemento às Previsões Estocásticas Univariadas de Vazão Natural: Estudo de Caso para a Bacia do Rio Iguaçu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.3, p. 83-92, jul/set 2007.

CAVALCANTI, I.F.A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27-40, 2012.

CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (ORG.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p.

CAVALCANTI, I.F.A.; CARRIL, A.F.; PENALBA, O.C.; GRIMM, A.M.; MENÉNDEZ, C.G.; SANCHEZ, E.; CHERCHI, A.; SÖRENSON, A.; ROBLEDO, F.; RIVERA, J.; PÁNTANO, V.; BETTOLLI, L.M.; ZANINELLI, P.; ZAMBONI, L.; TEDESCHI, R.G.; DOMINGUEZ, M.; RUSCICA, R.; FLACH, R. Precipitation extremes over La Plata Basin – Review and new results from observations and climate simulations. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 211–230, 2015.

CENTRO DE PESQUISA DE ENERGIA ELÉTRICA – CEPTEL, **Manual de Referência – Modelo de Previsão de Vazões Semanais Aplicado ao Sistema Hidroelétrico Brasileiro – Modelo PREVIVAZ**. Rio de Janeiro, 2004.

CHANG, M. **Forest hydrology: An introduction to water and forests**. USA: CRC Press, 2002. 373 p.

CHEN, J.L.; WILSON, C.R.; TAPLEY, B.D.; LONGUEVERGNE, L.; YANG, Z.L.; SCANLON, B.R. Recent La Plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, 12 p., 2010.

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. **Applied Hydrology**. McGraw Hill: New York, 1988. 572 p.

COE, M.T.; COSTA, M.H.; SOARES-FILHO, S.B. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, 369, p. 165-174, 2009.

COE, M.T.; LATRUBESSE, E.M.; FERREIRA, M.E.; AMSLER, M.L. The effects of deforestation and climate variability on the streamflow of the Araguaia River, Brazil. **Biogeochemistry**, 105, 119-131, 2011.

CONSOLI, S.; D'URSO, G.; TOSCANO, A. Remote sensing to estimate ET-fluxes and the performance of an irrigation district in southern Italy. **Agricultural Water Management**, v. 81, p. 295–314, 2006.

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

COSTA, M.H.; YANAGI, S.N.M.; SOUZA, P.J.O.P.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E.J.P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007. doi: 10.1029/2007GL029271

COURAULT, D.; SEGUIN, B.; OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 223–249, 2005.

CRISTIANO, P.M.; CAMPANELLO, P.I.; BUCCI, S.J.; RODRIGUEZ, S.A.; LEZCANO, O.A.; SCHOLZ, F.G.; MADANES, N.; FRANCESCANTONIO, D.; CARRASCO, L.O.; ZHANG, Y.; GOLDSTEIN, G. Evapotranspiration of subtropical forests and tree plantations: A comparative analysis at different temporal and spatial scales. **Agricultural Water Management**, v. 203, p. 96–106, 2015.

D'ALMEIDA, C.; VOROSMARTY, C.J.; MARENGO, J.A.; HURTT, G.C.; DINGMAN, L.; KEIM, B.D. A water balance model to study the hydrological response to different scenarios of deforestation in Amazonia. **Journal of Hydrology**, 331, p. 125–136, 2006.

DIAS, N.L.; KAN, A. A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration. **Water Resources Research**, v. 30, n. 11, p. 3409–3418, 1999.

DIAS, N.L.; KAN, A. Evaporação Líquida no Reservatório de Foz do Areia, PR: Estimativas dos Modelos de Relação Complementar *Versus* Balanço Hídrico Sazonal e Balanço de Energia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n.2, p. 31–43, abr/jun 2008.

DIAS, L.C.P.; MACEDO, M.N.; COSTA, M.H.; COE, M.T.; NEIL, C. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin, Central Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 108–122, 2015.

DUFFIE, J.A.; BECKMAN, W.A. **Solar engineering of thermal process**. 2nd Ed., Wiley, N.Y. 1991.

DURKEE, J.D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 418–431, 2010.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. (Rio de Janeiro-RJ) **Levantamento de reconhecimento de solos do Estado do Paraná**. Londrina: IAPAR, 2v, 1984.788p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Cultivo do Milho**. Embrapa Milho e Sorgo. Sistema de Produção 1. Versão eletrônica, 6ª edição. ISSN 1679-012X. 2010.

EPAGRI/CIRAM – Centro de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A. / Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina. **Zoneamento Agroecológico**. Disponível em: <<http://ciram.epagri.rct-sc.br/portal/website/index.jsp?url=jsp/agricultura/zoneAgroecologico.jspetipo=agricultura>>. Acesso em: junho de 2009.

EVSUKOFF, A.G.; CATALDI, M.; DE LIMA, B.S.L.P. A multi-model approach for long-term runoff modeling using rainfall forecasts. **Expert Systems with Applications**, v. 39, p. 4938–4946, 2012.

FERNANDES, D.S.; HEINEMANN, A.B.; PAZ, R.L.F.; AMORIM, A.O.; CARDOSO, A.S. **Índices para a quantificação da seca**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2009. 45p. (Documentos, 244).

FOLHES, M.T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 189 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). INPE. São José dos Campos, 2007.

FOLHES, M.T.; RENNÓ, C.D.; SOARES, J.V. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. **Agricultural Water Management**, 96, p. 1398-1408, 2009.

GARRISON, J.D.; ADLER, G.P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, v. 44, n. 4, p. 225–241, 1990.

GIACOMONI, H.M.; MENDES, C.A.B. Estimativa de Evapotranspiração Regional por meio de Técnicas de Sensoriamento

Remoto Integradas a Modelo de Balanço de Energia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol 13, n. 4, p. 33-42, out/dez 2008.

GIONGO, P.R. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto**. 126 f. Tese (Doutorado em Ciências). ESALQ. Piracicaba, 2011.

GOPINATHAN, K.K. Solar Radiation on Various Oriented Sloping Surfaces. **Solar Energy**, v.47, p.173-179, 1991.

GOWDA, PH; CHAVEZ, JL; COLAIZZI, PD; EVETT, SR; HOWELL, TA; TOLK, JA. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. **Irrigation Science**, v. 26, p. 223–237, 2008.

GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.11, p.2863-2880, 1998.

GRIMM, A.M.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.13, p.35-58, 2000.

GUETTER, A.K; GEORGAKAKOS, K.P.; TSONIS, A.A. Hydrologic applications of satellite data: 2. Flow simulation and soil water estimates. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, D21, p. 26.527-26.538, 1996.

GUPTA, R.S. **Hydrology and Hydraulic Systems**. 2nd Ed. Prospect Heights: Waveland Press, 2001.

HELSEL, D.R.; HIRSCH, R. M. **Statistical Methods in Water Resources Techniques of Water Resources Investigations**. U.S. Geological Survey, Livro 4, capítulo A3. 2002. 522 p.

INSTITUTO AGRONÔMICO DO ESTADO DO PARANÁ. **Cartas climáticas do Estado do Paraná**. Londrina, IAPAR, 1994. 49 p. ilustr. (IAPAR, Documento, 18).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Manuais Técnicos em Geociências número 1. Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. 2ª edição, Rio de Janeiro: 2012. 271 p.

IRMAK, A.; RATCLIFFE, I.; RANADE, P.; HUBBARD, K.G.; SINGH, R.K.; KAMBLE, B.; KJAERGAARD, J. Estimation of Land Surface Evapotranspiration with a Satellite Remote Sensing Procedure. **Great Plains Research**, v. 21, n. 1, p. 73-88, 2011.

- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J. AND IDSO, S.B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. **Water Resources Research**, v. 13, p. 651–656, 1977.
- KAN, A.; DIAS, N.L. Evaporação, evapotranspiração e evaporação líquida no reservatório de Foz do Areia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 4, n. 3, p. 29-38, 1999.
- KELLER, T.; GELLENS-MEULENBERGHS, F.; PORTMANN, F.; HANTON, P.; DEBAL, F.; ARBOLEDA, A. Soil moisture and evapotranspiration Land SAF products. **Proceedings** of the 2002 EUMETSAT LSA SAF Workshop, Lisbon, Portugal, 8-10 July, 2002.
- KJAERGAARD, J.; ALLEN, R.G.; IRMAK, A. Improved methods for estimating monthly and growing season ET using METRIC applied to moderate resolution satellite imagery. **Hydrological Processes**, v. 25, p. 4028-4036, 2011.
- KOUSKY, V.E.; KAGANO, M.T.; CAVALCANTI, I.F.A.,. A review of the Southern Oscillation: Oceanic–atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, 36A, p. 490–504, 1984.
- KUME, T.; TANAKA, N.; KURAJI, K.; KOMATSU, H.; YOSHIFUJI, N.; SAITOH, T.M.; SUZUKI, M.; KUMAGAI, T. Ten-year evapotranspiration estimates in a Bornean tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, p. 1183-1192, 2011.
- KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrological Sciences Journal**, v. 41, p. 495-516, 1996.
- LAGOUARDE, J.P. Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, p. 1853– 1864, 1991.
- LI, F.; LYONS, T.J. Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1644-1654, nov 1999.
- LI, Z.; TANG, R.; WAN, Z.; BI, Y.; ZHOU, C.; TANG, B.; YAN, G.; ZHANG, X. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. **Sensors**, V. 9, p. 3801-3853, 2009. doi:10.3390/s90503801

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. Part I: Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, n. 76, issue 3, p. 213-238, 2000.

LUCIANO, A.C.S. **Modelagem da distribuição da radiação solar incidente na superfície do terreno a partir de dados SRTM**. Mestrado em Sensoriamento Remoto. 112f. (Dissertação) INPE, São José dos Campos, 2015.

MAACK, R. **Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná**. Curitiba, Arquivos de Biologia e Tecnologia, v.II, p.102-200, 1948.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Curitiba: Ed. Olympio, 1981. 450p.

MARENGO, J A. **Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao longo do Século XXI**. Série Biodiversidade, v. 26, 2ª edição, 2007.

MCCABE, M.F.; WOOD, E.F. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 105, p. 271-285, 2006.

MEIRELES, M. **Estimativa da Evapotranspiração Real pelo Emprego do Algoritmo SEBAL e Imagem Landsat 5 - TM na Bacia do Acaraú – CE**. 89 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia). UFC. Fortaleza, 2007.

MELO, C.O; SILVA, G.H; ESPERANCICNI, M.S.T. Análise econômica da produção de soja e de milho na safra de verão, no Estado do Paraná. **Revista de Política Agrícola**, Ano 21, n. 1, p. 121-132, Jan./Fev./Mar. 2012.

MENENTI, M.; CHOUDHURY, B. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. Proceedings of IAHS conference on Land Surface Processes. **IAHS Publ.** v. 212, p. 561-568, 1993.

MINEROPAR. Minerais do Paraná. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná**. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 63 p.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R.A.; MITTERMEIER, C.G.; FONSECA, G.A.B.; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, 403, p. 853–858, 2000.

NERY, J.T.; CARFAN, A.C. Re-analysis of pluvial precipitation in southern Brazil. **Atmosfera**, v. 27, n. 2, p. 103-115, 2014.

NOILHAN, J.; MAHFOUF, J.F. The ISBA land surface parameterisation scheme. **Global and Planetary Change**, v. 13, p. 145-159, 1996.

NOURI, H.; BEECHAM, S.; KAZEMI, F.; HASSANLI, A.M.; ANDERSON, S. Remote sensing techniques for predicting evapotranspiration from mixed vegetated surfaces. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 10, p. 3897–3925, 2013.

OLIOSO, A.; CHAUKI, H.; COURAULT, D.; WIGNERON, J.P. Estimation of Evapotranspiration and Photosynthesis by Assimilation of Remote Sensing Data into SVAT Models. **Remote Sensing of Environment**, v. 68, p. 341-356, 1999.

PAIVA, C.M.; TSUKAHARA, R.Y.; FRANÇA, G.B.; NICACIO, R.M. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto para fins de manejo de irrigação . In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba: INPE, **Anais**, p. 101-107, 30 de abril a 05 de maio de 2011.

PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Departamento de Economia Rural. **Análise da conjuntura agropecuária safra 2007/2008**. Curitiba: SEAB, 2007. 129p.

PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Departamento de Economia Rural. **Soja - Safra 2009/10 - Relatório**. 2010. Disponível em: <[http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/soja\\_relato\\_2009\\_10.pdf](http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/soja_relato_2009_10.pdf)>

PARANÁ. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos - SEMA. **Bacias Hidrográficas do Paraná**. Curitiba: SEMA-Paraná, 2013a. 138 p.

PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Departamento de Economia Rural. **Milho Paranaense 2013/14 - Prognóstico**. 2013b. Disponível em: <[http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/Prognosticos/MILHO\\_AnALISE.pdf](http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/Prognosticos/MILHO_AnALISE.pdf)>

PARANÁ. Secretaria de Estado da Agricultura e do Abastecimento. Departamento de Economia Rural. **Soja - Análise da Conjuntura Agropecuária**. 2013c. Disponível em: <[http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/Prognosticos/soja\\_\\_2013\\_14.pdf](http://www.agricultura.pr.gov.br/arquivos/File/deral/Prognosticos/soja__2013_14.pdf)>

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia – Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guafba. Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREIRA, A.R.; NOVA, N.A.V.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba, SP. Editora FAELQ, 1997.

PINTO, L.I.C.; COSTA, M.H.; LIMA, F.Z.; DINIZ, L.M.F.; SEDIYAMA, G.C.; PRUSKI, F.F. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 4, p. 461-472, 2009.

PÔÇAS, I.; CUNHA, M.; PEREIRA, L.S.; ALLEN, R.G. Using remote sensing energy balance and evapotranspiration to characterize montane landscape vegetation with focus on grass and pasture lands. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 159-172, 2013.

POLHAMUS, A.; FISHER, J.; TU, K.P. What controls the error structure in evapotranspiration models? **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 169, p. 12–24, 2013.

PONZONI, F.J.; SHIMABUKURO, Y.E. **Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação**. São José dos Campos. Editora Parêntese, 2010.

RAMOS, A.M.; SANTOS, L.A.R. dos; FORTES, L.T.G. (Org.). **Normais climatológicas do Brasil 1961-1990**. revisado e ampliado Brasília, DF: INMET, 2009. 465 p.

RANGO, A. Application of remote sensing methods to hydrology and water resources. **Hydrological Sciences Journal**, v. 39, p. 309-320, 1994.

RIBEIRO, C.R.; METZGER, J.P.; MARTENSEN, A.C.; PONZONI, F.J.; HIROTA M.M. The Brazilian Atlantic Forest: How much is left, and how much is the remaining forest distributed? Implications for conservation. **Biological Conservation**, v. 142, p. 1141 – 1153, 2009.

ROERINK, G.J.; SU, B.; MENENTI, M. S-SEBI. A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth**, 25(2), p. 147–157, 2000.

ROHMAN, J. **Flood and Drought Assessment of Brazil: Implications for Local Insurers**. TransRe. 2013, 22p.

RUHOFF, A.L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. 180f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental). IPH/UFRGS. Porto Alegre. 2011.

SABINO, F.G. **Eficiência do uso da água visando a sustentabilidade do perímetro irrigado Califórnia –SE através do SEBAL e imagens Landsat - TM**. 69 f. Dissertação (Mestrado em Agrossistemas). UFS. São Cristóvão. 2008.

SAMPAIO, G; NOBRE, C.; COSTA, M.H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B.S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007. doi: 10.1029/2007GL030612

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura – EPAGRI/CIRAM. **Dados e Informações Biofísicas da Unidade de Planejamento Regional do Planalto Norte Catarinense**. Florianópolis, 2002.

SANTOS, T.V. dos; FONTANA, D.C.; ALVES, R.C.M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Revista de Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.45, n. 5, p. 488-496, maio 2010.

SANTOS, R.F.; BASSEGIO, D. Comportamento histórico da precipitação e ocorrências de dias secos e chuvosos em Cascavel, Paraná. **Revista Thêma et Scientia**, v. 1, n. 1, jan – jun 2011.

SCHERER-WARREN, M. Desmembramento de Estimativas de Evapotranspiração Obtidas por Sensoriamento Remoto nas Componentes de Evaporação e Transpiração Vegetal. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 2, p. 361-373, 2012.

SCHUURMANS, J.M. **Hydrological now- and forecasting Integration of operationally available remotely sensed and forecasted hydrometeorological variables into distributed hydrological models**. 154 f. Tese. Faculdade de Geociências, Universidade de Utrecht. Utrecht/Holanda. 2008.

SENAY, G.B.; BUDDE, M.E.; VERDIN, J.P. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating

landscape ET: Validation with the METRIC model. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 606–618, 2011.

da SILVA, S.T.A. **Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto**. 135 f. Tese (Doutorado em Meteorologia, pós graduação em meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2009.

SILVA, F.M.; LERMEN, V.K.; NERY, J.T. Variabilidade interanual da precipitação na bacia do rio Iguçu. **Acta Scientiarum**, v. 23, n. 6, p. 1439-1444, 2001.

SILVA, B.B. da; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. de. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

SILVA, B.B. da; MONTENEGRO, S.M.G.L.; SILVA, V.P.R.S.; ROCHA, H.R.R.; GALVÍNIO, J.D.; OLIVEIRA, L.M.M. Determination of instantaneous and daily net radiation from TM – Landsat 5 data in a subtropical watershed. **Journal of Atmospheric and Solar – Terrestrial Physics**, v. 135, p. 42-49, 2015a.

SILVA, B.B. da; WILCOX, B.P.; SILVA, V.P.R.S.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; OLIVEIRA, L.M.M. Changes to the energy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo State, Brazil. **Ecohydrology**, v. 8, p. 1272-1283, 2015b.

SILVA, J.M.C.; CASTELETI, C.H.M. **Status of the biodiversity of the Atlantic Forest of Brazil. The Atlantic Forest of South America: biodiversity status, threats, and outlook**. (C.Galindo-Leal e I.G. Câmara, eds.). Island Press, Washington, 2003. p. 43-59.

SINGH, R.K.; IRMAK, A. Treatment of anchor pixels in the METRIC model for improved estimation of sensible and latent heat fluxes. **Hydrological Sciences Journal**, v. 56, n. 5, p. 895-906, 2011.

SINGH, R.K.; SUYKER, A.E.; LIU, S.; VERMA, S.B.; TIESZEN, L.L. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. **Irrigation Science**, v. 30, p. 303–313, 2012. DOI: 10.1007/s00271-011-0287-z

SOS MATA ATLÂNTICA; INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. **Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata**

**Atlântica. Período 2011-2012 - Relatório Técnico.** São Paulo, 2013, 61p.

SOUZA FILHO, J.D. DA C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M.H.; COHEN, J.C.P.; ROCHA, E.J.P. da. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p. 318-330, 2006.

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, 6(1), p. 85-99, 2002.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery.** Ph.D. dissertation, University of Idaho, Moscow, Idaho/USA. 2003.

TASUMI, M.; ALLEN, R.G. Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development. **Agricultural Water Management**, v. 88, p 54 – 62, 2007.

TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 13, p; 51-63, 2008.

TEDESCHI, R.G.; CAVALCANTI, I.F.A.; GRIMM, A.M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 6, p. 1382-1400, 2012.

TEIXEIRA, A.H. DE C.; BASTIAANSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest meteorology**, 149, p. 462-476, 2009.

THOM, H.C.S. **A note on the gamma distribution.** Monthly Weather Review, v.86, p.117-122, 1958.

THOMPSON, S.A. **Hydrology for Water Management.** A.A. Balkema, 1ª ed. Rotterdam, Holanda, 1999, 362 p.

THORNTHWAITE, C.W. An Approach toward a Rational Classification of Climate. **Geographical Review**, vol. 38, n. 1. p. 55-94, jan 1948.

TIAN, Y.Q.; DAVIES-COLLEY, R.J.; GONG, P.; THORROLD, B.W. Estimating solar radiation on slopes of arbitrary aspect. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.109, p.67-74, 2001.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.

UDA, P.K.; CORSEUIL, C.W.; KOBİYAMA, M. Evapotranspiração Real da Bacia do Alto Rio Negro, Região Sul Brasileira, por meio do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e Balanço Hídrico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n.1, p. 205-217, 2014.

WARD, A.D.; TRIMBLE, S.W. **Environmental Hydrology**. 2<sup>nd</sup> Ed. USA: Lewis Publishers, 2004. 475 p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Guide to hydrological practices. Hydrology – From Measurement to Hydrological Information**. Vol. 1. GenebraWMO Pub. 168 (6<sup>a</sup> ed.), 2008. 735p.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Standardized Precipitation Index - User Guide**. 2012. 24 p.

WU, H.; SVOBODA, M.D.; HAYES, M.J.; WILHITE, D.A.; WEN, F. Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. **International Journal of Climatology**, v.27, p.65-79, 2005.

XUE, B.; WANG, L.; LI, X.; YANG, K.; CHEN, D.; SUN, L. Evaluation of evapotranspiration estimates for two river basins on the Tibetan Plateau by a water balance method. **Journal of Hydrology**, v. 492, p. 290-297, 2013.

**APÊNDICE A - Estatísticas descritivas da  
evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguaçu,  
anos de 2006, 2007 e 2009**

Tabela A1: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguçu, ano de 2006. Valores de mínima (Mín), máxima (Máx) e amplitude (Amp) da evapotranspiração, em mm.mês<sup>-1</sup>; e coeficiente de variação (CV), em %.

Estação	Janeiro					Fevereiro					Março					Abril				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	99	161	62	148	2	79	124	45	113	2	72	112	39	102	2	41	112	71	86	7
Pato Branco	122	189	67	154	4	55	153	98	125	5	87	134	48	110	4	13	118	105	83	27
Pinhão	69	174	105	137	13	55	134	79	109	13	50	124	73	100	13	31	118	87	88	6
Fernandes Pinheiro	54	172	118	133	3	42	134	92	102	3	41	123	81	94	3	45	99	54	82	11
União da Vitória	87	168	81	122	7	69	134	65	100	7	68	123	55	95	7	30	106	76	67	7
Lapa	50	149	100	98	15	38	110	72	73	15	38	108	70	72	14	33	87	54	56	10
Estação	Maio					Junho					Julho					Agosto				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	15	89	79	59	19	15	81	72	59	19	12	99	87	73	19	66	143	77	110	3
Pato Branco	18	100	82	66	16	18	81	63	60	8	22	99	77	70	8	14	129	115	75	28
Pinhão	27	108	82	88	6	18	75	57	62	21	21	88	67	72	21	16	118	102	86	12
Fernandes Pinheiro	17	99	82	63	7	17	75	58	39	7	21	88	66	50	7	47	106	59	63	9
União da Vitória	10	106	90	33	12	10	75	60	33	12	19	88	68	42	12	15	118	103	61	5
Lapa	16	74	58	52	17	22	59	37	48	3	28	82	54	67	3	16	115	109	73	14
Estação	Setembro					Outubro					Novembro					Dezembro				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	67	124	57	101	6	111	139	28	128	3	106	151	44	131	4	108	152	44	136	4
Pato Branco	74	113	39	99	7	65	145	80	132	1	93	170	76	147	2	100	159	59	137	4
Pinhão	47	118	71	88	12	73	149	75	120	12	96	157	61	129	8	74	161	87	132	12
Fernandes Pinheiro	23	109	86	83	5	60	149	88	93	3	60	157	97	102	7	59	161	102	115	2
União da Vitória	67	111	44	90	5	55	149	94	83	9	75	154	79	98	5	78	161	84	105	2
Lapa	21	118	97	75	23	51	115	65	89	15	46	126	80	87	14	53	133	81	93	12

Tabela A2: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguçu, ano de 2007. Valores de mínima (Mín), máxima (Máx) e amplitude (Amp) da evapotranspiração, em  $\text{mm.mês}^{-1}$ ; e coeficiente de variação (CV), em %.

Estação	Janeiro					Fevereiro					Março					Abril				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	97	157	60	129	2	95	152	57	125	2	91	140	49	115	2	70	113	43	92	2
Pato Branco	70	142	72	127	7	69	138	70	118	7	66	132	67	104	7	43	101	59	84	17
Pinhão	59	141	82	117	17	58	138	80	115	17	56	137	81	110	17	34	101	67	76	6
Fernandes Pinheiro	52	141	88	111	5	47	138	91	109	5	52	140	88	116	5	49	101	52	87	7
União da Vitória	75	141	66	101	7	70	138	68	93	7	70	134	64	104	7	46	101	55	59	7
Lapa	30	142	111	94	17	27	128	100	85	7	30	142	111	94	17	20	93	73	62	17
Estação	Maio					Junho					Julho					Agosto				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	8	89	80	59	17	8	89	81	60	17	8	92	84	50	32	54	123	69	86	10
Pato Branco	12	79	67	53	22	12	86	75	53	22	21	89	68	63	7	51	123	72	77	9
Pinhão	0	79	79	57	38	0	86	86	62	38	32	93	61	77	11	36	119	82	84	15
Fernandes Pinheiro	40	79	39	50	4	40	86	47	51	5	36	93	57	59	8	39	106	68	51	9
União da Vitória	40	79	39	48	5	37	86	50	44	5	31	93	62	50	7	43	119	76	53	6
Lapa	40	70	30	54	7	36	78	42	61	7	40	77	37	66	9	41	96	55	73	15
Estação	Setembro					Outubro					Novembro					Dezembro				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	48	135	88	112	6	33	174	141	103	25	36	218	181	141	25	96	186	91	150	9
Pato Branco	39	129	91	87	19	41	164	123	102	21	43	212	169	139	6	90	180	90	131	13
Pinhão	10	129	120	92	32	41	145	104	104	17	63	205	142	138	11	96	174	78	136	2
Fernandes Pinheiro	47	129	82	77	7	21	138	117	102	13	56	171	115	105	6	90	143	53	125	2
União da Vitória	47	129	82	68	9	56	145	89	80	9	56	172	116	80	9	99	143	44	107	2
Lapa	39	109	70	73	13	16	120	104	77	26	52	132	80	93	11	66	157	91	113	9

Tabela A3: Estatísticas descritivas da evapotranspiração real mensal da bacia do rio Iguazu, ano de 2009. Valores de mínima (Mín), máxima (Máx) e amplitude (Amp) da evapotranspiração, em  $\text{mm.mês}^{-1}$ ; e coeficiente de variação (CV), em %.

Estação	Janeiro					Fevereiro					Março					Abril				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	122	172	60	157	2	101	150	48	129	2	110	162	52	140	2	77	134	57	105	1
Pato Branco	101	165	64	133	7	84	133	49	99	7	98	145	46	115	7	31	116	86	93	1
Pinhão	102	165	62	136	6	85	133	48	113	6	93	144	51	123	6	26	114	88	89	20
Fernandes Pinheiro	67	154	88	104	6	60	128	68	93	6	66	140	73	103	6	49	114	65	67	5
União da Vitória	65	154	89	104	9	56	128	72	88	9	65	140	75	103	9	40	114	75	62	8
Lapa	57	126	70	92	9	51	113	63	82	9	56	125	69	91	9	33	101	68	71	13
Estação	Maio					Junho					Julho					Agosto				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	62	87	25	79	2	23	61	38	46	12	21	55	34	41	12	50	108	58	85	8
Pato Branco	40	94	54	80	6	28	64	36	51	2	25	59	34	47	2	46	107	61	78	10
Pinhão	28	91	63	69	14	28	65	37	51	12	26	59	33	46	12	47	107	59	88	23
Fernandes Pinheiro	39	81	42	52	8	27	65	38	39	6	26	59	33	34	6	45	107	62	66	4
União da Vitória	32	81	49	43	4	21	65	44	31	5	21	59	39	30	5	51	107	55	64	5
Lapa	29	78	49	61	12	25	60	35	48	5	24	47	23	38	5	26	89	63	65	18
Estação	Setembro					Outubro					Novembro					Dezembro				
	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV	Mín	Máx	Amp	Média	CV
Salto Caxias	23	100	77	80	1	97	133	36	119	1	97	146	49	114	3	105	170	65	133	3
Pato Branco	58	101	43	72	4	74	135	62	113	5	76	129	53	106	9	78	140	63	113	10
Pinhão	6	101	95	82	26	71	133	62	108	8	71	129	58	103	8	74	144	70	113	9
Fernandes Pinheiro	51	101	50	62	3	51	128	76	82	3	79	135	56	108	5	76	132	55	105	5
União da Vitória	53	101	48	63	3	61	129	68	79	5	84	121	37	96	3	92	134	42	105	3
Lapa	26	90	65	61	19	47	91	44	67	8	58	130	72	102	11	56	125	70	98	11