

UNIVERSIDADE FEDERAL DE JUIZ DE FORA  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS  
DOUTORADO EM ECOLOGIA APLICADA AO MANEJO E CONSERVAÇÃO DE  
RECURSOS NATURAIS

**Anne Caroline Barbosa de Carvalho**

**Estimativa dos componentes do balanço de energia em diferentes usos da terra na Bacia  
de Contribuição da Represa de Chapéu D'Uvas**

Juiz de Fora  
2020

**Anne Caroline Barbosa de Carvalho**

**Estimativa dos componentes do balanço de energia em diferentes usos da terra na Bacia  
de Contribuição da Represa de Chapéu D'Uvas**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Conservação de Recursos Naturais da Universidade Federal de Juiz de Fora, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutora em Ecologia Aplicada à Conservação e Manejo de Recursos Naturais. Área de concentração: Biodiversidade.

Orientador: Prof. Dr. Celso Bandeira de Melo Ribeiro

Coorientador: Dr. Ricardo Guimarães Andrade

Juiz de Fora

2020

Ficha catalográfica elaborada através do programa de geração automática da Biblioteca Universitária da UFJF, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Carvalho, Anne Caroline Barbosa de .

Estimativa dos componentes do balanço de energia em diferentes usos da terra na Bacia de Contribuição da Represa de Chapéu D'Uvas / Anne Caroline Barbosa de Carvalho. -- 2020.

109 f. : il.

Orientador: Celso Bandeira de Melo Ribeiro

Coorientador: Ricardo Guimarães Andrade

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Juiz de Fora, Instituto de Ciências Biológicas. Programa de Pós-Graduação em Ecologia, 2020.

1. Balanço de energia. 2. Sensoriamento remoto. 3. SEBAL. 4. Represa de Chapéu D'Uvas. I. Ribeiro, Celso Bandeira de Melo, orient. II. Andrade, Ricardo Guimarães, coorient. III. Título.

**" ESTIMATIVA DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA  
EM DIFERENTES USOS DA TERRA NA BACIA DE  
CONTRIBUIÇÃO DA REPRESA DE CHAPÊU D'UVAS "**

**Anne Caroline Barbosa de Carvalho**

Orientador: Prof. Dr. Celso Bandeira de Melo Ribeiro

Tese apresentada ao Instituto de  
Ciências Biológicas, da  
Universidade Federal de Juiz de  
Fera, como parte dos requisitos  
para obtenção do Título de  
Doutora em Ecologia Aplicada ao  
Manejo e Conservação de  
Recursos Naturais.

Aprovado em 13 de fevereiro de 2020.



Prof. Dr. Celso Bandeira de Melo Ribeiro  
Universidade Federal de Juiz de Fora – UFJF



Dr. Ricardo Guimarães Andrade  
Pesquisador - EMBRAPA



Dr. Marcos Clearini Hott  
Pesquisador - EMBRAPA



Prof. Dr. Sady Júnior Martins da Costa de Menezes  
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro – UFRRJ



Profa. Dra. Simone Jaqueline Cardoso  
Universidade Federal de Juiz de Fora – UFJF



Prof. Dr. Pedro José de Oliveira Machado  
Universidade Federal de Juiz de Fora – UFJF

À minha família,  
por todo o apoio e incentivo

## AGRADECIMENTOS

Chegar ao final de um doutorado é, com toda a certeza, resultado do esforço e dedicação de várias pessoas que auxiliam, direta ou indiretamente, a execução do trabalho. Por isso, meus mais sinceros agradecimentos aos que me ajudaram nessa trajetória:

A todos os professores que passaram pela minha vida e, que de alguma forma, contribuíram para que eu pudesse chegar até aqui.

À minha família, pelo apoio irrestrito aos meus projetos de vida.

Ao Prof. Dr. Celso Bandeira de Melo Ribeiro pela orientação, pela sugestão do tema desta pesquisa e por todas as correções.

Ao pesquisador Dr. Ricardo Guimarães Andrade por todo o suporte com o algoritmo SEBAL e com a parte de geoprocessamento, pelas sugestões e também pelas correções.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ecologia, por conceder-me a oportunidade de aperfeiçoamento técnico-científico.

À Universidade Federal de Juiz de Fora pela concessão da bolsa de pesquisa, possibilitando a minha dedicação durante o programa de doutorado.

É o tempo da travessia.

Há um tempo em que é preciso abandonar as roupas usadas, que já têm a forma do nosso corpo, e esquecer os nossos caminhos, que nos levam sempre aos mesmos lugares. É o tempo da travessia e, se não ousarmos fazê-la, teremos ficado, para sempre, à margem de nós mesmos. (ANDRADE, 2020).

## RESUMO

Uma das formas de avaliar as respostas dos ecossistemas às condições ambientais é por meio do balanço de energia. Mudanças na cobertura e no uso da terra podem provocar alterações no balanço de energia na superfície terrestre, afetar as taxas de evapotranspiração e até mesmo modificar o microclima.

As ferramentas de sensoriamento remoto têm demonstrado bons resultados ao fornecer informações em diferentes escalas. As estimativas dos componentes do balanço de energia foram realizadas utilizando o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e imagens Landsat 5 e 8, entre os anos de 1985 a 2016, para o período seco.

O SEBAL foi escolhido por necessitar de poucos dados coletados em superfície, permitindo o estudo de áreas mais extensas, onde haja poucos dados disponíveis. A partir dos resultados foi possível confirmar que os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real diária apresentaram correspondência com os diferentes tipos de cobertura da terra.

O algoritmo SEBAL apresentou desempenho satisfatório na estimativa dos fluxos de energia e da evapotranspiração real diária podendo ser utilizado em áreas onde há escassez de dados meteorológicos.

**Palavras-chave:** balanço de energia. sensoriamento remoto. SEBAL.

## ABSTRACT

One way of assessing ecosystem responses to environmental conditions is through energy balance. Changes in coverage and land use can cause changes in the energy balance on the land's surface, affect evapotranspiration rates and even modify the microclimate.

Remote sensing tools have shown good results when providing information at different scales. Estimates of the energy balance components were performed using the SEBAL algorithm (Surface Energy Balance Algorithm for Land) and Landsat 5 and 8 images, between the years 1985 to 2016, for the dry period.

SEBAL was chosen because it requires little data collected in the field, allowing the study of more extensive areas, where little data is available. From the results it was possible to confirm that the components of the energy balance and the actual daily evapotranspiration corresponded to the different types of soil cover.

The SEBAL algorithm showed satisfactory performance in estimating energy flows and actual daily evapotranspiration and can be used in areas where there is a shortage of meteorological data.

**Keywords:** energy balance. remote sensing. SEBAL.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Balanço de energia na superfície	23
Figura 2 - Localização da bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas	30
Figura 3 - Precipitação média mensal do município de Juiz de Fora – MG obtida a partir de normais climatológicas (1961-1990)	31
Figura 4 - Fluxograma das etapas de processamento para o cálculo do saldo de radiação (Rn)	35
Figura 5 - Fluxograma das etapas para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)	47
Figura 6 - Classes de cobertura da terra na BCRC D entre 1985 e 2016	57
Figura 7 – Alterações do uso e cobertura da terra na BCRC D entre os anos de 1985 - 1994 e 1994 - 2005	62
Figura 8 – Alterações do uso e cobertura da terra na BCRC D entre os anos de 2005 – 2016 e 1985 - 2016	63
Figura 9 - Variação do albedo entre as classes de solo	65
Figura 10 - Intervalos de valores médios de albedo na BCRC D entre 1985 e 2016	67
Figura 11 - Variação do NDVI entre as classes de solo	69
Figura 12 - Intervalos de valores médios de NDVI na BCRC D entre 1985 e 2016	71
Figura 13 - Variação da temperatura de superfície ( $T_s$ ) entre as classes de solo	73
Figura 14 - Intervalos de valores médios de temperatura de superfície ( $T_s$ ) na BCRC D entre 1985 e 2016	75
Figura 15 - Variação do saldo de radiação (Rn) entre as classes de solo	77
Figura 16 - Intervalos de valores médios do saldo de radiação (Rn) na BCRC D entre 1985 e 2016	79
Figura 17 - Variação do fluxo de calor no solo (G) entre as classes de solo	81
Figura 18 - Intervalos de valores médios do fluxo de calor no solo (G) na BCRC D entre 1985 e 2016	83
Figura 19 - Variação do fluxo de calor sensível (H) entre as classes de solo	85
Figura 20 - Intervalos de valores médios do fluxo de calor sensível (H) na BCRC D entre 1985 e 2016	86
Figura 21 - Variação da evapotranspiração real diária (ET) entre as classes de solo	88

Figura 22 - Intervalos de valores médios de evapotranspiração real diária (ET) na BCRC D entre 1985 e 2016 90

APÊNDICE A – Dados meteorológicos utilizados para estimar os componentes do balanço de energia	101
APÊNDICE B - Processo iterativo, cena 04/07/1985	101
APÊNDICE C - Processo iterativo, cena 27/08/1987	102
APÊNDICE D - Processo iterativo, cena 06/08/1991	102
APÊNDICE E - Processo iterativo, cena 29/07/1994	102
APÊNDICE F - Processo iterativo, cena 08/07/1998	103
APÊNDICE G - Processo iterativo, cena 27/06/2000	103
APÊNDICE H - Processo iterativo, cena 04/10/2001	103
APÊNDICE I - Processo iterativo, cena 06/07/2003	104
APÊNDICE J - Processo iterativo, cena 10/09/2004	104
APÊNDICE K - Processo iterativo, cena 28/08/2005	104
APÊNDICE L - Processo iterativo, cena 16/09/2006	105
APÊNDICE M - Processo iterativo, cena 02/08/2007	105
APÊNDICE N - Processo iterativo, cena 05/09/2008	105
APÊNDICE O - Processo iterativo, cena 26/08/2010	106
APÊNDICE P - Processo iterativo, cena 13/08/2011	106
APÊNDICE Q - Processo iterativo, cena 02/08/2013	106
APÊNDICE R - Processo iterativo, cena 24/08/2015	107
APÊNDICE S - Processo iterativo, cena 25/07/2016	107

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Dados gerais da represa e da bacia de contribuição	19
Quadro 2 - Desapropriações no processo de formação da represa	19
Quadro 3 - Características do espectro eletromagnético	21
Quadro 4 - Características gerais dos satélites Landsat 5 e 8	27
Quadro 5 - Bandas espectrais, resoluções e área imageada dos satélites Landsat 5 e 8	28

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Datas das imagens selecionadas para os cálculos do balanço de energia da superfície	32
Tabela 2 - Radiâncias espectrais a (Lmin), b(Lmax) do Landsat 5	36
Tabela 3 - Irradiância espectral no topo da atmosfera para cada banda do satélite Landsat 5	37
Tabela 4 - Área (ha) e porcentagem das áreas das classes da BCRC	56
Tabela 5 - Dinâmica de uso e cobertura da terra na BCRC	61
Tabela 6 - Valores médios do albedo para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	64
Tabela 7 - Valores médios de NDVI para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	68
Tabela 8 - Valores médios de temperatura de superfície para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	72
Tabela 9 - Valores médios do saldo de radiação para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	76
Tabela 10 - Valores médios do fluxo de calor no solo para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	80
Tabela 11 - Valores médios do fluxo de calor sensível para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	84
Tabela 12 - Valores médios da evapotranspiração real diária para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016	87

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>HIPÓTESE</b>	<b>17</b>
<b>3</b>	<b>OBJETIVOS</b>	<b>17</b>
3.1	OBJETIVOS GERAIS	17
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
<b>4</b>	<b>ESTRUTURA DA TESE</b>	<b>17</b>
<b>5</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>18</b>
5.1	BREVE HISTÓRICO DA CONSTRUÇÃO E IMPLANTAÇÃO DA REPRESA DE CHAPÉU D'UVAS	18
5.2	BALANÇO DE ENERGIA DA SUPERFÍCIE	20
5.3	SENSORIAMENTO REMOTO E ESTIMATIVAS PARA O BALANÇO DE ENERGIA	23
5.4	ALGORITMO SEBAL	25
5.5	IMAGENS LANDSAT	26
<b>6</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>29</b>
6.1	ÁREA DE ESTUDO	29
6.2	IMAGENS DE SATÉLITE E PRÉ-PROCESSAMENTO	31
6.3	DADOS METEOROLÓGICOS	33
6.4	CLASSIFICAÇÃO DA COBERTURA DA TERRA	33
6.5	BALANÇO DE ENERGIA DA SUPERFÍCIE POR MEIO DO SEBAL	34
6.5.1	Saldo de radiação ( $R_n$ )	34
6.5.2	Fluxo de calor no solo ( $G$ )	45
6.5.3	Fluxo de calor sensível ( $H$ )	46
6.5.4	Fluxo de calor latente ( $LE$ )	52
6.5.5	Evapotranspiração real diária ( $ET$ )	52
<b>7</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>54</b>
7.1	DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E MUDANÇA TEMPORAL NOS DIFERENTES TIPOS DE COBERTURA DA TERRA	54
7.2	DINÂMICA DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BCRCO	60
7.3	COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA	64
7.3.1	Albedo	64

<b>7.3.2 Normalized difference vegetation index (NDVI)</b>	<b>68</b>
<b>7.3.3 Temperatura de superfície (<math>T_s</math>)</b>	<b>72</b>
<b>7.3.4 Saldo de radiação (<math>R_n</math>)</b>	<b>76</b>
<b>7.3.5 Fluxo de calor no solo (<math>G</math>)</b>	<b>80</b>
<b>7.3.6 Fluxo de calor sensível (<math>H</math>)</b>	<b>84</b>
<b>7.3.7 Evapotranspiração real diária (<math>ET</math>)</b>	<b>87</b>
<b>CONCLUSÕES</b>	<b>91</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>93</b>
<b>APÊNDICE A - Dados meteorológicos utilizados para estimar os componentes do balanço de energia</b>	<b>101</b>
<b>APÊNDICE B - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 04/07/1985</b>	<b>101</b>
<b>APÊNDICE C - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 27/08/1987</b>	<b>102</b>
<b>APÊNDICE D - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 06/08/1991</b>	<b>102</b>
<b>APÊNDICE E - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 29/07/1994</b>	<b>102</b>
<b>APÊNDICE F - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 08/07/1998</b>	<b>103</b>
<b>APÊNDICE G - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 27/06/2000</b>	<b>103</b>
<b>APÊNDICE H - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 04/10/2001</b>	<b>103</b>
<b>APÊNDICE I - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 06/07/2003</b>	<b>104</b>
<b>APÊNDICE J - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 10/09/2004</b>	<b>104</b>
<b>APÊNDICE K - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 28/08/2005</b>	<b>104</b>
<b>APÊNDICE L - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("<math>L,raq</math>") e de saída (<math>U^*,a,b</math>), cena 16/09/2006</b>	<b>105</b>

<b>APÊNDICE M - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 02/08/2007</b>	<b>105</b>
<b>APÊNDICE N - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 05/09/2008</b>	<b>105</b>
<b>APÊNDICE O - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 26/08/2010</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE P - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 13/08/2011</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE Q - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 02/08/2013</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE R - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 24/08/2015</b>	<b>107</b>
<b>APÊNDICE S - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U*,a,b), cena 25/07/2016</b>	<b>107</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Discussões acerca de maneiras mais eficazes de gerir os recursos naturais têm sido ampliadas nos últimos anos, sobretudo a partir do lançamento em fóruns nacionais ou internacionais, de princípios delineadores de um novo paradigma para o uso, conservação e gestão desses recursos (COSTA, 2003). A bacia hidrográfica tem sido adotada em muitos países como a unidade territorial para estudos, planejamento e uma série de intervenções, especialmente, relativas à gestão dos recursos hídricos (MACHADO, 2010; EEKELEN et al., 2015) por oferecer uma visão integrada e multidisciplinar de manejo (DANTAS, 2013; OLIVEIRA et al., 2014).

Uma das formas de avaliar as respostas dos ecossistemas às condições ambientais é por meio do balanço de energia, representado pelos fluxos de calor no solo, calor sensível e calor latente (SANTOS et al., 2014; SOUZA et al., 2015). Mudanças na cobertura e no uso da terra podem provocar alterações no balanço de energia na superfície terrestre, afetar as taxas de evapotranspiração e até mesmo modificar o microclima (GIONGO; VETTORAZZI, 2014; MACEDO et al., 2016; CONCEIÇÃO, 2018).

O sensoriamento tornou-se uma importante ferramenta para ampliar a estimativa do balanço de energia, antes restrito a escalas locais, para o monitoramento em escalas regional e global (LI et al., 2017; ANDRADE et al., 2018) por meio da obtenção regular de dados com baixo custo e forte correlação com dados medidos em campo (TEIXEIRA et al., 2009; MONTEIRO et al., 2014; FAUSTO et al., 2016).

Diversos algoritmos baseados em sensoriamento remoto foram desenvolvidos nos últimos anos visando fornecer informações mais próximas da realidade e que demandassem poucos dados de superfície para calibração (CONCEIÇÃO, 2018), simplificando o processo de obtenção de variáveis hidrológicas. Dentre estes algoritmos destaca-se o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) proposto por Bastiaanssen et al. (1998).

O SEBAL estima a evapotranspiração real como resíduo da equação clássica do balanço de energia, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (BASTIAANSEN et al., 1998). Utiliza apenas a radiância espectral registrada em sensores de satélites e um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície (velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar e insolação) para solucionar o balanço radiativo e energético à superfície (PACHECO et al., 2014; ANGELINI et al., 2017). No entanto, os demais componentes da equação do balanço de energia como o saldo de radiação, os fluxos de calor no solo e de calor sensível precisam ser estimados. O SEBAL tem

demonstrado resultados satisfatórios ao redor do mundo, com precisões de cerca de 85% e 95%, respectivamente, a níveis diários e sazonais e 96% em bacias hidrográficas (BASTIAANSSEN et al., 2005).

## **2 HIPÓTESE**

As mudanças no uso e cobertura da terra na bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas podem refletir alterações nos componentes do balanço de energia, estimados anualmente, no período entre 1985 e 2016.

## **3 OBJETIVOS**

Os objetivos da tese foram divididos em objetivo geral e objetivos específicos.

### **3.1 OBJETIVO GERAL**

Determinar os componentes do balanço de energia por meio do algoritmo SEBAL na bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas em diferentes coberturas da terra entre os anos de 1985 e 2016, a partir de imagens de satélite Landsat 5 e 8.

### **3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Elaborar mapas dos componentes do balanço de energia para a bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas;

Elaborar mapas de cobertura da terra para a área de estudo relacionando-os com os resultados obtidos no balanço de energia.

## **4 ESTRUTURA DA TESE**

A tese foi organizada de modo a permitir uma melhor compreensão das etapas aplicadas em cada momento da pesquisa.

Primeiramente, é apresentada a revisão bibliográfica sobre a bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas, onde é mostrado um breve histórico da construção e da implementação da represa. Também são apresentados tópicos sobre balanço de energia em superfície e suas aplicações com a utilização do sensoriamento remoto, enfatizando a

utilização do *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), modelo adotado nesta pesquisa.

A seguir, em material e métodos, é apresentada a área de estudo, além das etapas necessárias ao pré-processamento das imagens para serem utilizadas no modelo escolhido. Neste mesmo tópico, também é explicada cada uma das etapas envolvidas na utilização do algoritmo e como foi realizada a classificação da cobertura da terra.

Em resultados e discussão, são apresentadas e discutidas as áreas das principais classes de cobertura da terra presentes na bacia, além das transformações ocorridas nestas coberturas ao longo do período estudado. Também são apresentados e discutidos os componentes do balanço de energia para cada classe de cobertura da terra.

Em conclusões são recapitulados os aspectos mais importantes apresentados anteriormente, além de reforçar algumas recomendações pontuadas ao longo do trabalho

No apêndice estão os dados meteorológicos utilizados na pesquisa e os resultados do processo iterativo do algoritmo.

## **5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A seguir estão os principais tópicos com as referências que serviram de embasamento teórico para a tese.

### **5.1 BREVE HISTÓRICO DA CONSTRUÇÃO E IMPLANTAÇÃO DA REPRESA DE CHAPÉU D'UVAS**

A barragem foi projetada, inicialmente, para ampliar a capacidade de geração de energia das usinas hidrelétricas da Companhia de Energética de Minas Gerais (CEMIG) e controlar a vazão do Rio Paraibuna ao longo do ano, evitando inundações no centro urbano de Juiz de Fora no período chuvoso. (CESAMA, 2019).

Segundo Ribeiro (2012), as primeiras providências legais para a construção começaram a ser tomadas em 1958. A concepção do projeto de barramento teve início em 1957, mas o detalhamento estrutural só foi desenvolvido em 1970. A obra ficou paralisada durante décadas sendo retomada em 1992 com a inauguração da barragem em 1994 e o fechamento das comportas da barragem para a formação da represa em 1995 (Quadro 1).

Quadro 1 - Dados gerais da represa e da bacia de contribuição.

Características	Dimensões
Volume máximo acumulado (NA normal 740 m)	140 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Volume para amortecimento de cheias (entre 740 e 741m)	11 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Descarga regularizada	5.5 m <sup>3</sup> /s
Descarga mínima (enchimento e operação)	2.2 m <sup>3</sup> /s
NA médio operacional	732m
Profundidade máxima	41m
Extensão da represa (considerando a cota máxima de 741m)	Até 23.37Km
Bacia hidráulica	11,5Km <sup>2</sup>
Bacia de contribuição	313.23Km <sup>2</sup>
Distância até o centro de Juiz de Fora	41Km
Distância da barragem à nascente do Rio Paraibuna	50.41Km
Adutora (distância da barragem até ETA Walfrido Mendonça)	17.735m

Fonte: Adaptado de Machado (2012).

O aproveitamento dos rios mediante a implantação de barragens ocasiona impactos que não se restringem apenas às áreas do reservatório. São causadas alterações na paisagem pela fragmentação do ambiente, o que pode reduzir a diversidade biológica, comprometendo o estado funcional dos sistemas florestais e da fauna (PIRES, 2017). Além disso, ocasiona também impactos para a população que é desapropriada e deslocada para outros lugares. A construção da barragem de Chapéu D'Uvas, por exemplo, atingiu diretamente propriedades rurais e as localidades de Paraibuna, Dores do Paraibuna e Colônia de São Firmino, com a desapropriação de 300 imóveis e a realocação de 1.100 pessoas (MACHADO, 2012) (Quadro 2).

Quadro 2 - Desapropriações no processo de formação da represa.

Localidades	Município	Nº de Imóveis	População estimada
Dores do Paraibuna	Santos Dumont	217	740
Colônia de São Firmino e localidade de Paraibuna	Ewbank da Câmara	83	360
<b>Total</b>		<b>300</b>	<b>1.100</b>

Fonte: Adaptado de Machado (2012).

Em meados da década de 80 os antigos moradores das localidades de Paraibuna e da Colônia de São Firmino, pertencentes ao município de Ewbank da Câmara, foram realocados

para a nova Colônia de São Firmino. A nova colônia foi então construída em uma área de 170.000 m<sup>2</sup> e mais próxima da área urbana de Ewbank da Câmara. Já o remanejamento da população de Dores do Paraibuna ocorreu no início da década de 90 com a transferência dos moradores para uma área de 250.000 m<sup>2</sup> localizada nas proximidades da área urbana de Santos Dumont.

Atualmente, o município de Juiz de Fora possui quatro mananciais principais de captação: Represa Dr. João Penido, Ribeirão Espírito Santo, Represa de São Pedro e a Represa de Chapéu D'Uvas.

Além da importância estratégica para o município de Juiz de Fora, principalmente, em termos de abastecimento de água, Chapéu D'Uvas também funciona como barragem reguladora com o fechamento de suas comportas no período das chuvas a fim de evitar que o Rio Paraibuna transborde causando inundações e abertura no período de seca para aumentar o volume do rio.

Além disso, em 2019, a Universidade Federal de Juiz de Fora inaugurou em Chapéu D'Uvas uma fazenda experimental com o propósito de desenvolver pesquisas e outros projetos de sustentabilidade tanto para a represa quanto para a bacia.

## 5.2 BALANÇO DE ENERGIA DA SUPERFÍCIE

O sol é o principal emissor de radiação eletromagnética no sistema superfície-atmosfera (AYOADE, 2010). Quase toda a transferência de energia entre a Terra e o restante do Universo ocorre por radiação, já que esse processo é o único capaz de atravessar o vácuo (VAREJÃO SILVA, 2006). O conjunto de radiações eletromagnéticas ordenadas de acordo com suas frequências e seus respectivos comprimentos de onda é denominado espectro eletromagnético (Quadro 3) e subdivide-se em três faixas: ultravioleta, visível e infravermelho (ALMEIDA, 2016).

Quadro 3 - Características do espectro eletromagnético.

Intervalo Espectral	Comprimento de onda
Raios cósmicos	$0,01 \text{ A}^0$
Raios gama	$0,01 - 0,1 \text{ A}^0$
Raios X	$0,1 - 10 \text{ A}^0$
Ultravioleta	$100\text{nm} - 0,38 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Visível	$0,38 - 0,76 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Infravermelho próximo	$0,76 - 1,2 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Infravermelho de ondas curtas	$1,2 - 3,0 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Infravermelho médio	$3,0 - 5,0 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Infravermelho termal	$5,0 - 1 \cdot 10^{-6}\text{m}$
Micro-ondas	$1\text{mm} - 100\text{cm}$
Rádio	$1\text{m} - 10\text{Km}$
Áudio	$10 - 100\text{Km}$
Corrente alternada	$> 100\text{Km}$

Fonte: Adaptado de Meneses e Almeida (2012).

\* $\text{A}^0 = 10^{-10}$ ,  $\text{nm} = 10^{-9}\text{m}$ .

Todo corpo com temperatura superior a  $-273,15 \text{ }^\circ\text{C}$  (0 Kelvin) possui energia, portanto, emite radiação detectável. A quantidade de radiação emitida por um corpo dependerá de sua temperatura sendo a energia irradiada proporcional à quarta potência dessa temperatura (Lei de Stefan – Boltzmann) (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). E como a temperatura do corpo emissor controla também o comprimento de onda da radiação emitida (Lei de Planck) quanto mais quente o corpo emissor, menor será o comprimento de onda de seu pico de emissão, ou seja, quanto maior a temperatura de um corpo, mais ondas curtas ele emitirá (Lei de Wien) (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

O sol emite radiação em praticamente todos os comprimentos de onda existentes, mas 99,9% de sua energia está compreendida entre 0,15 e 4,0 micrômetros ( $\mu$ ), conhecida como radiação solar (VAREJÃO SILVA, 2006). Dentro desse intervalo mais da metade da radiação que atinge a superfície da Terra está na faixa espectral do infravermelho, seguida pela faixa do visível e do ultravioleta (AYOADE, 2010).

Antes de penetrar na superfície terrestre, a radiação eletromagnética interage com diferentes componentes presentes na atmosfera tais como: partículas de aerossóis, vapor d'água e alguns elementos gasosos: nitrogênio (78%), oxigênio (20,95%) e argônio (0,93%) (CONCEIÇÃO, 2018). Apenas uma fração da energia solar atinge a superfície terrestre por meio dos processos de reflexão e absorção (ALMEIDA, 2016) transformando a superfície em uma fonte de radiação de ondas longas ao refletir a energia recebida e emitir calor (PIRES, 2017).

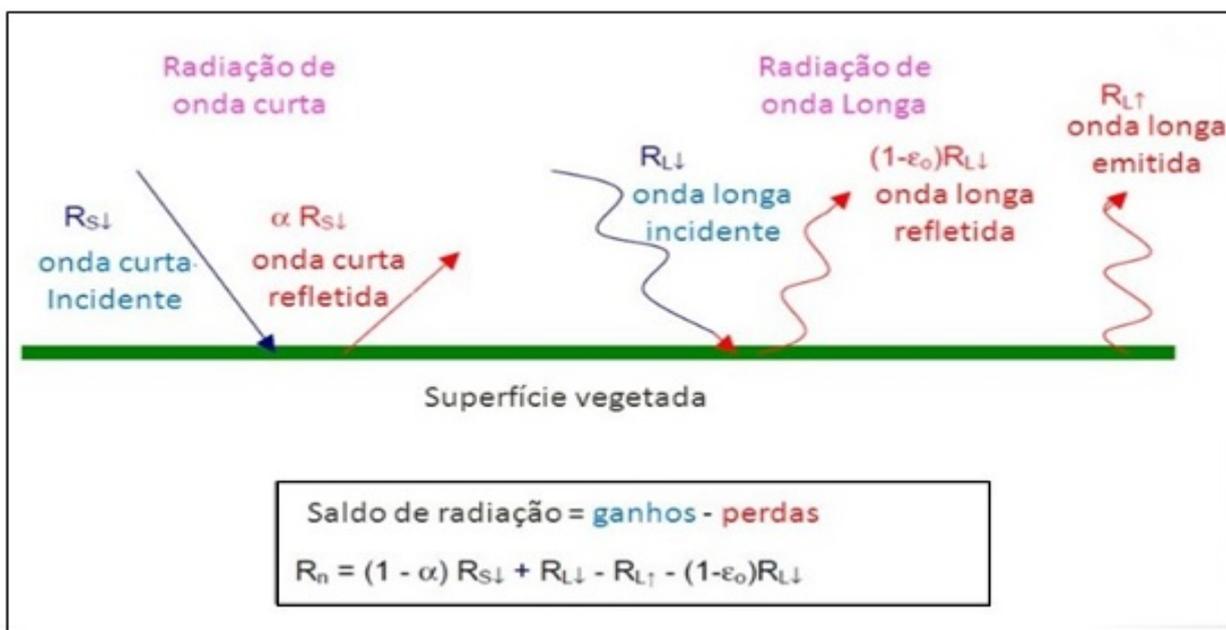
A energia refletida, comumente denominada de albedo, é uma medida de refletividade de um corpo ou superfície, representando a razão entre a irradiância refletida e a incidente (ALMEIDA, 2016). O albedo depende do comprimento de onda, do ângulo de incidência dos raios solares e da cor e da natureza da superfície. Em superfícies planas e sem cobertura vegetal, por exemplo, o albedo pode ser influenciado por propriedades físicas como a cor e a rugosidade do terreno. Já em superfícies com cobertura vegetal o albedo pode ser afetado pela espécie vegetal, fase de desenvolvimento, geometria da copa e índice de área foliar (VAREJÃO SILVA, 2006).

Esses princípios envolvendo energia solar, energia terrestre e energia atmosférica compõem o saldo de radiação ( $R_n$ ) contabilizado pelos fluxos radioativos descendentes e ascendentes, de onda curta e onda longa, respectivamente, que interagem com a superfície terrestre (SOUZA, 2014) (Figura 1). Esse parâmetro é essencial em estudos do balanço de energia, mas não é usualmente medido em estações meteorológicas já que depende da natureza da superfície. Geralmente, o saldo de radiação ( $R_n$ ) é medido em estudos para a obtenção dos componentes do balanço de energia. (SILVA et al., 2011).

O balanço de energia (equação 1) relaciona o fluxo de radiação ao fluxo de calor sensível ( $H$ , relacionado ao aquecimento do ar), ao fluxo de calor no solo ( $G$ ) e ao fluxo de calor latente ( $\lambda E$ , utilizado para a evaporação e a transpiração) e a fotossíntese ( $F$ ) que por apresentar um aproveitamento energético inferior a 3% (RAMPAZO, 2017) é desconsiderado, por exemplo, em estudos de evapotranspiração.

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (1)$$

Figura 1 - Balanço de radiação na superfície.



Fonte: Adaptado de Allen et al., 2002.

As trocas de energia na interface solo – vegetação - atmosfera, através do saldo de radiação ( $R_n$ ), dos fluxos de calor no solo ( $G$ ), sensível ( $H$ ) e latente ( $\lambda ET$ ), interferem na quantidade de calor retida na atmosfera (temperatura do ar), pressão atmosférica, dinâmica das massas de ar, precipitações, evapotranspiração entre outros elementos climatológicos (PIRES, 2015), podendo afetar, portanto, o comportamento do tempo, do clima e da biosfera na Terra (SILVA et al., 2015). E por isso, a compreensão desses fatores tem sido relevante em muitas aplicações ambientais, incluindo o monitoramento de plantas, demanda de água, crescimento e produtividade das plantas, bem como para sistemas de cultivo e manejo de irrigação (LIOU; KAR, 2014). Além de serem essenciais para modelagens climáticas e hidrológicas (MACHADO et al., 2014).

### 5.3 SENSORIAMENTO REMOTO E ESTIMATIVAS PARA O BALANÇO DE ENERGIA

A estimativa do balanço de energia pode ser realizada por meio de técnicas micrometeorológicas sendo os principais métodos: o *Eddy Correlation* (EC) e a Razão de Bowen (PEREIRA, 2013). Tais métodos, porém, demandam alto custo de instalação e manutenção, além de fornecerem informações pontuais, não sendo capazes de representarem áreas mais extensas (SILVA et al., 2015).

O sensoriamento remoto, por sua vez, tem apresentado potencial para estimar os componentes do saldo de radiação e os fluxos do balanço de energia. Além de possibilitar observações mais frequentes que os métodos medidos em campo (LIOU; KAR, 2014), é capaz de fornecer informações de áreas extensas e heterogêneas, em diferentes escalas temporais e espaciais, com custo reduzido, já que, várias imagens de satélite estão disponíveis de forma gratuita (LI et al., 2017; OLIVEIRA et al., 2017).

O sensoriamento remoto pode ser definido como a aquisição de informações dos objetos da superfície terrestre, a partir de medidas feitas por um sensor, sem a necessidade de contato físico de qualquer natureza entre eles (ROCHA, 2007).

Um marco importante na era dessa tecnologia foi o lançamento, pelos Estados Unidos, do primeiro satélite de sensoriamento remoto, ERTS-1, posteriormente renomeado para Landsat 1. A partir do programa americano Landsat seguiram-se outros (canadenses, europeus, asiáticos e sul-americanos), cada um deles tentando sanar necessidades específicas, seja em função das diversidades existentes entre as diferentes regiões geográficas seja em função de suas aplicações (MENESES; ALMEIDA, 2012).

As informações sobre o objeto são derivadas da detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres (MENESES; ALMEIDA, 2012), que serão transformadas em dados a serem quantificados e ou mapeados com o auxílio de técnicas de processamento de imagens (LIU, 2015). Os objetos de interesse na superfície (alvos), geralmente, são: vegetação, culturas agrícolas, solos, corpos d'água entre outros e são denominados alvos (LIMA, 2010).

Vários modelos foram desenvolvidos a fim de estimar os fluxos de energia como o *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) (ROERINK et al., 2000), *Surface Energy Balance System* (SEBS) (SU, 2002) or *Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN et al., 2007).

Apesar de apresentarem vantagens e desvantagens quanto à sua utilização, em particular, o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), proposto por Bastiaanssen (1998), se sobrepõe aos demais modelos criados para estimar fluxos de energia a partir do sensoriamento remoto, principalmente por não necessitar de muitos dados meteorológicos, nem sempre disponíveis e escassos em escalas temporais ou espaciais desejadas; a temperatura do ar próxima à superfície não é obrigatória, diferente de outros modelos; o Sebal possui um processo de calibração interna para cada região de interesse, baseado na escolha de pixels (frio e quente).

O desempenho do SEBAL vêm sendo testado e validado sob várias condições climáticas em diferentes tipos de solo, mantendo uma precisão média de 85% em escala diária, 95% em escala sazonal, chegando a 96% para estudos em bacias hidrográficas (BASTIAANSSEN et al., 2005).

E por esta razão, pesquisadores ao redor do mundo ainda utilizam o SEBAL, com estudos, por exemplo, na Espanha (RAMOS et al., 2009), Israel (KHALAF; DONOGHUE, 2012), Quênia (MUTIGA et al., 2013), China (DU et al., 2013), Iraque (JASSAS et al., 2015), Estados Unidos (STEELE et al., 2015) e na Índia (BALA et al., 2017).

No Brasil o algoritmo tem sido aplicado em estudos para bacias hidrográficas (VELOSO et al., 2017), para avaliar a dinâmica dos processos de uso e ocupação do solo (MORAIS et al., 2014; SILVA, B. et al., 2015; TARTARI et al., 2015; FAUSTO et al., 2016; SILVA et al., 2018) e para estudos em agricultura (BERNARDI et al., 2017; ANDRADE et al., 2018; SCHIRMBECK et al., 2018).

#### 5.4 ALGORITMO SEBAL

O SEBAL possibilita a estimativa do fluxo de calor latente como resíduo da equação clássica do balanço de energia. É constituído, basicamente, por parametrizações físicas e pouco complexas, sendo pouca a utilização de dados empíricos. Além disso, pode ser utilizado em diversos agrossistemas sem a necessidade de ampla informação sobre uso e cobertura da terra e dados meteorológicos.

O algoritmo foi criado para que os componentes do balanço de energia fossem estimados com boa precisão, utilizando um número mínimo de informações de campo.

Apesar de ter sido desenvolvido para ser usado com imagens Landsat (ANDRADE, 2008), estudos foram realizados a partir de imagens de satélite de outros sensores como o *Advanced Very High Resolution* (AVHRR) (ALMHAB et al., 2007; DANTAS, 2010; BEZERRA et al., 2011; PAIVA et al., 2011) e o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (HONG et al., 2009; DU et al., 2013; DAMASCENO; MARTINS, 2017; COSTA et al., 2019, MARTINS; ROSA, 2019) .

O SEBAL compreende uma série de etapas, sendo o saldo de radiação a primeira variável da equação do balanço a ser obtida por meio do albedo de superfície, da emissividade e das radiações de onda longa e curta. Em seguida é calculado o fluxo de calor no solo em função do albedo e da temperatura de superfície e do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), em inglês, *Normalized Difference Vegetation Index*. E por último é

calculado o fluxo de calor sensível (H), uma das etapas mais críticas do algoritmo, especialmente, na escolha dos chamados pixels âncoras que são os pixels que retratam condições quase extremas de temperatura e umidade (pixel quente e pixel frio) em uma área. O calor sensível (H) é necessário para obter os valores de evapotranspiração (ET) em cada pixel como componente residual da equação do balanço de energia.

O pixel frio é usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração (ET), ou mais precisamente a quantidade de calor sensível (H), presente em áreas bem irrigadas e com vegetação (ALLEN et al., 2002), sendo encontrados valores baixos de temperatura e valores altos de NDVI. Mas, para Bastiaassen (1995), o pixel frio também pode ser escolhido sobre um corpo d'água, neste caso, o NDVI pode ser baixo com valores negativos. Presume-se que a maior parte da energia disponível, na área representada pelo pixel, esteja sendo consumida no processo de evaporação. Por esta razão presume-se que  $H = 0$ .

Já o pixel quente deve ser selecionado em uma área de solo seco e descoberto, desconsiderando, por exemplo, áreas desérticas, estradas, telhados ou demais áreas extremamente quentes (ALLEN et al., 2002). No pixel quente, ao contrário do pixel frio, a temperatura da superfície é alta e o NDVI é baixo. Como o solo deve estar seco e descoberto, a maior parte da energia disponível à superfície é utilizada para aquecer o ar e o solo.

## 5.5 IMAGENS LANDSAT

A série Landsat teve início na segunda metade da década de 60, a partir de um projeto desenvolvido pela *Nacional Aeronautics and Space Administration* (NASA) cujo objetivo era a observação dos recursos naturais. Essa missão foi denominada *Earth Resources Technology Satellite* (ERTS) e em 1975 passou a se chamar Landsat (EMBRAPA, 2019).

O primeiro satélite, denominado ERTS- 1 ou Landsat 1 foi lançado em 1972 e desenvolvido para atuar diretamente em pesquisas sobre recursos naturais. O Landsat 5 foi lançado em 1984, mantendo-se ativo até 2011, totalizando 28 anos em operação.

O Landsat 6 foi lançado em 1993, sem conseguir atingir a órbita terrestre devido à falhas no lançamento. Anos mais tarde, em 1999, foi lançado o Landsat 7, ampliando as possibilidades de uso dos produtos Landsat.

A continuidade da série ocorreu em 2013 com o lançamento do satélite *Landsat Data Continuity Mission* (LDCM), também denominado Landsat 8 (Quadro 4). O sensor OLI tem dado continuidade aos produtos gerados anteriormente, além de incluir duas novas bandas

espectrais, uma projetada para estudos de áreas costeiras e outra para detecção de nuvens do tipo cirrus (Quadro 5) (EMBRAPA, 2019).

Quadro 4 - Características gerais dos satélites Landsat 5 e 8.

Satélite	LANDAST 5	LANDSAT 8
Instrumentos sensores	TM	OLI e TIRS
Lançamento	01/03/1984	11/02/2013
Situação atual	Inativo (22/11/2011)	Ativo
Órbita	Polar, heliossíncrona	Circular
Altitude	705 Km	705 Km
Inclinação	98,20°	98,20°
Tempo de duração da órbita	99min	99 min
Horário de passagem	9:45 AM	10:12 AM
Período de revisita	16 dias	16 dias
Tempo de vida projetado	3 anos	5 anos

Fonte: EMBRAPA (2019).

Quadro 5. Bandas espectrais, resoluções e área imageada dos satélites Landsat 5 e 8.

	Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
Landsat5	TM (Thematic Mapper)	(B1) AZUL	0,45 – 0,52 $\mu\text{m}$	30 m	16 dias	185 km	8 bits
		(B2) VERDE	0,52 – 0,60 $\mu\text{m}$				
		(B3) VERMELHO	0,63 – 0,69 $\mu\text{m}$				
		(B4) INFRAVERMELHO PRÓXIMO	0,76 – 0,90 $\mu\text{m}$				
		(B5) INFRAVERMELHO MÉDIO	1,55 – 1,75 $\mu\text{m}$	120 m			
		(B6) INFRAVERMELHO TERMAL	10,4 – 12,5 $\mu\text{m}$	30 m			
		(B7) INFRAVERMELHO MÉDIO	2,08 – 2,35 $\mu\text{m}$				
Landsat 8	OLI (Operational Land Imager)	(B1) COSTAL	0,433 – 0,453 $\mu\text{m}$	30 m	16 dias	185 km	12 bits
		(B2) AZUL	0,450 – 0,515 $\mu\text{m}$				
		(B3) VERDE	0,525 – 0,600 $\mu\text{m}$				
		(B4) VERMELHO	0,630 – 0,680 $\mu\text{m}$				
		(B5) INFRAVERMELHO PRÓXIMO	0,845 – 0,885 $\mu\text{m}$				
		(B6) INFRAVERMELHO MÉDIO	1,560 – 1,660 $\mu\text{m}$				
		(B7) INFRAVERMELHO MÉDIO	2,100 – 2,300 $\mu\text{m}$				
		(B8) PANCROMÁTICO	0,500 – 0,680 $\mu\text{m}$	15 m			
		(B9) Cirrus	1,360 – 1,390 $\mu\text{m}$	30 m			
	TIRS (Thermal Infrared Sensor)	(B10) LWIR - 1	10,30 – 11,30 $\mu\text{m}$	100 m	16 dias	12 bits	185 km
		(B11) LWIR - 2	11,50 – 12,50 $\mu\text{m}$				

Fonte: Conceição (2018).

## 6 MATERIAL E MÉTODOS

Nos tópicos a seguir estão as etapas necessárias ao pré-processamento das imagens utilizadas no modelo escolhido, com explicações detalhadas de cada uma das etapas envolvidas na utilização do algoritmo, e como foi realizada a classificação da cobertura da terra.

### 6.1 ÁREA DE ESTUDO

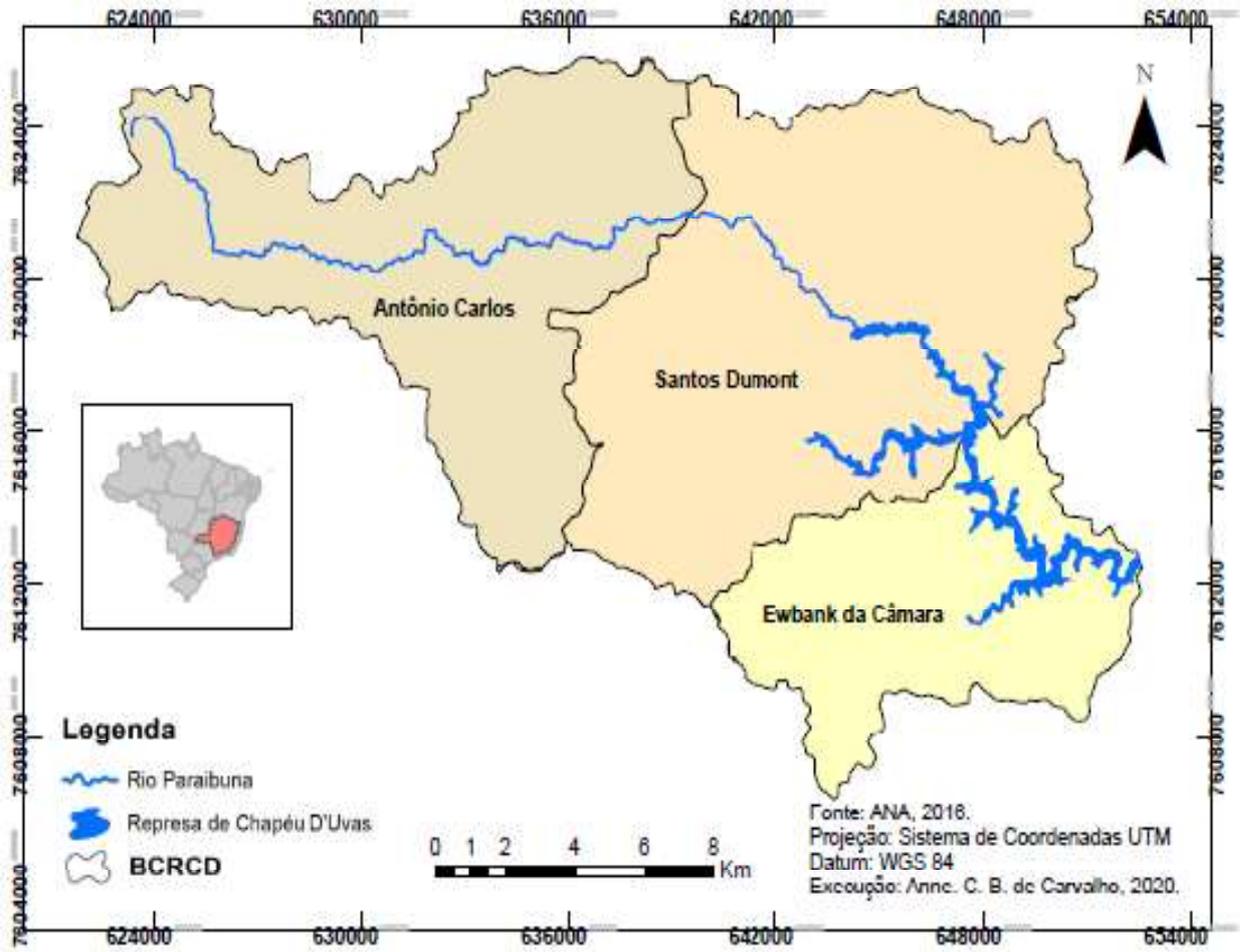
A bacia de contribuição da represa de Chapéu D'Uvas (BCRCD) localiza-se nas mesorregiões geográficas da Zona da Mata e Campo das Vertentes, no sudeste do estado de Minas Gerais, cerca de 38 km de distância da área central de Juiz de Fora, maior e mais importante núcleo urbano da região (RIBEIRO; LEAL, 2012). Apesar da represa ser um importante manancial de abastecimento para o município de Juiz de Fora, a bacia está inserida em outros três municípios mineiros: Antônio Carlos, Santos Dumont e Ewbank da Câmara (onde foi construída a barragem) (Figura 2).

De acordo com Machado (2012) tal situação política administrativa gera um conflito de interesses entre Juiz de Fora, que considera a represa como um manancial capaz de suprir a demanda por água por um longo período e os demais municípios, que enxergam na represa a possibilidade de exploração turística e a especulação imobiliária.

Segundo critérios hidrográficos a BCRCD é uma sub-bacia da bacia hidrográfica do rio Paraibuna a qual ocupa 8.558 km<sup>2</sup> do estado do Rio de Janeiro, e outros 7.222 km<sup>2</sup> do estado de Minas Gerais. A bacia do rio Paraibuna, por sua vez, está inserida na bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, a qual se estende por 55.500 km<sup>2</sup> contemplando os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo. A área da BCRCD é de 312,88 km<sup>2</sup> (OLIVEIRA, 2018).

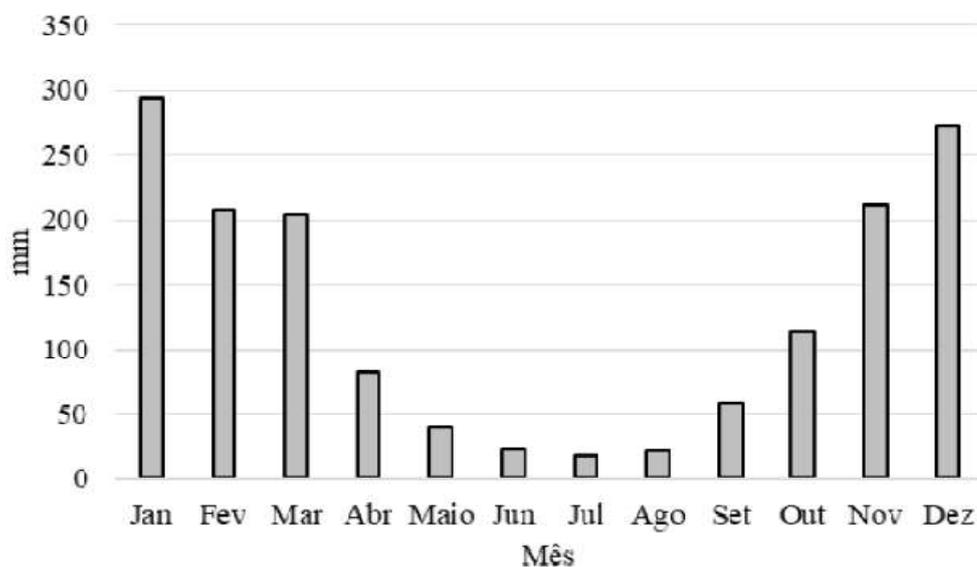
Conforme a classificação climática de Koppen, o clima da área de estudo pode ser enquadrado na classe C, com tipo e variedade de clima (Cwa), ou seja, clima mesotérmico, com verões quentes e chuvosos. Apresenta duas estações bem definidas: uma que vai de outubro a abril, com temperaturas médias elevadas com maiores precipitações pluviométricas, e a outra que vai de maio a setembro, mais fria e com menor ocorrência de chuvas (RIBEIRO; LEAL, 2012) (Figura 3).

Figura 2. Localização da Bacia de Contribuição da Represa de Chapéu D'Uvas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

Figura 3 - Distribuição média mensal de chuva na represa de Chapéu D’Uvas (1950 – 2016).



Fonte: Oliveira (2018).

## 6.2 IMAGENS DE SATÉLITE E PRÉ-PROCESSAMENTO

Para a realização dessa pesquisa foram utilizadas 19 imagens do satélite Landsat 5 TM e 6 imagens do satélite Landsat 8 OLI/TIRS, todas em condições de céu claro com ausência de nuvens, pertencentes a órbita/ponto 217/75 e disponíveis na base de dados do *U.S Geological Survey*, Serviço Geológico dos Estados Unidos, no *EARTH EXPLORER* (2016).

As imagens de satélite selecionadas para o estudo comparativo do balanço de energia e do cálculo da evapotranspiração foram obtidas entre os meses de junho a outubro dos anos de 1985 a 2016 (Tabela 1). Devido à dificuldade em obter imagens com ausência de nuvens, mesmo no período considerado mais seco, utilizou-se apenas uma imagem em cada ano.

Tabela 1- Datas das imagens selecionadas para o cálculo do balanço de energia da superfície.

Satélite/Sensor	Data de imageamento
Landsat 5 -TM	04/07/1985
Landsat 5 -TM	27/08/1987
Landsat 5 -TM	06/08/1991
Landsat 5 -TM	29/07/1994
Landsat 5 -TM	08/07/1998
Landsat 5 -TM	27/06/2000
Landsat 5 -TM	04/10/2001
Landsat 5 -TM	06/07/2003
Landsat 5 -TM	10/09/2004
Landsat 5 -TM	28/08/2005
Landsat 5 -TM	16/09/2006
Landsat 5 -TM	02/08/2007
Landsat 5 -TM	05/09/2008
Landsat 5 -TM	26/08/2010
Landsat 5 -TM	13/08/2011
Landsat 8 - OLI/TIRS	02/08/2013
Landsat 8 - OLI/TIRS	24/08/2015
Landsat 8 - OLI/TIRS	25/07/2016

Fonte: Elaborado pelo autor (2018).

Posteriormente, as imagens foram exportadas para o programa computacional *ERDAS IMAGINE 2013*. As bandas de cada imagem foram empilhadas por meio da ferramenta *Layer Stack* e reprojctadas, na ferramenta *Reproject*, para o hemisfério sul utilizando-se um sistema de coordenadas comum (WGS\_1984\_UTM\_Fuso\_23S).

Antes da aplicação do algoritmo foi necessário realizar a correção geométrica para todas as imagens Landsat 5. As imagens dos satélites mais recentes, da série Landsat 8, dispensam a correção porque essa já foi executada pela USGS/NASA, de modo que as imagens já são disponibilizadas ortorretificadas (DUARTE et al., 2015). Para a correção geométrica foi imprescindível adquirir, primeiramente, uma imagem previamente registrada, também chamada imagem de referência. A imagem foi adquirida da base de dados do *Global Land Cover Facility* (2017).

No programa *ERDAS IMAGINE 2013* as bandas de cada imagem registrada também foram empilhadas por meio da ferramenta *Layer Stack* e reprojctadas, na ferramenta *Reproject*. Após essa etapa cada imagem Landsat 5 foi adicionada com a imagem registrada, na ferramenta *Control Points*, para iniciar o processo de correção geométrica. Foram

escolhidos 30 pontos de controle nas imagens. Esse número de 30 pontos é o adotado como padrão mínimo para obter maior estabilidade estatística na validação da correção geométrica (SILVA et al., 2012; DUARTE et al., 2015).

Para facilitar o processamento do algoritmo as imagens resultantes foram recortadas através das ferramentas *Inquire Box* e *Subset & Chip*. Todas as equações foram implementadas com auxílio da ferramenta *Model Maker*.

### 6.3 DADOS METEOROLÓGICOS

Os dados meteorológicos dos anos de 1985 a 2016, incluindo temperatura, insolação, umidade relativa e velocidade do vento, foram obtidos por meio do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Foram utilizados dados da estação meteorológica de Juiz de Fora - MG (21°76'S e 43°35'W), localizada a 940 metros de altitude (INMET, 2019). A estação está inserida dentro do limite de até 50km de distância do local de estudo, conforme recomendado em Allen et al. (2002).

Apesar de haver uma preferência pela utilização de dados horários (ALLEN et al., 2002), devido a escassez, esses foram substituídos por médias diárias.

### 6.4 CLASSIFICAÇÃO DA COBERTURA DA TERRA

Os mapas de cobertura da terra foram obtidos através do Projeto MapBiomias (MAPBIOMAS, 2018). Os mapas anuais de uso e cobertura da terra do MapBiomias foram produzidos a partir da classificação pixel a pixel de imagens de satélite Landsat. Todo o processo foi executado com a utilização de algoritmos através da plataforma *Google Earth Engine*. Para facilitar a parametrização dos algoritmos e a organização das etapas de processamento foram utilizadas cartas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

A análise de precisão é a principal maneira de avaliar a qualidade do mapeamento realizado por esse projeto, pois além de indicar a precisão geral da classificação, a análise revela também a taxa de erros de cada classe estabelecida. O MapBiomias avaliou a precisão de classificação global e por cada classe para cada ano entre 2000 e 2016, usando como base uma amostra de pixels chamada de banco de dados de referência sendo estatisticamente pré-determinada (MAPBIOMAS, 2018). A avaliação é executada por três técnicos treinados em

interpretação visual de imagens Landsat, sendo considerada válida apenas quando dois ou três desses técnicos concordam com a classificação observada nos pixels. O percentual de erro tem sido, em média, de 5% para cada classe mapeada (MAPBIOMAS, 2018).

Após a aquisição, as imagens foram exportadas para o programa computacional ArcMap 10.2.2 para a extração das classes presentes na área de estudo. Neste processo foram usadas as ferramentas *Project Raster*, *Reclassify*, *Extract by Mask*, *Raster to Polygon* e *Dissolve*, respectivamente.

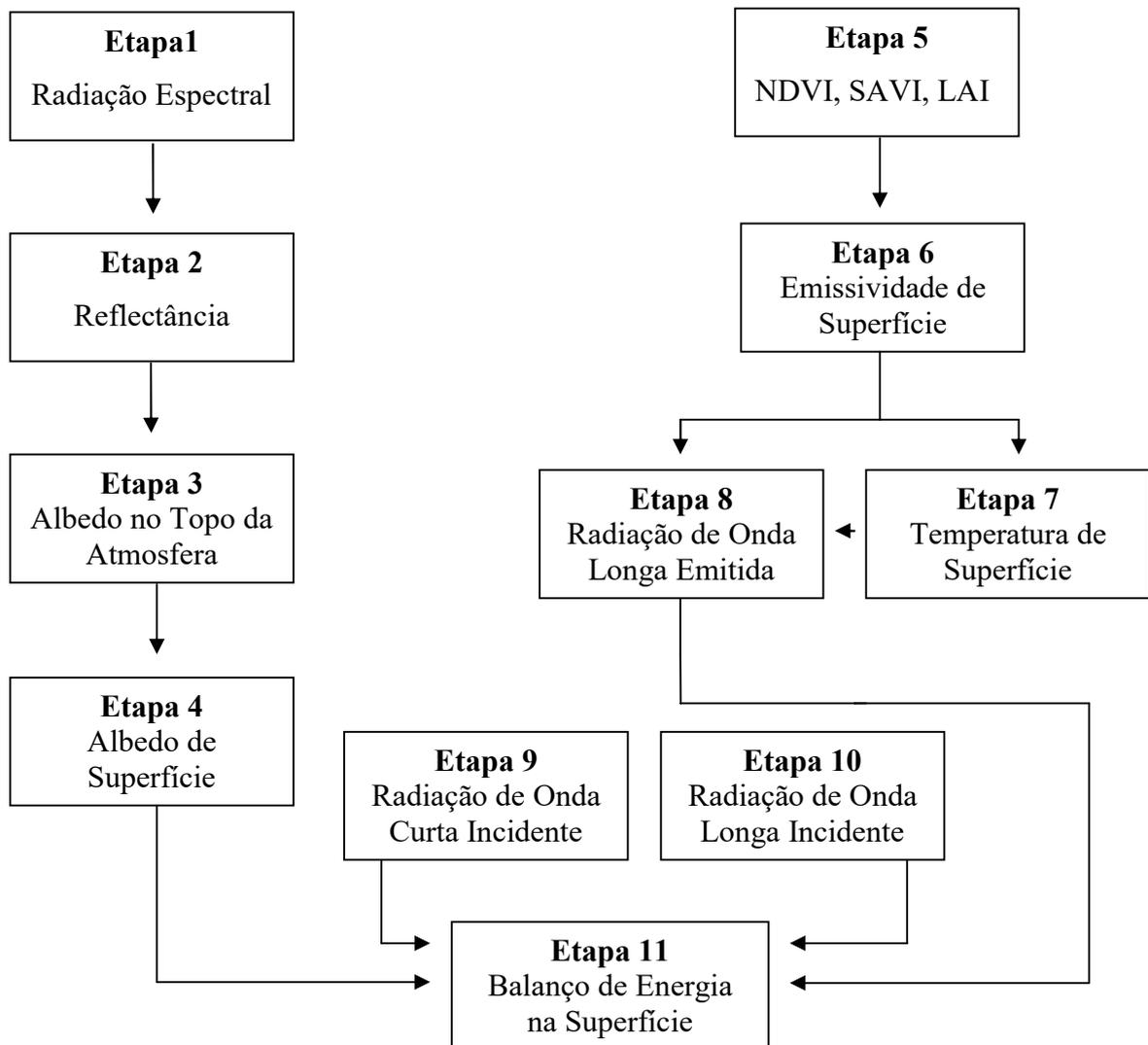
## 6.5 BALANÇO DE ENERGIA DA SUPERFÍCIE POR MEIO DO SEBAL

Após as etapas de aquisição e pré-processamento das imagens, o algoritmo SEBAL foi utilizado para a realização dos cálculos do balanço de energia: saldo de radiação, fluxo de calor no solo, calor sensível e calor latente. Todas as etapas foram realizadas no programa *ERDAS IMAGINE* por meio da ferramenta *Model Maker*.

### 6.5.1 Saldo de radiação ( $R_n$ )

A sequência de etapas para a parte inicial está sintetizada na figura 4.

Figura 4 - Fluxograma das etapas de processamento para o cálculo do Saldo de Radiação (Rn).



Fonte: adaptado de Furlan (2013).

#### Etapa 1 - Calibração Radiométrica

A calibração radiométrica é constituída pelo cálculo da radiância espectral de cada banda ( $\lambda_i L$ ), ou seja, quando o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral. Porém, os cálculos são diferentes para as imagens Landsat 5 e 8. Nas imagens Landsat 5 foi utilizada a metodologia proposta por Markham; Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (2)$$

Onde:

a e b: radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $W/m^2 sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) ( Tabela 2);

ND: número digital (0 a 255);

I: bandas do satélite.

Tabela 2 - Radiâncias espectrais a (Lmin), b (Lmax) do Landsat 5.

Bandas Landsat 5	Faixa espectral ( $\mu m$ )	01/03/1984 até 04/05/2003		05/05/2003 até 01/04/2007		Após 02/04/2007	
		a L(min)	b L(max)	a L(min)	b L(max)	a L(min)	b L(max)
1 (azul)	0,45 - 0,52	-1,52	152,1	-1,52	193	-1,52	169
2 (verde)	0,52 - 0,60	-2,84	296,81	-2,84	365	-2,84	333
3 (vermelho)	0,63 - 0,69	-1,17	204,3	-1,17	264	-1,17	264
4 (IV- próximo)	0,76 - 0,90	-1,51	206,2	-1,51	221	-1,51	221
5 (IV - médio)	1,55 - 1,75	-0,37	27,19	-0,37	30,2	-0,37	30,2
6 (IV- termal)	10,4 - 12,5	1,2378	15,303	1,2378	15,303	1,2378	15,303
7 (IV-médio)	2,10 - 2,35	-0,15	14,38	-0,15	16,5	-0,15	16,5

Fonte: Chander (2007), Chander et al. (2009).

A calibração radiométrica para as imagens do Landsat 8 foi realizada de acordo com especificações disponibilizadas em *Landsat 8 data user handbook* – USGS (2016).

$$L\lambda = ML * Q_{cal} + AL \quad (3)$$

Onde:

$L\lambda$ : radiância espectral ( $W/(m^2 * sr * \mu m)$ );

ML: fator multiplicativo de redimensionamento de cada banda (*Radiance\_mult\_band\_n* dos metadados das imagens);

$Q_{cal}$ : valor calibrado do pixel em número digital;

AL: fator de redimensionamento aditivo específico de cada banda (*Radiance\_add\_band\_n* dos metadados das imagens).

## Etapa 2 – Reflectância

O cálculo da reflectância monocromática de cada banda  $\rho_{\lambda i}$ , definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, foi obtida segundo a equação (ALLEN et al., 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (4)$$

Onde:

$L_{\lambda i}$ : radiância espectral de cada banda;

$k_{\lambda i}$ : irradiância solar espectral no topo da atmosfera referente a cada banda (Tabela 3);

Z: ângulo zenital solar;

$d_r$ : razão entre a distância média Terra-Sol (em unidades astronômicas – UA).

Os valores de Z e  $d_r$  foram extraídos dos metadados das imagens.

Tabela 3 - Irradiância espectral no topo da atmosfera para cada banda do satélite Landsat 5.

Faixa espectral ( $\mu\text{m}$ )	Irradiância espectral no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )
0,45 - 0,52	1.944
0,52 - 0,60	1.759
0,63 - 0,69	1.490
0,76 - 0,90	1.033
1,55 - 1,75	209,6
10,4 - 12,5	....
2,10 - 2,35	82,24

Fonte: USGS (2017).

O parâmetro  $d_r$  é determinado, segundo Tasumi (2003), pela equação:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\text{DJ} \frac{2\pi}{365}\right) \quad (5)$$

Onde:

DJ: corresponde ao dia do ano, estando o cosseno em radianos.

A reflectância para as imagens Landsat 8 foram realizadas de acordo com a equação disponibilizada *Landsat 8 data user handbook* – USGS (2016).

$$\rho_{\lambda'} = M\rho * Q_{cal} + A\rho \quad (6)$$

Onde:

$\rho_{\lambda'}$ : reflectância sem o ângulo de correção solar (adimensional);

$M\rho$ : fator de escala multiplicativo de reflectância para cada banda (*Reflectance\_mult\_band\_n* dos metadados das imagens);

$A\rho$ : fator de escala aditivo de reflectância para cada banda (*Reflectance\_add\_band\_n* dos metadados das imagens);

$Q_{cal}$ : valor calibrado do pixel em número digital.

### Etapa 3 – Albedo Planetário

O albedo planetário refere-se ao albedo não ajustado à transmissividade atmosférica e foi obtido por meio da combinação linear das refletâncias planetárias conforme apresentado por SILVA et al. (2005):

$$\alpha_{toa} = \sum(\rho_{\lambda_i} \omega_{\lambda_i}) \quad (7)$$

Onde:

$\rho_{\lambda_i}$ : refletância planetária;

$\omega_{\lambda_i}$ : coeficiente de cada banda.

Os coeficientes para as bandas do Landsat 5, de acordo com Silva (2005), são:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7$$

Os coeficientes para as bandas do Landsat 8, de acordo com Ke et al. (2016), são:

$$\alpha_{toa} = 0,130\rho_1 + 0,115\rho_2 + 0,143\rho_3 + 0,180\rho_4 + 0,281\rho_5 + 0,108\rho_6 + 0,042\rho_7$$

#### Etapa 4 – Albedo de Superfície ou Albedo Corrigido

O albedo de superfície corresponde à parte da radiação incidente refletida por uma superfície, podendo variar em função da natureza da superfície e com a elevação solar (SOUZA, 2014). Nesta etapa ou cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos  $\alpha$  foi obtido pela equação proposta por Silva (2005):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (8)$$

Onde:

$\alpha_{toa}$ : albedo planetário;

$\alpha_p$ : radiação solar refletida pela atmosfera. Este valor varia entre 0,025 e 0,04.

Porém, no modelo SEBAL, recomenda-se o uso do valor de 0,03, conforme Bastiaanssen (2000);

$\tau_{sw}$ : transmissividade atmosférica.

Segundo Allen et al. (2002), em condições de céu claro, a transmissividade é obtida por meio da equação:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (9)$$

Onde:

$z$  é altitude de cada pixel (m), sendo utilizado o modelo digital de elevação (MDE) do SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) com 30 metros de resolução.

#### Etapa 5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI) é um indicador do estado e da quantidade da vegetação. Seus valores variam de -1 a +1. Para superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 a 1, já para água e

nuvens o NDVI é menor que zero. O valor do NDVI foi obtido por meio da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo e do vermelho e pela soma das mesmas (ALLEN et al., 2002):

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (10)$$

Onde:

$\rho_{IV}$ : refletância na banda do infravermelho próximo;

$\rho_V$ : refletância na banda do vermelho.

O índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI) é um índice desenvolvido para amenizar os efeitos do solo, sendo utilizada a equação proposta por Huete (1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L) \times (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (11)$$

Onde:

L: pode variar de acordo com as condições da paisagem, sendo recomendado o uso de 0,25 (para vegetação densa), 0,5 (para vegetação intermediária) e 1 (para pouca vegetação). Na área de estudo foi utilizado o valor 0,5 por ser o mais frequente na literatura (SILVA, 2005);

$\rho_{IV}$ : refletância na banda do infravermelho próximo;

$\rho_V$ : refletância na banda do vermelho.

O índice de área foliar (IAF) é um indicador de biomassa de cada pixel da imagem, sendo definido como a relação entre a área de folhas da vegetação e a superfície de solo que elas cobrem e calculado pela equação obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (12)$$

Onde:

SAVI: índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo e já obtido anteriormente.

#### Etapa 6 – Emissividade

O cálculo da emissividade serve para identificar a capacidade de um corpo em emitir energia, sendo utilizado, posteriormente, para obter a temperatura de superfície. As emissividades podem ser obtidas pelas equações:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (13)$$

$$\varepsilon_O = 0,95 + 0,01IAF \quad (14)$$

Onde:

IAF: índice de área foliar e já obtido anteriormente.

Pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_O = 0,98$  e para pixels com  $NDVI < 0$  tem-se  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_O = 0,985$ , conforme Allen et al. (2002).

Nas imagens Landsat 8 o cálculo da emissividade é realizado de acordo com a equação proposta em Avdan; Jovanovska (2016):

$$\varepsilon_{\lambda} = \varepsilon_{v\lambda}P_v + \varepsilon_{s\lambda}(1 - P_v) + C_{\lambda} \quad (15)$$

Onde:

$\varepsilon_v$  e  $\varepsilon_s$ : são emissividades da vegetação e do solo, respectivamente;

C: rugosidade da superfície, sendo adotado o valor constante de 0,005;

$P_v$ : proporção da vegetação.

Quando o NDVI for menor que zero e a superfície for classificada como água, é atribuído um valor de 0,091 à emissividade. Para valores de NDVI entre 0 e 0,2, considera-se que a superfície apresenta exposição do solo, adota-se emissividade de 0,096. E por último, quando os valores de NDVI forem maiores que 0,5, a superfície for coberta por vegetação, atribui-se o valor de 0,973 à emissividade.

A proporção da vegetação é estimada com base nos valores de NDVI observados para vegetação e solo exposto. Sendo adotado o valor de 0,5 para a vegetação e 0,2 quando há exposição do solo, conforme equação a seguir:

$$P_v = \left( \frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2 \quad (16)$$

#### Etapa 7 – Temperatura da Superfície

A temperatura da superfície foi obtida baseada na equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (17)$$

Onde:

$L_\lambda$ : radiância espectral da banda termal;

$\varepsilon_{NB}$ : emissividade;

$K_1$  e  $K_2$ : constantes de calibração.

As constantes de calibração para Landsat 5/TM (banda 6) são:

$K_1$ : 607,8 W/m<sup>2</sup>/sr/μm;

$K_2$ : 1260,56 W/m<sup>2</sup>/sr/μm.

As constantes de calibração para Landsat 8/TIRS (banda 10) são:

$K_1$ : 774,89 W/m<sup>2</sup>/sr/μm;

$K_2$ : 1321,08 W/m<sup>2</sup>/sr/μm.

O cálculo da temperatura para o Landsat 8 foi obtido pela equação proposta em Avdan; Jovanovska (2016):

$$T_s = \frac{BT}{\left\{ 1 + \left[ \left( \frac{\lambda BT}{\rho} \right) \ln \varepsilon_\lambda \right] \right\}} \quad (18)$$

Onde:

BT: temperatura de brilho (°C);

$\lambda$ : comprimento de onda da radiação emitida, sendo  $\lambda = 10,895$ ;

$\varepsilon_\lambda$ : emissividade, já calculada anteriormente;

$\rho$ : é uma constante ( $1,438 * 10^{-2}$  mK).

Antes de calcular a temperatura da superfície para o Landsat 8 é preciso calcular a temperatura de brilho, segundo a equação seguinte (AVDAN; JOVANOVSKA, 2016):

$$BT = \frac{K_2}{\ln\left[\left(\frac{K_1}{L_\lambda}\right) + 1\right]} - 273,15 \quad (19)$$

Onde:

$K_1$  e  $K_2$ : são constantes de calibração;

$L_\lambda$ : radiância.

Nesse estudo foi utilizada a banda 10 do sensor OLI/TIRS para estimar a temperatura de brilho, pois de acordo com Avdan; Jovanovska (2016), a banda 11 apresenta maiores incertezas quanto à calibração.

#### Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida pela Superfície

Para obter o saldo de radiação de onda longa emitida pela superfície foi utilizada a equação de Stefan-Boltzman

:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (20)$$

Onde:

$\varepsilon_0$ : emissividade de cada pixel;

$\sigma$ : constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67.10^{-8} Wm^{-2} K^{-4}$ );

$T_s$ : temperatura da superfície (K).

#### Etapa 9 – Radiação de Onda Longa Descendente Emitida pela Atmosfera

A radiação de onda longa descendente emitida pela atmosfera na direção da superfície foi calculada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (21)$$

Onde:

$\varepsilon_a$ : emissividade atmosférica (adimensional);

$\sigma$  : constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67.10^{-8} Wm^{-2} K^{-4}$ );

$T_a$ : temperatura do ar (K).

O valor de  $\varepsilon_a$  foi obtido por meio da equação desenvolvida por Bastiaanssen (1995):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (22)$$

Onde:

$\tau_{sw}$ : transmissividade atmosférica.

Foi utilizada a média da temperatura do ar em (Celsius) observada por meio de dados de estação meteorológica e convertida em (kelvin) para ser utilizada nos cálculos.

#### Etapa 10 – Radiação de Onda Curta Descendente Emitida pela Atmosfera

A radiação de onda curta emitida pela atmosfera representa o fluxo de radiação solar global direta e difusa que atinge a superfície terrestre. A estimativa foi obtida pela equação proposta por Allen et al. (2002):

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (23)$$

Onde:

S: constante solar ( $1.367 W/m^2$ );

Z: ângulo zenital solar, obtido dos metadados de cada cena;

$d_r$ : inverso do quadrado da distância relativa Terra - Sol;

$\tau_{sw}$ : transmissividade atmosférica.

## Etapa 11 – Saldo de Radiação à Superfície

O saldo de radiação à superfície é calculado com base no albedo de superfície, radiação de onda longa e curta, emissividade e temperatura de superfície.

$$Rn = R_{s\downarrow} + \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (24)$$

Onde:

$R_{s\downarrow}$ : radiação de onda curta descendente;

$\alpha$ : albedo corrigido;

$R_{L\downarrow}$ : radiação de onda longa emitida pela atmosfera;

$R_{L\uparrow}$ : radiação de onda longa emitida pela superfície;

$\varepsilon_o$ : emissividade.

### 6.5.2 Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo foi obtido por meio da equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2) (1 - 0,98 \text{ NDVI}^4) \right] Rn \quad (25)$$

Onde:

$T_s$ : temperatura de superfície;

$\alpha$ : albedo de superfície;

NDVI: índice de vegetação da diferença normalizada;

$Rn$ : saldo de radiação.

### 6.5.3 Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo de calor sensível (H) é calculado baseado na velocidade do vento e na temperatura de superfície utilizando a equação formulada por Bastiaanssen (1998):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (26)$$

Onde:

$\rho$ : densidade do ar ( $1,225 \text{ Kg m}^{-3}$ );

$c_p$ : calor específico do ar ( $1,004 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$ );

a e b: constantes de calibração da diferença de temperatura;

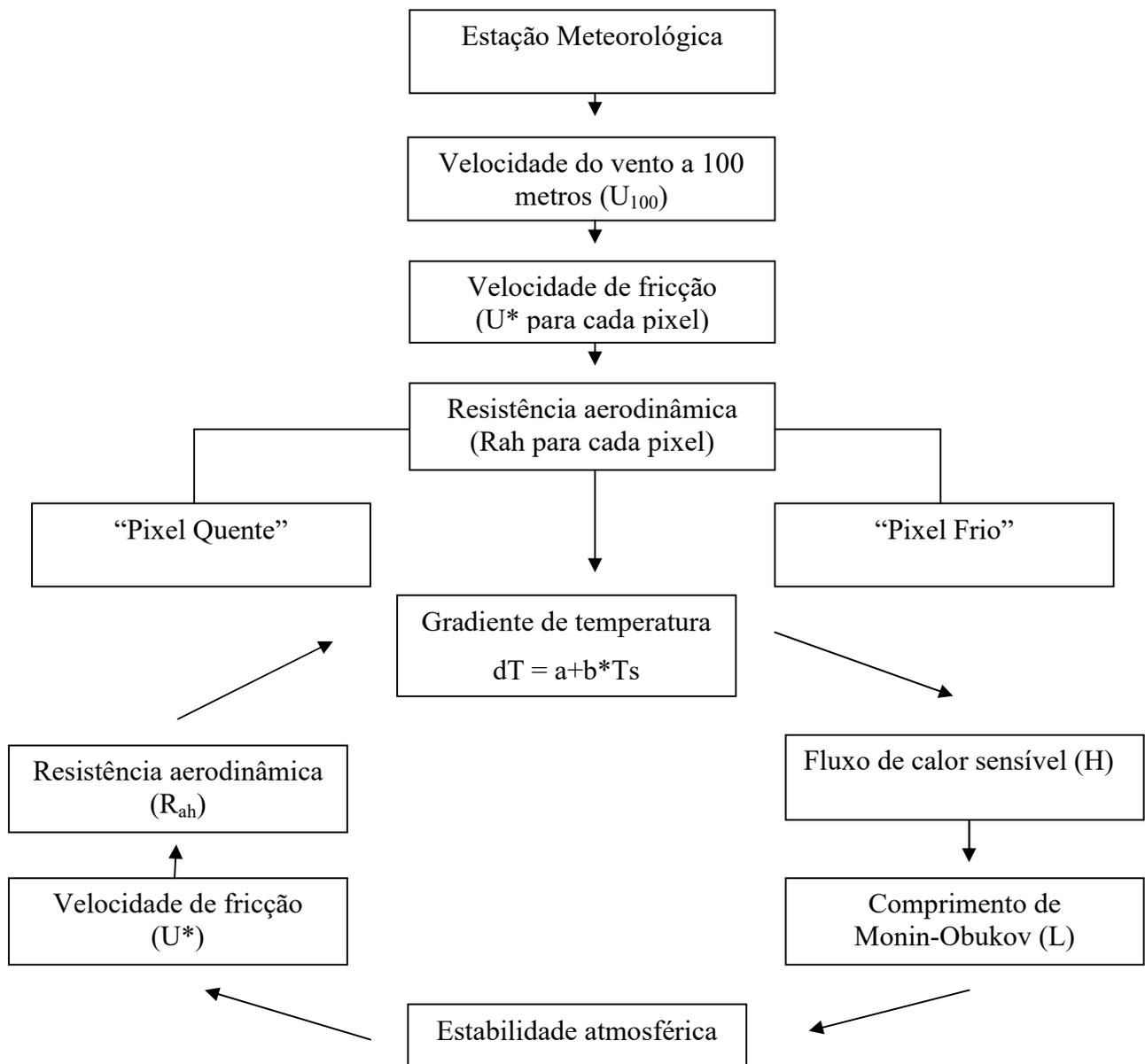
$T_s$ : temperatura de superfície (K);

$r_{ah}$ : resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{sm}^{-1}$ ).

As constantes de calibração da diferença de temperatura (a e b) é obtida a partir da escolha dos pixels “âncoras” e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ).

Os processos de iteração para o cálculo do fluxo de calor sensível (H) seguem as etapas do fluxograma da figura 5.

Figura 5 - Fluxograma das etapas para o cálculo do fluxo de calor sensível (H).



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

A primeira etapa consiste em obter o coeficiente de rugosidade ( $Z_{om}$ ). Como a área de estudo é heterogênea, por apresentar diferentes coberturas da terra, optou-se por calcular o coeficiente de rugosidade ( $Z_{om}$ ) a partir do NDVI conforme equação descrita por Bastiaanssen (1995):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \text{SAVI}) \quad (27)$$

Em seguida é calculada a velocidade de fricção ( $u_x$ ) sem considerar as condições de estabilidade da atmosfera:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (28)$$

Onde:

K: constante de Von Karman (0,41);

$U_x$ : velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) na altura ( $z_x$ ) a 2m;

$Z_{0m}$ : coeficiente de rugosidade (m).

Após obter os valores de  $z_{0m}$  e  $u_x$  a próxima etapa foi estimar a velocidade do vento a 100m ( $u_{100}$ ), denominado *blending height*, onde são desprezados os efeitos de rugosidade da superfície:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (29)$$

Onde:

$u_*$ : velocidade de fricção;

$z_{0m}$ : coeficiente de rugosidade (m);

K: constante de von Karman (0,41).

Considerando que  $u_{100}$  é constante em toda a cena foi obtida a velocidade de fricção  $u_*$  para cada imagem:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (30)$$

Onde:

$u_{100}$ : velocidade do vento a 100m;

$Z_{om}$ : coeficiente de rugosidade (m).

Posteriormente, procedeu-se a escolha dos pixels “âncoras” (quente e frio) para fixar as condições limites para o balanço de energia. Na área de estudo, o pixel frio foi selecionado na área do reservatório. Nas imagens anteriores a construção da represa, a escolha foi feita em outras superfícies que também continham água. E o pixel quente, em áreas de solo exposto.

Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes é considerada, efetivamente, a condição de estabilidade atmosférica e área representada por cada pixel da imagem. Dessa forma, devido aos fatores que envolvem aquecimento da superfície e fluxos de turbulência afetarem as condições atmosféricas, aplica-se a teoria da similaridade de Monin - Obukhov.

A atmosfera, em algum momento, pode apresentar as seguintes condições de estabilidade: instável, neutro e estável. Para tanto, foi aplicada a equação do comprimento de Monin - Obukhov, L (m), como indicador, sendo  $L < 0$  (condição de instabilidade);  $L > 0$  (condição de estabilidade) e  $L = 0$  (condição de neutralidade) (Bastiaanssen, 2000):

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (31)$$

Onde:

$\rho$ : densidade do ar ( $1,15 \text{ Kgm}^{-3}$ );

$c_p$ : o calor específico do ar ( $1.004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ );

$u_*$ : velocidade de fricção de cada pixel da imagem ( $\text{ms}^{-1}$ );

$T_s$ : temperatura da superfície (k);

$g$ : constante gravitacional ( $9,81 \text{ ms}^{-2}$ );

$H$ : fluxo de calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ).

Os valores da correção atmosférica para o transporte de momentum e de calor ( $\psi_m$  e  $\psi_h$ ) foram calculados usando as equações desenvolvidas por Paulson (1970) e Webb (1970), citados por Bastiaanssen (2002):

Se  $L < 0$ ; condição instável:

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(100m)}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(100m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (32)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (33)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (34)$$

Onde:

$$x_{(100m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (35)$$

$$x_{(2m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (36)$$

$$x_{(0,1m)} = \left( 1 - 16 \times \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (37)$$

Se  $L > 0$ ; condição estável:

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left( \frac{100}{L} \right) \quad (38)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left( \frac{2}{L} \right) \quad (39)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right) \quad (40)$$

Se  $L = 0$ ; condição neutra:  $\psi_m$  e  $\psi_h = 0$ .

Desta maneira, o valor corrigido para a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) e para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ), de acordo com Bastiaanssen (2002), foi dado pelas expressões:

$$u_* = \frac{u_{100} k}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (41)$$

Onde:

$u_{100}$ : velocidade do vento à 100 m de altura ( $\text{ms}^{-1}$ );

$k$ : constante de von Karman (0,41);

$Z_{om}$ : comprimento da rugosidade de cada pixel (m);

$\psi_m(100\text{m})$ : correção da estabilidade para o transporte do momentum à 100 m.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (42)$$

Onde:

$Z_2 = 2$  m;

$Z_1 = 0,1$  m;

$\psi_h(z_2)$  e  $\psi_h(z_1)$ : correções da estabilidade para o transporte de calor à 2 m e 0,1 m, respectivamente.

Depois de obtidos os valores desses parâmetros, retornou-se ao cálculo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até ser obtido estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) para o pixel quente.

#### 6.5.4 Fluxo de calor latente (LE)

Fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) foi obtido através da diferença entre o saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e fluxo de calor sensível ( $H$ ) conforme a equação:

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (43)$$

#### 6.5.5 Evapotranspiração real diária (ET)

A evapotranspiração real diária foi obtida por meio de equações sugeridas por Ayenew (2003). O primeiro processamento foi o balanço diário de radiação de onda longa ( $L_{diário\downarrow}$ ):

$$L_{diário\downarrow} = \sigma(0,34 - 0,14e_a^{0,5}) * T_a^4 \quad (44)$$

Onde:

$e_a$ : pressão atual de vapor (mbar);

$T_a$ : temperatura do ar diária (K).

Em seguida foi estimado o saldo de radiação integrado em 24 horas conforme a equação:

$$R_{n\text{diário}} = (1 - \alpha) * K_{diário\downarrow} + L_{diário\downarrow} \quad (45)$$

Onde:

$K_{diário\downarrow}$ : radiação solar global diária ( $W/m^2$ );

$L_{diário\downarrow}$ : balanço diário da radiação de onda longa.

Após esse processo, obteve-se a fração evaporativa (Fe) e a evapotranspiração real (ET), descrita por Bastiaanssen (1998), por meio das equações:

$$Fe = \frac{\lambda ET}{Rn - G} \quad (46)$$

Onde:

$\lambda ET$ : lambda;

Rn: saldo de radiação;

G: fluxo de calor no solo.

$$ET_{24h} = \frac{Fe Rn_{24}}{28} \quad (47)$$

Onde:

Fe: fração evaporativa;

$Rn_{24}$ : saldo de radiação integrado em 24h;

28: constante de transformação de  $W/m^2$  para mm/dia.

## 7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Em resultados e discussão são apresentadas e discutidas as áreas das principais classes de cobertura da terra presentes na bacia, além das transformações ocorridas nestas coberturas ao longo do período estudado. Também são apresentados e discutidos os componentes do balanço de energia para cada classe de cobertura da terra.

### 7.1 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E MUDANÇA TEMPORAL NOS DIFERENTES TIPOS DE COBERTURA DA TERRA NA BCRCO ENTRE 1985 E 2016

A BCRCO possui área total de 31.257,34 hectares, dividida em 8 classes principais de cobertura da terra: formação florestal, floresta plantada, formação campestre, pastagem, mosaico de agricultura e pastagem, infraestrutura urbana, outra área não vegetada e corpo hídrico (Tabela 4).

A classe formação florestal é composta por floresta ombrófila densa, aberta e mista, formação estacional semi-decidual, floresta estacional decidual e formação pioneira arbórea.

A classe floresta plantada é basicamente composta por espécies arbóreas plantadas para fins comerciais, sendo o eucalipto a cultura predominante. Embora, Oliveira (2018) tenha observado em algumas áreas o consórcio de pastagens e pinus.

A classe formação campestre ou campo corresponde a áreas com cobertura vegetal de espécies arbustivas e herbáceas.

A classe pastagem é formada por pastagem, naturais ou plantadas, vinculadas a atividade agropecuária.

A classe mosaico de agricultura e pastagem é ocupada por áreas de uso agropecuário onde não é possível distinguir entre pastagem e agricultura.

A classe infraestrutura urbana é composta por áreas urbanizadas com predomínio de superfícies não vegetadas, incluindo estradas, vias e construções.

A classe outra área não vegetada são áreas impermeáveis não mapeada em outras classes. Podem compor infraestrutura ou expansão urbana.

E a classe corpo hídrico abrange represas, reservatórios, rios, lagos ou qualquer outra superfície aquática.

A partir dos mapas temáticos (Figura 6) foi possível observar que a pastagem é a classe predominante na BCRC, seguida das classes formação florestal e mosaico de agricultura e pastagem.

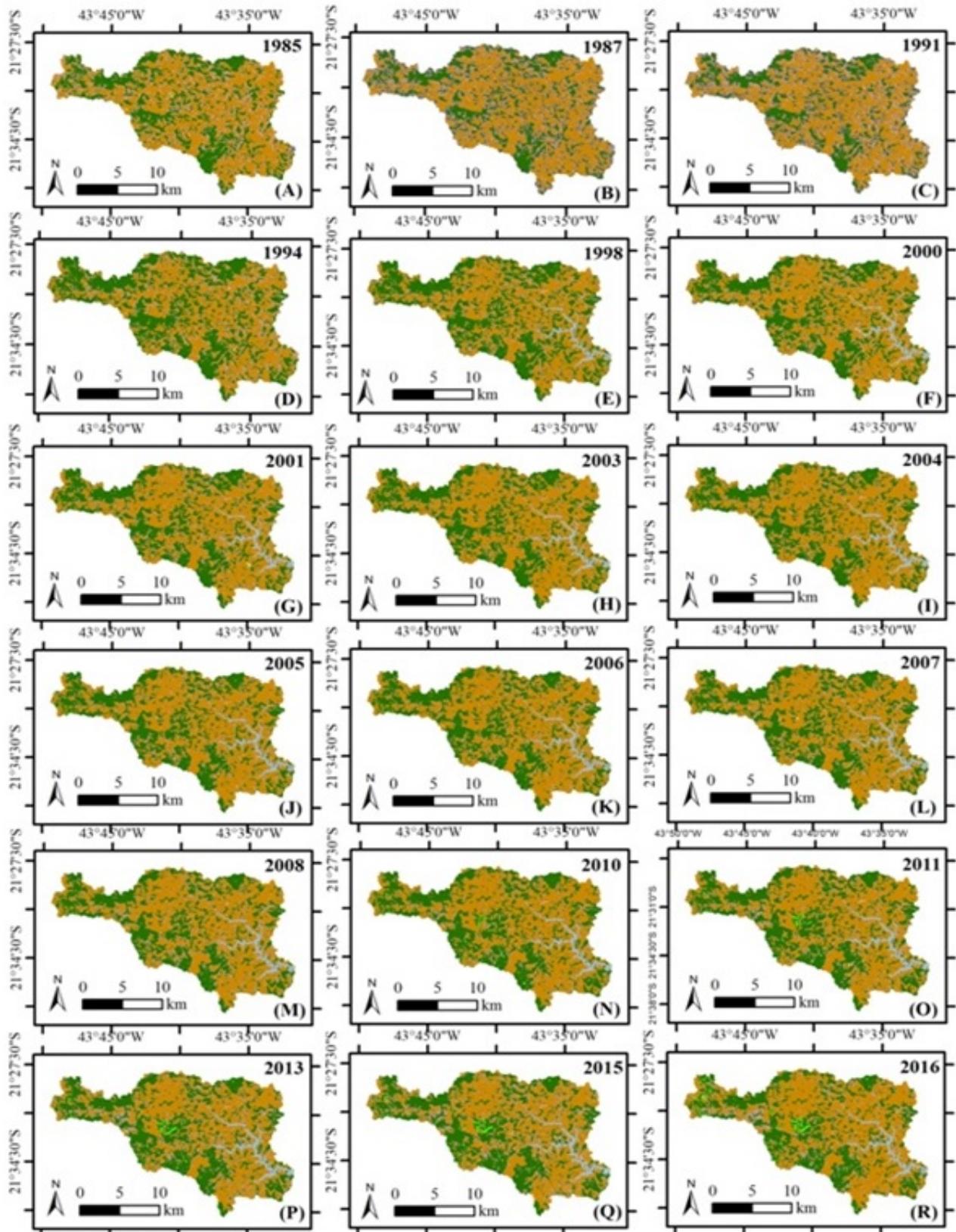
Tabela 4 - Área (ha) e porcentagem das áreas das classes da BCRCO.

Anos	Classes															
	Formação Florestal		Floresta Plantada		Formação Campestre		Pastagem		Mosaico de Agricultura e Pastagem		Infraestrutura Urbana		Outra Área não vegetada		Corpo Hídrico	
	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%	Área(ha)	%
1985	10.556,39	33,77	.....		44,95	0,14	14.318,54	45,80	6.311,19	20,19	6,33	0,02	20,05	0,06	.....	
1987	12.489,02	39,95	.....		5,10	0,01	14.405,90	46,08	4.339,53	13,88	1,75	0,00	17,15	0,05	.....	
1991	11.596,82	37,10	.....		46,62	0,14	14.262,06	45,62	5.335,94	17,07	0,79	0,00	15,21	0,04	.....	
1994	12.966,70	41,48	.....		18,47	0,05	13.339,08	42,67	4.912,89	15,71	14,33	0,04	5,98	0,01	.....	
1998	12.534,76	40,10	.....		20,49	0,06	14.112,78	45,15	3.982,08	12,73	7,74	0,02	7,74	0,02	591,86	1,89
2000	11.129,08	35,60	.....		101,87	0,32	15.303,99	48,96	4.150,28	13,27	1,05	0,00	29,11	0,09	542,07	1,73
2001	11.082,89	35,45	5,63	0,01	52,69	0,16	15.685,25	50,18	3.878,01	12,40	4,66	0,01	38,00	0,12	510,31	1,63
2003	11.212,30	35,87	15,65	0,05	22,16	0,07	16.490,98	52,75	2.859,66	9,14	1,05	0,00	4,83	0,01	650,80	2,08
2004	10.828,57	34,64	14,95	0,04	37,38	0,11	16.702,28	53,43	3.003,93	9,61	10,02	0,03	16,27	0,05	644,03	2,06
2005	11.005,48	35,20	9,41	0,03	17,68	0,05	16.061,24	51,38	3.449,68	11,03	7,30	0,02	95,00	0,30	611,66	1,95
2006	11.315,22	36,20	11,52	0,03	9,67	0,03	16.170,76	51,73	3.120,58	9,98	2,37	0,00	32,46	0,10	594,85	1,90
2007	11.214,50	35,87	11,43	0,03	33,86	0,10	16.039,60	51,31	3.266,79	10,45	5,71	0,01	10,02	0,03	675,52	2,16
2008	10.969,76	35,09	12,13	0,03	49,96	0,15	15.626,05	49,99	3.894,02	12,45	7,56	0,02	62,54	0,20	635,41	2,03
2010	11.818,77	37,81	96,80	0,30	16,53	0,05	15.351,23	49,11	3.298,10	10,55	10,46	0,03	16,97	0,05	649,57	2,07
2011	11.800,29	37,75	126,41	0,40	58,85	0,18	14.795,69	47,33	3.748,60	11,99	10,38	0,03	8,88	0,02	708,33	2,26
2013	11.813,31	37,79	190,98	0,61	30,34	0,09	13.964,46	44,67	4.485,88	14,35	7,21	0,02	12,40	0,03	752,85	2,40
2015	11.864,95	37,95	216,31	0,69	70,28	0,22	13.512,64	43,23	4.882,02	15,61	6,86	0,02	44,42	0,14	659,95	2,11
2016	10.529,64	33,68	354,60	1,13	.....,		15.976,17	51,11	3.686,67	11,79	.....		2,99	0,00	705,87	2,25

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(.....) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

Figura 6 - Cobertura da terra na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A) 04/07/1985, (B) 27/08/1987, (C) 06/08/1991, (D) 29/07/1994, (E) 08/07/1998, (F) 27/06/2000, (G) 04/10/2001, (H) 06/07/2003, (I) 10/09/2004, (J) 28/08/2005, (K) 16/09/2006, (L) 02/08/2007, (M) 05/09/2010, (N) 26/08/2010, (O) 13/08/2011, (P) 02/08/2013, (Q) 24/08/2015, (R) 25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).



As pastagens ocupam uma parcela significativa na área de estudo. Em 1985, ocupavam cerca de 45%, tendo o menor percentual registrado em 1994. Em 2016, cobriam uma área de aproximadamente 16.000 hectares, representando 51% da área total, distribuídas por toda região.

Oliveira (2018), em pesquisa realizada em Chapéu D'Uvas, destacou que este tipo de cobertura pode impactar a qualidade da água, principalmente, por meio do carreamento de nutrientes, como fósforo e nitrogênio, provenientes de fertilizantes utilizados para o melhoramento do pasto. E quando localizada nas margens do lago, facilita os processos erosivos causados pelo solapar das águas na terra e conseqüente, deplecionamento do reservatório.

A classe formação florestal, formada por diferentes tipos de floresta, ocupava quase 11.000 hectares em 1985, cerca de 34% da área total, alcançando o maior percentual em 1994, período que antecede o enchimento da represa. Com a inundação da área, parte da vegetação ficou submersa. Ao longo dos últimos anos esta classe tem sofrido alterações, mantendo-se, porém, com percentuais em torno de 35%. Fato relevante se considerarmos que a cobertura vegetal contribui para a proteção do solo. Mesmo que esta proteção varie de acordo com fatores como densidade ou tamanho das espécies, a vegetação contribui para minimizar os impactos da chuva sobre o solo, amenizando a erosão hídrica e facilitando a percolação da água no solo.

A terceira classe mais representativa é o mosaico de agricultura e pastagem, áreas agrícolas onde não é possível distinguir entre pastagem e agricultura. Apesar da prática agrícola existente na região, seu maior percentual (20%) foi registrado em 1985. Em 2016, ocupava cerca de 3.700 hectares, representando 12% da área total. Por ser uma classe mista, as oscilações nesta classe podem ser provenientes do decréscimo da classe pastagem em alguns períodos ou dos diferentes estágios das culturas agrícolas.

A classe floresta plantada apareceu pela primeira vez nas imagens de satélite em 2001 e vem apresentando crescimento contínuo desde então. De 2008 para 2010 passou de 12 hectares para 96 hectares e em 2016 já eram mais de 355 hectares, 1,13% da área total.

O avanço no crescimento dessa classe pode estar ligado à adesão, por parte dos produtores rurais, ao Plano Setorial de Mitigação e de Adaptação às Mudanças Climáticas para a Consolidação de uma Economia de Baixa Emissão de Carbono na Agricultura (Plano ABC). O plano foi criado logo após a participação do Brasil na 15ª Conferência das Partes (COP 15) com o objetivo de promover uma agricultura de baixa emissão de carbono (BRASIL, 2012).

O incentivo para a ampliação das florestas plantadas teria como finalidade implementar fonte de renda de longo prazo para a família do produtor; aumentar a oferta de madeira para fins industriais (celulose e papel, móveis e painéis de madeira), energéticos (carvão vegetal e lenha), construção civil e outros usos; reduzir a pressão sobre as matas nativas; e capturar CO<sub>2</sub> da atmosfera, reduzindo os efeitos do aquecimento global (BRASIL, 2012).

A classe corpo hídrico, representada pela área da represa, foi quantificada apenas a partir de 1998, após a finalização da obra em 1995. Em 2016, ocupava mais de 700 hectares, representando cerca de 2% da área total da bacia.

A classe formação campestre, composta por espécies de médio e menor porte, apresentou maior área em 2000, quando atingiu 102 hectares (0,33%) e em 2015, correspondia a 70 hectares (0,22%).

Com relação as classes outra área não vegetada e infraestrutura urbana, ambas compostas por superfícies não vegetadas, em 2016, a primeira ocupava uma área de 3 hectares (0,01%) e a outra não foi detectada na classificação da imagem de 2016, podendo ter sido misturada a classe outra área não vegetada ou por representar uma área pequena, não ter sido detectada no processo de classificação.

Machado (2012) expõe que a região apresenta baixa densidade populacional, podendo ser resumida a três modalidades: ocupação rural esparsa, ocupação ocasional e os aglomerados rurais isolados. A primeira se refere às sedes de fazendas e sítios e moradias de empregados destas. A ocupação ocasional se refere a casas de veraneio, tendo sido observada a expansão deste tipo de propriedade nas margens da represa, principalmente as com alto padrão de construção. E os aglomerados rurais isolados, reconhecidos como localidades situadas em área rural, com maior densidade de ocupação.

Apesar da coleção 3 e 4 do MapBiomias, utilizada neste estudo, não mencionar expressamente a classe solo exposto, na BCRCO há áreas com ausência de vegetação ou exposição de solo, inclusive entorno do reservatório.

Por isso, a identificação e o controle dos processos erosivos na área de drenagem da bacia são importantes já que as perdas de solo por erosão tendem a se depositarem no reservatório, especialmente, pela formação de um ambiente lântico em decorrência do barramento da represa.

## 7.2 DINÂMICA DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BCRC

Ao analisarmos os resultados da dinâmica da cobertura da terra é possível observarmos não apenas o aspecto quantitativo das classes, mas as transições ocorridas entre elas (Tabela 5). Todas as classes presentes na BCRC passaram por alterações, sendo transformadas em outras classes, com exceção da classe floresta plantada, que não foi transformada em nenhuma outra classe. As mudanças mais substanciais observadas foram as transformações da classe formação florestal em pastagem ou em mosaico de agricultura e pastagem e vice-versa.

Tabela 5 - Dinâmica de uso e cobertura da terra na BCRCO.

Cobertura da terra	Anos			
	1985-1994	1994-2005	2005-2016	1985-2016
F.Florestal - F.Florestal	9.657,68	10.017,13	9.104,61	7.714,32
F.Campestre - F.Campestre	2,72	3,87	....	....
Pastagem - Pastagem	11.499,96	12.030,34	13.869,54	10.793,29
MAP - MAP	2.724,45	1.749,82	1.218,30	1.358,35
IA - IA	5,36	6,59	....	....
OANV - OANV	5,80	2,28	2,37	2,46
F.Plantada - F.Plantada	....	....	9,41	....
F.Florestal - F. Campestre	8,70	9,50	....	....
F. Florestal - Pastagem	446,62	1.622,26	539,70	1.787,65
F. Florestal - MAP	443,37	1.235,81	1.173,70	909,96
F. Florestal - IA	0	0	....	....
F. Florestal - OANV	0	19,44	0	0
F. Florestal - F. Plantada	....	....	183,77	124,21
F. Campestre - F.Florestal	13,81	0,43	1,05	4,39
F.Campestre - Pastagem	13,37	10,82	13,72	31,58
F.Campestre - MAP	15,04	0,79	2,37	8,35
F.Campestre - IA	0	0	....	....
F. Campestre - OANV	0	0,35	0,49	0
F.Campestre - F.Plantada	....	....	0	0,61
Pastagem - F.Florestal	1.085,55	454,89	783,73	1.466,64
Pastagem - F.Campestre	0,61	0,96	....	....
Pastagem - MAP	1.724,13	460,43	1.243,11	1.406,56
Pastagem - IA	8,26	0,61	....	....
Pastagem - OANV	0	48,29	0	0
Pastagem - F.Plantada	....	....	133,73	153,59
MAP - F.Florestal	2.208,37	532,83	638,13	1.343,48
MAP - F.Campestre	1,58	2,28	....	....
MAP - Pastagem	1.375,94	2.392,27	1.531,83	3.351,94
MAP - IA	0,70	0,08	....	....
MAP - OANV	0,17	24,63	0,17	0,52
MAP - F.Plantada	....	....	24,27	0,79
IA - F.Florestal	0	0	0	0
IA - F.Campestre	0	0	....	....
IA - Pastagem	0,96	5,01	3,60	3,78
IA - MAP	0	2,72	3,69	2,55
IA - OANV	0	0	0	0
IA - F.Plantada	....	....	0	0
OANV - F.Florestal	1,31	0,17	1,93	0,79
OANV - F.Campestre	4,83	1,05	....	....
OANV - Pastagem	2,19	0,52	16,71	7,91
OANV - MAP	5,89	0,08	35,36	0,87
OANV - IA	0	0	....	....
OANV - F.Plantada	....	....	1,40	0,61
F.Plantada - F.Florestal	....	....	0	....
F.Plantada - F.Campestre	....	....	....	....
F.Plantada - Pastagem	....	....	0	....
F.Plantada - MAP	....	....	0	....
F.Plantada - IA	....	....	....	....
F.Plantada - OANV	....	....	0	....

Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

F.Florestal = Formação Florestal; F.Campestre = Formação Campestre; MAP = Mosaico de Agricultura e Pastagem; IA = Infraestrutura Urbana; OANV = Outra Área não Vegetada; F.Plantada = Floresta Plantada; (.....) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

Das áreas que deixaram de ser cobertas pela classe formação florestal, as maiores parcelas foram transformadas em pastagem, mosaico de agricultura e pastagem e floresta plantada, respectivamente. Em contrapartida, estas mesmas classes, com exceção da floresta plantada, foram convertidas, principalmente, em classes de formação florestal. Ou seja, houve uma redistribuição espacial entre estas classes, mas com um déficit de 6,52 hectares para a regeneração da classe formação florestal ao compararmos as transformações ocorridas entre 1985-2016. Tais resultados mereceriam atenção por parte dos gestores não só pelo déficit em relação a regeneração da classe formação florestal, mas também pelo avanço das áreas de floresta plantada sobre esta classe, já que o crescimento desta atividade poderia indicar uma ameaça aos remanescentes de mata atlântica presentes na bacia.

A classe pastagem também teve áreas transformadas em formação campestre e infraestrutura urbana, mas apenas entre 1985-1994 e 1994-2005, em outra área não vegetada, entre 1994-2005 e em floresta plantada entre 2005-2016 e 1985-2016.

As áreas de mosaico de agricultura e pastagem também foram transformadas em formação campestre e infraestrutura urbana entre 1985-1994 e 1994-2005, em outra área vegetada, ao longo de todo período analisado e em floresta plantada entre 2005-2016 e 1985-2016.

A classe formação campestre foi transformada em grande parte em pastagem e mosaico de agricultura e pastagem. Apenas entre 1994-2005 e 2005-2016 foi possível observar alterações desta classe para outra área não vegetada. E entre 1985-2016 para a classe floresta plantada.

O que era infraestrutura urbana passou a ser, ao longo dos anos, pastagem e mosaico de agricultura e pastagem.

Das áreas que deixaram de pertencer a classe outra área não vegetada, as maiores parcelas foram ocupadas por pastagens ou mosaico de agricultura e pastagem, ou seja, poderiam ser áreas em estágio de preparo para o estabelecimento de novas pastagens. Outras áreas desta classe foram regeneradas e transformadas em formação florestal. E uma parte ainda, foi transformada em floresta plantada.

Do total de áreas que se tornaram pastagens, as maiores parcelas tiveram origem na classe mosaico de agricultura e pastagem, seguida da classe formação florestal. Ambas transformações foram maiores entre os anos de 1994-2005 e 1985-2016. Com relação a formação florestal, foi possível observar que esta classe ainda vem sendo suprimida, ao longo dos anos, pela criação de novas áreas de pastagens.

Das áreas que se tornaram formação florestal, as maiores parcelas tiveram origem das classes mosaico de agricultura e pastagem e pastagem. A transformação de mosaico de agricultura e pastagem em formação florestal e pastagem em formação florestal foi maior entre os anos de 1985-1994 e 1985-2016. De acordo com os dados, é possível afirmar que o abandono das pastagens seja a principal contribuição para o crescimento das áreas de formação florestal.

Das áreas que se tornaram solo exposto, a maioria é proveniente da classe mosaico de agricultura e pastagem. Por ser uma classe mista, entre agricultura e pastagem, a ausência de vegetação pode ser explicada pelo período de preparo do solo para receber culturas agrícolas ou indicar pastagens em reabilitação.

Das áreas que se transformaram em floresta plantada, as maiores parcelas tiveram origem das classes formação florestal e pastagem. As alterações da classe pastagem para floresta plantada podem indicar novas perspectivas econômicas na bacia. Enquanto as alterações da classe formação florestal para floresta plantada revelam preocupação, já que esta última tem demonstrado contínuo crescimento desde que começou a aparecer nas imagens de satélite a partir de 2001.

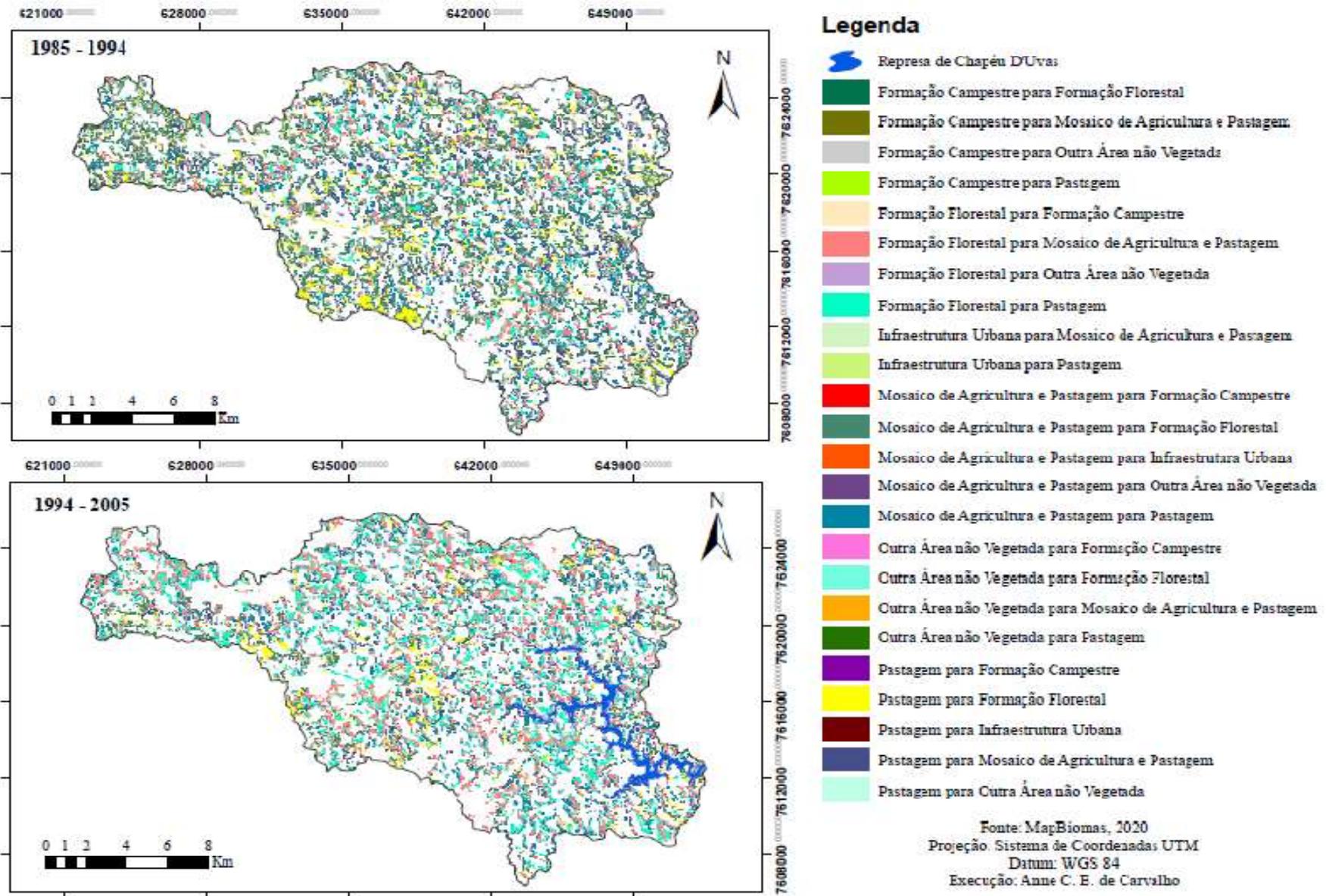
Das áreas que se tornaram formação campestre a maioria foi proveniente da classe formação florestal, o que poderia indicar a substituição desta vegetação também por pastagens ou cultivos agrícolas. O mosaico de agricultura e pastagem foi a segunda classe que mais contribuiu com a classe formação campestre, provavelmente, pelo abandono de antigas pastagens.

Através da análise da dinâmica da cobertura da terra também foi possível observar o quantitativo de áreas que não sofreram transformações ao longo dos anos. Fazendo um comparativo, por exemplo, entre os anos de 1985 – 2016, da área total da classe formação florestal, foram mantidos 7.714,32 hectares; da área total da classe pastagem, foram mantidos 10.793,29 hectares; do que era mosaico de agricultura e pastagem, foram mantidos 1.358,35 hectares e do que era outra área não vegetada, foram mantidos 2,46 hectares.

Sobre as alterações da classe corpo hídrico, com exceção da represa, eram áreas muito pequenas e por isso foram desconsideradas na análise da dinâmica. E a represa não foi contabilizada por apresentar, naturalmente, diferentes níveis entre a aquisição das imagens o que poderia interferir no processo da monitoria.

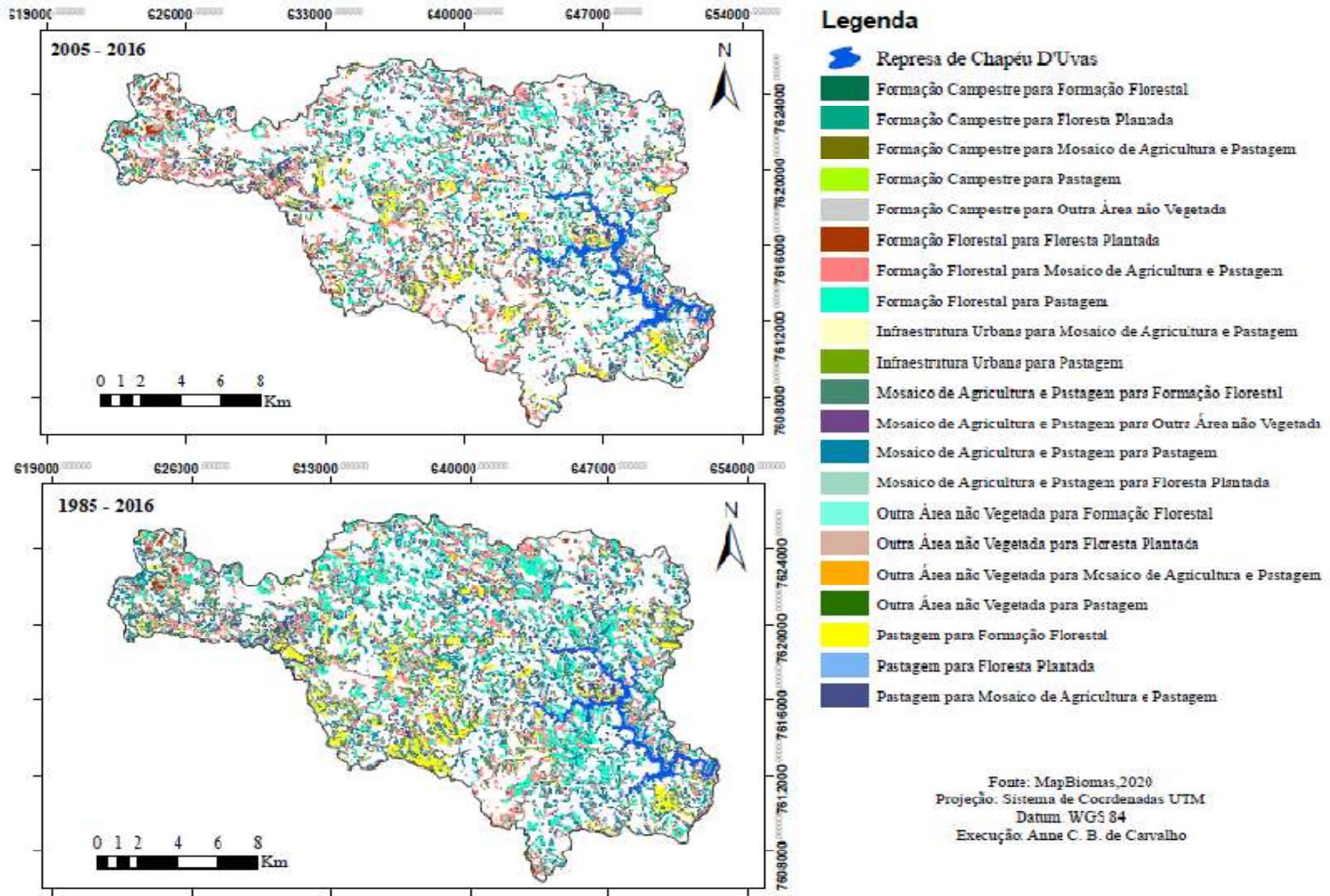
As figuras 7 e 8 apresentam os mapas com as principais alterações do uso e cobertura da terra na BCRC.

Figura 7. Alterações do uso e cobertura da terra na BCRCD entre os anos de 1985 – 1994 e 1994 – 2005.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

Figura 8. Alterações do uso e cobertura da terra na BCRC D entre os anos de 2005 - 2016 e 1985 - 2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

### 7.3 COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA

A seguir são apresentados os componentes de energia que foram calculados neste trabalho

#### 7.3.1 Albedo

Os valores do albedo na BCRCO apresentaram variação entre 0,05 a 0,23 (Tabela 6).

Tabela 6 - Valores médios de albedo para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

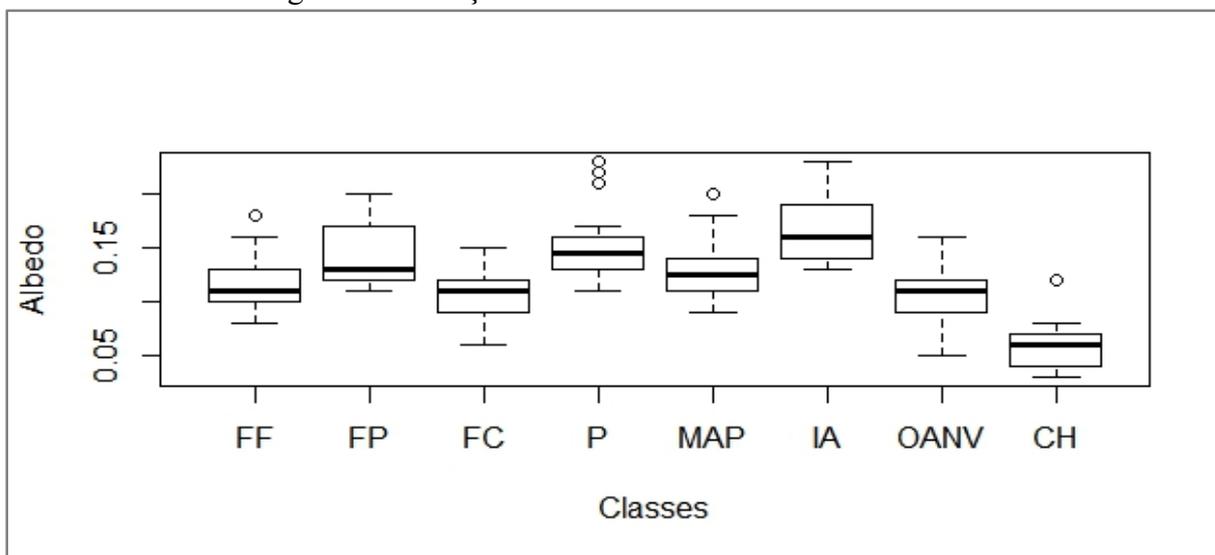
Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	0,10	...	0,08	0,13	0,11	0,19	0,13	...
1987	0,13	...	0,14	0,15	0,14	0,16	0,16	...
1991	0,11	...	0,11	0,13	0,12	0,14	0,12	...
1994	0,09	...	0,09	0,12	0,09	0,14	0,09	...
1998	0,08	...	0,08	0,11	0,09	0,13	0,07	0,04
2000	0,08	...	0,06	0,11	0,09	0,14	0,05	0,04
2001	0,09	0,11	0,09	0,12	0,10	0,14	0,09	0,06
2003	0,10	0,13	0,10	0,14	0,11	0,16	0,08	0,05
2004	0,12	0,13	0,11	0,16	0,14	0,19	0,11	0,07
2005	0,13	0,14	0,12	0,16	0,14	0,18	0,11	0,08
2006	0,14	0,15	0,15	0,17	0,16	0,20	0,14	0,12
2007	0,11	0,12	0,11	0,14	0,11	0,15	0,09	0,06
2008	0,11	0,12	0,11	0,15	0,13	0,16	0,12	0,07
2010	0,11	0,12	0,12	0,15	0,13	0,16	0,11	0,06
2011	0,10	0,12	0,09	0,14	0,11	0,15	0,11	0,06
2013	0,16	0,20	0,13	0,22	0,18	0,23	0,08	0,04
2015	0,18	0,19	0,14	0,23	0,20	0,23	0,11	0,06
2016	0,16	0,19	...	0,21	0,18	...	0,13	0,03

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

A análise dos valores do albedo em relação as classes de cobertura da terra existentes na bacia evidenciou que os menores valores foram obtidos para a classe corpo hídrico e os maiores valores para a classe infraestrutura urbana (Figura 9).

Figura 9 - Variação do albedo entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Os resultados do albedo para a classe corpo hídrico variaram entre 0,03 e 0,08 com mais da metade dos valores acima dos 0,05. Apesar do gráfico mostrar uma aparente homogeneidade entre os resultados, encontrou-se um valor discrepante de 0,12 em 2006. No entanto, para esta classe, os resultados estão na faixa de valores (0,05 a 0,18), encontrados por Giongo; Vettorazzi (2014), para a Bacia do Rio Corumbataí, no estado de São Paulo, entre 2008 a 2010. Os autores afirmaram que a superfície é a principal razão da variação de albedo em uma área, além da disponibilidade hídrica durante o período estudado.

A classe infraestrutura urbana apresentou valores menos homogêneos quando comparada as demais classes, maior amplitude, 0,13 a 0,23, com predominância de valores acima dos 0,15. Pavão et al. (2015) também encontraram valores acima dos 0,15 para a classe infraestrutura urbana ao compararem o albedo em diferentes usos do solo no sudoeste da Amazônia. Os maiores valores nessa classe podem ser explicados por uma maior reflexão da superfície. Quando a vegetação é removida, ocorre uma diminuição dos processos biofísicoquímicos, facilitando a perda de energia da superfície por meio da maior refletividade.

As classes formação campestre e outra área não vegetada apresentaram resultados semelhantes entre si, com distribuição homogênea dos dados e valores ao redor de 0,10.

As classes pastagem e mosaico de agricultura e pastagem apresentaram resultados homogêneos, com variações entre, 0,11 e 0,23, 0,09 e 0,20, respectivamente. Apesar da homogeneidade na distribuição dos dados, foram encontrados valores discrepantes, acima dos 0,20, em ambas as classes.

Pires (2007), ao comparar valores do albedo em diferentes épocas do ano para a bacia de um reservatório, no Tocantins, obteve valores mais altos, principalmente, para as áreas de pastagem e para as áreas agrícolas. De acordo com a autora, isso pode ocorrer devido ao fato da pastagem secar em períodos com menor disponibilidade hídrica e as áreas agrícolas estarem com solo exposto ou sendo preparadas para o cultivo.

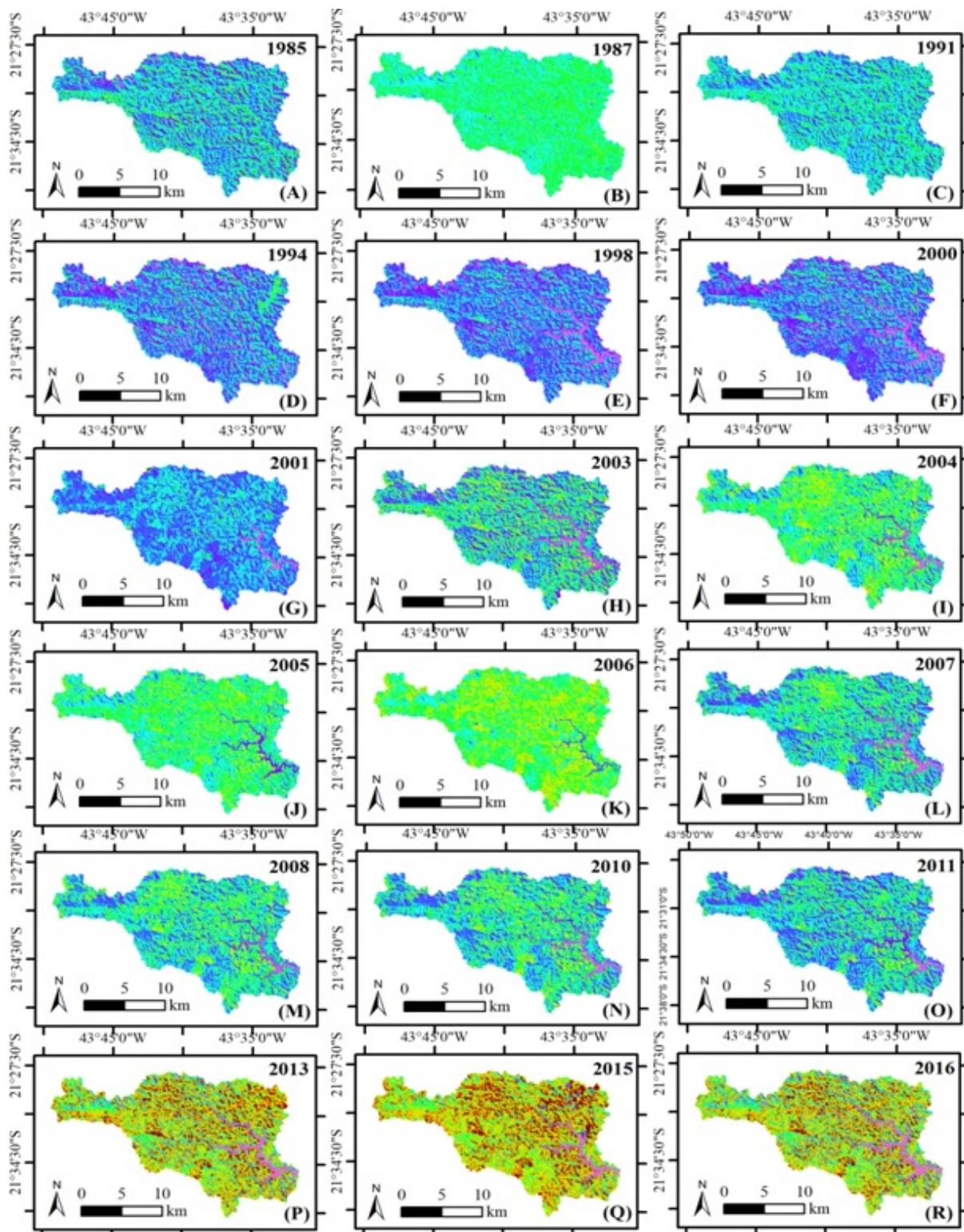
A classe formação florestal apresentou resultados próximos a 0,11 com valores discrepantes nos anos de 2013, 2015 e 2016. Os valores próximos a 0,11 corroboram com os de Andrade et al. (2012), ao encontrarem resultados de albedo, para a classe floresta, entre 0,11 e 0,13, em período seco, no Pantanal.

A classe floresta plantada apresentou valores em torno de 0,13, com valores mais altos também nos anos de 2013, 2015 e 2016 que não apareceram como discrepantes no gráfico, possivelmente, pela maior amplitude dos dados nessa classe. Essa maior amplitude dos dados pode ter ocorrido pelos diferentes estágios da cultura nessa classe.

Os valores mais altos de albedo, tanto na classe formação florestal quanto floresta plantada, poderiam ser justificados pela presença mista de pixels na imagem. Pixels com mistura de formação florestal e pastagem ou formação florestal e solo exposto, poderiam influenciar os valores do albedo, resultando em valores mais altos.

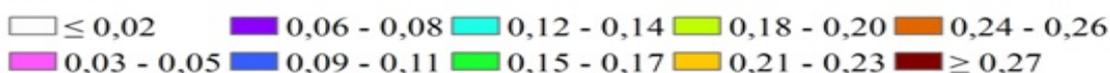
Entre os anos de 1985 a 2016 os valores do albedo variaram bastante (Figura 10). Entre os anos de 1987, 2003, 2004, 2005 e 2006 houve predomínio do albedo nas faixas entre 0,15 e 0,17. Entre os anos de 1985, 1991, 1994, 1998, 2000 e 2001 os valores ficaram entre 0,09 e 0,17. Os anos de 2013, 2015 e 2016 apresentaram os valores mais altos, acima de 0,18.

Figura 10. Intervalos de valores médios de albedo na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2015, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

**Albedo**



### 7.3.2 Normalized difference vegetation index (NDVI)

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) é um índice bastante utilizado para averiguar espaço-temporalmente as condições da vegetação. O NDVI tem sido utilizado para detectar os efeitos da sazonalidade, o estágio fenológico da vegetação, duração do período de crescimento, pico de verde, mudanças fisiológicas das folhas e períodos de senescência (Martins e Silva, 2014). O índice varia de -1 a +1, quanto mais próximo de +1, melhor as condições da vegetação. E valores negativos, geralmente, indicam áreas que contém corpos hídricos.

Os valores de NDVI na BCRCO variaram entre -0,2 a 0,8 (Tabela 7).

Tabela 7 - Valores médios de NDVI para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	0,6	...	0,3	0,5	0,5	0,3	0,2	...
1987	0,5	...	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	...
1991	0,6	...	0,4	0,5	0,5	0,4	0,3	...
1994	0,6	...	0,4	0,5	0,5	0,4	0,3	...
1998	0,6	...	0,4	0,5	0,6	0,4	0,2	0,1
2000	0,6	...	0,3	0,5	0,5	0,4	0,1	0,0
2001	0,6	0,7	0,3	0,5	0,5	0,4	0,2	0,0
2003	0,6	0,7	0,3	0,4	0,4	0,3	0,0	-0,1
2004	0,6	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	0,1	-0,1
2005	0,5	0,6	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0
2006	0,5	0,6	0,2	0,3	0,4	0,3	0,1	-0,1
2007	0,5	0,6	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0
2008	0,6	0,7	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	-0,1
2010	0,6	0,7	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	-0,1
2011	0,6	0,7	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1	-0,1
2013	0,7	0,8	0,4	0,6	0,6	0,4	0,0	-0,2
2015	0,7	0,7	0,4	0,5	0,5	0,4	0,1	-0,1
2016	0,7	0,7	...	0,5	0,6	...	0,2	-0,2

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

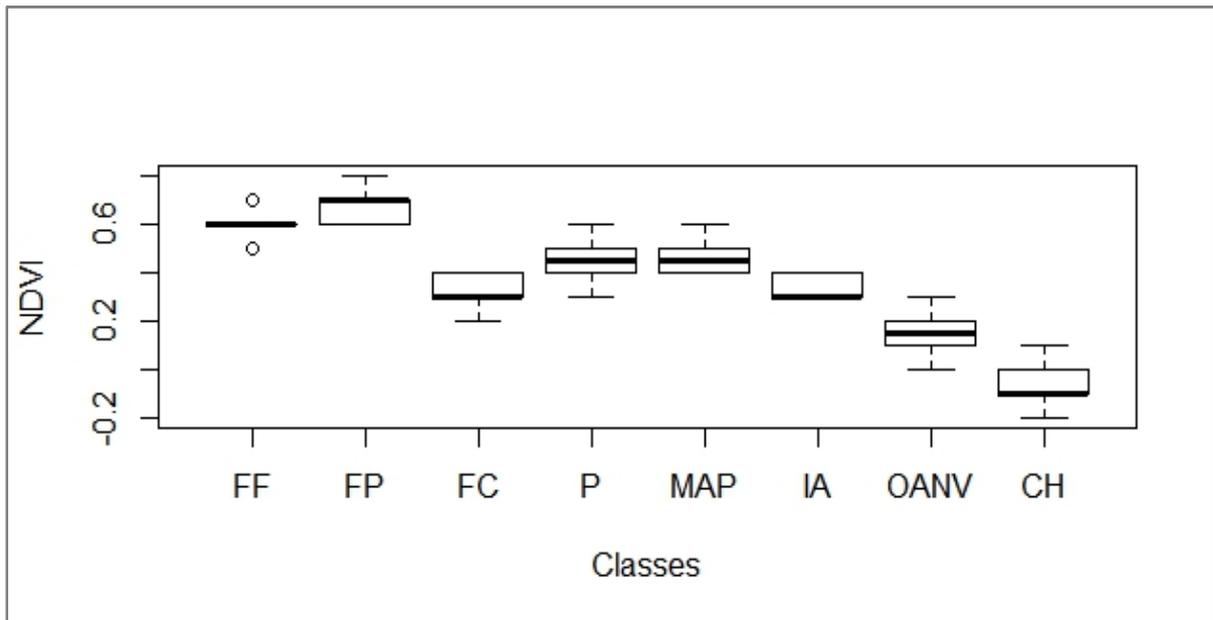
(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

A análise dos valores de NDVI em relação as classes de cobertura da terra existentes na bacia evidenciou que os menores valores foram obtidos para a classe corpo hídrico e os maiores valores para a classe formação florestal e floresta plantada (Figura 11).

Os resultados de NDVI no corpo hídrico variaram entre -0,2 e 0,1, com a maioria dos valores próximos a -0,1.

A classe floresta plantada obteve valores de NDVI entre 0,6 e 0,8, com maior distribuição de valores entre 0,6 e 0,7. A classe formação florestal apresentou resultados entre 0,5 e 0,7, com maior distribuição dos dados concentrada em torno de 0,6. Talvez por isso, os valores de 0,7 e 0,5 tenham aparecido como discrepantes no gráfico.

Figura 11 - Variação do NDVI entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

A classe pastagem apresentou uma distribuição mais simétrica com pequena amplitude, o que demonstra pouca variação entre os dados, distribuídos entre 0,3 e 0,6, com a maioria dos valores próximos a 0,4.

Os valores da classe mosaico de agricultura e pastagem foram semelhantes aos obtidos na classe pastagem, com valores máximos de 0,6 e valores mínimos de 0,4. A maioria dos valores de NDVI também ficaram próximos a 0,4.

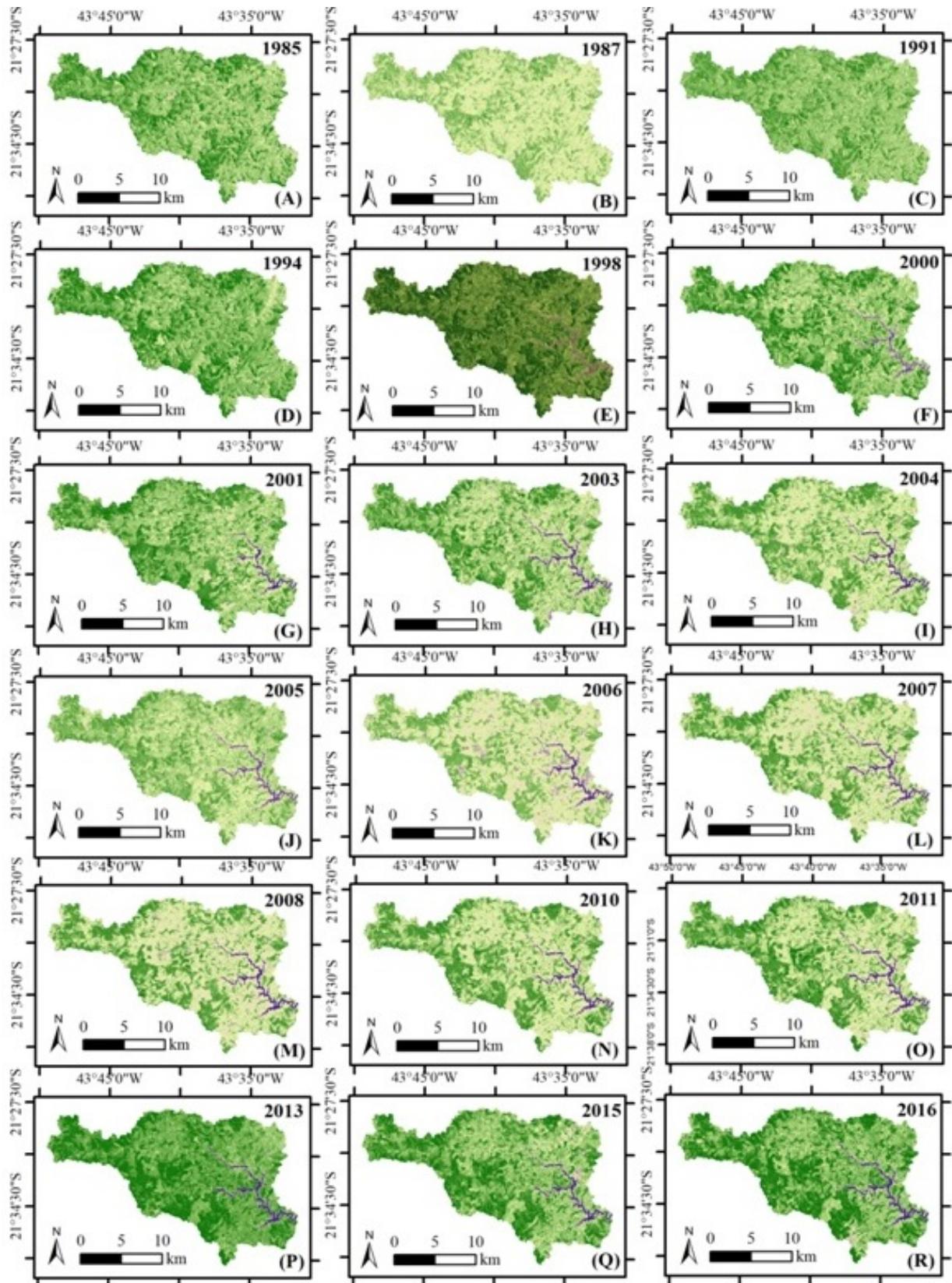
A classe formação campestre apresentou valores entre 0,2 e 0,4, com predominância dos resultados próximos a 0,3, semelhante a classe infraestrutura urbana, com valores entre 0,3 e 0,4.

A classe outra área não vegetada, assim como a classe pastagem, também apresentou uma distribuição mais simétrica dos dados, variando de 0,1 a 0,3, com predomínio dos valores próximos a 0,1.

A variabilidade do NDVI está intimamente ligada a sazonalidade e a precipitação. Períodos chuvosos, contribuem com maior disponibilidade de água no solo, proporcionando melhores condições de desenvolvimento para as plantas, aumentando o valor do NDVI (DANELICHEN, 2015; PAVÃO et al., 2016, SANTOS et al., 2019).

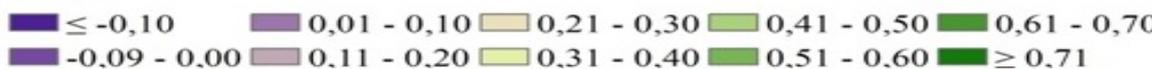
Na Figura 12 é possível observar os valores de NDVI entre os anos de 1985 a 2016. Os tons de verde mais escuro representam maiores valores de NDVI, acima de 0,5, caracterizando uma vegetação mais densa. Enquanto os tons de amarelo e verde claro representam uma vegetação com menor cobertura.

Figura 12. Intervalos de valores médios de NDVI na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

NDVI



### 7.3.3 Temperatura de Superfície ( $T_s$ )

Os valores da temperatura de superfície ( $T_s$ ) na BCRCO variaram entre 16°C e 29°C (Tabela 8).

Tabela 8. Valores médios de temperatura de superfície para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

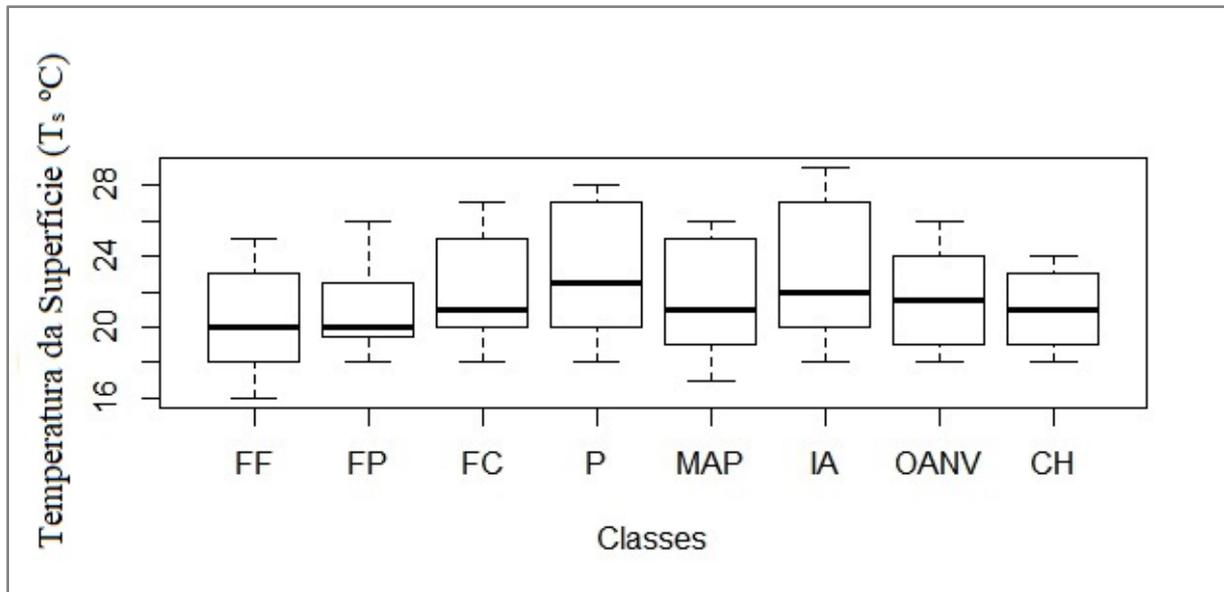
Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	17	...	20	20	18	20	19	...
1987	20	...	22	22	21	21	21	...
1991	16	...	18	18	17	18	18	...
1994	17	...	21	20	18	20	18	...
1998	17	...	19	19	18	20	19	18
2000	18	...	18	20	19	20	19	18
2001	25	22	27	28	26	28	26	24
2003	19	18	20	21	19	22	20	19
2004	23	26	25	27	25	29	26	24
2005	20	20	23	23	22	23	23	21
2006	23	23	26	27	25	27	24	23
2007	18	19	21	21	19	21	20	19
2008	23	22	25	28	26	29	26	24
2010	23	23	27	27	25	29	25	23
2011	21	20	21	24	22	25	23	21
2013	19	19	20	22	20	22	20	20
2015	20	20	22	24	22	24	22	21
2016	20	20	...	23	21	...	22	21

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

O resultado dos valores de  $T_s$  na BCRCO evidenciou que os maiores valores foram obtidos para as classes infraestrutura urbana e pastagem, respectivamente. E os menores valores para a classe formação florestal (Figura 13).

Figura 13. Variação da temperatura de superfície ( $T_s$ ) entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Os valores de  $T_s$  para a classe infraestrutura urbana apresentaram grande amplitude, máxima de 29°C e mínima de 18°C, com maioria dos valores acima dos 22°C.

A classe pastagem apresentou comportamento semelhante, grande amplitude na distribuição dos dados, máxima de 28°C e mínima de 18°C, com maioria dos valores acima dos 23°C.

A classe mosaico de agricultura e pastagem também apresentou amplitude maior, porém, menor que as classes pastagem e infraestrutura urbana. Os valores máximos e mínimos também foram menores, 26°C e 17°C, respectivamente.

A classe formação campestre, talvez por apresentar vegetação de menor porte, apresentou valores mais altos, por exemplo, que as classes formação florestal e floresta plantada. As temperaturas nesta classe variaram entre 18°C e 27°C, com a maioria dos valores acima dos 21°C.

A classe formação florestal obteve maior amplitude dos valores, comparada a classe floresta plantada. A  $T_s$  na classe formação florestal variou entre 16°C e 25°C, enquanto na classe floresta plantada a variação foi entre 18°C e 26°C. Esta diferença nas amplitudes

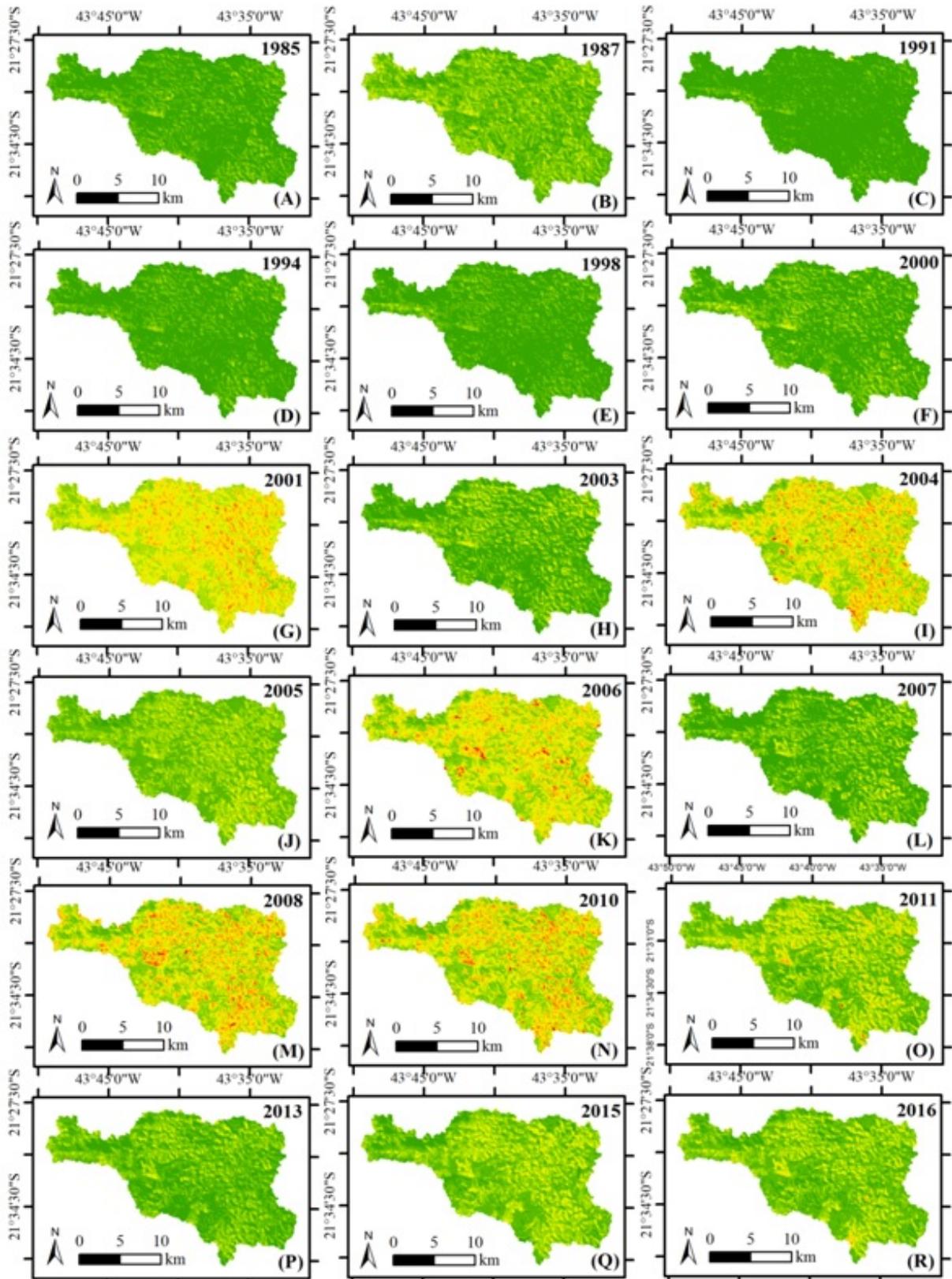
poderiam ser explicadas pelo menor número de dados existentes na classe floresta plantada, que surgiu apenas em 2001 na área de estudo.

A classe outra área não vegetada, apesar da semelhança com a classe infraestrutura urbana, apresentou menor variação nos dados em relação aquela. Os valores de  $T_s$  ficaram entre 18°C e 25°C.

A classe corpo hídrico foi a que apresentou melhor simetria na distribuição dos dados quando comparada as demais classes. Os valores de  $T_s$  máximo e mínimo foram de 18°C e 24°C, respectivamente.

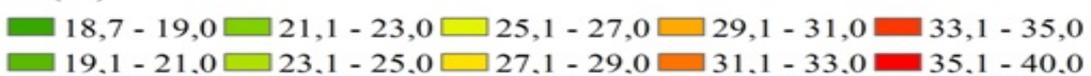
Na Figura 14 é possível observar os valores de  $T_s$  entre os anos de 1985 a 2016. Os tons de verde representam menores valores de  $T_s$ , enquanto os tons de amarelo e laranja representam maiores valores.

Figura 14. Intervalos de valores médios de temperatura de superfície na BCRCD entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

Ts (°C)



### 7.3.4 Saldo de Radiação (Rn)

O saldo de radiação (Rn) é um tipo de energia disponível na superfície, obtida pela diferença entre o saldo de radiação de ondas curtas (R<sub>s</sub>) e o saldo de radiação de ondas longas (R<sub>L</sub>), exercendo importante papel nos processos de troca de calor na atmosfera, já que contribui com o aquecimento da superfície e do ar (ANDRADE, 2008).

Os valores do saldo de radiação (Rn) na BCRCO variaram entre 362W/m<sup>2</sup> a 697W/m<sup>2</sup> (Tabela 9)

Tabela 9. Valores médios do saldo de radiação para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

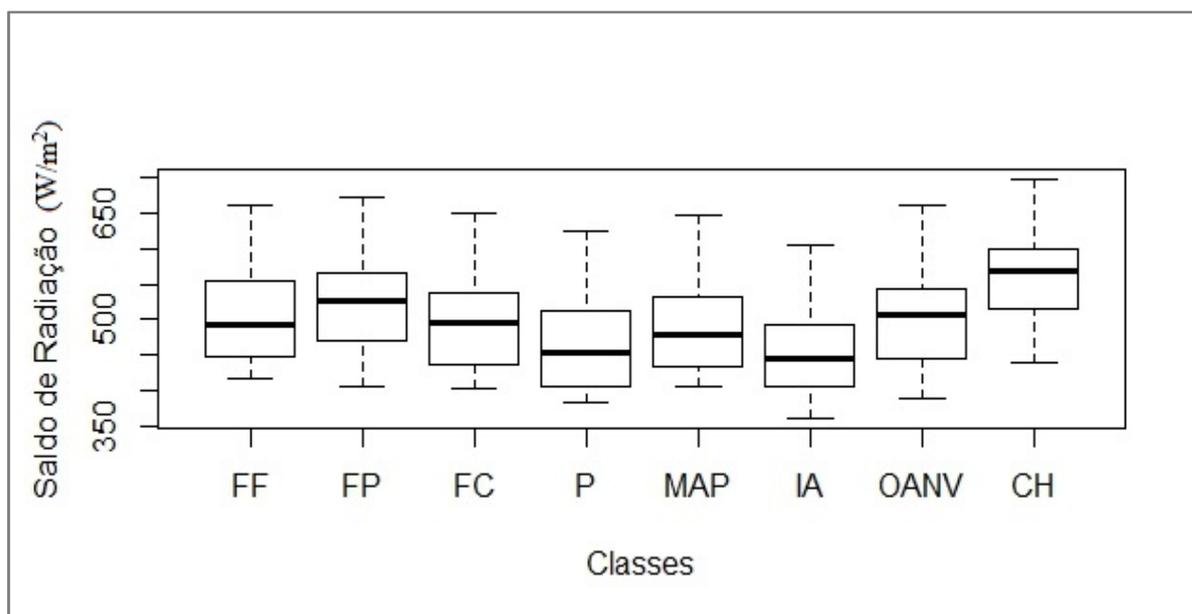
Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	416	...	411	386	407	362	388	...
1987	495	...	479	474	482	466	467	...
1991	447	...	433	419	437	416	428	...
1994	429	...	404	398	423	384	415	...
1998	447	...	438	419	439	405	448	466
2000	437	...	447	405	426	390	444	455
2001	662	672	649	623	648	604	662	697
2003	420	407	413	383	406	365	420	439
2004	572	552	567	517	556	494	573	613
2005	548	547	538	512	531	498	537	575
2006	590	588	565	540	567	524	580	610
2007	490	483	471	459	489	446	500	514
2008	579	580	566	525	548	512	553	600
2010	553	547	517	496	532	481	542	591
2011	516	508	517	467	502	457	513	542
2013	479	456	497	424	461	418	531	561
2015	510	503	534	451	478	443	533	589
2016	456	436	...	404	434	...	461	533

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

Os maiores valores do saldo de radiação foram obtidos para a classe corpo hídrico e os menores para a classe infraestrutura urbana (Figura 15).

Figura 15. Variação do saldo de radiação entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Em relação aos demais componentes do balanço de energia já analisados, o saldo de radiação foi o que apresentou menores diferenças tanto em relação a amplitude, quanto à assimetria dos dados.

Na classe corpo hídrico, os resultados variaram de  $439\text{W/m}^2$  a  $697\text{W/m}^2$ , com a maior parte dos valores abaixo dos  $550\text{W/m}^2$ .

Na classe pastagem, o saldo de radiação variou de  $383\text{W/m}^2$  a  $623\text{W/m}^2$ , com a maior parte dos valores abaixo dos  $500\text{W/m}^2$ .

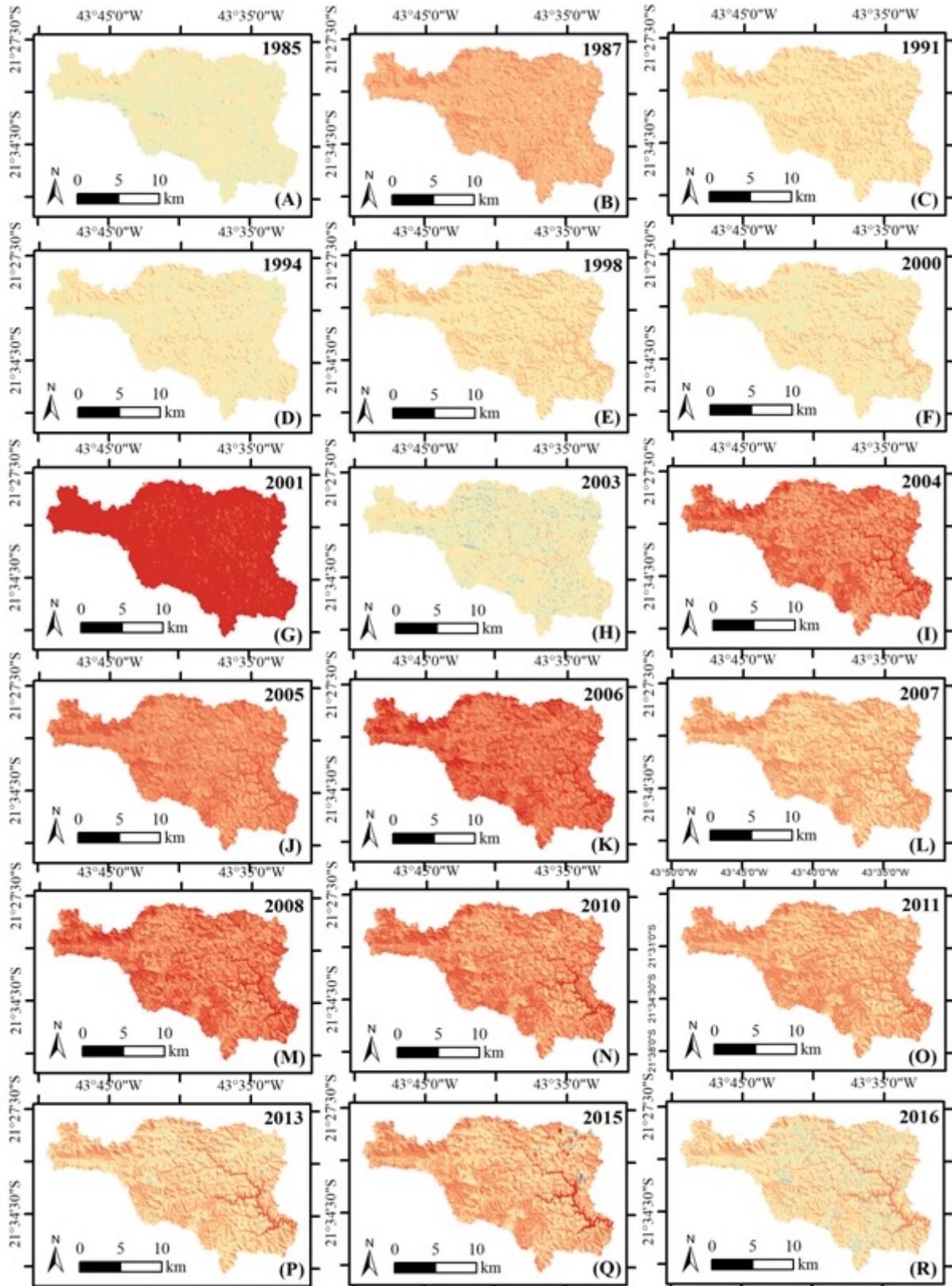
Na classe formação campestre, os resultados variaram entre  $404\text{W/m}^2$  a  $649\text{W/m}^2$ , com a maioria dos valores também abaixo dos  $500\text{W/m}^2$ .

Fausto et al. (2016) ao avaliarem o impacto da alteração do uso do solo no saldo de radiação para o sul do Mato Grosso, no período seco, também não encontraram grandes diferenças entre os valores do saldo de radiação para as diferentes classes do solo. Porém, os valores para a classe corpo hídrico, pastagem e formação campestre foram menores ( $150\text{W/m}^2$  a  $250\text{W/m}^2$ ) que os apresentados nesta pesquisa.

A diferença do saldo de radiação ( $R_n$ ) entre as coberturas da terra poderiam ser explicadas pelos valores de temperatura da superfície e pelo albedo, já que ambos contribuem para a reemissão das ondas longas.

Os maiores valores do saldo de radiação, em todas as classes, ocorreram no ano de 2001 (Figura 16). Os tons de verde e amarelo claros no mapa representam os intervalos do saldo de radiação entre  $351\text{W/m}^2$  e  $450\text{W/m}^2$ , os tons de laranja, os intervalos entre  $451\text{W/m}^2$  e  $600\text{W/m}^2$  e o tom de vermelho, os resultados mais altos, acima dos  $600\text{W/m}^2$ .

Figura 16. Intervalos de valores médios do saldo de radiação na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

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

Processos físicos, químicos e biológicos no solo dependem do fluxo de calor em seu interior. Deste modo, conhecer os valores do fluxo de calor no solo (G) é importante, pois, tal componente representa a entrada e saída de energia, que contribui para o aumento ou a redução dos fluxos de calor latente ou sensível e, conseqüentemente, altera as taxas de evapotranspiração (FUNARI; PEREIRA FILHO, 2017).

Os valores do fluxo de calor no solo (G) na BCRCO variaram entre  $28\text{W/m}^2$  e  $168\text{W/m}^2$  (Tabela 10).

Tabela 10. Valores médios do fluxo de calor no solo para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	28	...	35	34	31	36	34	...
1987	44	...	50	50	48	50	49	...
1991	29	...	36	34	32	36	35	...
1994	27	...	37	33	31	36	35	...
1998	28	...	35	34	32	37	37	54
2000	28	...	47	35	32	37	70	94
2001	61	44	81	76	72	78	95	168
2003	30	26	38	38	34	39	71	118
2004	55	58	74	68	65	72	90	161
2005	48	46	57	57	53	58	72	153
2006	62	58	73	73	70	72	91	160
2007	37	37	49	46	45	46	90	115
2008	55	44	68	69	65	71	88	150
2010	51	45	65	65	61	68	85	156
2011	41	32	54	53	50	55	73	143
2013	34	28	48	45	41	48	101	151
2015	42	39	58	55	50	59	84	158
2016	34	31	...	46	46	...	57	149

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

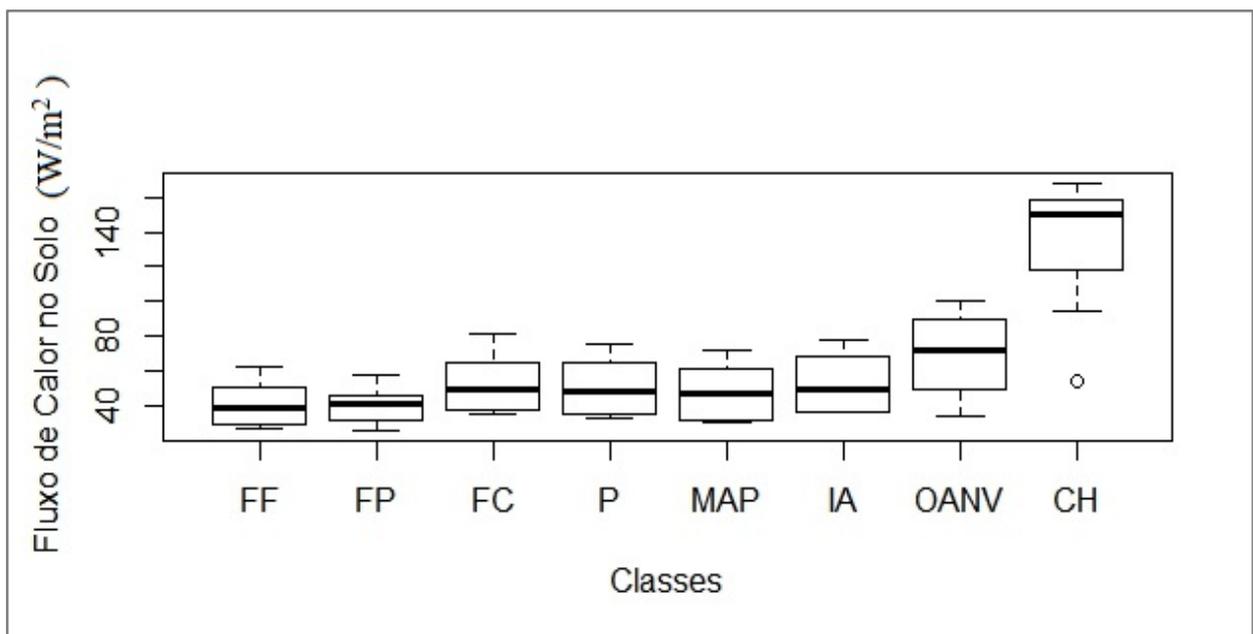
(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

Os maiores valores foram obtidos para as classes corpo hídrico e outra área não vegetada, respectivamente (Figura 17). Na classe corpo hídrico os resultados ficaram entre  $54\text{W/m}^2$  e  $168\text{W/m}^2$ , com a maior parte dos valores acima dos  $100\text{W/m}^2$ . Na classe outra área não vegetada, os valores do fluxo de calor no solo variaram entre  $34\text{W/m}^2$  e  $101\text{W/m}^2$ .

Mendonça et al. (2009), justificaram as variações do fluxo de calor no solo de acordo com o período do ano. Estações chuvosas propiciam o incremento da biomassa vegetal, cobrindo melhor o solo e mantendo a umidade, condições que favorecem a diminuição deste fluxo. Além disso, o tipo de solo e até a incidência solar podem influenciar estes valores (GOMES et al., 2013).

Tal fator pode ser observado ao analisarmos as classes formação florestal e floresta plantada, que mesmo no período seco, pela maior quantidade de biomassa e maior cobertura da terra, mantiveram taxas menores que as demais classes. Na primeira, os resultados variaram entre  $27\text{W/m}^2$  e  $62\text{W/m}^2$ , enquanto na outra, os resultados ficaram entre  $26\text{W/m}^2$  e  $58\text{W/m}^2$ .

Figura 17. Variação do fluxo de calor no solo entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

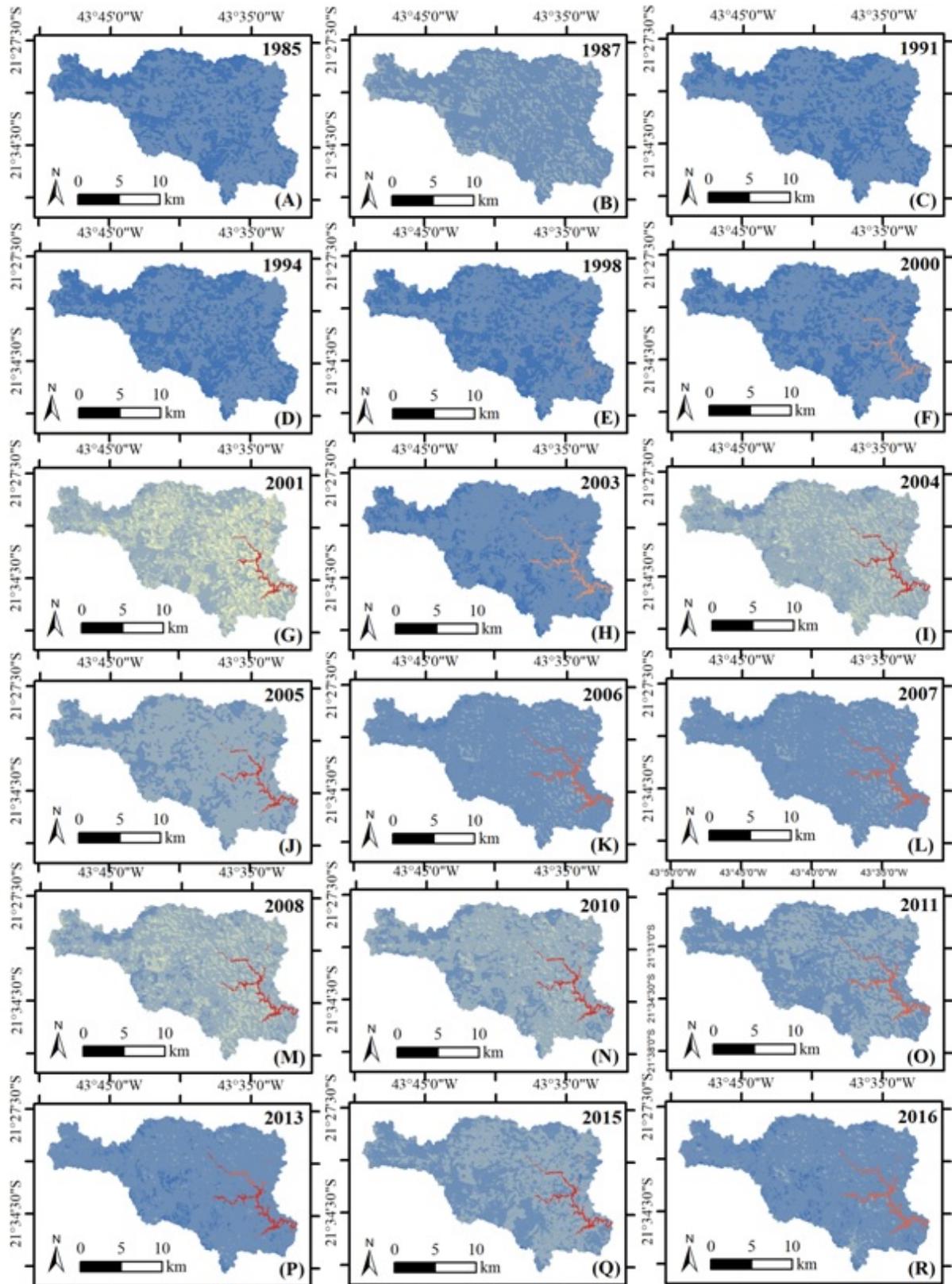
FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Conceição (2018), também encontrou grande amplitude nos valores do fluxo de calor no solo para a classe de água, em dois reservatórios no estado de São Paulo, com variações entre  $63\text{W/m}^2$  e  $202\text{W/m}^2$  em um e  $87\text{W/m}^2$  e  $201\text{W/m}^2$  em outro. Em sua pesquisa, a classe

vegetação também foi a que obteve os menores valores,  $29\text{W/m}^2$  e  $53\text{W/m}^2$  e  $29\text{W/m}^2$  e  $58\text{W/m}^2$ .

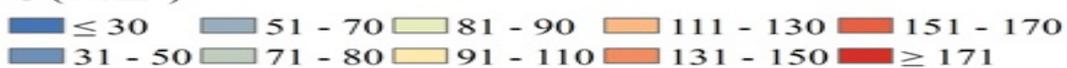
Na Figura 18 é possível observar a distribuição dos valores do fluxo de calor no solo para as diferentes classes na BCRC. Os tons em azul indicam valores mais baixos e os tons em laranja e vermelho, os valores mais altos.

Figura 18. Intervalos de valores médios do fluxo de calor no solo na BCRCD entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

$G$  ( $W/m^2$ )



### 7.3.6 Fluxo de calor sensível (H)

Os valores do fluxo de calor sensível (H) na BCRCO variaram entre  $0,3\text{W/m}^2$  e  $373\text{W/m}^2$  (Tabela 11).

Tabela 11. Valores médios do fluxo de calor sensível para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

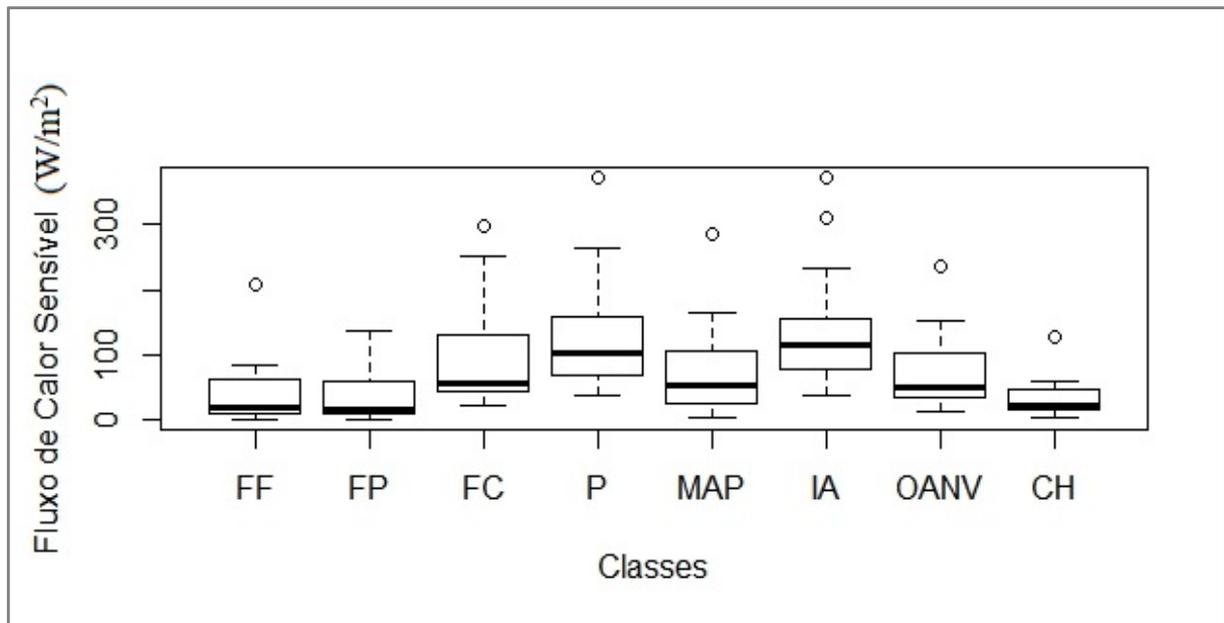
Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	3,3	...	46,3	47,5	15,4	39,4	20,4	...
1987	70,4	...	151,9	146,5	115,0	114,5	101,7	...
1991	6,0	...	49,0	35,9	3,7	37,2	39,1	...
1994	74,2	...	166,8	136,0	87,1	132,1	92,6	...
1998	10,8	...	44,6	76,0	28,1	100,2	35,2	20,7
2000	32,3	...	35,7	171,7	66,2	155,1	46,1	24,0
2001	209,6	55,9	299,4	373,0	286,6	372,6	236,9	127,9
2003	0,3	1,6	30,9	60,4	9,9	76,7	11,4	2,5
2004	37,1	135,3	100,3	182,8	98,8	233,8	121,2	47,7
2005	9,4	11,1	66,0	82,7	36,2	78,4	57,9	16,2
2006	62,7	63,6	131,6	157,0	105,0	145,9	75,1	41,6
2007	10,0	20,7	55,5	55,1	17,4	52,5	27,4	14,5
2008	46,3	17,7	85,4	157,8	104,7	181,3	105,6	46,8
2010	85,1	74,0	250,8	265,2	164,6	310,0	151,1	59,4
2011	12,7	0,3	20,1	92,8	44,6	110,7	44,4	14,6
2013	10,4	14,9	26,7	92,3	33,0	85,5	15,9	10,1
2015	21,4	15,3	47,6	109,3	61,6	126,2	52,2	22,4
2016	4,4	6,9	...	68,2	25,4	...	42,1	9,8

Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

Os valores do fluxo de calor sensível variaram bastante nas classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016 (Figura 19). Os maiores resultados ocorreram nas classes com pouca ou nenhuma cobertura vegetal como: formação campestre, pastagem e infraestrutura urbana. E os menores valores foram encontrados nas classes formação florestal, floresta plantada e corpo hídrico. Com exceção da classe floresta plantada, foram encontrados dados discrepantes nas demais classes.

Figura 19. Variação do fluxo de calor sensível entre as classes de solo.



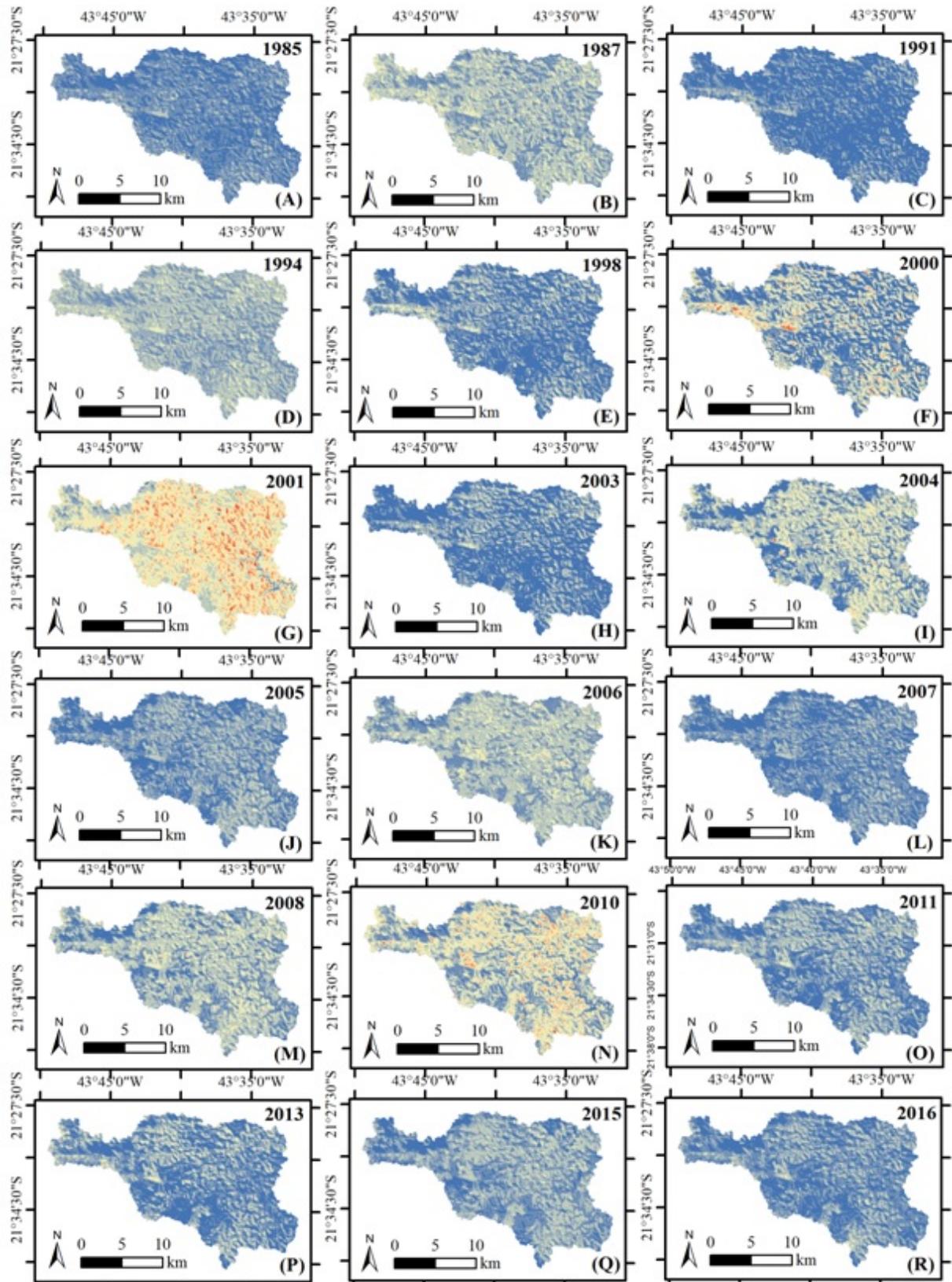
Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Os resultados corroboram com estudos já realizados por Nicácio (2008), Martins (2015), Macedo et al. (2016) e Conceição (2018), que também obtiveram maiores valores para as classes com pouca ou nenhuma vegetação e menores valores para classes vegetadas ou com presença de água. Porém, os valores encontrados para os fluxos de calor sensível (H), nestes estudos, foram bastante diferentes entre si. A ausência de semelhanças entre os resultados talvez ocorra porque o fluxo de calor sensível (H) é um dos componentes mais complicados de ser estimado pelo SEBAL.

De acordo com Martins (2015), o vento é um dos principais determinantes deste fluxo e a ausência de dados mais completos de velocidade dos ventos e da rugosidade da superfície, podem comprometer o cálculo da variável resistência aerodinâmica da superfície. E esta variável é importante porque o vento é o responsável pelo transporte de umidade, o que pode resultar em valores de evapotranspiração subestimados ou superestimados.

Figura 20. Intervalos de valores médios do fluxo de calor sensível na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

### 7.3.7 Evapotranspiração real diária (ET)

Os valores de evapotranspiração na BCRCO variaram entre 0,6 e 4,2mm/dia (Tabela 12).

Tabela 12. Valores médios da evapotranspiração real diária para as diferentes classes de cobertura da terra entre 1985 e 2016.

Anos	Classes							
	Formação Florestal	Floresta Plantada	Formação Campestre	Pastagem	Mosaico de Agricultura e Pastagem	Infraestrutura Urbana	Outra Área não vegetada	Corpo Hídrico
1985	2,4	...	2,1	1,8	2,2	1,6	2,0	...
1987	2,0	...	1,5	1,4	1,6	1,4	1,6	...
1991	3,0	...	2,5	2,5	2,9	2,5	2,6	...
1994	2,3	...	1,5	1,6	2,2	1,5	2,0	...
1998	2,0	...	1,8	1,5	1,8	1,3	1,9	2,1
2000	2,2	...	2,2	1,4	1,9	1,4	2,2	2,4
2001	1,9	2,7	1,4	0,9	1,4	0,8	1,7	2,5
2003	2,3	2,1	2,1	1,7	2,2	1,5	2,3	2,6
2004	3,5	2,6	3,0	2,0	2,9	1,5	2,8	3,6
2005	2,3	2,2	1,9	1,7	2,1	1,6	2,0	2,5
2006	1,5	1,5	1,1	0,9	1,2	0,8	1,4	1,7
2007	3,3	3,2	2,9	2,8	3,3	2,7	3,3	3,6
2008	2,6	2,8	2,3	1,6	2,1	1,4	2,1	2,7
2010	3,8	3,9	2,2	1,7	2,8	1,1	3,0	4,2
2011	1,5	1,5	1,5	0,9	1,2	0,7	1,3	1,7
2013	3,0	2,8	3,1	2,0	2,7	2,0	3,4	3,7
2015	1,6	1,6	1,5	0,7	1,2	0,6	1,6	2,2
2016	2,0	1,8	...	1,3	1,7	...	1,8	2,6

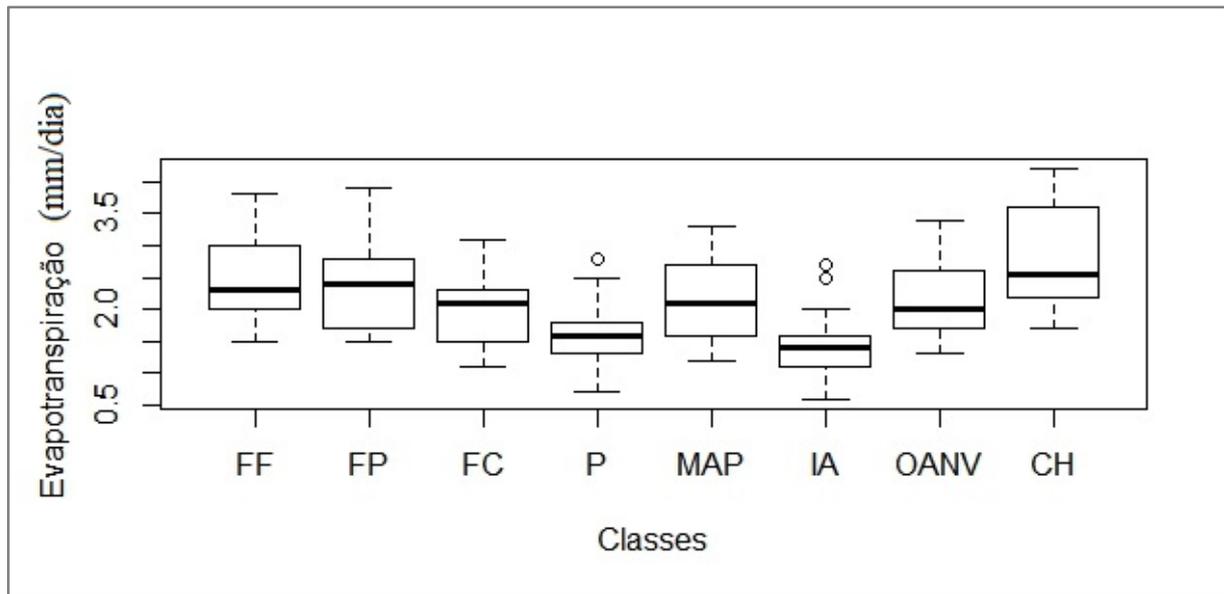
Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

(...) Classe não estabelecida para os respectivos anos.

A classe corpo hídrico foi a que apresentou maiores valores de evapotranspiração, com intervalo entre 1,7 e 4,2mm. Seguida pela classe floresta plantada, com valores entre 1,5 e 3,9mm, e a classe formação florestal, com valores entre 1,5 e 3,8mm (Figura 21)

As classes infraestrutura urbana e pastagem apresentaram os menores valores. A primeira com resultados entre 0,6 e 2,7mm/dia e a outra, com resultados entre 0,7 e 2,8mm/dia. A maioria dos resultados da classe infraestrutura urbana ficou abaixo dos 2mm/dia. E portanto, os valores de 2,5 e 2,7mm/dia podem ser considerados discrepantes, por estarem bem acima dos demais. Na classe pastagem, a maioria dos valores também ficou abaixo dos 2mm/dia, podendo o valor de 2,8mm/dia ser considerado discrepante.

Figura 21. Variação da evapotranspiração real diária entre as classes de solo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

FF = formação florestal; FP = floresta plantada; FC = formação campestre; P = pastagem; MAP = mosaico de agricultura e pastagem; IA = infraestrutura urbana; OANV = outra área não vegetada e CH = corpo hídrico.

Martins (2015), ao avaliar os componentes do balanço de energia para diferentes tipos de cobertura da terra, também obteve médias dos valores de evapotranspiração na classe floresta plantada, semelhantes às médias registradas para a classe corpo hídrico. Segundo o autor, isso decorre, principalmente, do rápido crescimento fenológico da cultura, que necessita de um maior consumo de água, superior a outras culturas. Destaca ainda, que esse tipo de cultura pode contribuir, em um primeiro momento, para o fornecimento de água, em formato de vapor, para a atmosfera. Porém, também consome grande quantidade de água presente no solo, reduzindo a oferta desse recurso.

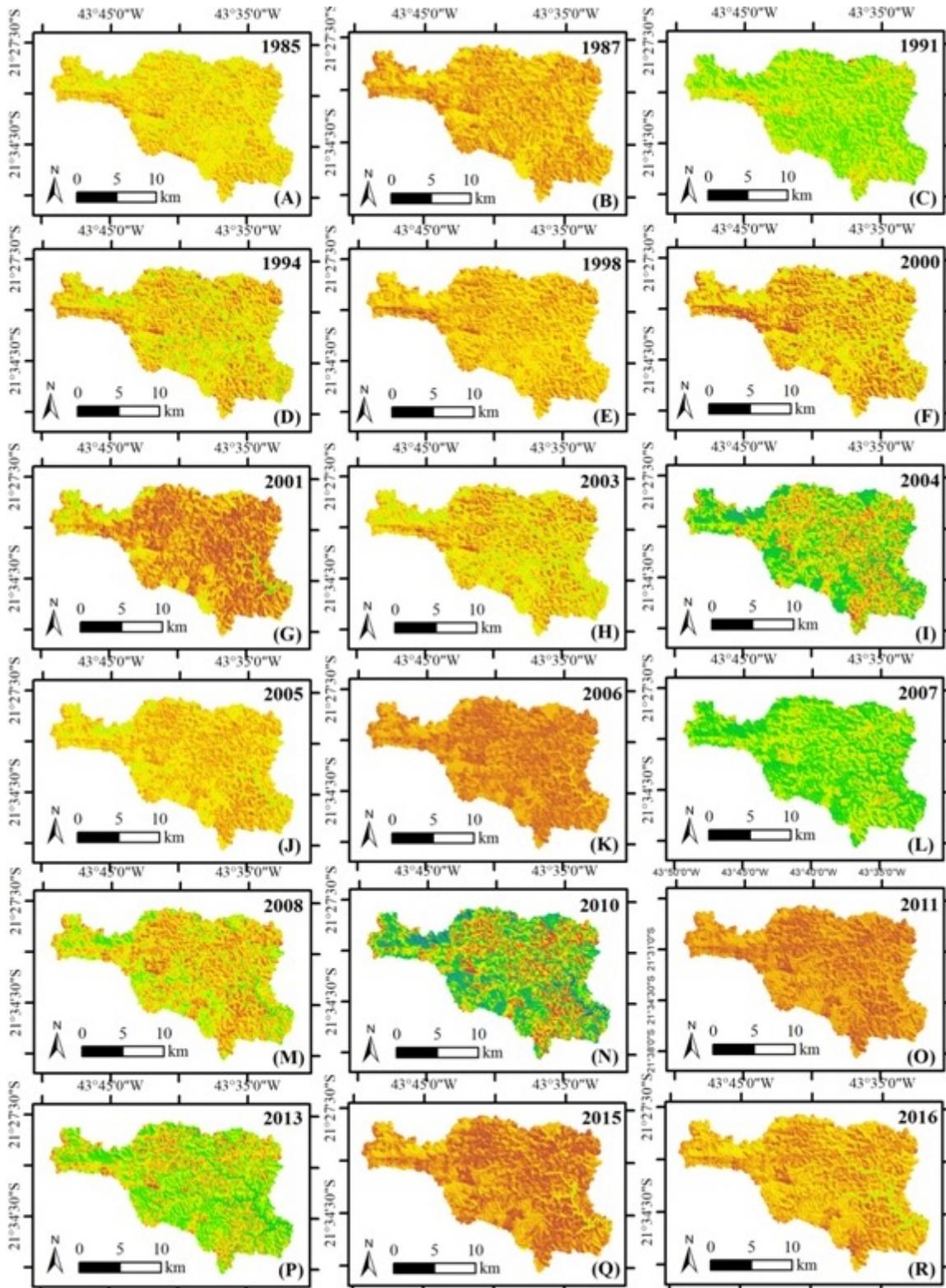
Pacheco et al. (2014), ao avaliarem a evapotranspiração real, nos meses de agosto e setembro, em uma área de preservação ambiental em Alagoas, encontraram valores entre 2 e 4mm/dia para vegetação nativa, 2 e 3mm/dia para áreas de agricultura e 0 e 1mm/dia para áreas urbanas e de solo exposto.

Macedo et al. (2016), ao calcularem a evapotranspiração no período seco, em diferentes usos e ocupação do solo, em uma microbacia, no Mato Grosso do Sul, encontraram valores entre 1 e 4mm/dia para superfícies com presença de eucalipto, fragmentos florestais e culturas agrícolas bem desenvolvidas. E valores abaixo dos 2mm/dia em áreas de solo exposto ou com baixa densidade vegetal.

Veloso et al. (2017), encontraram valores entre 2,3 e 3,9mm/dia para classe floresta, 1,9 e 4,0mm/dia para áreas agrícolas, e 1,0 a 2,2mm/dia para classes pastagem, solo exposto e áreas com vegetação rala para os dias 24/06/2011, 10/07/2011 e 12/09/2011, em uma região de Minas Gerais.

Na Figura 22 é possível observar o comportamento da evapotranspiração na BCRC D entre os anos de 1985 e 2016. Os tons em vermelho indicam taxas de evapotranspiração mais baixas, os tons em verde indicam taxas que variam entre 2,5 a 4,0mm/dia.

Figura 22. Intervalos de valores médios de evapotranspiração real diária na BCRC D entre 1985 e 2016 para as datas: (A)04/07/1985, (B)27/08/1987, (C)06/08/1991, (D)29/07/1994, (E)08/07/1998, (F)27/06/2000, (G)04/10/2001, (H)06/07/2003, (I)10/09/2004, (J)28/08/2005, (K)16/09/2006, (L)02/08/2007, (M)05/09/2008, (N)26/08/2010, (O)13/08/2011, (P)02/08/2013, (Q)24/08/2015, (R)25/07/2016.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

ET (mm/dia)



## CONCLUSÕES

O estudo sobre o uso e a cobertura da terra na BCRCO possibilitou compreender as transformações ocorridas na ao longo das últimas décadas. Destacando a predominância das pastagens, que ocupam cerca de metade da área, e o crescimento contínuo da classe floresta plantada. Fatores importantes a serem considerados pelos gestores da bacia.

O trabalho confirmou que os componentes do balanço de energia como o albedo, o NDVI, a temperatura de superfície, o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo, o fluxo de calor sensível e a evapotranspiração real estão relacionados às diferentes categorias de cobertura da terra.

Com relação ao albedo, os valores mínimos foram encontrados para as classes corpo hídrico e os valores máximos para as classes com menor cobertura vegetal. Como os dados do albedo costumam ser inversamente proporcionais aos da evapotranspiração, alterações significativas nos padrões do albedo, devido à mudanças na cobertura da terra, podem interferir nas taxas de evapotranspiração.

O NDVI, índice capaz de verificar as condições da vegetação, apresentou valores mais elevados para as classes de formação florestal e floresta plantada.

Os valores de temperatura de superfície na BCRCO também variaram em função da cobertura da terra, sendo os maiores valores obtidos para as classes infraestrutura urbana e pastagem, respectivamente. E os menores valores para a classe formação florestal.

Quanto ao saldo de radiação na superfície ( $R_n$ ), os maiores valores foram obtidos para as classes corpo hídrico, formação florestal e floresta plantada. Por ser um dos principais determinantes do fator evapotranspiratório, salienta-se a importância de manter coberturas que contribuam melhor com este processo.

Os resultados do fluxo de calor no solo ( $G$ ) foram compatíveis com as respectivas classes de cobertura da superfície. Os maiores valores foram obtidos para as classes corpo hídrico e outra área não vegetada, evidenciando que quanto mais densa for a cobertura vegetal, maior a proteção do solo e, conseqüentemente, menor o fluxo de calor no solo.

Os valores do fluxo de calor sensível ( $H$ ) variaram bastante entre as classes de cobertura da terra, porém se manteve compatível com dados obtidos em literatura e citados neste trabalho.

A estimativa da evapotranspiração também mostrou resultados coerentes com outros estudos utilizando o SEBAL, em períodos secos, como visto também em outros estudos mostrados nesta pesquisa.

Frente aos resultados apresentados, o mais indicado seria a utilização de imagens de diferentes períodos do ano para melhor estimativa e análise das variáveis, o que não foi possível pela presença de nuvens em muitas das imagens no período chuvoso.

A pesquisa apresentada visou contribuir com dados que possam auxiliar na gestão deste importante manancial de abastecimento. Especialmente, os dados referentes aos componentes do balanço de energia, até então desconhecidos para a bacia.

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, R., TASUMI, M., MORSE, A., TREZZA, R., et al. Satellite-based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.395-406, 2007.
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land): Advanced Training and Users Manual**. Version 1.0. Idaho: Implementation, 2002.
- ALMEIDA, H. A. **Climatologia aplicada à geografia**. 21<sup>o</sup> ed. Campina Grande: Eduepb, 2016.
- ALMHAB, A.; BUSU, IBRAHIM.; CRACKNELL, A. **Comparision of regional scale evapotranspiration using NOAA-AVHRR and Landsat TM images: a case study in an arid area in the Sana'a Basin, Republic of Yemen**. The 28<sup>th</sup> Asin Conference on Remote Sensing, 2007.
- ANDRADE, R. G.; HOTT, M. C.; MAGALHÃES, W. C. P. J. **Brazilian Journal of Animal and Environmental Research**, v. 1, n. 2, p. 362–372, 2018.
- ANDRADE, R. G.; SEDIYAMA, G. C.; PAZ, A. R.; LIMA, E.P.; FACCO, A. G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 47, n. 9, p. 1227-1234, 2012.
- ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2008.
- ANGELINI, L. P.; SILVA, P. C. B. S.; FAUSTO, M. A.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Balanço de energia nas condições de mudanças de uso do solo na Região Sul do Estado de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 353-363, 2017.
- AVDAN, U.; JOVANOVSKA, G. Algorithm for automated mapping of land surface temperature using Landsat 8 satellite data. **Journal of Sensors**, 2016.
- AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highland. **Journal of Hidrology**, v. 279, p. 83 – 93, 2003.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 10<sup>a</sup> Ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 2010.
- BALA, A.; MISRA, A. K.; SRIVASTAVA, A. Estimation and validation of actual evapotranspiration for wheat crop using SEBAL model over Hisar district, Haryana, India. **Current Science**, v. 113, n. 1, p. 134–141, 2017.
- BASTIAANSSEN, W.G.M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Tese (Ph.D.) - Wageningem Agricultural University, Wageningen, 1995.
- BASTIAANSSEN, W.G.M. SEBAL - based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin. **Journal of Hydrology**, n. 229, p.87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 6, p. 85–93, 2005.

BERNARDI, A. C. C.; GREGO, C. R.; ANDRADE, R. A.; RABELLO, L. M.; INAMASU, R. Y. Spatial variability of vegetation index and soil properties in an integrated crop-livestock system. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 21, n. 8, p. 513–518, 2017.

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B.; BEZERRA, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 7, 2011.

BRASIL. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Plano setorial de mitigação e de adaptação às mudanças climáticas para a consolidação de uma economia de baixa emissão de carbono na agricultura : plano ABC (Agricultura de Baixa Emissão de Carbono. Brasília, 2012.

CESAMA (Companhia de Saneamento Municipal). Disponível em: <http://www.cesama.com.br/mananciais/barragem-de-chapeu-d-uvas-2>. Acesso em fevereiro de 2019.

CHANDER, G. Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric Calibration. **IEEE Geoscience and Remote Sensing letters**, v. 4, n. 3, 2007.

CHANDER, G.; MARKHAM, B.L.; HELDER, D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 893-903, 2009.

CONCEIÇÃO, A. F. **Balço de energia da superfície nas Bacias Hidrográficas dos rios Cachoeira e Atibainha do Sistema Cantareira por meio de sensoriamento remoto**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 2018.

COSTA, F. J. L. **Estratégias de gerenciamento de recursos hídricos no Brasil: áreas de cooperação com o Banco Mundial**. 1º ed. Brasília, 2003.

COSTA, J. O.; COELHO, R. D.; WOLF, W.; JOSÉ, J. V.; FOLEGATTI, M. V.; FERRAZ, S. F. B. Spatial variability of coffee plant water consumption based on the Sebal algorithm. **Scientia Agrícola**, v. 76, n. 2, 2019.

DAMASCENO, C. E.; MARTINS, A. P. **Análise comparativa do albedo de superfície utilizando o algoritmo SEBAL para os sistemas sensores terra/MODIS e Landsat 8/OLI no município de Jataí (GO)**. XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física e Aplicada, 2017.

DANELICHEN, V. H. M. **Balço de energia em unidade de conservaço no Pantanal mato-grossense por sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá. 2015.

DANTAS, F. R. C.; BRAGA, C. C.; SOUZA, E. P.; SILVA, S. T. A. Determinaço do albedo da superfcie a partir de dados AVHRR/NOAA e T/Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 1, 2010.

DANTAS, M. J. F. **Evapotranspiraço na sub-bacia do Riacho Jardim – CE, por sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista, Botucatu. 2013.

DU, J.; SONG, K.; WANG, Z.; ZHANG, B.; LIU, D.; Evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance algorithms for land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China. **Chinese Geographical Science**, v. 23, p. 73-91, 2013.

DUARTE, G. S.; COSTA, G. E.; OLIVEIRA, A. P.; BARROS, R. F.; CRUZ, C. B. M. **O uso da geometria do Landsat 8 como base para georreferenciamento semiautomático visando estudos espaço-temporais**. XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa, 2015.

EARTH EXPLORER. **United States Geological Survey**. Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em junho de 2016.

EMPRABA. **Satélites de monitoramento**. Campinas: Embrapa monitoramento por satélite, 2013. Disponível em: <http://www.sat.cnpm.embrapa.br>. Acesso em agosto de 2019.

FAUSTO, M. A.; ANGELINI, L. P.; MARQUES, H. O.; FILHO, A. S.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Impacto da alteraço do uso do solo no saldo de radiaço no Cerrado do Sul do Mato Grosso. **Revista Ambiente & Água**. v. 11, n. 10, p.350-361, 2016.

FUNARI, F. L.; FILHO, A. J. P. Estimativa do fluxo de calor no solo a partir da temperatura do solo em São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**. v. 38, n. 1, p. 49-57, 2017.

FURLAN, D. N. **Efeito da mudanço do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2013.

GIONGO, P. R.; VETTORAZZI, C. A. Albedo da superfcie por meio de imagens TM-Landsat 5 e modelo numérico do terreno. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n. 8, p. 833-838, 2014.

GOMES, L.C.F.; SANTOS, C.A.C.; ALMEIDA, A. Balço de Energia à Superfcie para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, n. 01, p.015-028, 2013.

HONG, S.; HENDRICKX, J. M. H. Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30m) to MODIS (250m) scale. **Journal of Hidrology**, v. 370, 2009.

HUETE, A. R. Adjusting vegetation indices for soil influences. **International Agrophysics**, vol.4, n. 4, p.367-376, 1988.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). INMET - Clima. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>. Acesso em fevereiro de 2019.

JASSAS, H.; KANOVA, W.; MERKEL, B. Actual Evapotranspiration in the Al-Khazir Gomal Basin (Northern Iraq) using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and water balance. **Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 141–159, 2015.

KE, Y.; IM, J.; PARK, S.; GONG, H. Downscaling of MODIS one kilometer evapotranspiration using Landsat 8 data and machine learning approaches. **Remote Sensing**, v. 8, n. 215, 2016.

KHALAF, A.; DONOGHUE, D. Estimating recharge distribution using remote sensing: A case study from the West Bank. **Journal of Hydrology**, v. 414–415, p. 354–363, 2012.

LANDSAT 8 (L8) DATA USERS BOOK. Version 2.0. USGS, 2016.

LI, Z.; WU, W.; LIU, X.; FATH, B. D.; SUN, H.; LIU, X.; XIAO, X.; CAO, J. Land use / cover change and regional climate change in an arid grassland ecosystem of Inner Mongolia , China. **Ecological Modelling**, v. 353, p. 86–94, 2017.

LIMA, E. P. **Estimativa da evapotranspiração e do balanço hídrico a partir de imagens de satélite de duas sub-bacias do Paracatu**. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2010.

LIU, Y. A.; KAR, S. K. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms – a review. **Energies**, v. 7, p. 2821 – 2849, 2014.

LIU, W. T. H. **Aplicações de sensoriamento remoto**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

MACEDO, F. L.; SILVA, H. R.; ROMERO, C. W. S.; RODRIGUES, R. A. F.; MARQUES, A. P. Determinação da evapotranspiração real diária em diferentes usos e ocupação do solo. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 9, n. 5, p. 1529-1542, 2016.

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM – Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no Litoral Sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 29, n. 1, p. 55-67, 2014.

MACHADO, P. J. O. **Diagnóstico ambiental e ordenamento territorial: instrumentos para a gestão da Bacia Hidrográfica de Contribuição da Represa de Chapéu D’Uvas - MG**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2012.

MAPBIOMAS. Coleções (3 e 4) da série anual de mapas de cobertura e uso de solo do Brasil. Disponível em : <https://mapbiomas.org/>. Acesso em: outubro de 2018.

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. B. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**. v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MARTINS, A. P. **Uso de dados do sensor Modis/Acqua e do algoritmo SEBAL para estimativa da evapotranspiração real na Bacia do Rio Paranaíba**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia. 2015.

MARTINS, J.L.F.; SILVA, M. H. S. **Aplicação do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para avaliação ambiental da Bacia Hidrográfica do Alto Guariroba, Campo Grande – MS**. X Fórum Ambiental da Alta Paulista, p. 499-512, 2014.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Texto, 2007.

MENDONÇA, J. C.; ANDRÉ, R. G. B.; SOUSA, E. F.; SILVA, B. B. **Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens MODIS para estimativa do fluxo do calor do solo (G) na Região Norte Fluminense, RJ, Brasil**. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, p. 293-300, 2009.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. (org.). **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: UnB, 2012.

MONTEIRO, P. F. C.; FONTANA, D. C.; SANTOS, T. V.; ROBERTI, D. R.; Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração para áreas de cultivo de soja no sul do Brasil utilizando imagens do sensor TM Landsat 5. **Bragantia**. v. 73, n. 1, p. 72-80, 2014.

MORAIS, D. M. DE; RODRIGUES, R.; BIUDES, M. S. Estimativa de componentes do balanço de radiação em diferentes tipos de uso e cobertura do solo. **Revista Ambiente & Água**, v. 9, n. 2, p. 348–358, 2014.

MUTIGA, J. K.; SU, Z.; WOLDAI, T. Corrigendum to using satellite remote sensing to assess evapotranspiration: Case study of the upper Ewaso Ng'iro North Basin, Kenya. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 23, n. 1, p. 411, 2013.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na Bacia do Rio São Francisco**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2008.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; ANTONINO, A. C. D.; MOURA, A. E. S. S. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produto Modis. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 18, n. 10, p. 1039-1046, 2014.

OLIVEIRA, M. **Limnologia da paisagem com uso de regressão geograficamente ponderada : estudo da qualidade da água na represa de Chapéu D'Uvas, MG**. Tese (Doutorado em Ecologia) – Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora. 2018.

OLIVEIRA, W. C.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; MACÊDO, K. G.; LIMA – JÚNIOR, J. C. Energy balance in areas with different land uses in the Chapada do Araripe. **Revista Geama**, n.3, v. 4, p. 252 – 256, 2017.

- PACHECO, A. P.; CERQUEIRA, M.A.; SILVA, B. B.; NICÁCIO, R. M. Análise espaçotemporal da evapotranspiração na área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita, Alagoas, Brasil. **Revista Árvore**, v. 38, n. 3, p. 453-460, 2014.
- PAIVA, C. M.; FRANÇA, G. B.; LIU, W. T. H.; FILHO, O. C. R. A comparison of experimental energy balance components data and SEBAL model results in Dourados, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 6, p. 1731-1745, 2011.
- PAVÃO, V. M.; QUERINO, C. A. S.; BENEDITTI, C. A.; PAVÃO, L. L.; QUERINO, J. K. A. S.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Variação espacial e temporal do saldo de radiação superficial em uma área do sul do Amazonas, Brasil. **Revista Ra e Ga**, v. 37, p. 333-352, 2016.
- PAVÃO, V. M.; QUERINO, C. A. S.; BENEDITTI, C. A.; PAVÃO, L. L.; QUERINO, J. K. A. S.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Temperatura e albedo da superfície por imagens TM Landsat 5 em diferentes usos do solo no sudoeste da Amazônia brasileira. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 16, n. 11, p. 169-183, 2015.
- PEREIRA, O. A. **Estimativas do balanço de energia e fluxo de carbono por diferentes métodos em floresta de transição no Sudoeste da Amazônia**. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá. 2013.
- PIRES, E. G. **Avaliação de parâmetros biofísicos, derivados de dados satelitários, na área de influência do reservatório da UHE Luís Eduardo Magalhães – TO**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Goiás, Goiânia. 2017.
- RAMOS, J. G.; CRATCHLEY, C. R.; KAY, J. A.; CASTERAD, M. A.; MARTÍNEZ-COB, A.; DOMÍNGUEZ, R. Evaluation of satellite evapotranspiration estimates using ground-meteorological data available for the Flumen District into the Ebro Valley of N.E. Spain. **Agricultural Water Management**, v. 96, n. 4, p. 638–652, 2009.
- RAMPAZO, N. A. M. **Modelagem da evapotranspiração da cana-de-açúcar por sensoriamento remoto**. Dissertação (Mestrado Planejamento de Sistemas Energéticos) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 2017.
- RIBEIRO, C. R. **Planejamento ambiental e gestão de recursos hídricos na Bacia Hidrográfica da Represa de Chapéu D’Uvas – Zona da Mata e Campo das Vertentes – MG**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente. 2012.
- RIBEIRO, C. R.; LEAL, A. C. Inventário do meio físico como subsídio ao planejamento ambiental: estudo aplicado na Bacia Hidrográfica da Represa de Chapéu D’Uvas – Zona da Mata e Campo das Vertentes. **Revista Geonorte**, v.3, n.4, p. 1045-1058, 2012.
- ROCHA, C. H. B. **Geoprocessamento: tecnologia transdisciplinar**. 3ªed. Juiz de Fora: UFJF, 2007.
- ROERINK, G.J., SU, Z., & MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, v.25, n.2, p. 147-157, 2000.

- SANTOS, D. L. S.; FERREIRA, R. G. G. A. B.; MALHEIRO, A. M.; SANTOS, C. O. **Comparação dos valores de NDVI em áreas de vegetação nativa, pastagens com muitas árvores e pastagens sem árvores.** Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Santos, Brasil, p. 2287- 2290, 2019.
- SANTOS, E. G.; SANTOS, C. A. C.; BEZERRA, B. G.; NASCIMENTO, F. C. A. Análise de parâmetros ambientais no núcleo de desertificação de Irauçuba-CE usando imagens de satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.7, n. 5, p. 915-926, 2014.
- SCHIRMBECK, J.; FONTANA, D. C.; ROBERTI, D. R. Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate. **Bragantia**, v. 77, n. 4, p. 609–621, 2018.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v.24, n. 3, p. 145 - 152, 2011.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M. O.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; JUNIOR, B. B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: application to the brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 20, n. 1, p. 3-8, 2016.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, n. 2, p. 201 – 211, 2005.
- SILVA, B. B.; MERCANTE, E.; VILAS BOAS, M. A.; WRUBLACK, S. C.; OLDONI, L. V. Satellite-based ET estimation using Landsat 8 images and SEBAL model. **Revista Ciência Agronômica**, v. 49, n. 2, 2018.
- SILVA, B. B.; WILCOX, B. P.; SILVA, V. P. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M.; Changes to the energy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo, State, Brazil. **Ecohydrology**, v. 8, n. 9, p. 1272–1283, 2015.
- SILVA, G. B. S.; SANTOS, D. G.; FOLHARINI, S. O.; NOGUEIRA, S. F.; VICENTE, L. E.; ANDRADE, R. G.; FURTADO, A. L. S. **Procedimentos para a correção geométrica de imagens de satélite (Circular Técnica 18)**. Campinas: Embrapa, 2012.
- SILVA, L. C.; CUNHA, J. M.; MACHADO, N. G.; CAMPOS, M. C. C.; BIUDES, M. S. Estimative of radiation balance by remote sensing of different soil uses in the brazilian southern amazon. **Soc. & Nat., Uberlândia**, v. 28, n. 1, p. 131–146, 2015.
- SOUZA, J. F. **Análise das mudanças do uso e ocupação do solo, variabilidade da temperatura e do saldo de radiação em João Pessoa – PB.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, Paraíba. 2014.
- SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 50, n. 8, p. 627- 636, 2015.

STEELE, D. D.; THORESON, B. P.; HOPKINS, D. G.; CLARK, B. A.; TUSCHERER, S. R.; GAUTAM, R. Spatial mapping of evapotranspiration over Devils Lake basin with SEBAL : application to flood mitigation via irrigation of agricultural crops. **Irrig Sci**, n. 33, p. 15–29, 2015.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, p. 85-100, 2002.

SUN, Z.; WEI, B.; SU, W.; SHEN, W.; WANG, C.; YOU, D.; LIU, Z. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. **Mathematical and Computer Modelling**, v. 54, n. 3–4, p. 1086–1092, 2011.

TARTARI, R.; MACHADO, N. G.; ANJOS, M. R.; CUNHA, J. M.; MUSIS, C. R.; NOGUEIRA, J. S.; BIUDES, M. S. Análise de índices biofísicos a partir de imagens TM Landsat 5 em paisagem heterogênea no Sudoeste da Amazônia. **Revista Ambiente & Água**, v. 10, n. 4, p. 944–952, 2015.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Ph. D. (Dissertation) - University of Idaho, Idaho. 2003.

TEIXEIRA, A.H.; BASTIAANSSEN, W.G.M. **Calibração e validação do modelo SEBAL para as condições semi-áridas do Nordeste brasileiro**. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, p. 4905-4912, 2009.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). Disponível em: <https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-4-5-thematic-mapper-tm-calibration-notice>. Acesso em: maio de 2017.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Recife. Versão Digital, 2006.

VELOSO, G. A.; FERREIRA, M. E.; BARBOSA, B. Determinação da evapotranspiração real diária em áreas irrigadas do Projeto Jaíba ( Minas Gerais, Brasil ), mediante imagens Landsat 5 - TM. **Revista Cerrados**, v. 15, n. 1, p. 53–76, 2017.

Apêndice A - Dados meteorológicos utilizados para estimar os componentes do balanço de energia.

Data	Temperatura do ar (°C)	Insolação	Umidade relativa do ar (%)	Velocidade do vento (m/s)
04/07/1985	19,14	10,1	62,25	2,4
27/08/1987	20,44	7,4	69,75	2,07
06/08/1991	16,82	9,1	69,25	3,6
29/07/1994	19,18	10,8	65	1,7
08/07/1998	19,48	9	64,5	0,83
27/06/2000	19,52	9,9	70	1,67
04/10/2001	23,94	10,7	51	2,33
06/07/2003	19	9,9	54,25	3
10/09/2004	20,76	10,7	53,25	4,33
28/08/2005	20,36	6,8	64	4,33
16/09/2006	19,96	9,6	69	3,67
02/08/2007	17,4	9,6	58	1
05/09/2008	22,92	9,1	48,25	4,33
26/08/2010	22,06	10,8	43	2,67
13/08/2011	19,42	10,3	90,25	3
02/08/2013	19,62	10	51	2
24/08/2015	17,94	8,4	78,5	3,67
25/07/2016	19,16	9,7	60	2,67

Apêndice B - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 04/07/1985.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-1.661	88.639	0.178	-33.2658	1.8875	22.771
1 (corrigido)	-4.418	16.358	0.247	-6.1391	0.3483	4.202
2 (corrigido)	-5.289	22.468	0.262	-8.4321	0.4784	5.772
3 (corrigido)	-4.976	23.360	0.257	-8.7669	0.4974	6.001
4 (corrigido)	-5.077	23.057	0.259	-8.6532	0.4910	5.923
5 (corrigido)	-5.044	23.157	0.258	-8.6907	0.4931	5.949
6 (corrigido)	-5.055	23.124	0.258	-8.6783	0.4924	5.941
7 (corrigido)		23.135	0.258	-8.6825	0.4926	5.943

Apêndice C - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 27/08/1987.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0.922	100.039	0.158	-53.2143	3.0467	32.006
1 (corrigido)	-2.929	17.011	0.232	-9.0488	0.5181	5.442
2 (corrigido)	-3.561	22.743	0.248	-12.0978	0.6926	7.276
3 (corrigido)	-3.305	23.822	0.242	-12.6718	0.7255	7.621
4 (corrigido)	-3.399	23.408	0.244	-12.4516	0.7129	7.489
5 (corrigido)	-3.362	23.564	0.243	-12.5345	0.7177	7.539
6 (corrigido)	-3.377	23.504	0.243	-12.5026	0.7158	7.520
7 (corrigido)		23.528	0.243	-12.5154	0.7166	7.527

Apêndice D - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 06/08/1991.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-5.420	58.170	0.272	-24.9429	1.4669	16.111
1 (corrigido)	-11.423	12.892	0.348	-5.5280	0.3251	3.571
2 (corrigido)	-12.979	17.721	0.363	-7.5987	0.4469	4.908
3 (corrigido)	-12.508	18.122	0.359	-7.7706	0.4570	5.019
4 (corrigido)	-12.599	18.066	0.360	-7.7466	0.4556	5.004
5 (corrigido)	-12.619	18.029	0.360	-7.7307	0.4546	4.993
6 (corrigido)	-12.608	18.034	0.360	-7.7329	0.4548	4.995
7 (corrigido)		18.031	0.360	-7.7316	0.4547	4.994

Apêndice E. Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 29/07/1994.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0.623	121.796	0.130	-43.6892	3.0168	31.658
1 (corrigido)	-2.196	20.047	0.197	-7.1910	0.4965	5.211
2 (corrigido)	-2.696	25.802	0.211	-9.2554	0.6391	6.707
3 (corrigido)	-2.482	27.143	0.206	-9.7364	0.6723	7.055
4 (corrigido)	-2.565	26.599	0.208	-9.5413	0.6588	6.914
5 (corrigido)	-2.532	26.816	0.207	-9.6191	0.6642	6.970
6 (corrigido)	-2.545	26.728	0.207	-9.6875	0.6620	6.947
7 (corrigido)		26.764	0.207	-9.6005	0.6629	6.957

Apêndice F - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 08/07/1998.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0,067	248.497	0.064	-165.3269	9.4618	70.898
1 (corrigido)	-0,498	40.448	0.124	-26.9103	1.5401	11.540
2 (corrigido)	-0,602	35.126	0.132	-23.3696	1.3375	10.022
3 (corrigido)	-0,542	37.067	0.128	-24.6609	1.4114	10.575
4 (corrigido)	-0,574	35.979	0.130	-23.9371	1.3699	10.265
5 (corrigido)	-0,556	36.576	0.129	-24.3343	1.3927	10.435
6 (corrigido)	-0,566	36.243	0.130	-24.1127	1.3800	10.340
7 (corrigido)	-0,561	36.427	0.129	-24.2351	1.3870	10.393
8 (corrigido)		36.326	0.129	-24.2680	1.3832	10.364

Apêndice G. Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 27/06/2000.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0.372	123.545	0.128	-96.2200	5.4596	51.839
1 (corrigido)	-1.527	19.824	0.205	-15.4394	0.8760	8.318
2 (corrigido)	-1.891	23.811	0.220	-18.5446	1.0522	9.991
3 (corrigido)	-1.725	25.163	0.213	-19.5766	1.1108	9.991
4 (corrigido)	-1.792	24.577	0.216	-19.1412	1.0861	10.312
5 (corrigido)	-1.763	24.820	0.215	-19.3305	1.0968	10.414
6 (corrigido)		24.822	0.215	-19.3320	1.0969	10.415

Apêndice H - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 04/10/2001.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0.958	90.721	0.175	-89.3865	4.2949	38.066
1 (corrigido)	-2.958	15.528	0.255	-15.2996	0.7351	6.515
2 (corrigido)	-3.598	20.766	0.272	-20.4605	0.9831	8.713
3 (corrigido)	-3.346	21.739	0.265	-21.4192	1.0292	9.122
4 (corrigido)	-3.436	21.376	0.268	-21.0616	1.0120	8.969
5 (corrigido)	-3.403	21.509	0.267	-21.1926	1.0183	9.025
6 (corrigido)		21.460	0.267	-21.1443	1.0160	9.005

Apêndice I - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 06/07/2003.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-3.875	70.369	0.225	-36.8740	1.8952	15.382
1 (corrigido)	-8.664	14.776	0.294	-7.7427	0.3980	3.230
2 (corrigido)	-10.009	20.422	0.308	-10.7013	0.5500	4.464
3 (corrigido)	-9.579	20.981	0.304	-10.9942	0.5651	4.586
4 (corrigido)	-9.709	20.812	0.305	-10.9057	0.5605	4.549
5 (corrigido)	-9.669	20.863	0.305	-10.9324	0.5619	4.560
6 (corrigido)		20.847	0.305	-10.9240	0.5615	4.557

Apêndice J - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 10/09/2004.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-9.024	46.710	0.338	-36.1652	1.6004	15.214
1 (corrigido)	-17.790	11.139	0.424	-8.6244	0.3817	3.628
2 (corrigido)	-19.680	15.164	0.439	-11.7407	0.5196	4.939
3 (corrigido)	-23.338	14.421	0.464	-11.1655	0.4941	4.697
4 (corrigido)	-18.281	15.804	0.428	-12.2362	0.5415	5.147
5 (corrigido)	-19.535	15.229	0.438	-11.7910	0.5218	4.960
6 (corrigido)	-19.246	15.338	0.435	-11.8754	0.5255	4.996
7 (corrigido)	-19.264	15.353	0.436	-11.8871	0.5260	5.001
8 (corrigido)		15.355	0.436	-11.8886	0.5261	5.001

Apêndice K - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 28/08/2005.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-7.813	48.933	0.323	-26.7358	1.3130	16.037
1 (corrigido)	-15.262	11.541	0.404	-6.3057	0.3097	3.782
2 (corrigido)	-17.055	15.714	0.419	-8.5857	0.4217	5.150
3 (corrigido)	-16.064	16.157	0.411	-8.8278	0.4335	5.295
4 (corrigido)	-16.829	15.844	0.417	-8.6568	0.4251	5.193
5 (corrigido)	-16.613	15.961	0.415	-8.7207	0.4283	5.231
6 (corrigido)	-16.673	15.928	0.416	-8.7027	0.4274	5.220
7 (corrigido)		15.937	0.416	-8.7076	0.4276	5.223

Apêndice L - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 16/09/2006.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-4.563	58.504	0.270	-27.6134	1.3268	19.390
1 (corrigido)	-9.737	12.688	0.348	-5.9886	0.2877	4.205
2 (corrigido)	-11.169	17.461	0.364	-8.2414	0.3960	5.787
3 (corrigido)	-10.733	17.896	0.359	-8.4468	0.4059	5.931
4 (corrigido)	-10.860	17.771	0.361	-8.3878	0.4030	5.890
5 (corrigido)	-10.819	17.808	0.360	-8.4052	0.4039	5.902
6 (corrigido)	-10.833	17.796	0.360	-8.3996	0.4036	5.898
7 (corrigido)		17.800	0.360	-8.4014	0.4037	5.899

Apêndice M - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 02/08/2007.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-0.113	214.798	0.074	-69.9366	3.8671	57.693
1 (corrigido)	-0.621	35.739	0.130	-11.6363	0.6434	9.599
2 (corrigido)	-0.793	33.723	0.141	-10.9800	0.6071	9.058
3 (corrigido)	-0.705	35.960	0.135	-11.7083	0.6474	9.659
4 (corrigido)	-0.745	34.864	0.138	-11.3515	0.6277	9.364
5 (corrigido)	-0.725	35.382	0.137	-11.5201	0.6370	9.503
6 (corrigido)	-0.735	35.133	0.137	-11.4390	0.6325	9.436
7 (corrigido)	-0.730	35.253	0.137	-11.4781	0.6347	9.436
8 (corrigido)		35.194	0.137	-11.4589	0.6336	9.453

Apêndice N - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 05/09/2008.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-7.633	49.696	0.318	-25.4128	1.1707	16.063
1 (corrigido)	-14.796	11.723	0.397	-5.9947	0.2762	3.789
2 (corrigido)	-16.578	16.029	0.412	-8.1967	0.3776	5.181
3 (corrigido)	-18.930	15.386	0.430	-7.8679	0.3624	4.973
4 (corrigido)	-15.546	16.575	0.403	-8.4759	0.3904	5.357
5 (corrigido)	-16.357	16.079	0.410	-8.2222	0.3788	5.197
6 (corrigido)	-16.145	16.209	0.408	-8.2887	0.3818	5.239
7 (corrigido)	-16.192	16.176	0.409	-8.2718	0.3811	5.228
8 (corrigido)		16.183	0.409	-8.2754	0.3812	5.228

Apêndice O - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 26/08/2010.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-1.626	81.034	0.195	-57.3403	2.7552	27.948
1 (corrigido)	-4.265	15.004	0.269	-10.6170	0.5101	5.175
2 (corrigido)	-5.120	20.538	0.286	-14.5329	0.6983	7.083
3 (corrigido)	-4.818	21.362	0.280	-15.1159	0.7263	7.368
4 (corrigido)	-4.914	21.087	0.282	-14.9213	0.7170	7.273
5 (corrigido)	-4.883	21.177	0.281	-14.9850	0.7200	7.304
6 (corrigido)	-4.894	21.148	0.281	-14.9645	0.7190	7.294
7 (corrigido)		21.158	0.281	-14.9716	0.7194	7.297

Apêndice P - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 13/08/2011.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-3.792	66.894	0.236	-31.8344	1.5613	17.627
1 (corrigido)	-8.945	13.771	0.314	-6.5535	0.3214	3.629
2 (corrigido)	-10.281	19.158	0.329	-9.1172	0.4471	5.048
3 (corrigido)	-9.829	19.680	0.324	-9.3656	0.4593	5.186
4 (corrigido)	-9.969	19.512	0.326	-9.2856	0.4554	5.141
5 (corrigido)	-9.926	19.565	0.326	-9.3108	0.4566	5.155
6 (corrigido)	-9.936	19.549	0.326	-9.3032	0.4563	5.151
7 (corrigido)		19.552	0.326	-9.3047	0.4563	5.152

Apêndice Q - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 02/08/2013.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-1.229	98.662	0.160	-59.3288	3.0962	24.618
1 (corrigido)	-3.868	16.957	0.235	-10.1968	0.5321	4.231
2 (corrigido)	-4.604	23.359	0.249	-14.0466	0.7330	5.828
3 (corrigido)	-4.302	24.339	0.243	-14.6359	0.7638	6.073
4 (corrigido)	-4.417	23.955	0.245	-14.4050	0.7517	5.977
5 (corrigido)	-4.371	24.104	0.244	-14.4946	0.7564	6.014
6 (corrigido)	-4.378	24.046	0.245	-14.4597	0.7546	6.000
7 (corrigido)		24.068	0.245	-14.4729	0.7553	6.005

Apêndice R - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 24/08/2015.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-7.233	55.024	0.287	-24.4140	1.2532	13.597
1 (corrigido)	-14.882	12.658	0.365	-5.6163	0.2883	3.128
2 (corrigido)	-16.629	17.338	0.379	-7.6928	0.3949	4.284
3 (corrigido)	-16.110	16.611	0.375	-7.3702	0.3783	4.105
4 (corrigido)	-16.259	17.569	0.376	-7.7953	0.4001	4.341
5 (corrigido)	-16.216	17.595	0.376	-7.8068	0.4007	4.348
6 (corrigido)	-16.221	17.588	0.376	-7.8037	0.4006	4.346
7 (corrigido)		17.589	0.376	-7.8042	0.4006	4.346

Apêndice S - Processo iterativo: valores dos coeficientes de entrada ("L,raq") e de saída (U\*,a,b), cena 25/07/2016.

ITERAÇÃO	L_MoninObukov	rah,q	U*,corrigido	a	b	dT
INICIO	-3.082	74.751	0.211	-31.9938	1.5993	17.319
1 (corrigido)	-7.657	14.828	0.286	-6.3465	0.3172	3.435
2 (corrigido)	-8.861	20.702	0.301	-8.8606	0.4429	4.796
3 (corrigido)	-8.434	21.321	0.296	-9.1255	0.4562	4.940
4 (corrigido)	-8.576	21.113	0.297	-9.0365	0.4517	4.892
5 (corrigido)	-8.529	21.183	0.297	-9.0664	0.4532	4.908
6 (corrigido)	-8.545	21.160	0.297	-9.0566	0.4527	4.902
7 (corrigido)		21.168	0.297	-9.0600	0.4529	4.904