
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEODÉSICAS E
TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO

SENSORIAMENTO REMOTO NO ESTUDO DO
BALANÇO DE ENERGIA NA ÁREA DE PRESERVAÇÃO
AMBIENTAL DA ILHA DE SANTA RITA/AL

MICHELLE ADELINO CERQUEIRA

Orientador: Prof. Dr. Admilson da Penha Pacheco

Co-Orientadora: Prof. Dra. Rosilene Mendonça
Nicácio

Dissertação de Mestrado

Recife, 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEODÉSICAS E
TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO

Michelle Adelino Cerqueira

SENSORIAMENTO REMOTO NO ESTUDO DO BALANÇO DE
ENERGIA NA ÁREA DE PRESERVAÇÃO AMBIENTAL DA ILHA DE
SANTA RITA

Dissertação de Mestrado

Dissertação apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, área de concentração Cartografia e Sistemas de Geoinformação defendida e aprovada em 14/08/2012.

Orientador: Prof. Dr. Admilson da Penha Pacheco
Co-Orientadora: Prof. Dra. Rosilene Mendonça Nicácio

Recife

2012

**SENSORIAMENTO REMOTO NO ESTUDO DO BALANÇO DE
ENERGIA NA ÁREA DE PRESERVAÇÃO AMBIENTAL DA ILHA DE
SANTA RITA**

POR

MICHELLE ADELINO CERQUEIRA

Dissertação defendida e aprovada em 14/08/2012.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. ADMILSON DA PENHA PACHECO

Departamento de Engenharia Cartográfica – Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

Departamento de Engenharia Civil – Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. RODRIGO MIKOSZ GONÇALVES

Departamento de Engenharia Cartográfica – Universidade Federal de Pernambuco

Profª. Dra. ROSILENE MENDONÇA NICÁCIO

Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente – Universidade Federal de Alagoas

A ti meu Deus, amigo bom e fiel.

A ti minha Nossa Senhora, minha mãe protetora.

“Posso, tudo posso Naquele que me fortalece
Nada e ninguém no mundo vai me fazer desistir
Quero, tudo quero, sem medo entregar meus projetos
Deixar-me guiar nos caminhos que Deus desejou pra mim e ali estar
Vou perseguir tudo aquilo que Deus já escolheu pra mim
Vou persistir, e mesmo nas marcas daquela dor
Do que ficou, vou me lembrar
E realizar o sonho mais lindo que Deus sonhou
Em meu lugar estar na espera de um novo que vai chegar
Vou persistir, continuar a esperar e crer
E mesmo quando a visão se turva e o coração só chora
Mas na alma, há certeza da vitória

Posso, tudo posso, Naquele que me fortalece
Nada e ninguém no mundo vai me fazer desistir” – Celina Borges

Dedicatória

Agradecimentos

Mais uma fase se completa e com ela não poderia deixar de agradecer a todos que foram importantes durante essa jornada, tornando-me uma pessoa melhor. Primeiramente agradeço a Deus, pelo dom da vida, pela força nos momentos de fraqueza, e por nunca ter me abandonando quando eu, em alguns momentos, o fiz.

Aos meus pais Roberto e Marinilda pelo empenho, zelo, carinho, amor e preocupação. Sem a educação de vocês, eu jamais poderia chegar aonde cheguei, sempre com os pés no chão e nunca esquecendo das raízes a qual pertenço. Por suportarem a saudade e mesmo diante do sofrimento se fizeram fortes para que eu não desistisse. A minha irmã Thamires que amo, obrigado pela ajuda nas fases mais duvidosas dessa jornada, pela prontidão a qualquer hora, te amo bb.

Aos mestres e amigos, professora Lucilene Antunes, pelos mais gostosos ensinamentos, não só acadêmicos e por indiretamente acreditar na minha capacidade quando muitas vezes eu duvidei; professora Ana Lucia Candeias, pelos sorrisos mais gostosos de se vê, pela amizade; professor Pacheco, querido orientador, que acreditou no projeto e que não me fez desistir; professor Bernardo, por sua disponibilidade e ensinamentos e a minha co-orientadora, pelo seu

inúmeros sim's, pela total disponibilidade e paciência, pelas inúmeras discussões e incentivos para a melhor elaboração do projeto, a você meu muito obrigado.

Quando saudade dos meus pais e da minha irmã batia, foi em vocês que encontrei afago, apoio e força. A vocês meus amigos de jornada Edla, Caio, Thatiana, Jhony Júlio, Samuel, Wanessa, o meu muito obrigado, agradeço por diminuírem a saudade da família que a distância proporcionava, pelas tardes mais engraçadas que poderia ter, pelas longas madrugadas juntos estudando a nossa amada Geodésia, amo muito vocês.

As minhas amadas amigas que deixei na minha cidade natal, Helean e Bruna, que mesmo em meio a distância física nunca me abandonam e se fizeram presentes nos momentos que mais precisei.

Ao longo da vida construímos diversos laços afetivos, alguns se perdem com o tempo, outros se fortificam, a você meu amor, Gean Moreira, pelo colo, por aguentar e escutar todas as minhas reclamações, por nunca, nunca duvidar da minha capacidade, por me amar incondicionalmente, principalmente nos momentos que menos mereci. Te amo nêgo.

A CAPES, pela bolsa concedida no período entre agosto de 2010 e agosto de 2012, quando ingressei no mestrado de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, junto ao programa de Engenharia Cartográfica – DECART/UFPE.

A Secretária de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos de Alagoas,
pelos dados da estação meteorológica concedidos.

Ao Instituto do Meio Ambiente de Alagoas pelos dados concedidos sobre a
área de estudo e pela preocupação no fornecimento mais rápido da informação,
obrigada pela disponibilidade.

RESUMO

CERQUEIRA, Michelle. **Título da Dissertação.** Recife, 2012.
Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.

A evapotranspiração é um dos componentes mais importantes do ciclo da água, diante desse aspecto, com intuito de contribuir para a compreensão das estimativas e análises da Evapotranspiração, este estudo tem como objetivo obter o balanço de energia e a evapotranspiração real diária na área de preservação ambiental Ilha de Santa Rita - Alagoas. As técnicas de sensoriamento remoto mediante as imagens orbitais crescem como uma alternativa rápida de coletar informações sobre os fenômenos existentes na superfície da terra, como a evapotranspiração. Logo, A metodologia a ser utilizada envolve o uso do algoritmo SEBAL, imagens do satélite TM Landsat 5 e dados complementares de estação meteorológica localizada na área de estudo. A distribuição espacial da ET_{24h} real foi analisada em combinação com o mapa de cobertura da terra. A estimativa diária de ET_{24h} real variou de 0 a 1 $mm.dia^{-1}$ para solo exposto e cidade; a 6 $mm.dia^{-1}$ para corpos d'água e mangue, com um valor médio de 3,78 $mm.dia^{-1}$, 3,45 mm, dia^{-1} e 4,75 $mm.dia^{-1}$ para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente, para toda área estudada. A variação da ET_{24h} real estimado em diferentes tipos de uso da terra foi concedida com a teoria da evapotranspiração, o que sugere a aplicação da abordagem SEBAL com algumas informações detalhadas, como campo de cultura ou de uso da terra.

Palavra chave: Evapotranspiração real diária, balanço de energia, fluxos energéticos, albedo.

ABSTRACT

The evapotranspiration is one of the most important components from the water cycle. On this aspect, in order to contribute for understanding the estimates and the evapotranspiration analysis, this study has as objective to obtain the energy balance and the real daily evapotranspiration in the area of environmental preservation Santa Rita's island - Alagoas. The remote sensing techniques using orbital images grow as an quickly alterative of gather information about the existing phenomenon in the earth's surface, such as evapotranspiration. Therefore, the methodology to be utilized involves the use of algorithm SEBAL, satellite images of Landsat 5 TM and complementary data of meteorological station located in the study area. The spatial distribution of real ET_{24h} was examined in combination with the coverage map of the earth. The daily estimate of real ET_{24h} changed from 0 to $1\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ for exposed soil and city $6\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ for water bodies and mangrove, with a mean value of $3,78\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ real ET_{24h} , $3,45\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ and $4,75\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ to day 09/03/2003, 08/26/2006 and 03/17/2011, respectively, for the entire study area. The variation of estimated real ET_{24h} in different types of land use was granted to the evapotranspiration theory, suggesting the application of SEBAL approach with some detailed information, as the crop field or the land use. However, as crop water requirement or evapotranspiration is different for different stages of growth.

Keywords: actual evapotranspiration, energy balance, energy flux, albedo

SUMÁRIO

ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	x
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xiv
1.Introdução	1
1.1– Objetivos da Pesquisa	4
1.1.1 – Objetivo Geral	4
1.1.2 – Objetivos Específicos	4
2. Fundamentação Teórica.....	5
2.1 – Evapotranspiração	5
2.1.1 – Métodos de Obtenção da Evapotranspiração Real.....	6
2.2 – Evapotranspiração estimada por Sensoriamento Remoto	9
2.3 – Saldo de Radiação a Superfície.....	11
2.3.1 – Radiação de Onda Curta	11
2.3.2 – Radiação de Onda Longa.....	14
2.4 – Balanço de Energia	15
2.3.1 – Razão de Bowen	17
2.4 – SEBAL	19
3. Materiais e Métodos	23
3.1 Área de estudo	26
3.1.1 – Localização	26
3.1.2 – Clima da APA-SR.....	28
3.1.3 – Ecossistema da APA-SR	28
3.1.4 – Impactos Ambientais da APA-SR.....	29

4.2 – Estimativas das Componentes do Balanço de Energia, Evapotranspiração Real	30
4.2.1 – Imagens Orbitais	30
3.2.3 – Dados Meteorológicos.....	31
3.2.4 – Georreferenciamento das Imagens Orbitais.....	31
3.2.5 - Mapa de Uso e Cobertura do Solo.....	32
3.2.6 – Implementação do SEBAL	32
4. Resultados e discussão.....	54
4.1 – Mapa de Uso e Ocupação do Solo para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011.....	54
4.2 – Estimativa dos Fluxos de Energia e Evapotranspiração Real APA-SR	67
4.2.1 – Albedo da Superfície	67
4.2.2 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	72
4.2.3 – Saldo de Radiação.....	77
4.2.4 Fluxo de Calor no Solo	82
4.2.5 Fluxo de Calor Sensível.....	87
4.2.5 Fluxo de Calor Latente.....	93
4.2.6 Evapotranspiração Real Diária.....	97
CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Fluxograma metodológico para a obtenção da evapotranspiração real diária na área de preservação da Ilha de Santa Rita.....	25
Figura 2 - Mapa de Localização da área de estudo APA-SR.....	26
Figura 3 - Fluxograma de obtenção do Saldo de Radiação (Rn).	33
Figura 4 - Fluxograma para obtenção do Fluxo de Calor no Sensível(H).	45
Figura 5 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita, para o dia 03/09/2003.....	56
Figura 6 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita. (a) dia 26/08/2006.....	57
Figura 7 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita. (a) dia 17/03/2011.....	58
Figura 8 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 03/09/2003.....	65
Figura 9 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 26/08/2006.....	65
Figura 10 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 17/03/2011.....	66
Figura 11 - (a) Distribuição espacial do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.	69
Figura 12 - (a) Distribuição espacial do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.	70
Figura 13 - (a) Distribuição do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.....	71

Figura 14 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma de frequência relativa.	74
Figura 15 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma de frequência relativa.	75
Figura 16 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma de frequência relativa.	76
Figura 17 - (a) Distribuição espacial do saldo de radiação a superfície e (b) Histograma de frequência relativa.	79
Figura 18 - (a) Distribuição do saldo de radiação à superfície e (b) Histograma de frequência relativa.	80
Figura 19 - (a) Distribuição espacial do saldo de radiação à superfície e (b) Histograma. de frequência relativa	81
Figura 20 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma. de frequência relativa	84
Figura 21 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma. de frequência relativa	85
Figura 22 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma. de frequência relativa	86
Figura 23 – Convergência numérica da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica, pixel quente, para os dias (a) 03/09/2003, (b) 26/08/2006 e (c) 17/03/2011.....	87
Figura 24 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	90
Figura 25 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	91

Figura 26 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	92
Figura 27 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	94
Figura 28 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	95
Figura 29 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	96
Figura 30 – (a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária ($mm.dia^{-1}$) e (b) Histograma. de frequência relativa	99
Figura 31 –(a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária ($mm.dia^{-1}$) e (b) Histograma . de frequência relativa	100
Figura 32 – (a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária ($mm.dia^{-1}$) e (b) Histograma . de frequência relativa	101
Figura 33 - Recorte sobre a APA-SR (a) antes (b) depois implantação do condomínio Laguna.....	103
Figura 34 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária, sobre o corte da APA-SR.	104

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Bandas espectrais do sensor TM e suas constantes de calibração, Irradiância solar (ESUN).....	34
Tabela 2 - Coeficientes diários dos Modelos analisados.....	38
As Tabelas 3, 4 e 5 retratam as matrizes de erros para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.	
Tabela 3 - Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 03/09/2003.....	59
Tabela 4 - Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 26/08/2006.....	60
Tabela 5 - Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 17/03/2011.....	61
Tabela 6 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 03/09/2003.....	63
Tabela 7 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 26/08/2006.....	64
Tabela 8 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 17/03/2011.....	64

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Símbolo	Descrição	Unidade
C_p	Calor específico do ar a pressão constante	$J\ kg^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DA	Dia do Ano	-
TM	<i>Thematic Mapper</i>	-
ETM	<i>Enhanced Thematic Mapper</i>	-
G	Fluxo de calor no solo	$W\ m^{-2}$
G	Constante solar	-
h	Altura média da vegetação	m
K	Constante de von Karman	-
L_λ	Radiância espectral para a banda λ	$W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m$
λ	Calor latente de vaporização da água	$J\ kg^{-1}$
ND	Número digital	-
R	Distância real Terra-sol	m
r_o	Distância média Terra-Sol	m
R_n	Saldo de radiação	$W.m^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W.m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície	$W.m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície	$W.m^{-2}$
T_a	Temperatura do ar próximo à superfície	K
T_s	Temperatura da superfície	K

U	Velocidade do vento	$m s^{-1}$
Z	Altura	m
Θ	Ângulo zenital do Sol	Graus
A	Albedo da superfície	-
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ϵ_0	Emissividade da superfície	-
ϵ_{NB}	Emissividade na banda termal	-
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
Λ	Calor latente de vaporização	$J kg^{-1}$
ρ_λ	Reflectividade da banda λ	-
Σ	Constante de Stefan-Boltzmanm	$W m^{-2} K^{-4}$
T_{sw}	Transmissividade do ar	-
ψ_h	Fator da correção de estabilidade para o transporte de calor sensível	-
ψ_m	Fator da correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

1. INTRODUÇÃO

Quantificar o consumo de água em grandes áreas e dentro de projetos de irrigação é importante para a gestão da água, planejamento de recursos hídricos, balanços hidrológicos e regulação da água.

A variação espacial e temporal da evapotranspiração, está relacionada com as mudanças da cobertura da terra, uso da terra e clima. Portanto, a gestão eficiente dos recursos hídricos depende de estimativas de evapotranspiração e suas mudanças com o uso do solo.

A evapotranspiração (ET) pode ser medida por meio de equipamentos, como os lisímetros, ou estimada por meio do balanço hídrico ou de dados meteorológicos aplicados em equações, como a utilizada pela FAO – 56 Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998). Porém, esses métodos são limitados porque eles estimam valores pontuais de ET para um local específico e não para uma escala regional. Essa limitação motivou o desenvolvimento do uso de dados obtidos por sensoriamento remoto, onde a principal vantagem da aplicação desse procedimento está baseado na evaporação, em que a água é consumida pelo sistema solo-água-vegetação, podendo ser obtido diretamente sem a necessidade de quantificação do processo hidrológico.

Dados de sensoriamento remoto por satélite, tem o potencial para fornecer informações detalhadas sobre as propriedades da superfície da terra, a nível local ou regional. Um dos parâmetros mais importantes da terra de superfície que podem ser derivados por meio dos sensores é Evapotranspiração Real.

Segundo Allen *et al.* (2002) a evapotranspiração é variável no espaço e no tempo. É variável no espaço devido à grande variabilidade espacial da precipitação – características físico-hídricas do solo – e ao tipo e densidade da vegetação. Ela é variável no tempo em razão da variabilidade do clima. Assim, as imagens de satélite tornam-se ferramenta importante para o mapeamento e evolução temporal da evapotranspiração.

Nos últimos anos têm sido propostos alguns algoritmos para estimativa dos componentes do balanço de energia à superfície levando em consideração a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas. BASTIAANSSEN (1995) propôs um modelo semi-empírico com abordagens intermediárias. O algoritmo, denominado balanço de energia para superfície, SEBAL, necessita de um número reduzido de dados de superfície. Foi proposto pelo pesquisador o emprego de poucas relações e suposições empíricas que representam as questões do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para transporte de momentum e calor (PAIVA, 2005). O SEBAL tem sido utilizado em diferentes países e tem proporcionado resultados satisfatórios no sentido de análise do uso racional dos recursos naturais, manejo da irrigação e gerenciamento de recursos hídricos (BASTIAANSSEN, 2000; ALLEN *et al.*, 2005; MORSE, *et al.*, 2000).

Por meio do algoritmo SEBAL, a Evapotranspiração (ET) é determinada a partir de imagens de satélite, através da aplicação de um balanço de energia na superfície, onde a energia consumida pelo processo de ET é calculada como resíduo da equação de energia a superfície.

Segundo ANA (2004), na APA Santa Rita, existe uma maior diversidade de cobertura vegetal, registrando-se a presença de restinga, manguezais, áreas de cultivo de coco e povoados com ocupação desordenada de bares, restaurantes e residências de veraneio. Cabe destacar que essa área sofre um processo de degradação acelerado, que foi evidenciado através da existência do Pólo Cloroquímico de Alagoas, na área de tabuleiros, o que exigiu à época a abertura da rodovia BR 424 e implantação de ponte sobre o canal de Dentro, descaracterizando áreas de manguezais.

1.1– Objetivos da Pesquisa

1.1.1 – Objetivo Geral

Analisar o comportamento espaço temporal da evapotranspiração real diária na Área de Preservação Ilha de Santa Rita/Alagoas, através do algoritmo SEBAL, tomando como subsídio as possíveis alterações no uso e cobertura do solo.

1.1.2 – Objetivos Específicos

- Avaliar as alterações no uso e cobertura do solo entre 2003 e 2011 na Ilha de Santa Rita/Alagoas;
- Quantificar as componentes do balanço de energia via sensoriamento remoto orbital e sua relação com o uso e cobertura do solo Ilha de Santa Rita/Alagoas;
- Estimar a Evapotranspiração Real diária na Área de Preservação na Ilha de Santa Rita/Alagoas.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 – Evapotranspiração

A evapotranspiração(ET) é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo, desta forma, um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente, (LE) que, de acordo com Bastiaanssen *et al.* (1998a), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia, modelagem atmosférica, dentre outros.

A ET pode ser definida como a perda de água para atmosfera a partir do solo, lagoas, lagos e superfícies vegetativas, devido a vaporização da água líquida (IRMAK *et al.*, 2011), sendo definida pela soma da evaporação e transpiração onde, a combinação desses dois processos ocorre de forma separada. Por um lado, a água é perdida pela superfície do solo por evaporação e por outro a água é perdida pela cultura através da transpiração. Segundo Allen *et al.* (2011b), a ET é altamente variável espacialmente, em virtude da alta variabilidade na vegetação e disponibilidade de água e é variável temporalmente por causa do tempo e das influências climáticas.

De acordo com Bernardo *et al.* (2005), a evapotranspiração pode ser expressa em valores totais, médios ou diários, em volume por unidade de área ou em lâmina de água, no período considerado. É um processo que depende principalmente da quantidade de energia solar que chega a superfície do solo, visto que se trata de um processo com gasto de energia.

Os elementos que afetam a evaporação e transpiração são expressos pelos parâmetros meteorológicos, características da cultura, manejo e fatores ambientais. Segundo o relatório FAO 56 (Allen, 1998), a Evapotranspiração de referência é principalmente afetada pelos parâmetros meteorológicos, que são designados pela radiação da temperatura e umidade do ar e velocidade do vento. Diante desses parâmetros, a evapotranspiração da referência da cultura (ET_o), é expressa pelo poder evaporante da atmosfera, logo, representa a evapotranspiração de uma superfície vegetada padrão (ALLEN, 1998). Existe na literatura o uso de outras denominações, como Evapotranspiração potencial, porém segundo o boletim FAO 56 (Allen, 1998), esse termo é desencorajado devido sua ambiguidade nas definições, sendo assim, esse boletim surge com o intuito de estabelecer um padrão na obtenção da evapotranspiração.

2.1.1 – Métodos de Obtenção da Evapotranspiração Real

A evapotranspiração é tipicamente modelada utilizando dados meteorológicos e algoritmos que descrevem a energia da superfície e características aerodinâmicas sobre a vegetação. ET é normalmente estimada utilizando sistemas que requerem o emprego de complexos princípios físicos e técnicos. Segundo Allen *et al.* (2011a), dados e modelos de ET ou modelos de

calibrações relatados na literatura, mesmo para os bem-comportados sistemas agrícolas podem conter vícios graves, causado por falhas no projeto experimental, equipamentos de medição, manejo de vegetação, redução de dados, parametrização do modelo e interpretação dos resultados.

Existe uma grande variedade de métodos para a estimativa de ET, alguns métodos são mais adequados do que outros; uns pela exatidão, pelo custo, outros são particularmente adequados para as escalas: espaço e tempo. Logo a estimativa ou quantificação, implica numa sequência de operações ou etapas, onde se obtém a medida resultante. Convencionalmente, se o valor da variável é quantificada através da utilização de um instrumento, trata-se de uma medição direta e quando encontrado por meio de uma relação entre parâmetros, é medido indiretamente.

A medição da evapotranspiração por lisímetros é extremamente sensível aos fatores ambientais. Os lisímetros de pesagem são tanques cheios de solos e suspensos em um mecanismo de pesagem, em que a vegetação é cultivada em condições naturais (ALLEN *et al.*, 2011a). A quantidade de água perdida por evaporação e transpiração é baseada na alteração de massa do lisímetro. Este método fornece uma medida direta do balanço de massas de água no solo, que podem ser traduzidos diretamente em Evapotranspiração (HOWELL *et al.*, 1985; PHENE *et al.*, 1989). No entanto, os dados dos lisímetros podem não ser representativos das condições naturais do campo (ALLEN *et al.*, 2011a). Segundo Allen *et al.* (2011a), as condições do solo no interior dos lisímetros devem ser essencialmente as mesmas daqueles que estão fora, para assegurar que a

densidade da vegetação, disponibilidade de água, vigor, a evaporação da superfície do solo, e, assim a ET serão os mesmos.

Evapotranspiração também pode ser estimada pela medição dos fluxos de umidade do solo, por meio de medidas simultâneas de velocidade vertical e umidade. Segundo Hartmann (1994), a umidade é levada para cima pelos movimentos turbulentos. O dispositivo utilizado para medir o vento e as flutuações de umidade deve responder na escala de tempo de segundos. É também um desafio para se obter meios espaciais e temporais representativos, particularmente se as características de superfície são espacialmente heterogêneas.

A razão de Bowen é a razão entre o fluxo de calor sensível e latente da superfície. É um método micrometeorológico prático e relativamente confiável, que permite resolver a equação do balanço de energia através de medições simples em gradientes de temperatura do ar e pressão de vapor (ALLEN *et al.*, 2011a).

A maioria das técnicas provenientes da coleta de dados *in situ* são, em sua maioria, onerosas demandam tempo e falham no provimento de medidas em grande escala. Uma alternativa que surge em contrapartida a estes aspectos, são as técnicas usando imagens de satélite, que têm sido desenvolvidas desde 1990 (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a,b; 2005; KUSTAS e NORMAN, 1999; MORAN, 2000; KUSTAS *et al.*, 2003; ALLEN *et al.*, 2007a,b; IRMAK *et al.*, 2011) para estimar a evapotranspiração para grandes áreas e em diversos tipos de vegetação e disponibilidade de água, através do balanço energético.

A evapotranspiração real pode ser calculada através do balanço energético da superfície, utilizando dados de sensoriamento remoto, uma vez que, são impulsionados por imagens de satélites que contém informações de ondas longas e curtas. Sendo assim, o balanço de energia de superfície fornece através de fluxo de calor latente de uma avaliação direta da evapotranspiração real. Logo as técnicas de sensoriamento remoto seguem um conjunto de equações, por meio de uma sequência hierárquica, onde convertem os números digitais medidos pelos satélites em evapotranspiração real.

Assim, muitos pesquisadores (MENENTI e CHOUDHURY 1993; MORSE *et al* 2000; NICÁCIO, 2008) adotaram dados de sensoriamento remoto para calcular os variáveis do balanço energético, tais como temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor do solo e Evapotranspiração.

2.2 – Evapotranspiração estimada por Sensoriamento Remoto

Um sensor de sensoriamento remoto é um dispositivo que captura dados-chave sobre um determinado objeto presente numa cena. Esses objetos podem ser caracterizados como: vegetação, corpos de água, solo exposto, edificações, dentre outros. Cada um desses objetos tem suas próprias características espectrais, sendo identificadas a partir de imagens de sensoriamento remoto.

Técnicas de sensoriamento remoto para obtenção do balanço de energia são úteis para identificar áreas que experimentam estresse hídrico e reduções correspondentes a ET e para preencher modelos hidrológicos (IRMAK e KAMBLE, 2009).

Os dados de satélites são bons para estimar a Evapotranspiração, utilizando técnicas de balanço de energia. Algoritmos como *SEBAL* (*Surface Energy Balance Algorithms for Land*) e *METRIC* (*Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration*) são baseados no processamento de imagens de satélite que calculam a ET como um resíduo do balanço de energia na superfície da Terra.

Esses modelos são calibrados utilizando modelagem inversa em condições extremas para desenvolver imagens específicas de estimativas de fluxo de calor sensível (H), componentes do balanço de energia, sendo eficaz em remover desvios sistemáticos no saldo de radiação, fluxo de calor no solo (ALLEN *et al.*, 2011).

Segundo Allen *et al.* (2011a), a aplicação do balanço energético via sensoriamento é caracterizada por:

- o processamento cobre grandes áreas, permitindo a amostragem e integração nas mais diversas áreas;
- os procedimentos são geralmente mais econômico do que medidas pontuais;
- os procedimentos podem ser usado para estender ou extrapolar a intensidade medições pontuais de ET para grandes áreas;
- os produtos podem ter alta resolução espacial (30m por satélite);
- os procedimentos são valiosas para determinar a variação espacial na ET para sistemas altamente variáveis, tais como mata ciliar ou floresta.

Sensoriamento remoto é um meio viável para projetar a evapotranspiração em grandes unidades de paisagem. Essa ferramenta tem aumentado a capacidade para medir a Evapotranspiração para grandes regiões. Segundo Glenn *et al.* (2007) torres de fluxo de umidade e estações micrometeorológicas

foram implantadas em vários biomas naturais e agrícolas e forneceram estimativas de evapotranspiração real com uma precisão 10-30%.

2.3 – Saldo de Radiação a Superfície

Saldo de radiação (R_n) é uma variável fundamental que governa o clima nas camadas mais baixas da atmosfera e depende da estrutura e composição da atmosfera e da presença de nuvens, além de características de superfície, tais como albedo, emissividade, temperatura, umidade e propriedades térmicas do solo (YIN *et al.*, 2010).

Em estudos sobre o balanço de energia da superfície, o saldo de radiação é de grande importância, uma vez que, a sua magnitude está relacionada principalmente com os fluxos de calor sensível e latente (JEGEDE, 1997; KALTHOFF *et al.*, 2006). Na agrometeorologia, R_n é uma variável comumente utilizado para estimar a evapotranspiração de referência, em períodos de irrigação, a partir de modelos físicos (HUBER e GILLESPIE, 1992; ALLEN *et al.*, 2007).

A superfície da Terra atua na transferência de energia para os processos atmosféricos, a mesma é aquecida pela radiação de onda curta incidente, e uma porção dessa radiação é refletida. Além disso, a superfície absorve radiação de onda longa incidente, oriundas emissão de ondas longas por nuvens, partículas e gases ($RL\downarrow$) (FOKEN, 2006). Os tópicos a seguir definem as componentes do balanço de radiação.

O saldo de radiação (R_n) é o resultado do equilíbrio entre as radiações de

onda longa incidente, refletida e emitida e da radiação de onda curta que incide e reflete a superfície, sendo dado pela seguinte equação (BASTIAANSEN *et al.*, 1998):

$$R_n = (1 - \alpha_{sup}) \times R_{c\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_o) \times R_{L\downarrow} \quad (1)$$

onde: $R_{c\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente ($W.m^{-2}$); $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície ($W.m^{-2}$), ϵ_o é a emissividade e α_{sup} é o albedo da superfície.

Durante o dia, R_n é geralmente dominado pela radiação solar e é quase sempre dirigida para a superfície, enquanto à noite o saldo de radiação é muito mais fraco e direcionado para fora da superfície. Como resultado, a superfície aquece durante o dia, enquanto esfria durante a noite, especialmente sob céu claro (ARYA, 2001).

Uma das variáveis fundamentais que governa o clima da atmosfera, atuante também como força motriz para vários processos físicos e/ou químicos, tais como evaporação, a fotossíntese e aquecimento do ar e do solo, é designado pelo saldo de radiação. Porém, dados confiáveis, espaciais e temporais, não estão prontamente disponíveis, pois R_n não é uma variável corriqueiramente monitorada nas estações meteorológicas. Para resolver a falta de dados de R_n , estimativas têm sido propostas usando dados de satélite, combinando-os com dados de superfície (JEGEDE, 1997; IZIOMON *et al.*, 2000; MADEIRA *et al.*, 2002).

Hu *et al.* (2011) analisaram as características de Rn em Lhasa e Haibei no Planalto Tibetano, no período de 2005-2009. A média mensal diária dos valores de Rn atingiram o seu mínimo durante o inverno, aumentando até maio e depois diminuindo até o inverno. Esta variação é consistente com a atividade solar. A influência do albedo também foi considerada, mas obteve-se apenas uma ligeira melhoria após a inclusão no modelo. Devido o albedo da superfície não ser normalmente medido, uma expressão baseado unicamente em radiação solar global poderia ser de utilização mais vasta.

2.3.1 – Radiação de Onda Curta

O Sol é a principal fonte de radiação de onda curta incidente à superfície da Terra. Segundo Kambezidis *et al.* (2012), a radiação solar incidente na superfície da Terra é a fonte de energia primária, que em grande medida controla a vida humana e os ecossistemas, pois desempenha um papel importante no ciclo hidrológico (Gautam *et al.*, 2009a), nos aspectos climáticos (Rappengluck *et al.*, 2003; Jiangfeng e Huijun, 2004), no balanço energético de superfície (Giesen *et al.*, 2008), a fotossíntese das plantas e na absorção de carbono relacionado (Hunt, 2000), bem como nas variações de temperatura diurna e sazonal (Wild *et al.*, 2004).

O albedo da superfície (α) varia com o tipo de alvo sobre o qual essa radiação incide. São exemplos de tipos e condições de superfícies com os quais o albedo varia: o tipo e as condições do solo (textura arenosa, textura argilosa, seco, úmido, exposto ou com cobertura vegetativa), bem como tipo, fase de desenvolvimento e o porte da vegetação, dentre outros.

André *et al.* (2010) verificaram que o albedo apresentou valores elevados nas primeiras horas da manhã e ao final da tarde valores menores. Diante desses valores confirmou-se a dependência do albedo do ângulo de elevação. O valor mínimo por volta do meio-dia é atribuído ao menor ângulo de incidência dos raios solares, causando maior penetração e retenção da radiação no interior da comunidade vegetal.

2.3.2 – Radiação de Onda Longa

Na contabilização de RN, a radiação de onda longa é composta por dois componentes: radiação de onda longa emitida pela superfície ($RL\uparrow$) e a radiação de onda longa incidente à superfície ($RL\downarrow$).

O aquecimento da atmosfera devido, a sua interação com a radiação solar, faz com que a mesma emita radiação termal em todas as direções. A porção dessa radiação que é emitida na direção da superfície é chamada de radiação de onda longa incidente, representada por $RL\downarrow$.

Segundo Duarte *et al.* (2006), as estimativas de radiação de ondas longas são importantes para a correta estimativa do saldo de radiação, que por sua vez, controla todos os componentes do balanço de energia.

A radiação de onda longa emitida ($RL\uparrow$) é absorvida pela atmosfera ou perdida no espaço. A radiação emitida por um corpo é proporcional a quarta

potencias de sua temperatura. Assim, é a RL emitida pelo corpo que tem sua intensidade elevada quando a temperatura aumenta.

A medição direta da radiação de onda longa tende a ser onerosa, assim, muitas vezes ela pode ser estimada com base em modelos de balanço de radiação, onde os dados estão mais prontamente disponíveis, tais como temperatura do ar e umidade (DUARTE *et al.*, 2006). Logo, os modelos localmente ajustados podem ser usados para estimar a energia de onda longa incidente, que por sua vez, é necessária como dado de entrada em alguns modelos agrícolas e hidrológicos.

Uma série de correções empíricas foram propostas na tentativa de estimar a contribuição da nuvem para radiação de onda longa. A maioria dessas propostas foram baseadas em um termo de correção que deve ser adicionado a radiação de onda longa estimada para céu claro. Alados-Arboledas *et al.* (1995) e Niemalä *et al.* (2001) apresentaram várias expressões desenvolvidos para prever radiação de onda longa sob o céu nublado. Nessas expressões o efeito da nuvem foi parametrizado com cobertura total de nuvens. Uma abordagem diferente foi proposta por Crawford e Duchon (1999), onde a radiação de onda longa incidente à superfície foi estimada com base em observações de radiação solar global, temperatura, umidade e pressão do ar, em Oklahoma – EUA.

2.4 – Balanço de Energia

Segundo Hartmann (1994), o balanço energético da Terra. Se dá entre a energia proveniente do sol e da energia devolvida ao espaço por emissão de

radiação da Terra. A geração de energia no interior da terra tem uma influência negligenciável sobre o seu saldo de energia.

A quantidade de energia absorvida e emitida pela Terra varia geograficamente e sazonalmente, dependendo das condições atmosféricas e de superfície, bem como da distribuição de insolação (HARTMANN, 1994).

A evaporação da água requer grandes quantidades de energia, seja na forma de calor sensível ou energia radiante. Portanto, o processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície da vegetação e é limitada pela quantidade de energia disponível. Devido a esta limitação, é possível prever a taxa de evapotranspiração aplicando o princípio da conservação de energia.

O equilíbrio da energia superficial determina a quantidade de fluxo de energia disponível para evaporar a água de superfície e para aumentar ou diminuir a temperatura da superfície e do ar. Processos de superfície desempenham também um papel importante na determinação do equilíbrio de energia global do balanço de energia do planeta.

Ainda segundo Hartmann (1994), o balanço de energia das folhas é também de grande importância, uma vez que determina a rapidez com que a água pode ser evaporada. A estrutura e disposição das folhas e ramos afeta a absorção da radiação solar, a emissão de radiação de onda longa, e a ventilação da superfície por movimentos de ar.

Para calcular o balanço energético aproximado da Terra, basta considerar trocas de energia radiativa. As técnicas de sensoriamento remoto podem ser aplicadas na estimativa de R_n considerando os fluxos energéticos distribuídos espacialmente, conforme mostra a equação (02):

$$R_n = H + \lambda ET + G \quad (2)$$

em que: R_n é o saldo de radiação na superfície ($W.m^{-2}$); H e λET são os fluxos de calor sensível e latente ($W.m^{-2}$), respectivamente, e G é o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$).

Segundo Arya (2001), os valores de H , λET e G são, em geral, positivos durante o dia. Em circunstâncias muito especiais, como campos irrigados, H e/ou G assumem valores negativos, enquanto λET , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície.

2.3.1 – Razão de Bowen

O balanço de energia pode ser expresso em função do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente, (λE), e fluxo de calor no solo (G), outros termos armazenados, como os relacionados ao armazenamento de calor e fotossíntese do dossel são desprezíveis (MEYERS e BALDOCCHI, 2005). A medição dos componentes do balanço de energia são, em geral onerosos e limitados espacialmente. Assim adotam-se alguns métodos de estimativa, como os descritos abaixo.

O método da Razão de Bowen (β) combina medições de certas variáveis atmosféricas (temperatura e gradiente de concentração de vapor) e energia disponível (radiação líquida e as mudanças de energia térmica armazenada) para determinar as estimativas de evapotranspiração (LLOYD, 1992). O método incorpora os princípios do balanço de energia e a teoria transferência turbulenta. Bowen (1926) mostrou que a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente pode ser calculada a partir da relação dos gradientes verticais de temperatura e concentração de vapor sobre certas condições de superfície.

O método funciona melhor quando a água do solo não é limitante para ET. Quando a água se torna menos disponível, a razão de Bowen (β) aumenta, conseqüentemente elevando o erro relativo de ET (ANGUS e WATTS, 1984). TODD *et al.* (1998) e DEVITT *et al.* (1998) revisaram os estudos ET com base em BREB. Ohmura (1982) e Payero *et al.* (2003) descreveram erros relativos associados com o método da razão de Bowen, bem como técnicas para análise da qualidade de dados. Logo, a razão de Bowen é expressa da seguinte forma:

$$\beta = \frac{H}{\lambda ET} = \gamma \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} \quad (3)$$

em que γ é a constante psicrométrica em hPa. $^{\circ}\text{C}^{-1}$; $\partial T / \partial z$ é o gradiente vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$) e $\partial e / \partial z$, é o gradiente vertical de pressão de vapor (hPa. $\cdot\text{m}^{-1}$).

Reescrevendo a equação (4), tem-se:

$$H = \beta \times \lambda ET \quad \therefore \quad \lambda ET = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (4)$$

2.4 – SEBAL

O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) é um método que visa à estimativa dos componentes do balanço de energia (BE) e, por conseguinte, da evapotranspiração real, baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; b). O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaansen (1995). O método faz uso apenas dos números digitais oriundos do sensoriamento remoto e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos, que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar, para resolver o balanço de radiativo e energético à superfície (COURALT *et al.*, 2003).

De acordo com Comparó *et al.* (2008), o SEBAL se destaca entre os demais algoritmos pelas seguintes razões: (1) Consiste em um algoritmo baseado fisicamente em análises de imagens de satélite e requer um mínimo de informações meteorológicas; (2) Faz uso de informações e não as assume como constantes, como é feito em muitos outros métodos; (3) É reduzida a necessidade da correção atmosférica das informações em comprimentos de onda curta e longa nas imagens, desde que ET estimada dependa apenas de diferenças da temperatura radiométrica na cena, em vez do valor absoluto da temperatura de superfície. Isto amplia a aplicabilidade do SEBAL, uma vez que as medições necessárias para correções atmosféricas não estão frequentemente disponíveis (Allen *et al.*, 2007a), (4) Esta metodologia não somente é aplicada com o uso de imagens *Landsat* com resolução espacial de 30 a 120m, mas também com imagens de outros sensores,

como o AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) e o Modis (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), os quais possuem resolução espacial que variam de 250 a 1100m.

O SEBAL utiliza dados coletados por imagens digitais, que registram a radiação térmica infravermelha, além da radiação do visível e do infravermelho próximo, resolvendo o balanço energético da superfície pixel a pixel, numa base de tempo instantânea (BASTIAANSEN, 1995). O mesmo calcula o saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor no solo (G) para cada pixel, e o fluxo de calor latente (LE) é adquirido como um valor residual da equação do balanço energético.

O SEBAL integra diversas parametrizações, a primeira delas a ser obtida é o saldo de radiação à superfície, que compõe a equação do balanço de energia. Em função do albedo da superfície, das radiações de onda curta e longa é obtido o saldo de radiação e, por conseguinte, obtém-se o fluxo de calor no solo(G) e o fluxo de calor sensível. Sendo este último uma das parametrizações que requer maior atenção, uma vez que, esta etapa é fortemente influenciada pela escolha dos pixels âncoras, denominados pixels frios e quentes.

A escolha dos pixels frio e quente, segundo Allen *et al.*, (2002), deve ocorrer em áreas bem irrigadas e áreas de solo exposto, respectivamente. Surge ainda uma ressalva que, segundo Tasumi (2003), deve haver uma verificação da ocorrência de chuvas, essa ocorrência deve ser analisada num período de até 4 dias antecedentes a data da imagem, vale ressaltar que este intervalo varia em função das condições ambientais. A caracterização desses pixels, se dá da seguinte forma:

para o pixel frio o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) será alto e a temperatura será baixa, já para o pixel quente o NDVI será baixo e a temperatura da superfície será alta. A partir da obtenção dos pixels âncoras é possível calcular o fluxo de calor sensível, onde assume-se que, para o pixel frio $H=0$ e para o pixel quente $LE=0$.

Nicácio (2008) avaliou a evapotranspiração real por meio do SEBAL para a bacia do rio São Francisco, utilizando imagens Landsat 5-TM e imagens MODIS, onde obteve para as imagens Landsat, na região de Petrolina/Juazeiro coerência na distribuição espacial e concordância com os valores encontrados na literatura e para áreas de fruticultura irrigada observou valores elevados de ET_{24h} , com média de $\approx 6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Já para as imagens MODIS na estimativa de ET_{24h} manteve-se com o mesmo padrão observado com o sensor TM. Contudo, verificou-se uma redução nos valores de evapotranspiração real diária estimados com o Modis. Porém, em regiões de fruticultura irrigada, observou-se um comportamento contrário, uma vez que, a estimativa de ET_{24h} com o MODIS tendeu a apresentar valores mais elevados. Segundo a autora, esse fato é reflexo da alteração do fluxo de calor sensível na área de fruticultura, relacionando-se aos processos de irrigação, mostrando a sensibilidade do SEBAL as modificações dos dados espectrais especializados.

Texeira *et al.* (2009b) usando imagens de satélite Landsat 5-TM, mostraram que a diferença entre os cálculos do SEBAL e as medições de campo, para evapotranspiração real acumulada foi inferior a 1% e 5% para pomar de manga irrigada e ecossistemas de caatinga, respectivamente, sendo que as equações foram localmente calibradas, para o Baixo e Médio São Francisco. Estas diferenças são menores que as relatadas em estudos internacionais do SEBAL, como

consequência dos processos de calibração local. Estas precisões são suficientes para mais estudos sobre o efeito de mudanças de uso da terra na vazão de rios.

Sun *et al.* (2010) aplicaram o algoritmo SEBAL em imagens Landsat 7 ETM+, com o auxílio do modelo digital de elevação (DEM) e dados de estações meteorológicas. Para determinar a evapotranspiração real em *Nansi Lake Wetland* na China. Os valores obtidos pelo algoritmo SEBAL foram comparados com os valores de 3 estações meteorológicas próximas a área de estudo. O SEBAL superestimou, com o desvio médio de 10,8% para estimativas diárias, e isso foi considerado razoável. Além disso, o valor mais alto da evapotranspiração real (ETA) estimado pelo SEBAL foi observado para corpos de água, estando na mesma faixa que as observações feitas nas estações meteorológicas.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A quantificação da evapotranspiração real, seja para a agricultura ou no planejamento dos recursos hídricos, pode ser inserida como forma de avaliar os efeitos na mudança do uso da terra sobre os rendimentos de água. Este estudo pretende estimar a evapotranspiração real por meio de técnicas de sensoriamento remoto e algoritmo SEBAL, assim como avaliar o comportamento do balanço de energia a Ilha de Santa Rita, em Alagoas, (APA-SR), em meio aos problemas de degradação ambiental.

A escolha dessa região foi fundamentada na diversidade das modificações ambientais que imperam sobre a APA-SR. Este aspecto foi avaliado por meio da contabilização do balanço de energia e evapotranspiração real, juntamente com o mapa de uso e cobertura do solo, onde por meio deste se pode avaliar a influência da alteração da cobertura vegetal, na contabilização das várias aqui analisadas.

A APA-SR possui uma importância expressiva, uma vez que a mesma é uma Área de preservação ambiental. Essa área (APA) é destinada a proteger e conservar a qualidade ambiental e os sistemas naturais existentes. No entanto, algumas APA's estão sendo utilizadas de forma sustentável promovendo alterações como: 1) queimadas e desmatamentos da mata ciliar, 2) pesca predatória, 3) contaminação das águas com esgotos residenciais e industriais, 4) uso desordenado do solo e 5) destruição dos manguezais e ecossistemas associados.

Neste capítulo são descritas as etapas necessárias para obtenção dos fluxos de energia e da evapotranspiração real, utilizando sensores orbitais de média resolução espacial, e aplicando o algoritmo SEBAL para a região da APA da Ilha de Santa Rita. A Figura 1 apresenta um fluxograma metodológico que contempla, os principais dados de entrada e etapas percorridas para o alcance dos objetivos desta pesquisa.

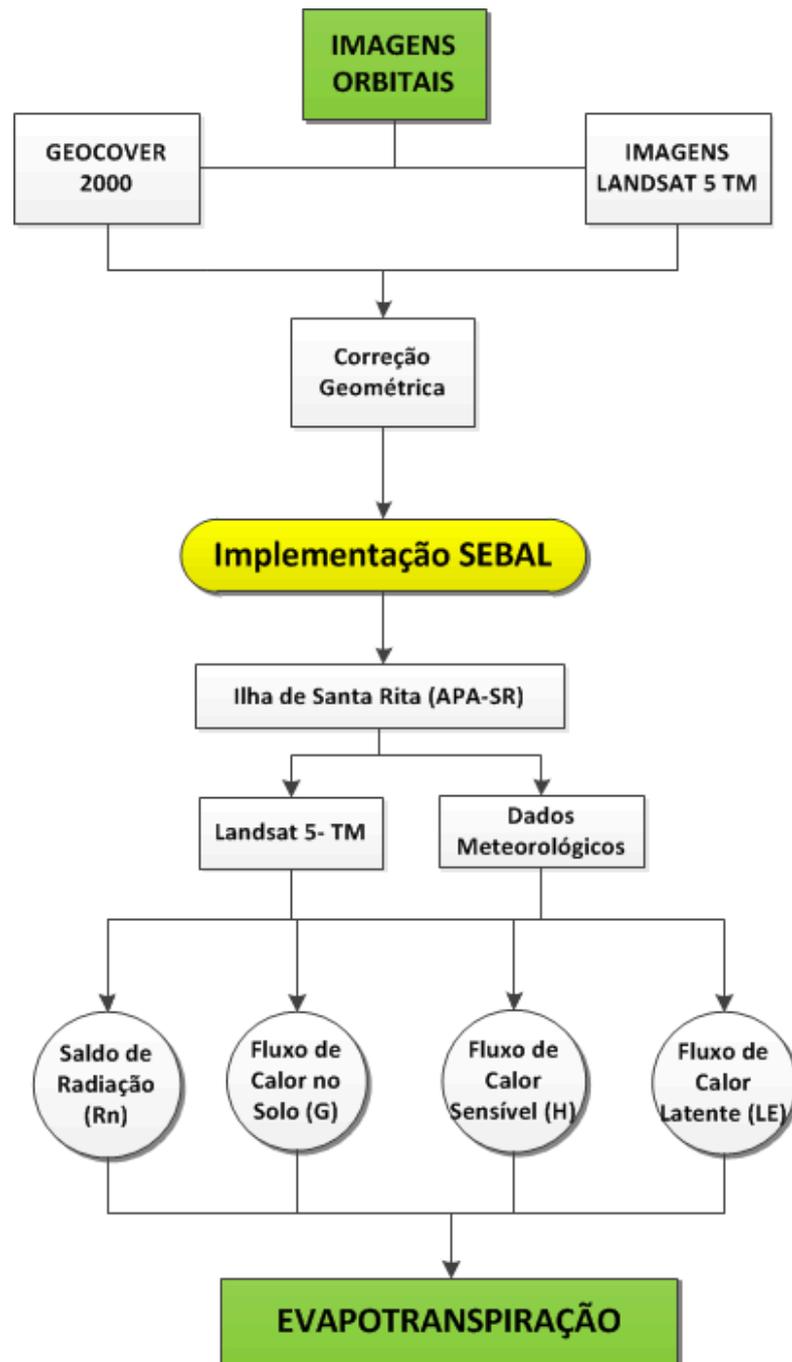


Figura 1 - Fluxograma metodológico para a obtenção da evapotranspiração real diária na área de preservação da Ilha de Santa Rita.

3.1 ÁREA DE ESTUDO

3.1.1 – Localização

A Figura 2 apresenta a localização da área de estudo. Ilha de Santa Rita – (APA-SR), no estado de Alagoas.

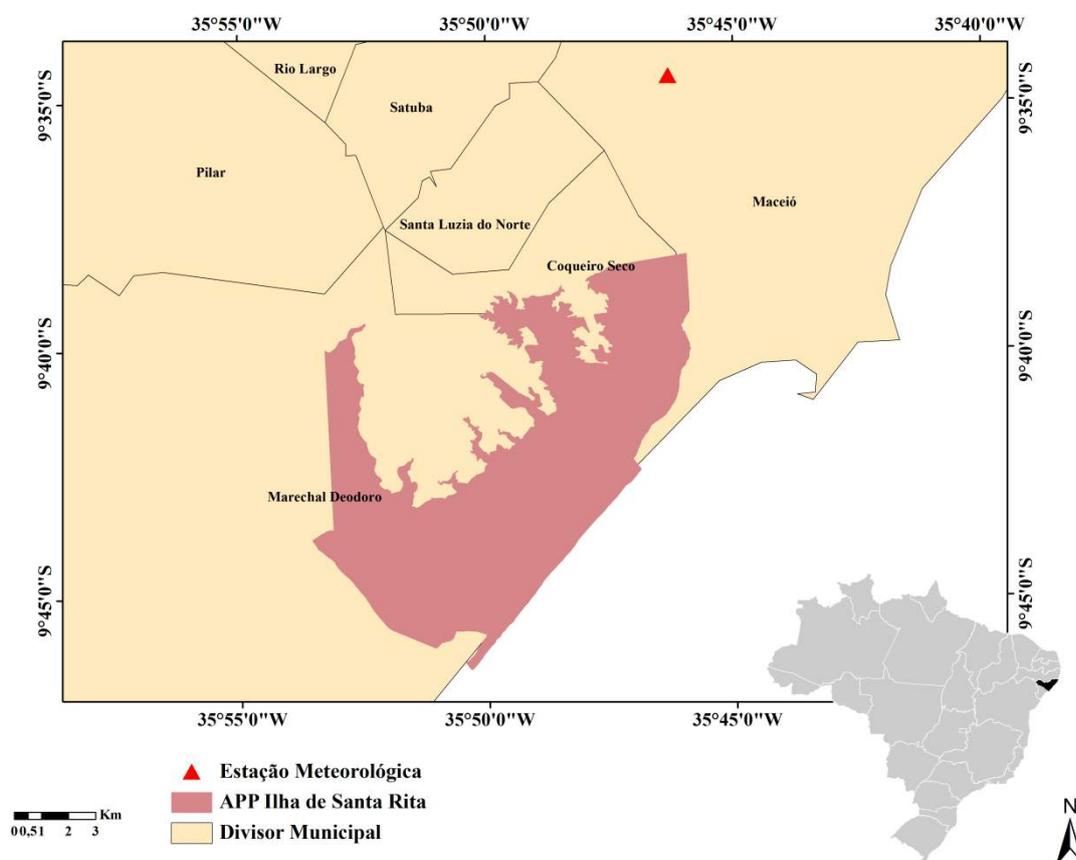


Figura 2 - Mapa de Localização da área de estudo APA-SR.

A Ilha de Santa Rita está localizada entre os municípios de Maceió, Marechal Deodoro e Coqueiro Seco, limitando-se a região compreendida pelas seguintes coordenadas: latitudes 9° 37' 30'' e 9° 47' 30'' Sul e as longitudes 35° 46' 00'' e 35° 55' 00'' Oeste de Greenwich, Datum WGS84. Esta região foi denominada Área de

Preservação Ambiental, pela Lei nº 4.607 de 1984 e regulamentada pelo Decreto nº 6.274 de 05 de junho de 1985.

Lei nº 4.607 de 1984:

Art. 1º, "Fica criada a Área de Proteção Ambiental de Santa Rita, com o objetivo de preservar as características ambientais e naturais das Regiões dos Canais e Lagoas Mundaú e Manguaba."

Segundo Pinto (2005), a APA da Ilha de Santa Rita ocupa uma área de 10.230 ha, definida como cordão arenoso Sul, que se estende desde a Barra do Complexo Estuarino Lagunar Mundaú-Manguaba até o término da parte descoberta do recife, que aflora ao longo da praia do Saco da Pedra.

Segundo a Agência Nacional de Águas (2004), na APA Santa Rita, onde existe uma maior diversidade de cobertura vegetal, registram-se a presença de restinga, manguezais, áreas de cultivo de coco e povoados com ocupação desordenada de bares, restaurantes e residências de veraneio. Vale destacar a existência do Pólo Cloroquímico de Alagoas, município de Marechal Deodoro, situado, na área de tabuleiros, o que exigiu, à época, a abertura da rodovia BR 424 e implantação de ponte sobre o canal de Dentro, descaracterizando áreas de manguezais.

3.1.2 – Clima da APA-SR

A APA de Santa Rita está localizada no estado de Alagoas, que é dividido em seis regiões climáticas: Litoral, Zona da Mata, Agreste, Sertão, Sertão do São Francisco e Baixo São Francisco (SILVA, 2007). A APA-SR está inserida numa área que possui como caracterização climática ser: úmido, com deficiência de água moderada no verão e grande excesso de água no inverno, com uma temperatura do ar média anual de 25,4°C (SANTOS, 2012). O período chuvoso ocorre entre março e agosto (78% da precipitação total anual ocorre neste período) e com período seco de setembro a fevereiro (LIMA, 1991; SOUZA e LIMA, 1995; MOLION, 2000). Segundo SOUZA (2004), a temperatura do ar variou de 19,3 ° C em agosto para 31,7°C em janeiro durante o período de 1972-1999, com uma média anual de 25,4°C. As médias mensais de umidade relativa do ar apresenta valores acima de 70% e precipitação média anual é de 1,818 milímetros, com um total mínimo de 41mm em dezembro e um máximo de 294mm de julho (SOUZA, 2001).

Segundo Pinto (2005), o conjunto de condições climáticas exerce importante papel modelador das paisagens da APA, condicionando os agentes externos do relevo, os solos, o regime dos rios, a distribuição original da vegetação e, de modo geral, as condições de vida ecossistêmicas.

3.1.3 – Ecossistema da APA-SR

A cobertura vegetal apresenta remanescentes de manguezais, vegetação herbácea, resquícios de vegetação típica de restinga e área de vegetação pioneira sob influência fluvio-marinha. No entanto, sua proximidade com áreas

densamente urbanizadas, impõem aos seus remanescentes vegetais muitas pressões antrópicas, destacando-se a poluição por efluentes industriais e domésticos, a proliferação de depósitos inadequados de resíduos sólidos industriais e urbanos e a expansão imobiliária desordenada, causando corte e aterro dos manguezais (ANA, 2004).

Ainda segundo ANA (2004), o ecossistema aquático caracteriza-se pela alta produtividade de crustáceos, moluscos e peixes, sendo fonte de renda para milhares de moradores do entorno. O molusco *Mytella charruana* (sururu), se destaca porque, além de ser fonte de renda, ainda se caracteriza como alimento típico da região.

O levantamento de fauna na Ilha de Santa Rita, segundo Alagoas (1997), registra a presença de aves típicas do manguezal como socós (*Butorides striatus*), saracuras (*Aramides sp.*) e martinspescadores (*Ceryle sp.* e *Chloroceryle amazona*). Ainda é registrada a presença de maçaricos migratórios (*Arenaria interpres*) que utilizam a ilha como ponto de descanso ou alimentação.

3.1.4 – Impactos Ambientais da APA-SR

A Ilha de Santa Rita passou por transformações de uso e ocupação do solo no início da década de 1980 com a construção da rodovia AL 101. Esta melhoria de acesso induziu e gerou especulação imobiliária e parcelamento do solo sem planejamento e critérios urbanísticos (PINTO,2005). A APA-SR ocupa espaços de mananciais e de complexos estuarino-lagunares.

Nos tabuleiros costeiros, voltados aos canais, o uso e ocupação do solo caracterizam-se pela monocultura de cana-de-açúcar e pelas Indústrias Químicas que compõem também o panorama de pressão sobre os ecossistemas naturais, como a Braskem, localizada na cidade de Maceió e o Polo Cloroquímico de Alagoas (PCA), localizado no topo do tabuleiro de Marechal Deodoro (IMA, 2010). Nas encostas, verificam-se remanescentes da Mata Atlântica de Encosta, de forma contínua, no entorno do Pólo e na propriedade da Igreja dos Remédios. Nos demais sítios e fazendas aí existentes, a mata aparece de forma descontínua, entremeada por coqueiros, cana-de-açúcar, tubos vias e redes de alta tensão, que substituíram tal mata (ANA, 2004).

4.2 – Estimativas das Componentes do Balanço de Energia, Evapotranspiração Real

4.2.1 – Imagens Orbitais

Na implementação do algoritmo SEBAL, foram utilizadas três imagens geradas pelo sensor TM (*Thematic Mapper*), que se encontra a bordo do satélite Landsat 5, adquiridas junto a Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), para órbita/ponto 214/067. As datas das imagens utilizadas são 03 de novembro de 2003, 26 de outubro de 2006 e 11 de março de 2011. Essas imagens foram recortadas, com o intuito de destacar a APA da Ilha de Santa Rita. O recorte dessas imagens foram definidas pelas seguintes coordenadas: canto superior direito - latitude $9^{\circ} 37' 30''S$ e longitude $35^{\circ} 46' 00''W$ canto inferior esquerdo – latitude $9^{\circ} 47' 30''S$ e longitude $35^{\circ} 55' 00''W$.

3.2.3 – Dados Meteorológicos

A utilização do algoritmo SEBAL requer, alguns dados de entrada, como velocidade do vento e temperatura do ar, que podem ser obtidos através de estações meteorológicas. Os valores de velocidade do vento para a área de estudo foram adquiridos juntos ao SEMARH/DMET (Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos – de Alagoas). A estação meteorológica utilizada encontra-se localizada no município de Maceió/Alagoas, com coordenadas: 9°33'03''S, 35°46'12''W, para o datum WGS-84(*World Global System*).

3.2.4 – Correção Geométrica das Imagens Orbitais

A correção geométrica das imagens do Landsat 5 foi realizado utilizando a imagem ortoretificada GeoCover 2000, disponibilizado em <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>. O GeoCover 2000 são mosaicos ortoretificado gerado a partir das imagens ETM+ do Landsat 7, considerando as bandas 7, 4, 2 e 8, com resolução espacial de 14,5 m. Esse procedimento consiste em identificar na imagem base (GeoCover 2000) pontos marcantes, tais como, cruzamentos de rodovias, pontes e interseção de rios, e encontrar seus homólogos na imagem a ser registrada. Esses pontos são chamados de pontos de controle e devem ser bem distribuídos por toda imagem. Foram utilizados 20 pontos de controle. A reamostragem dos pixels na imagem foi realizada pelo método do vizinho mais próximo. Essa etapa foi realizada utilizando o software ENVI, gerando como produto final imagens TM com correção geométrica e em formato img, com projeção UTM e referenciadas ao elipsóide WGS-84

3.2.5 - Mapa de Uso e Cobertura do Solo

O mapa de uso e cobertura do solo é recomendado na aplicação do algoritmo SEBAL, pois o mesmo é útil para estimar os parâmetros de rugosidade da superfície. Esse tipo de recurso divide a área de interesse em várias classes e, nesta pesquisa foram utilizadas: água, vegetação nativa, agricultura, cidade, solo exposto e mangue.

Nesta pesquisa a elaboração do mapa de uso e cobertura do solo, foi realizado através da classificação supervisionada, sendo realizado pelo usuário que define as classes apresentando amostras ao computador. O algoritmo utilizado foi o de máxima verossimilhança, onde a identificação do objeto é feita pelas características pontuais, ou seja, o pixel é atribuído para a classe mais provável. A avaliação da separabilidade espectral de cada classe foi realizada mediante o índice de Jeffries-Matusita (RICHARDS, 1986), que permite verificar se as áreas de treinamento são homogêneas. Esse índice avalia a separabilidade por pares de classes. Quanto mais próximo de dois melhor estabelecidos estão às áreas de treinamento. Nessa pesquisa, os valores de JM estiveram sempre próximos de dois. Esse procedimento foi aplicado nas imagens Landsat 5-TM, para cada dia de implementação do SEBAL.

3.2.6 – Implementação do SEBAL

O SEBAL é um método baseado fisicamente no processo analítico de imagens de satélite. Este método permite a determinação dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração real. Uma das primeiras etapas do

SEBAL é a estimativa do saldo de radiação e as etapas percorridas para obtenção de R_n são mostrados na Figura 3. Os tópicos a seguir elucidam as etapas apresentadas no fluxograma da Figura 3.

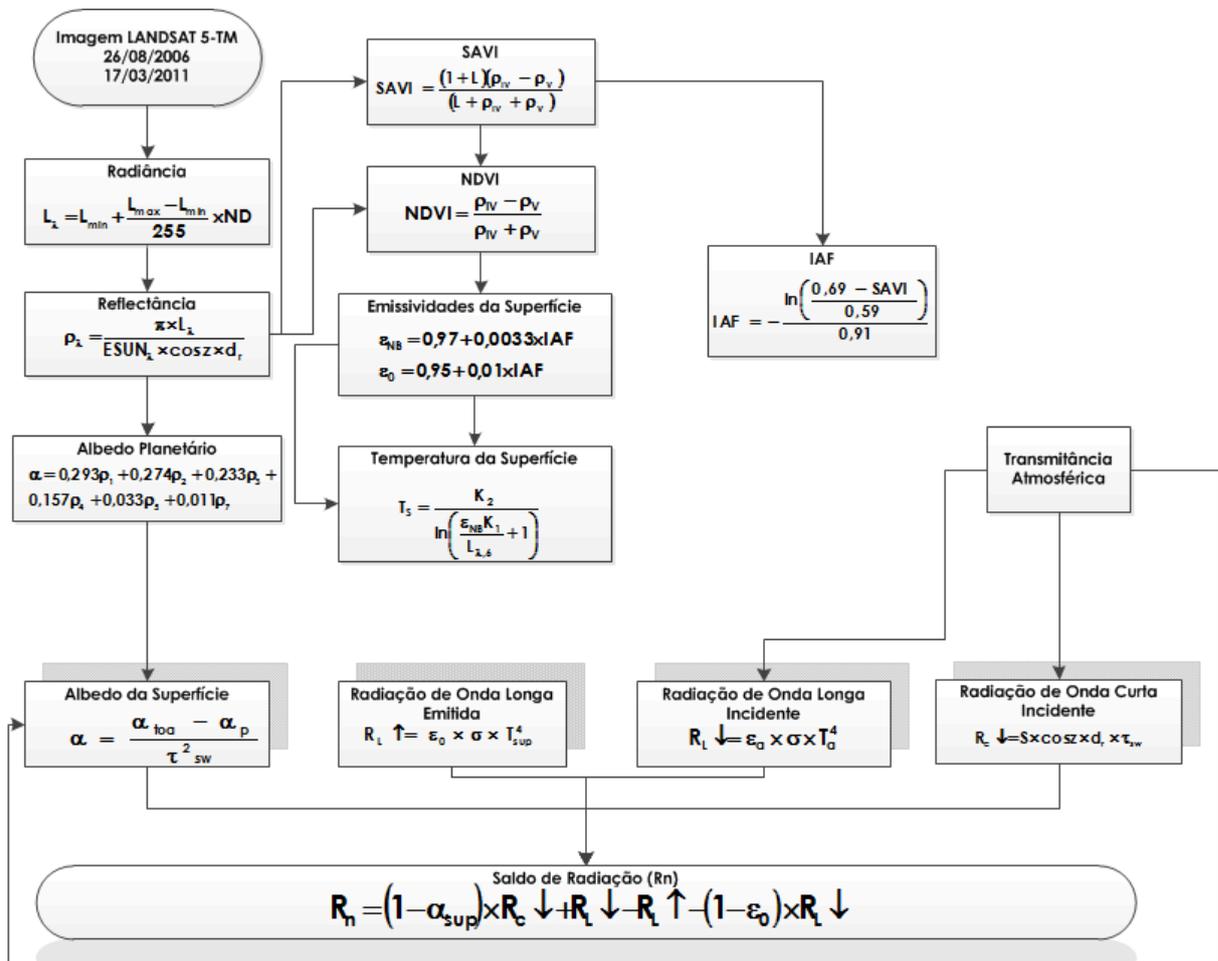


Figura 3 - Fluxograma de obtenção do Saldo de Radiação (R_n).

3.2.6.1 – Calibração Radiométrica

Uma série de parametrizações é efetuada, e a primeira delas é a conversão do número digital (ND) de cada pixel da imagem Landsat 5 – TM, em radiância espectral, que é obtida pela seguinte (MARKHAN E BAKER, 1987):

$$L_{\lambda,b} = \left(\frac{L_{\max,b} - L_{\min,b}}{255} \right) \times ND - L_{\min,b} \quad (5)$$

em que: $L_{\max,a}$ e $L_{\min,b}$ são as radiâncias máxima e mínima, respectivamente, obtidas mediante processo de calibração do Landsat 5 - TM, cujos valores, válidos para imagens utilizadas nesta pesquisa, de acordo com CHANDER *et al.* (2009), estão representados na Tabela 1, onde a e B são os coeficientes de calibração.

Tabela 1 - Bandas espectrais do sensor TM e suas constantes de calibração, Irradiância solar (ESUN).

Bandas	Comprimento de Onda (μm)	Coeficiente de Calibração				ESUN $_{\lambda}$
		($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)				
		De 05/05/2003 até 01/04/2007		Após 02/04/2007		
		a	B	a	B	
1	0,452 - 0,518	-1,52	193,00	-1,52	169	1983
2	0,528 - 0,609	-2,84	365,00	-2,84	333	1796
3	0,626 - 0,693	-1,17	264,00	-1,17	264	1536
4	0,776 - 0,904	-1,51	221,00	-1,51	221	1031
5	1,567 - 1,784	-0,37	30,20	-0,37	30,2	220,0
6	10,45 - 12,42	1,2378	15,303	1,2378	15,303	N/A
7	2,097 - 2,349	-0,15	16,50	-0,15	16,5	83,44

Fonte: Chander *et al.* (2009).

3.2.6.2 – Reflectância Espectral

Após a obtenção da radiância espectral, o próximo foi o cálculo da reflectância espectral, sendo definida como a razão do fluxo de radiação refletido pelo fluxo da radiação incidente. Sendo calculado através da equação 06 (ALLEN, 2002):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \times L_{\lambda}}{\text{ESUN}_{\lambda} \times \cos Z \times d_r} \quad (6)$$

onde: L_λ é a radiância espectral para cada banda ($Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$), $ESUN$ é a radiação solar espectral no topo da atmosfera para cada banda ($Wm^2 sr^{-1} \mu m^{-1}$), (Tabela 1), Z é o ângulo zenital e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol (r_0) e a distância Terra-Sol (r) em dado dia do ano (DAS), que de acordo com DUFFIE e BECKAMN (1980), é descrito conforme a equação 7:

$$d_r = 1 + 0,033 \times \cos\left(DSA \frac{2\pi}{365}\right) \quad (7)$$

onde: DSA representa o dia sequencial do ano e o argumento da função \cos está em radianos. O $\cos z$ é dado pela equação 8:

$$\cos z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) \quad (8)$$

onde: E é elevação do Sol, que se encontra no arquivo descritivo das imagens utilizadas nesta pesquisa.

3.2.6.3 – Albedo Planetário

A próxima etapa nesta pesquisa foi definida pelo cálculo do albedo planetário, de acordo com a expressão 9 (ALLEN *et al.*, 2002):

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (9)$$

onde: $\rho\lambda$ é a reflectância espectral para cada banda, conforme calculada na etapa anterior.

3.2.6.4 – Albedo da Superfície

Nessa etapa obteve-se o albedo da superfície ou o albedo corrigido para os efeitos atmosféricos, dada conforme a equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (10)$$

onde: α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a reflectância da própria atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, porém, para o SEBAL têm sido recomendado 0,03 com base em Bastiaanssen (2000), utilizado nesta pesquisa, τ_{sw} é a transmitância atmosférica para dias de céu limpo. Para a região da APA Ilha de Santa Rita (AL), foi utilizando a equação (11) para estimativa τ_{sw} , proposta por ALLEN *et al.* (2002), uma vez que não se dispunha de medições de informações de irradiância solar global *in situ*:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (11)$$

onde: z é a altitude de cada pixel(m). Para a região de estudo, utilizou-se $z=27,56m$, visto que área de estudo não apresenta uma topografia acentuada, uma altitude média para a região. No entanto, sabe-se que existem várias propostas para o cômputo da τ_{sw} , em vista disso, para certificar a escolha da equação (11) na implementação do SEBAL, foram testados os modelo de Bristow & Campbell (1984),

Meza e Varas (2000) que a adaptaram o modelo original de Bristow e Campbell (1984), o modelo de Hargreaves & Samani (1982) e o modelo Hargreaves *et al.* (1985).

3.2.6.4.1 Modelo 1 - Bristow & Campbell

$$\frac{H_g^d}{H_0^d} = \beta_1 [1 - \exp(-\beta_2 (\Delta T)^{\beta_3})] \quad (11)$$

em que, β_1 , β_2 e β_3 são coeficientes que possuem significado físico. O coeficiente β_1 representa a máxima transmitância (característica da área de estudo) para céu claro. Já os outros (β_2 e β_3) determinam como o coeficiente β_1 varia com o aumento do ΔT (diferença entre a temperatura máxima e mínima), alternando entre ambientes úmidos e áridos (SANTOS, 2012).

3.2.6.4.2 Modelo 2 - Meza & Veras (2000)

$$\frac{H_g^d}{H_0^d} = 0,75 [1 - \exp(-\beta_2 (\Delta T)^2)] \quad (12)$$

onde: β_2 é o coeficiente determinado por Santos (2012) e ΔT é a diferença entre as temperaturas máximas e mínimas do ar.

3.2.6.4.3 Modelo 3 – Hargreaves & Samani

Segundo Santos (2012), este modelo é baseado na suposição de que a diferença de temperatura diária máxima e mínima fornece uma indicação geral de

nebulosidade, Hargreaves e Samani (1982) propuseram a estimativa de irradiação solar global diária (H_g^d) em função da irradiação solar global diária no topo da atmosfera (H_g^0) e da diferença de temperatura do ar máxima e mínima diária ($\Delta T(^{\circ}C)$).

$$\frac{H_g^d}{H_g^0} = \beta_1 (\Delta T)^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

em que β_1 é o coeficiente ajustado localmente.

3.2.6.4.4 Modelo 4 – Hargreaves *et al.* (1985)

Segundo Santos (2012), Hargreaves *et al.* (1985) ajustaram o modelo original de Hargreaves e Samani (1982) para melhorar seu desempenho. Propondo os coeficientes β_1 e β_2 , dado pela equação:

$$\frac{H_g^d}{H_g^0} = \left(\beta_1 (\Delta T)^{\frac{1}{2}} + \beta_2 \right) \quad (14)$$

Em que β_1 e β_2 são coeficientes ajustados localmente. Esse modelo foi aplicado para as datas das respectivas imagens utilizadas neste trabalho, considerando os coeficientes encontrados por Santos (2012).

Tabela 2 - Coeficientes diários dos Modelos analisados.

Modelos	Coeficientes		
	β_1	B_2	B_3
1	0,70	0,02	2,11

2	--	0,02	--
3	--	0,20	--
4	--	0,30	-0,29

Fonte: Santos 2012.

3.2.6.5 – Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e IAF.

O cálculo dos índices de vegetação é dado por meio de operações algébricas entre as bandas do sensor utilizando. O NDVI foi obtido de acordo com a equação 15:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (15)$$

onde: ρ_{IV} e ρ_V correspondem as bandas 4 e 3 do sensor TM do Landsat 5, respectivamente.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index – SAVI*), criado por Huete (1988), com intuito de reduzir os efeitos do solo no NDVI, considerou-se a equação dado por:

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (16)$$

onde: o fator L é uma função do tipo de solo. Nesta pesquisa utilizou $L=0,5$.

Após o cálculo do NDVI e do SAVI partiu-se para a obtenção do índice de Área Foliar (IAF), que é a relação entre a área foliar de toda a vegetação por

unidade de área utilizada por essa vegetação, obtida pela equação de Allen *et al.* (2002). Este índice foi obtido conforme a equação 17:

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-NDVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (17)$$

3.2.6.6 – Emissividades

A emissividade da superfície é caracterizada por ser a relação entre a energia emitida pela superfície e a energia emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Para a aplicação do SEBAL, duas emissividades são usadas; a primeira é a emissividade que representa o comportamento da superfície para a emissão térmica, ϵ_{NB} (10,4 – 12,5 μ m). A segunda emissividade considerada representa o comportamento da superfície para emissão térmica no amplo espectro termal (5 - 100 μ m), expressa por ϵ_o . ϵ_{NB} é usada no cálculo da temperatura de superfície (T_s) e ϵ_o é usada para o cálculo de emissão total de radiação de onda longa da superfície.

Segundo Allen *et al.* (2002), as emissividades ϵ_{NB} e ϵ_o podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, considerando as expressões 18 e 19.

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (18)$$

$$\epsilon_o = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (19)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_o = 0,98$ e para corpos de água ($NDVI < 0$) $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_o = 0,985$, conforme recomendações de Allen *et al.* (2002).

3.2.6.7 – Temperatura da Superfície

A temperatura da superfície é computada no modelo, através da equação 20:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (20)$$

onde: $L_{\lambda,6}$ é a radiância da banda 6 do sensor TM, $K_1 = 607,76 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ e $K_2 = 1260,56\text{K}$ (ALLEN *et al.*, 2002).

3.2.6.8 – Radiação de Onda Longa Emitida pela Superfície ($R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida pela superfície foi calculada utilizando a lei de Stefan-Boltzmann, conforme expresso na equação 21:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_o \times \sigma \times T_s^4 \quad (21)$$

onde: ϵ_o é a emissividade cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura da superfície (K).

3.2.6.9 – Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa incidente a superfície, oriunda da atmosfera, foi calculada usando a equação de Stefan-Boltzmann, conforme expressão 22:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (22)$$

onde:

ϵ_a é a emissividade atmosférica, que foi obtida conforme equação 23:

$$\epsilon_a = 1,08 * (-\ln \tau_{sw})^{0,265} \quad (23)$$

Sendo ainda σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K) (BASTIAANSEN, 1995).

3.2.6.10 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{C\downarrow}$)

O fluxo de radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar, em suas componentes direta e difusa, que atinge a superfície terrestre. Para, condições de céu claro, $R_{C\downarrow}$ pode ser obtida pela equação 24, (ALLEN *et al.*, 2002):

$$R_{C\downarrow} = S \times \cos Z \times d_r \times \tau_{sw} \quad (24)$$

onde: S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z é o ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmitância atmosférica.

3.2.6.11 – Saldo de Radiação

Para a obtenção do saldo de radiação à superfície (R_n), o albedo da superfície (α), a radiação de onda longa ($R_{L\uparrow}$) emitida pela superfície e a emissividade da superfície (ϵ_o) são consideradas juntamente com a radiação de ondas curtas e longa incidentes à superfície. O R_n pode ser calculado considerando a equação 25:

$$R_n = (1 - \alpha_{sup}) \times R_{C\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_o) \times R_{L\downarrow} \quad (25)$$

3.2.6.12 – Fluxo de Calor no Solo (G)

Após o cálculo de R_n partiu-se para a obtenção do fluxo de calor no solo (G), que pode ser definido como um armazenamento de calor no solo e na vegetação devido à condução. O fluxo de calor do solo foi obtido de acordo com a equação 26 (BASTIAANSSEN, 2002):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad (26)$$

onde: T_s é a temperatura da superfície (°C), α é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação por diferença normalizada. Para efeitos de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($NDVI < 0$), Allen *et al.*, (2002) sugere a utilização de $G=0,5$.

3.2.6.13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

A determinação do fluxo de calor Sensível (H) é uma das parametrizações do SEBAL que requer maior atenção, pois nesta etapa serão introduzidas algumas hipóteses importantes. Apesar disso, tem-se a escolha dos pixels âncoras, a saber, pixel quente e frio. O SEBAL utiliza esses pixels para fixar as condições de contorno para o equilíbrio energético, os mesmos são localizados na área de interesse.

O fluxo de calor sensível segundo Bastiaanssen *et al.* (1998a), pode ser obtido pela expressão 27:

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (27)$$

onde: ρ é a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), a e b são constantes de calibração da equação linear estabelecida entre a diferença de temperatura em dois níveis Z_1 e Z_2 e a temperatura da superfície T_s e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

A Figura 3 ilustra o processo de obtenção do fluxo de calor sensível (H).

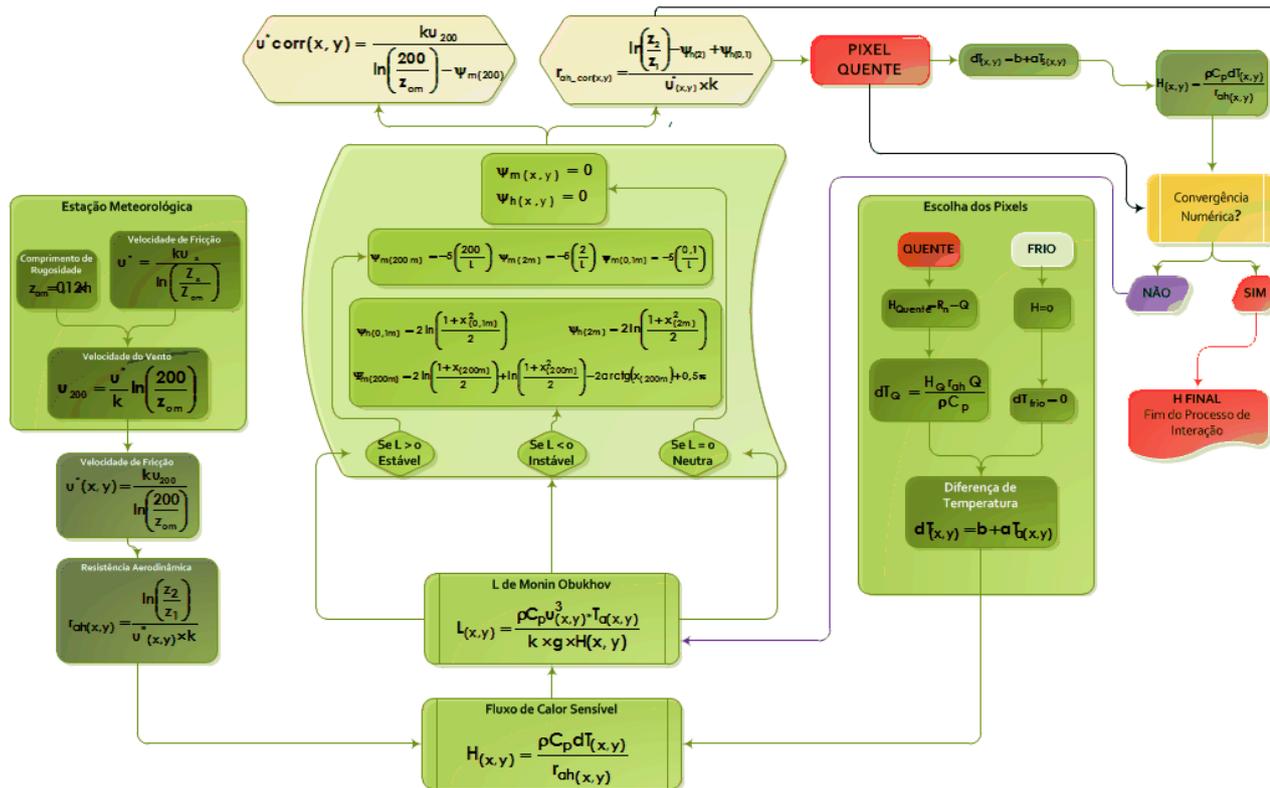


Figura 4 - Fluxograma para obtenção do fluxo de calor sensível(H).

Fonte: Adaptado de NICÁCIO (2008).

3.2.6.14 – Resistência Aerodinâmica

A resistência aerodinâmica para o transporte de calor foi inicialmente computada para condições de neutralidade da atmosfera a equação 28:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* k} \quad (28)$$

onde: z_1 e z_2 são as alturas em metros acima da superfície (em alguns estudos têm sido utilizados $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m) (BASTIAANSEN, 1995), u^* é a velocidade de fricção e k é a constante de von Karman (0,41).

Nesta etapa, algumas informações provenientes da estação meteorológica foram reunidas, tais como: a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação h (m). O coeficiente de rugosidade (z_{om}) foi estimado a partir de h , conforme equação 29 (Brutsaert, 1982):

$$z_{om}=0,12 \times h \quad (29)$$

onde: h é a altura da vegetação (m).

3.2.6.15 - Velocidade de Fricção

A velocidade de fricção para os dados da estação meteorológica foi calculada de acordo com a equação 30:

$$U_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (30)$$

onde: k é constante de von Karman, u_x é a velocidade do vento na altura z e z_{om} é o coeficiente de rugosidade (m). Nesta etapa a velocidade de fricção foi calculada para o pixel da estação meteorológica.

Obtida a velocidade de fricção na estação meteorológica, foi calculada a velocidade do vento, considerando a atmosfera em equilíbrio neutro, sendo estimada ao nível de $z=200\text{m}$, onde se assume que não há nenhum efeito da rugosidade da superfície, denominado de *blending height*, sendo calculado usando a equação 31:

$$U_{200} = U_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (31)$$

Admitindo que U_{200} é constante em toda a cena estudada, pois a essa altura o vento não sofre interferência da rugosidade da superfície, a velocidade de fricção U^* (ms^{-1}) é obtida para cada pixel da imagem, através da equação 32:

$$U_* = \frac{kU_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (32)$$

onde: z_{om} pode ser obtido em função do SAVI segundo equação 33 desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 \times \text{SAVI}) \quad (33)$$

3.2.6.16 – Diferença de Temperatura

Para calcular o fluxo de calor sensível (H), a diferença de temperatura próxima à superfície para cada pixel precisa ser definida. Para determinar a diferença de temperatura, é de grande importância a escolha dos pixels âncoras. A escolha do pixel frio deve estar relacionada a áreas bem irrigadas. Já o pixel quente deve ser selecionado em áreas secas, solo exposto, para áreas com essas características os valores de NDVI e IAF serão baixos. Visto a necessidade da escolha do pixel quente em áreas secas, para garantir esse resultado, segundo Allen *et al.* (2002), faz-se necessário à verificação de ocorrência de chuva com até

4 dias de antecedência ao da data da imagem. Da determinação desses pixels, depende a qualidade da estimativa do fluxo de calor sensível e da evapotranspiração real (ET) por meio do SEBAL.

Na determinação da diferença de temperatura, Bastiaanssen (1995) considerou existir uma relação linear entre dT e T_{sup} , dada pela expressão 34:

$$dT = a + bT_{sup} \quad (34)$$

onde: os coeficientes a e b são obtidos através dos pixels âncoras.

3.2.6.16.1 - Pixel Frio

Segundo Bastiaanssen (1998a), assume-se que o fluxo de calor sensível é nulo no pixel frio ($H_{frio} = 0$) e o fluxo de calor latente LE_{frio} (Wm^{-2}) é dado por:

$$LE_{frio} = R_n - G \quad (35)$$

3.2.6.16.2 – Pixel quente

Para áreas com grande exposição de solo, o fluxo de calor latente é nulo ($LE_{quente} = 0$) e, portanto, o fluxo de calor sensível H no pixel quente é dado por, (BASTIAANSSEN, 1998a):

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + bT_{sup})}{r_{ah}} \quad (36)$$

onde: T_{sup} , R_n e G são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obtém-se, no pixel quente: $a + bT_{sup} = r_{ah} (R_n - G) / \rho c_p$. Como no pixel frio $d_T = 0$, ou seja, $a + bT_s = 0$, tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b .

3.2.6.17 – Correção da Estabilidade Atmosférica

O SEBAL aplica a teoria de Monin – Obukhov em processo iterativo. As condições atmosféricas de estabilidade tem um grande efeito sobre a resistência aerodinâmica e devem ser consideradas no cálculo do fluxo de calor sensível (H).

O comprimento de Monin – Obukhov (L) é usado para definir as condições de estabilidade atmosférica no processo iterativo. O mesmo é uma função dos fluxos de calor e momentum e é calculado conforme a equação 37:

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_{sup}}{kgH} \quad (37)$$

onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante, u_* é a da velocidade de fricção de cada pixel das imagens (ms^{-1}), T_{sup} é a temperatura da superfície (K), g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ ms}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade.

Segundo Allen *et al.* (2002), se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável, se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável, se $L = 0$, a atmosfera é considerada neutra.

Os valores das correções de estabilidade atmosférica para o transporte de momentum (Ψ_m) e de calor (Ψ_h) foram obtidos, usando as formulações propostas por Paulson (1970) e Webb (1970):

Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (38)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln(1+x_{(0,1m)}^2) \quad (39)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (40)$$

onde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (41)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (42)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (43)$$

Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L} \right) \quad (44)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (45)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (46)$$

Se $L=0$ (condição de neutralidade): $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

O valor corrigido para a velocidade de fricção (u^*) é agora calculado para o processo de iteração, como:

$$U_* = \frac{u_{200k}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (47)$$

onde: u_{200} é a velocidade do vento a 200m, k é a constante de von Karman (0,41), z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\Psi_{m(200)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200m.

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor também foi calculada para cada etapa do processo de iteração, como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (48)$$

onde: $z_2 = 2,0$ m, $z_1 = 0,1$ m, e $\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

3.2.6.18 – Fluxo de Calor Latente (LE)

Obtido o saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor no solo (G) e o Fluxo de calor sensível (H), estima-se, nesta etapa, o fluxo de calor latente, dado como resíduo da equação de balanço de energia, conforme equação 49:

$$LE = R_n - G - H \quad (49)$$

em que: LE é o fluxo de calor Latente ($W.m^{-2}$).

3.2.6.19 – Evapotranspiração Real

Com o SEBAL, a Evapotranspiração Real é determinada com base na fração evaporativa instantânea – (FE_i), definida como razão entre LE e $R_n - G$. Estudos confirmam que FE_i é igual a FE (BASTIAANSEEN, 2000). Logo:

$$FE_i = \left(\frac{LE}{R_n - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_{24h}} \quad (50)$$

Admite-se que $G_{24h} = 0$. Assim, a LE_{24h} , dado conforme equação 51:

$$LE_{24h} = FE_i \times R_{24h} \quad (51)$$

em que R_{24h} é o saldo de radiação diário e é calculado conforme a equação 52:

$$R_{24h} = R_{s,24h}(1 - \text{albedo}) - aT_{24h} \quad (52)$$

O coeficiente a é de uma média de 143 para nossas condições semiáridas. (TEXEIRA *et al.*, 2008a). Segundo Texeira *et al.* (2008a), este valor é superior ao valor originalmente sugerido de 110 encontrado para a Holanda. A diferença pode ser atribuída a diferentes condições térmicas entre os macroclimates (TEXEIRA *et al.*, 2008b).

A conversão da LE_{24h} é dada por:

$$ET_{24h} = EF_{Inst} \times R_{24h} \quad (52)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos pela implementação do algoritmo SEBAL, utilizando imagens Landsat 5 - TM, para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011. A discussão dos resultados obtidos nesta pesquisa será apresentada em associação com o mapa de uso e cobertura do solo, com a finalidade de elucidar o comportamento dos fluxos de energia e evapotranspiração real nas diversas feições encontradas na área de estudo.

4.1 – Mapa de Uso e Ocupação do Solo para o dia 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011.

A princípio foi elaborado os mapas de uso e cobertura do solo para APA Ilha de Santa Rita, mostrados nas Figuras – 5 a 7. A caracterização do uso e cobertura do solo se constitui uma ferramenta indispensável para diversos processos de tomada de decisão. A exemplo disso podem-se destacar as gestões ambientais, que estão fortemente relacionadas as modificações antrópicas e as gestões hídricas, que são fundamentalmente, associadas aos processos de modificações da superfície. O aumento populacional e o desenvolvimento socioeconômico podem propiciar alterações no uso e cobertura do solo, o que é fortemente motivada pela crescente demanda social pelos recursos naturais e práticas agrícolas.

Na elaboração do mapa de uso e cobertura do solo, foram definidas classes para esta região, denominadas: água, correspondente as Lagoas Manguaba e Mundaú e Oceano Atlântico; solo exposto, áreas desprovidas de cobertura vegetal, agricultura prioritariamente constituída (cana-de-açúcar), que foi subdividida em

duas subclasses (agricultura nº1 e agricultura nº2), com a finalidade de melhorar a representação das diferentes fases de desenvolvimento da cultura; vegetação nativa, correspondente a Mata Atlântica e ao mangue; e cidade, correspondente a área urbanizada. Essas classes foram empregadas para as imagens de 26/08/2006 e 17/03/2011, para a imagem de 03/09/2003, além das classes citadas, foram acrescentadas nuvem e sombra de nuvem, uma vez que as mesmas possui alguns resquícios destas classes.

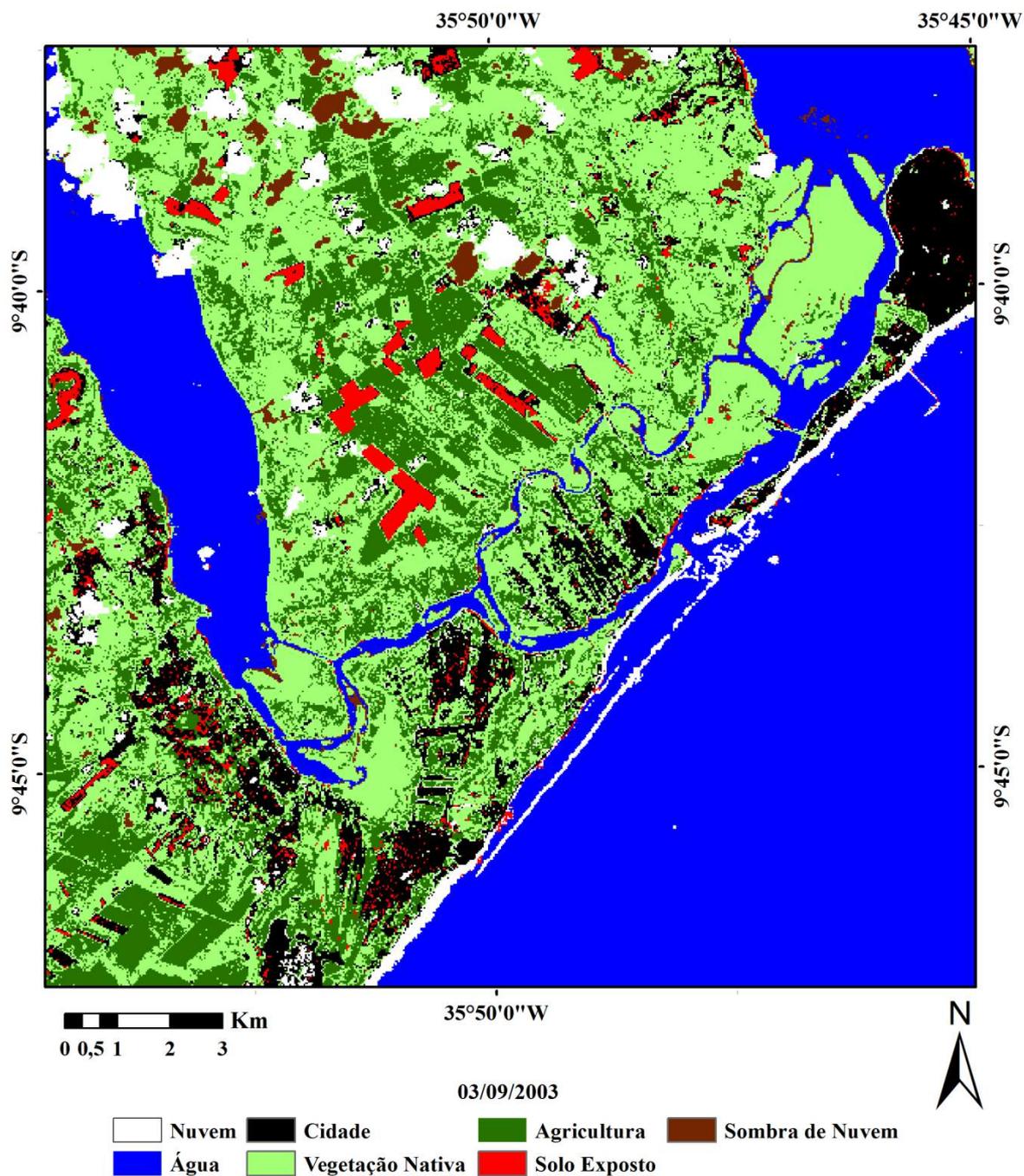


Figura 5 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita, para o dia 03/09/2003

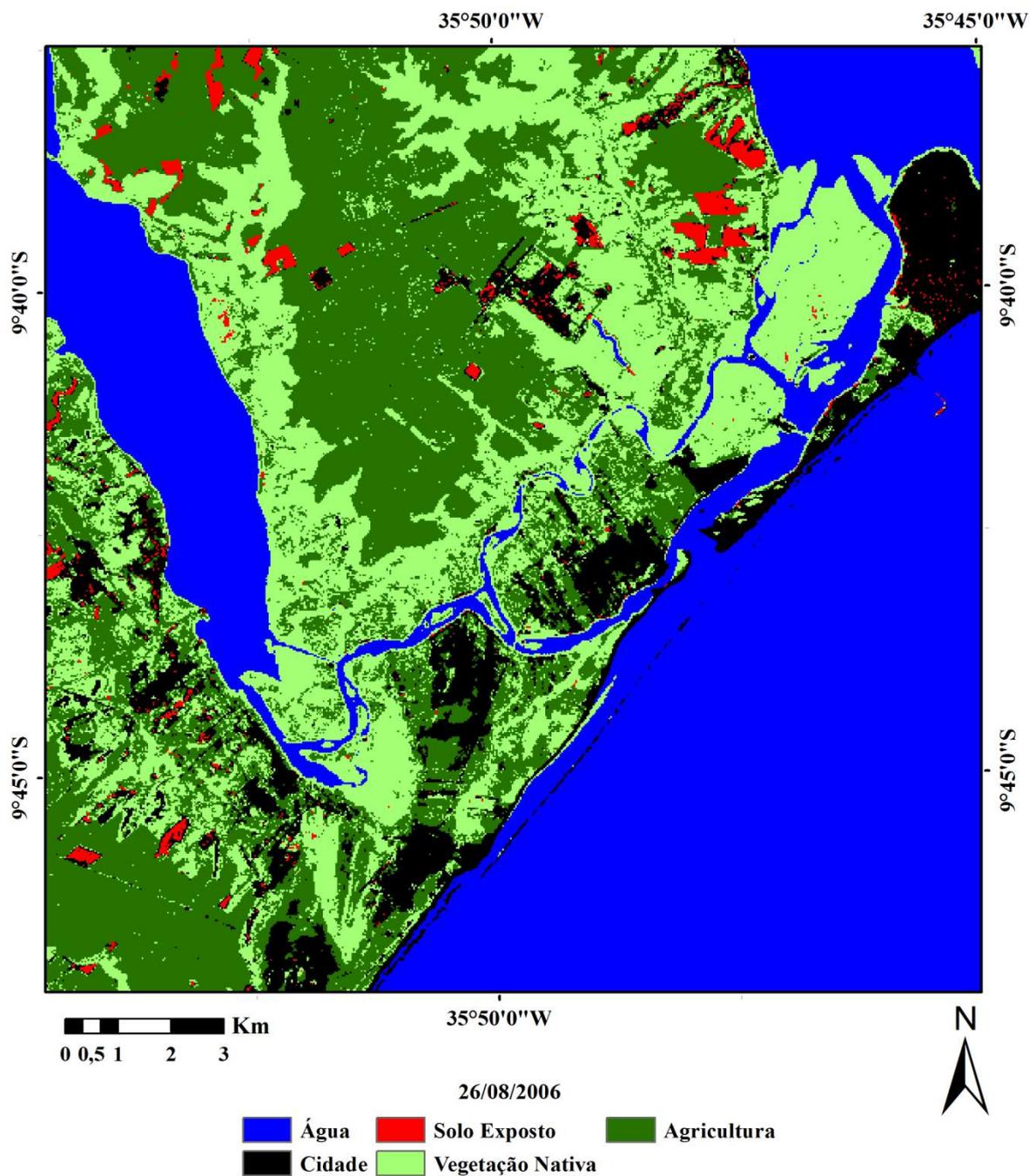


Figura 6 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita, para o dia 26/08/2006.

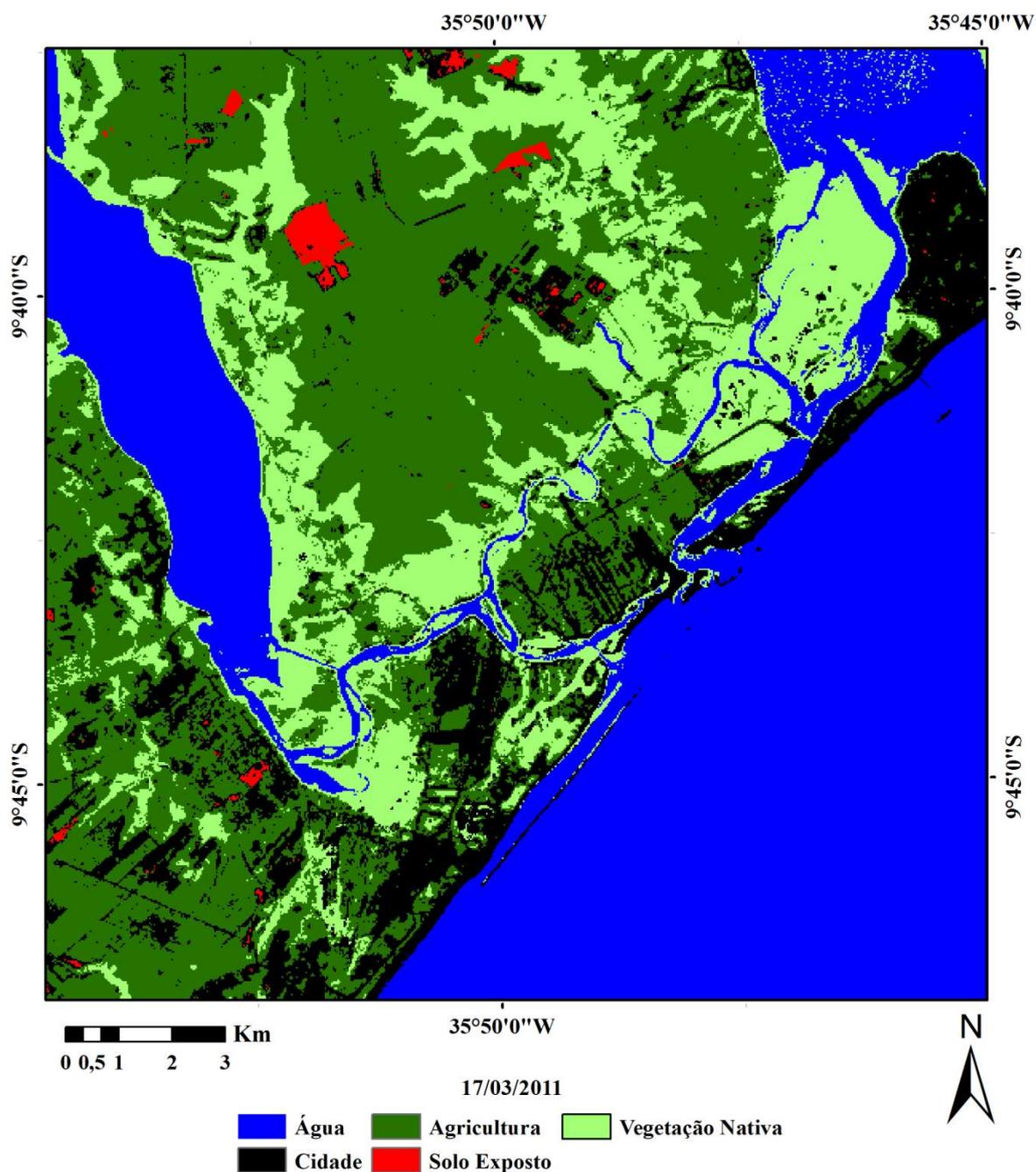


Figura 7 - Mapa de uso e cobertura do solo na APA Ilha de Santa Rita, para o dia 17/03/2011

As Tabelas 3, 4 e 5 retratam as matrizes de erros para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.

As Tabelas 3, 4 e 5 retratam as matrizes de erros para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.

Tabela 3 - Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 03/09/2003.

Classificado	03/09/2003	Nuvem	Água	Cidade	Vegetação Nativa	Solo Exposto	Agricultura 1	Agricultura 2	Sombra de Nuvem	Total Classificado como...	% erro inclusão
	Nuvem	471	0	0	0	0	1	0	0	472	0,21
	Água	0	7455	0	0	0	0	0	0	7455	0,00
	Cidade	0	0	361	0	4	0	0	0	365	1,10
	Vegetação nativa	0	2	0	1478	0	82	10	0	1572	5,98
	Solo Exposto	0	0	4	0	447	0	0	0	451	0,89
	Agricultura 1	0	0	0	43	0	1775	0	0	1818	2,37
	Agricultura 2	0	0	0	17	0	8	602	0	627	3,99
	Sombra de Nuvem	0	0	0	0	0	0	0	258	258	0,00
	Total	471	7457	365	1538	451	1866	612	258	13018	
% erro omissão	0,00	0,03	1,10	3,90	0,89	4,88	1,63	0,00			

Tabela 4 – Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 26/08/2006

Classificado	26/08/2006	Água	Cidade	Solo Exposto	Vegetação Nativa	Agricultura 1	Agricultura 2	Total Classificado como...	% erro inclusão
	Água	21086	0	0	0	0	0	21086	0,00
	Cidade	0	389	2	0	0	0	391	0,51
	Solo Exposto	0	2	281	0	0	0	283	0,71
	Vegetação Nativa	9	0	0	1427	0	1	1437	0,70
	Agricultura 1	0	0	0	1	932	0	933	0,11
	Agricultura 2	0	0	0	1	0	1273	1274	0,08
	Total	21095	391	283	1429	932	1274	51276	
	% erro omissão	0,04	0,51	0,71	0,14	0,00	0,08		

Tabela 5 - Matriz de erros para a classificação supervisionada no dia 17/03/2011

Classificado	17/03/2011	Água	Cidade	Solo Exposto	Vegetação Nativa	Agricultura 1	Agricultura 2	Total Classificado como...	% erro inclusão
	Água	16858	0	0	0	0	0	16858	0
	Cidade	0	445	2	0	3	0	450	1,11
	Solo Exposto	0	2	523	0	0	0	525	0,38
	Vegetação Nativa	6	0	0	1682	0	0	1688	0,36
	Agricultura 1	0	0	0	0	874	0	874	0,57
	Agricultura 2	0	0	0	20	0	481	501	3,99
	Total	16864	447	525	1705	877	481	51276	
% erro omissão	0,04	0,45	0,38	1,35	0,79	0			

Considerando uma classe x , o erro de omissão é definido pela supressão de pixels que deveriam ter sido colocados na classe x . Analisando as Tabelas 3, 4 e 5 verifica-se que os valores mais baixos do erro de omissão foram encontrados para a classe água (0,03%) para o dia 03/09/2003 e de (0,04%) para os demais dias analisados, o que indica que houve baixa confusão espectral desta classe com as demais classes da área de estudo. O maior erro de omissão foi encontrado para a classe de agricultura 1 apenas no dia 03/09/2003, correspondendo aproximadamente 5% de exclusão dos pixel de agricultura e inserção destes nas classes de agricultura 2 e vegetação nativa. Este mesmo aspecto não foi observado nas demais datas. Nos dias 26/08/2006 e 17/03/2011 os maiores erros de omissão foram observados na classe de vegetação nativa, com valores entre 0,71% e 1,35%, respectivamente, sendo seu maior contribuinte a inserção de pixel na classe agricultura 2.

Os erros de inclusão, são aqueles que correspondem aos pixels que sendo de outra classe, foram incluídos na classe considerada. A classe agricultura 2 obteve um erro de (3,99%), para o dia 03/09/2003, isso indica que pixels que deveriam pertencer a outras classes (vegetação nativa e agricultura 1) foram erroneamente classificados como vegetação nativa. Neste mesmo dia o maior erro de inclusão ficou com a classe vegetação nativa (5,98%), onde alguns pixels pertencentes a classe água, agricultura 1 e 2, foram atribuídos a classe de vegetação nativa. Em geral, os maiores erros tanto de omissão como de inclusão foram gerados por confusão entre as classes de vegetação nativa e agricultura

As Tabelas 6, 7 e 8 demonstram a precisão do produtor e do usuário do mapa para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente. A menor precisão do produtor ficou para a classe de agricultura 1 com 95,12%, para o dia 03/09/2003. E a maior precisão do produtor ficou com as classes de nuvem e sombra de nuvem, com 100%, para a mesma data.

Na página 65 observa-se para o dia 26/08/2006 a precisão do usuário obteve variação entre 99,29% (solo exposto) a 100% (agricultura 1), o que demonstra que uma área definida como vegetação nativa no mapa tem 99,29% de chance de ser encontrada no campo pelo usuário. Para o dia 17/03/2011, a precisão do usuário do mapa varia entre 96,01% (agricultura) e 100% (água). A vegetação nativa para os dias 26/08/2006 e 17/03/2011 apresentou elevação na precisão do usuário, atingindo valores de 99,30% e 99,62%, respectivamente, em relação a 03/09/2003.

Tabela 6 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 03/09/2003.

Classes	Precisão do produtor do mapa (%) - 17/03/2011	Precisão do Usuário do mapa (%) - 03/09/2003
Nuvem	100,00	99,79
Água	99,97	100,00
Cidade	98,90	98,90
Vegetação nativa	96,10	94,02
Solo Exposto	99,11	99,11
Agricultura 1	95,12	97,63
Agricultura 2	98,37	96,01
Sombra de Nuvem	100,00	100,00

Tabela 7 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 26/08/2006

Classes	Precisão do produtor do mapa (%) - 17/03/2011	Precisão do Usuário do mapa (%) - 26/08/2011
Água	99,96	100
Cidade	99,49	99,49
Solo Exposto	99,29	99,29
Vegetação Nativa	99,86	99,30
Agricultura 1	100	99,89
Agricultura 2	99,92	99,92

Tabela 8 - Precisão do produtor e do usuário do mapa de uso e cobertura solo para o dia 17/03/2011

Classes	Precisão do produtor do mapa (%) - 17/03/2011	Precisão do Usuário do mapa (%) - 17/03/2011
Água	99,96	100
Cidade	99,55	98,89
Solo Exposto	99,62	99,62
Vegetação Nativa	98,65	99,62
Agricultura 1	99,21	99,43
Agricultura 2	100	96,01
Agricultura 3	99,33	99,06

O indicador utilizado para avaliar a precisão do processo de classificação foi o coeficiente Kappa, que é uma medida da concordância entre as amostras da cena e aquelas derivadas através da classificação da imagem de sensoriamento remoto. Para os dias analisados 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, os coeficientes Kappa foram de 0,9792, 0,9979 e 0,9940, respectivamente. Segundo Landis e Koch (1977), coeficientes Kappa entre 0,8 e 1,0 são considerados excelentes. Os índices de precisão geral, foram de 98,68%, 99,93% e 99,79%, respectivamente. Dessa maneira, pôde-se observar resultados satisfatórios, com baixos erros de inclusão e omissão, elevadas precisões de usuário e produtor e altos coeficiente Kappa, para os mapas de uso e cobertura do solo entre os anos de 2003 e 2011, na APA da Ilha de Santa Rita.

As Figuras de 8 a 10 apresentam o percentual de ocupação de cada classe na área de estudo para os anos de 2003,2006 e 2011, respectivamente.

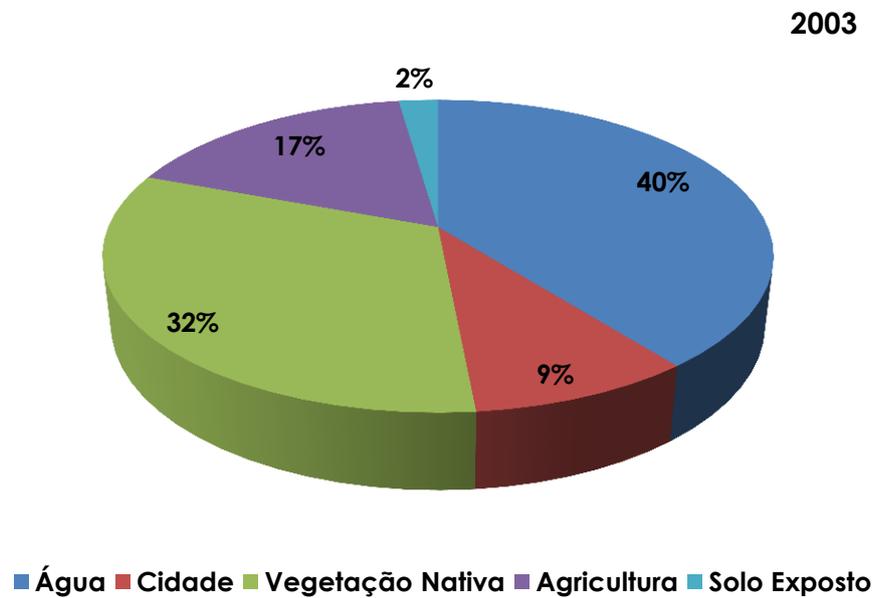


Figura 8 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 03/09/2003.

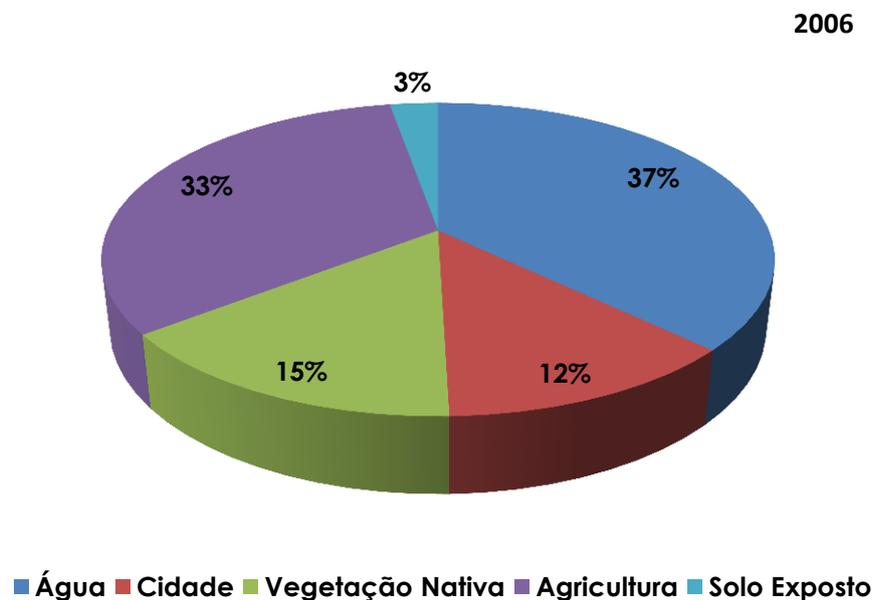


Figura 9 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 26/08/2006.

2011

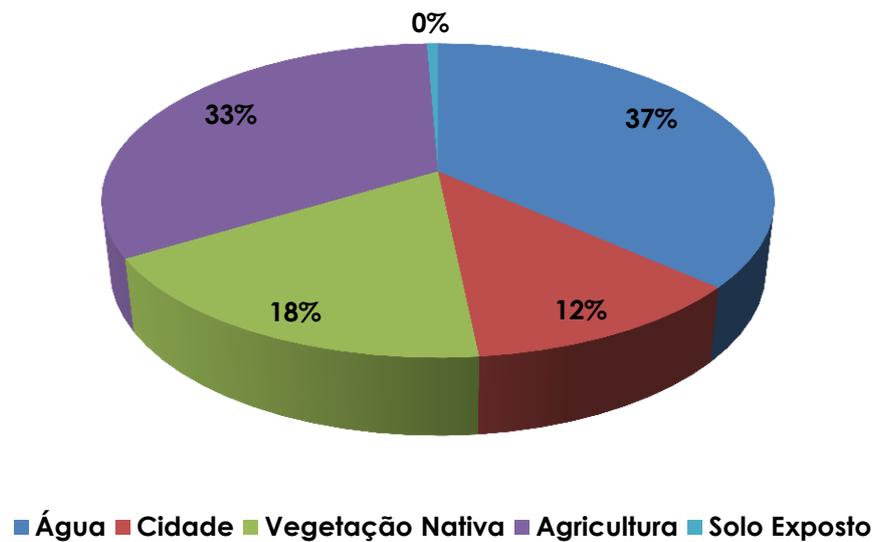


Figura 10 - Ocupação das classes de uso e cobertura do solo na região da APA Ilha de Santa Rita para o dia 17/03/2011.

O mapa temático de uso e cobertura do solo, nos dias de aplicação do algoritmo SEBAL, é um resultado final do processo de classificação supervisionada. Logo, é possível subtrair desse mapa, que a região estudada sofreu uma redução na área ocupada por vegetação nativa ($\approx 17\%$), durante um período de 3 anos (2003 – 2006), essa redução de vegetação nativa, foi acompanhada pelo aumento na área agriculturável ($\approx 16\%$), assim como um aumento na área urbanizada ($\approx 3\%$). Para o período de 2006 – 2011 não foram encontradas mudanças tão expressivas em relação aos percentuais observados em 2006, porém foi observado um aumento da área de vegetação nativa ($\approx 3\%$). Estes resultados indicam uma retirada da vegetação nativa para a ampliação das áreas agrícolas e expansão urbana. Vale ressaltar que a expansão urbana é um fator preponderante para a redução da área com vegetação nativa.

4.2 – Estimativa dos Fluxos de Energia e Evapotranspiração Real APA-SR

Nesta etapa serão apresentados os valores para as principais variáveis contribuintes para a contabilidade dos fluxos de energia e evapotranspiração real, em escala diária obtidas, por meio do algoritmo SEBAL.

4.2.1 – Albedo da Superfície

Nas Figuras 11, 12 e 13, são apresentados os valores de albedo, que expressam a habilidade de refletir radiação em ondas curtas, para a APA-SR, nos dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.

Sobre a Lagoa Manguaba (ver na Figura 12a) para o dia 26/08/2006 foi encontrado um aumento nos valores de albedo (0,10 a 0,14), que são valores predominante encontrado em áreas de vegetação nativa (mangue). Essa alteração pode ter ocorrido devido a presença mais elevada de sedimentos, outros estudo devem ser realizados para a avaliação deste aspecto.

Sobre o leito das lagoas Mundaú e Manguaba também foram encontrados valores entre 3% e 10% (Figuras 11a, 12a e 13a). Essas áreas possuem os valores mais baixos de albedo de superfície. Nicácio (2008) observou que para o leito do rio São Francisco o albedo de superfície variou de 3 a 9%. Já Santos (2009), em um estudo na bacia do Jacuí encontrou valores entre 8 a 12%. Nesta pesquisa verificou-se que sobre as lagoas e oceano o albedo variou entre 10% e 14%, esses valores correspondem também área de cultura irrigada de cana-de-açúcar.

Para região com agricultura o albedo da superfície variou de 14 a 19%, dependendo do estágio de desenvolvimento em que se encontra a cultura, esses valores corroboram com os resultados encontrados por Giogo *et al.*(2009), que obtiveram variação de 14,2 a 21,0% e Mendonça (2007) que obteve valores entre 14 e 22%.

A região urbanizada apresentou valores entre 18 e 28%. Os maiores valores de albedo encontram-se em regiões de solo exposto, > 28%. Os valores de solo exposto encontrados corroboram com os encontrados em Silva (2005b) e Giogo *et al.*(2009), de 27%.

A imagem do dia 03/09/2003 possui a presença de algumas nuvens, (ver Figura 11a), para essa classe foram encontrados valores de albedo maiores que 28%, este valor corrobora com o encontrado por Moreira (2009), de 30%. Para esses valores essas nuvens são caracterizadas como de baixa densidade.

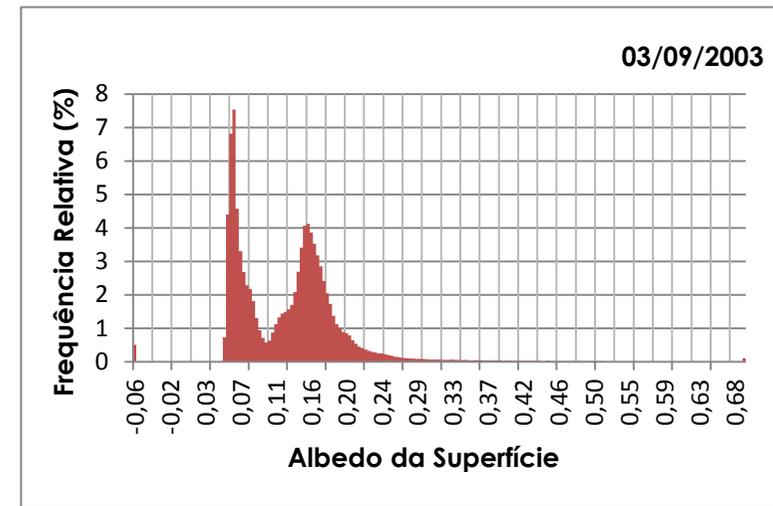
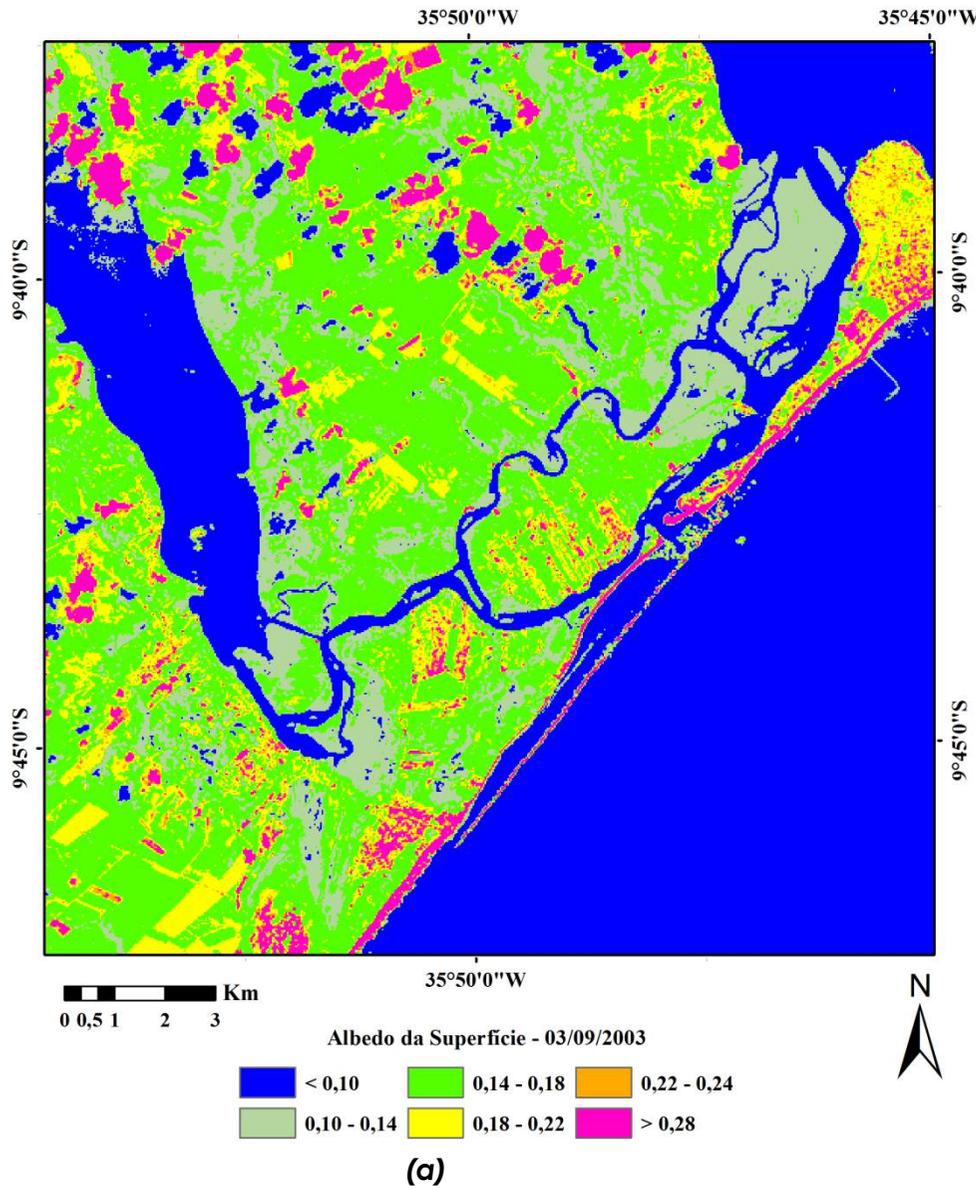


Figura 11 - (a) Distribuição espacial do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.

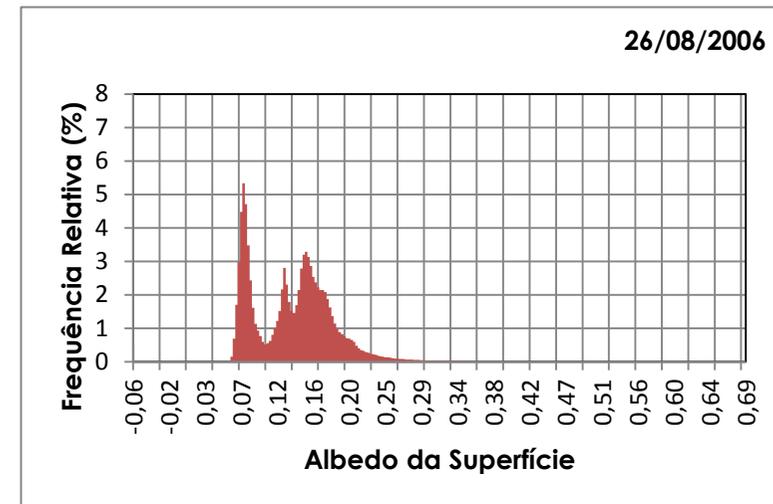
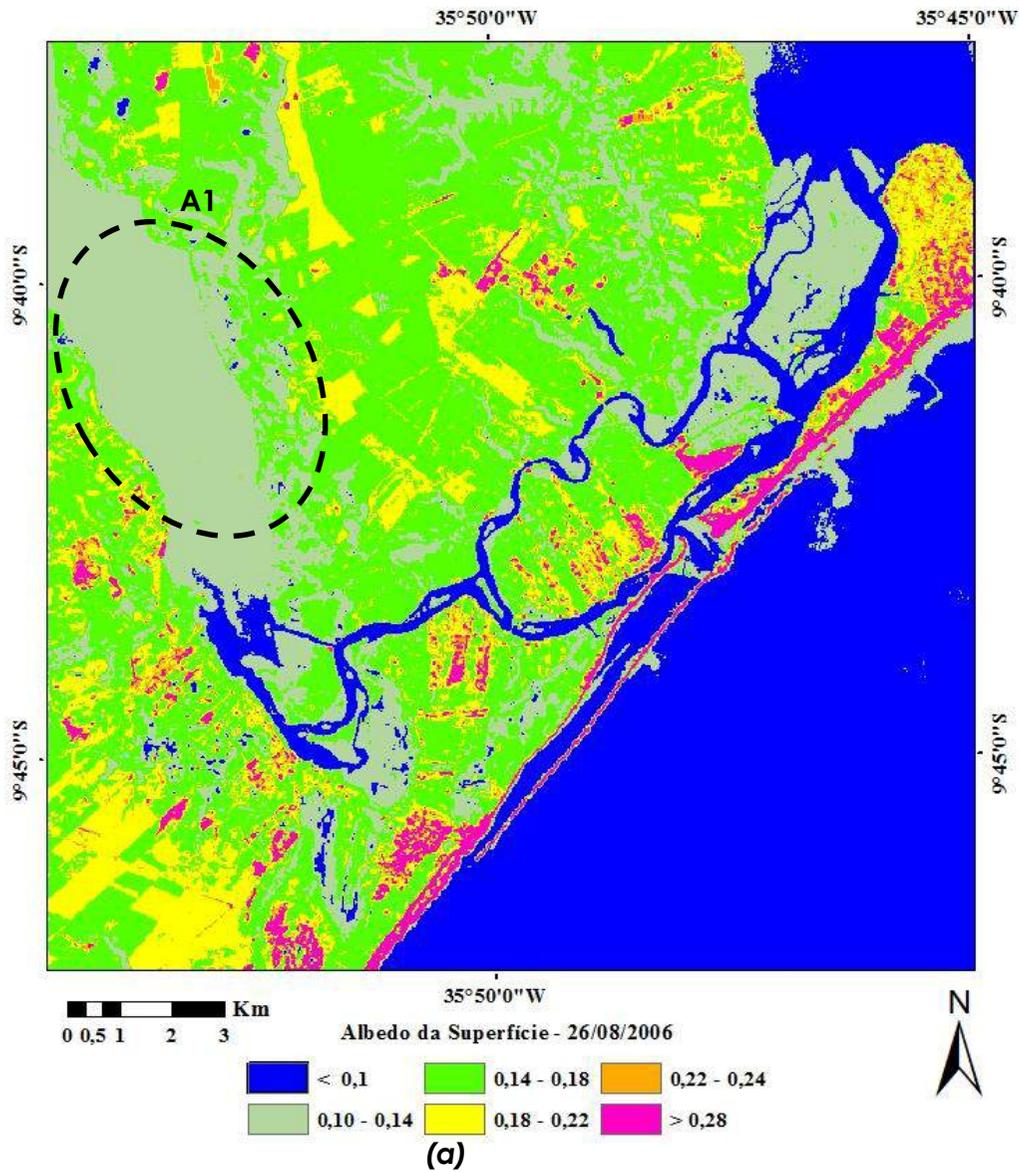


Figura 12 - (a) Distribuição espacial do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.

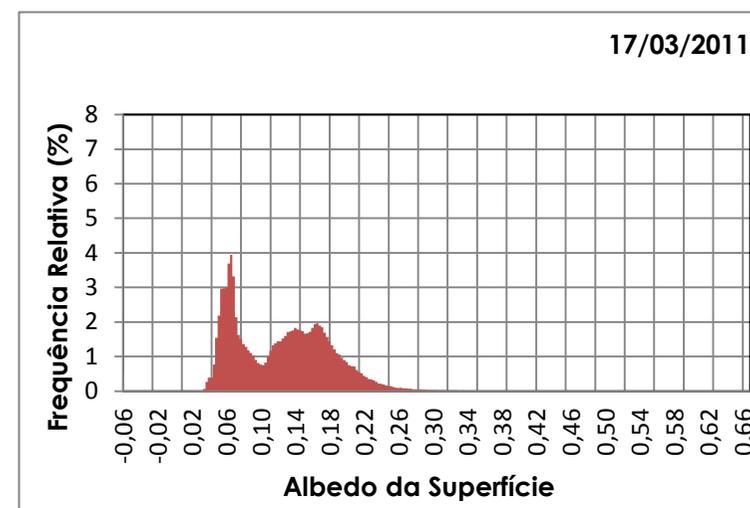
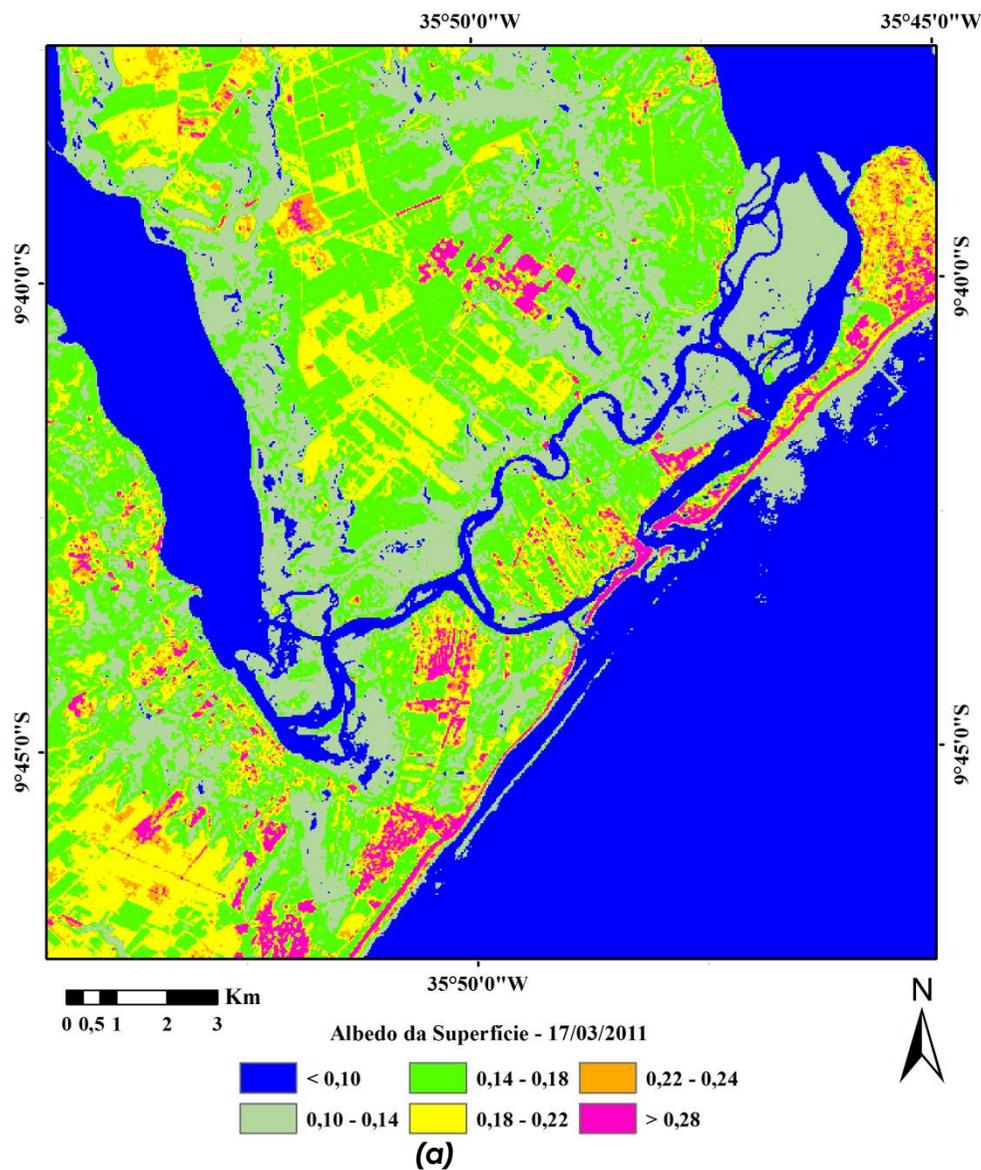


Figura 13 - (a) Distribuição do albedo da superfície e (b) Histograma de frequência relativa.

A Figura 11b apresenta duas modas, sendo a de maior valor, igual a 0,057. Já as Figuras 12b e 13b apresentam histogramas trimodais. A Figura 12b do dia 26/08/2006, apresenta histograma com valores de 0,07 (moda a esquerda), de 0,12 e 0,15(modas a direita), com frequência relativa de 5%, 2% e 3%, respectivamente. Esses valores foram encontrados sobre área de água, vegetação nativa (mangue e mata Atlântica) e agricultura, respectivamente. A Figura 13b, apresenta valores de 0,07 (moda a esquerda), 0,14 e 0,18 (modas a direita). A moda de 0,07 foi encontrada sobre o leito das lagoas Mundaú, Manguaba e Oceano Atlântico.

4.2.2 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

As Figuras 14a, 15a e 16a mostram a distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.

Os valores de NDVI para as Lagoas Mundaú e Manguaba, assim como para o Oceano, mantiveram-se negativos, conforme valores encontrados em Silva (2005b) e Nicácio (2008).

Os maiores valores de NDVI encontrados nas imagens analisadas, foram observados na região vegetação nativa, compreendendo, mangues (regiões úmidas) variando de 0,54 a 0,78. Os valores de NDVI, variam de -1 a 1, regiões aquáticas possuem valores negativos, já valores próximos a 1 representam alto vigor de vegetação. As áreas destinadas a agricultura apresentaram valores variando entre 0,31 e 0,54 ou valores entre 0,54 a 0,78, correspondentes as áreas de agricultura irrigada.

Os histogramas de frequência relativa para os dias analisados são representados pelas Figuras 14b, 15b e 16b. A maior frequência relativa encontrada é caracterizada pela água, com valor variando de $\approx 3\%$ (03/09/2003) a $\approx 4\%$ (26/08/2006), com moda de -0,27 e -0,13. Também foram observados valores modais de 0,57, que representa valores de NDVI em áreas com vegetação nativa nos dias 03/09/2003 e 26/08/2006, respectivamente, com frequência relativa 2%.

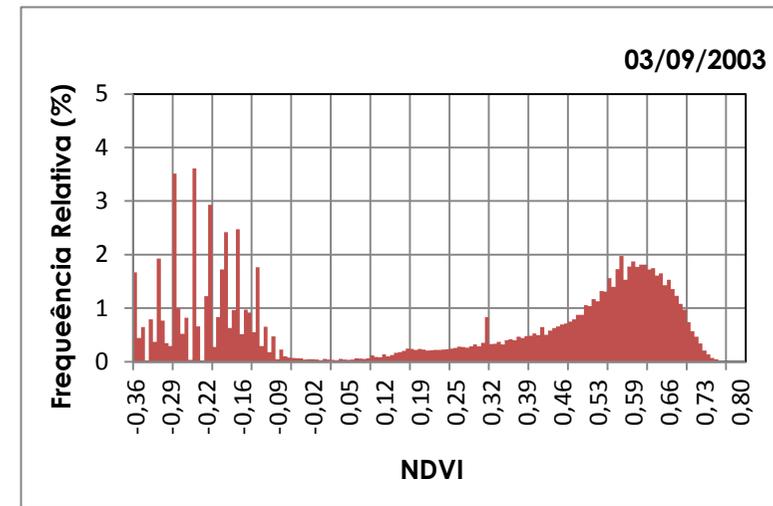
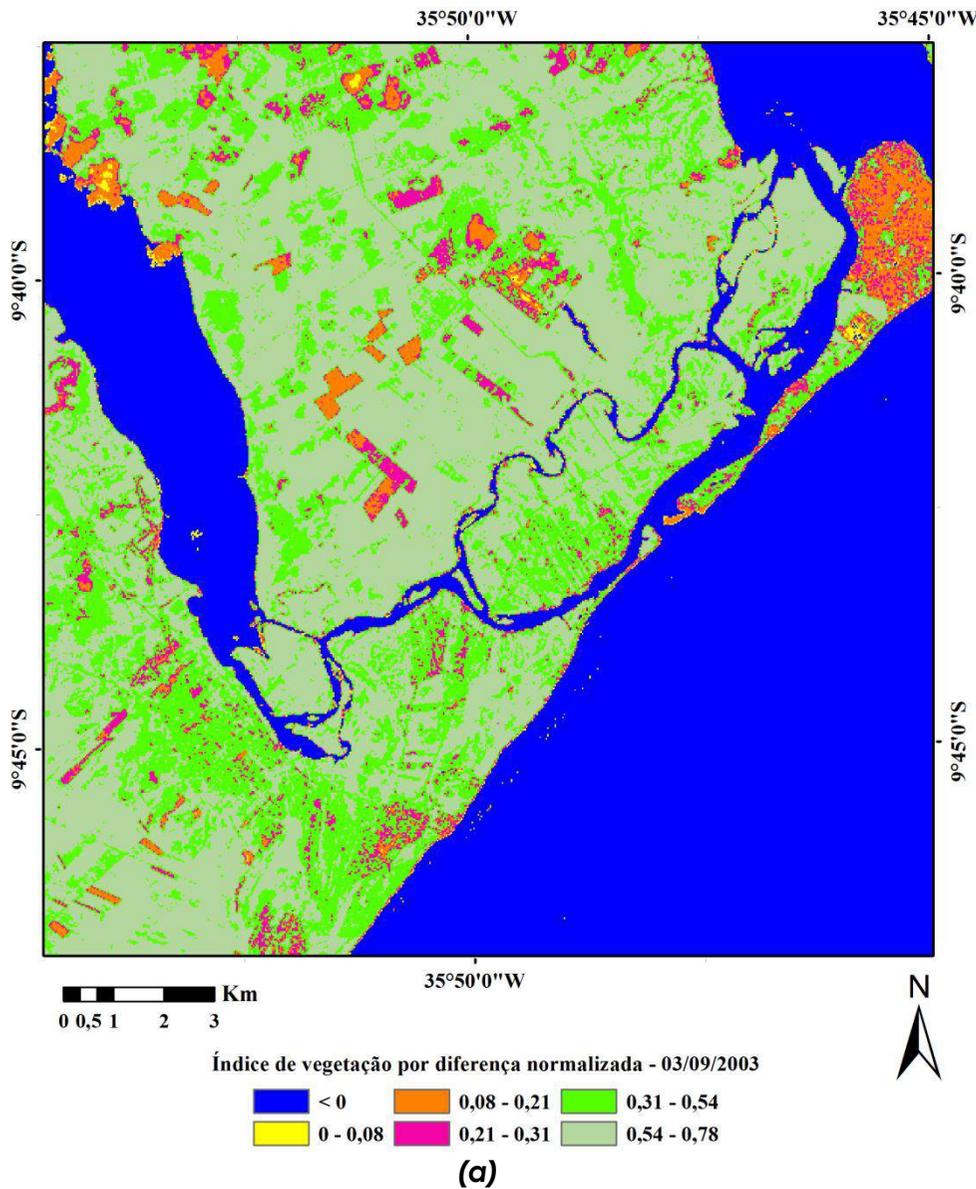


Figura 14 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma.

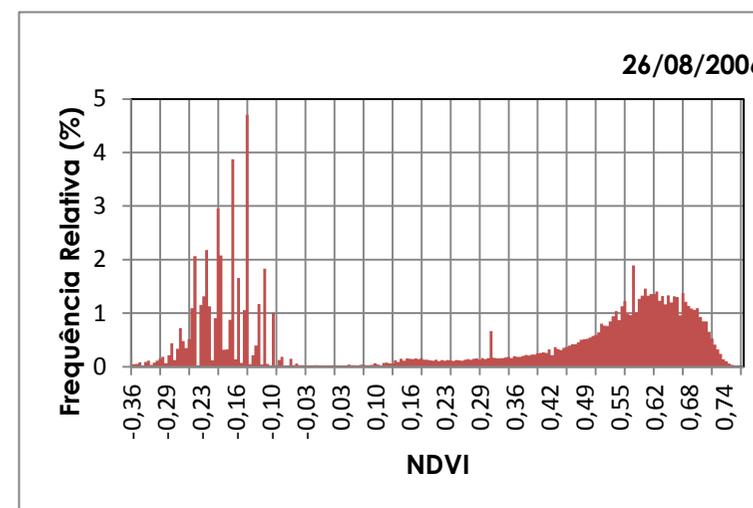
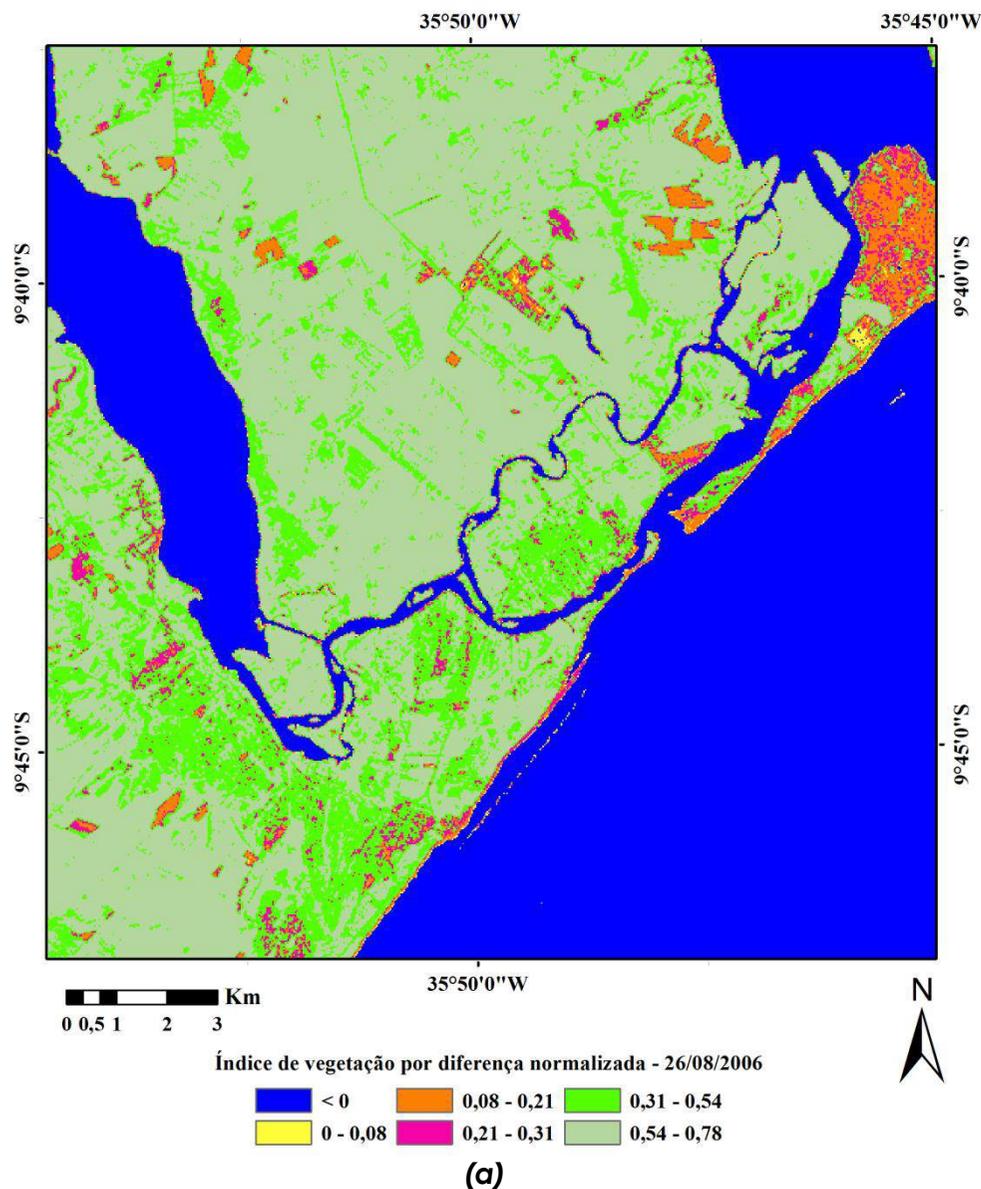
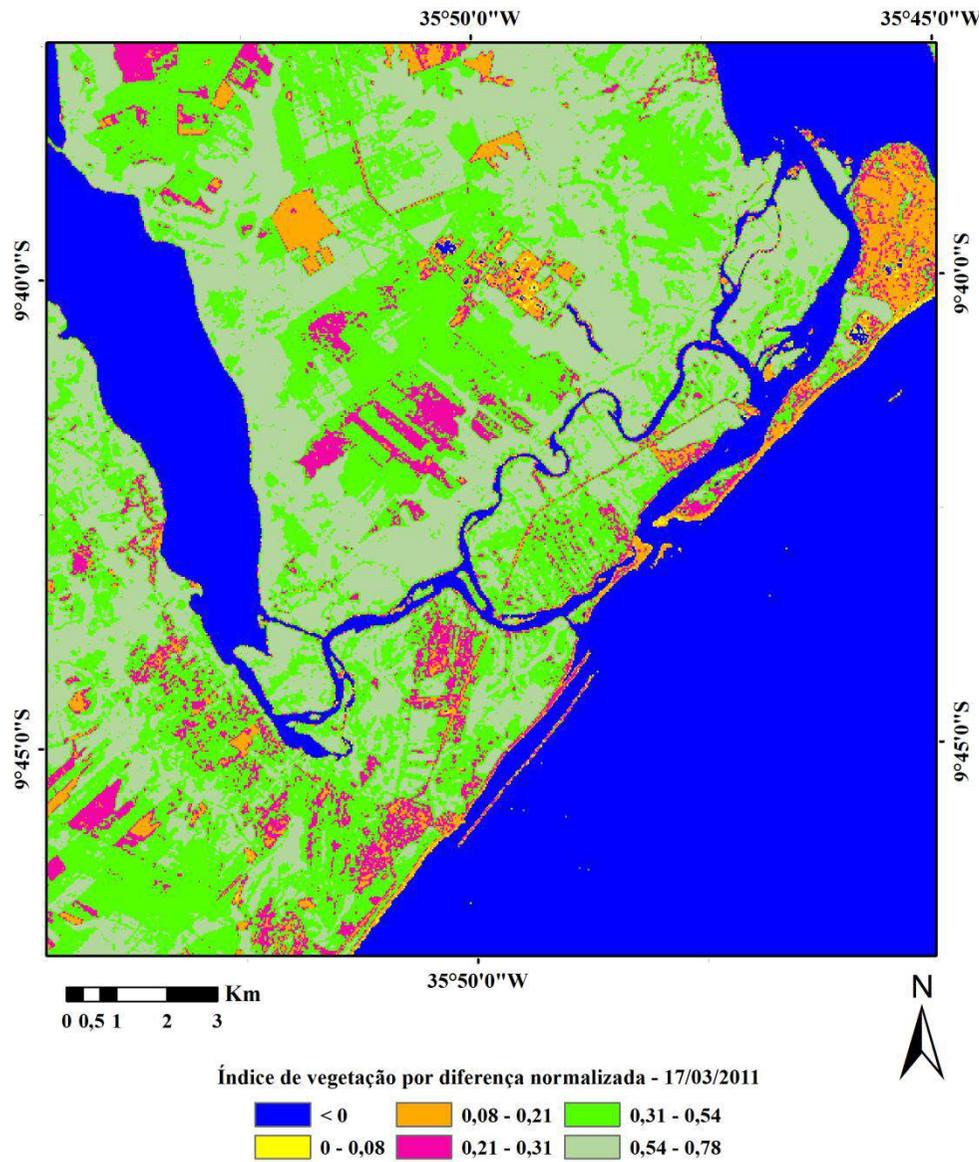
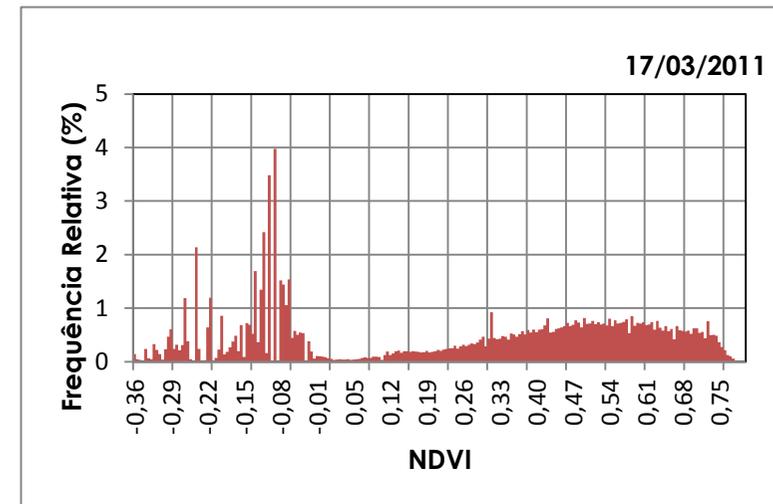


Figura 15 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma.



(a)



(b)

Figura 16 - (a) Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada e (b) Histograma.

4.2.3 – Saldo de Radiação

As Figuras 17a, 18a, 19a são caracterizadas pelos valores de distribuição espacial do saldo de radiação na superfície para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente.

Os valores mais altos encontrados na determinação do saldo de radiação (R_n), foram observados em áreas de baixo albedo, presentes em corpos de água, para a imagem de 03/09/2003 com valores entre 620 a 636 $W.m^{-2}$. Em 26/08/2006, a região ilustrada pela elipse A1, representa a lagoa Manguaba em sua extensão, onde os valores ficaram compreendidos entre 593 a 620 $W.m^{-2}$. As demais regiões de corpos de água apresentaram saldo de radiação com valores superiores a 620 $W.m^{-2}$. O mesmo aspecto também observado na imagem de 2011. Estes valores de saldo de radiação estão em conformidade com Nicácio (2008), que encontrou valores superiores a 731 $W.m^{-2}$, assim como em Silva *et al.* (2005b), que encontraram para o lago de Sobradinho na Bahia valores em torno de 751 $W.m^{-2}$.

Em áreas urbanas, o saldo de radiação apresentou valores entre 500 a 556 $W.m^{-2}$ para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011. Em alguns pontos, para a imagem do dia 03/09/2003, foram observados valores entre 450 a 500 $W.m^{-2}$. A faixa de 500 a 556 $W.m^{-2}$ também são observados para o solo exposto. Destaca-se que as áreas designadas como solo exposto são encontradas, predominantemente, em regiões de agricultura. Essas são regiões que apresentam maiores valores de albedo. Já os valores compreendidos entre 593 a 620 $W.m^{-2}$ para do dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, representam áreas de vegetação nativa e agricultura irrigada, representando áreas de maior absorção de radiação

eletromagnética, logo apresentam baixa reflectividade. Leivas *et al.*(2007) encontraram valores de 585 W.m^{-2} para regiões de solo exposto, 662 W.m^{-2} sobre corpos de água e em torno de 600 para superfícies vegetadas, corroborando com os valores encontrados nesta pesquisa.

Nas Figuras 17b, 18b e 19b são apresentados os histogramas de frequência relativa para o saldo de radiação na superfície, onde foram observados duas modas para a imagem do dia 03/09/2003 e três modas para os dias 26/08/2006 e 17/03/2011. Para o dia 03/09/2003 a moda mais a esquerda apresentou valor igual a 585 W.m^{-2} , correspondente ao saldo de radiação sobre vegetação nativa, área bastante densa, a moda a direita obteve valor igual a 670 W.m^{-2} . Os valores trimodais apresentados nos histogramas de frequências para os dias 26/08/2006, (moda a esquerda) 578 W.m^{-2} , áreas de agricultura, 618 W.m^{-2} (valor central), para áreas de agricultura irrigada e vegetação nativa(mangue) e 658 W.m^{-2} (moda a direita), corpos de água.

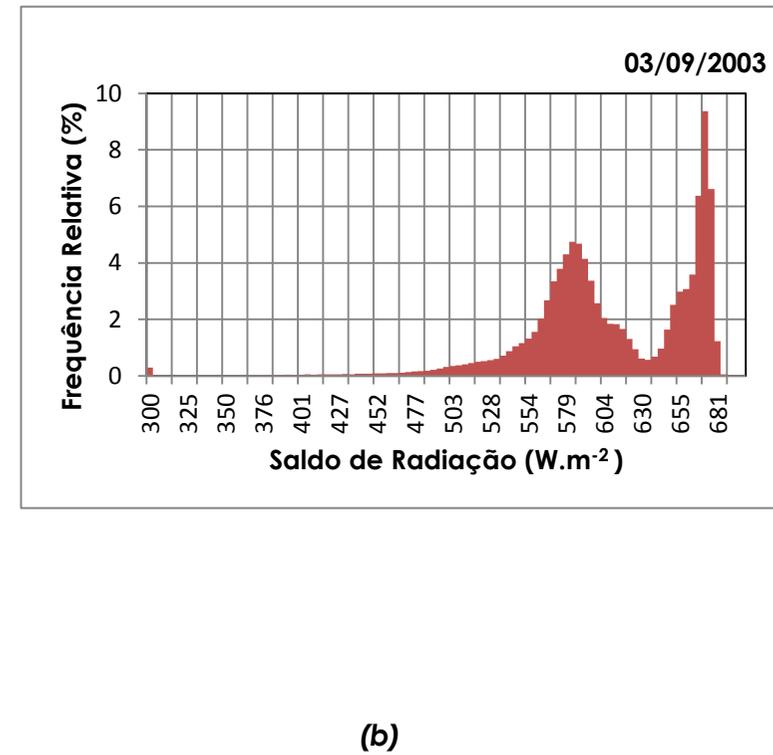
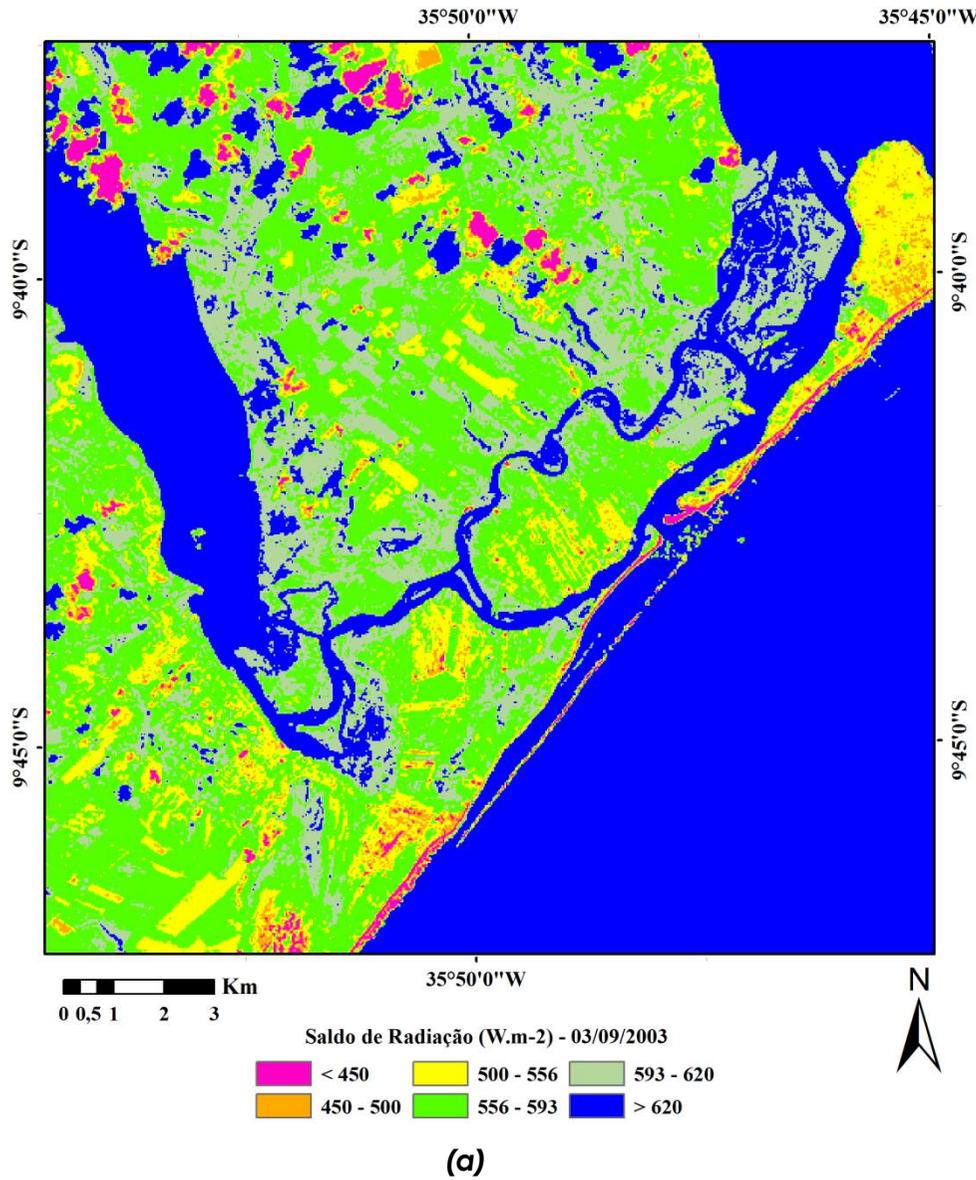
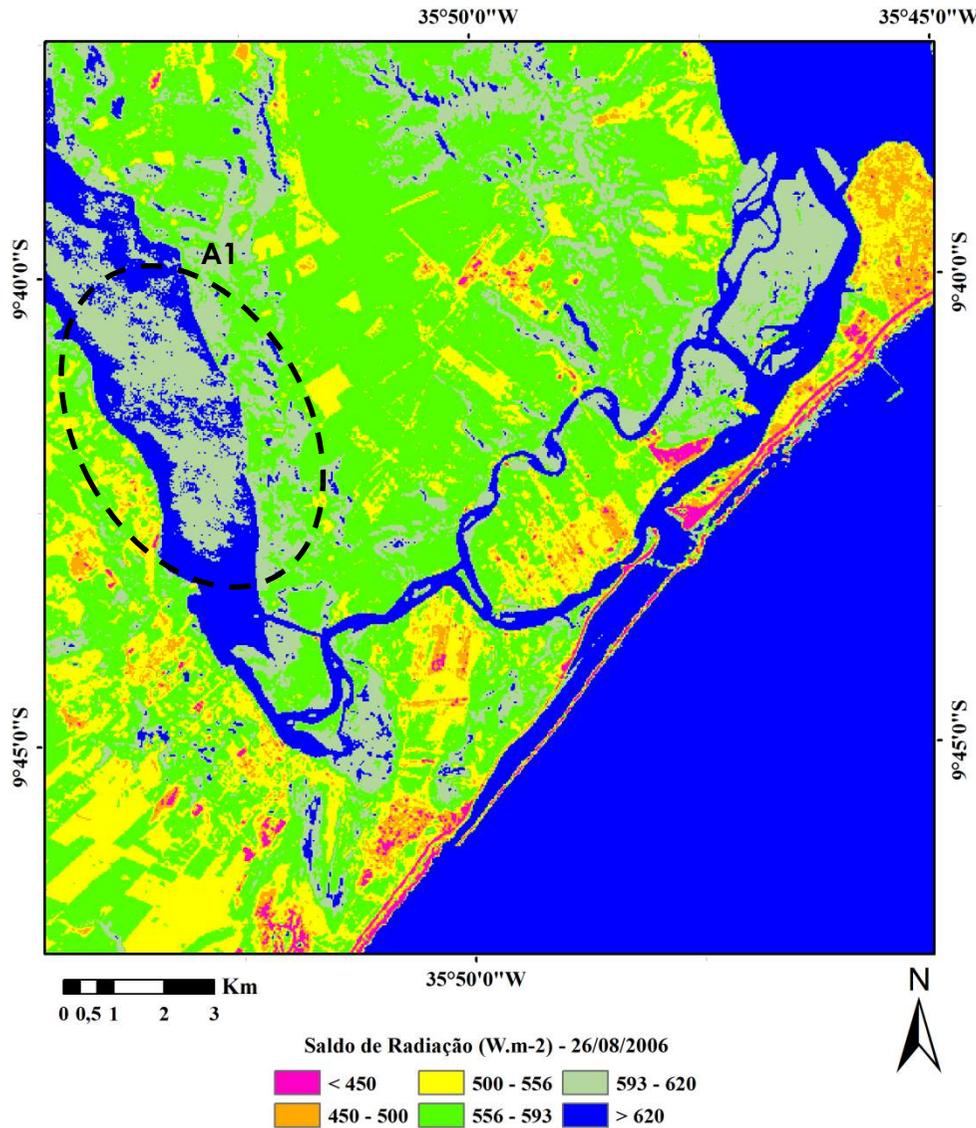
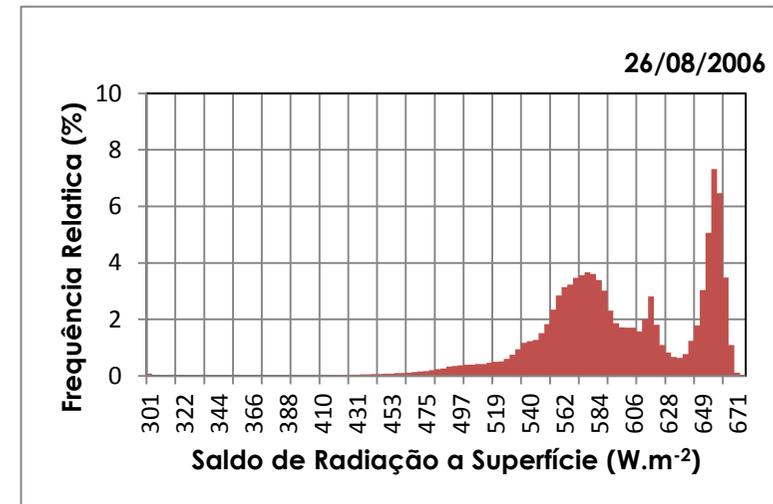


Figura 17 - (a) Distribuição espacial do saldo de radiação (W.m⁻²) a superfície e (b) Histograma, dia 03/09/2003.

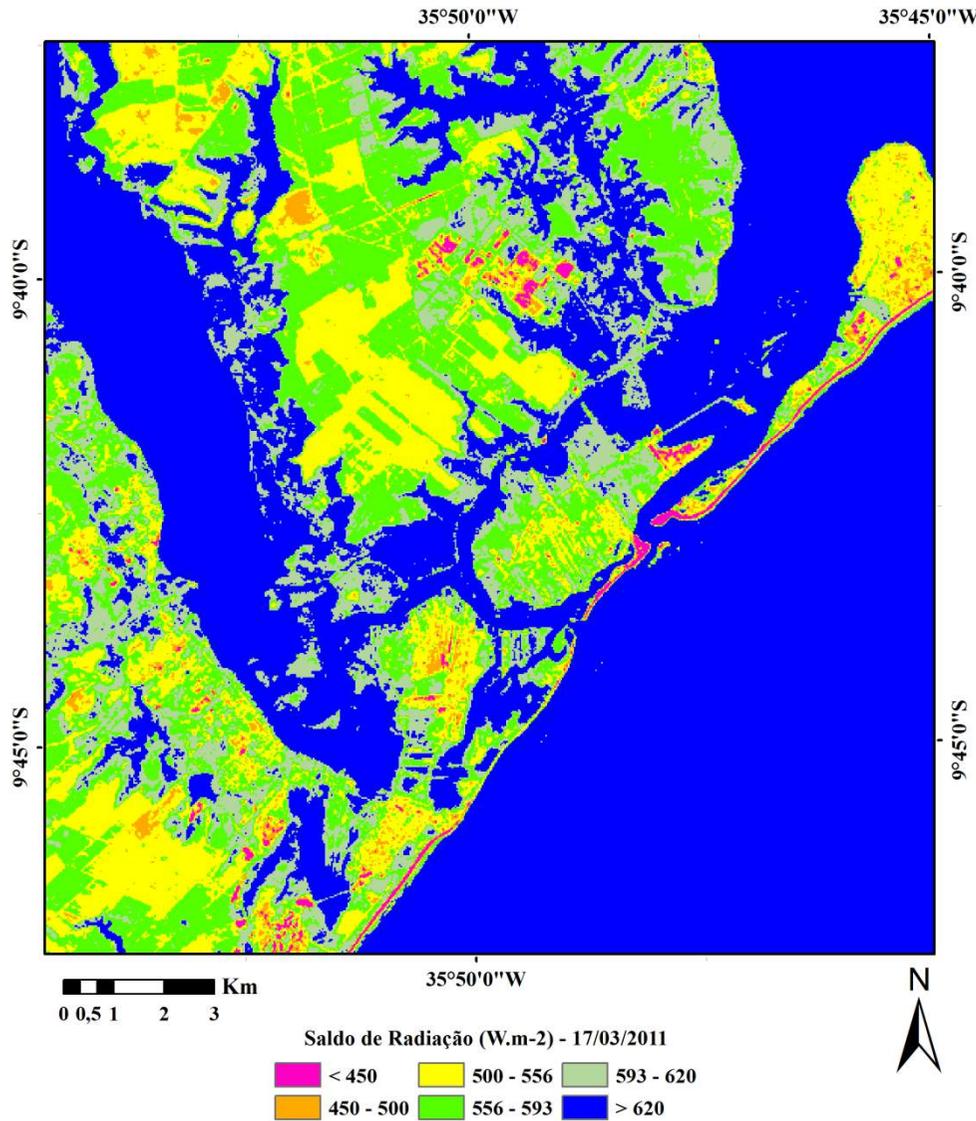


(a)

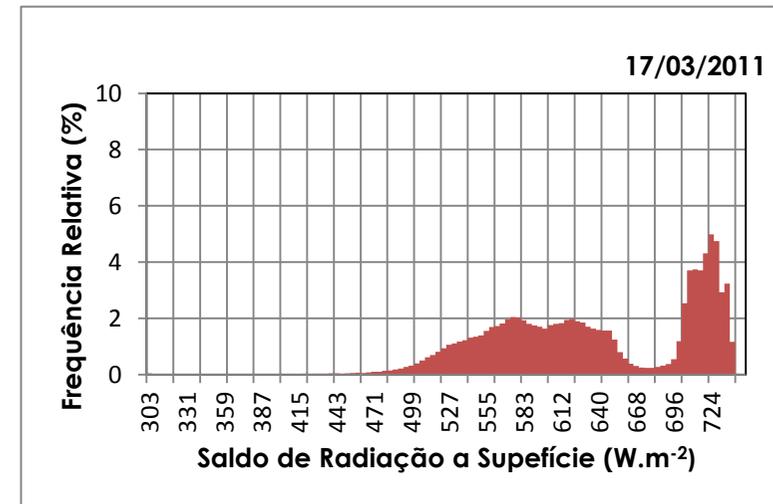


(b)

Figura 18 - (a) Distribuição do saldo de radiação (W.m⁻²) à superfície e (b) Histograma, dia 26/08/2006.



(a)



(b)

Figura 19 - (a) Distribuição espacial do saldo de radiação (W.m⁻²) à superfície e (b) Histograma, dia 17/03/2011.

4.2.4 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo é a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação devido a condução (ALLEN *et al.*, 2002). A distribuição do fluxo de calor no solo (G) é representada pelas Figuras 20a, 21a e 22a.

A contabilização do fluxo de calor no solo para o dia 03/09/2003, na região de vegetação nativa e agricultura irrigada, aparecem bem definidas, com valor de $G < 65 \text{ W.m}^{-2}$ (ver Figuras 20a). As áreas de solo exposto nas imagens de 03/09/2003 e 26/08/2006, obtiveram valores na faixa de 65 a 75 W.m^{-2} . Já para o dia 17/03/2011 esses valores sofreram uma elevação, ficando na faixa de 75 a 90 W.m^{-2} . A região urbanizada apresentou valores de G na faixa de 75 a 90 W.m^{-2} , nas imagens de 03/09/2003 e 26/08/2006, sofrendo uma elevação de valores em 17/03/2011 para a faixa de 90 a 130 W.m^{-2} . Em 17/03/2011, a maior parte dos valores de $G < 65 \text{ W.m}^{-2}$ foi substituída por valores entre 90 a 130 W.m^{-2} , indicando uma elevação nos valores do fluxo de calor no solo, a maior parte desses valores foram encontrados em áreas destinadas a agricultura. Gomes (2009) encontrou valores de $G > 80 \text{ W.m}^{-2}$, após colheita (solo exposto). O aumento dos valores de G nas áreas de solo exposto e área urbanizada para o dia 17/03/2011 pode ser justificado pela redução de vegetação nativa e aumento de áreas agrícolas e crescimento da área urbana, mais precisamente as margens da lagoa Mundaú e Manguaba.

Os valores de $G > 190 \text{ W.m}^{-2}$, representado pela cor azul nos mapas de ambas as datas analisadas, correspondem as lagoas e ao oceano Atlântico. Esses valores são corroborados por Gomes (2009), que encontrou para açudes e corpos de água valores superiores a 200 W.m^{-2} .

As Figuras 20b, 21b e 22b, representam o histograma de frequência relativa dos dias analisados. O dia 03/09/2003 apresenta um histograma bi modal, onde a maior moda está localizada mais a direita, como valor 201 W.m^{-2} , valor encontrado sobre o leito das lagoas Mundaú e Manguaba assim como para o oceano. Já a moda a esquerda, 57 W.m^{-2} (6%), refere-se as áreas de vegetação nativa e áreas de agricultura irrigada. Em 26/08/2006, o histograma de frequência aparece com três modas. A esquerda com valor de 64 W.m^{-2} (5%) em regiões de vegetação nativa densa e em alguns pontos pertencentes a agricultura irrigada, a moda intermediária possui valor de 185 W.m^{-2} ($\approx 3\%$) e a moda mais a direita com valor de 197 W.m^{-2} (10%). O histograma de frequência do dia 17/03/2011 apresenta duas modas, com valores de 90 W.m^{-2} (4%), destinadas a áreas de agricultura, é de 216 W.m^{-2} (7%), indicando um deslocamento do histograma de frequência para valores mais elevados de G e proporcionando um aumento do percentual no saldo de radiação que é destinado ao aquecimento do solo.

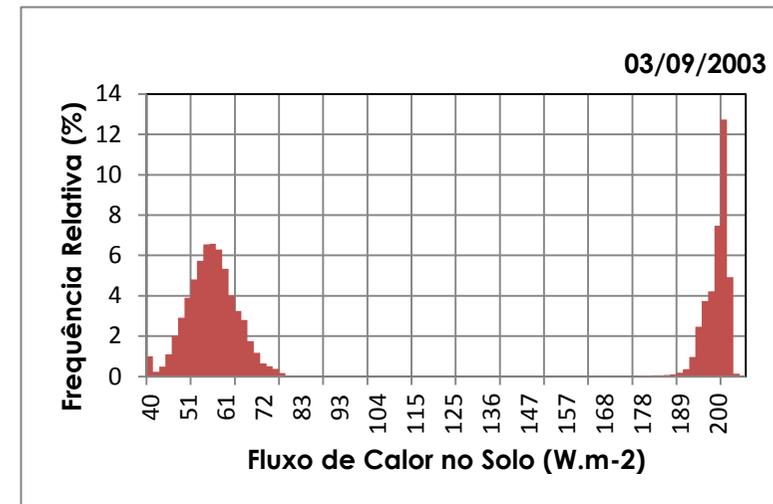
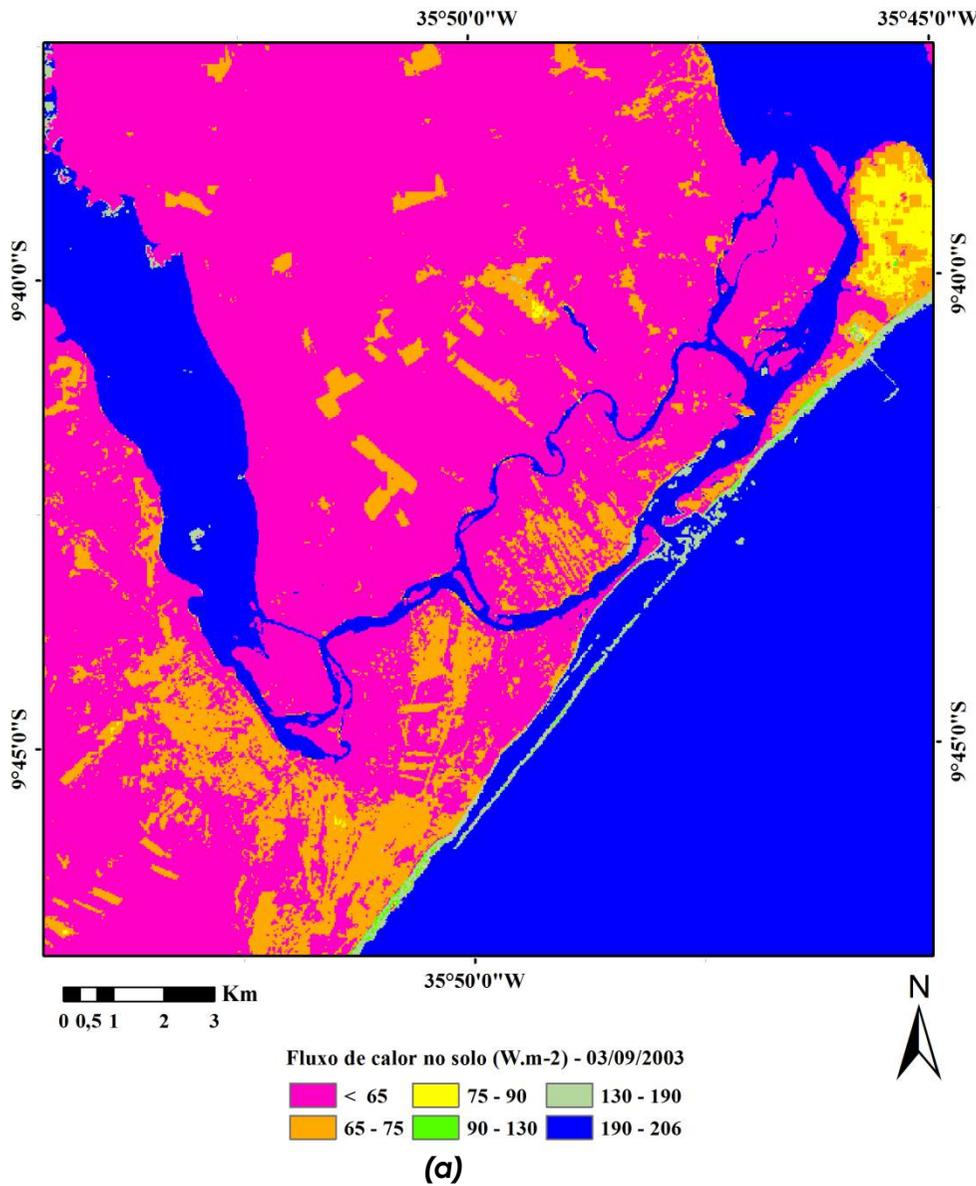


Figura 20 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma de frequência relativa.

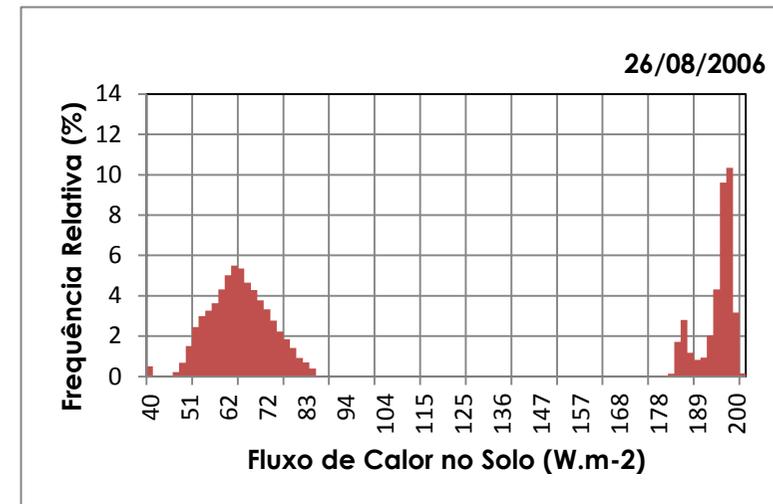
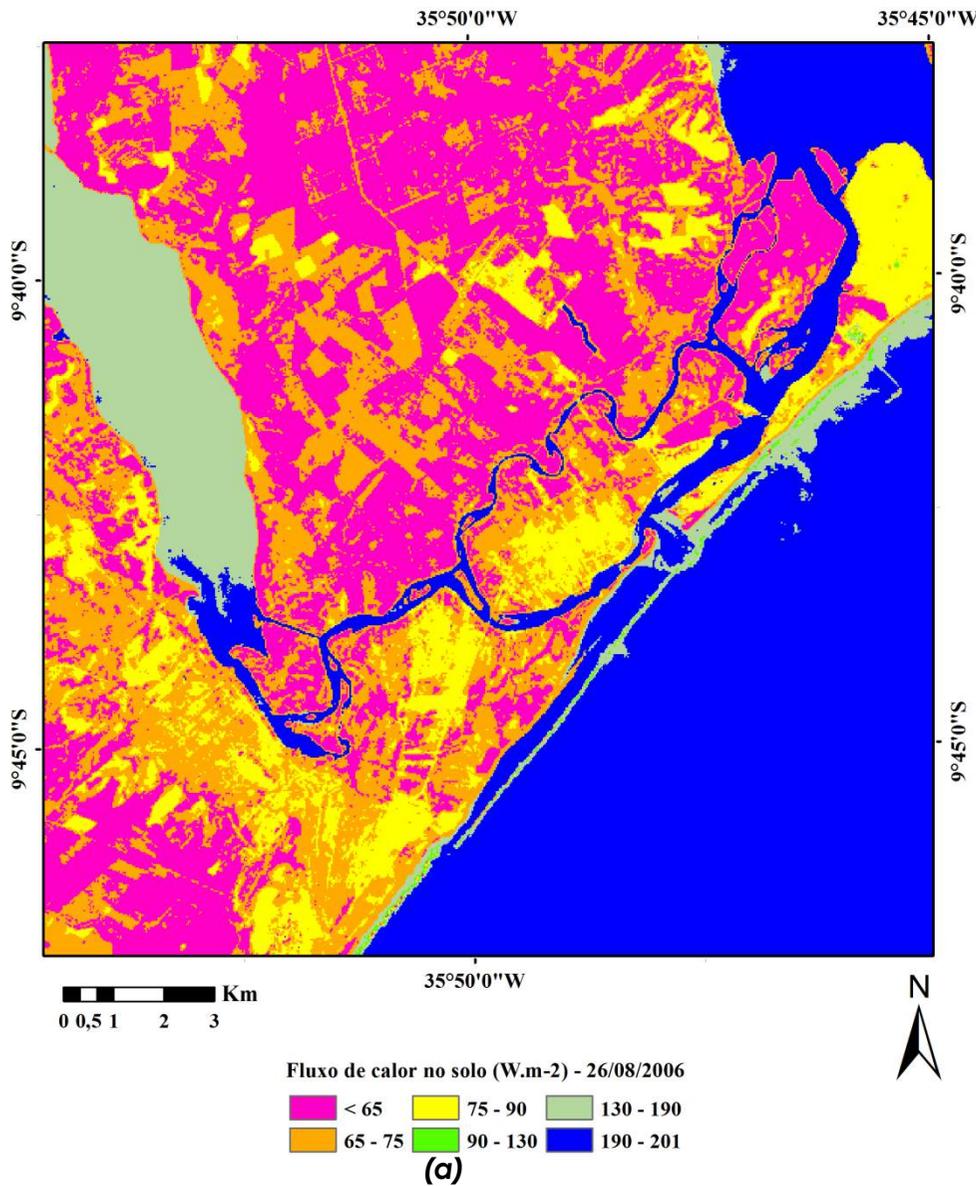


Figura 21 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma de frequência relativa.

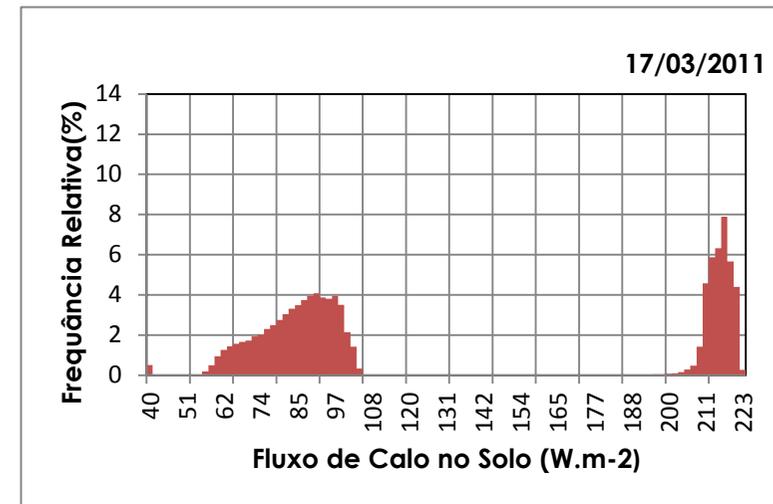
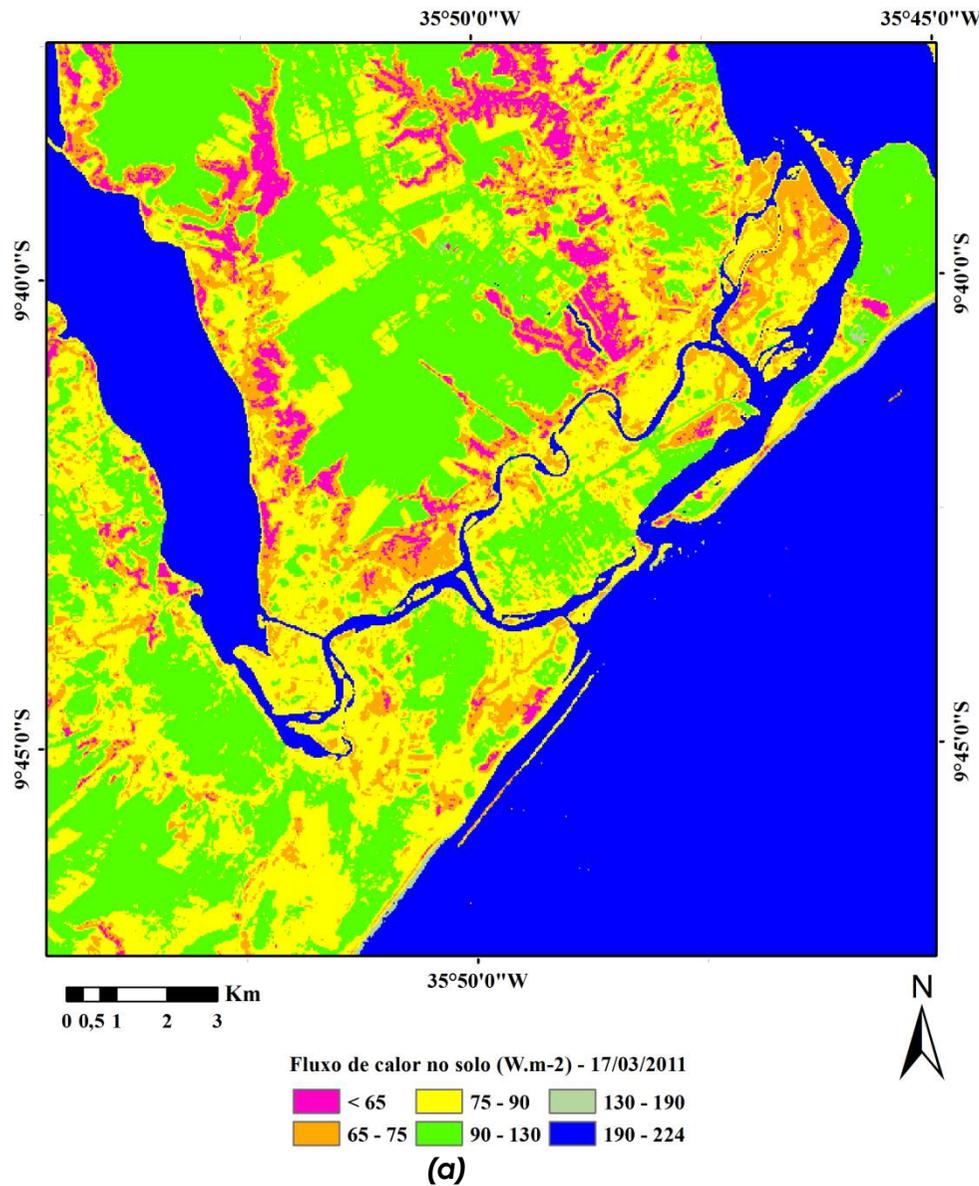


Figura 22 - (a) Distribuição espacial do fluxo de calor no solo e (b) Histograma de frequência relativa.

4.2.5 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível (H) é a taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura (ALLEN *et al.*, 2002). Por meio do SEBAL, esta variável é obtida através de um processo iterativo, até que se obtenha uma convergência numérica nos valores da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica, conforme mostra Figura 23.

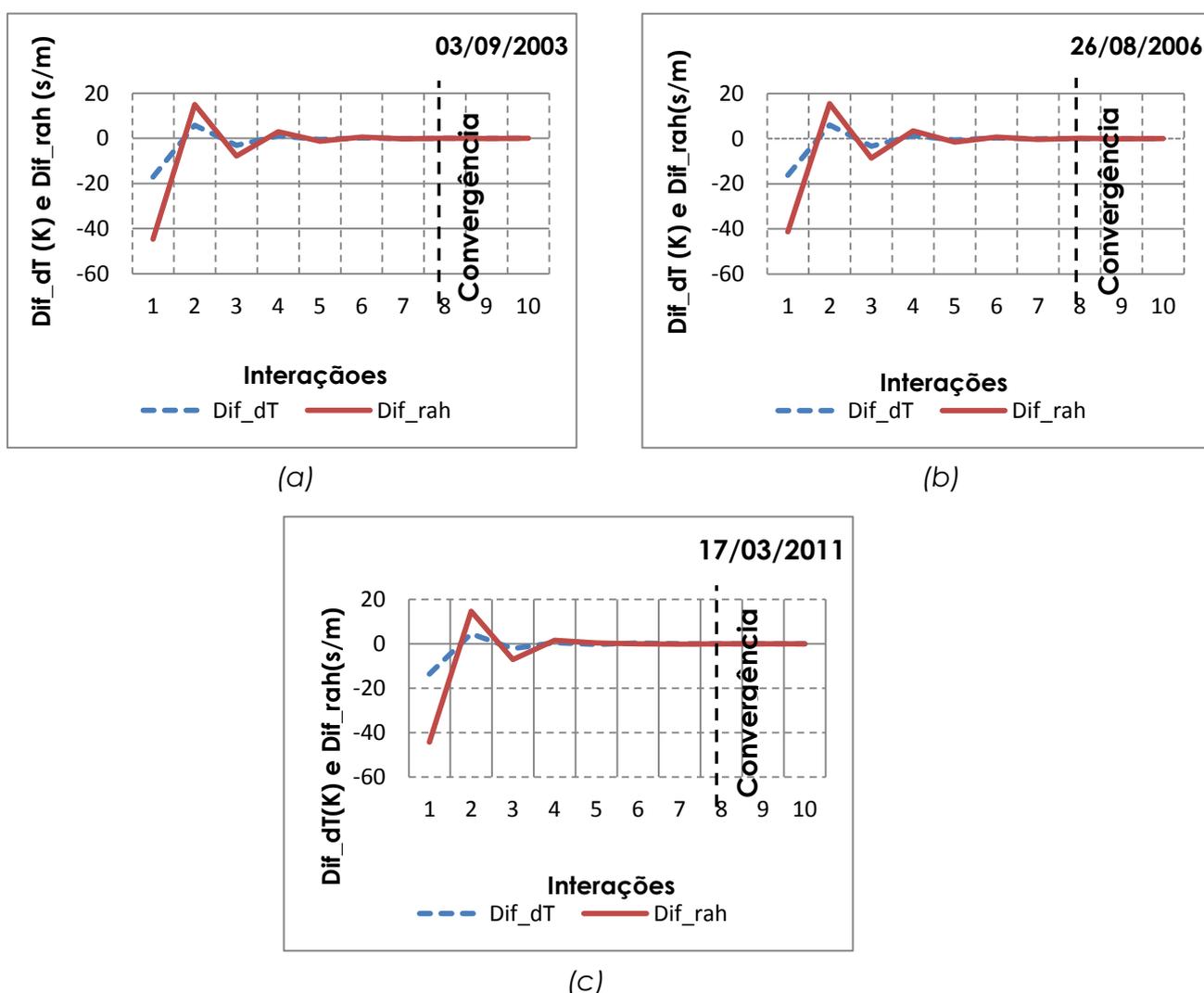


Figura 23 – Convergência numérica da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica, no pixel quente, para os dias (a) 03/09/2003, (b) 26/08/2006 e (c) 17/03/2011.

Analisando a Figura 23, que compreende os gráficos de convergência numérica para a diferença de temperatura e resistência aerodinâmica para o pixel quente, nos dias analisados, observa-se que a partir a oitava iteração, os desvios entre os valores analisados são praticamente nulos, sendo assim, assume-se que para tal iteração houve convergência numérica.

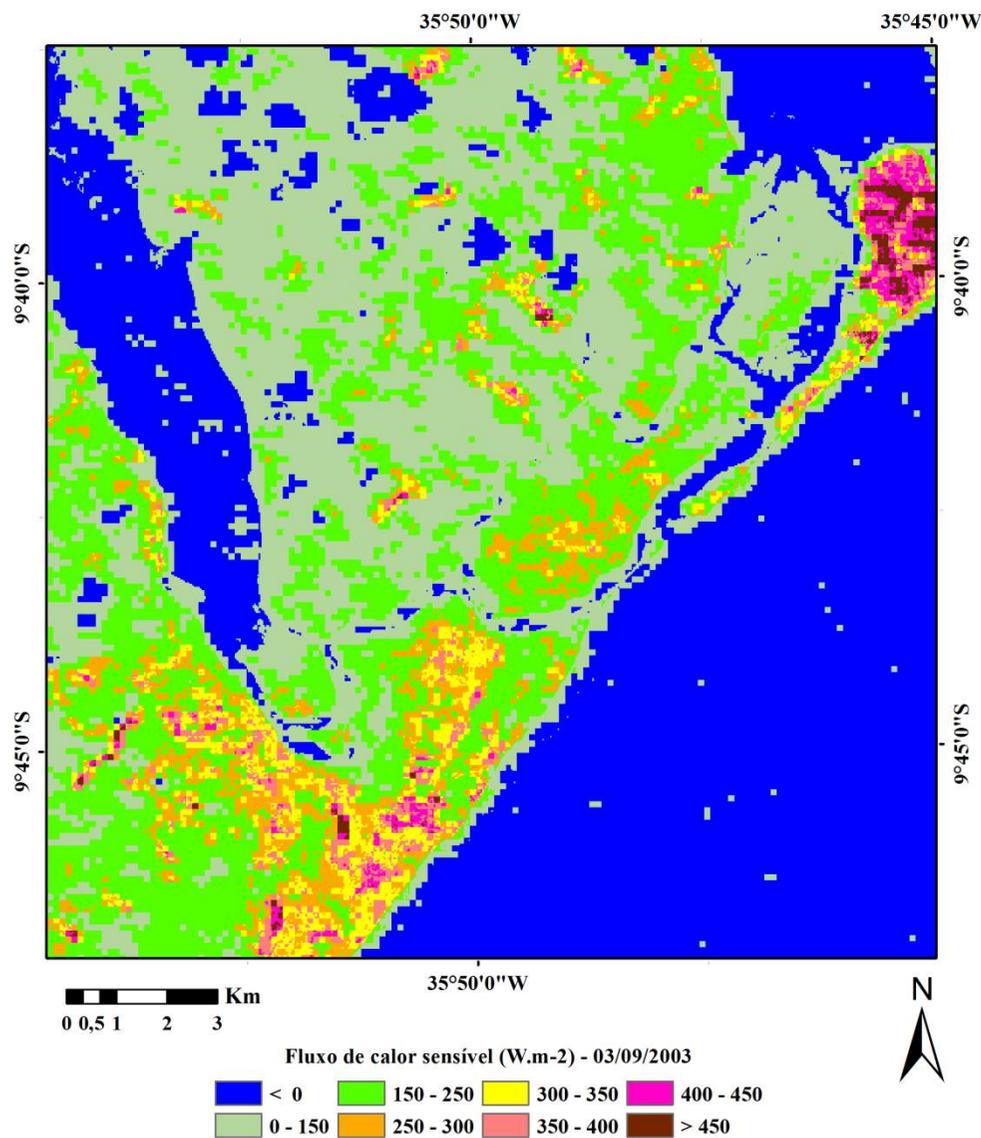
Nas Figuras 24a, 25a e 26a são apresentadas a distribuição espacial do fluxo de calor sensível. Os menores valores de H foram observados em corpos de água, com $H < 0 \text{ W.m}^{-2}$ em ambas as imagens. A maior ocorrência de H esta para a classe de 0 a 150 W.m^{-2} que contemplam áreas de vegetação nativa e áreas agrícolas.

As regiões urbanizadas foram marcadas por valores de calor sensível compreendidos numa faixa de 400 W.m^{-2} a 450 W.m^{-2} para dia 03/09/2003, no dia 26/08/2006 passou a apresentar valores $> 450 \text{ W.m}^{-2}$ e em 17/03/2011 os valores sofreram uma redução ficando na faixa de 300 a 350 W.m^{-2} . Esses valores corroboram com Nicácio (2008), onde obteve valores $> 400 \text{ W.m}^{-2}$ para a cidade de Petrolina e Santos (2009), que encontrou valores entre 200 e 400 W.m^{-2} para a cidade de Paraíso do Sul.

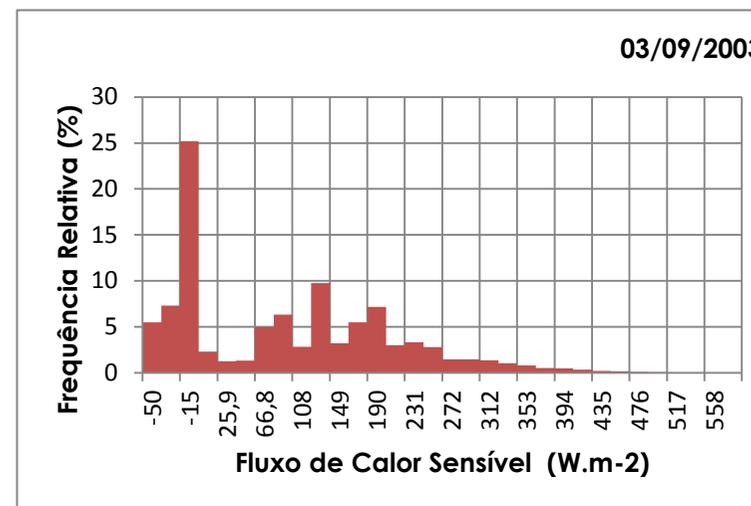
Para o dia 17/03/2011, percebe-se uma alteração dos valores de H. As regiões de agricultura apresentaram uma redução nas áreas com valores de H entre 0 a 150 W.m^{-2} (predominante no dia 03/09/2003), acarretando um aumento de áreas com valores entre 150 a 400 W.m^{-2} .

Nas Figuras 24b, 25b e 26b são apresentados os histogramas de frequência relativa para os valores de H para a cena dos dias 03/09/2003, 26/08/2006 e

17/03/2011, respectivamente. Todos os histogramas referentes às cenas estudadas, apresentaram uma moda. Para o dia 03/09/2003 apresentaram valores a esquerda de -17 W.m^{-2} , -24 W.m^{-2} e -34 W.m^{-2} para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente. Tais valores modais são encontrados sobre as lagoas Manguaba e Mundaú, assim como para o oceano Atlântico. Os valores a direita, de 126 W.m^{-2} , 128 W.m^{-2} e 156 W.m^{-2} , respectivamente foram encontrados sobre áreas de vegetação nativa e áreas de agricultura.

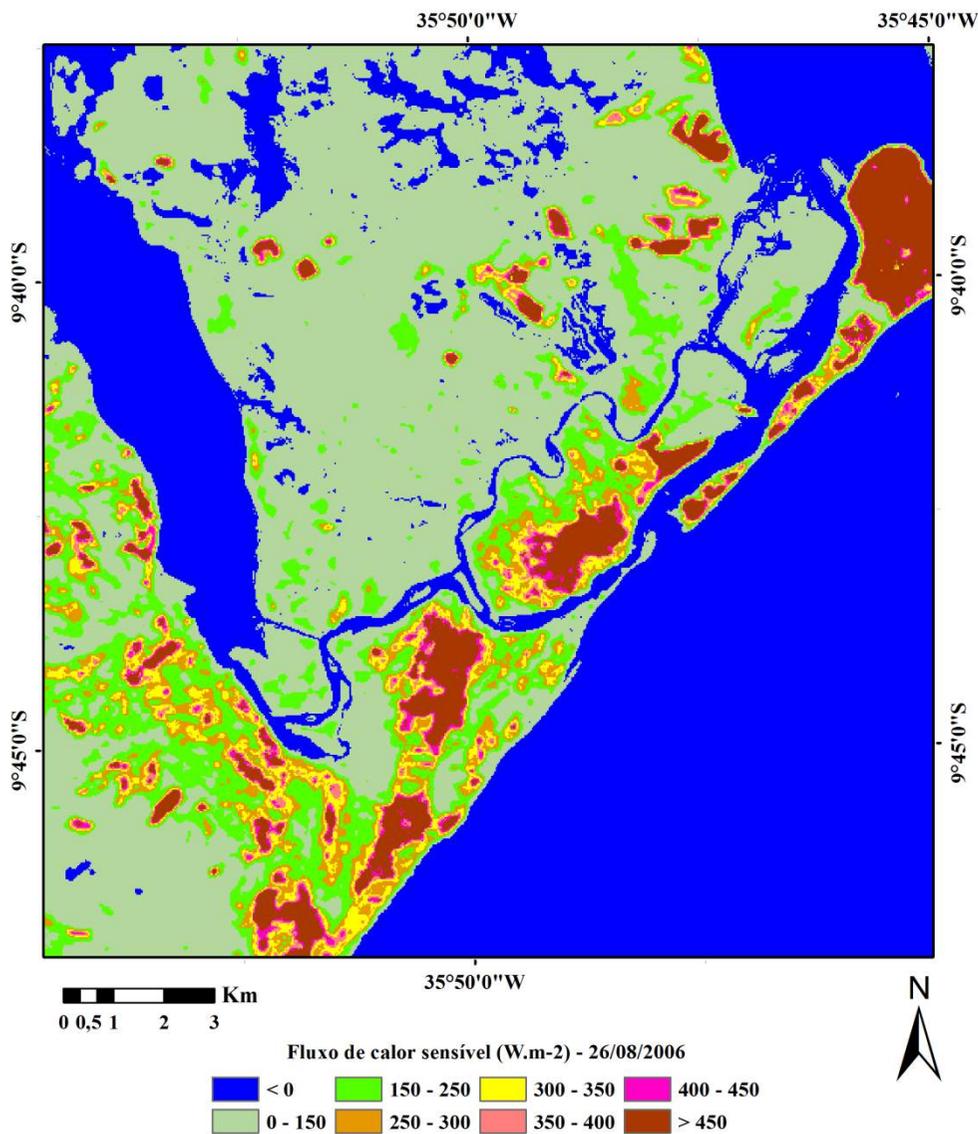


(a)

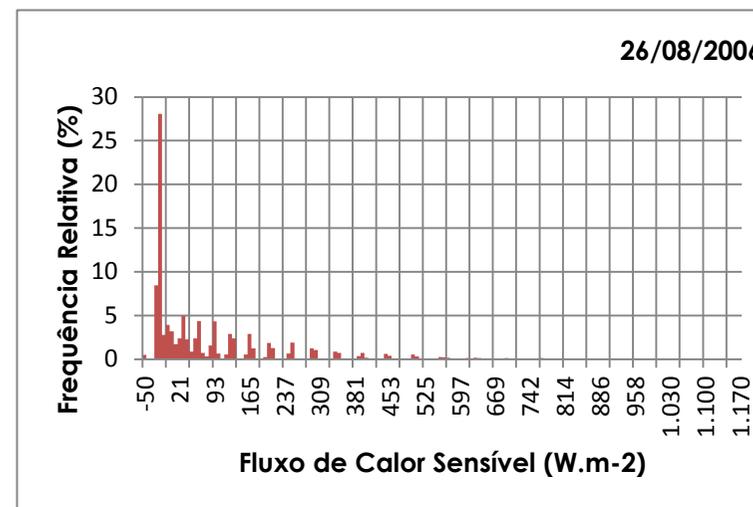


(b)

Figura 24 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível (W.m⁻²) e (b) Histograma de frequência relativa.

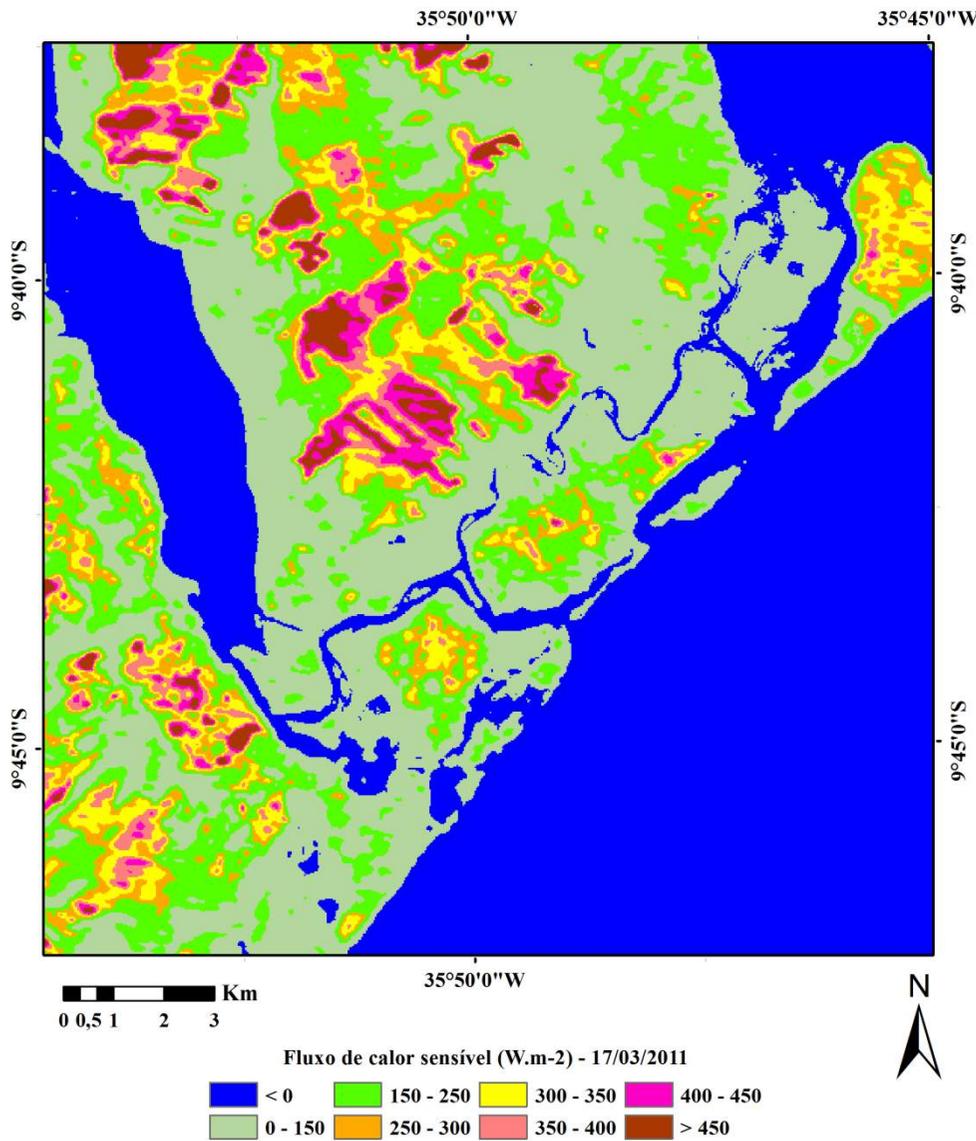


(a)

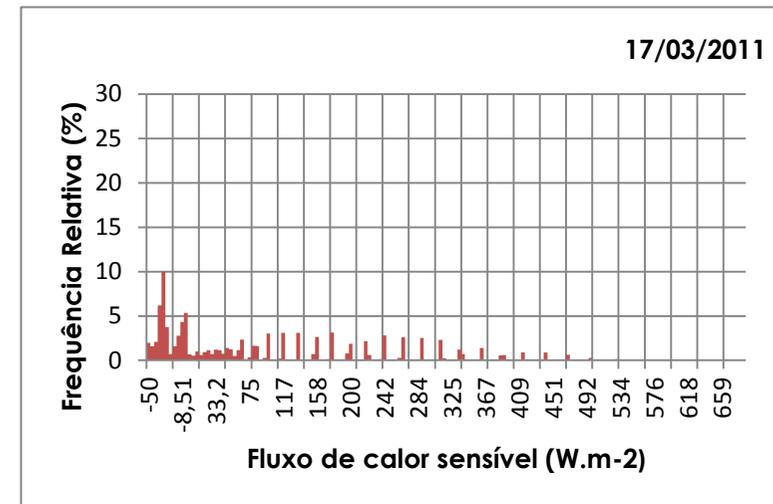


(b)

Figura 25 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível (W.m²) e (b) Histograma de frequência relativa.



(a)



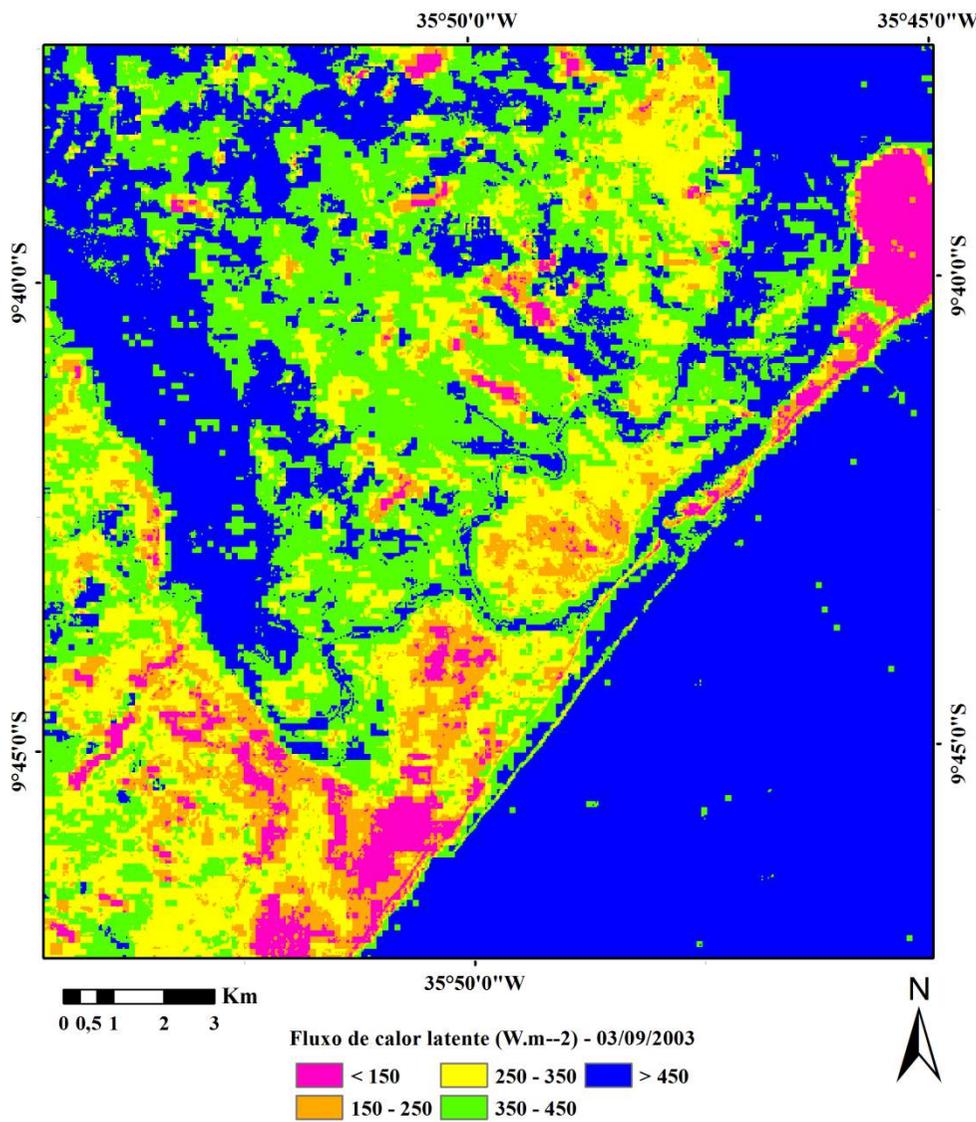
(b)

Figura 26 - (a) Distribuição do fluxo de calor sensível (W.m⁻²) e (b) Histograma de frequência relativa.

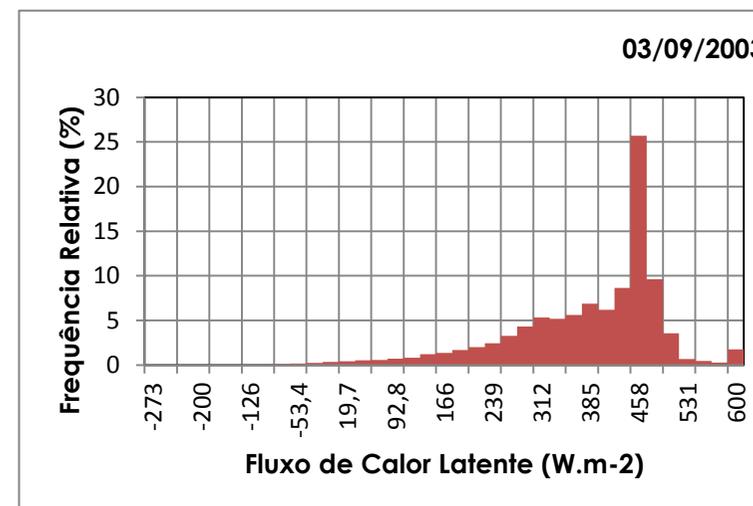
4.2.5 Fluxo de Calor Latente

As Figuras 27a, 28a e 29a apresentam os valores do fluxo de calor latente (LE) obtidos para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente. Observa-se que, em ambos os dias analisados, os maiores valores de LE ($>450 \text{ W.m}^{-2}$) foram encontrados próximos ao leito das Lagoas Mundaú e Manguaba, assim como para o oceano Atlântico. Esses valores acima de 450 W.m^{-2} (ver círculo A1, A2 Figura 28a), também são encontrados em áreas de mangue, tratando-se de uma vegetação bastante densa, cujo NDVI encontra-se em torno de 0,80. Já os menores valores de LE ($< 150 \text{ W.m}^{-2}$) são encontrados sobre áreas de solo exposto e em regiões urbanizadas, esses valores corroboram com Nicácio (2008), que encontrou para regiões de cidade e solo aberto valores de LE inferiores a 120 W.m^{-2} . Nos dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011 a faixa de 150 a 250 W.m^{-2} , foi registrado para regiões de solo exposto e para cidade.

Os histogramas para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011 são representados pelas Figuras 27b, 28b e 29b, respectivamente. Para os dias 03/09/2003 e 26/09/2006, em ambos os histogramas, são apresentados uma moda de 461 W.m^{-2} e 476 W.m^{-2} , respectivamente. Esses valores são observados sobre corpos de água. Por fim, para o histograma do dia 17/03/2011, são apresentadas duas modas, com valores de 530 W.m^{-2} e 539 W.m^{-2} , que são valores predominantes em regiões de corpos de água e mangues.

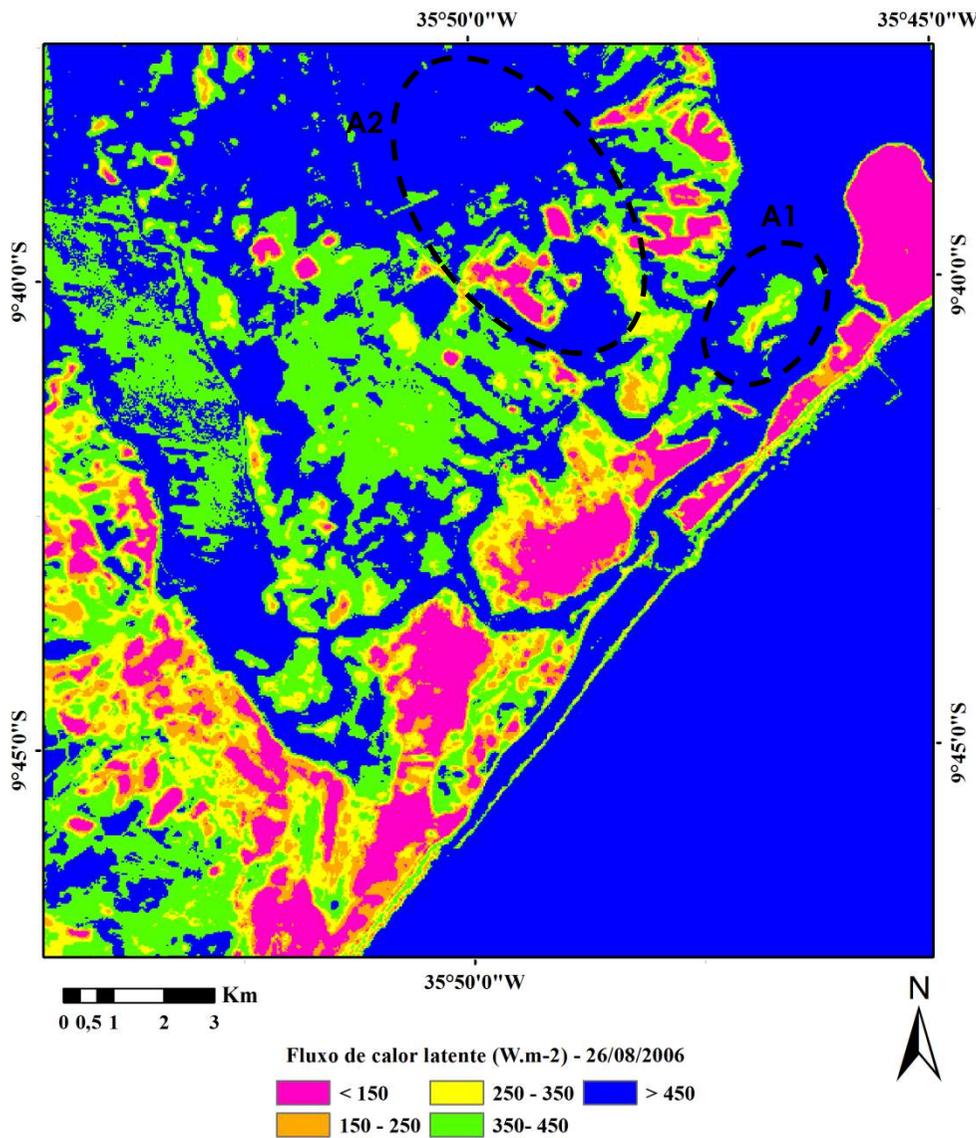


(a)

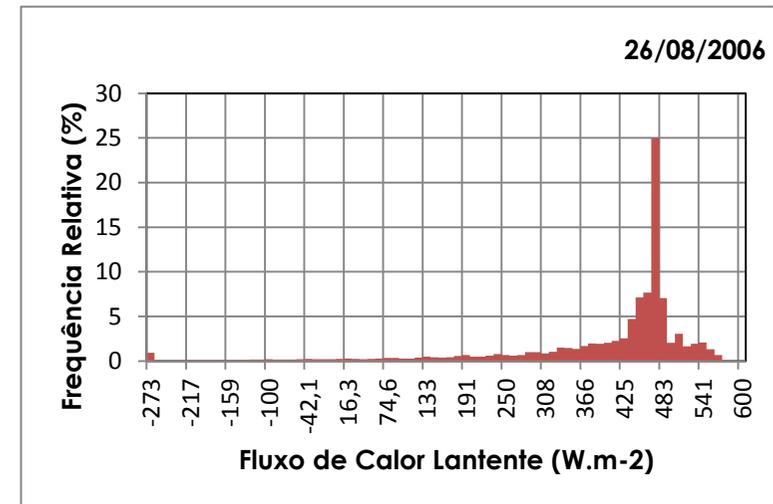


(b)

Figura 27 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente (W.m⁻²) e (b) Histograma de frequência relativa.

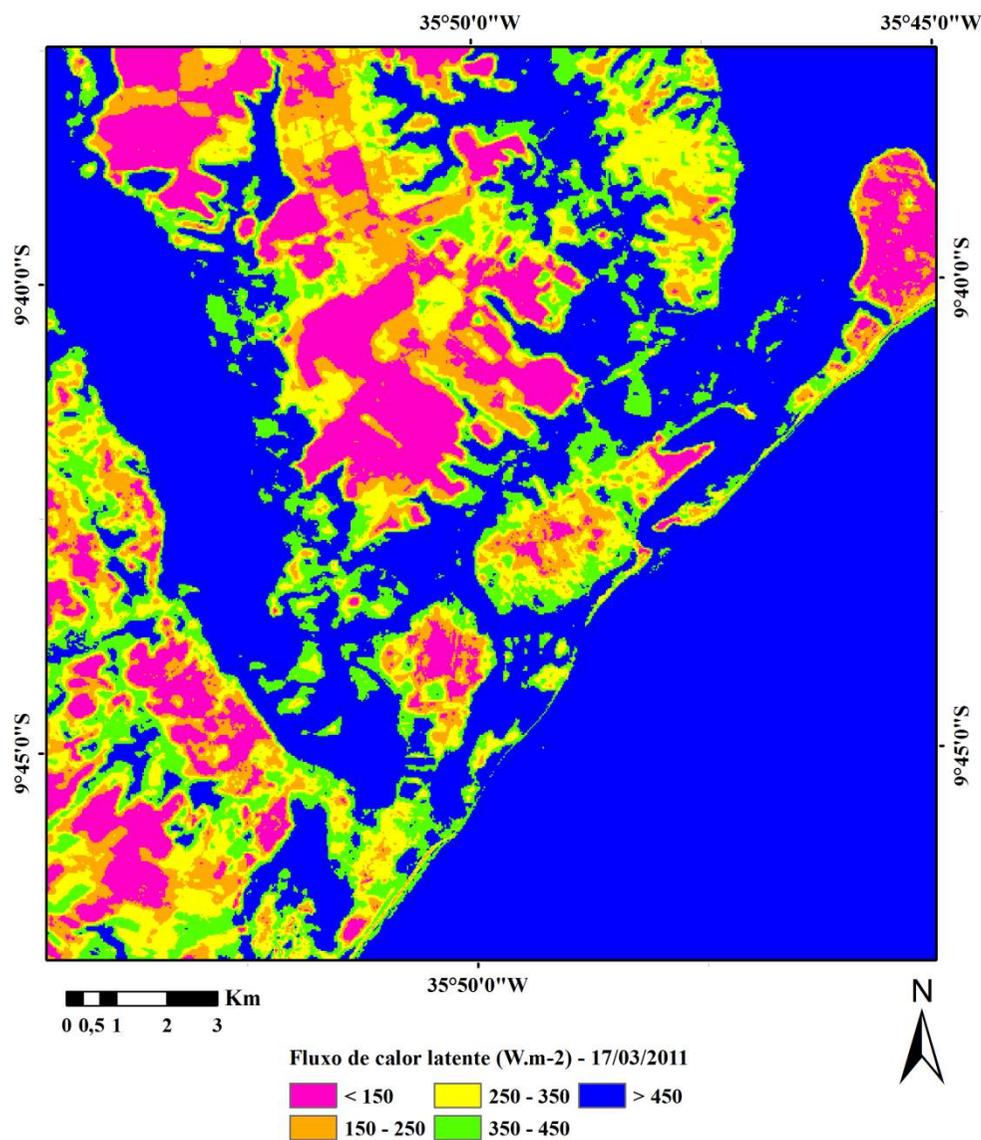


(a)

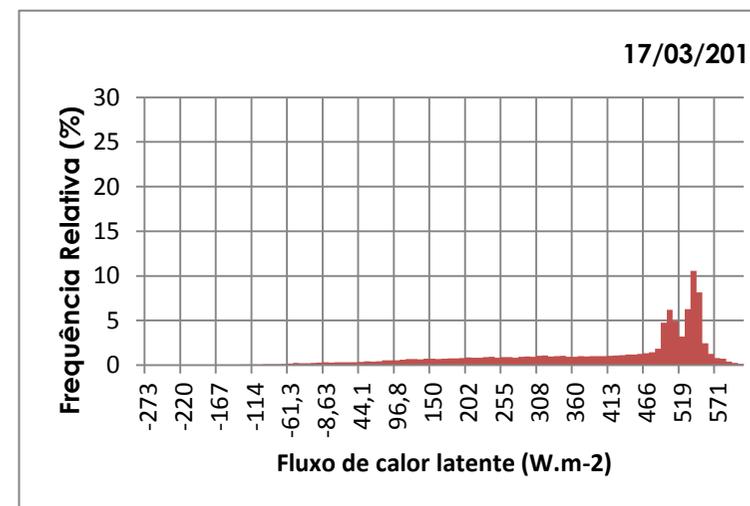


(b)

Figura 28 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente (W.m²) e (b) Histograma de frequência relativa.



(a)



(b)

Figura 29 - (a) Distribuição do fluxo de calor latente (W.m²) e (b) Histograma de frequência relativa.

4.2.6 Evapotranspiração Real Diária

As Figuras 30a, 31a e 32a mostram a distribuição espacial da evapotranspiração real diária (ET_{24h}). Os mapas de ET_{24h} ilustram que, os valores mais elevados foram encontrados sobre os corpos de água, lagoas Mundaú e Manguaba e oceano Atlântico.

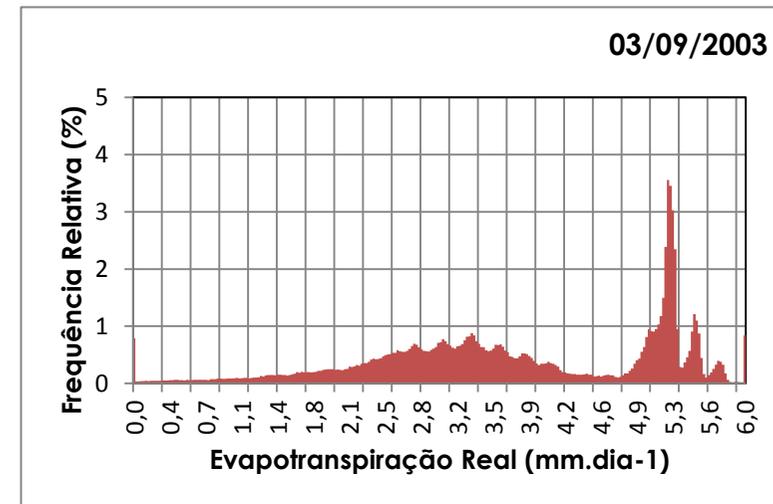
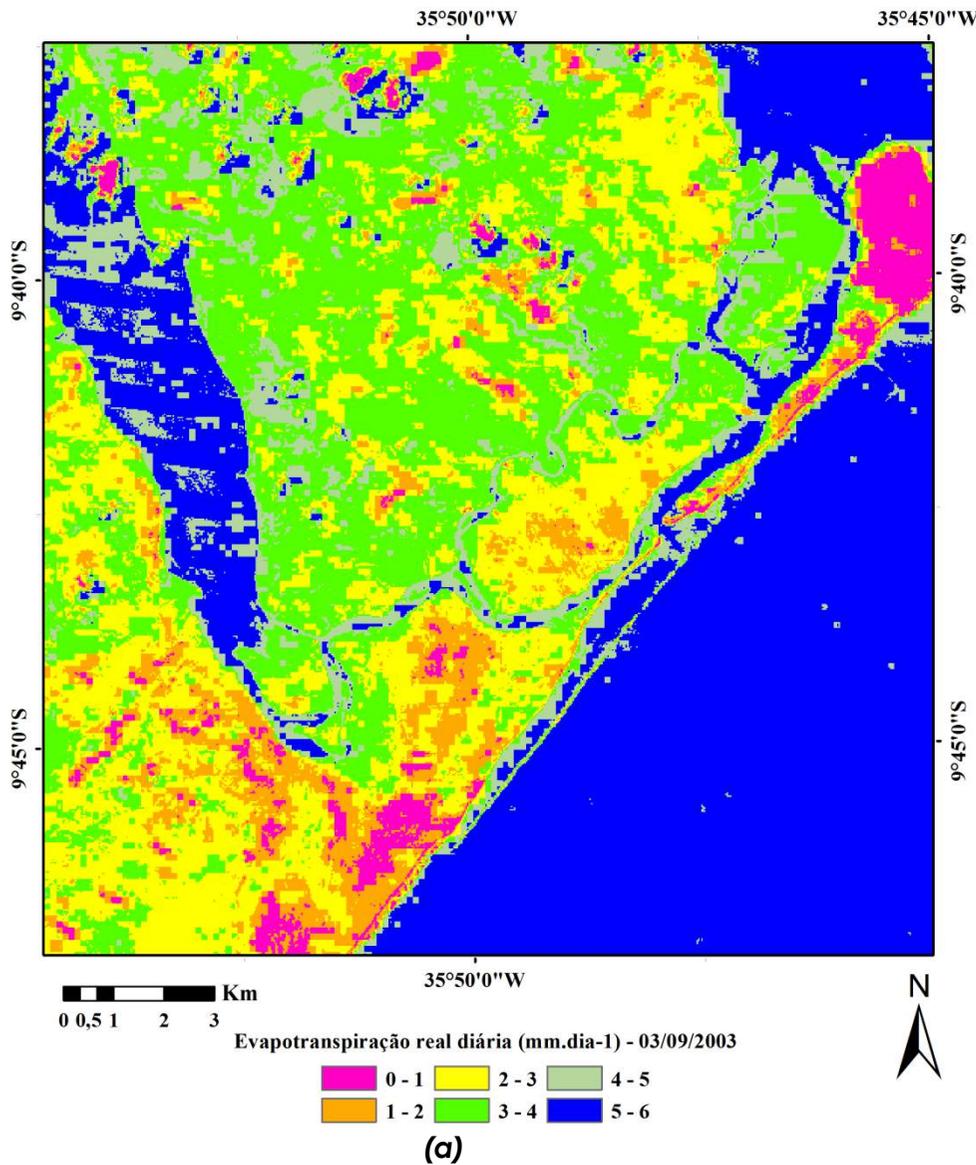
As áreas em rosa, que apresentam ET_{24h} na faixa de 0 a 1 $mm.dia^{-1}$, foram observadas em regiões urbanizadas e alguns pontos isolados de solo exposto para os dias 03/09/2003 e 26/08/2006. Para o dia 17/03/2011 em áreas urbanizadas foram observadas uma elevação dos valores para a faixa de 1 a 2 $mm.dia^{-1}$.

As maiores taxas evaporativas foram encontradas sobre o leito das lagoas Mundaú e Manguaba, assim como sobre oceano Atlântico, valores superiores a 5 $mm.dia^{-1}$. Observou-se uma mudança expressiva na evapotranspiração real sobre a vegetação nativa para os dias analisados. Em 03/09/2003 essa área ficou com valores na faixa de 2 a 3 $mm.dia^{-1}$, em 26/08/2006 com valores entre 3 a 4 $mm.dia^{-1}$ e em 17/03/2011 com valores superiores a 5 $mm.dia^{-1}$.

Para a região de agricultura, os valores de ET_{24h} , sofreram variações bem perceptíveis entre os dias analisados. Para o dia 03/09/2003, onde a área agrícola é menor quando comparado com os demais dias analisados, os valores de ET_{24h} em alguns pontos ficaram na faixa de 2 a 3 $mm.dia^{-1}$. Porém para o dia 17/03/2011 a região destinada a agricultura compreendeu valores de ET_{24h} que variaram em diversas faixas. Foram encontrados $ET_{24h} < 1 mm.dia^{-1}$ para áreas de solo exposto. Esses valores corroboram com Gomes (2009) e Santos(2009) que obtiveram valores

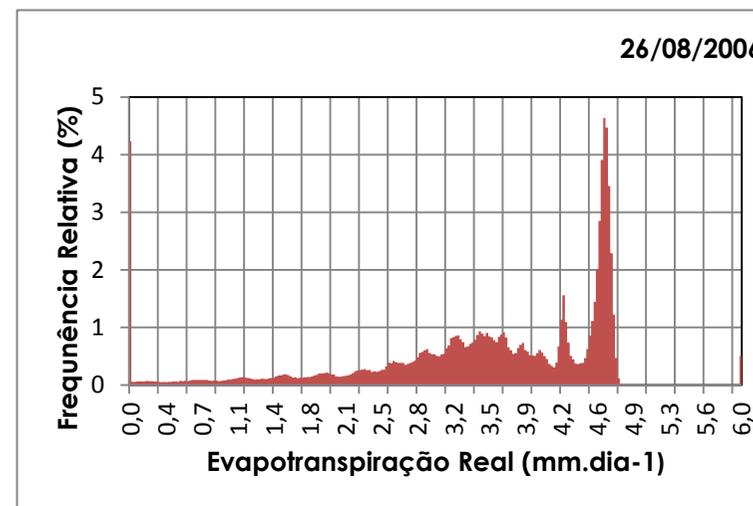
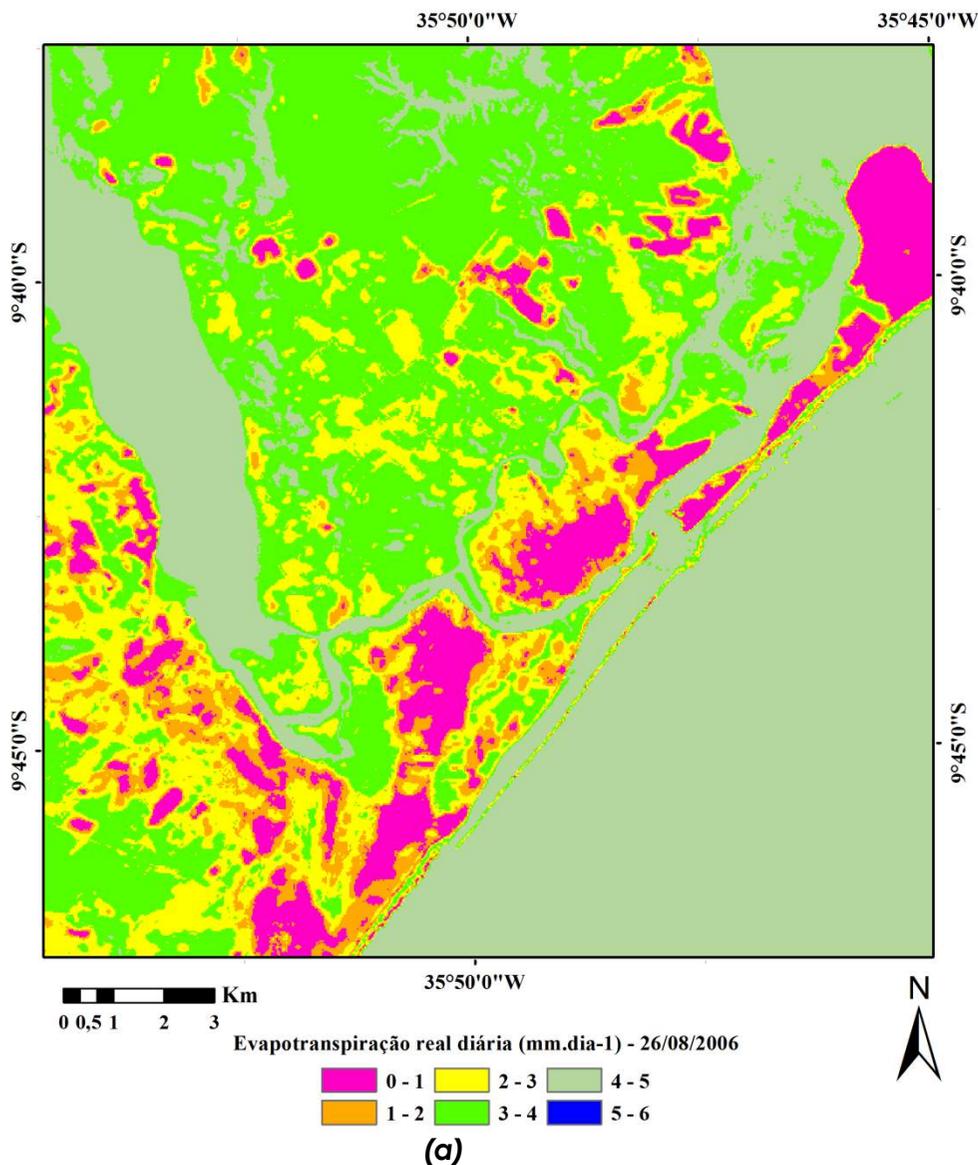
inferiores a 1 mm.dia^{-1} que correspondentes a áreas de desprovidas de vegetação e 2 a 3 mm.dia^{-1} .

No algoritmo SEBAL a temperatura da superfície (T_s) é obtida diante da emissividade ϵ_{NB} e da radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$. Diante das emissividades obtidas para os dias analisados 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011 não observou-se mudanças significativas nos valores de emissividades onde as médias foram 0,97, 0,98 e 0,97, respectivamente. Porém para os valores das radiâncias para a banda termal do sensor TM os valores médios do dia 03/09/2003 foi de $8,36 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ e para o dia 17/03/2011 foi de $9,25 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$, logo, um aumento de 8,9%. Diante desse aspecto, percebe-se que as mudanças ocorridas em T_s foram fortemente influenciadas pelas alterações ocorridas em L_6 .



(b)

Figura 30 – (a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária (mm.dia⁻¹) e (b) Histograma de frequência relativa.



(b)

Figura 31 –(a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária (mm.dia⁻¹) e (b) Histograma de frequência relativa.

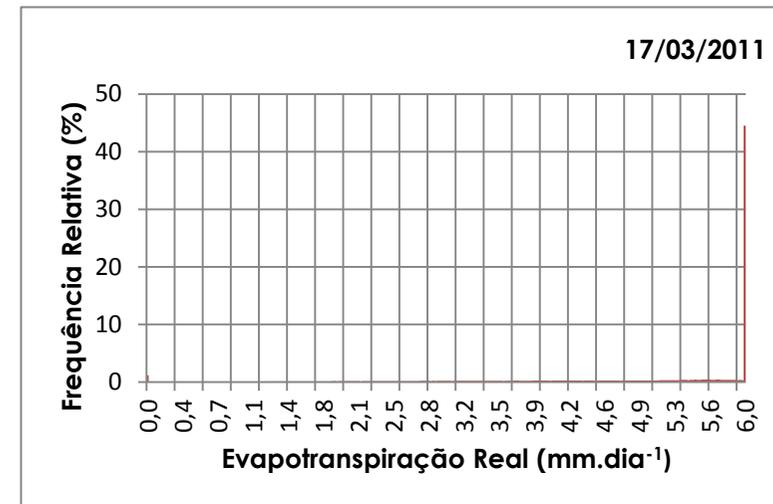
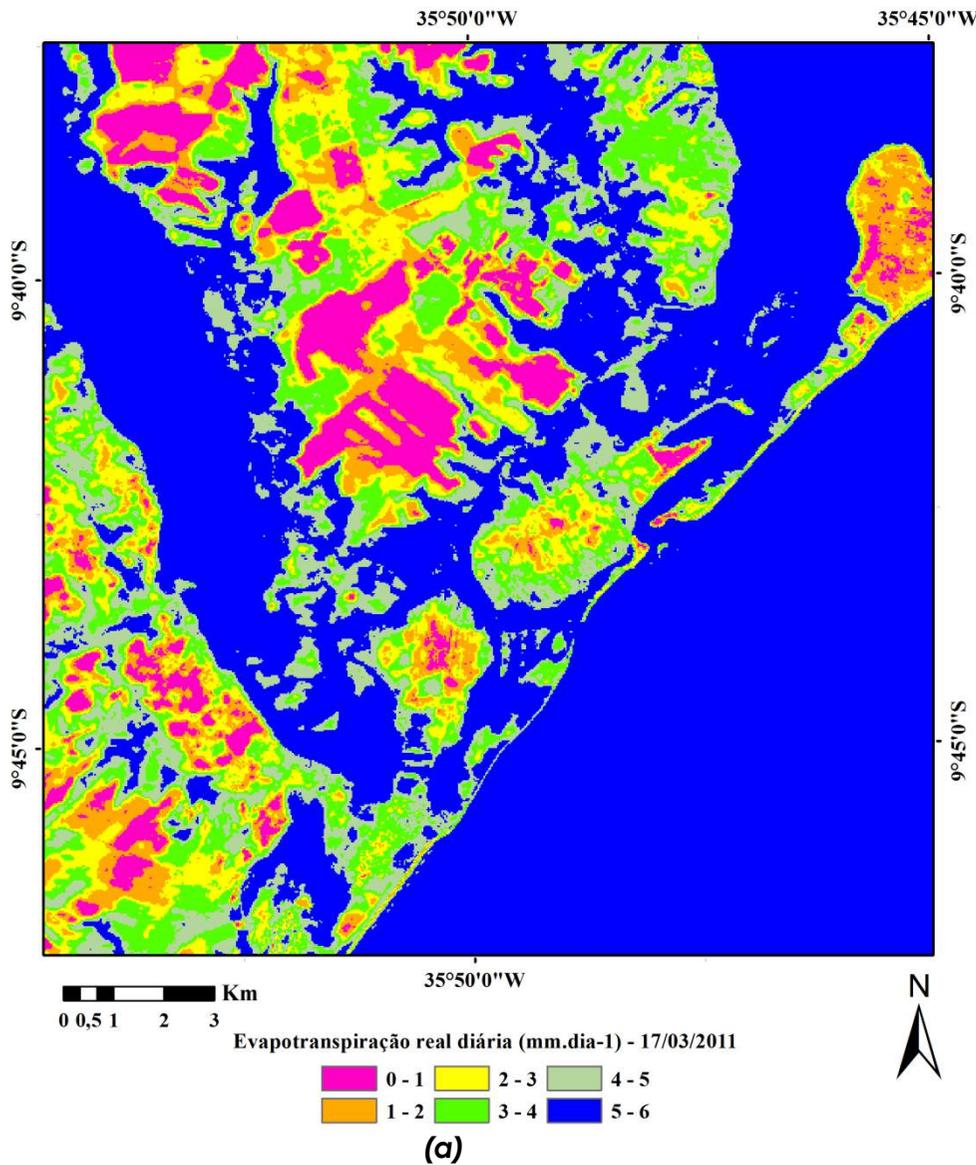


Figura 32 – (a) Distribuição espacial da evapotranspiração real diária (mm.dia⁻¹) e (b) Histograma de frequência relativa.

As Figuras 33 e 34 representa um corte sobre a área de estudo APA- SR, sendo ilustrada na Figura 33 a implantação do Condomínio Laguna. O condomínio Laguna foi implantando em uma região, antes caracterizada como mangue, pertencente área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita. Este corte tem como objetivo elucidar como as transformações antrópicas podem influenciar sobre os diversos fluxos energéticos e como pode ocasionar a redução das taxas evaporativas, influenciar nas modificações climáticas locais, diante da substituição da cobertura vegetal nativa.

Diante dos gráficos de pizza obtidas nas Figuras 8, 9 e 10, é notória a redução de áreas de vegetação nativa no período de 2003 – 2006 , de 17%, acompanhada por um aumento de 3% na área urbanizada e de 16 % na agricultura.

Para uma avaliação das alterações nos valores de evapotranspiração foi elaborado um mapa de desvios (ver Figura 34) de ET real diária no período de 2003 – 2006, onde foi evidenciado as maiores transformações do uso e cobertura do solo para a APA-SR. Foram encontrados desvios positivos entre as imagens de evapotranspiração indicando áreas com redução da evapotranspiração real diária.

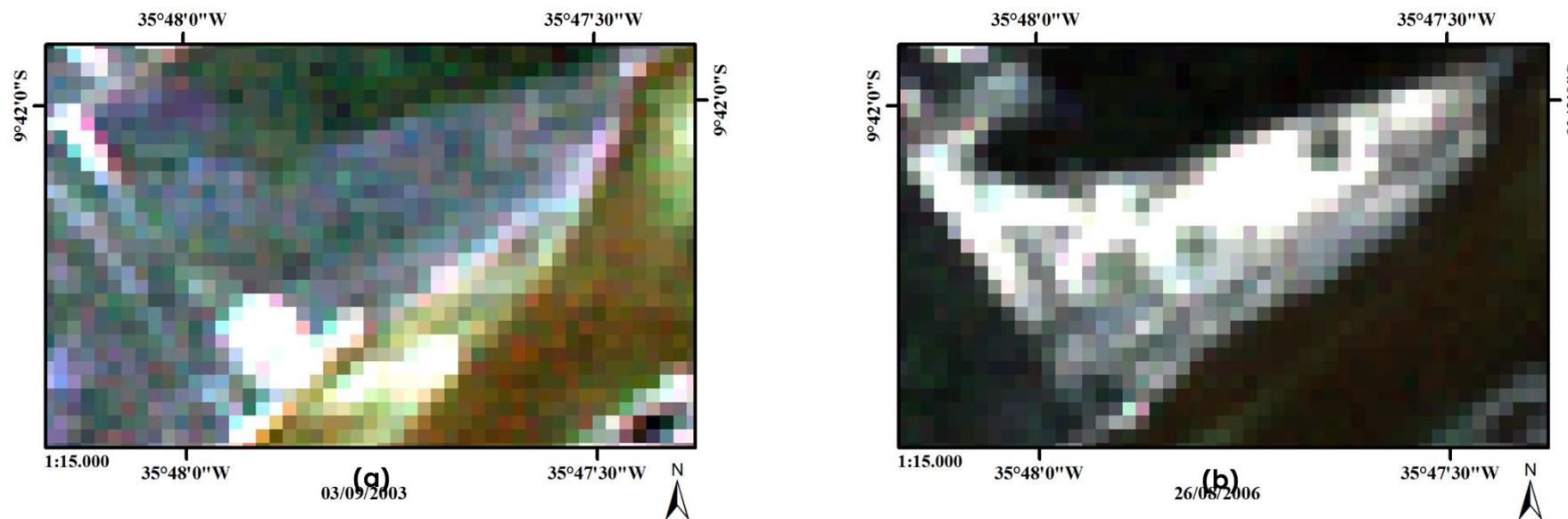


Figura 33 - Recorte sobre a APA-SR (a) antes e (b) depois da implementação do condomínio Laguna

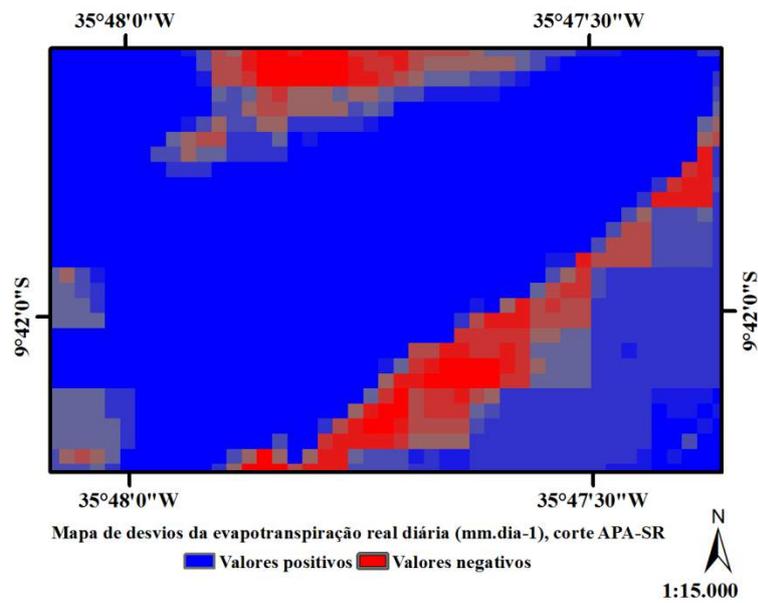


Figura 34 - Mapa de desvios da evapotranspiração real diária, sobre o corte da APA-SR.

CONCLUSÕES

O principal objetivo deste trabalho é estimar a evapotranspiração real diária, por meio do algoritmo SEBAL. Para a obtenção dessa variável são necessárias a estimativa de outras componentes, como: os fluxos de energia a superfície, fazendo uso de sensores termais e analisando esses parâmetros diante da inserção de mapas de uso e cobertura do solo.

As principais conclusões obtidas nesta pesquisa são apresentadas a seguir:

- Nos mapas de uso e cobertura do solo verificou-se a existência de quatro classes predominantes, a saber: massa de água, definida, sobretudo, pela lagoas e pelo oceano Atlântico; vegetação nativa, envolvendo áreas de mangue; solo exposto, que basicamente foi observado dentro das áreas destinada ao cultivo agrícola e a agricultura, que é constituída predominantemente pelo cultivo de cana-de-açúcar. Dentre todos os aspectos considerados nesta pesquisa e dos resultados obtidos, destaca-se a alta alteração na extensão da área destinada aos processos agrícolas entre os anos de 2003 e 2006, com uma redução de vegetação nativa de 17%.
- O albedo da superfície para o dia 26/08/2006 apresentou uma elevação dos valores sobre a lagoa Mundaú, ficando numa faixa de intervalo diferente das destinadas para corpos de água. Isso pode ser justificado pela ocorrência de sedimentos sobre a lagoa.
- Obtiveram-se boas estimativas para a_{sup} , R_n , G , H e λET utilizando o sensor TM, diante das referências existentes, onde as variáveis analisadas variaram em função do uso e cobertura do solo.

- A distribuição espacial da ET_{24h} real foi analisada em combinação com o mapa de cobertura do solo. A estimativa diária de ET_{24h} real variou de 0 a 1 $mm.dia^{-1}$ para solo exposto e cidade a 6 $mm.dia^{-1}$ para corpos d'água e mangue, com um o valor médio de ET_{24h} real de 3,78 $mm.dia^{-1}$, 3,45 $mm.dia^{-1}$ e 4,75 $mm.dia^{-1}$ para os dias 03/09/2003, 26/08/2006 e 17/03/2011, respectivamente, para toda área estudada. A variação da ET_{24h} real estimado em diferentes tipos de uso da terra foi concedida com a teoria da evapotranspiração, o que sugere a aplicação da abordagem SEBAL com algumas informações detalhadas, como campo de cultura ou de uso da terra. No entanto, como exigência das culturas de água ou evapotranspiração é diferente para diferentes estágios de crescimento.
- Diante da redução de áreas de vegetação nativa, observou-se redução dos valores evaporativos.
- Os resultados obtidos por meio do algoritmo SEBAL pode ser utilizado nas condições climáticas da APA-SR, o mesmo possui capacidade de diferenciação dos diferentes elementos que constituem a área de estudo, habilitando-o ao monitoramento de alterações ambientais em diferentes biomas terrestres.
- A abordagem utilizada é muito adequada para uma exploração real de dados de satélite, úteis para estimar um número de parâmetros no contínuo solo-planta-atmosfera. Estes parâmetros têm a vantagem de serem espacializados e proporcionar uma cobertura espaço-temporal melhor do que os pontos de dados medidos operacionalmente.
- As distribuições de cada componente; saldo de radiação, fluxo de calor no solo, sensível e latente, influência significativa nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Além disso, existem diferenças evidentes entre os fluxos em zona rural e área urbana.

- Os recursos de compartilhamento de energia estão nas áreas rurais e urbanas. Nas áreas de menos cobertura vegetal, tais como áreas industriais e comerciais, o fluxo de calor latente para a evaporação é menor porque há maior área com superfície seca impermeável.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAGOAS, Governo do Estado de. **"Plano de Manejo da Área de Proteção Ambiental – APA de Santa Rita Parte I – Ilha de Santa Rita."** 1997.
- ALLEN, PEREIRA L, HOWELL T, JENSEN M. **"Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement."** Agricultural Water Management, Janeiro 26.899-920.2011.
- ALLEN, PEREIRA, HOWELL, JENSEN. **Evapotranspiration information reporting: II recommended documentation.** Agric. Water Manage.2011.
- ALLEN, PEREIRA, HOWELL, JENSEN. **Evapotranspiration information reporting: I Requirements for accuracy in measurement.** Agric. Water Manage.2011.
- ALLEN, R. G. **"Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study"**, *Journal of Hydrology*, v. 229, pp. 27 – 41.1998.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M., MORSE, A., *et al.*, **"Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration "METRIC"-applications"**. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 133, n. 4, pp. 395 – 406. 2007b
- ALLEN, R. G., TASUMI, M., TREZZA, R., **"Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration "METRIC"-model"**, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 133, n. 4, pp. 380 – 394.2007a.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. **A landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning.** *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, 251-268 p., 2005.
- ALLEN, R.; IRMAK,A.;TREZZA,R.; HENDRICKX, J.M.H.;BASTIAANSEN,W.; KJAERGA,J. **"Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC."** *Hydrological Processes*, 2011: 4011-4027.
- ALLEN, R.G. *et al.* **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and users Manual.** Idaho, p.98, agosto de 2002.
- ANA. **Plano de ações e gestão integrada do Complexo Estuarino-Lagunar Mundaú-Manguaba – CELMM: Resumo executivo.** Brasília: ANA. 231 p.2004.
- ANA. **Plano de ações e gestão integrada do Complexo Estuarino-Lagunar Mundaú-Manguaba – CELMM: Resumo executivo.** Brasília: ANA. 124 p.2006.
- ANDRÉ, ROMISIO GERALDO BOUHID, JOSÉ CARLOS MENDONÇA, VALDO DA SILVA MARQUES, FRANCISCA MARIA ALVES PINHEIRO, E JOSÉ MARQUES. **"Energy aspects on the sugar cane development. Part 1: radiation balance and derived parameters."** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010.

- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2 ed., San Diego, California, USA, Academic Press.2001.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. "**SEBAL-based sensible and latent heat flux in the irrigated Gediz basin, Turkey**", *Journal of Hydrology*, v. 229, pp. 87 – 100.2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 237p. 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R. A., *et al.* "**A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation**", *Journal of Hydrology*, v. 212-213, pp. 198 – 212.1998a.
- BASTIAANSSEN, W. G. M., NOORDMAN, E. J. M., PELGRUM, H., *et al.* "**SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions**", *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, pp. 85 – 93.2005.
- BASTIAANSSEN, W. G. M., PELGRUM, H., WANG, J., *et al.* "**A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation**", *Journal of Hydrology*, v. 212 – 213, pp. 213 – 229.1998b.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., AHMAD, M-UD-Din, CHEMIN, Y. "**Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin**", *Water Resources Research*, v. 38, n. 12, pp. 1273, doi: 10.1029/2001WR000386.2002.
- BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C., **Manual de Irrigação**, 7ª edição, Editora UFV, 2005.
- BOHUI TANGA, ZHAO-LIANG LI. "**Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data.**" *Remote Sensing of Environment*. 3482–3492.2008.
- BROCKMEYER, B. AND SPITZY, A. **Effects of sugar cane monocultures on origin and characteristics of dissolved organic matter in the Manguaba lagoon in northeast Brazil**. *Organic Geochemistry*. p.74–83. 2010.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications**. Dordrecht, Holland. D. Reidel Publishing Company.1982.
- BRUTSAERT. **Evaporation into the atmosphere**. D.Reidel Publishing Compnay, 1991.
- 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* 113 (2009) 893–903. 2009.
- CHÁVEZ, J. L., NEALE, C. M. U., PRUEGER, J. H., KUSTAS, W. P. **Daily evapotranspiration estimates from extrapolating instantaneous airborne remote sensing ET values**. *Irrigation Science*, v. 27, p. 67-81, 2008.

- CHOUDHURY, *et al.* **Relations between evaporation coefficients and vegetation indices: studies by model simulation.** Remote Sensing Environ. 50, 11–17. 1994.
- COHEN, J. **A coefficient of agreement for nominal scales.** Educational and Psychological Measurement 20(1): 37–46. 1960.
- COMPAORÉ, *et al.* **Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana.** Physics and Chemistry of the Earth, v. 33, p. 127-140, 2008.
- COURALT, D.; SEGUIM, B., OLIOSSO, A. **Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use mesoscale atmospheric models.** ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept., 2003.
- DUARTE, H. F., DIAS, N. L., MAGGIOTTO, S. R. **"Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil"**, Agricultural and Forest Meteorology, v. 139, pp. 171 – 181.2006.
- DUFFIE, J.A; BECKMAN, W.A. **Solar Engineering of Thermal Processes.** A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons, 1980.
- GAUTAM *et al.* **Aerosol and rainfall variability over the Indian monsoon region: distributions, trends and coupling.** Annales Geophysicae, 27, pp. 3691–3703. 2009a.
- GIESEN *et al.* **Surface energy balance in the ablation zone of Midtdalsbreen, a glacier in southern Norway: interannual variability and the effect of clouds.** Journal of Geophysical Research (D), 113 (2008), p. D21111. 2008.
- GIONGO, P.R.; GEBER B. DE A. MOURA, SILVA, B.B.; ROCHA, H.R; MEDEIROS, S.M.; NAZARENO, A.C. **"Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado."** Revista Brasileira de, 2009: 279–287.
- GLENN, E. P. *et al.* **Integrating Remote Sensing and Ground Methods to Estimate Evapotranspiration.** Tucson: Critical Reviews in Plant Sciences.139-168 p.2007.
- HOWELL, T.A; MCCORMICK, R.L; PHENE, C.J. **Design and installation of large weighing lysimeters.** Trans. ASAE 28 (106–112), 117. 1985.
- HU BO, WANG YUESI, LIU GUANGREN. **"Relationship between Net Radiation and Broadband."** Advances in atmospheric sciences. 135-143.2011.
- HUBER, L.; GILLESPIE, T.J. **Modelling leaf wetness in relation to plant disease epidemiology.** Annual Review of Phytopathology, 30, 553–577.1992.
- HUETE, A. R. **Soil influences in remotely sensed vegetation-canopy spectra. Theory and Applications of Optical Remote Sensing.** 1 ed. New York, Ed. John Wiley & Sons.1989.

- HUFFMAN, G. J; D. T. BOLVIN. **TRMM and other data precipitation data set documentation.** Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications, Inc., 29 pp. 2009.
- HUFFMAN, G.J., *et al.* The **TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-global, year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale.** J. Hydrometeor., 8(1), 38-55.
- HUNT, S. **Effects of irradiance on photosynthetic CO₂ uptake and chlorophyll fluorescence.** In: Karcher, S.J. (Ed.), Tested Studies for Laboratory Teaching (pp. 225 –247). In: vol. 21 Karcher, S.J. (Ed.). Proceedings of the 21st Workshop/Conference of the Association for Biology Laboratory Education (ABLE), p. 509.2000.
- HYE-YUN, K.; SHUNLIN LIANG A. **“Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation.”** Remote Sensing of Environment. 2393–2402.2010.
- I ALADOS, I FOYO-MORENOB, L ALADOS-ARBOLEDASB. **“Estimation of downwelling longwave irradiance under all-sky conditions.”** International journal of climatology, 2012: 781-793.
- IRMAK, A. *et al.* **Estimation of Land Surface Evapotranspiration with a Satellite Remote Sensing Procedure.** Nebraska: Spring. 73-88 p.2011.
- JEGEDE, O. O. **Daily averages of net radiation measured at Osu, Nigeria in 1995.** International Journal of Climatology, 17, 1357–1367.1997.
- JIANGFENG e HUIJUN. **A possible role of solar radiation and ocean in the mid-Holocene East Asian monsoon climate.** Advances in Atmospheric Science, 21 (1) (2004), pp. 1–12.2004.
- KALTHOFF, N.; FIEBIG-WITTMACK, C.; MEIBNER, M.; KOHLER, M.; URIARTE, I.; Bischoff-GauB, e. GONZALES. **The energy balance, evapotranspiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes.** Journal of Arid Environments, 65, 420–443.2006.
- KAMBEZIDISA, H.D., *et al.* **“Multi-decadal variation of the net downward shortwave radiation over south Asia: The solar dimming effect.”** Atmospheric Environment, 2012: 360 -372.
- KIM, HYE-YUN; LIANG, S. **Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation from MODIS data.** USA: Remote Sensing of Environment, 393-2402 p. 2010.
- KOSA, P. **The Effect of Temperature on Actual Evapotranspiration based on Landsat 5 TM Satellite Imagery.** India: Intech. 221-240 p. 2011.
- KUSTAS, W. P., NORMAN, J. M. **Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces.** Hydrological Science Journal, v.41, p.495–515, 1996.

- KUSTAS, W.P, *et al.* **Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship.** Remote Sensing Environ. 85, 429–440. 2003.
- KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M. **Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover.** Agric. For. Meteorol. 94, p.13–29. 1999.
- LENG, P; SONG, X; LI, Z. **Estimation of Net Surface Shortwave Radiation from Land Surface Temperature in Regional Scale.** Beijing: Journal Of Natural Sciences. 357-362 p. 2011.
- LIMA, M.C. Thesis, **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;** (in Portuguese). 1991.
- LLOYD, W.G. Bowen-Ratio measurements. **Evapotranspiration measurements of native vegetation, Owens Valley, California. U.S Geological Survey.** Water-Resources Investigations Report 91-4159:5-18. 1992.
- MARKHAM, B. L.; BARKER, L. L., **“Thematic mapper bandpass solar exoatmospherial irradiances”**, International Journal of Remote Sensing, v. 8, n. 3 pp. 517 - 523. 1987.
- MENETI, M.; CHOUDHARY, B. J., **“Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range.”** Exchange processes at the land surface for a range of space and time series, H. J. Bolle, R. A. Feddes, and J. D. Kalma, eds., Vol. 12, Proc. Yokohama, Japan Symposium, International Association of Hydrological Sciences Publication, Publication No. 212, 561–568.1993.
- MEYERS, P.T.; BALDOCCHI, D.D. **Current micrometeorological flux methodologies with applications in agriculture.** In: Micrometeorology in Agricultural Systems, Agronomy Monograph no, 47. American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Science Society of America, 677 S. Soe Rd., Madison, USA: 381-396.2005.
- MOLION L.C. B; BERNARDO S.O. **Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro.** Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. P. 1–5 (in Portuguese). 2000.
- MORAN, S. **Use of remote sensing for monitoring evaporation over managed watersheds.** ASCE CD ROM, 13 pp.2000.
- MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. **Aplication of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing – Final Report.** Boise: Department of Water Resources/University of Idaho, 98p, 2000.
- NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco.** 320p. Tese de D. Sc. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

- NIEMELÄ, S.; RÄISÄNEN, P.; SAVIJÄRVI, H., **Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I. Longwave radiation.** Atmospheric Research, 58, 1–18.2001.
- NORMANDE, E. **Apoio à proteção ambiental em Alagoas - Uma Experiência de Cooperação Técnica.** Projeto SEPLAN/IMA/GTZ, Maceió, 2000.
- OLIVEIRA, A.M., KJERFVE, B. **Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundau–Manguaba, Brazil.** Estuarine, Coastal and Shelf Science 37, 575–591.1993.
- PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR.** Rio de Janeiro: UFRJ. 2005. 218 f. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.
- PHENE, C.J., *et al.* **A lysimeter feedback irrigation controller system for evapotranspiration measurements and real time irrigation scheduling.** Trans. ASABE 32 (2), 0477–0484.1989.
- RAMÍREZ-BUILES, V.H.; HARMSSEN, E. W. **Water Vapor Flux in Agroecosystems Methods and Models Review.** India: Intech, 2011.
- RAPPENGLUCK *et al.* **Evidence of the impact of urban plumes on remote sites in the Eastern Mediterranean.** Atmospheric Environment, 37 (2003), pp. 1853–1864.2003.
- ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. **A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance.** Physics and Chemistry of the Earth (B), v.25, p.147-157, 2000.
- SADY, J.M.C.M.; SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P. **"Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM."** Revista de Meteorologia, 2011.
- SANTOS, C.M. **Irradiação solar global com diferentes modelos para Alagoas.**47p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Ciências Atmosféricas, ICAT/UFAL.2012.
- SANTOS, C.A.C.; SILVA, B.B da.; RAO, T.V.R.; SATYAMURTY, P.; MANZI,A.O **"Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil."** Revista Brasileira de Meteorologia, 2011.
- SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. **"Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat 5"**, Revista Brasileira de Agrometeorologia, v. 14, n. 2, pp. 1 – 10. 2006.
- SILVA, B. B. da, LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. **Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 TM.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.20, n.2. p.243-252, 2005b.

- SILVA, P.R.T. **Radiação Solar Global Mensal para o Estado de Alagoas – Mapeamento**. 112p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Ciências Atmosféricas, ICAT/UFAL. 2007.
- SOUZA JL; LIMA FZ. **Clima-estudo de impactos ambientais, levantamento ambiental e relatório, no meio ambiente na área de proteção ambiental de Piaçabuçu-AL**. Universidade Federal de Alagoas. Relatório Técnico (in Portuguese). 1995.
- SOUZA JL. **Agrometeorologia aplicada a fruticultura no estado da Alagoas. Universidade Federal de Alagoas/Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Alagoas**. Relatório Técnico (in Portuguese). 2001.
- SUN, Z. *et al.* **Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. Beijing: Mathematical And Computer Modelling**. 1086-1092 p.2010.
- TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. PhD dissertation. University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA. 2003.
- TEIXEIRA, A.H. de C. *et al.* **Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the regional scale**. Pernambuco: Agricultural And Forest Meteorology. 477-490 p. (B).2009.
- WILD *et al.* **On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle**. Geophysical Research Letters, 31 (2004), p. L11201.2004.
- YIN Y. H.; WU S. H.; DAI E. F. **Determining factors in potential evapotranspiration changes over China in the period 1971–2008**. Chin Sci Bull, 2010, 55: 3329–3337.2008.

