

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA DA
LAGOA DA CONCEIÇÃO**

CRISTYAN FRANCISCO DA SILVA

Orientadora: Msc. Patrícia Kazue Uda

2013.2





UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIEN-
TAL

CRISTYAN FRANCISCO DA SILVA

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA DA LA-
GOA DA CONCEIÇÃO

Florianópolis/SC
2014

CRISTYAN FRANCISCO DA SILVA

Estimativa da evapotranspiração na bacia da Lagoa da Conceição

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental, do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial à obtenção do título de Engenheiro Sanitarista e Ambiental.

Orientadora: Msc. Patrícia Kazue Uda

FLORIANÓPOLIS/SC
2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA BACIA DA
LAGOA DA CONCEIÇÃO**

CRISTYAN FRANCISCO DA SILVA

Trabalho submetido à Banca Examinadora como parte dos requisitos para a Conclusão do Curso de Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental – TCC II.

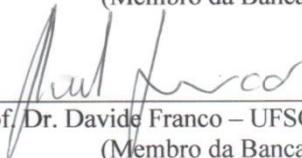
BANCA EXAMINADORA



Msc. Patricia Kazue Uda
(Orientadora)



Prof. Dr^a Nadia Bernardi Bonumá – UFSC
(Membro da Banca)



Prof. Dr. Davide Franco – UFSC
(Membro da Banca)

**FLORIANÓPOLIS (SC)
MARÇO/2014**

Dedico este trabalho a toda minha família e aos meus amigos, por fornecerem o melhor apoio e conforto que alguém poderia receber.

AGRADECIMENTOS

O primeiro e mais justo agradecimento a ser feito é à minha Mãe, Maurília Francisco. Apesar de o substantivo Mãe por si só já ser bastante significativo, destaco aqui o empenho e batalha por ela realizados para que este tão almejado momento pudesse se concretizar. Obrigado por tudo, Mãe!

Agradeço também a minha família, a qual sempre me incentivou e acreditou no meu potencial como pessoa e como estudante. Obrigado!

Aos amigos do Colégio de Aplicação, com os quais já convivi por mais de 10 anos e que foram fundamentais no meu processo de crescimento pessoal. Agradeço ainda por sempre me apoiarem e suportarem as minhas diversas ausências, espero que agora possamos compensar este tempo perdido. Cito também a amiga Ana Paula, a qual apareceu no meio da caminhada da graduação, mas que sempre me proporcionou momentos de carinho e de companheirismo, tornando esta caminhada muito menos pesada e mais divertida. Obrigado!

Aos amigos da Turma ENS 2008.1, presentes durante os 6 anos de graduação cursados. Serão inesquecíveis os momentos alegres que passamos juntos, desde as tardes de videogame até as viagens mais engraçadas que já fiz na vida. Que a vida nos permita continuar desfrutando destes momentos. Obrigado!

À minha orientadora Patrícia Kazue Uda, por toda a paciência, disponibilidade e prestatividade ao auxiliar um aprendiz com quase nenhum conhecimento no campo de estudo deste trabalho. Obrigado!

Aos amigos da RHAS Ambiental, por me permitirem desfrutar de um excelente ambiente de trabalho e também dar início à carreira profissional. Obrigado!

À Universidade Federal de Santa Catarina, por possibilitar o crescimento pessoal e profissional dos seus graduandos, além de lhes proporcionar os melhores anos de suas vidas.

RESUMO

O presente estudo buscou estimar a evapotranspiração real diária e mensal, considerando-se os diferentes usos e cobertura do solo, na bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição (78 km²), situada na porção leste do município de Florianópolis – SC. Para tal, utilizou-se a metodologia do *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) e imagens do satélite Landsat 5 geradas pelo sensor *Thematic Mapper* de 2005 a 2011, em um total de 19 imagens neste período. Obteve-se os valores diários máximos de 8,7 mm/dia para água, 7,5 mm/dia para florestas, 1,7 mm/dia para dunas, 2,8 mm/dia para a área urbana e 7,6 mm/dia para a área de pinus. Em escala mensal, para toda a bacia hidrográfica, obteve-se um valor máximo de 160 mm/mês para o mês de janeiro de 2009. A bacia hidrográfica em questão apresenta maiores valores de evapotranspiração para o mês de janeiro e menores valores para o mês de junho. Em comparação com estudos de outras regiões, os resultados se mostraram razoavelmente semelhantes. Por fim, cabe ressaltar que pelo fato mais da metade da área da bacia hidrográfica ser coberta por floresta e por água, estes dois tipos de uso e cobertura do solo desempenham uma função bastante significativa frente à evapotranspiração na bacia hidrográfica.

Palavras-chave: evapotranspiração, SEBAL, Lagoa da Conceição.

ABSTRACT

This study estimated the daily and monthly evapotranspiration, considering different land uses in the Lagoa da Conceição basin (78 km²), located in Florianópolis – SC. In order to perform this estimative, the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) was applied using 19 Landsat TM5 images from 2005 to 2011. The maximum daily ETr values obtained were 8,7 mm/day for water, 7,5 mm/day for forests, 1,7 mm/day for dunes, 2,8 mm/day for urban area and 7,6 mm/day for pinus. In a monthly analysis, the basin highest ETr was 160 mm/month, occurred in January of 2009. The basin has showed the highest monthly evapotranspiration rate in january and lowest rate in june. The daily and monthly average values obtained are acceptable for each land use even that it seems to be overestimated for the summer's months. In comparison with studies applied in other regions, the results were reasonable. Finally, it's important to notice that more than a half of the basin is covered for forest and water, these land uses play an important influence in the evapotranspiration at the Lagoa da Conceição basin.

Key-words: evapotranspiration, SEBAL, Lagoa da Conceição.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Principais regiões do espectro eletromagnético _____	34
Figura 2 – Janelas de transmissão e bandas de absorção _____	37
Figura 3 – Comportamento espectral do solo, vegetação e água _____	38
Figura 4 – Comportamento espectral de feições urbanas/suburbanas _____	39
Figura 5 – Balanço de energia na superfície adotado pelo SEBAL _____	48
Figura 6 – Localização da área de estudo _____	49
Figura 7 – Mapa de uso e cobertura do solo da bacia da Lagoa da Conceição para o ano de 2004 _____	53
Figura 8 – Fluxograma metodológico _____	56
Figura 9 – Metodologia de cálculo do saldo de radiação _____	58
Figura 10 – Fluxograma para determinação do calor sensível _____	73
Figura 11 – Evapotranspiração real diária para as imagens processadas _____	80
Figura 12 – Evapotranspiração real mensal para as imagens processadas _____	86
Figura 13 – Evapotranspiração real mensal distribuída 1 _____	87
Figura 14 – Evapotranspiração real mensal distribuída 2 _____	88
Figura 15 – Evapotranspiração real mensal distribuída 3 _____	89
Figura 16 – Evapotranspiração real mensal distribuída 4 _____	90
Figura 17 – Evapotranspiração real mensal distribuída 5 _____	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Escalas de trabalho indicadas para algumas imagens _____	40
Tabela 2 – Dados climatológicos do município de Florianópolis _____	51
Tabela 3 – Uso e ocupação do solo para a bacia da Lagoa da Conceição para o ano de 2004 _____	52
Tabela 4 – Características do sensor TM _____	55
Tabela 5 – Dados meteorológicos das imagens processadas _____	57
Tabela 6 – Valores de LMIN e LMAX _____	59
Tabela 7 – Valores de K_1 e K_2 _____	63
Tabela 8 – Valores de evapotranspiração real diária para cada um dos usos do solo na bacia da Lagoa da Conceição _____	76
Tabela 9 – Imagens de fração de evapotranspiração e período de tempo de representação _____	81
Tabela 10 – Evapotranspiração real mensal para cada um dos tipos de uso do solo da bacia e o valor médio para toda a bacia _____	84
Tabela 11 – Valores mensais de evapotranspiração _____	92
Tabela 12 – Imagens excluídas do estudo _____	94

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
Λ	Fração de evaporação	
$\Psi_{h(z_2)}, \Psi_{h(z_1)}$	Correções ao transporte de calor conduzido pela atmosfera nas alturas z_2 e z_1 , respectivamente	
$\Psi_{m(200m)}$	Correção de estabilidade para o transporte de momentum a 200 m	
$E_{TO\text{ período}}$	Evapotranspiração de referência do período (mm/mês)	mm/mês
$R_{c\downarrow 24h}$	Radiação média de ondas curtas incidentes para o dia da imagem analisada	W/m ²
τ_{sw}^2	Transmisividade da atmosfera	
c_p	Calor específico do ar	J/kg.K
$E_{sun\lambda}$	Irradiância média do sol no topo da atmosfera	
ET_{24h}	Evapotranspiração diária	mm/dia
G_{sc}	Constante solar	W/m ²
$L_0(\lambda)$	Radiância bidirecional aparente	W/sr.m ²
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).	s/m
$R_{L\downarrow}$	Radiação incidente de ondas longas	W/m ²
$R_{n24h} =$	Saldo de radiação médio diário	W/m ²
$R_{s\downarrow}$	Radiação incidente de ondas curtas	W/m ²
R_{sky}	Fator de correção atmosférico	
u_*	Velocidade de fricção	m/s
$u_{*em} =$	Velocidade de fricção à altura (z_x) de medição da estação meteorológica	m/s
α_p	Albedo de correção da radiação solar	
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	
ϵ_{NB}	Emissividade da superfície	
ρ_a	FRB aparente	
$\omega_s =$	Ângulo horário do pôr do sol	rad
$L_6 =$	Radiância calculada para a banda 6	W/m ² /sr/ μm
$R_{L\uparrow}$	Radiação emitida de ondas longas	W/m ²

R_c	Radiância termal da superfície corrigida	W/m ² /sr/ μm
$R_p =$	Constante de calibração para a banda 6	
R_{toa}	Radiação solar no topo da atmosfera	W/m ²
T_a	Temperatura do ar próximo à superfície no momento de geração da imagem	K
T_s	Temperatura da superfície	K
α_{sup}	Albedo da superfície	
ε_a	Emissividade da atmosfera	
ε_o	Emissividade da superfície na região do infravermelho	
ρ_{IV}	Reflectância na região do infravermelho próximo	
ρ_V	Reflectância na região do vermelho visível	
τ_{NB}	Transmissividade na banda 6	
ω_λ	Coefficiente de proporção para cada banda	
a, b	Coefficientes de correlação, estimados por meio de um sistema de equações utilizando os chamados <i>pixels</i> âncoras (<i>pixels quente e frio</i>)	
BGR	Balanço geral de radiação	
BOC	Balanço de ondas curtas	
BOL	Balanço de ondas longas	
C	Constante de proporcionalidade	K.m
CO ₂	Dióxido de carbono	
cos θ	Cosseno do ângulo de incidência solar	rad
DOY	Dia Juliano	dia
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa entre o Sol e a Terra	
dT	Diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre duas alturas (z_1 e z_2)	K
E_s	Escoamento superficial	
ESUN _{λ}	Irradiância solar no topo da superfície para cada banda	W/m ² /μm
E_v	Evaporação	
E_λ	Irradiância	W/m

g	Aceleração da gravidade	m/s^2
G	Fluxo de calor no solo	W/m^2
H	Fluxo de calor sensível	W/m^2
H_2O	Água	
I	Infiltração	
k	Constante de von Karman	
K_1, K_2	Constantes para o satélite Landsat 5	$W/m^2/sr/\mu m$
L	Fator de correção (SAVI)	
$LMAX,$ $LMIN$	Constantes de calibração Landsat 5	
L_λ	Radiância	$W/sr.m^2$
L_λ	Radiância espectral para cada banda	$W/sr.m^2$
O_3	Ozônio	
P	Precipitação	
Q	Energia radiante	
$QCAL-$ $MAX,$ $QCAL-$ MIN	Número digital da imagem de satélite	
R_n	Saldo de radiação à superfície	W/m^2
T	Temperatura	K
u_{200}	Velocidade do vento a 200 m	m/s
z	Nível acima do mar	m
z_1	Altura logo acima do plano de deslocamento zero para a superfície	m
z_2	Distância acima do plano zero, mas abaixo da camada limite da superfície	m
z_{om}	Comprimento de rugosidade da superfície	
α	Albedo da superfície	
θ	Ângulo solar zenital	rad
λ	Calor latente de evaporação da água	J/kg
ρ	Densidade do ar	kg/m^3
ρ_λ	Reflectância espectral para cada banda	

ϕ	Fluxo radiante	W ou J/s
λ_{ET}	Valor instantâneo do fluxo de calor latente para o momento de passagem do satélite	W/m ²
$\lambda_{m\acute{a}x}$	Comprimento de onda ou máxima emissão	m
τ	Transmitância	
δ	Declinação solar	rad
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8}$)	W/m ² .K ⁴
φ	Latitude	rad

LISTA DE SIGLAS

5S	<i>Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum</i>
DOS	<i>Dark Object Subtraction</i>
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</i>
LAI	<i>Índice de vegetação normalizado</i>
LAHIMAR	Laboratório de Hidráulica Marítima
MODTRAN	<i>Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance Algorithm</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
ND	Número digital
NDVI	Índice de vegetação por diferença normalizada
SAVI	<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	25
2	OBJETIVOS	27
2.1	<i>OBJETIVO GERAL</i>	27
2.2	<i>OBJETIVOS ESPECÍFICOS</i>	27
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
3.1	<i>EVAPOTRANSPIRAÇÃO</i>	28
3.1.1	EVOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL E REAL	29
3.2	<i>BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE</i>	31
3.3	<i>SENSORIAMENTO REMOTO</i>	32
3.3.1	FUNDAMENTAÇÃO FÍSICA	33
3.3.2	GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS	35
3.3.3	COMPORTAMENTO ESPECTRAL DOS ALVOS	37
3.3.4	RESOLUÇÕES EM SENSORIAMENTO REMOTO	39
3.3.4.1	<i>RESOLUÇÃO ESPACIAL</i>	40
3.3.4.2	<i>RESOLUÇÃO RADIOMÉTRICA</i>	40
3.3.4.3	<i>RESOLUÇÃO ESPECTRAL</i>	41
3.3.5	CONVERSÃO DE ND PARA VALORES FÍSICOS	41
3.3.5.1	<i>ÍNDICES DE VEGETAÇÃO</i>	43
3.4	<i>SEBAL</i>	45
4	ÁREA DE ESTUDO	49
4.1	<i>LOCALIZAÇÃO</i>	49
4.2	<i>CLIMA</i>	50
4.3	<i>VEGETAÇÃO</i>	51
4.4	<i>USO E OCUPAÇÃO DO SOLO</i>	52

5	MATERIAIS	54
6	METODOLOGIA	56
6.1	IMPLEMENTAÇÃO DO SEBAL	56
6.1.1	SALDO DE RADIAÇÃO (R_N)	57
6.1.2	ALBEDO DA SUPERFÍCIE (α_{sup})	58
6.1.3	RADIAÇÃO ONDAS CURTAS INCIDENTES	61
6.1.4	RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS EMITIDAS	61
6.1.5	RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTES	64
6.1.6	FLUXO DE CALOR NO SOLO	64
6.1.7	FLUXO DE CALOR SENSÍVEL	65
6.1.7.1	<i>RESISTÊNCIA AERODINÂMICA AO TRANSPORTE DE CALOR</i>	65
6.1.7.2	<i>DIFERENÇA DE TEMPERATURA</i>	68
6.1.7.3	<i>FLUXO DE CALOR SENSÍVEL INICIAL</i>	70
6.1.7.4	<i>CORREÇÕES DA ESTABILIDADE AO TRANSPORTE DE CALOR, AO TRANSPORTE DE MOMENTUM E DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL</i>	70
6.1.8	FLUXO DE CALOR LATENTE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO	73
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	76
7.1	EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA	76
7.2	EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL	78
8	CONCLUSÃO	94
9	REFERÊNCIAS	97

1 INTRODUÇÃO

A região da Lagoa da Conceição vem sendo urbanizada crescentemente nos últimos anos. Junto à urbanização, evidenciam-se os problemas relacionados à sua falta de planejamento, como a construção de empreendimentos em áreas inadequadas e a carência de saneamento básico, problema este potencializado na temporada de verão com a chegada de turistas à região.

A interferência antrópica na bacia da Lagoa da Conceição se mostra presente, seja no lançamento de esgotos na Lagoa ou no assoreamento dos corpos hídricos da região, como é o caso do Canal da Barra, os quais alteram e prejudicam o comportamento ambiental natural na bacia. Portanto, no tocante à preservação da região é importante que as características de seus recursos hídricos sejam compreendidas. Isto pode tanto auxiliar futuras tomadas de decisões, quanto dar suporte à realização de obras de engenharia que visem mitigar ou resolver os problemas inerentes à urbanização do espaço natural.

No ciclo hidrológico, de forma simples, ao chover parte das águas infiltram-se no solo e escoam até os rios e mares para em seguida evaporarem (a partir da radiação solar). A transpiração (perda de água na forma de vapor) das plantas é comumente agregada à evaporação como um dos componentes do ciclo hidrológico, devido à dificuldade na sua mensuração, dando origem ao termo evapotranspiração, que é o componente que representa a parcela de água que retorna à atmosfera na forma vapor no ciclo hidrológico. (VILLELA & MATTOS, 1975; TUCCI, 2007).

A técnica a ser utilizada no trabalho foi desenvolvida em 1995, pelo Professor Wim Bastiaanssen, da Universidade Técnica de Delft, na Holanda, e é conhecida por SEBAL, *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (algoritmo de balanço de energia à superfície, em português). A técnica permite avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração, a partir das imagens de satélite e com dados meteorológicos, como velocidade do vento e temperatura. Vale ressaltar que a metodologia do SEBAL já fora aplicada anteriormente em diversos locais, de forma bastante satisfatória (ALLEN *et al*, 2002).

Por utilizar, essencialmente, imagens de satélite e dados meteorológicos, o trabalho pode ser realizado a um baixo custo sem sequer a visitação do local para validação dos resultados.

O objetivo do trabalho foi estimar valores de evapotranspiração para a bacia da Lagoa da Conceição, considerando os diferentes usos do solo, a bacia hidrográfica como um todo e ainda a distribuição temporal da evapotranspiração, a partir da metodologia de cálculo do algoritmo

SEBAL.

A estimativa da evapotranspiração fornece subsídios para diversas ações de planejamento e estudo da região, como no balanço de massa de água na bacia hidrográfica, ou ainda o impacto da diminuição da vegetação nativa no ciclo hidrológico da região, entre outros aspectos. Em específico, a estimativa da evapotranspiração na bacia da Lagoa da Conceição auxiliará futuros estudos desenvolvidos no Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR), do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da UFSC, que há anos vem realizando estudos hidráulicos e hidrológicos nesta bacia.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Estimar a evapotranspiração real na bacia da Lagoa da Conceição, município de Florianópolis-SC, por intermédio do modelo SEBAL.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ✓ Estimar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real para a bacia da Lagoa da Conceição.
- ✓ Analisar a evapotranspiração real obtida pelo SEBAL para os diferentes usos e coberturas do solo.
- ✓ Analisar a distribuição temporal da evapotranspiração real obtida pelo SEBAL.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O conceito de evapotranspiração está estritamente relacionado ao conceito de ciclo hidrológico e, portanto, por ser mais abrangente, o conceito de ciclo hidrológico será abordado primeiramente.

O ciclo hidrológico é definido por VILLELA & MATTOS (1975) como sendo o comportamento natural da água quanto as suas ocorrências, transformações e relações com a vida humana. Tal definição é bastante generalista e simplista, diferentemente do conceito exposto por TUCCI (2007), que define o ciclo hidrológico como o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado fundamentalmente pela energia solar associada à gravidade e à rotação terrestre. Esta última definição utiliza termos que representam melhor a ideia de circulação da água na atmosfera terrestre, e destaca também, a função do sol como a força motriz do processo.

Em termos de balanço de massa, o processo de circulação da água na atmosfera terrestre é comumente discretizado como se apresenta na equação (1):

$$P = E_s + I + E_v \quad (1)$$

Onde: P = Precipitação em m³

E_s = Escoamento superficial em m³

I = Infiltração em m³

E_v = Evaporação em m³

A parcela de interesse do ciclo hidrológico no presente trabalho é aquela referente à evaporação, definida por VILLELA & MATTOS (1975) como o processo pelo qual a água líquida passa para o estado de vapor em condições naturais. É a porção de água no ciclo hidrológico que tem o seu estado físico alterado de líquido para gasoso pela ação da radiação solar. Em adição, a evaporação é um item negativo no balanço hidrológico em um sistema de bacia hidrográfica (CHANG, 2003).

O estudo isolado da evaporação no ciclo hidrológico se mostra incompleto quando se busca identificar os componentes do balanço de massa. Isto ocorre devido à outra porção de água que transita pela atmosfera, e que também tem o seu estado físico alterado do líquido para o gasoso, mas não se refere à evaporação. Essa outra parcela é proveni-

ente do processo de transpiração realizado pelos vegetais, definido como a perda d'água para a atmosfera na forma de vapor, decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais (através dos estômatos) (VILLELLA & MATTOS, 1975).

Além da baixa representatividade da parcela de evaporação isolada, considerando grandes áreas (e.g. bacias hidrográficas geralmente possuem cobertura heterogênea, com áreas de solo, áreas urbanizadas e vegetadas), a aferição dos processos de evaporação e transpiração separadamente é bastante complexa e custosa. Neste sentido, tem-se considerado o termo evapotranspiração ao invés de evaporação, no ciclo hidrológico, já que aquele é mais completo e de fato considera a parcela de contribuição da água evaporada por intermédio dos processos físicos e fisiológicos ocorridos nos vegetais (TUCCI, 2007; VILLELLA & MATTOS, 1975).

O processo de evapotranspiração tem relação direta com as condições climáticas (radiação solar, temperatura, vento, entre outros), com as características das plantas (espécie, coeficiente de reflexão, profundidade do sistema radicular, idade, etc) e com o manejo e tipo do solo (espaçamento/densidade do plantio, orientação do plantio, capacidade de armazenamento de água), conforme apresentado por PEREIRA *et al.* (2002).

A estimativa de valores de evapotranspiração é uma informação importante para o gestor de recursos hídricos. Os dados podem ser utilizados, por exemplo, em projetos de irrigação, que visem determinar a quantidade de água adequada para que determinada cultura se desenvolva e produza, considerando-se as perdas que poderão ocorrer em virtude da evapotranspiração.

A massa de água evapotranspirada em áreas onde existam reservatórios também é uma informação importante, tanto para situações de geração de energia quanto para abastecimento público de água, pois possibilitam o planejamento futuro da água armazenada. Pode-se destacar ainda a estimativa de evapotranspiração na determinação e monitoramento de índices seguros de aquíferos, os quais são fontes de abastecimento público de água de diversas comunidades.

3.1.1 EVOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL E REAL

De forma a permitir uma melhor análise do fenômeno da evapotranspiração, costuma-se distinguir o fenômeno em dois diferentes termos, evapotranspiração potencial e real.

Conforme aponta TUCCI (2007, *apud* PENMAN, 1956) a evapotranspiração potencial é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evapotranspiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água. VAREJÃO-SILVA (2006) resume evapotranspiração potencial como um caso-limite de transferência de vapor d'água para a atmosfera, estando o solo plenamente abastecido de água e revestido por uma vegetação rasteira em plena atividade vegetativa.

A evapotranspiração real é, de acordo com TUCCI (2007, *apud* GANGOPADHYAYA *et al*, 1968), a quantidade de água transferida para a atmosfera por evapotranspiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo.

A diferença entre os dois conceitos é de que para o caso de não haver restrição hídrica para a planta (evapotranspiração potencial), as condições de evapotranspiração dependeriam tão somente das condições meteorológicas, como temperatura, vento e umidade relativa do ar. Por outro lado, quando se limita a quantidade de água disponível para a planta, além da variável meteorológica, a evapotranspiração dependeria também das condições do vegetal (idade, desenvolvimento das folhas, entre outros) e do seu sistema radicular para a obtenção de água, por exemplo. Contudo, a evapotranspiração real é sempre igual ou menor que a evapotranspiração potencial.

A realização de estudos que permitam estimar a evapotranspiração real são bastante demorados e onerosos, enquanto que os de evapotranspiração potencial podem ser realizados a partir de modelos baseados em leis físicas e relações empíricas, de forma rápida e suficientemente precisa (TUCCI, 2007). O autor ainda afirma que os valores de evapotranspiração real e potencial diminuem sempre que os intervalos de tempo utilizados para o cálculo da segunda são ampliados (um mês ou mais). Dado o exposto, em geral, estima-se sempre a evapotranspiração potencial quando da necessidade de informações para estudos hidrológicos, meteorológicos ou de qualquer outra natureza que envolva este fenômeno.

Há diversos métodos para a determinação da evapotranspiração potencial, construídos, na sua grande maioria, a partir de conceitos empíricos (PEREIRA *et al*, 2002). Alguns dos métodos de estimativa são: o método de Thornthwaite, Simplificação de Camargo, de Camargo, do Tanque Classe A e de Penman-Monteith.

Cada um dos métodos acima citados foi elaborado para diferentes condições físicas e climáticas, e, portanto, consideram uma gama variada de fatores, como temperatura, época do ano, tempo disponível de luz

solar, velocidade do vento, umidade relativa do ar, fluxo de calor no solo, radiação solar líquida que atinge o solo, entre outros. Assim, a utilização de um método específico está ligada, principalmente, à disponibilidade de dados meteorológicos e semelhança das condições ambientais e físicas do local onde foi desenvolvido o método escolhido com a área de estudo a ser investigada, conforme recomenda PEREIRA *et al* (2002).

3.2 BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE

A radiação solar é a principal fonte de energia dos processos que ocorrem na superfície terrestre, é nela que está baseado o início desses processos, como a fotossíntese e a evapotranspiração, por exemplo, e, conforme aponta PEREIRA *et al* (2002), é um elemento primordial no entendimento da variação dos demais.

Além da emissão de radiação pelo Sol, a Terra também se comporta como um corpo emissor de radiação, mas essa radiação tem comprimento de onda diferente daquela emitida pelo Sol. O comprimento de onda da emissão de ambos os corpos é definido pela Lei de Wien, apresentada na equação (2):

$$\lambda_{\text{máx}} = \frac{C}{T} \quad (2)$$

Onde: $\lambda_{\text{máx}}$ = comprimento de onda ou máxima emissão (m)
 C = constante de proporcionalidade ($2,898 \times 10^{-3}$ K.m)
 T = temperatura (K)

Pela análise da Lei de Wien, tem-se que quanto maior a temperatura do corpo, menor será o comprimento de onda emitido por ele. Conforme apresentado por PEREIRA *et al* (2002), a temperatura média da Terra está ao redor de 300 K, enquanto que o Sol, tem uma temperatura aproximada de 6.000 K. Ainda, segundo o autor, pela Lei de Wien, determina-se que a energia emitida pela Terra tem $\lambda_{\text{máx}} = 10.000$ nm (radiação infravermelha termal), enquanto que a energia recebida do sol tem $\lambda_{\text{máx}} \approx 500$ nm (radiação visível).

Em virtude do comprimento de onda, a radiação emitida pelo sol é classificada como sendo de ondas curtas, enquanto que a da Terra é classificada como sendo de ondas longas. PEREIRA *et al* (2002) ainda apresenta o balanço de radiação na superfície terrestre (saldo de radiação) como o balanço de ondas curtas e o balanço de ondas longas, con-

forme apresentado na equação (3):

$$\text{BGR} = \text{BOC} + \text{BOL} \quad (3)$$

Onde: BGR = balanço geral de radiação

BOC = balanço de ondas curtas

BOL = balanço de ondas longas

Durante a passagem da radiação solar pela atmosfera, há perdas por absorção e difusão da radiação (PEREIRA *et al*, 2002). Isto significa dizer que a radiação emitida pelo sol terá menor intensidade sobre a superfície terrestre do que no topo da atmosfera, já que a radiação está sujeita ao efeito da atmosfera e seus componentes [...]. Dentre estes componentes, o vapor d'água (H₂O), o oxigênio (O₂), o ozônio (O₃) e o gás carbônico (CO₂) são os responsáveis pelas principais bandas de absorção da radiação que chega à superfície terrestre (NOVO, 2010). Uma vez ultrapassada a atmosfera, parte da radiação incidente na superfície é ainda refletida devido ao coeficiente de reflexão da superfície (albedo), fator este intrínseco ao tipo de superfície.

O balanço de ondas longas depende de fatores como a temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água nela presente (pois o vapor absorve ondas longas), da cobertura de nuvens e do poder emissor da superfície (PEREIRA *et al*, 2002).

O balanço de radiação à superfície será melhor descrito no item posterior, visto que este balanço é um importante parâmetro computado pelo modelo a ser utilizado na estimativa da evapotranspiração na bacia da Lagoa da Conceição.

3.3 **SENSORIAMENTO REMOTO**

A definição de sensoriamento remoto para SCHOWENGERDT (1997) é bastante simples, e, de acordo com o autor, sensoriamento remoto é a obtenção de medidas de propriedades de objetos da superfície terrestre a partir do uso de dados adquiridos de aviões e satélites.

NOVO (2010) já apresenta uma definição mais robusta do termo, definido pela autora como sendo a utilização conjunta de sensores, equipamentos para processamento de dados, equipamentos de transmissão de dados colocados a bordo de aeronaves, espaçonaves, ou outras plataformas, com o objetivo de estudar eventos, fenômenos e processos que ocorrem na superfície do planeta a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnéticas e as substâncias que o com-

põem em suas mais diversas manifestações.

FITZ (2010) expõe que para a aquisição de dados pelos sensores, devem existir os seguintes elementos básicos:

- ✓ Fonte/energia radiante (solar, por exemplo);
- ✓ Objeto de visada (alvo na superfície); e
- ✓ Sistema de imageamento óptico e detector (sensor).

Após a obtenção das feições das características da superfície terrestre pelos sensores, é, geralmente, realizada a manipulação digital das informações geradas pelos sensores, a partir de *softwares* de processamento digital, possibilitando então, por exemplo, uma melhor compreensão do local imageado ou ainda a geração de novos dados para suporte de tomada de decisão, entre outros tantos fins.

Ao longo do tempo, com a evolução de tecnologias no que diz respeito à detecção da radiação eletromagnética, na confecção dos sensores e também em *softwares* para manipulação das imagens, ocorreu uma substancial melhoria na qualidade do produto final gerado, o que torna a aplicação do sensoriamento remoto uma ferramenta bastante útil no desenvolvimento de estudos ambientais.

De acordo com NOVO (2010), para que houvesse um maior aproveitamento das imagens obtidas por sensores, foi necessário também se ampliar o conhecimento de processos físicos, químicos e biológicos envolvidos na interação entre a energia e a matéria. Neste sentido, serão apresentados nos itens posteriores alguns dos conceitos referentes ao sensoriamento remoto, os quais permitirão compreender com maior clareza a execução do presente trabalho.

3.3.1 FUNDAMENTAÇÃO FÍSICA

Para IBGE (2001), a radiação eletromagnética pode ser definida como sendo uma propagação de energia, por meio de variação temporal dos campos elétrico e magnético, da onda portadora. NOVO (2010) complementa ainda apontando que essa energia é originada a partir da transformação de outras formas de energia, como a energia cinética, química, térmica ou nuclear.

Essa autora ainda expõe que quando as ondas eletromagnéticas são interceptadas pela matéria, o resultado da interação dependerá das propriedades elétricas e magnéticas do material que a compõe. Isto é, o resultado da interação da radiação eletromagnética com a matéria varia

conforme a composição da matéria. Este fundamento, será abordado mais a frente, é essencial para a compreensão do comportamento dos diferentes objetos situados na superfície terrestre à radiação eletromagnética, como a vegetação, o solo exposto, a água, entre outros.

Ao conjunto de ondas eletromagnéticas que compõe o campo de radiação de um determinado objeto dá-se o nome de espectro (NOVO, 2010). A mesma autora afirma ainda que o espectro eletromagnético representa todo o conjunto de comprimentos de onda conhecidos, que vão desde os raios gama até ondas de rádio.

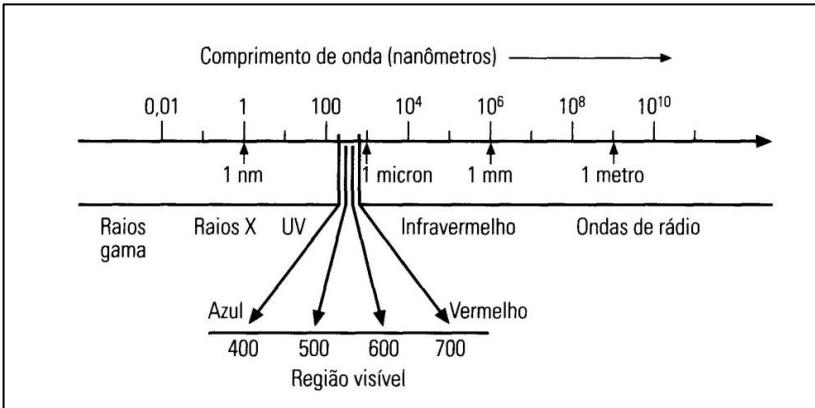


Figura 1 – Principais regiões do espectro eletromagnético
FONTE: Adaptado de NOVO (2008).

FITZ (2010) complementa que as porções situadas dentro desse espectro, baseadas nos comprimentos de onda ou frequência correspondente, são conhecidas por *bandas* ou *faixas espectrais*.

A faixa de comprimentos de onda da região do visível, assim chamada por ser distinguida pelo olho humano, é a principal porção do espectro eletromagnético para uso em sensoriamento remoto (FITZ, 2010), justamente por essa sua característica. O autor ainda acrescenta que, a faixa do infravermelho é também largamente utilizada em trabalhos de sensoriamento remoto, pelo fato de estar associada ao calor, ou seja, é um tipo de radiação emitida por corpos aquecidos.

Ainda sobre a região do infravermelho, PONZONI & SHIMABUKURO (2009) acrescentam, mais especificamente sobre o infravermelho próximo, que é nessa região que ocorre uma absorção pequena da radiação e considerável espalhamento interno da radiação na folha e também uma baixa absorção pela água. Para o infravermelho médio, os

autores explicitam que a água absorve uma parcela considerável da radiação incidente para essa faixa de comprimentos onda.

A radiação solar refletida pela superfície terrestre pode ser detectada por sensores acoplados a satélites artificiais que orbitam o planeta (FITZ, 2010), chamados de sensores passivos, possibilitando a geração de imagens.

A energia solar que incide sobre o planeta necessariamente encontra a atmosfera, podendo ser absorvida, refletida ou transmitida (FITZ, 2010). Dentre os componentes causadores de interferência, NOVO (2010) enfatiza como principais: o vapor d'água (H_2O), o oxigênio (O_2), o ozônio (O_3) e o gás carbônico (CO_2). Esses componentes são responsáveis pelas principais bandas de absorção da radiação, ou seja, pelos intervalos de comprimento de onda do espectro eletromagnético em que a energia radiante pelo sol é absorvida na atmosfera.

A interferência da atmosfera atua diferentemente para as diferentes bandas do espectro eletromagnético. Isto indica que algumas bandas sofrerão maior interferência do que outras, em função de seu comprimento de onda. Como exemplo, tem-se a região do infravermelho entre 2,5 mm e 3,5 mm, em que a radiação é quase 100% absorvida pela atmosfera e não atinge a superfície terrestre. Já a radiação do visível e do infravermelho próximo (de aproximadamente 0,4 mm a 0,9 mm) é praticamente 100% transmitida pela atmosfera e atinge a superfície terrestre (JENSEN, 2009; NOVO, 2010).

3.3.2 GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS

A compreensão de algumas das grandezas radiométricas é importante para a interpretação, análise e processamento das imagens de satélite que virão a ser utilizados neste trabalho.

A energia radiante é o ponto inicial para compreensão dos demais conceitos. VIANELLO & ALVES (2012) definem energia radiante (Q) como uma medida da capacidade que a radiação tem de *executar trabalho*, ou seja, alterar o estado da matéria com a qual interage (por exemplo, a mudança na temperatura de um sensor de radiação).

Por consequência, entende-se fluxo radiante (ϕ) como a quantidade de energia radiante que passa por um ponto em determinado período de tempo, sendo expressa em Watt (W) ou Joules por segundo ($J.s^{-1}$).

A irradiância (E_λ) pode ser compreendida como a densidade de fluxo radiante sobre uma superfície. Isto significa dizer que irradiância é a quantidade de energia que incide sobre uma área, durante certa quanti-

dade de tempo, em unidade de Watt.m^2 (VIANELLO & ALVES, 2012).

A radiância (L_λ) é a intensidade média do fluxo radiante refletido, originado de todas as infinitas intensidades provenientes de cada um dos infinitos pontos existentes na superfície de um objeto. Em sensoriamento remoto, seria a intensidade da radiação eletromagnética medida em cada ponto da superfície, contida no ângulo sólido. O ângulo sólido é um cone imaginário, cujo vértice é um ponto na superfície terrestre que reflete a radiação incidente e, a base do cone, a dimensão da ótica do sensor do satélite, que recebe o fluxo radiante refletido pelo ponto na superfície (PONZONI & SHIMABUKURO, 2009). Desta maneira, L_λ é expressa em $\text{Watt.sr}^{-1}.\text{m}^{-2}$.

A irradiância é um parâmetro de intensidade, sendo variável, para um mesmo comprimento de onda e para uma mesma fonte de radiação específica. Isto fica evidenciado na análise da curva de radiação solar no topo da atmosfera e ao nível do mar (após interagir com a atmosfera), como apresentado na Figura 2, em que é possível observar a interferência da atmosfera na densidade do fluxo radiante do sol, que chega à superfície terrestre. Desta maneira, oscilações da fonte de energia e interferências da atmosfera geram variações em E_λ e, por consequência, em L_λ , inviabilizando o uso destes parâmetros para caracterização espectral dos objetos na superfície e aplicação de diversas técnicas de sensoriamento remoto. Torna-se importante, então, a compreensão de outro conceito, o de reflectância (ρ_λ) (PONZONI & SHIMABUKURO, 2009).

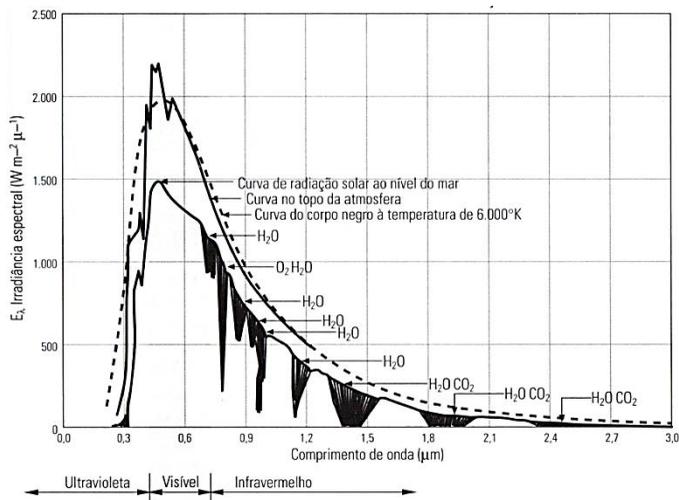


Figura 2 – Janelas de transmissão e bandas de absorção
FONTE: Adaptado de NOVO (2010)

Reflectância é a propriedade de um determinado objeto em refletir a radiação eletromagnética sobre ele incidente, ou seja, é a razão entre o fluxo refletido e o fluxo incidente sobre a superfície (JENSEN, 2009). É um parâmetro variável para cada um dos diferentes comprimentos de onda, de acordo com as características de superfície.

Por fim, destaca-se ainda a transmitância (τ), razão entre o fluxo transmitido e o fluxo incidente sobre a superfície (NOVO, 2010).

3.3.3 COMPORTAMENTO ESPECTRAL DOS ALVOS

Para uma correta interpretação das informações presentes nas imagens de sensoriamento remoto, é preciso que se conheça o comportamento dos objetos da superfície terrestre em relação à radiação incidente, em diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético.

NOVO (2010) ratifica que a análise pura e simples de uma curva espectral de determinado objeto da superfície não fornece informações suficientes sobre ele, a menos que haja informações sobre as condições da aquisição de dados.

As imagens de um alvo, captadas em diferentes faixas do espectro eletromagnético, apresentam reflectâncias específicas, de acordo com o material atingido (FITZ, 2010). Para exemplificar, a Figura 3

apresenta as reflectâncias médias para água, solo e vegetação fotossinteticamente ativa.

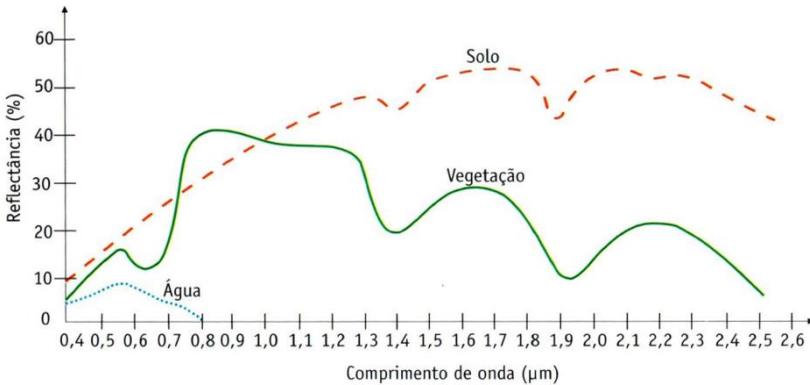


Figura 3 – Comportamento espectral do solo, vegetação e água
FONTE: Adaptado de FITZ (2010)

Segundo NOVO (2010), o comportamento da vegetação à radiação até $0,7 \mu\text{m}$, é de baixa reflectância ($\rho < 20\%$), dominando a absorção da radiação incidente pelos pigmentos da planta. De $0,7$ a $1,3 \mu\text{m}$, tem-se a região dominada pela alta reflectância da vegetação, entre 30% e 40% . Por fim, entre $1,3$ e $2,5 \mu\text{m}$, a reflectância da vegetação é dominada pelo conteúdo de água das folhas. Nessa região, encontram-se dois máximos de absorção pela água (em $1,4$ e $1,95 \mu\text{m}$).

Para o solo exposto, a reflectância aumenta gradativamente até o infravermelho médio. Quando o solo está úmido, a curva é semelhante ao que se vê na Figura 3, mas com valores mais baixos em todas as faixas espectrais (IBGE, 2001). As características do solo como conteúdo de ferro, de matéria orgânica, condições de drenagem, entre outros, alteram a curva de reflectância espectral média, cada uma de uma forma específica, dependendo das características do solo.

A água, no estado líquido, apresenta baixa reflectância, entre $0,38$ e $0,70 \mu\text{m}$ ($\rho < 10\%$), e absorve toda radiação acima de $0,7 \mu\text{m}$. Quanto mais pura (sem constituintes suspensos ou dissolvidos), mais baixa é sua reflectância, devido ao pequeno coeficiente de espalhamento e elevada transmitância. Os componentes que afetam o comportamento espectral da água são chamados de componentes opticamente ativos e podem ser formados por: 1) organismos vivos (fitoplâncton, por exemplo); 2) partículas em suspensão (orgânicas e inorgânicas); 3) substâncias orgânicas dissolvidas (NOVO, 2010).

O asfalto e o concreto são materiais que compõem grande parte da cobertura do solo, logo, o conhecimento dos seus comportamentos espectrais também é importante na identificação dos objetos da superfície terrestre. Nas áreas construídas verifica-se, para a maioria dos materiais, um ligeiro aumento da reflectância do visível para o infravermelho próximo, sendo que o concreto destaca-se pela reflectância relativamente alta em relação ao asfalto (Figura 4) (IBGE, 2001).

3.3.4 RESOLUÇÕES EM SENSORIAMENTO REMOTO

Junto às imagens de satélite, tem-se uma série de informações sobre: o dia, horário e posição do local de aquisição das imagens, o sensor imageador, ângulo de elevação do sol, entre outras informações, as quais servem de auxílio para ajustes e correções no desenvolvimento de produtos oriundos do sensoriamento remoto.

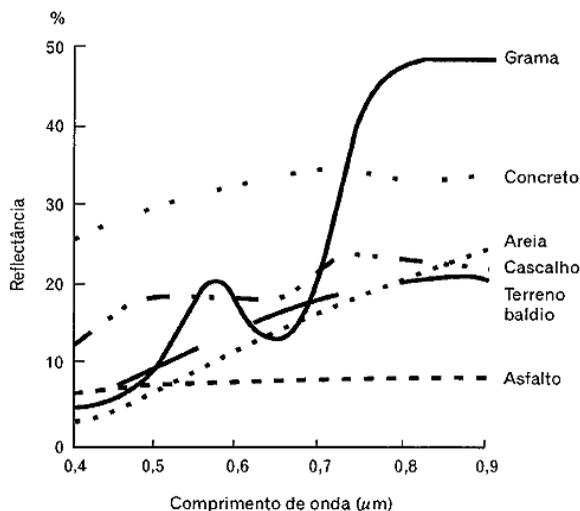


Figura 4 – Comportamento espectral de feições urbanas/suburbanas
FONTE: Adaptado de IBGE (2001) in ASP (1983)

Dentre aquelas informações, destacam-se as resoluções espacial, radiométrica, espectral e temporal do sensor. Essas resoluções influenciarão na qualidade e no tipo de produtos gerados no processamento digital dessas imagens.

Nos itens a seguir serão abordados os diferentes tipos de resolução em sensoriamento remoto e as suas finalidades.

3.3.4.1 RESOLUÇÃO ESPACIAL

Para NOVO (2010), a resolução espacial representa a menor feição passível de detecção pelo sensor.

IBGE (2001) define resolução espacial como sendo a habilidade que um sensor possui de distinguir objetos que estão próximos espacialmente, sendo a referência mais usada para a resolução espacial o tamanho do *pixel*.

Um *pixel* representa uma área da superfície da Terra, e a cada *pixel* está associado um valor numérico que indica a intensidade da radiação eletromagnética da área da superfície correspondente ao *pixel*. Em geral, apenas os objetos maiores do que a área do *pixel* podem ser identificados (IBGE, 2001).

A intensidade da radiação eletromagnética de cada *pixel* é frequentemente expressa por números digitais (ou níveis de cinza). Cada número digital (ND) é representado por uma tonalidade de cinza que varia do preto (nível mínimo) ao branco (nível máximo), sendo também referido como o brilho do *pixel* (IBGE, 2001).

Na Tabela 1 estão listados alguns dos satélites e os sensores que carregam consigo e as suas respectivas resoluções espaciais e a escala das imagens por eles geradas.

Tabela 1 – Escalas de trabalho indicadas para algumas imagens

Sensor	Resolução espacial	Escala
NOOA/AVHRR	1 km	< 1 000 000
RESURS-01	160 m	1:500 000 a 1:1 000 000
LANDSAT/MSS	80 m	1:250 000 a 1:500 000
LANDSAT/TM	30 m	1:100 000 a 1:250 000
SPOT MULTIESP	20 m	1:50 000 a 1:100 000
SPOT PANCROMÁTICO	10 m	1:25 000 a 1:50 000

FONTE: IBGE (2001)

3.3.4.2 RESOLUÇÃO RADIOMÉTRICA

A resolução radiométrica refere-se aos níveis digitais, representa-

dos por níveis de cinza numa imagem. Ela é expressa pelo número de dígitos binários (*bits*) necessários para armazenar o valor máximo de número digital dos *pixels* (IBGE, 2001).

NOVO (2010) acresce ainda que, a resolução radiométrica descreve a capacidade de um sensor de discriminar diferenças entre intensidades de sinais provenientes dos alvos detectados, quanto menor a diferença entre sinais detectados, maior a resolução radiométrica de um sensor.

3.3.4.3 RESOLUÇÃO ESPECTRAL

FITZ (2010) relaciona a resolução espectral com a banda espectral captada pelo equipamento (sensor), em outras palavras, a capacidade de detecção da radiação (número de canais) do sensor utilizado em função do intervalo de comprimento de onda utilizado pelo mesmo.

NOVO (2010) exemplifica a seguinte situação: um sistema sensor que opera na faixa de 0,4 a 0,5 mm tem uma resolução espectral maior que um sensor que opera na faixa de 0,4 a 0,6 mm, pois este sensor será capaz de registrar pequenas variações no comportamento espectral em regiões mais estreitas do espectro eletromagnético.

3.3.5 CONVERSÃO DE ND PARA VALORES FÍSICOS

A conversão do número digital de imagens tem como objetivo permitir a caracterização espectral de objetos, bem como permitir a elaboração de cálculos que incluem dados de imagens de diferentes bandas espectrais ou de diferentes sensores (PONZONI & SHIMABUKURO, 2009).

De posse do conhecimento de algumas características do sensor imageador e das condições ambientais no momento da geração das imagens, pode-se realizar a conversão do ND das imagens para valores físicos de radiância e reflectância.

A conversão do número digital permite, por exemplo, a comparação de imagens do mesmo local para diferentes bandas espectrais, como a banda do azul e a do vermelho, uma vez que, originalmente, essas imagens terão diferentes números digitais para um determinado alvo na superfície terrestre. A água, por exemplo, se comporta de forma diferente conforme a banda espectral em análise.

O parâmetro efetivamente medido pelos sensores orbitais é a ra-

diância, porém, este parâmetro radiométrico é dependente da radiação radiada pela fonte e passa a não ser um parâmetro mais apropriado para avaliações das propriedades espectrais de objetos (PONZONI & SHIMABUKURO, 2009). Os autores ainda indicam que a reflectância passa a assumir um papel de destaque nesses tipos de estudo (avaliações das propriedades espectrais de objetos).

Em geral, a reflectância é representada por um Fator de Reflectância Bidirecional aparente (o termo *aparente* se refere ao fato de que a reflectância utilizada no cálculo do fator de reflectância é aquela no topo da atmosfera e não no local do objeto). A conversão de valores de ND para FRB aparente se dá, inicialmente, por uma conversão do ND da imagem para valores de Radiância Bidirecional aparente, utilizando-se os parâmetros de calibração obtidos em missões de calibração antes do lançamento do satélite, conforme apontam PONZONI & SHIMABUKURO (2009).

Obtidos os valores de Radiância Bidirecional aparente, calcula-se então o FBR aparente, pela seguinte equação, proposta por Markham e Barker, em 1986:

$$\rho_a = \frac{(\pi \times L_0(\lambda) \times d^2)}{E_{sun\lambda} \times \cos\theta} \quad (4)$$

Onde: ρ_a = FRB aparente

$L_0(\lambda)$ = radiância bidirecional aparente

d = distância Sol-Terra em unidades astronômicas

$E_{sun\lambda}$ = irradiância média do sol no topo da atmosfera

θ = ângulo solar zenital

PONZONI & SHIMABUKURO (2009) apresentam que, após a conversão do ND de uma imagem para o FBR aparente, torna-se possível realizar operações aritméticas utilizando dados de imagens de diferentes bandas espectrais para um mesmo sensor ou entre sensores diferentes, pois os novos ND representam um parâmetro físico apresentado em uma mesma escala.

Contudo, os autores ainda fazem uma ressalva, ao afirmarem que ainda não é possível realizar a caracterização espectral de um objeto na superfície, dado que intrínsecos aos valores de FBR aparente encontram-se os efeitos da atmosfera.

Para amenizar esta interferência da atmosfera, os autores indicam a utilização de alguns métodos de correção, como o método de Correção

Atmosférica pelo *Pixel Escuro (Dark Object Subtraction-DOS)*. São indicados ainda modelos de transferência radiativa como o *Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance Algorithm (MODTRAN)* e o *Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S)*.

3.3.5.1 ÍNDICES DE VEGETAÇÃO

Para LIU (2006), nas aplicações de sensoriamento remoto, cientistas desenvolveram os índices de vegetação para monitorar e quantificar as condições e distribuições espaciais das vegetações, usando os dados de refletâncias espectrais da radiação eletromagnética. Ainda de acordo com esse autor, o índice de vegetação ideal deve ser sensível à vegetação, insensível ao fundo do solo e não ter interferências da atmosfera.

PONZONI & SHIMABUKURO (2009) ressaltam que, a não conversão dos números digitais das imagens em valores físicos como radiância ou FBR, podem inferir em graves erros, visto que os números digitais não estão em uma mesma escala radiométrica nas diferentes bandas. Isto significa que o ND de uma cena na banda do vermelho, por exemplo, é diferente do ND dessa mesma cena na banda do azul, portanto a conversão se faz necessária no sentido de ajustar os ND para uma mesma escala radiométrica.

Os autores ainda indicam que, quanto menores forem os comprimentos de onda, maior será a interferência da atmosfera, por isso, privilegia-se a região do vermelho em detrimento à do azul e à do verde.

Os índices de vegetação permitem, além da diferenciação dos objetos da superfície entre vegetação e não vegetação, a avaliação das condições de crescimento de culturas, os ocorrências de doenças pragas, déficit hídrico, geadas, entre outros critérios, conforme aponta LIU (2006).

IBGE (2001) expõe que, os índices de vegetação são baseados no fato de que a clorofila apresenta intensa absorção na região do visível (particularmente na faixa do vermelho) e intensa reflectância na região do infravermelho próximo. Então, o índice de vegetação mais simples seria dado pela subtração do canal do infravermelho próximo pelo canal do vermelho. Os valores mais elevados seriam indicativos de vegetação sadia e as áreas dessa vegetação são ressaltadas (ND mais altos) na imagem resultante.

Há diversos índices de vegetação, cada qual com a sua particula-

ridade, seja para um sensor específico, para reduzir a influência espectral do solo e/ou da atmosfera nos resultados, entre tantas outras particularidades.

No presente estudo, os índices de vegetação NDVI e SAVI serão utilizados como dados de entrada no modelo SEBAL, para estimar a evapotranspiração.

Segundo IBGE (2001), o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) é um dos índices de vegetação baseado na razão entre bandas, conforme já comentado anteriormente, e foi desenvolvido em 1973 por ROUSE *et al*, sua equação é:

$$NDVI = \frac{(\rho_{IV} - \rho_V)}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (5)$$

Onde: NDVI = índice de vegetação por diferença normalizada (adimensional)

ρ_{IV} = reflectância na região do infravermelho próximo

ρ_V = reflectância na região do vermelho visível

GIONGO (2011) afirma que o NDVI é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde, com valores variando entre -1 e +1. Para superfícies com alguma vegetação o NDVI varia entre 0 e 1, já para a água e nuvens o NDVI é, geralmente, menor que zero.

O SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) é um índice de vegetação que visa atenuar os efeitos de *background* do solo nas imagens, atenuação esta obtida a partir da introdução da constante L. O cálculo do índice se dá por:

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (6)$$

Onde: SAVI = índice de vegetação ajustado para o solo (adimensional)

L = fator de correção

De acordo com PONZONI & SHIMABUKURO (2009 *apud* HUETE, 1988), os valores ótimos de L são:

- ✓ L = 1 (baixa densidade de vegetação);
- ✓ L = 0,5 (densidades médias);
- ✓ L = 0,25 (densidades altas).

Para este estudo adotou-se o valor de L como sendo 0,5.

3.4 SEBAL

O modelo para estimativa da evapotranspiração *Surface Energy Balance Alorhythm for Land* – SEBAL – foi desenvolvido em 1995 por Wim Bastiaanssen e estima a evapotranspiração através de um algoritmo a partir do saldo de radiação à superfície, do fluxo de calor através do solo e do fluxo de calor sensível no ar (ALLEN *et al*, 2002).

A maior vantagem da aplicação do sensoriamento remoto em processos evapotranspirativos é que a água utilizada no sistema solo-água-vegetação pode ser derivada diretamente sem a necessidade de quantificar outros processos hidrológicos complexos (BASTIAANSSEN, 2000). Citam-se ainda como alguns desses processos, a infiltração e o armazenamento da precipitação na bacia, processos de complexas estimativas e bastante variáveis dentro da própria bacia hidrográfica.

De acordo com BASTIAANSSEN *et al* (1998), os algoritmos de fluxo mais comuns que utilizam o sensoriamento remoto são insatisfatórios no que diz respeito ao estudo de bacias hidrográficas heterogêneas. O autor apresenta ainda algum dos pontos insatisfatórios:

- ✓ A disponibilidade de medições distribuídas em campo de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento durante a passagem do satélite é restrita. Alguns algoritmos que utilizam o sensoriamento remoto requerem parâmetros da superfície que só são medidos por meio de longos estudos de campo;
- ✓ Muitos dos algoritmos baseados no sensoriamento remoto são utilizados juntamente com dados hidrológicos e modelos de camadas da atmosfera terrestre, o que faz operação de aplicação do algoritmo em escala regional trabalhosa;
- ✓ As observações a partir do sensoriamento remoto fornecem basicamente uma imagem instantânea das propriedades radiativas da superfície. As bases de dados para agregar informações diárias dos fluxos de superfície e as imagens instantâneas são, geralmente, escassas.

O SEBAL foi desenvolvido para corrigir esses e outros problemas apresentados pelo autor. Segundo este, a utilização de poucos dados sobre o solo, por exemplo, é um dos fatores que facilitam quando na utilização do modelo. Nele, a evapotranspiração é calculada a partir de

imagens de satélite (obtidas gratuitamente) e dados meteorológicos (velocidade do vento, temperatura etc.) considerando-a como sendo o fluxo de calor latente, residual do balanço de energia à superfície.

BASTIAANSSEN *et al* (2005) realizaram um levantamento de trabalhos onde o SEBAL foi utilizado como ferramenta para estimativa da evapotranspiração em diferentes condições climáticas, de superfície, de bacias hidrográficas e de escalas. O modelo fora aplicado em mais de 30 países ao redor do mundo ao longo de 10 anos. A precisão da estimativa de evapotranspiração diária obtida pelo SEBAL e para escalas da ordem de 100 ha foi de 85%. Para períodos sazonais, as diferenças foram entre 1% e 5%. O autor conclui que a utilização do SEBAL nos mais variados climas e ecossistemas em mais de 10 anos mostra que a técnica é válida.

UDA (2012) fez um levantamento dos trabalhos onde se utilizou o SEBAL na estimativa da evapotranspiração e foram comparados os resultados obtidos pelo modelo aos métodos de balanço hídrico, e, os resultados obtidos no SEBAL se mostraram bastante satisfatórios.

ALLEN *et al* (2002) aponta que, como o satélite fornece informações apenas sobre o momento de passada, o SEBAL calcula a o fluxo de evapotranspiração instantâneo apenas para o momento da imagem. Os autores ainda afirmam que o fluxo da evapotranspiração é calculado para cada *pixel* da imagem como um residual do balanço de energia de acordo com a equação (7):

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (7)$$

Onde: λET = valor instantâneo do fluxo de calor latente para o momento de passagem do satélite ($W.m^{-2}$);

R_n = saldo de radiação à superfície ($W.m^{-2}$);

G = fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$)

H = fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$).

Na Figura 5, pode-se visualizar o balanço de energia à superfície em forma de imagem.

O termo R_n é usado para indicar o saldo do balanço de radiação, de ondas curtas e longas. O saldo entre a quantidade de energia radiante que incide sobre a superfície terrestre e a quantidade de energia radiante que dela emerge, representa a quantidade de energia disponível para os processos de aquecimento da atmosfera, evapotranspiração, aquecimento do solo e da água (FOLHES, 2007).

De acordo com ALLEN *et al* (2002), o saldo da radiação à super-

fície representa a energia radiante real disponível na superfície, e é computado subtraindo-se todos os fluxos de saída dos fluxos de entrada de radiação, conforme mostra a equação (8):

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad (8)$$

Onde: $R_{s\downarrow}$ = radiação incidente de ondas curtas (W/m^2);

α = albedo da superfície (adimensional);

$R_{L\downarrow}$ = radiação incidente de ondas longas (W/m^2);

$R_{L\uparrow}$ = radiação emitida de ondas longas (W/m^2);

ε_o = emissividade da superfície na região do infravermelho (adimensional)

Quanto ao fluxo de calor no solo, FOLHES (2007) discorre que o processo de transferência de energia por condução no solo (G) corresponde a um elemento de armazenamento, que atua como absorvedor de calor durante períodos de alta radiação solar (período diurno), e como fonte de calor durante períodos sem radiação solar incidente (período noturno). ALLEN *et al* (2002) explicitam que o fluxo de calor no solo é calculado empiricamente utilizando índices de vegetação, temperatura e albedo da superfície.

Acerca do último termo relativo à equação (3), ponto chave do modelo SEBAL, FOLHES (2007) apresenta que a densidade de fluxo de calor sensível (H) corresponde à energia que é transmitida para as camadas atmosféricas pelos processos de condução e convecção. A superfície terrestre absorve a radiação solar e aquece o ar em contato com ela, o ar aquecido se torna menos denso e sobe, carregando consigo energia. O calor sensível pode ser descrito como sendo proporcional ao gradiente vertical de temperatura entre a superfície e as camadas da atmosfera. ALLEN *et al* (2002) afirmam que o fluxo de calor sensível é calculado a partir de dados de velocidade do vento, rugosidade estimada da superfície e diferenças de temperatura do ar e da superfície.

Para uma estimativa de evapotranspiração representativa, ALLEN *et al* (2002) sugerem algumas recomendações:

- ✓ Que as condições de obtenção da imagem sejam para uma condição de céu limpo, devido aos erros que podem incorrer na leitura dos dados da banda do termal e no consequente cálculo do fluxo de calor sensível;
- ✓ Devem ser obtidas as informações de cabeçalho na obtenção da imagem, pois lá estão contidos alguns dados como a data e o

horário de passada do satélite, a latitude e a longitude do centro da imagem e o ângulo de elevação do Sol no momento de passada, por exemplo. Estes dados são importantes quando na estimativa do residual do balanço de energia à superfície, já que implicam na radiação solar incidente na superfície;

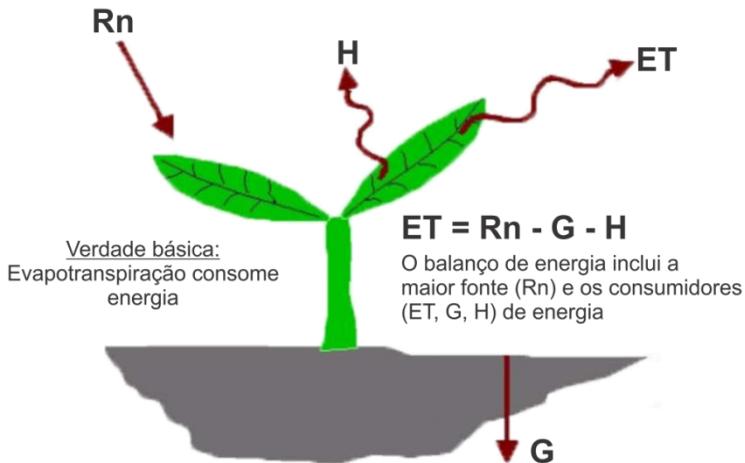


Figura 5 – Balanço de energia na superfície adotado pelo SEBAL
Fonte: Adaptado de ALLEN *et al* (2002).

- ✓ Elaboração de um mapa de uso e cobertura do solo, elemento importante na determinação da rugosidade da superfície;
- ✓ Obtenção de dados meteorológicos, como velocidade horária do vento, precipitação diária, condições de umidades, radiação solar e temperatura horárias, entre outros parâmetros.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo deste trabalho é a bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição, situada na porção leste do município de Florianópolis – SC, entre as latitudes $27^{\circ}27'22.10''$ S e $27^{\circ}38'37.99''$ S e longitudes $48^{\circ}24'55.08''$ O e $48^{\circ}28'25.47''$ O. A Figura 6 apresenta a localização da área de estudo.

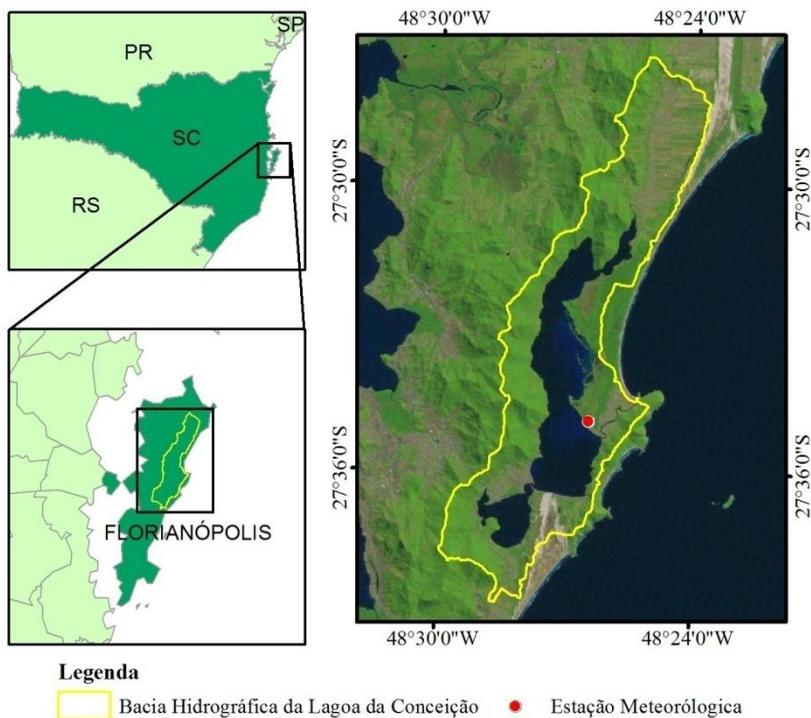


Figura 6 – Localização da área de estudo

A área de drenagem da bacia hidrográfica é de aproximadamente 78 km² com formato alongado no sentido norte-sul. É limitada a oeste por linhas de morro com altitudes de 400 a 496 metros na forma de cristas contínuas e a leste por feixes de restinga e costões rochosos separando a lagoa do mar (NETO, 2007).

A laguna inserida dentro da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição ocupa uma área de 20,65 km². O corpo d'água possui uma exten-

são de 13,5 km no sentido Norte-Sul, e largura variável entre 0,15 e 2,5 km, com profundidade média de 1,7m e máxima de 8,9m (GODOY, 2007).

A bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição possui grande importância por constituir um patrimônio natural, arqueológico, econômico, pelos seus usos múltiplos, destacando-se as atividades turísticas e pesqueiras. Entretanto, nos últimos anos a atividade pesqueira diminuiu muito e o lançamento clandestino de esgoto tem aumentado, sendo um problema frequente (FILHO & TIRLONI, 2009 *apud* CECCA, 1997).

4.2 CLIMA

O litoral catarinense é dominado pelo clima subquente super úmido e Florianópolis possui temperatura média oscilando entre 18° e 15°C no inverno e entre 26° 24°C no verão. A temperatura média anual é de 20,4°C (GODOY, 2009 *apud* CECCA, 1997).

O clima da região, de acordo com a classificação Köppen, é Cfa, ou seja, clima subtropical constantemente úmido, sem estação seca, com verão quente (temperatura média do mês mais quente > 22 °C) (THOMÉ *et al*, 1999).

Segundo ODRESKI (2012, *apud* SILVA, 2002), a temperatura média anual fica em torno de 20° C e a umidade relativa média do ar acima de 80%.

A região caracteriza-se como tendo um clima agradável devido à maritimidade, controlada pelas Massas Polar Marítima e Tropical Marítima, com amplitudes térmicas medianas ao longo do ano devido à circulação de brisas terrestres e marítimas decorrentes da proximidade com o mar (ODRESKI, 2012 *apud* NIMER, 1979).

Na Tabela 2 estão apresentados os dados climatológicos médios para o município de Florianópolis. Observa-se ao rodapé da tabela a quantidade de anos de observação para a geração dos valores apresentados.

Tabela 2 – Dados climatológicos do município de Florianópolis

Mês	Temp. Média (°C) ¹	Temp Máx (°C) ²	Temp Mín (°C) ³	Prec. Total (mm) ⁴	Dias de Chuva ⁵	Umid. Relat. (%) ⁶	Veloc. Vento (m/s) ⁷	Dir. do Ven. ⁸
Jan	24,5	38,2	10,0	196,7	14,8	80,9	3,5	N
Fev	24,6	38,8	14,8	186,7	14,6	81,5	3,6	N
Mar	24,1	36,9	10,2	170,0	14,2	81,7	3,4	N
Abr	21,8	35,4	7,7	128,8	11,2	81,6	3,1	N
Mai	19,4	33,5	3,3	107,2	8,9	82,4	2,8	N
Jun	17,4	32,0	1,7	85,2	8,4	83,3	2,9	N
Jul	16,3	32,7	1,4	82,6	8,8	83,1	3,1	N
Ago	16,8	35,0	1,3	94,3	9,1	82,5	3,6	N
Set	17,8	32,9	4,9	117,1	11,6	82,8	3,8	N
Out	19,4	32,5	7,8	132,4	12,8	81,4	4,1	N
Nov	21,2	37,5	9,4	131,8	12,5	79,6	4,2	N
Dez	23,0	38,2	12,5	141,9	13,1	79,5	4,0	N
Ano Obs. ⁹	90	72	71	90	62	90	78	90

FONTE: Adaptado de GODOY (2009 *apud* EPAGRI, 2007)

¹ temperatura média

² temperatura máxima

³ temperatura mínima

⁴ precipitação total

⁵ número de dias de chuva no mês

⁶ umidade relativa

⁷ velocidade do vento

⁸ direção do vento

⁹ quantidade de anos observados

4.3 VEGETAÇÃO

A paisagem da bacia é marcada por diferentes ecossistemas da Mata Atlântica como marismas, restinga, capoeira e capoeirões, floresta quaternária e reflorestamento de pinus (*Pinus eliottii*) que se estendem sobre as dunas do cordão litoral, na área ocupada pelo Parque Estadual do Rio Vermelho. Nas encostas do setor oeste da bacia há o predomínio de Floresta Ombrófila Densa de estágio secundário com presença de

cedros, canelas e figueira (FILHO & TIRLONI, 2009).

4.4 USO E OCUPAÇÃO DO SOLO

O processo de interiorização da Ilha de Santa Catarina teve início por volta de 1750, e foi realizado por imigrantes açorianos, que se estabeleceram junto à Lagoa, formando a freguesia de Nossa Senhora da Conceição da Lagoa. O estilo de loteamento da região se deu ao modo português, com faixas estreitas e longas. Atualmente, a bacia da Lagoa da Conceição é habitada tanto pela comunidade nativa como por grupos de pessoas vindas de diferentes regiões do País, principalmente de São Paulo e Rio Grande do Sul (FILHO & TIRLONI, 2009).

Em estudo realizado por GODOY (2007), a partir de fotografias aéreas de 2004 sobre a área da bacia da Lagoa da Conceição, o autor identificou que havia, para aquela época, a distribuição de uso e ocupação do solo apresentada na Tabela 3.

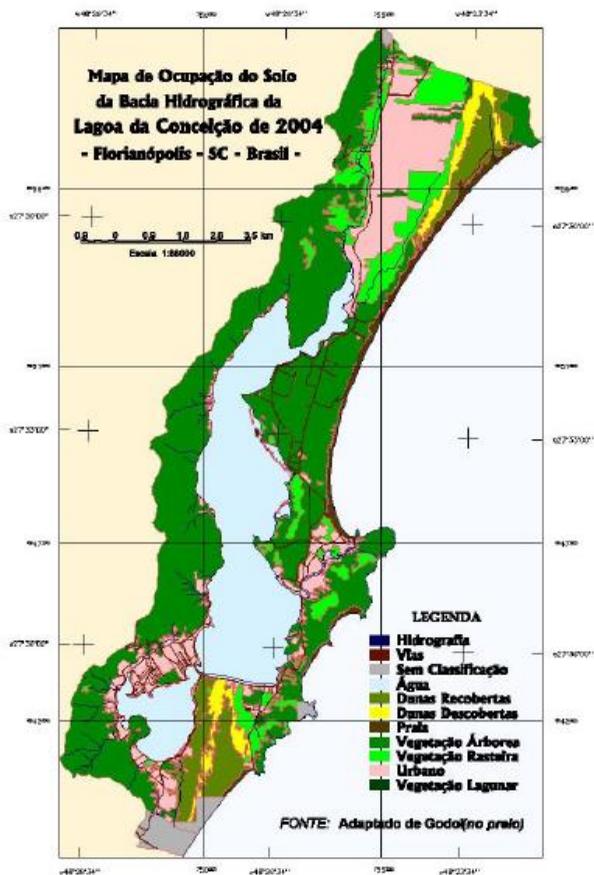
Tabela 3 – Uso e ocupação do solo para a bacia da Lagoa da Conceição para o ano de 2004

Tipo de cobertura do solo	Percentual em relação à área da bacia (%)
Vegetação arbórea	55,39
Área urbana	17,86
Vegetação suprimida	11,95
Dunas e praias	13,67
Não classificada*	1,13

*A classificação não foi realizada por falta de fotografias ou por imagens recobertas por nuvens

FONTE: GODOY (2007)

Na Figura 7 está apresentado o mapa de uso e cobertura do solo gerado por GODOY (2007). Observa-se que mais da metade da área da bacia hidrográfica é coberta por vegetação arbórea, a qual representa um papel bastante significativo no que diz respeito à evapotranspiração.



**Figura 7 – Mapa de uso e cobertura do solo da bacia da Lagoa da Conceição para o ano de 2004
FONTE: Adaptado de GODOY (2007)**

5 MATERIAIS

O pré-processamento das imagens (recorte, georreferenciamento, etc), e a modelagem do algoritmo SEBAL foram realizados no *software ERDAS IMAGINE 9.2*. Após geradas as imagens de evapotranspiração, a extração de dados *pixel-a-pixel* e a geração dos *layouts* dos mapas de evapotranspiração foram feitos no *software ArcGIS 9.3*.

Os dados meteorológicos foram obtidos junto à estação meteorológica administrada pelo Laboratório de Hidráulica Marítima da Universidade Federal de Santa Catarina, nas imediações da Barra da Lagoa, no município de Florianópolis. A estação meteorológica é automática, do tipo *Davis* modelo *Vantage Pro 2* (Figura 6), e conta com sensores de precipitação, temperatura, pressão atmosférica, radiação, intensidade e direção do vento e umidade. A estação opera desde o ano de 2005 e está localizada nas coordenadas 27°34'56''S e 48°26'27''O. Para o presente trabalho utilizou-se os dados horários de velocidade do vento, precipitação, umidade, pressão do vapor, radiação solar, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho.

Devido à ausência de dados de radiação para os anos de 2005 e 2006, se utilizou os dados da estação meteorológica administrada pela EPAGRI, localizada no município de São José na latitude 27°36'07" e longitude 48°37'11".

As imagens de satélite empregadas no trabalho foram obtidas, de forma gratuita, pelo *website* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>) e pelo *website* da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (<http://earthexplorer.usgs.gov/>), após um simples cadastro neste. Utilizou-se as imagens do satélite Landsat 5 com o sensor *Thematic Mapper* (TM).

O programa Landsat constitui-se em uma série de 7 satélites desenvolvidos e lançados pela NASA a intervalos médio de 3 a 4 anos. A missão do programa Landsat foi proporcionar a aquisição repetitiva de dados multiespectrais calibrados para permitir comparações do estado da superfície terrestre ao longo do tempo (NOVO, 2010). As características do sensor *ThematicMapper*, a bordo com satélite Landsat 5 se encontra na Tabela 4.

Ao total, foram utilizadas 19 imagens entre os anos de 2005 e 2011. Cabe citar que diversas imagens foram descartadas pelos mais variados como precipitação anterior à data de obtenção da imagem, ausência de dados meteorológicos, excesso de nuvens, entre outros.

Tabela 4 – Características do sensor TM

Características do sensor TM	
Altura de órbita	705 km
Largura faixa imageada	185 km
Resolução espacial	30 m
Resolução temporal	16 dias
Resolução radiométrica	8 bits
Resolução espectral (μm)	Banda 1 0,45 a 0,52 (azul)
	Banda 2 0,52 a 0,60 (verde)
	Banda 3 0,63 a 0,69 (vermelho)
	Banda 4 0,76 a 0,90 (infravermelho próx.)
	Banda 5 1,55 a 1,75 (infravermelho médio)
	Banda 6 10,4 a 12,5 (infravermelho termal)
	Banda 7 2,08 a 2,35 (infravermelho médio)

FONTE: NOVO (2010)

6 METODOLOGIA

O fluxograma metodológico do trabalho proposto encontra-se apresentado na Figura 8.

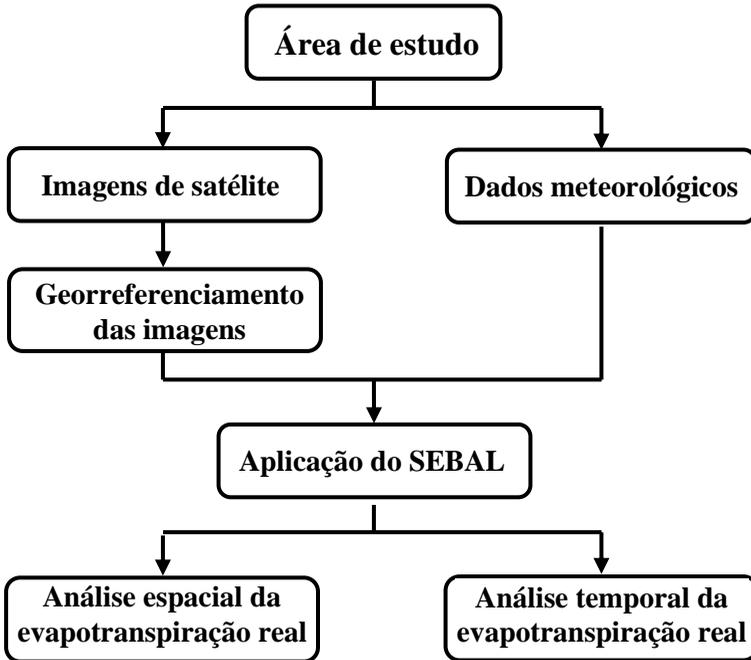


Figura 8 – Fluxograma metodológico

6.1 IMPLEMENTAÇÃO DO SEBAL

A aplicação do algoritmo SEBAL foi realizada no *software ER-DAS IMAGINE 9.2*, com o auxílio da ferramenta *Model Maker*, a qual possibilita a geração de cálculos *pixel-a-pixel* a partir das imagens Landsat obtidas. Ao total, foram processadas 19 imagens entre os anos de 2005 e 2011, além dos dados meteorológicos para o horário mais próximo ao de passagem do satélite. A Tabela 5 mostra as datas das imagens utilizadas e os principais dados meteorológicos necessários ao SEBAL.

Tabela 5 – Dados meteorológicos das imagens processadas

Imagem	Temperatura média (°C)	Velocidade do vento (m/s)	Radiação de ondas curtas incidentes (W/m²)
21/11/2005	25,1	2,22	816,75
18/02/2006	26,8	1,78	660,69
01/06/2006	19,8	0,89	395,01
19/07/2006	21,8	1,33	358,02
20/08/2006	17	1,33	489,51
29/08/2006	15,7	5,81	557,82
05/09/2006	12,1	3,58	594,54
07/10/2006	20,4	1,78	675,00
04/06/2007	19,1	0,44	433,00
01/02/2009	29,2	0,44	843,00
17/05/2009	23,1	0,89	551,00
24/05/2009	23,8	0,00	514,00
12/08/2009	19,9	2,69	596,00
04/02/2010	33,5	2,22	810,00
02/04/2010	27,9	1,78	711,00
27/05/2010	21,2	1,78	516,00
03/11/2010	25,1	1,78	889,00
05/04/2011	23,8	0,44	683,00
12/09/2011	18,9	3,58	709,00

FONTA: Dados meteorológicos das estações EPAGRI e LAHIMAR

As equações empregadas para o cálculo do algoritmo SEBAL serão apresentadas na sequência, a partir de ALLEN *et al* (2002).

6.1.1 SALDO DE RADIAÇÃO (R_N)

O saldo de radiação na superfície terrestre é calculado a partir do balanço de energia entre a radiação solar e termal, incidente e refletida ou emitida da superfície:

$$R_n = (1 - \alpha_{sup})R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (9)$$

Onde: $R_{s\downarrow}$ = radiação incidente de ondas curtas (W/m^2);

α = albedo da superfície (adimensional);

$R_{L\downarrow}$ = radiação incidente de ondas longas (W/m^2);

$R_{L\uparrow}$ = radiação emitida de ondas longas (W/m^2);

ε_0 = emissividade da superfície na região do infravermelho (adimensional)

A Figura 9 apresenta o fluxograma de cálculo do saldo de radiação à superfície.

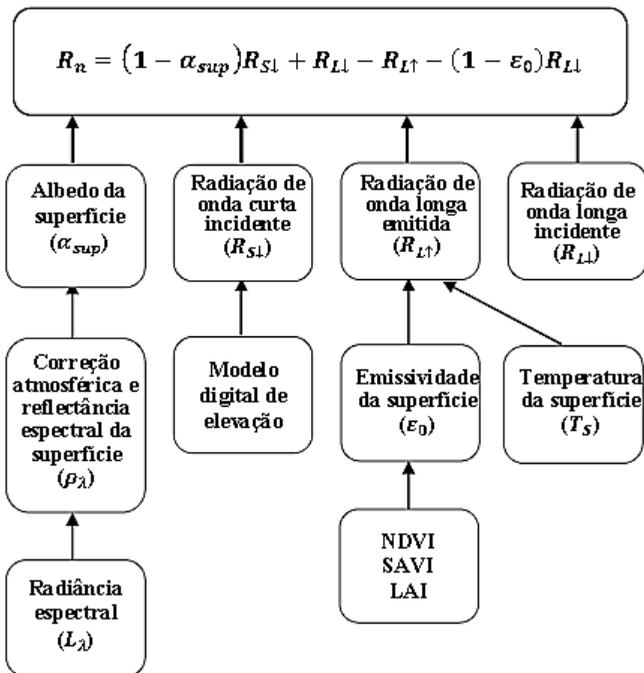


Figura 9 – Metodologia de cálculo do saldo de radiação
FONTE: Adaptado de ALLEN *et al* (2002)

6.1.2 ALBEDO DA SUPERFÍCIE (α_{sup})

O albedo da superfície é definido como a razão entre a radiação refletida e a radiação incidente e, para as imagens Landsat 5, é calculado

por:

$$L_{\lambda} = \left(\frac{LMAX - LMIN}{QCALMAX - QCALMIN} \right) * (DN - QCALMIN) + LMIN \quad (10)$$

Onde: L_{λ} = radiância espectral para cada banda

DN = Número digital para cada pixel

LMAX, LMIN = constantes de calibração

QCALMAX, QCALMIN = maior e menor valor valor do número digital da imagem de satélite

(para as imagens LANDSAT QCALMAX = 255 e QCALMIN = 0)

Os valores de LMAX e LMIN para imagens após o ano 2000 são propostos no Apêndice 6 de ALLEN *et al* (2002 *apud* Univ. Idaho, 2002):

Tabela 6 – Valores de LMIN e LMAX

Banda espectral	W.m ² /ster.mm	
	LMIN	LMAX
1	-1,765	178,941
2	-3,576	379,055
3	-1,502	255,695
4	-1,763	242,303
5	-0,411	30,178
6	1,238	15,6
7	-0,137	13,156

Calculada a radiância espectral, deve-se realizar então a correção atmosférica e a reflectância espectral da superfície. Esta última é definida como a razão entre a taxa do fluxo de radiação refletida e a taxa do fluxo de radiação incidente, como aponta a equação (11):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos\theta \cdot d_r} \quad (11)$$

Onde: ρ_{λ} = reflectância espectral para cada banda (adimensional)

ESUN_λ = irradiância solar no topo da superfície para cada banda (W/m²/μm)

$\cos \theta$ = cosseno do ângulo de incidência solar (a partir do nadir)

d_r = inverso do quadrado da distância relativa entre o Sol e a Terra (adimensional)

O termo d_r é calculado em radianos pela equação (12) de DUFFIE & BECKMAN (1980) e se dá por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\text{DOY} \frac{2\pi}{365}\right) \quad (12)$$

Onde: d_r = inverso do quadrado da distância relativa entre o Sol e a Terra (adimensional)

DOY = dia juliano

Na sequência é computado o albedo no topo da atmosfera:

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_\lambda \cdot \rho_\lambda) \quad (13)$$

Onde: α_{toa} = albedo no topo da atmosfera (adimensional)

ρ_λ = reflectância espectral para cada banda (adimensional)

ω_λ = coeficiente de proporção para cada banda (adimensional)

O coeficiente ω_λ é obtido através da equação (14):

$$\omega_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (14)$$

Onde: ω_λ = coeficiente de proporção para cada banda (adimensional)

$ESUN_\lambda$ = irradiância solar no topo da superfície para cada banda ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$)

$\sum ESUN_\lambda$ = somatório da irradiância solar no topo da superfície de todas as bandas ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$)

O último passo para se obter o albedo da superfície é aquele apresentado pela equação (15), onde se considerada a correção do albedo no topo da atmosfera e a média do albedo da radiação solar que é refletida para o satélite antes de atingir a superfície terrestre, como segue:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{2 \tau_{sw}} \quad (15)$$

Onde: α = albedo da superfície (adimensional)

α_{toa} = albedo no topo da atmosfera (adimensional)

α_p = albedo de correção da radiação solar

τ_{sw}^2 = transmisividade da atmosfera

De acordo com ALLEN *et al* (2002) os valores de α_p variam de 0,025 a 0,04 e para o SEBAL o autor recomenda o valor 0,03 baseado em BASTIAANSEN (2000).

A transmitância da atmosfera é definida como a fração da radiação incidente que é transmitida pela mesma e representa seus efeitos de absorção e reflexão. O cálculo se dá pela equação (16):

$$\tau_{sw}^2 = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z \quad (16)$$

Onde: τ_{sw}^2 = transmitância da atmosfera (adimensional)

z = nível acima do mar (m)

Por estar ao nível do mar, utilizou-se $z = 0,00$ m.

6.1.3 RADIAÇÃO ONDAS CURTAS INCIDENTES

A radiação de ondas curtas incidente é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre de fato, conforme apresenta a equação (17):

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \cdot \cos\theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (17)$$

Onde: $R_{s\downarrow}$ = radiação de ondas curtas incidente (W/m²)

G_{sc} = constante solar (1367 W/m²)

$\cos \theta$ = cosseno do ângulo zenital solar (adimensional)

d_r = inverso do quadrado da distância relativa entre o Sol e a Terra (adimensional)

τ_{sw} = transmitância da atmosfera (adimensional)

6.1.4 RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS EMITIDAS

A radiação de onda longas emitida pode ser calculada pela equação de Stefan-Boltzmann (18):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (18)$$

Onde: $R_{L\uparrow}$ = radiação de ondas longa emitidas (W/m²)
 ε_0 = emissividade da superfície (adimensional)
 σ = constante de Stefan-Boltzmann (5,67.10⁻⁸ W/m².K⁴)
 T_s = temperatura da superfície (K)

A estimativa da temperatura da superfície foi realizada a partir da equação (19) proposta por WUKELIC *et al* (1989) para correção da radiação termal emitida pela superfície, como segue:

$$R_c = \frac{L_6 - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB}) \cdot R_{sky} \quad (19)$$

Onde: R_c = radiância termal da superfície corrigida (W/m²/sr/μm)
 L_6 = radiância calculada para a banda 6 (W/m²/sr/μm)
 R_p = constante de calibração para a banda 6 (Tabela 6, adimensional)
 τ_{NB} = transmissividade na banda 6 (adimensional)

O parâmetro R_c é a radiância emitida pela superfície enquanto que L_6 é a radiância que o satélite detecta. Entretanto, no caminho da radiação emitida pela superfície até o satélite há interferência da atmosfera e ainda há a emissão de radiação da própria atmosfera. Desta forma se faz necessária a correção do termo R_c , de modo a simular no algoritmo SEBAL apenas a radiação termal emitida pela superfície de fato.

A correção para a interferência da atmosfera pode ser calculada pela equação (20) de WUKUCELIC *et al* (1989):

$$R_{sky} = (1,807 \cdot 10^{-10}) \cdot T_a^4 \{ -0,26 \exp[(-7,77 \cdot 10^{-4} \cdot (273,15 - T_a)^2)] \} \quad (20)$$

Onde: R_{sky} = fator de correção atmosférico (adimensional)
 T_a = temperatura do ar próximo à superfície no momento de geração da imagem (K)

E a temperatura da superfície é finalmente calculada por:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{R_c} + 1\right) \tau_{NB}} \quad (21)$$

Onde: T_s = temperatura da superfície (K)
 R_c = radiância termal da superfície corrigida ($W/m^2/sr/\mu m$)
 K_1, K_2 = constantes para o satélite Landsat 5 ($W/m^2/sr/\mu m$)
 ϵ_{NB} = emissividade da superfície (adimensional)

Os valores de K_1 e K_2 para o satélite Landsat 5 são apresentados na Tabela 7, definidos por MARKHAM & BARKER (1986):

Tabela 7 – Valores de K_1 e K_2

Satélite	K_1	K_2
Landsat5 TM Banda 6	607,76	1260,56

A emissividade da superfície é a razão entre a energia radiada pela superfície e a energia radiada por um corpo negro, sob mesma temperatura e é calculada por equações empíricas, sugeridas por ALLEN *et al* (2002), para $NDVI > 0$:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot LAI \quad \text{para } LAI < 3 \quad (22)$$

$$\epsilon_{NB} = 0,98 \quad \text{para } LAI \geq 3 \quad (23)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot LAI \quad \text{para } LAI < 3 \quad (24)$$

$$\epsilon_0 = 0,98 \quad \text{para } LAI \geq 3 \quad (25)$$

Onde: ϵ_{NB} = emissividade da superfície (adimensional)
 ϵ_0 = emissividade de um corpo negro (adimensional)
 LAI = índice de área foliar (razão entre a área total da superfície transpirante – folhas – por área de solo, adimensional)

Para valores de $NDVI < 0$ (água), tem-se:

$$NDVI < 0 \text{ e } \alpha < 0,47 \quad \epsilon_{NB} = 0,99 \text{ e } \epsilon_{NB} \\ = 0,985 \quad (26)$$

Onde: $NDVI$ = índice de vegetação normalizado (adimensional)
 ϵ_{NB} = emissividade da superfície (adimensional)
 ϵ_0 = emissividade de um corpo negro (adimensional)

O cálculo dos índices $NDVI$ e $SAVI$ estão apresentados nas equações (5) e (6), respectivamente.

O índice de área foliar (LAI) foi estimado segundo ALLEN *et al* (2002) por:

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (27)$$

Onde: LAI = índice de vegetação normalizado (adimensional)

SAVI = índice de vegetação ajustado ao solo (adimensional)

6.1.5 RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTES

A radiação de onda longas incidente também pode ser calculada pela equação de Stefan-Boltzmann (28):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (28)$$

Onde: $R_{L\downarrow}$ = radiação de ondas longa emitida (W/m²)

ε_a = emissividade da atmosfera (adimensional)

σ = constante de Stefan-Boltzmann (5,67.10⁻⁸ W/m².K⁴)

T_a = temperatura do ar (K)

A emissividade da atmosfera se dá por:

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (29)$$

Onde: ε_a = emissividade da atmosfera (adimensional)

τ_{sw} = transmitância da atmosfera (adimensional)

6.1.6 FLUXO DE CALOR NO SOLO

O fluxo de calor no solo representa a taxa de energia utilizada para aquecimento do solo, ou ainda, pode ser descrito como a taxa de armazenamento de calor no solo e vegetação, devido à condução.

Em função de não haver dados medidos em campo para a data da imagem, G foi estimado segundo a equação empírica desenvolvida por BASTIAANSSEN (2000) para condições próximas ao meio dia, conforme segue:

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} \times (0,0038\alpha + 0,007\alpha^2) \times (1 - 0,98NDVI^4) \quad (30)$$

Onde: G = fluxo de calor no solo (W/m^2);
 R_n = saldo de radiação à superfície ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$);
 T_s = temperatura da superfície ($^\circ\text{C}$);
 α = albedo da superfície (adimensional);
 NDVI = índice de vegetação da diferença normalizada (adimensional).

Para os valores de $\text{NDVI} < 0$ (água), ALLEN *et al* (2002) sugere a seguinte razão:

$$G/R_N = 0,5 \quad (31)$$

6.1.7 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

ALLEN *et al* (2002) definem o fluxo de calor sensível como a perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a um gradiente de temperatura. É estimado de acordo com a equação (28):

$$H = \frac{(\rho_{ar} \times c_p \times dT)}{r_{ah}} \quad (32)$$

Onde: H = fluxo de calor sensível ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).
 ρ = densidade do ar (kg/m^3);
 c_p = calor específico do ar ($1.004 \text{ J}/\text{kg}\cdot\text{K}$);
 dT = diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre duas alturas (z_1 e z_2)
 r_{ah} = resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

6.1.7.1 RESISTÊNCIA AERODINÂMICA AO TRANSPORTE DE CALOR

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor entre os níveis z_1 e z_2 foi estimada por:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (33)$$

Onde: r_{ah} = resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

z_2 = distância acima do plano zero, mas abaixo da camada limite da superfície (m)

z_1 = altura logo acima do plano de deslocamento zero (aproximadamente 0,67 vezes a altura da vegetação) para a superfície (m)

$\Psi_{h(z_2)}, \Psi_{h(z_1)}$ = correções ao transporte de calor conduzido pela atmosfera nas alturas z_2 e z_1 , respectivamente

u_* = velocidade de fricção (m/s)

k = constante de von Karman (0,41)

Adotou-se 0,1 e 2 m para z_1 e z_2 , respectivamente, como sugerido em ALLEN *et al* (2002).

Em um primeiro momento não se conhece a condição de estabilidade da atmosfera no instante de imageamento do satélite, portanto fez-se necessária uma primeira tentativa de r_{ah} adotando a hipótese de condição de estabilidade neutra da atmosfera. Como para a condição de estabilidade neutra, os coeficientes de correção ao transporte de calor são nulos, foi calculada segundo a equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (34)$$

Onde: r_{ah} = resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

z_2 = distância acima do plano zero, mas abaixo da camada limite da superfície (m)

z_1 = altura logo acima do plano de deslocamento zero (aproximadamente 0,67 vezes a altura da vegetação) para a superfície (m)

u_* = velocidade de fricção (m/s)

k = constante de von Karman (0,41)

Para o cálculo de u_* , primeiramente a velocidade de fricção foi calculada para o local da estação meteorológica (u_{*em}), empregando o logaritmo do perfil de vento para condição neutra da atmosfera:

$$u_{*em} = \frac{k_{ux}}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (35)$$

Onde: u_{*em} = velocidade de fricção à altura (z_x) de medição da esta-

ção meteorológica (m/s)

k = constante de von Karman (0,41)

z_{om} = comprimento de rugosidade da superfície (adimensional)

O comprimento de rugosidade da superfície é obtido por:

$$z_{om} = 0,12 \cdot h \quad (36)$$

Onde: h = altura da vegetação no entorno da estação meteorológica (0,20 m)

Previamente à estimativa de u_* para cada pixel da imagem, foi preciso calcular a velocidade do vento a uma altura acima da estação meteorológica, denominada de *blending height*, em que se pode assumir que não há interferência da rugosidade da superfície. Conforme ALLEN *et al* (2002), essa altura pode ser considerada como 200 metros e foi calculada da seguinte forma:

$$u_{200} = u_* \cdot \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \quad (37)$$

Assim, a velocidade de fricção para cada *pixel* da imagem foi calculada rearranjando a equação (37)

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (38)$$

Onde: z_{om} = comprimento de rugosidade da superfície (adimensional)

ALLEN *et al* (2002) propõe duas formas para determinar o momento de rugosidade. A primeira utilizando-se um mapa de uso e cobertura do solo e a segunda utilizando valores de NDVI e o albedo da superfície. Para o presente trabalho adotou-se a segunda alternativa.

A equação (39) apresenta o cálculo do z_{om} para valores de NDVI e albedo, proposto por ALLEN *et al* (2002):

$$z_{om} = \exp[(a \cdot NDVI/\alpha) + b] \quad (39)$$

Do total das 19 imagens utilizadas neste estudo, escolheu-se de forma aleatória uma imagem para os anos de 2005, 2006, 2007, 2009, 2010 e 2011 e então foram escolhidos pontos de controle nas imagens de NDVI e albedo para superfícies com água, área urbana, floresta e

deserto. Plotou-se então o gráfico NDVI x albedo, como sugere o ALLEN *et al* (2002) e adotou-se apenas uma equação para representar o momento de rugosidade de todas as imagens.

A equação (40) foi a equação com melhor ajuste aos pontos de controle escolhidos.

$$z_{om} = \exp[(0,2953 \cdot NDVI/\alpha) - 2,1213] \quad (40)$$

6.1.7.2 DIFERENÇA DE TEMPERATURA

O cálculo da diferença de temperatura próxima à superfície para cada *pixel* foi realizado adotando-se a hipótese de que existe uma relação linear entre dT e a temperatura da superfície (T_s):

$$dT = a + b \cdot T_s \quad (41)$$

Onde: a, b = coeficientes de correlação, estimados por meio de um sistema de equações utilizando os chamados *pixels* âncoras (*pixels quente e frio*)

k = constante de von Karman (0,41)

z_{om} = comprimento de rugosidade da superfície (adimensional)

O *pixel* frio é utilizado no SEBAL para definir a quantidade de calor latente que ocorre para uma região da imagem com vegetação densa e bem hidratada. Presume-se que essas áreas representem casos em que a quantidade máxima de energia disponível é consumida pela evapotranspiração. Na aplicação tradicional do SEBAL por BASTIA-ANSEN, o *pixel* frio é geralmente selecionado a partir de um corpo de água e supõe-se que $\lambda ET = R_n - G$ (ou seja, que toda a energia disponível é utilizada para evaporar a água, de modo que $H = 0$ para o *pixel* frio). Assim, a partir da escolha do *pixel* frio e da respectiva temperatura da superfície (T_{sf}), tem-se:

$$dT = a + b \cdot T_{sf} = \frac{H \cdot r_{ah}}{\rho \cdot c_p} = 0 \quad (42)$$

Logo,

$$a = -b \cdot T_{sf} \quad (43)$$

Já o *pixel* quente é definido em uma área (como solo exposto), em que toda energia disponível é utilizada para o aquecimento do ar e do

solo, não ocorrendo um fluxo de calor latente, $\lambda ET = 0$. Assim o fluxo de calor sensível para o *pixel* quente foi calculado como:

$$H = R_n - G \quad (44)$$

E a diferença de temperatura para o *pixel* quente é representado pela equação (41):

$$dT_Q = a + b \cdot T_{sQ} = \frac{H \cdot r_{ah}}{\rho \cdot c_p} \quad (45)$$

Substituindo a equação (44) pela equação (45), chega-se a equação (46):

$$a + b \cdot T_{sQ} = \frac{(R_n - G) \cdot r_{ah}}{(\rho \cdot c_p)} \quad (46)$$

Resolvendo o sistema de equações entre (43) e (46), tem-se a Equação (47):

$$-b \cdot T_{sF} + b \cdot T_{sQ} = \frac{(R_n - G) \cdot r_{ah}}{\rho \cdot c_p} \quad \therefore \quad b = \frac{(R_n - G) \cdot r_{ah}}{(\rho \cdot c_p) \cdot (T_{sQ} - T_{sF})} \quad (47)$$

Nesse sentido, foram escolhidos os pixels quente (área de solo exposto) e frio (superfície de água), visando sua localização o mais próximo possível da estação meteorológica. Definida a localização dos pixels âncoras, foram determinados para o pixel frio: temperatura da superfície; e para o pixel quente: temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo e rugosidade da superfície.

Para o cálculo dos parâmetros a e b foi necessário estimar previamente em planilha no *software Microsoft Excel*:

- ✓ a velocidade de fricção (u^*) para o pixel quente, utilizando os valores calculados pelas Equações (38) e (40), utilizando z_{om} do pixel quente.
- ✓ a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} para o pixel quente utilizando a Equação (34) e u^* calculado no item anterior.

De posse de todos os dados, calculou-se, por fim, os valores ini-

ciais de a pela Equação (43) e b pela Equação (55) e aplicou-se junto com a imagem de temperatura da superfície a Equação (41) para estimar dT .

6.1.7.3 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL INICIAL

A partir dos dados de r_{ah} e dT , calculados para estabilidade neutra da atmosfera, foi calculado o fluxo de calor sensível inicial, pela aplicação da equação (32).

6.1.7.4 CORREÇÕES DA ESTABILIDADE AO TRANSPORTE DE CALOR, AO TRANSPORTE DE MOMENTUM E DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

Visto que as condições de estabilidade atmosférica têm importante influência sobre a resistência aerodinâmica, elas devem ser consideradas para o cálculo do calor sensível. Portanto, o valor de H calculado no item anterior foi corrigido em função das características da atmosfera local. Para a quantificação dos efeitos de flutuação, gerados pelo aquecimento da superfície, foi aplicada a teoria de Monin-Obukhov em um processo iterativo. O SEBAL repete o cálculo de H através de um número de iterações, cada uma corrigindo os efeitos de flutuabilidade, até o valor de r_{ah} estabilizar.

O comprimento de Monin-Obukov (L) foi usado para definir a condição de estabilidade da atmosfera e foi calculado por:

$$L = - \frac{(\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s)}{k \cdot g \cdot H} \quad (47)$$

Onde: ρ = densidade do ar (kg/m³)
 c_p = calor específico do ar (1004 J/kg.K)
 u_* = velocidade de fricção (m/s)
 T_s = temperatura da superfície (K)
 k = constante de von Karman (0,41)
 g = aceleração da gravidade (9,81 m/s²)
 H = fluxo de calor sensível (W/m²)

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

Para $L = 0$, $\Psi_h = 0$ e $\Psi_m = 0$

Para $L < 0$

$$\Psi_{m,200} = 2. \ln\left(\frac{1 + x_{200m}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{200m}^2}{2}\right) - 2ARCTAN(x_{200m})$$

$$0,5\pi \quad (48)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2. \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (49)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2. \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (50)$$

Em que:

$$x_{200m} = \left(1 - 16. \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (51)$$

$$x_{2m} = \left(1 - 16. \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (52)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16. \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (53)$$

✓ Para $L > 0$:

$$\Psi_{m(200m)} = -5. \left(\frac{200}{L}\right) \quad (54)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5. \left(\frac{2}{L}\right) \quad (55)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5. \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (56)$$

Definidos os parâmetros de correções, uma nova velocidade de fricção foi calculada:

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (57)$$

Onde: u_* = velocidade de fricção (m/s)
 u_{200} = velocidade do vento a 200 m (m/s)
 k = constante de von Karman (0,41)
 z_{om} = comprimento de rugosidade da superfície para cada pixel (m)
 $\Psi_{m(200m)}$ = correção de estabilidade para o transporte de momentum a 200 m

E, posteriormente, um novo valor de r_{ah} foi calculado:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (33)$$

Onde: r_{ah} = resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).
 $z_2 = 2$ m
 $z_1 = 0,1$ m
 $\Psi_{h(z_2)}, \Psi_{h(z_1)}$ = correções ao transporte de calor conduzido pela atmosfera nas alturas z_2 e z_1 , respectivamente
 u_* = velocidade de fricção (m/s)
 k = constante de von Karman (0,41)

Neste ponto, inicia-se uma nova iteração (Figura 10), recalculando-se o valor dos parâmetros a , b , dT , H , L , Ψ_m , Ψ_h , u^* e r_{ah} , até que o valor de r_{ah} estabilize. Quando r_{ah} estabilizar, adota-se o H resultante como adequado para o cálculo do balanço de energia.

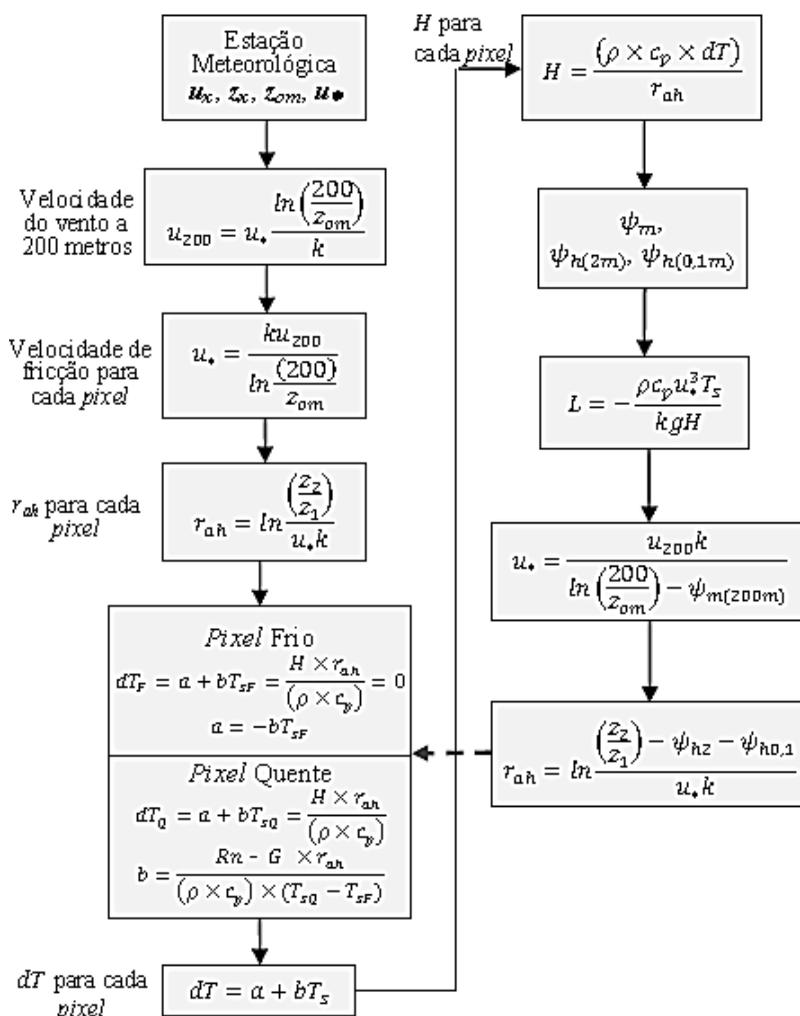


Figura 10 – Fluxograma para determinação do calor sensível
FONTE: Adaptado de ALLEN *et al* (2002)

6.1.8 FLUXO DE CALOR LATENTE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Depois de obtidos o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, pode-se então estimar o fluxo de calor latente

com um residual do balanço de energia, como apresentado na equação (7):

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (7)$$

Onde: λET = valor instantâneo do fluxo de calor latente para o momento de passagem do satélite (W/m^2)

R_n = saldo de radiação à superfície (W/m^2)

G = fluxo de calor no solo (W/m^2)

H = fluxo de calor sensível (W/m^2)

Na sequência obteve-se a evapotranspiração diária, a partir de BASTIAANSSEN (2000):

$$ET_{24h} = \frac{86400 \times \Lambda \times R_{n24h}}{\lambda} \quad (58)$$

Onde: ET_{24h} = evapotranspiração diária (mm/dia);

Λ = fração de evaporação (adimensional);

R_{n24h} = saldo de radiação médio diário (W/m^2);

λ = calor latente de evaporação da água (J/kg).

Define-se a fração de evaporação Λ como a razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível na superfície do solo. De acordo com BASTIAANSSEN *et al* (2005) assume-se que Λ é constante durante as horas do dia, seu cálculo se dá por:

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (59)$$

Onde: Λ = fração de evaporação (adimensional);

λ = calor latente de evaporação da água (J/kg).

ET = evapotranspiração instantânea (mm/h);

R_n = saldo de radiação instantâneo (W/m^2);

G = fluxo instantâneo de calor no solo (W/m^2)

O saldo de radiação para 24 horas, parâmetro necessário para a estimativa da evapotranspiração para 24 horas, foi estimado pela equação de BRUIN (1987)

$$R_{n_{24h}} = (1 - \alpha_{\text{sup}}) \cdot R_{c\downarrow_{24h}} - 110\tau \quad (60)$$

Onde: $R_{n_{24h}}$ = saldo de radiação para 24 horas (W/m²)

α_{sup} = albedo da superfície (adimensional)

$R_{c\downarrow_{24h}}$ = radiação média de ondas curtas incidentes para o dia da imagem analisada (W/m²)

τ = transmissividade da atmosfera (adimensional)

A transmissividade (τ) da atmosfera é obtida a partir da razão entre a radiação solar global diária (radiação média de ondas curtas que chega à superfície, medida na estação meteorológica) e a radiação solar no topo da atmosfera. Foi obtida pela Lei de Lambert, conforme apresenta a equação (61):

$$R_{toa} = 37,586 \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\varphi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{sen}\omega_s) \quad (61)$$

Onde: R_{toa} = radiação solar no topo da atmosfera (W/m²)

d_r = inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol

ω_s = ângulo horário do pôr do sol (radianos)

φ = latitude (radianos)

δ = declinação solar (radianos)

Por fim, estimou-se a evapotranspiração mensal pela equação (62) apresentada por ALLEN *et al* (2002):

$$ET_{\text{período}} = \Lambda \cdot E_{TO_{\text{período}}} \quad (62)$$

Onde: $ET_{\text{período}}$ = evapotranspiração real do período (mm/mês)

Λ = fração de evaporação (adimensional)

$E_{TO_{\text{período}}}$ = evapotranspiração de referência do período (mm/mês)

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na sequência são apresentados os resultados obtidos para a evapotranspiração real diária (calculada para cada uma das imagens processadas), bem como, os resultados de evapotranspiração mensal para a bacia da Lagoa da Conceição.

7.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA

Para a estimativa da evapotranspiração real diária para cada uma das imagens de satélite processadas, utilizou-se a equação (62), considerando-se a fração de evapotranspiração para cada imagem e a evapotranspiração potencial calculada pelo método de Penman-Monteith com o auxílio do *software* REF-ET.

Uma vez calculada a evapotranspiração real diária para cada imagem, extraiu-se os valores calculados para os usos do solo mais representativos bacia da Lagoa da Conceição, como apresentado na Tabela 8.

Tabela 8 – Valores de evapotranspiração real diária para cada um dos usos do solo na bacia da Lagoa da Conceição

Data	Tipo de uso do solo				
	Floresta	Dunas	Água	Urbano	Pinus
21/11/2005	6,6	0	8,2	0,9	6
18/02/2006	4,9	0,2	5,9	1,2	4,7
01/06/2006	2,1	1,7	2,7	0,2	1,8
19/07/2006	1,5	0,7	2,7	0,2	1,2
20/08/2006	3,5	0,4	4	0,6	3,2
29/08/2006	3,7	0,7	4,6	0,4	2,9
05/09/2006	4,6	0	5	0,9	4,5
07/10/2006	2,8	0,5	3,6	0,2	2,6
04/06/2007	2,2	0,6	2,8	0,7	1,8
01/02/2009	7,5	0	8,7	2,8	7,6
17/05/2009	2,1	0,7	3,1	0,1	2,1
24/05/2009	2,1	1,6	3,1	0,2	1,6
12/08/2009	3,2	0,5	4,3	0,8	2,7

Tabela 8 – Valores de evapotranspiração real diária para cada um dos usos do solo na bacia da Lagoa da Conceição

Data	Tipo de uso do solo				
	Floresta	Dunas	Água	Urbano	Pinus
04/02/2010	5,6	0	8	0,7	5,2
02/04/2010	5	0,5	6,1	0,3	4,6
27/05/2010	2,4	1	2,8	0,4	2
03/11/2010	6,5	0	7,6	1,3	6,2
05/04/2011	4,3	0,3	5,1	1,6	4,3
12/09/2011	4,2	0,3	5,9	1,1	4

A representação gráfica dos valores apresentados na Tabela 8 está exposta na Figura 11.

O tipo de uso e ocupação do solo com os maiores valores de evapotranspiração encontrados foi o de água, como já era esperado. Para este uso e cobertura do solo obteve-se máximas de 8,7, 8,0 e 7,6 mm/dia para os dias 01 de fevereiro de 2009, 04 de fevereiro de 2010 e 3 de novembro de 2010, respectivamente.

Em seguida aparecem as áreas de florestas e de pinus, com uma suave diferença entre si. Os valores máximos encontrados para a área de floresta foram 7,5 mm/dia no dia 01 de fevereiro de 2009, 6,6 mm/dia no dia 21 de novembro de 2005 e 6,5 mm/dia no dia 03 de novembro de 2010.

E por fim, encontrou-se os menores valores de evapotranspiração para as áreas urbanas e de dunas. O valor médio para esta permaneceu inferior a 1,0 mm/dia para quase todas as imagens processadas.

Cabe citar que, como apresentado no item 4.4 na Tabela 3, mais de 50% da área da bacia hidrográfica aqui analisada é composta por vegetação arbórea, portanto, a alteração deste tipo de paisagem impactaria diretamente no ciclo hidrológico dessa bacia hidrográfica.

Além disso, vale citar também que para os meses de verão foram obtidos valores mais elevados do que para os meses de inverno, como fica evidente na Figura 11.

UDA (2012) avaliou a distribuição espaço-temporal da evapotranspiração real na bacia do alto Rio Negro com imagens do satélite ASTER aplicando-se o algoritmo SEBAL. A área de estudo analisada encontra-se em uma região de planalto com clima subtropical, mesotér-

mico, úmido (tipo Cfb, de acordo com a classificação Köppen), com temperatura média entre 15,5 e 17,0 °C, precipitação média anual de 1.500 mm/ano e umidade relativa média por volta de 83%.

Para a evapotranspiração real diária, UDA (2012) encontrou valores médios de 2,2 mm/dia para a área urbana, 4,2 mm/dia para áreas de florestas, 4,3 mm/dia para reflorestamento e 5,0 mm/dia para regiões com água. Os valores médios obtidos pela autora se aproximam daqueles obtidos para a bacia da Lagoa da Conceição, principalmente para os usos e ocupação do solo de florestas, pinus e água.

SANTOS *et al* (2010) avaliaram os fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL a partir de uma imagem ASTER, para uma área de cultivo de arroz irrigado no município de Paraíso do Sul, no Rio Grande do Sul. A área avaliada possui clima do tipo Cfb. Os autores obtiveram para a área de vegetação nativa (pouco densa) valores de evapotranspiração real diária entre 3,97 mm/dia e para as áreas com água valores entre 6,41 e 7,81 mm/dia.

GIACOMONI (2005) realizou a estimativa da evapotranspiração com o algoritmo SEBAL para todo o Estado do Rio Grande do Sul para o ano de 1998, a partir de 44 imagens geradas pelo sensor AVHRR a bordo do satélite NOAA-18. O autor obteve os seguintes valores de evapotranspiração diários: a) área urbana: 0,76 mm/dia (média), 3,52 mm/dia (máxima) e 0,14 mm/dia (mínima); b) floresta: 1,88 mm/dia (média), 4,83 mm/dia (máxima) e 0,43 mm/dia (mínima); c) lagoa: 1,24 mm/dia (média), 4,82 mm/dia (máxima) e 0,12 mm/dia (mínima). Percebe-se que os resultados para todo o Estado do Rio Grande do Sul diferem de forma bastante acentuada daqueles obtidos para a bacia da Lagoa da Conceição, apresentados na Tabela 8.

7.2 EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL

O primeiro passo para a estimativa da evapotranspiração real mensal foi definir um intervalo de tempo para o qual a fração de evapotranspiração de cada uma das 19 imagens processadas é representativa, para depois, calcular a evapotranspiração real pela multiplicação da fração de evaporação pela evapotranspiração potencial obtida para este mesmo intervalo de tempo.

A determinação do período de representação de cada imagem de fração de evapotranspiração foi influenciada pela baixa quantidade de imagens disponíveis para processamento, devido a fatores como alto índice de nuvens nas imagens, ausência de dados meteorológicos, precipitação até 3 dias antes da obtenção da imagem (causa interferências nos

cálculos *pixel-a-pixel*), entre outros fatores.

Optou-se por extrapolar a fração de evapotranspiração de cada imagem até os períodos limites (início e fim) das estações do ano. Para as estações onde houve mais de uma imagem, foi contado o número de dias entre duas imagens, e o dia correspondente à metade deste período foi considerado como sendo o último dia de representatividade da primeira imagem. Por exemplo, utilizou-se a fração de evapotranspiração calculada para a imagem 18/02/2006 até o dia 06/05/2006 e a fração da imagem 01/06/2006 do dia 07/05/2006 em diante, ou seja, a imagem 18/02/2006 foi utilizada até a primeira metade da estação do outono (dia 06/05/2006) enquanto que a imagem 01/06/2006 foi utilizada para a segunda metade da estação.

A única exceção a este padrão foi o ano de 2007, pois para este ano havia apenas uma imagem e, portanto, optou-se por utilizá-la para os meses de junho, julho, agosto e setembro, período de tempo maior que a estação do inverno.

As imagens de fração de evapotranspiração utilizadas e o período de tempo que representam estão apresentados na Tabela 9.

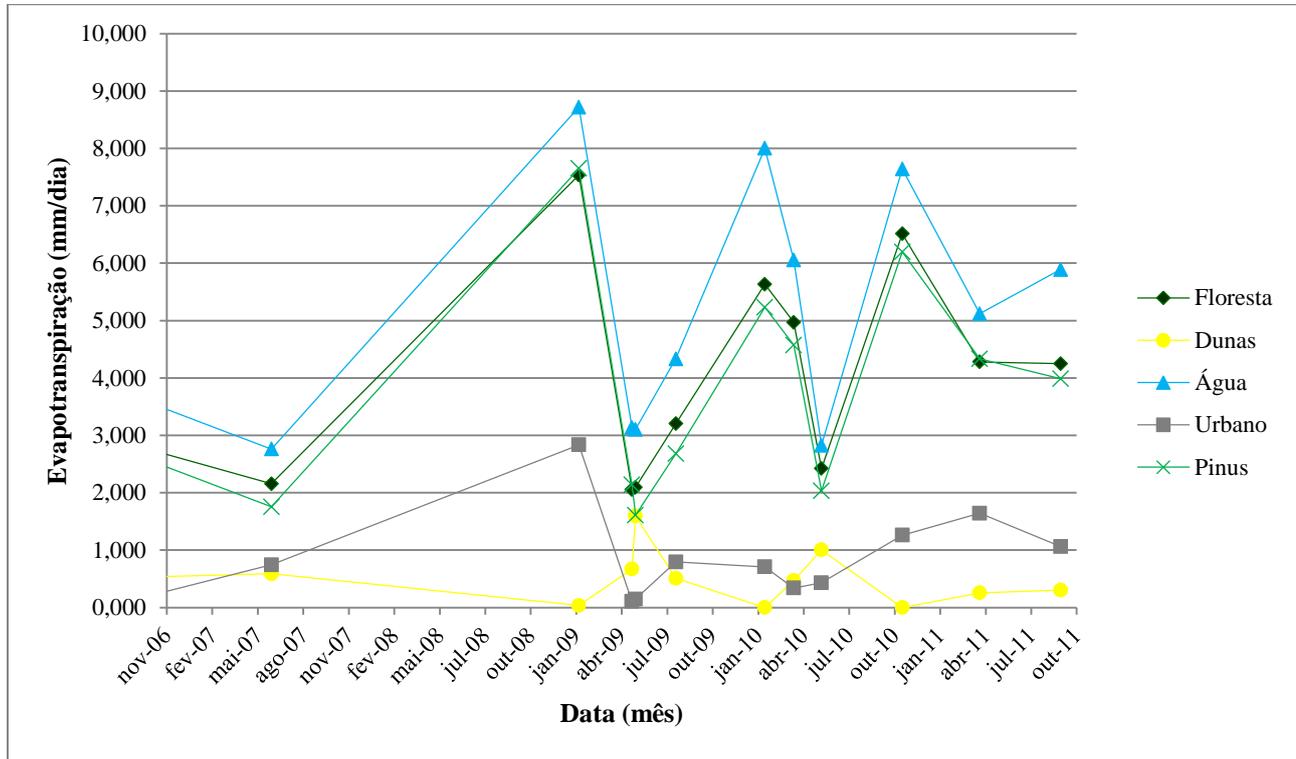


Figura 11 – Evapotranspiração real diária para as imagens processadas

Tabela 9 – Imagens de fração de evapotranspiração e período de tempo de representação

Imagem	Período de representação	
21/11/2005	nov/05	
	01/12/2005	21/12/2005
	22/12/2005	31/12/2005
	jan/06	
18/02/2006	fev/06	
	mar/06	
	abr/06	
	mai/06	06/05/2006
01/06/2006	mai/06	31/05/2006
	jun/06	25/06/2006
	jun/06	30/06/2006
19/07/2006	jul/06	
	ago/06	04/08/2006
20/08/2006	ago/06	24/08/2006
29/08/2006	ago/06	31/08/2006
	set/06	
05/09/2006	set/06	23/09/2006
	set/06	30/09/2006
	out/06	
10/07/2006	nov/06	
	dez/06	21/12/2006
	dez/06	31/12/2006
	jun/07	
04/06/2007	jul/07	
	ago/07	
	set/07	

Tabela 9 – Imagens de fração de evapotranspiração e período de tempo de representação

Imagem	Período de representação
	jan/09
01/02/2009	fev/09
	mar/09
	mar/09
17/05/2009	abr/09
	mai/09
24/05/2009	mai/09
	jun/09
	jun/14
	jul/09
12/08/2009	ago/09
	set/09
	out/09
	nov/09
	nov/09
	dez/09
04/02/2010	jan/10
	fev/10
	mar/10
	mar/10
02/04/2010	abr/10
	abr/10
	mai/10
27/05/2010	jun/10
	jul/10
	ago/10
	set/10

Tabela 9 – Imagens de fração de evapotranspiração e período de tempo de representação

Imagem	Período de representação
03/11/2010	set/10
	out/10
	nov/10
	dez/10
	jan/11
	fev/11
05/04/2011	fev/11
	mar/11
	abr/11
	mai/11
	jun/11
12/09/2011	jun/11
	jul/11
	ago/11
	set/11

Uma vez definidos os intervalos de tempo de representação de cada imagem de fração de evapotranspiração, foi efetuado o cálculo da evapotranspiração real mensal a partir da equação (62), como já fora comentado.

Os valores de evapotranspiração real mensal médios obtidos para cada um dos usos do solo e também da bacia como um todo estão apresentados na Tabela 10, e de forma gráfica na Figura 12. Já a evapotranspiração mensal para toda a bacia hidrográfica, de novembro de 2005 a setembro de 2011 está apresentada na Figura 13 até a Figura 17.

Tabela 10 – Evapotranspiração real mensal para cada um dos tipos de uso do solo da bacia e o valor médio para toda a bacia

Mês	Tipo de uso do solo					
	Floresta	Dunas	Água	Urbano	Pinus	Bacia
Evapotranspiração real mensal (mm/mês)						
nov/05	120	0	137	18	104	100
dez/05	141	5	156	28	124	119
jan/06	158	15	166	46	145	135
fev/06	120	11	126	35	110	103
mar/06	133	12	139	38	121	113
abr/06	98	9	103	28	90	84
mai/06	77	4	84	13	64	62
jun/06	53	5	62	7	43	43
set/06	96	16	96	18	90	76
out/06	98	0	112	9	88	78
jun/07	65	25	70	26	51	56
jul/07	64	24	68	26	50	55
ago/07	66	26	71	27	52	57
set/07	98	38	105	39	77	84
jan/09	181	2	185	76	176	160
mar/09	165	148	171	51	158	144
abr/09	119	213	125	8	110	98
mai/09	88	176	97	6	77	73
jun/09	63	10	78	8	48	53
jul/09	56	4	66	16	45	48
ago/09	87	6	102	25	70	74
set/09	78	5	92	22	63	67
out/09	108	7	127	31	88	93

Tabela 10 – Evapotranspiração real mensal para cada um dos tipos de uso do solo da bacia e o valor médio para toda a bacia

Mês	Tipo de uso do solo					
	Floresta	Dunas	Água	Urbano	Pinus	Bacia
	Evapotranspiração real mensal (mm/mês)					
nov/09	130	2	162	24	114	115
jan/10	138	0	175	19	124	124
fev/10	121	0	154	17	108	108
mar/10	131	0	156	16	117	113
abr/10	108	2	111	9	95	86
mai/10	80	6	78	16	65	62
jun/10	70	5	68	14	57	54
jul/10	68	5	66	14	55	52
ago/10	91	6	88	18	74	70
set/10	105	6	105	22	88	83
out/10	149	0	162	34	137	125
nov/10	173	0	188	39	159	145
dez/10	177	0	193	40	164	149
jan/11	178	0	195	40	165	150
fev/11	158	16	164	63	153	141
mar/11	145	18	149	63	142	131
jun/11	66	8	70	26	64	59
jul/11	56	8	67	16	51	49
ago/11	65	9	78	19	59	57
set/11	90	12	109	26	82	80

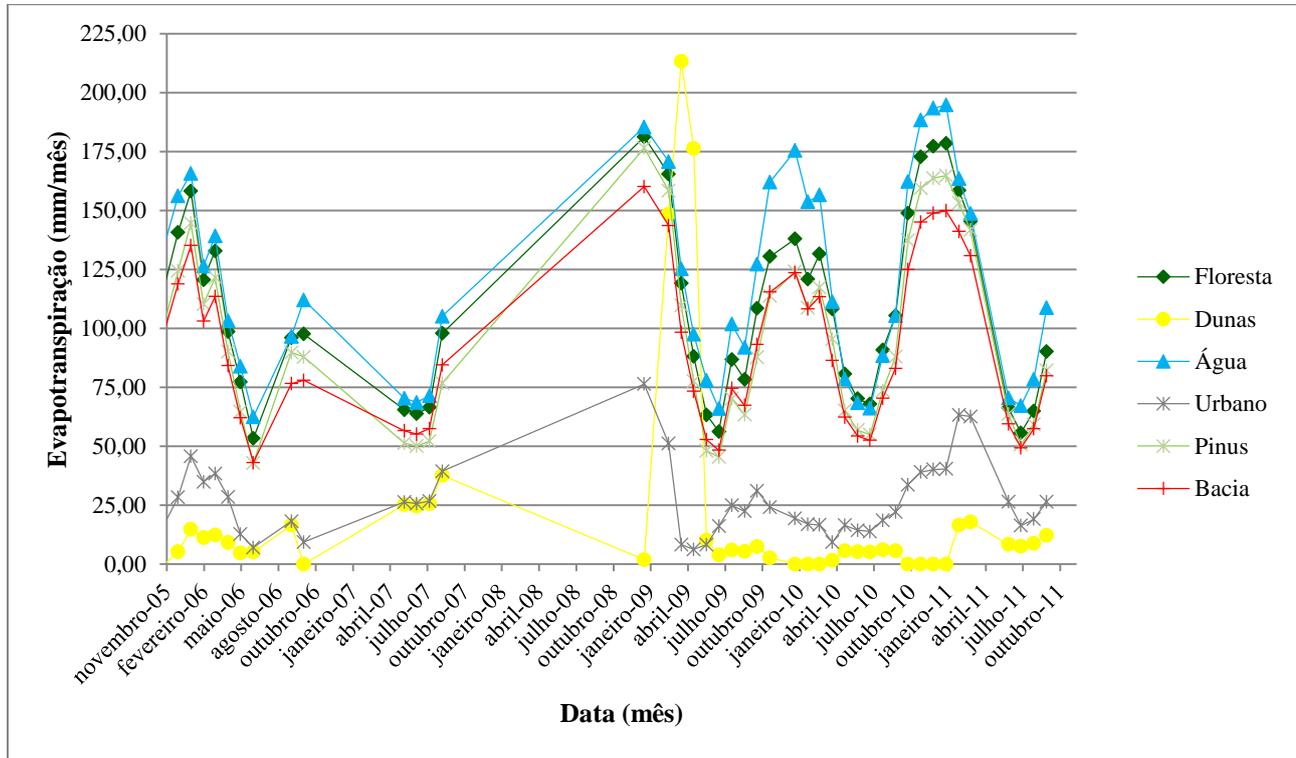


Figura 12 – Evapotranspiração real mensal para as imagens processadas

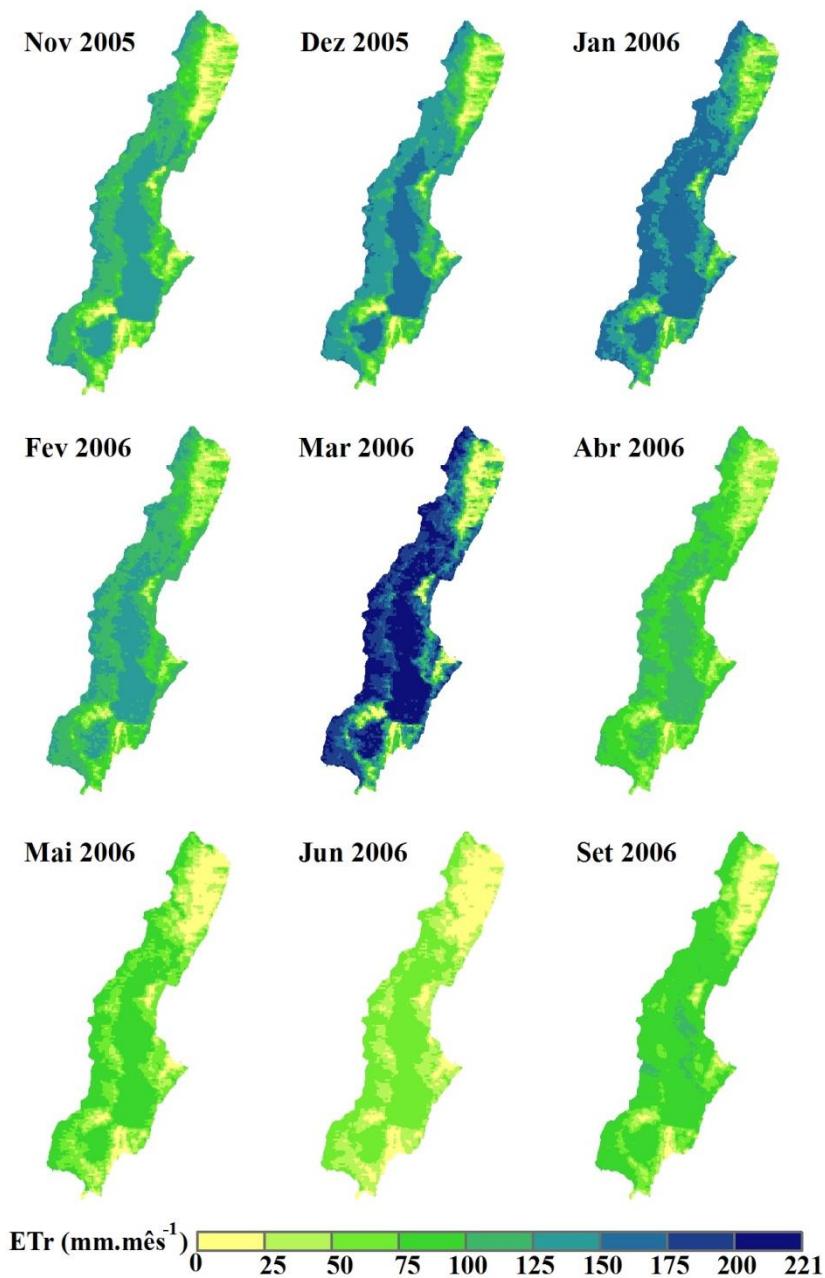


Figura 13 – Evapotranspiração real mensal distribuída 1

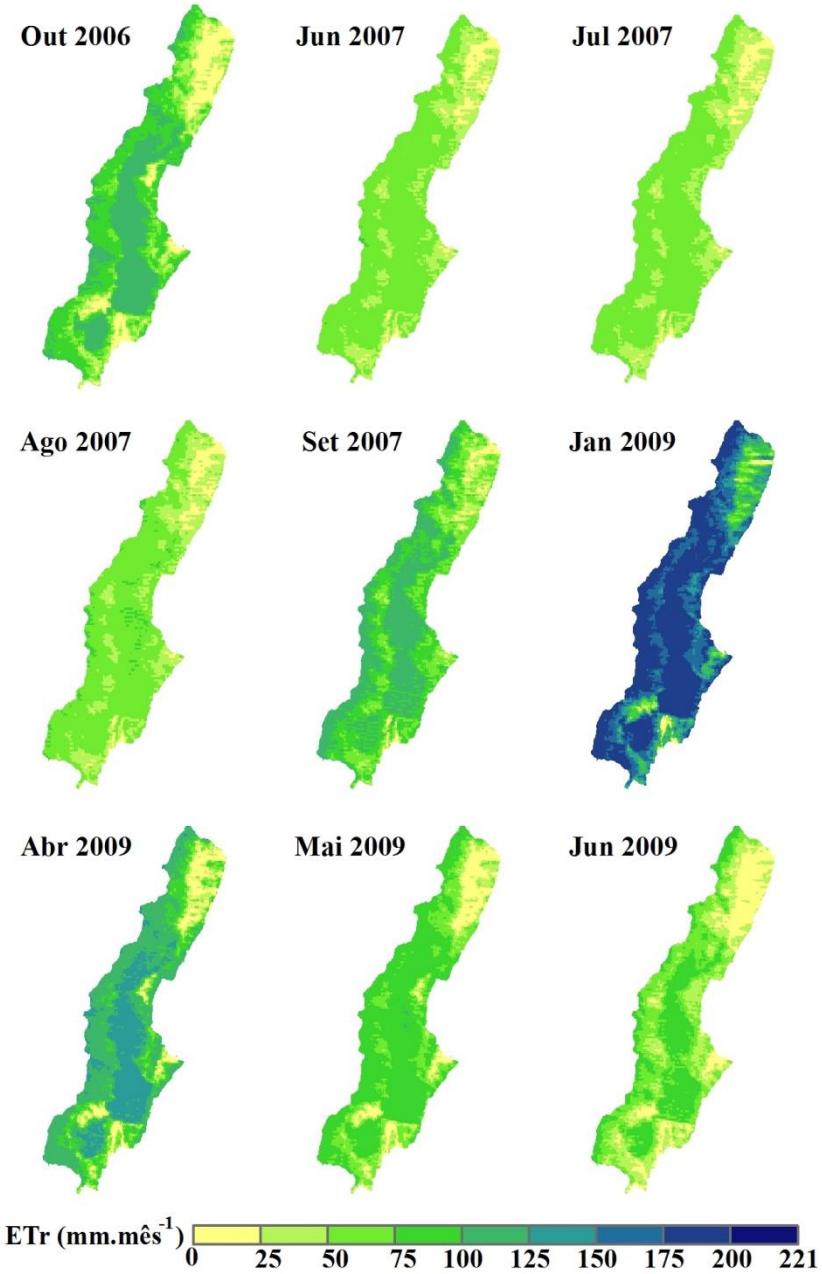


Figura 14 – Evapotranspiração real mensal distribuída 2

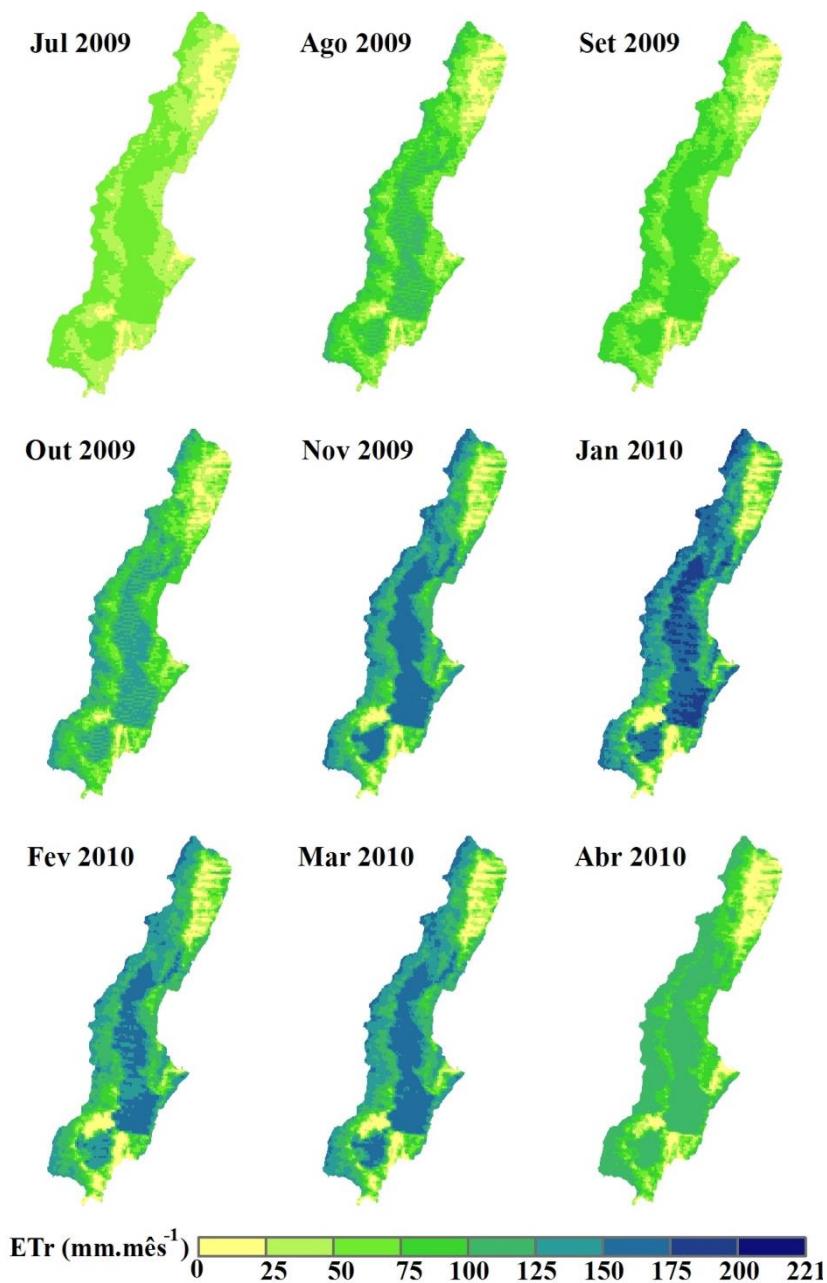


Figura 15 – Evapotranspiração real mensal distribuída 3

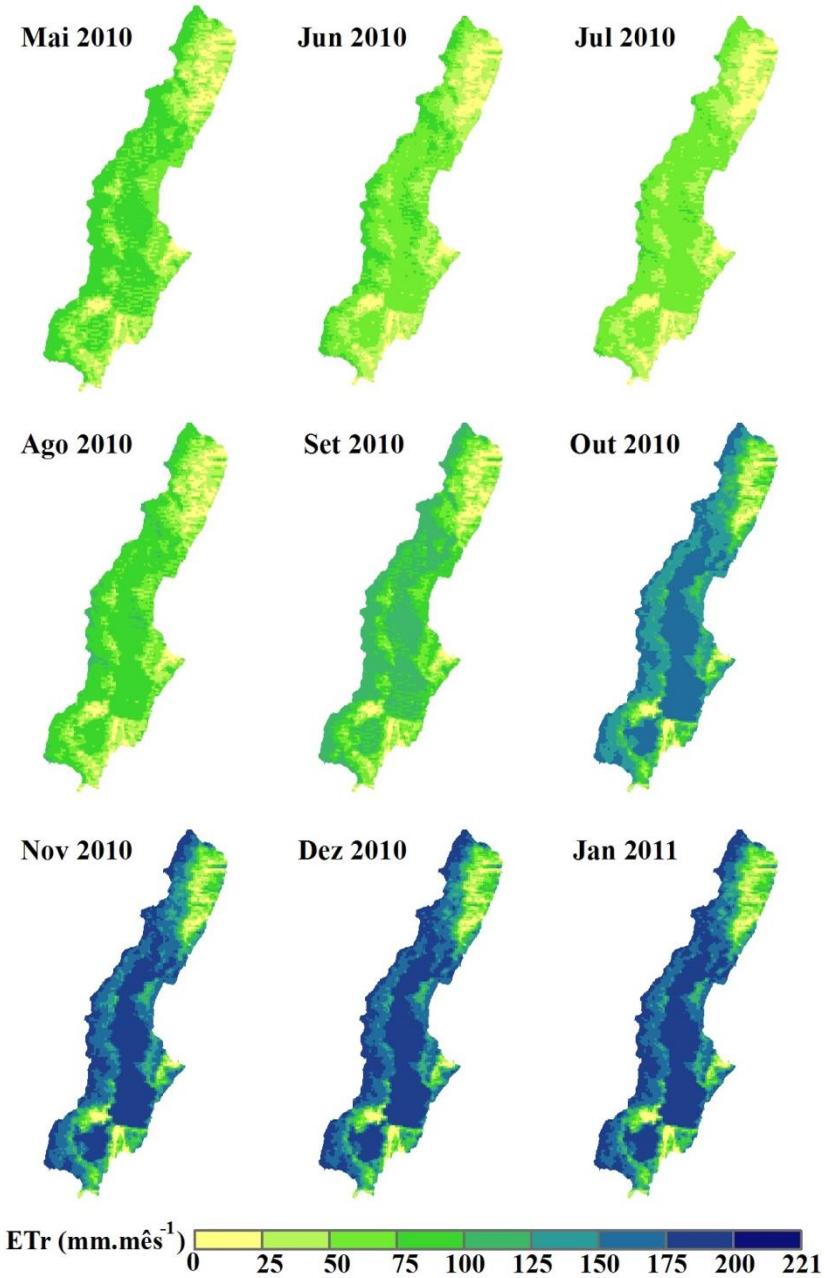


Figura 16 – Evapotranspiração real mensal distribuída 4

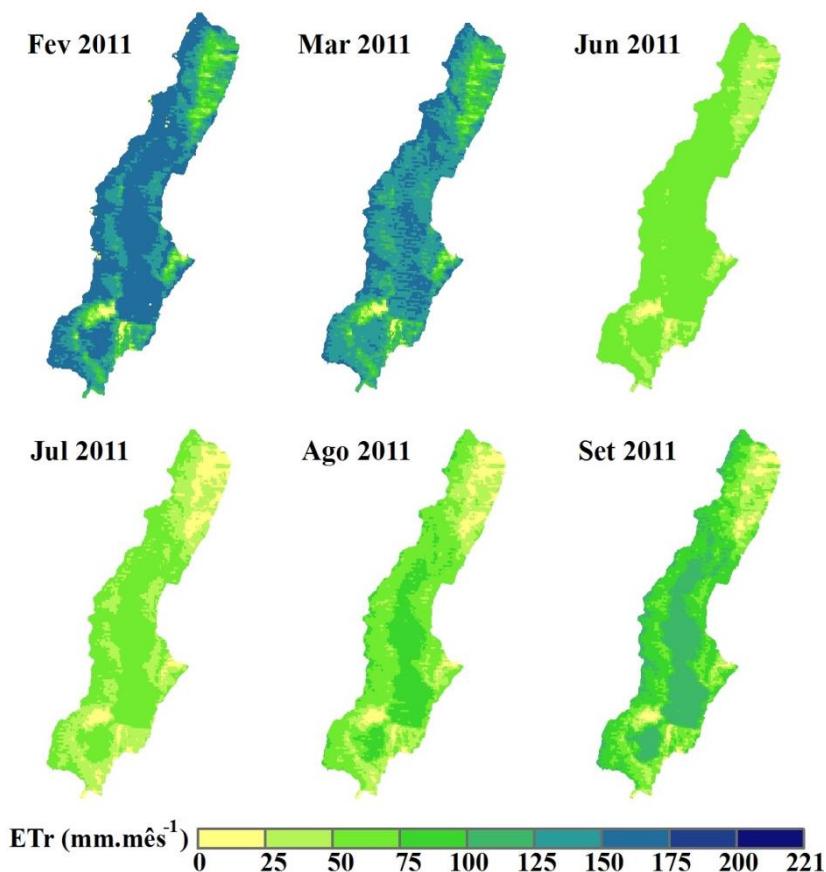


Figura 17 – Evapotranspiração real mensal distribuída 5

Assim como para a evapotranspiração real diária, a sequência dos valores calculados foi a mesma, respeitando a seguinte ordem: água, floresta, pinus, área urbana e dunas. Nota-se o comportamento cíclico do fenômeno da evapotranspiração ao longo do ano, de acordo com a disponibilidade de radiação solar. Os meses de verão apresentam as maiores taxas, enquanto que os meses de inverno apresentaram as taxas menos elevadas e durante o outono e primavera foram obtidos valores intermediários. A Tabela 11 mostra a média aritmética dos valores de evapotranspiração para cada um dos meses do ano calculados neste trabalho.

Analisando-se as áreas de florestas e de água, fica evidente a diminuição, praticamente pela metade, se comparados os valores de eva-

potranspiração ocorridos no verão daqueles ocorridos durante o inverno. Para o outono e a primavera encontrou-se valores intermediários entre aqueles dos obtidos para o verão e o inverno, ainda que para a primavera os valores se aproximem mais daqueles obtidos no verão.

Tabela 11 – Valores mensais de evapotranspiração

Mês	Floresta	Dunas	Água	Urbano	Pinus	Bacia
	Evapotranspiração média mensal (mm/mês)					
Jan	164	4	180	45	152	142
Fev	133	9	148	38	124	117
Mar	144	45	154	42	135	125
Abr	109	75	113	15	98	90
Mai	82	62	87	12	69	66
Jun	64	11	70	16	53	53
Jul	68	12	73	18	58	56
Ago	77	12	85	22	64	65
Set	93	15	103	28	78	79
Out	118	2	134	25	104	99
Nov	141	1	163	27	126	120
Dez	159	3	175	34	144	134

A área urbana apresentou um comportamento de oscilação semelhante aquele das áreas de florestas e de água. Se observados os meses de janeiro e de abril, observa-se que a evapotranspiração chegou a atingir quase um terço do valor obtido para os meses de verão.

Em relação às dunas, obteve-se para os meses de março, abril e maio de 2009 valores 148, 213 e 176 mm/mês, respectivamente. Estes valores encontram-se muito acima daqueles valores esperados para este tipo de uso e ocupação do solo. Isto explica o fato de a média para os meses de março, abril e maio apresentados na Tabela 11 estarem tão elevados, maiores até que para a área urbana. Tal equívoco se deu devido a um erro não identificado no processo de geração das imagens com o algoritmo SEBAL.

Outro ponto interessante a ser analisado é que a bacia da Lagoa da Conceição se comporta de forma semelhante a uma área recoberta por vegetação do tipo pinus, visto que valores médios obtidos para toda a bacia são parecidos aqueles para a área da bacia recoberta por pinus.

Vale citar também que o valor médio de evapotranspiração para a bacia hidrográfica como um todo se aproximou bastante dos valores com maiores porcentagens de uso e cobertura do solo na bacia. Destaca-se então, mais uma vez, o papel fundamental que exercem as áreas verdes e área coberta com água na evapotranspiração dessa bacia.

Considerando-se ainda toda a bacia hidrográfica, os maiores valores médios de evapotranspiração mensal (Tabela 11) obtidos foram para os meses de janeiro, dezembro e março, com valores de 142, 134 e 125 mm/mês, concomitantemente. Os valores mínimos obtidos foram para o mês de junho de 2006, julho de 2009 e julho de 2011, com 43, 48 e 49 mm/mês, respectivamente. Já os valores máximos foram 160 mm/mês para março de 2009, 150 mm/mês para janeiro de 2011 e 149 mm/mês para dezembro de 2010 (valores extraídos da Tabela 10). Nota-se que ocorre maior evapotranspiração na bacia no mês de janeiro e menor no mês de junho.

Percebe-se valores de evapotranspiração mais elevados para os anos de 2007, 2009, 2010 e 2011 frente aos anos de 2005 e 2006, conforme apresentado na Tabela 10. Vale lembrar que para os anos de 2005 e 2006 os dados são da estação meteorológica administrada pela EPA-GRI, no município de São José e para os demais anos os dados são da estação meteorológica situada na Lagoa da Conceição, de administração do Laboratório de Hidráulica Marítima da Universidade Federal de Santa Catarina.

UDA (2012) avaliou também a evapotranspiração média mensal para a bacia do alto do Rio Negro para o ano de 2006. O maior valor de evapotranspiração média mensal para toda a bacia obtido pela autora foi para o mês de janeiro, com 137 mm/mês, já o menor valor obtido foi para o mês de junho com 49 mm/mês. Para toda a bacia da Lagoa da Conceição obteve-se um valor máximo de evapotranspiração de 160,12 mm/mês, um valor mínimo de 43,02 e um valor médio de 91,50 mm/mês, os quais se mostram razoavelmente próximos àqueles obtidos pela autora. Entretanto, se observados os valores para os usos e ocupação do solo como água e floresta, vê-se valores máximos de 194,69 e 181,16 mm/mês, respectivamente.

8 CONCLUSÃO

O trabalho permitiu realizar uma estimativa da evapotranspiração real na bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição, a partir da metodologia do algoritmo SEBAL, considerando-se os usos e ocupação do solo identificados na bacia.

Neste sentido, são apresentadas algumas conclusões obtidas ao longo da realização deste trabalho:

Houve certa dificuldade na seleção das imagens de satélite, devido à presença de nuvens e precipitação em dias antecedentes à data da imagem. Após uma primeira seleção, diversas outras imagens foram descartadas por apresentarem falhas e/ou ainda por não haver dados meteorológicos para a data da imagem. Em princípio, iniciou-se o trabalho com cerca de 50 imagens e ao final foram utilizadas apenas 19. A Tabela 12 expõe as imagens não selecionadas para o presente trabalho e ainda a razão dos seus descartes.

Tabela 12 – Imagens excluídas do estudo

Imagem excluída	Razão
20000415	20030812
20000601	20040401
20000820	20040417
20001007	20040620
20010612	20040706
20010126	20040307
20010211	20040510
20020223	20040830
20020311	20040915
20020408	20050319
20020129	20050420
20020129	20050513
20020724	20050529
20030711	20050801
20050725	20070512
20050902	20101018
20060423	20110802
20101011	Erro na imagem

Ausência de dados meteorológicos

Precipitação superior a 15 mm/dia

Para os dias com baixa intensidade de velocidade do vento há

certa limitação do modelo SEBAL em determinar o fluxo de calor sensível, pois a equação de Monin-Obukhov exige muitas iterações até a estabilização da resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

Constatou-se que os dados de radiação à superfície, para os anos de 2005 e 2006 obtidos a partir da estação meteorológica da EPAGRI, apresentam valores menos elevados, principalmente para a época do verão, do que os dados de radiação dos outros anos, medidos na estação da Lagoa da Conceição. Então, é possível que os resultados para os anos de 2007, 2009, 2010 e 2011 estejam superestimados quando comparados aos dados de 2005 e 2006.

Além do fator da estação meteorológica, nota-se que os valores de evapotranspiração para os dias e meses de verão, considerando todos os anos de uma forma geral, parecem superestimados, Ainda que a área seja de litoral e com grande cobertura de floresta e água. Já os valores médios parecem adequados para a bacia hidrográfica. Sugere-se então a realização da estimativa com outros métodos de cálculo, para efeito de comparação dos resultados. A instalação de equipamentos de medição em campo que possibilitem uma estimativa aproximada do fenômeno, como um lisímetro ou um Tanque Classe A, também é bastante interessante.

Os valores de evapotranspiração real diária confirmaram a tendência de maiores taxas de evapotranspiração durante o período do verão frente ao de inverno, tendência essa repetida para os resultados mensais. Destaca-se os valores elevados de evapotranspiração obtidos para os dias 01 de fevereiro de 2009, 04 de fevereiro de 2010 e 03 de novembro de 2010, onde obteve-se 8,7, 8,0 e 7,6 mm/dia de evapotranspiração para a área coberta com água. Cabe citar também a baixa representatividade das dunas no processo de evapotranspiração. Frisa-se ainda a ausência de resultados para o ano de 2008, em virtude da ausência de dados meteorológicos.

Dentre os valores máximos mensais, chegou-se aos seguintes resultados para: a) floresta: 181 mm/mês (janeiro de 2009); b) dunas: 38 mm/mês (setembro de 2007, desconsiderando-se os meses de março, abril e maio que apresentaram falha); c) água: 195 mm/mês (janeiro de 2011); d) área urbana: 76 mm/mês (janeiro de 2009); e) pinus: 176,51 mm/mês (janeiro de 2009); f) bacia hidrográfica: 160,12 mm/mês (janeiro de 2009). Considerando-se toda a bacia hidrográfica, vê-se que o mês de maior evapotranspiração foi o mês de janeiro enquanto que o mês de menor evapotranspiração foi o mês de junho (Tabela 11).

É importante destacar o papel das áreas de florestas e de água na bacia hidrográfica em relação à evapotranspiração, estes tipos de cober-

tura do solo são responsáveis pela maior fração da evapotranspiração na bacia. A área coberta por água dificilmente sofrerá alguma alteração, entretanto as áreas de florestas estão sujeitas à supressão e, caso isso ocorra, o balanço hídrico da região sofrerá forte alteração.

Cabe ainda citar a possibilidade da execução do trabalho sem a necessidade de um grande investimento, que se dá basicamente pela aquisição do *software* ERDAS IMAGINE e as horas dispendidas na execução do trabalho.

Por fim, recomenda-se que para trabalhos futuros sejam utilizadas mais imagens de satélite de modo a permitir um maior período de observação do fenômeno de evapotranspiração na região.

9 REFERÊNCIAS

ALLEN, R.G.; BASTIAANSEN, W.G.M.; TREZZA, R.; TASUMI M.; WATERS, R. **Surface energy balance algorithms for land – Advanced training and user’s manual**. Versão 1.0, p. 98, 2002.

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

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

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

DE BRUIN, H. A. R. 1987 'From Penman to Makkink', in Hooghart, C. (Ed.), **Evaporation and Weather, Proceedings and Information**. Comm. Hydrological Research TNO, The Hague. pp. 5±30.

CECCA: **Uma cidade numa ilha: relatório sobre problemas sócio-ambientais da Ilha de Santa Catarina**/ Centro de Estudos Cultura e Cidadania - CECCA – Florianópolis, Insular, 1997.

CHANG, M. **Forest hydrology: an introduction to water and forests**. 373 pg. CRC Press, 2003.

FIALHO, F.B. **Metodologia de georreferenciamento do Cadastro Vitícola**. Bento Gonçalves: Embrapa Uva e Vinho, 2005. 26 p.: il.

FILHO, A.N.P. TIRLONI, D.V. **Diagnóstico Ambiental das Bacias Hidrográficas de Florianópolis**. 214 p. Brotar e Crescer (ONG) a Associação Comercial e Industrial de Florianópolis (ACIF). Florianópolis, 2009.

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

GIACOMONI, M.H. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: Aplicação no Estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado em Recursos Hídricos. UFRGS, Porto Alegre, 2005.

GODOY, F.B. **Caracterização Temática da Bacia Hidrográfica da Lagoa da Conceição, Florianópolis – SC**. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Sanitária e Ambiental, UFSC. Florianópolis, 2007.

GODOY, F. B. **Modelagem Hidrológico-Hidrodinâmica da Lagoa da Conceição – SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), UFSC, Florianópolis, Santa Catarina, 2009.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em Recursos Terrestres**. Tradução de J. C. N. Epiphânio. São José dos Campos, SP: Parênteses, 2009. 598 p. (Prentice Hall Series in Geographic Information Science) Tradução de: Remote Sensing of the environment: In a Earth resource perspective.

IBGE. **Introdução ao Processamento Digital de Imagens**. Primeira Divisão de Geociências do Nordeste. Rio de Janeiro, 2001.

IBGE. Sistema IBGE de Recuperação automática – SIDRA. **Censo demográfico 2000**. Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2001.

IBGE. Sistema IBGE de Recuperação automática – SIDRA. **Censo demográfico 2010**. Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2012.

LIU, W. T. H. **Aplicações de Sensoriamento Remoto**. Editora UNIDERP. Campo Grande, 2006. p 217, 218, 220, 417, 811.

NETO, V.B. **Caracterização geomorfológica da Bacia Hidrográfica da Lagoa da Conceição, Florianópolis – SC**. Trabalho de Conclusão

de Curso. Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2007.

ODRESKI, L.F.R. **Influência hidrológica nos processos hidrodinâmicos da Lagoa da Conceição - Florianópolis-SC**. 2012. xv, 126 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Florianópolis, 2012.

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

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

SILVA, J. C. **Análise Numérica da Influência do Rio João Gualberto sobre a Hidrodinâmica Residual da Lagoa da Conceição – Florianópolis - SC**. Monografia (Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental) – Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2010.

THOMÉ, V.M.R., ZAMPIERI, S., BRAGA, H., PANDOLFO, C., SILVA JÚNIOR, V.P., BACIC, I., LAUS NETO, J., SOLDATELI, D., GEBLER, e, ORE, J.D., ECHEVERRIA, L, MATTOS, M., SUSKI, P.P. **Zoneamento Agroecológico e Socioeconômico de Santa Catarina**. EPAGRI, 1999. Disponível em <<http://ciram.epagri.sc.gov.br/images/documentos/ZonAgroecoMapas.pdf>>. Acesso em fevereiro de 2014.

TUCCI, Carlos E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre (RS): Ed. da URGs, 2000. 943p.

UDA, P. K. **Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL**. Florianópolis, 2012. 163 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e climatologia**. Versão Digital 2, Recife: 2006.

VIANELLO, Rubens Leite; ALVES, Adil Rainier. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: Impr. Universitária, UFV, 1991. 449p.