



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E  
SANEAMENTO AMBIENTAL**

**MICHELE LAURENTINO DE OLIVEIRA**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO SEBAL  
AUTOMATIZADO EM CLIMA MEDITERRÂNICO**

**CAMPINA GRANDE**

**2018**

**MICHELE LAURENTINO DE OLIVEIRA**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO SEBAL  
AUTOMATIZADO EM CLIMAMEDITERRÂNICO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientadores:

Profa. Dra. Iana Alexandra Alves Rufino;

Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha

**CAMPINA GRANDE**

**2018**

O48e Oliveira, Michele Laurentino de.  
Estimativa da evapotranspiração utilizando SEBAL automatizado em clima mediterrânico / Michele Laurentino de Oliveira. - Campina Grande, 2018.  
80 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.  
"Orientação: Profa. Dra. Iana Alexandra Alves Rufino, Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha".  
Referências.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Automatização de Algoritmos. 3. SEBAL. I. Rufino, Iana Alexandra Alves. II. Cunha, John Elton de Brito Leite. III. Título.

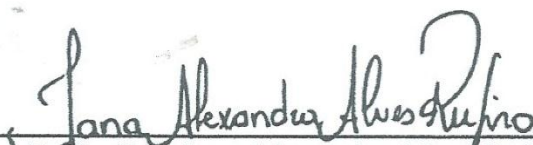
CDU 528.8(043)

MICHELE LAURENTINO DE OLIVEIRA

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO SEBAL  
AUTOMATIZADO EM CLIMA MEDITERRÂNIC

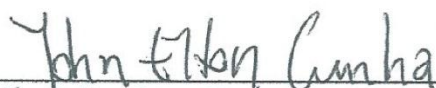
Aprovado em 22 / 0 / 2018  
8

BANCA EXAMINADORA



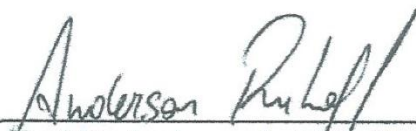
---

Prof. Dra. Iana Alexandra Alves Rufino  
(Orientadora – Universidade Federal de Campina Grande)



---

Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha  
(Coorientador – Universidade Federal de Campina Grande)



---

Prof. Dr. Anderson L. Ruhoff  
(Examinador externo - Universidade Federal do Rio Grande do Sul)



---

Prof. Dr. Adriano R. Paz  
(Examinador externo - Universidade Federal da Paraíba)

CAMPINA GRANDE

2018

*Dedico esta, aos meus pais, José Braz de Oliveira Filho e Calina Laurentino da Silva, meus maiores incentivadores. Aos meus queridos irmãos e sobrinhos.*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus e a Virgem Maria, por terem me guiado em todos os momentos da minha caminhada, principalmente nos momentos felizes em que me conduziram pela mão e nos momentos difíceis em que me carregaram em seus braços.

Aos meus pais José Braz de Oliveira Filho e Calina Laurentino da Silva, aos meus irmãos: Alexander Laurentino de Oliveira, John Herbert Laurentino de Oliveira, Anderson Laurentino de Oliveira e Tadeu Laurentino de Oliveira, por todo amor, apoio e incentivos. Obrigada por não medirem esforços para eu conseguir alcançar os meus objetivos. Amo vocês.

Aos meus queridos sobrinhos Alessandro Gomes de Oliveira, Pedro Henrique Gomes de Oliveira, Maria Eduarda Gomes de Oliveira e Ana Júlia Oliveira Laurentino, por todo carinho e momentos de distração que me proporcionaram. Meus amores!

A todos os meus familiares de modo geral que de alguma maneira contribuíram na minha caminhada até aqui, principalmente as minhas primas Amanda Laurentino Torquato e Camila Macedo Silva pelas conversas, apoio e enorme incentivo durante a minha caminhada. Presentes de Deus para mim!

A minha orientadora Profa. Iana Alexandra, pelos ensinamentos e confiança. Obrigada pelo enorme carinho e sabedoria com que me conduziu durante a pesquisa. Ao meu coorientador Prof. John Cunha, por toda a ajuda, disponibilidade e confiança no desenvolvimento dessa pesquisa, e acima de tudo pela paciência para comigo.

Aos professores Fernanda Valente, Manuel Campagnolo, Isabel Ferreira e ao pesquisador Nuno Conceição pela disponibilização dos dados, o que sem eles não teria sido possível a realização do presente estudo.

Aos membros da banca examinadora pela dedicação em contribuir com este trabalho.

A todos do LabHid II, nosso “lab doce lab” BU, que me auxiliaram em todas as etapas desse trabalho, e que também me fizeram crescer não só pelo lado profissional, mas também, e principalmente, pelo lado pessoal. Obrigada por todo carinho!

A todos os professores do PPGECA que tive a oportunidade de conhecer. Obrigada pelos ensinamentos!

A Capes, pelo apoio financeiro.

Enfim, a todos aqueles que direta ou indiretamente fizeram parte da minha caminhada. Obrigada a todos!

## RESUMO

Há mais de duas décadas o *Surface Energy Balance Algorithms for Land* (SEBAL) tem sido utilizado com sucesso em diferentes regiões climáticas para estimativa da evapotranspiração real (ETr) a partir de imagens de satélite. A versão tradicional do SEBAL requer do operador (usuário) a identificação visual de dois pixels âncora (quente e frio) e a utilização de estações meteorológicas na região de estudo. Entretanto estes dois fatores limitam a sua aplicação para trabalhos que necessitam de longas séries temporais em grandes áreas. O objetivo deste trabalho foi aperfeiçoar o algoritmo de seleção dos pixels âncora e reduzir a utilização de dados meteorológicos provenientes de estações de superfície por dados de sensores orbitais. O trabalho foi desenvolvido para uma área de cultivo intensivo de oliveiras localizado na região mediterrânea de Portugal, reunindo ao todo 16 observações dos satélites Landsat 5 e 7 capturadas entre os anos de 2010 e 2012. O modelo SEBAL e o algoritmo de seleção automática dos pixels âncora utilizado neste estudo (Cunha et al., 2018) foi adaptado para permitir o uso de diferentes configurações de seleção dos pixels âncora e entrada de dados meteorológicos proveniente de dados orbitais. O algoritmo de seleção dos pixels âncora foi avaliado para cinco diferentes configurações (testes), resultando em cinco diferentes estimativas de ETr. Para redução da demanda por dados de estações meteorológicas de superfície, este trabalho utilizou os dados disponibilizados de radiação de onda curta e Temperatura de Superfície pelo Sistema *Satellite Application Facility on Land Surface Analysis* (LSA SAF), que são gerados a partir dos dados do sensor MSG. A avaliação das diferentes configurações (testes) foi realizada a partir da instrumentação de campo (*Eddy covariance*), analisando sempre a ETr diária. Os resultados mostram uma alta sensibilidade do SEBAL em relação aos quantis de temperatura de superfície do conjunto dos candidatos a pixels âncora. Quando comparado aos dados de campo (*Eddy Covariance*), a melhor configuração do algoritmo de seleção dos pixels âncora permitiu a estimativa da ETr com  $R^2$  igual a 0,734 e erro médio absoluto de  $0,4\text{mm}\text{d}^{-1}$ . A aplicação do SEBAL automatizado a regiões de elevada sazonalidade como a utilizada neste estudo permitiu a avaliação numa ampla gama de valores de ETr (1,64 a  $4,40\text{mm}\text{d}^{-1}$ ). Ainda, os resultados encontrados neste estudo apresentam desempenho semelhante aos encontrados por trabalhos que utilizam o SEBAL na forma tradicional para regiões de clima e cobertura do solo semelhantes. Para comprovar a eficiência da configuração que apresentou melhor desempenho, novas avaliações devem ser realizadas para outras regiões climáticas e coberturas do solo. No entanto, a partir deste trabalho, observa-se que é possível obter bom desempenho para o SEBAL com seleções automáticas de pixels âncora, essa contribuição permitirá a redução das limitações e maior aplicação do SEBAL as áreas de hidrologia, agronomia, meteorologia e avaliação ambiental.

**Palavras-chave:** Sensoriamento Remoto. Automatização de algoritmos. SEBAL.

## ABSTRACT

For more than two decades, Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL) has been used successfully in different climatic regions to estimate actual evapotranspiration (ET<sub>r</sub>) from satellite imagery. The traditional version of SEBAL requires the operator (user) to visualize two anchor pixels (hot and cold) and the use of meteorological stations in the region of study. However, these two factors limit their application to jobs that require long time series and large areas. The objective of this work was to improve the algorithm of selection of reference pixels and reduce the use of meteorological data from surface stations by orbital sensor data. The work was developed for an intensive cultivation of olive trees located in the Mediterranean region of Portugal, bringing together 16 observations of the Landsat 5 and 7 satellites captured between 2010 and 2012. The SEBAL model and the algorithm of automatic selection of reference pixels used in this study was previously programmed in R by Cunha et al., 2018 and had adaptations performed in this work to allow the use of different configurations of selection of anchors and input of meteorological data from orbital data. The anchor pixel selection algorithm was evaluated for five different configurations (tests), resulting in five different ET<sub>r</sub> estimates. In order to reduce the demand for data from surface meteorological stations, this work used the available data of shortwave radiation and Surface Temperature by the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA SAF), which are generated from the sensor data MSG. The evaluation of the different configurations (tests) was performed from the field instrumentation (Eddy covariance), always analyzing the daily ET<sub>r</sub>. The results show a high sensitivity of SEBAL in relation to the surface temperature quantiles of the candidate set of anchor pixels. When compared to the field data (Eddy Covariance), the best configuration of the anchor pixel selection algorithm allowed estimation of ET<sub>r</sub> and  $R^2=0.734$  and absolute mean error equal to  $0.4\text{mm}\text{d}^{-1}$ . The application of the automated SEBAL to regions of high seasonality with that used in this study allowed the evaluation in a wide range of values ( $1.64 - 4.40\text{mm}\text{d}^{-1}$ ). Also, the results found in this study show similar performance to those found by works that use SEBAL in the traditional way for similar regions of climate and soil cover. To prove the efficiency of the configuration that presented better performance (test 5), new evaluations should be performed for other climatic regions and soil cover. However, from this work it is observed that it is possible to obtain good performance for SEBAL with automatic selections of anchor pixels, this contribution will allow the reduction of the limitations and greater application of SEBAL to the areas of hydrology, agronomy, meteorology and environmental evaluation.

**Keywords:** Remote Sensing. Automation of algorithms. SEBAL.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Saldo de radiação na superfície.....	15
Figura 2: Balanço energético entre a superfície e atmosfera.....	16
Figura 3: Principais elementos do processo de detecção remota.....	21
Figura 4: Propriedades das ondas .....	21
Figura 5: Curvas de radiação de corpo negro para diversos objetos .....	22
Figura 6: Espectro eletromagnético .....	23
Figura 7: Assinatura espectral para diferentes tipos de materiais .....	23
Figura 8: Quadro-Resumo das resoluções .....	25
Figura 9: Cronologia histórica do Programa Landsat.....	26
Figura 10: Representação da faixa não afetada pela falha do SLC .....	29
Figura 11: Localização da área de estudo.....	36
Figura 12: Localização do experimento e seu entorno .....	37
Figura 13: Climatologia da área de estudo .....	38
Figura 14: Localização da órbita e ponto das cenas estudadas.....	41
Figura 15: Fases metodológicas da aplicação do algoritmo SEBAL .....	43
Figura 16: Distribuição espacial dos candidatos a pixel quente para todos os testes e todos os dias estudados .....	57
Figura 17: Análise do saldo de radiação diário estimado por SEBAL e obtido em campo .....	59
Figura 18: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 1.....	62
Figura 19: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 2.....	62
Figura 20: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 3.....	63
Figura 21: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 4.....	63
Figura 22: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 5.....	64
Figura 23: Evapotranspiração real (teste 5) x Precipitação .....	65
Figura 24: Evapotranspiração diária x Saldo de radiação diário .....	66
Figura 25: Corpo hídrico localizado próximo a área de estudo.....	68

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Principais aplicações, intervalo espectral e resolução espacial para cada banda do sensor TM/Landsat 5 .....	27
Tabela 2: Intervalo espectral e resolução espacial para cada banda do sensor ETM+/Landsat 7 .....	28
Tabela 3: Modelos utilizados na estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto	32
Tabela 4: Dias selecionados para o estudo .....	40
Tabela 5: Constantes de calibração da banda termal para os sensores TM e ETM+ .....	45
Tabela 6: Bandas espectrais para os sensores a bordo dos satélites Landsat ( <i>nm</i> ).....	45
Tabela 7: Coeficientes utilizados para o cálculo do albedo de superfície .....	46
Tabela 8: Etapas de seleção dos pixels âncora .....	47
Tabela 9: Testes realizados com base nos quantis de Ts (Etapa 2) .....	47
Tabela 10: Estimativa da ETr ( $\text{mmd}^{-1}$ ) para diferentes testes com base na escolha dos pixels âncora.....	56
Tabela 11: Temperatura da superfície do pixel quente selecionado para os diferentes quantis .....	58
Tabela 12: Erro relativo acumulado, $R^2$ e Declividade da reta entre os valores modelados e observados de ETr para cada teste realizado .....	60
Tabela 13: Erro absoluto da evapotranspiração real entre os dados de campo ( $E_{Tr_{Obs}}$ ) e os dados obtidos pelo teste 5 com o algoritmo SEBAL ( $E_{Tr_{SEBAL}}$ ).....	61
Tabela 14: Análise de influência do vento na estimativa da ETr .....	67

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALEXI	- <i>Atmosphere-Land Exchange Inverse</i>
CHG	- <i>Climate Hazards Group</i>
CIMEC	- <i>Calibration using inverse modeling at extreme conditions</i>
Cp	- Calor específico do ar
Cs	- Coeficiente de regressão
dT	- Variação de temperatura
EC	- <i>Eddy Covariance</i>
ET	- Evapotranspiração
ETM+	- <i>Thematic Mapper Plus</i>
ETP	- Evapotranspiração Potencial
ETPc	- Evapotranspiração Potencial da Cultura
ETr	- Evapotranspiração Real
EUMETSAT	- <i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
G	- Fluxo de calor no solo
H	- Fluxo de calor sensível
HRV	- <i>High Resolution Visible</i>
IR	- <i>Infrared</i>
IV	- Índice de vegetação
k	- Constante de Von Karman
LAS	- <i>Large Aperture Scintillometer</i>
LAI	- <i>Leaf Area Index</i>
LE	- Fluxo de calor latente
LE7	- Landsat 7 ETM+
LSA SAF	- <i>Satellite Application Facility on Land Surface Analysis</i>
LT5	- Landsat 5 TM
METRIC	- <i>Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration</i>
MSG	- <i>Meteosat Second Generation</i>
MSS	- <i>Multispectral Scanner</i>
NASA	- <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	- <i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
PAN	- Banda pancromática
rah	- Resistência aerodinâmica ao transporte de calor
Ra <sub>24h</sub>	- Radiação extraterrestre
REM	- Radiação eletromagnética
R <sub>L</sub>	- Radiação de onda longa
R <sub>L,atm</sub>	- Radiação de onda longa emitida pela atmosfera
R <sub>L,emit</sub>	- Radiação de onda longa emitida por cada pixel

$R_n$	- Saldo de radiação na superfície
$R_{s\downarrow}$	- Radiação de onda curta incidente
$R_{sa}$	- Radiação de onda curta extraterrestre incidente no topo da atmosfera
$R_{sd}$	- Radiação difusa
SAVI	- <i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>
SEBAL	- <i>Surface Energy Balances Algorithms for Land</i>
SEBI	- <i>Surface Energy Balance Index</i>
SEBS	- <i>Surface Energy Balance System</i>
SEVERI	- <i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i>
SLC	- <i>Scan Line Corrector</i>
SR	- <i>Surface Reflectance</i>
SRTM	- <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
S-SEBI	- <i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
$T_a$	- Temperatura do ar
TIR	- <i>Thermal infrared</i>
TM	- <i>Thematic Mapper</i>
TMS	- <i>Two-Source Model</i>
$T_s$	- Temperatura da superfície
TSEB	- <i>Two-Source Energy Balance</i>
$T_{s_{landsat}}$	- Temperatura da superfície com dados landsat
$u^*$	- Velocidade de fricção
USGS	- <i>United States Geological Survey</i>
$\alpha$	- Albedo
$\epsilon_0$	- Emissividade de cada pixel
$\sigma$	- Constante de Stefan-Boltzmann
$\lambda$	- Comprimento de onda
$\rho$	- Densidade do ar
$\rho_{nir}$	- Refletividade no infravermelho próximo
$\rho_{red}$	- Refletividade no vermelho
$\nu$	- Frequência

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
<b>1.1 OBJETIVOS.....</b>	<b>12</b>
<b>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>13</b>
<b>2.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....</b>	<b>13</b>
2.1.1 <i>Saldo de Radiação.....</i>	<i>14</i>
2.1.2 <i>Balanço de Energia.....</i>	<i>16</i>
2.1.3 <i>Métodos para obtenção da evapotranspiração.....</i>	<i>17</i>
<b>2.2 SENSORIAMENTO REMOTO .....</b>	<b>19</b>
2.2.2 <i>Sensoriamento Remoto Orbital.....</i>	<i>20</i>
2.2.3 <i>Programa Landsat .....</i>	<i>25</i>
2.2.4 <i>Programa EUMETSAT .....</i>	<i>29</i>
2.2.5 <i>Missão CHG.....</i>	<i>30</i>
<b>2.3 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO .....</b>	<b>31</b>
2.3.1 <i>SEBAL .....</i>	<i>33</i>
<b>CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>36</b>
<b>3.1 ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>36</b>
3.1.1 <i>Cultura .....</i>	<i>38</i>
<b>3.2 COLETA DOS DADOS .....</b>	<b>39</b>
3.2.1 <i>Dados dos sensores de campo.....</i>	<i>39</i>
3.2.2 <i>Imagens de Satélites.....</i>	<i>40</i>
<b>3.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS .....</b>	<b>42</b>
3.3.1 <i>Automatização do SEBAL .....</i>	<i>42</i>
<b>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>55</b>
<b>4.1 RESULTADO DA SELEÇÃO DOS PIXELS ÂNCORA BASEADOS EM DIFERENTES QUANTIS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE .....</b>	<b>55</b>
<b>4.2 DESEMPENHO DO ALGORITMO SEBAL.....</b>	<b>58</b>
<b>4.3 ANÁLISE DE VARIÁVEIS CLIMATOLÓGICAS QUE PODEM INFLUENCIAR NA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....</b>	<b>64</b>
4.3.1 <i>Precipitação x ETr .....</i>	<i>64</i>
4.3.2 <i>Saldo de Radiação.....</i>	<i>65</i>
4.3.3 <i>Velocidade e Direção do vento .....</i>	<i>66</i>
<b>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÃO .....</b>	<b>69</b>
<b>CAPÍTULO 6 -REFERÊNCIAS .....</b>	<b>71</b>

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A evapotranspiração real (ET<sub>r</sub>) é uma importante variável ambiental nas interações entre o solo, vegetação e atmosfera. A análise quantitativa da ET<sub>r</sub> é uma estratégia essencial para os estudos de variações climáticas e na gestão dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica (LIU et al. 2013). Estudos em regiões de clima mediterrânico têm grande importância, pois estas regiões são consideradas complexas por apresentarem uma alta variabilidade climática (CID et al., 2016). Esta alta variabilidade climática das regiões mediterrânicas é consequência de variações sazonais na radiação solar e precipitação (GASITH e RESH, 1999), e consequentemente, resultará em diferentes taxas evapotranspirativas.

Os princípios físicos ligados ao fenómeno da evapotranspiração são relativamente complexos e variáveis no tempo e no espaço (ALLEN et al., 2011). Apesar dessa complexidade, vários métodos foram desenvolvidos para estimar a evapotranspiração (ET). Entre os métodos experimentais, essa estimativa pode ser feita de diferentes maneiras: balanço hídrico em bacias, lisímetro, métodos das correlações turbulentas, cintilometria, método do balanço de energia baseado na Razão de Bowen, método aerodinâmico, balanço hídrico no solo e sensoriamento remoto. Apesar dos métodos experimentais apresentarem uma boa precisão, alguns métodos são bem pontuais, como é o caso do lisímetro. Outros métodos como o método das correlações turbulentas (*Eddy Covariance*) e a cintilometria apresentam uma maior abrangência espacial. Alguns cintilômetros, por exemplo, podem realizar medições para um intervalo espacial entre o emissor e receptor do instrumento de até 12.000m (CUNHA et al., 2011). Apesar deste alcance, a mensuração em áreas maiores e heterogêneas podem se tornar limitadas pela dificuldade de extrapolação de resultados devido à heterogeneidade natural da cobertura do solo e a complexidade dos processos hidrológicos. O sensoriamento remoto surge com um grande potencial para minimizar tais limitações, permitindo o estudo em áreas extensas e através do uso de imagens gratuitas os custos de sua aplicação são bastante reduzidos por parte do usuário.

Nas últimas três décadas, avanços relacionados à estimativa da ET<sub>r</sub> com o uso de técnicas de sensoriamento remoto vêm se expandindo (KUSTAS e NORMAN, 1996; JIANG e ISLAM, 1999; ANDERSON et al., 2007; FENG, 2015). A estimativa da ET<sub>r</sub> através de técnicas de sensoriamento remoto ocorre de forma indireta com base no balanço de energia à superfície. Vários modelos foram desenvolvidos para obter estimativas da ET<sub>r</sub> a partir de técnicas de sensoriamento remoto. O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) desenvolvido por Bastiaanssen (1995) e aprimorado por Bastiaanssen et al. (1998) é um modelo

para estimativa da ETr amplamente utilizado (GOWDA et al., 2007) e que requer o mínimo de dados meteorológicos de campo para sua operação. Uma das fases mais desafiadoras e que podem gerar incertezas nos modelos para estimativa da ETr é a seleção dos pixels âncora (pixel quente e frio) para determinar a variação de temperatura ( $dT$ ) em todos os pixels da área de estudo. Geralmente essa seleção é feita de forma manual, onde essa forma de seleção manual gera subjetividade, incertezas e tempo. Pensando nisso, este trabalho apresenta o modelo SEBAL totalmente automatizado para uma área de cultivo de oliveiras e clima mediterrânico, visando contribuir aos estudos de estimativa da evapotranspiração.

O desenvolvimento de métodos que identificam automaticamente pixels de calibração (âncora) é uma alternativa valiosa no intuito de tornar os algoritmos mais operacionais, permitindo assim uma maior eficiência na estimativa da ETr, economizando tempo e custo. Para grandes áreas e um número considerável de imagens a seleção manual se torna inviável. Pesquisadores vêm desenvolvendo métodos automatizados para escolha dos pixels âncora baseados em limiares de temperatura da superfície ( $T_s$ ) e índices de vegetação (IV). Allen et al. (2013) desenvolveram uma metodologia para detectar pixels quentes e frios usando limiares de NDVI,  $T_s$  e vizinhança. Biggs et al. (2016) desenvolveram e testaram diferentes métodos de análise sobre o desempenho do modelo baseado em  $T_s$  e NDVI na escolha dos pixels âncora para o mapeamento automatizado em áreas irrigadas. Olmedo et al. (2016) apresentaram estimativas da ET utilizando o modelo METRIC automatizado em linguagem de programação R com a aplicação do pacote *Water*. Cunha et al. (2018) aplicaram a seleção automatizada de pixels usando limiares de NDVI, quantis de  $T_s$ , energia disponível (diferença entre o saldo de radiação -  $R_n$  e o fluxo de calor no solo -  $G$ ) e análise da homogeneidade dos pixels vizinhos.

Apesar de todos os avanços nos métodos para a estimativa da ETr, ainda existe uma demanda considerável por dados de estações climatológicas. Muitas regiões não apresentam estações meteorológicas e, muitas que apresentam, não possuem todos os sensores necessários para aplicação dos métodos. Ainda assim alguns sensores, muitas vezes, fornecem dados com baixa qualidade (DROOGERS e ALLEN, 2002). Satélites meteorológicos podem ajudar a suprir a carência por dados de estações de superfície, ampliando as possibilidades de operacionalidade das estimativas de ETr realizadas por modelos como o SEBAL.

As estimativas realizadas a partir de sensores remotos necessitam ser comparadas com dados de campo (observados) para que os usuários destas técnicas possam conhecer o nível de precisão ou acurácia ligados aos produtos derivados de sensores orbitais. A integração das diferentes técnicas permite uma melhor compreensão dos resultados. Além disso, regiões com características físicas e climáticas semelhantes podem se beneficiar da validação de dados

similares (CUNHA, 2011). Neste sentido, diversas regiões podem fazer uso destas estimativas a partir de produtos de sensoriamento remoto desde que haja confiabilidade na validação das mesmas.

## **1.1 Objetivos**

O presente trabalho tem como objetivo aperfeiçoar o algoritmo de seleção dos pixels âncora e reduzir a utilização de dados meteorológicos provenientes de estações de superfície por dados de sensores orbitais. O modelo SEBAL e o algoritmo de seleção automática dos pixels âncora utilizado neste estudo foram previamente programados em R por Cunha et al., 2018 e tiveram adaptações realizadas neste trabalho para permitir o uso de diferentes configurações de seleção dos pixels âncora e entrada de dados meteorológicos proveniente de dados orbitais. Em auxílio ao cumprimento dessa meta, apresenta-se como objetivos específicos:

- Testar diferentes configurações de seleção dos pixels âncora;
- Adaptar o modelo com a dependência mínima de dados meteorológicos de campo;
- Realizar a análise comparativa entre os resultados obtidos pelo modelo aperfeiçoado e os dados obtidos em campo.



## CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração representa o conjunto das ações de perda de água causada pela evaporação a partir da superfície do solo e dos cursos d'água, lagos, mares e no interior das plantas (transpiração). A transpiração é a evaporação da água para a atmosfera, decorrente de ações fisiológicas das plantas, em um processo envolve a retirada da água do solo através das raízes das plantas e a transmissão à atmosfera pela transpiração das folhas, através das cavidades estomáticas. A evapotranspiração somente poderá ocorrer naturalmente se houver a disponibilidade de energia no sistema, proveniente do sol, da atmosfera, ou de ambos (TUCCI, 2001).

O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea em uma superfície vegetada (PEREIRA et al., 2002).

A evapotranspiração é um dos principais componentes do ciclo hidrológico e, o seu valor integrado no tempo é de suma importância para estudos hidrológicos, agrônômicos e de modelagem atmosférica (BORGES, 2013). A análise quantitativa da evapotranspiração pode ser aplicada na resolução de problemas relacionados à gestão dos recursos hídricos em geral, ao manejo da água, agricultura, variações climáticas e previsão de cheias.

Há várias classificações para a evapotranspiração, dentre elas é importante definir três tipos de evapotranspiração: (i) Evapotranspiração Potencial ou de Referência, (ii) Evapotranspiração Potencial da Cultura e (iii) Evapotranspiração Real. Elas podem ser assim definidas:

- (i) **Evapotranspiração Potencial (ETP):** é a evapotranspiração de uma cultura hipotética que cobre todo o solo, em crescimento ativo, sem restrição hídrica nem nutricional, com altura média de 0,12m (SMITH, 1991).
- (ii) **Evapotranspiração Potencial da Cultura (ETPc):** é a evapotranspiração de determinada cultura quando há ótimas condições de umidade e nutriente no solo, de modo a permitir a produção potencial desta cultura no campo (BERNARDO et al., 2005).
- (iii) **Evapotranspiração Real (ETr):** é a quantidade de água evapotranspirada sob condições reais de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração

real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial (GANGOPADHYAYA et al., 1966).

Informações confiáveis sobre a evapotranspiração real são deficientes e de difícil obtenção, pois demandam um longo tempo de observação e custam muito caro (TUCCI, 2001), fazendo assim da ET potencial uma alternativa mais usada pelos pesquisadores através de modelos empíricos.

Parâmetros relacionados ao tempo interferem fortemente na evapotranspiração real. Os elementos de tempo que oferecem maior impacto neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e a velocidade do vento (PEREIRA et al., 2002).

### 2.1.1 Saldo de Radiação

A atmosfera pode ser entendida como uma máquina térmica, que depende, basicamente, da energia solar para seu movimento (COLLISCHONN & DORNELLES, 2013). A principal fonte de energia utilizada no processo de evapotranspiração é a radiação solar.

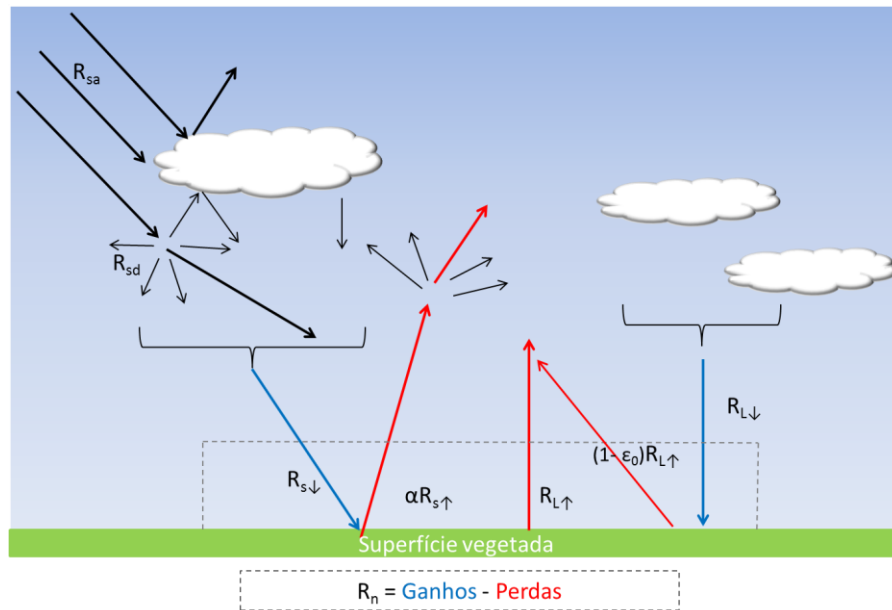
O saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ), apresentado pela Figura 1, é o resultado de um balanço entre a radiação de ondas curtas absorvidas e a radiação de ondas longas emitidas. O balanço de radiação é computado utilizando a Equação 1:

$$R_n = R_{s\downarrow} (1 - \alpha) - R_{L,emit} + R_{L,atm} - (1 - \epsilon_0) \cdot R_{L,atm} \quad (1)$$

onde  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente,  $\alpha$  é o albedo corrigido de cada pixel,  $R_{L,atm}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel,  $R_{L,emit}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\epsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

A radiação solar incidente na superfície é constituída de radiação na faixa de ondas curtas ( $0,3\mu m$  a  $3,0\mu m$ ). A radiação de onda curta incidente à superfície ( $R_{s\downarrow}$ ) é igual a radiação direta ( $R_{sa}$ ) acrescida da radiação difusa ( $R_{sd}$ ) (Figura 1). Parte de  $R_{s\downarrow}$  é refletida pela superfície e, a parcela da radiação incidente refletida, é definida como albedo da superfície ( $\alpha$ ) (CUNHA, 2011). O restante é absorvido pela superfície.

Figura 1: Saldo de radiação na superfície



Fonte: Cunha, 2011.

O albedo da superfície depende do tipo de vegetação, do grau de umidade e do ângulo da radiação incidente (COLLISCHONN & DORNELLES, 2013).

A radiação de onda longa ( $R_L$ ) está presente entre a superfície terrestre e a atmosfera, e possui comprimento de onda de  $4\mu m$  a  $100\mu m$ . De acordo com a lei de Stefan-Boltzmann, a radiação emitida por um corpo é proporcional à temperatura deste corpo elevada à quarta potência, obtida através da Equação 2.

É possível estimar a radiação líquida de ondas longas a partir da superfície terrestre ao longo de um dia, tomando por base a temperatura do ar medida próxima à superfície (SHUTTLEWORTH, 2012).

$$R_L = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2)$$

onde  $\epsilon_0$  é a emissividade de cada pixel;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{L,atm}$  pode ser obtida através da Equação 3 de Stefan-Boltzmann:

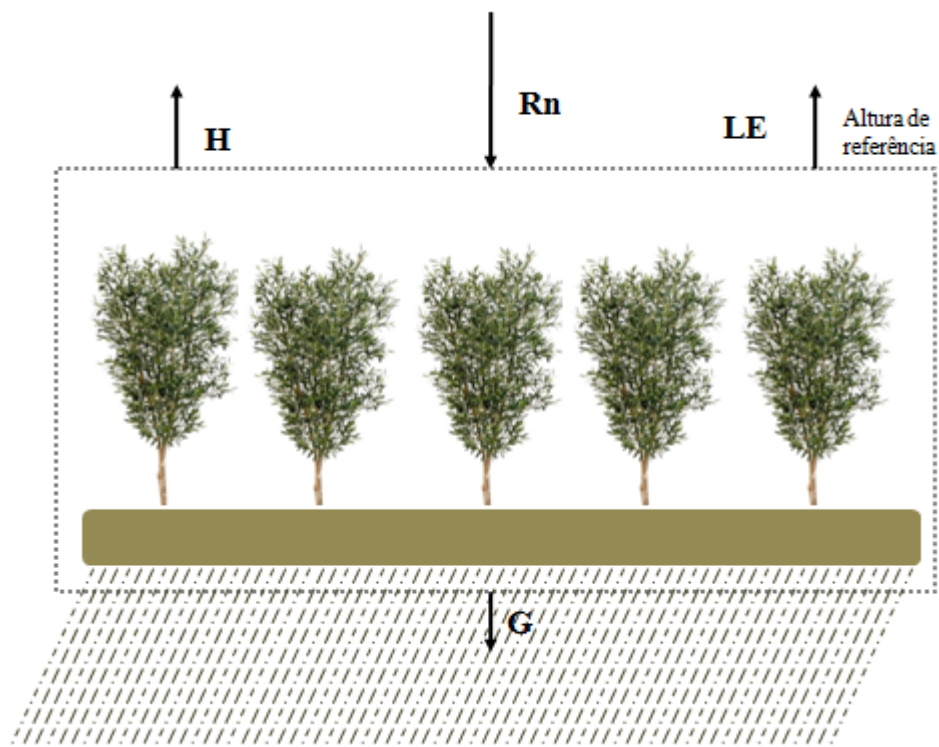
$$R_{L,atm} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por:  $\varepsilon_a = 0,85(-\ln T_{sw})^{0,09}$  (ALLEN et al., 2002),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann e  $T_a$  é a temperatura do ar (K).

### 2.1.2 Balanço de Energia

De acordo com a primeira lei da Termodinâmica, a energia recebida por radiação na superfície da Terra permanece conservada, pois os ganhos e perdas em uma superfície estão em equilíbrio. A Figura 2 mostra o processo evapotranspirativo em um volume de controle na superfície terrestre, envolvendo vegetação. Shuttleworth (1993) utilizou uma figura semelhante para descrever o processo e definir os componentes do balanço de energia, limitando o volume de controle, que se estende logo abaixo da superfície do solo e vai até a altura em que foi determinado o saldo de radiação e é validado para uma unidade de área horizontal plana, como mostra a Figura 2.

Figura 2: Balanço energético entre a superfície e atmosfera



As saídas de energia representada pela Figura 2 ocorrem na forma de fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor para o solo (G) e fluxo de calor latente (LE), todas as componentes em  $Wm^{-2}$ .

O fluxo de calor sensível é o fluxo de calor por convecção, que ocorre porque a superfície se aquece e, assim, aquece o ar atmosférico em contato direto com a superfície. O fluxo de calor sensível está relacionado à temperatura do ar, que pode ser sentida (COLLISCHONN & DORNELLES, 2013).

O fluxo de calor do solo representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo. O fluxo de calor no solo é função da temperatura em diferentes níveis e da condutividade térmica do solo, sendo influenciado diretamente pela variação da temperatura (GALVANI et al., 2001).

O fluxo de calor latente é o fluxo de energia associado ao fluxo na forma de vapor de água para camadas mais altas da atmosfera, a partir da superfície. Está relacionado, portanto, ao fluxo de água da superfície para a atmosfera por evapotranspiração (COLLISCHONN & DORNELLES, 2013).

O balanço de energia na superfície pode ser expresso pela Equação 4:

$$R_n = H + LE + G \quad (4)$$

De acordo com a convenção adotada por Kjaersgaard et al. (2007), os valores de H, LE e G são, em geral, positivos (consumidores de energia) durante o período diurno. Para tais autores, as magnitudes das componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores tais como: tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e clima. Em superfícies vegetadas, a evapotranspiração, modulada pelo fluxo de calor latente, é normalmente o processo que mais demanda energia (SANTOS, 2009).

### *2.1.3 Métodos para obtenção da evapotranspiração*

Os princípios físicos ligados ao fenômeno da evapotranspiração são relativamente complexos e variáveis no tempo e no espaço. Apesar dessa complexidade, vários métodos foram desenvolvidos para estimar a ET. Essa estimativa pode ser feita de diferentes maneiras: lisímetro, métodos das correlações turbulentas, cintilometria, método do balanço de energia

baseado na Razão de Bowen, método aerodinâmico, balanço hídrico no solo, sensoriamento remoto dentre outros.

Dentre esses métodos, são apresentados, a seguir, os mais amplamente utilizados para estimativa da ET:

- Lisímetros: a estimativa da ET por lisímetros é dada como um método direto, servindo como instrumentos de calibração para métodos empíricos. Os lisímetros são sensíveis a fatores ambientais, e, quando bem instalados, possibilitam medidas precisas da ET. As medições são realizadas de maneira pontual para áreas que podem variar de 0,05 a 40 m<sup>2</sup> (CUNHA, 2011), tornando essa técnica apropriada apenas para pequenas áreas e que apresentam superfícies homogêneas.
- Sistemas de Correlações Turbulentas: também conhecidos como sistemas de *Eddy covariance* (EC), é considerado um método padrão, devido à capacidade de comensuração dos fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e CO<sub>2</sub>. A estimativa desses fluxos parte dos conceitos das trocas turbulentas desses fluxos entre a superfície e a atmosfera, envolvendo medidas dos desvios da velocidade vertical do vento, da temperatura, da pressão de vapor, dentre outras variáveis (SANTOS, 2009). Sua medição corresponde a um valor médio para uma área que pode variar de 50 a 200 metros de raio (ALLEN et al., 2011), essa área de contribuição depende da intensidade do movimento do ar, levando em consideração a velocidade e direção do vento no instante da medição. O *Eddy Covariance* pode fornecer dados a cada 30 minutos.
  - Sistemas de cintilometria: a estimativa dos fluxos com o cintilômetro é baseada em medidas das flutuações de intensidade de um feixe de radiação eletromagnética, também conhecido como cintilação (RANDOW et al., 2007). Existem diferentes tipos de cintilômetro, sendo o LAS (*Large Aperture Scintillometer*) o sistema de cintilometria mais atual e amplamente utilizado. O LAS é um tipo de cintilômetro óptico que mede as pequenas flutuações no índice de refração do ar causadas por mudanças na temperatura, umidade e pressão que induzem variações na densidade do ar (ALLEN et al., 2011). Consiste basicamente em um transmissor, emitindo radiação eletromagnética paralela à superfície, e um receptor instalado a uma distância pré-estabelecida do transmissor. (DE BRUIN &

WANG, 2017). Dependendo do tipo de dispositivo, essa distância (transmissor-receptor) pode variar de 200 a 12.000 metros (área de contribuição). O LAS estima o fluxo de calor sensível (H) referente à área de contribuição. Para a obtenção da evapotranspiração, o fluxo de calor latente (LE) é estimado como o termo de restrição do balanço de energia ( $LE = R_n - G - H$ ), no entanto é necessário ter a estimativa dos outros componentes do balanço de energia: o saldo de radiação ( $R_n$ ) e fluxo de calor no solo (G), na mesma escala de medição do fluxo de calor sensível (H) (CUNHA, 2011).

- **Sensoriamento Remoto:** Para a estimativa da ET em escalas maiores a alternativa é o uso de técnicas de sensoriamento remoto, onde essas técnicas permitem obter variáveis do balanço de energia através da medição da energia emitida e refletida da superfície pelos sensores orbitais, para quantificar o balanço de energia e assim, estimar a evapotranspiração em uma variedade de escalas espaciais e temporais (CUNHA, 2011; FENG, 2015). Informações da banda do visível, infravermelho próximo e infravermelho térmico podem ser convertidas em variáveis de superfície terrestre e atmosférica, como temperatura da superfície, índices de vegetação e temperatura atmosférica. Essas variáveis servem como entradas para simular fluxos baseados na equação do balanço de energia (DI LONG et al., 2011).

A possibilidade de integrar as diferentes técnicas de estimativa da evapotranspiração permite uma melhor compreensão da influência dos diversos fatores físicos relacionados à sua mensuração. Entre os principais problemas relatados na literatura sobre a estimativa da evapotranspiração, estão as condições de advecção, que estão intrinsecamente ligadas à escala de mensuração.

## **2.2 Sensoriamento Remoto**

Sensoriamento remoto, termo usado no início dos anos de 1960 por Evelyn L. Pruit e colaboradores (PRUIT et al., 1960), é uma das mais bem-sucedidas tecnologias de coleta automática de dados para o levantamento e monitoramento dos recursos terrestres em escala global (MENESES, 2012). Lillesand e Kiefer (1994) definiram sensoriamento remoto como a ciência e a arte de obter informação sobre um objeto (alvo), área ou fenômeno através da análise

de dados adquiridos por um dispositivo (sensor) que não está em contato direto com o objeto, área ou fenômeno sob investigação. A arte no que diz respeito à experiência, e a ciência no que diz respeito ao conhecimento.

Os dados obtidos por sensoriamento remoto são utilizados para gerar diversos tipos de informações. A obtenção desses dados se dá por variações na distribuição de forças, variações na distribuição de ondas mecânicas ou por variações na distribuição de ondas eletromagnéticas. É necessário o uso de uma fonte de energia para a obtenção dos dados, essa fonte pode ser uma fonte natural (sensores passivos) ou uma fonte artificial (sensores ativos) e esses sensores podem estar em diferentes níveis: orbitais, suborbitais e terrestres.

### 2.2.2 *Sensoriamento Remoto Orbital*

Através de sensores acoplados em satélites é possível coletar dados de toda a superfície terrestre de forma remota. Os recursos naturais e o meio ambiente da Terra estão sempre em constante mudança e para compreender melhor a evolução natural e as atividades humanas são necessários estudos observacionais com uma grande gama de escalas temporais e espaciais. A observação da Terra por meio de satélites é a maneira mais efetiva e econômica de coletar os dados necessários para monitorar e modelar estes fenômenos, especialmente em países de grande extensão territorial, como o Brasil (SAUSEN, 2017).

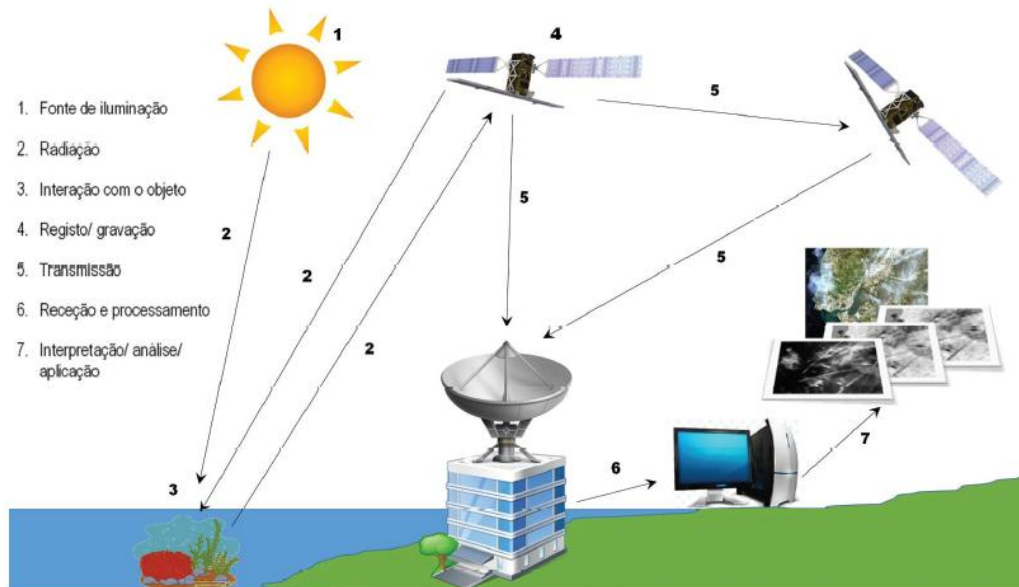
O sensoriamento remoto orbital é regido pela interação entre a radiação eletromagnética (REM) e o alvo. Para gerar informação relevante, o processo é composto por sete elementos fundamentais, ilustrados na Figura 3.

A energia utilizada em Sensoriamento Remoto é a REM que se propaga em forma de ondas eletromagnéticas no vácuo na velocidade da luz (aproximadamente 300.000 km/s). Sua medida é dada em frequência (Hertz) e comprimento de onda (metros). A frequência é o número de vezes que uma onda se repete ao longo do tempo e comprimento de onda é a distância entre dois picos de ondas sucessivas. Como a velocidade de propagação da onda é constante, as ondas com comprimentos menores têm frequências maiores, ou seja, um maior número de ondas passa pelo ponto de referência num dado tempo. Inversamente, as de comprimentos maiores têm frequências menores, como é ilustrado na Figura 4. Da física clássica a seguinte relação entre o comprimento de onda  $\lambda$  e a frequência  $\nu$  exprime a lei do comportamento ondulatório na Equação 5 (MENESES, 2012).

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (5)$$

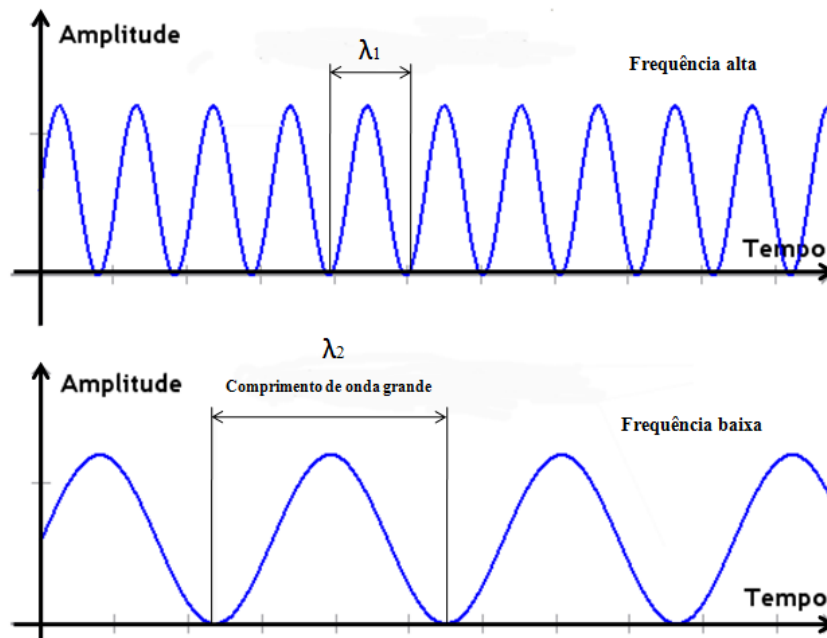


Figura 3: Principais elementos do processo de detecção remota



Fonte: Lira et al. 2016.

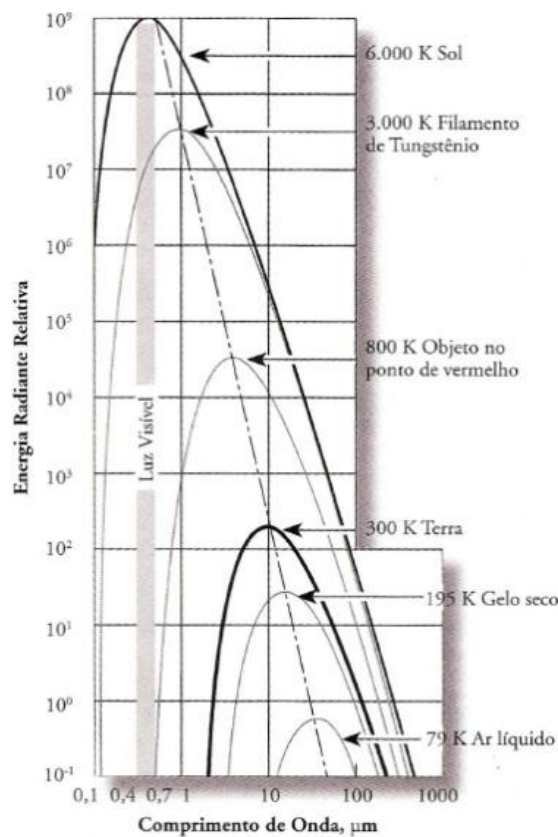
Figura 4: Propriedades das ondas



A frequência é inversamente proporcional ao comprimento de onda. Quando a radiação eletromagnética passa de uma substância para outra, a velocidade da luz e o comprimento de onda mudam, enquanto que a frequência permanece constante (JENSEN, 2009).

Todos os objetos acima do zero absoluto ( $-273^{\circ}\text{C}$  ou  $0\text{ K}$ ) emitem energia eletromagnética (Figura 5), incluindo a água, seres vivos, solo, rocha, vegetação e a superfície do Sol. Quanto maior o comprimento de onda envolvido, menor seu conteúdo energético. (JENSEN, 2009).

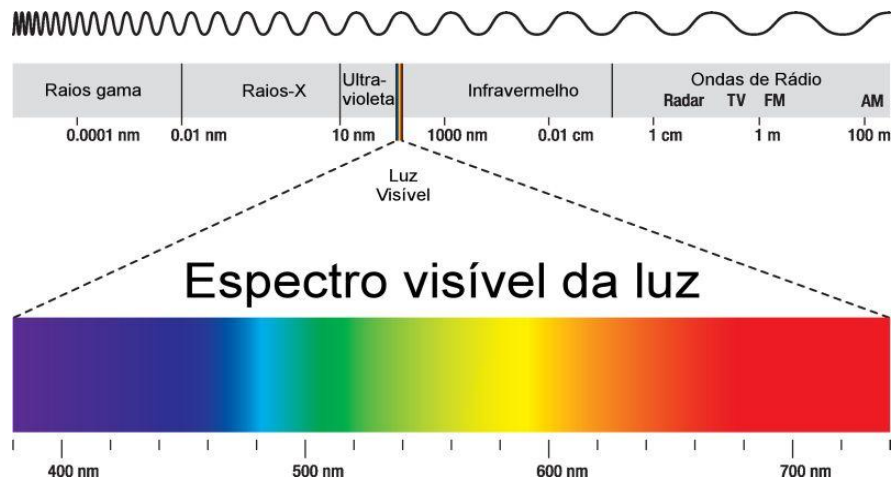
Figura 5: Curvas de radiação de corpo negro para diversos objetos



Fonte: Jensen, 2009.

Ao conjunto de ondas eletromagnéticas que compõem o campo de radiação de um determinado objeto dá-se o nome de espectro. O espectro eletromagnético representa a distribuição da radiação eletromagnética, por regiões, segundo os comprimentos de ondas e as frequências, os comprimentos de ondas vão desde os raios gama até ondas de rádio (Figura 6).

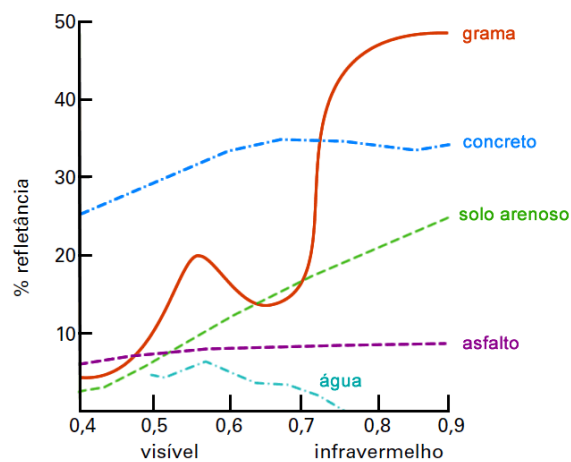
Figura 6: Espectro eletromagnético



Fonte: Peter Hermes Furian / Shutterstock.com .

Os objetos da superfície terrestre como a vegetação, a água e o solo refletem, absorvem e transmitem radiação eletromagnética em diferentes proporções. O comportamento espectral das diversas substâncias é denominado assinatura espectral, é utilizada em sensoriamento remoto para distinguir diversos materiais entre si, a Figura 7 apresenta a assinatura espectral para diferentes alvos encontrados comumente na paisagem.

Figura 7: Assinatura espectral para diferentes tipos de materiais



Fonte: D'ARCO, 2017.

Os satélites de observação da Terra fornecem dados que cobrem diferentes porções do espectro eletromagnético em diferentes resoluções espaciais, temporais, espectrais e radiométricas (POHL e VAN GENDEREN, 1998).

A resolução espacial leva em consideração o tamanho do pixel da imagem, determinando o tamanho do menor objeto passível de detecção (NOVO, 2008).

A resolução temporal está relacionada ao tempo de revisita do satélite para imagear uma determinada área no globo terrestre, é de grande interesse especialmente em estudos relacionados a mudanças na superfície terrestre e no seu monitoramento. Os satélites da série Landsat têm uma resolução temporal de 16 dias, ou seja, levam 16 dias para que possa voltar e imagear a mesma área do globo terrestre. As características orbitais do satélite (altura, velocidade e inclinação) e o ângulo total de abertura do sensor influenciam na resolução temporal.

A resolução espectral é o número e a dimensão (tamanho) de intervalos de comprimentos de onda específicos (chamados de bandas ou canais) no espectro eletromagnético, para os quais um instrumento de sensoriamento remoto é sensível (JENSEN, 2009). Analogamente, quanto mais bandas um sensor possuir, maior será sua resolução espectral. Se o sensor possui a capacidade de imagear várias faixas (largura do comprimento de onda) do espectro eletromagnético, será possível identificar mais claramente diferentes tipos de materiais na superfície.

A resolução radiométrica é definida como a sensibilidade de um detector de sensoriamento remoto a diferenças na potência do sinal à medida que ele registra o fluxo radiante refletido, emitido ou retro espalhado pelo terreno (JENSEN, 2009). Uma alta resolução radiométrica geralmente aumenta a probabilidade de que os fenômenos sejam avaliados com mais exatidão pelo sensoriamento remoto (JENSEN, 2009). Está associada à sensibilidade do sensor em distinguir dois níveis de intensidade do sinal de retorno. A Figura 8 apresenta um quadro resumo de alguns sensores e suas respectivas resoluções.

Figura 8: Quadro-Resumo das resoluções

Satélite/Sensor	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Resolução Espectral	Resolução Radiométrica
Landsat/TM	30 m	16 dias	7 bandas	8 bits
SPOT/HRV	20 m (5 m PAN)	26 dias	4 bandas (3+1 PAN)	8 bits
Quickbird/MS	2,4 a 2,8 m	1 a 3,5 dias	4 bandas	10 bits
NOAA/AVHRR	1,1 km	12 horas	6 bandas	11 bits

### 2.2.3 Programa Landsat

O programa Landsat (USGS e NASA) Constitui o primeiro e, mais longo programa de observação terrestre relacionado com a observação dos recursos naturais e com a disponibilização gratuita de todas as imagens. O Landsat 1 (nome original ERTS-1, *Earth Resources Technology Satellite One*), lançado em 1972, foi o primeiro satélite deste programa, que tem sido continuamente melhorado ao longo das últimas quatro décadas, com os lançamentos dos satélites Landsat 2 (em 1975), Landsat 3 (em 1978), Landsat 4 (em 1982), Landsat 5 (em 1984), Landsat 6 (em 1993, perdido no seu lançamento), Landsat 7 (em 1999) e Landsat 8 (em 2013), estando já planejado o lançamento do futuro Landsat 9 em 2023 (LIRA et al., 2016). A cronologia histórica do programa Landsat está apresentada na Figura 9. As operações Landsat deram início em 1972 até o presente. O Landsat 5 operou por mais de 29 anos, e é considerado o satélite de observação da Terra mais longo da história.

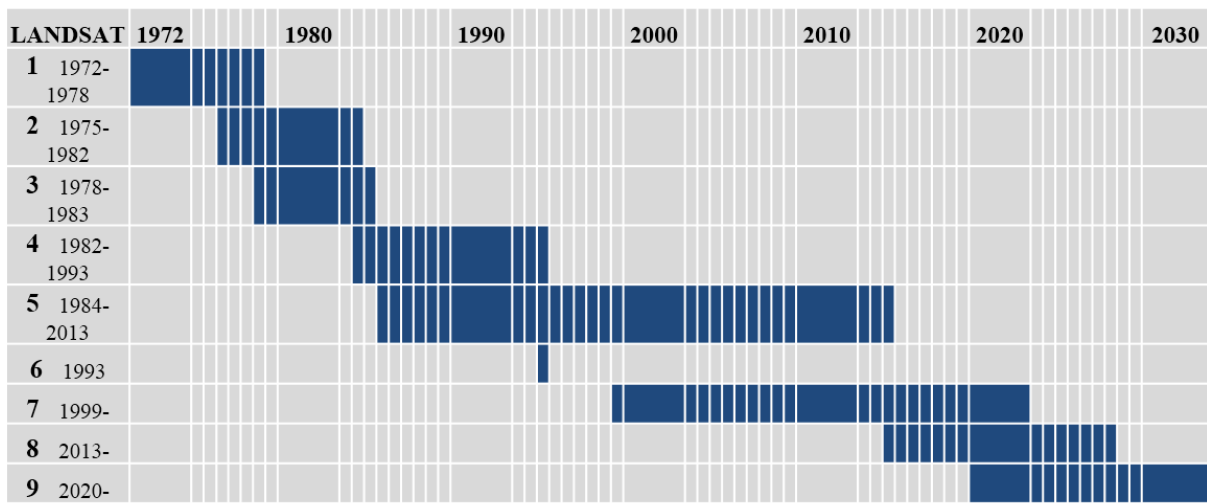
Desde o lançamento do primeiro satélite de recursos terrestres, o Landsat 1, grandes avanços em pesquisas relacionadas ao meio ambiente e recursos naturais foram constatadas. Após a disponibilidade do uso de imagens de satélites, os estudos ambientais deram um salto enorme em termos de qualidade, agilidade e número de informações (SAUSEN, 2017).

No início, as imagens de Landsat foram processadas pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e cópias impressas vendidas aos usuários por uma taxa definida. Desde 2008, as imagens foram disponibilizadas pela USGS (*United States Geological*

*Survey*), a todos os usuários interessados sem nenhum custo, através da Internet e em tempo real (NASA, 2017).

O presente estudo utilizou dados dos satélites Landsat 5 e Landsat 7. Por este motivo o trabalho faz uma ênfase maior a esses dois satélites, que possuem abordo respectivamente os sensores *Thematic Mapper* (TM) e *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+).

Figura 9: Cronologia histórica do Programa Landsat



### Landsat 5

O satélite Landsat 5 transportava além do sensor MSS (*Multispectral Scanner*), o sensor TM (*Thematic Mapper*), o sensor TM foi projetado para obter uma imagem com maior resolução, maior separação espectral, maior precisão geométrica e radiométrica do que o sensor MSS. O TM é um sensor avançado de recursos terrestres de digitalização multiespectral. Os dados TM são detectados em sete bandas espectrais simultaneamente, sendo 6 bandas (1-5 e 7) no domínio do visível, infravermelho próximo e médio com resolução espacial de 30m e a banda 6 que detecta a radiação térmica (calor) do infravermelho, com resolução espacial de 120m, todos com resolução radiométrica de 8 bits (256 níveis de cinza), ciclos de passagem de 16 dias e o tamanho da imagem é de 185km x 172km. Cada banda representa a resposta da superfície terrestre em uma determinada faixa espectral. Na Tabela 1 é possível observar as principais aplicações das bandas do sensor TM, o intervalo espectral de cada banda e a resolução espacial. (CUNHA, 2011; NASA, 2017).

Em 2011 o sensor TM parou de adquirir imagens devido a um defeito em um componente eletrônico. Em 2012a USGS anunciou que o Landsat 5 seria desativado após um defeito de um giroscópio (o satélite carrega três giroscópios para controlar a altitude e precisa

de dois para manter o controle). Em janeiro de 2013, os sensores do Landsat 5 foram desligados e o satélite foi movido para uma órbita inferior. Os operadores da missão realizaram várias queimaduras para usar todo o excesso de combustível e colocaram o satélite em uma órbita de disposição em junho de 2013. Eles enviaram o último comando para desligar o transmissor em 5 de junho de 2013 (NASA, 2017).

O satélite Landsat 5 registrou imagens durante quase 30 anos, sendo considerado o satélite de observação terrestre com maior duração de funcionamento, gerando dados globais de alta qualidade da superfície terrestre da Terra.

Tabela 1: Principais aplicações, intervalo espectral e resolução espacial para cada banda do sensor TM/Landsat 5

Bandas	Intervalo (µm)	Resolução espacial (m)	Principais aplicações
1	0,45 – 0,52	30	Diferenciação solo/vegetação em virtude da absorção de pigmentos das plantas nessa região do espectro/ diferenciação entre espécies decíduas e coníferas.
2	0,52 – 0,60	30	Permite diferenciar o vigor da vegetação pela maior sensibilidade à reflectância no verde.
3	0,63 – 0,69	30	Diferenciação de espécies de plantas em função da presença de pigmentos da clorofila. Também permite discriminar solo exposto e vegetação.
4	0,76 – 0,90	30	Permite avaliar a biomassa da cobertura vegetal, e também mapear corpos d'água devido ao contraste entre a alta reflectância da vegetação no infravermelho e alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas.
5	1,55 – 1,75	30	Permite detectar a umidade da cobertura vegetal, pois essa região do espectro é sensível à presença de água no tecido foliar.
6	10,40 – 12,50	120	Permite avaliar diferenças de temperatura entre alvos da superfície.
7	2,08 - 2,35	30	Útil para identificação de áreas sujeitas a alterações hidrotermais.

Fonte: Novo, 2008.

### Landsat 7

O satélite Landsat 7 transporta o sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), capaz de fornecer informações de imagem de alta resolução da superfície terrestre. O ETM+ replica as capacidades bem sucedidas dos sensores TM nos Landsats 4 e 5. Assim como o sensor TM, o ETM+ também possui o sistema de varredura multispectral. Os dados são detectados em oito bandas espectrais, sendo 6 bandas (1-5 e 7) no domínio do visível, infravermelho

próximo e médio com resolução espacial de 30m; a banda 6 que detecta a radiação térmica (calor) do infravermelho, com resolução espacial de 60m; e uma banda pancromática com resolução espacial de 15m. Todos com resolução radiométrica de 8 bits (256 níveis de cinza) e ciclos de passagem de 16 dias assim como o sensor TM, só diferenciando no tamanho da imagem que é de 183km x 170km. A Tabela 2 mostra o intervalo espectral de cada banda e a resolução espacial. (CUNHA, 2011; NASA, 2017).

Os novos recursos adicionais no Landsat 7 que tornam o satélite mais versátil e eficiente são: uma banda pancromática com resolução espacial de 15m; um calibrador solar de abertura completa a bordo; calibração radiométrica absoluta de 5%; um canal IR (*infrared*) térmico com uma melhoria de quatro vezes na resolução espacial sobre a TM e um gravador de dados a bordo (NASA, 2017).

Tabela 2: Intervalo espectral e resolução espacial para cada banda do sensor ETM+/Landsat 7

<b>Bandas</b>	<b>Intervalo (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Resolução espacial (m)</b>
1	0,45 – 0,52	30
2	0,52 – 0,60	30
3	0,63 – 0,69	30
4	0,76 – 0,90	30
5	1,55 – 1,75	30
6	10,4 – 12,5	120
7	2,08 - 2,35	30
8	0,52 – 0,9	15

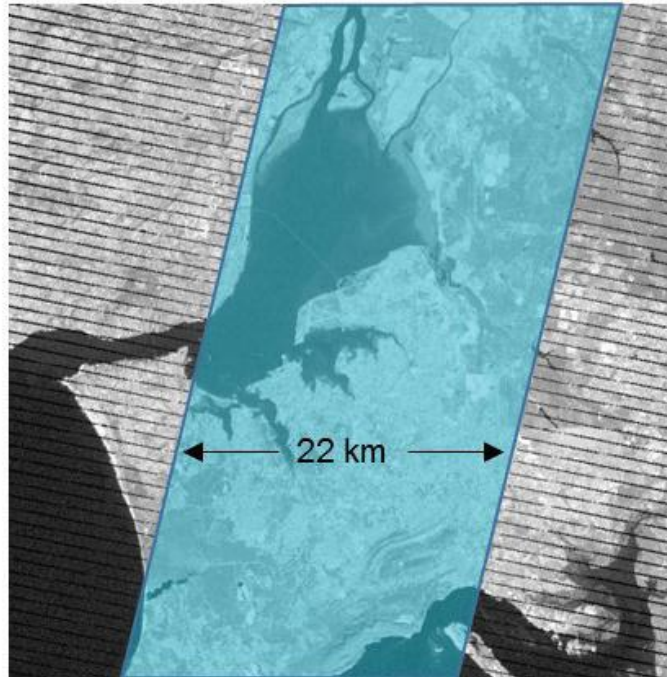
De acordo com a NASA o Landsat 7 é o satélite de observação da Terra mais precisamente calibrado, sendo chamado de “o instrumento de observação da Terra mais estável e melhor caracterizado em órbita”. O Landsat 7 é usado como validação para muitos sensores de resolução grossa (NASA, 2017).

Considerado um triunfo de calibração, a missão Landsat 7 foi impecável até maio de 2003, quando ocorreu uma falha no sistema de correção SLC (*Scan Line Corrector*), este problema afetou essencialmente as zonas periféricas das imagens, poupando uma faixa central com cerca de 22 km de largura (Figura 10). As imagens adquiridas a partir dessa data passaram a designar-se *SLC-off*, tendo as imagens anteriores sido designadas de *SLC-on* (LIRA et al., 2016; NASA, 2017).



Neste modo *SLC-off*, o ETM + ainda adquire aproximadamente 75% dos dados para qualquer cena. As lacunas na forma de dados alternam linhas que aumentam a largura do centro até a borda de uma cena, como é possível observar na Figura 10 (NASA, 2017). Sendo assim os dados do Landsat 7 continuam úteis aos usuários de SR.

Figura 10: Representação da faixa não afetada pela falha do SLC



Fonte: Lira, 2016.

#### 2.2.4 Programa EUMETSAT

EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*) é uma agência global de satélites operacionais da Europa, fundada em 1986, que tem como objetivo reunir dados, imagens e produtos de satélites meteorológicos e climáticos, atendendo as necessidades de seus Estados-Membros e disponibilizando serviços a usuários em todo o mundo. Atualmente um total de 30 Estados-Membros e um Estado cooperante fazem parte da EUMETSAT, incluindo Portugal que é o objeto de estudo dessa pesquisa. Portugal se tornou um estado-membro da EUMETSAT desde 1989 disponibilizando serviços meteorológicos através do IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera) (EUMETSAT, 2017).

Atualmente a EUMETSAT é composta pelos seguintes satélites meteorológicos: Meteosat-8, 9 e 10; Metop-A; Metop-B; Jason-2 e 3 e Sentinel-3A.

O satélite Meteosat (MSG) utiliza produtos disponíveis pelo LSA SAF (*Satellite Application Facility on Land Surface Analysis*). O LSA SAF desenvolve e processa produtos derivados de satélites que caracterizam as superfícies continentais, como produtos de radiação, vegetação, evapotranspiração e incêndios selvagens (LANDSAF, 2017).

### MSG - METEOSAT SECOND GENERATION

Os satélites Meteosat são estabilizados por rotação com instrumentos projetados para fornecer imagem visível e infravermelha permanente da Terra. O MSG é acoplado com o sensor SEVERI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*), o sensor SEVERI é composto por 12 bandas espectrais. Oito dos canais estão no infravermelho térmico, fornecendo, entre outras informações, dados permanentes sobre as temperaturas das nuvens, terra e superfícies do mar. Um dos canais é chamado de canal de alta resolução visível (HRV), e tem uma distância de amostragem a um nadir de 1km, em oposição à resolução de 3km dos outros canais visíveis, com um ciclo de repetição de 15 minutos (LANDSAF, 2017).

#### 2.2.5 Missão CHG

Dados de precipitação são essenciais para a análise do comportamento da evapotranspiração, assim também como diversos outros estudos relacionados à gestão de recursos hídricos, segurança alimentar entre outros.

Instrumentos medidores de chuva tem sido a principal fonte de dados de precipitação, mas em muitos países a rede de pluviômetros é inadequada para produzir mapas de distribuição de precipitação confiáveis (TOTÉ et al., 2015). O sensoriamento remoto surge como alternativa para obtenção desses dados. Os dados de precipitação derivados de satélites podem suprir a escassez de dados de campo (pluviômetros). Uma base de dados de precipitação global são os dados CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station*) pertencente ao grupo CHG.

O CHG (*Climate Hazards Group*) utiliza uma combinação de dados de sensoriamento remoto de superfície e orbital para desenvolver chuvas e outros modelos, contribuindo assim nas tomadas de decisão com relação à alocação dos recursos hídricos.

O CHG trabalha em estreita colaboração com as instituições governamentais (especialmente o Programa USGS). O foco científico do CHG é "hidroclimatologia

geoespacial", com ênfase na detecção precoce e previsão de riscos hidroclimáticos relacionados à secas e inundações de segurança alimentar (CHG, 2017).

CHIRPS é um tipo de algoritmo que deriva a precipitação a partir de imagens de satélite, são baseados em infravermelho térmico (TIR), bandas que medem a temperatura superior da nuvem que podem ser usadas para identificar a precipitação convectiva na Zona de Convergência Inter-Tropical (TOTÉ et al., 2015). O algoritmo se baseia em abordagens anteriores de técnicas de interpolação "inteligentes" e alta resolução espacial (0,05°; ~5,3 km), apresentando um conjunto de dados de precipitação quasi-global, disponíveis a partir de 1981 até o presente momento, apresentando uma longa série histórica de mais e 30 anos (FUNK et al., 2015).

Os dados CHIRPS apresentam bons resultados comparados a outros modelos e com dados de campo, o que demonstra ser um dado confiável e aplicável para diversos estudos, como por exemplo, trabalhos como o de Toté et al., 2015, que avaliaram as estimativas de precipitação por satélite para a seca e o monitoramento de inundações em Moçambique, Katsanos et al. (2015) validaram uma série de dados chirps (30 anos) com dados observados para a ilha de Chipre e Funk et al. (2015) utilizaram dados chirps para aperfeiçoar modelos de distribuição de espécies da floresta tropical. É notável a limitação dos estudos com base em dados CHIRPS, tendo em vista que o banco de dados CHIRPS são relativamente novos, estando disponível desde o início de 2014. O que ver na literatura são estudos focados principalmente na África, como exemplo os estudos citados acima.

### **2.3 Estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto**

Os métodos experimentais apresentados na seção 2.1.3 para a estimativa da evapotranspiração apresentam resultados confiáveis com uma boa precisão, mas apresentam limitações para estimativa da ETr para grandes áreas. A estimativa da ETr por sensoriamento remoto é uma alternativa, pois consegue cobrir grandes áreas, podendo ser obtido a ETr em uma variedade de escalas espaciais e temporais.

É possível a obtenção de parâmetros (albedo de superfície, Índices de vegetação, temperatura da superfície terrestre, entre outros) derivados de faixas espectrais de vários sistemas de satélites para estimar a ETr. Geralmente essa estimativa se baseia na teoria do balanço de energia explicado na seção 2.1.2, onde a ETr é obtida como resíduo da Equação 4. Gowda et al. (2007) faz uma revisão dos modelos existentes baseados no balanço de energia.

Uma série de modelos para estimativa da ETr por sensoriamento remoto é apresentada na Tabela 3.

Tabela 3: Modelos utilizados na estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto

<b>Modelo</b>	<b>Autores</b>
SEBI - <i>Surface Energy Balance Index</i>	Menenti e Choudhury, 1993
TMS - <i>Two-Source Model</i>	Norman et al., 1995
ALEXI – <i>Atmosphere-Land Exchange Inverse</i>	Anderson et al., 1997
TSEB - <i>Two-Source Energy Balance</i>	Anderson et al., 1997
SEBAL – <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>	Bastiaanssen, 1995 e Bastiaanssen et al., 1998
S-SEBI - <i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>	Roerink, Su e Menenti, 2000
SEBS - <i>Surface Energy Balance System</i>	SU, 2002
METRIC - <i>The Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration</i>	Allen et al., 2007
MOD16	Mu, 2007
PT-JPL	Fisher et al., 2008
GLEAM - <i>The Global Land Evaporation Amsterdam Model</i>	Miralles et al., 2011

Entre os vários modelos citados acima, dois deles se destacam devido à dependência mínima de dados de campo para sua implementação se comparados com os demais modelos. São eles: o SEBAL e o METRIC. Pode-se observar a vasta aplicação desses dois modelos em diversos estudos no mundo todo, como por exemplo: a aplicação do SEBAL para analisar a relação espaço-temporal entre a evapotranspiração e a cobertura do solo na Bacia do rio Ipanema (SILVA, 2017); A aplicação do SEBAL na estimativa da ETr em regiões frias e de altitudes elevadas na bacia do rio Chule, na China (CHANG et al., 2016); Mapeamento da ETr

usando o modelo METRIC em Condado de Lois, na Irlanda (SPILIOTOPOULOS et al., 2017); Análise da ETr na estação seca sobre paisagens impactadas pelo homem na Amazônia Meridional com o uso do modelo METRIC (KHUAND et al., 2017).

### 2.3.1 SEBAL

O SEBAL foi projetado para simular fluxos de superfície, incorporando variáveis derivadas de sensoriamento remoto e um mínimo de dados de campo (DI LONG, 2011). O SEBAL obtém a ETr através de uma série de cálculos que geram: saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e fluxo de calor sensível ( $H$ ). O fluxo de calor latente ( $LE$ ), que é a energia utilizada para converter a água líquida em vapor (evapotranspiração) é obtida como residual da equação do balanço de energia (Equação 4).

O algoritmo SEBAL é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas. Algumas etapas de processamento envolvem equações empíricas - albedo da superfície, fluxo de calor no solo, emissividade, comprimento da rugosidade no transporte de *momentum* e saldo de radiação de 24 horas. Essas parametrizações foram estabelecidas a partir de dados de campo para diferentes partes do mundo (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BASTIAANSSEN, 2000).

Bastiaanssen et al. (1998b) apresentam as primeiras validações do SEBAL e mostram uma precisão de 85% na estimativa da ETr diária. Em Bastiaanssen et al. (2005) a precisão da estimativa da ETr por SEBAL foi de 67%-95% para ETr instantâneo e de 70%-98% para ETr diária. A precisão aumentou para 95% na estimativa da ETr integrada sazonal ou anual (Bastiaanssen et al., 2010).

Apesar de resultados satisfatórios apresentados pelo modelo SEBAL, alguns autores apresentam algumas incertezas para o cálculo do mesmo. Paul et al. (2014c) discutiram sobre as incertezas relacionadas ao comprimento da rugosidade no transporte de momentum, uma variável importante para o cálculo de  $H$ . Outras análises de sensibilidade dos parâmetros SEBAL foram discutidas por outros autores, por exemplo, Wang et al. (2009) e Long et al. (2011). Entre essas discussões, a escolha dos pixels âncoras para determinar a variação de temperatura ( $dT$ ) em todos os pixels da área de estudo é o que pode apresentar maiores incertezas. Devido essa escolha ser feita de forma manual, é uma etapa que necessita da sensibilidade do usuário, sendo determinante no resultado do fluxo de calor sensível e consequentemente no cômputo da evapotranspiração.

Esses pixels âncora ilustram as condições extremas de temperatura e umidade da área estudada e são chamados de pixel *frio* e *quente*. De acordo com Bastiaanssen (1998a), o pixel *quente* deve ser escolhido numa região desprovida de cobertura vegetal e com elevada temperatura de superfície, onde se admite a situação extrema da totalidade do saldo de radiação estar sendo dedicada ao aquecimento da superfície e do ar. Quanto à escolha do pixel *frio*, há duas propostas disponíveis: Bastiaanssen (1998a) recomenda a seleção de um corpo d'água e Allen et al. (2002) e Tasumi (2003) sugerem a adoção de uma região sobre uma parcela agrícola irrigada e bem desenvolvida. Em ambas as situações a teoria é de que nessas regiões o fluxo de calor sensível pode ser desprezado, visto que a maior parte da energia disponível na superfície está sendo usada nos processos de evaporação (SANTOS, 2009).

Na prática, usando a seleção manual, é difícil identificar estes pixels. É necessária uma supervisão humana e pode exigir um tempo considerável, principalmente, se for um usuário inexperiente. A interpretação visual da imagem por diferentes analistas de imagens pode variar substancialmente e a falta de conhecimento local geralmente leva a resultados insatisfatórios do modelo (FENG et al., 2015).

#### Automatização das estimativas da ETr por sensoriamento remoto

A seleção manual no processo interativo CIMEC (calibração usando modelagem inversa em condições extremas) exigido para a implementação dos algoritmos de estimativa da ETr, especialmente SEBAL e METRIC, durante muito tempo, foi um dos grandes limitadores para aplicação dos algoritmos em séries históricas, grandes áreas, assim também como a repetibilidade dos resultados (BIGGS et al., 2016; ALLEN et al., 2013).

O desenvolvimento de métodos que identificam automaticamente pixels âncora (pixel frio e quente), surge como oportunidade de tornar o algoritmo mais operacional (EVANS, 2014) e de minimizar a subjetividade na escolha manual do pixel, estendendo assim a aplicabilidade dos modelos SEBAL e METRIC em escala de campo para escalas regionais e até globais (BHATTARAI et al., 2017).

A automatização surge para que usuários menos experientes possam fazer uso da aplicação desses algoritmos, desde que seja um procedimento consistente, reprodutível e confiável (ALLEN et al., 2013).

Allen et al. (2013) desenvolveram uma metodologia para detectar pixels quentes e frios usando limiares de NDVI, temperatura e proximidade, baseados em procedimentos estatísticos,

onde são selecionados subgrupos de pixels em uma imagem (áreas de interesse), para assim identificar os pixels finais de calibração.

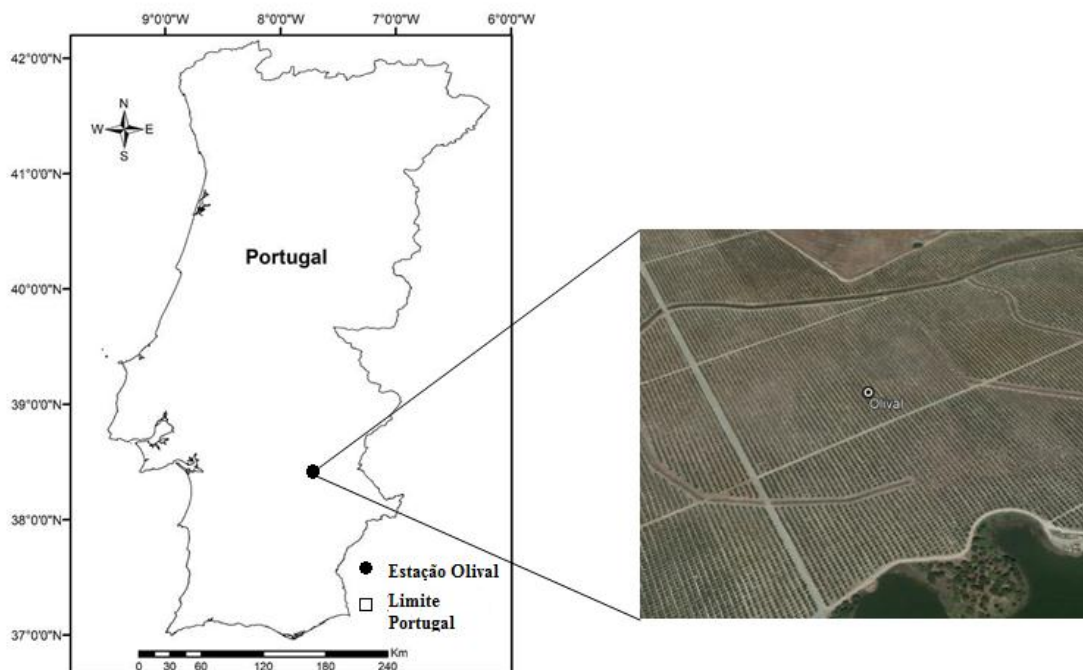
A partir da metodologia proposta por Allen et al. (2013), autores passaram a desenvolver algoritmos automatizados que tentam reproduzir a calibração manual com o uso de limiares estatísticos (BIGGS et al., 2016; CUNHA et al., 2018).

## CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS

### 3.1 Área de estudo

A área de estudo está localizada em uma área de cultivo intensivo de oliveiras, localizada na região do Alentejo, a sudeste de Portugal (Figura 11), a área está incluída em uma fazenda (Monte do Pardieiro) e abrange cerca de 434ha de oliveiras contínuos irrigados (CONCEIÇÃO et al.,2017).

Figura 11: Localização da área de estudo

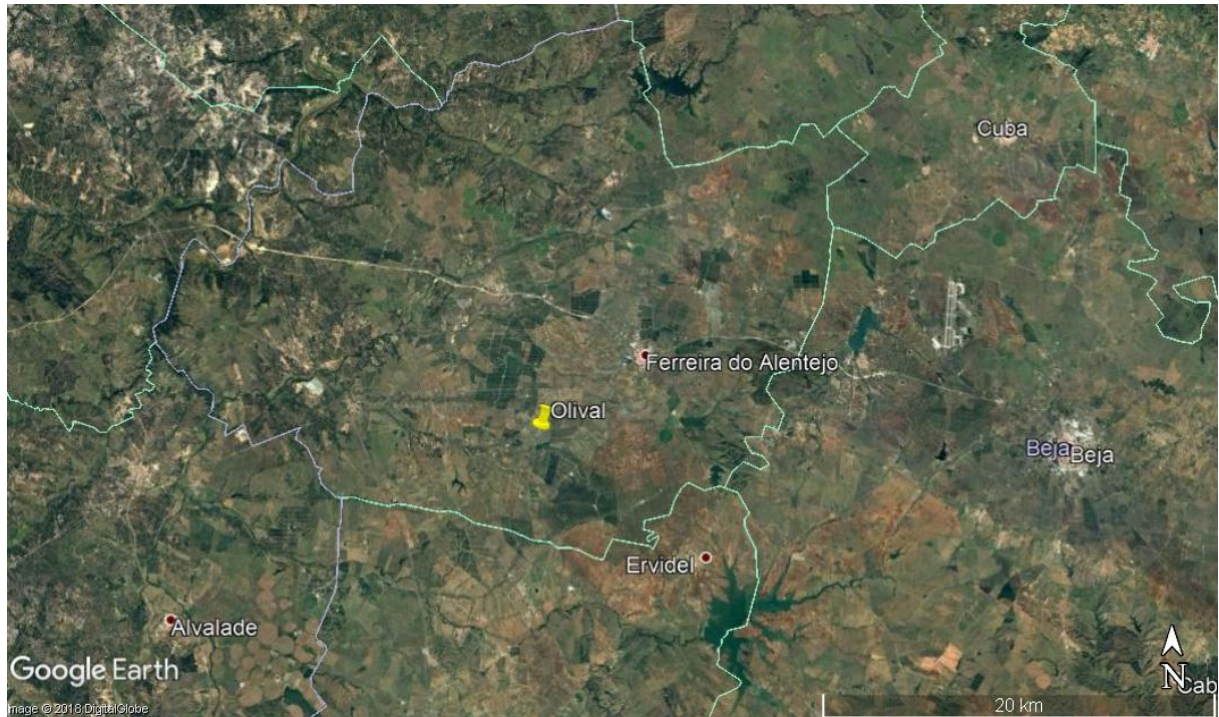


Fonte: Google Earth, 2017.

A Figura 12 mostra a localização da fazenda e seu entorno, onde a mesma está localizada perto da cidade de Ferreira do Alentejo (160 km a sudeste de Lisboa) e a 30 km a oeste da cidade de Beja. O clima é considerado do tipo *Csa* de acordo com a classificação climática de Köppen, apresentando assim um clima temperado mediterrânico mais acentuado, verões secos e quentes e invernos secos e úmidos (COSTA et al., 2016) com uma precipitação média anual de 572mm (registro da estação meteorológica mais próxima, localizada em Beja) (1971-2000. IPMA, 2017).

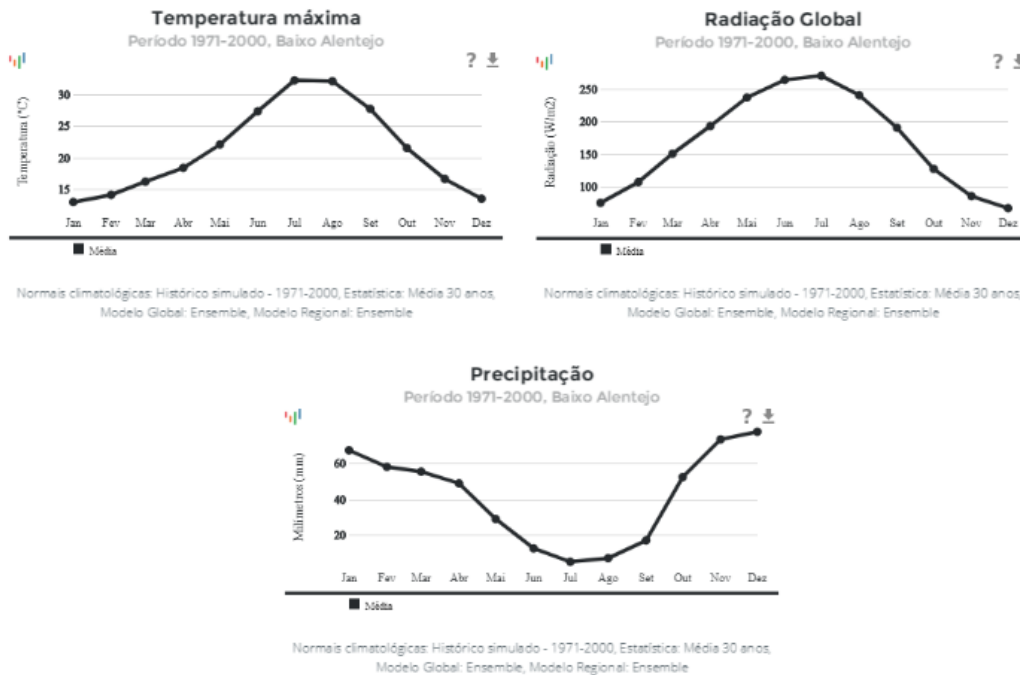


Figura 12: Localização do experimento e seu entorno



A área escolhida apresenta um grande desafio para modelagem da ETr, pois essa área apresenta uma alta variabilidade climática, essa variabilidade climática pode ser observada através da Figura 13, onde são apresentadas séries históricas (1971-2000) dos dados de temperatura máxima, radiação global e precipitação para a área do Baixo Alentejo, área onde está localizada a área de estudo. A variabilidade climática apresentada pela Figura 13 foi um dos motivos para aplicar o modelo nessa área, pois é interessante a realização de testes em áreas com uma amplitude térmica maior, além da variabilidade climática a área é composta por cultura agrícola lenhosa (oliveiras), o que, de acordo com Ferreira et al. (2008) e Allen e Pereira (2009), implica em uma maior complexidade nas medições de ETr, se comparadas a culturas rasteiras, tornando assim uma área complexa e desafiadora para esse tipo de estudo.

Figura 13: Climatologia da área de estudo



Fonte: IPMA, 2017.

### 3.1.1 Cultura

A vegetação é do tipo “*Olea europaea Arbequina*”, esse tipo de árvore é tradicionalmente ligada à cultura mediterrânica, tanto para seu uso, como também para a sua cultura e significado (GUIAVERDE, 2018). A área estudada é cultivada comercialmente para extração do azeite de oliva. Esse tipo de cultura é altamente adaptável, resistindo à alta variabilidade climática da região. A altura média das árvores é de aproximadamente 3 a 4 metros. Uma altura maior prejudicaria a colheita, por isso, a necessidade da poda das árvores em períodos determinados, adequando assim à máquina de colheita. Nos anos de 2010 e 2011 essa colheita foi realizada de forma mecanizada e depois passou à colheita semi-mecânica (CONCEIÇÃO et al., 2017).

A plantação na área de estudo foi iniciada em 2004, mas o experimento da área estudada para esse trabalho se iniciou em 2010, onde a cultura já atingia uma determinada altura e perímetro para ser estudado. A área foi bem projetada para esse tipo de cultura, apresentando espaçamento bem definido entre as árvores, como pode ser observado na Figura 11, e todo o sistema de irrigação passou por um planejamento, adotando o sistema de irrigação por

gotejamento, irrigando-se quase que diariamente e efetuando a poda de árvores, de acordo com o ciclo vegetativo, além de também adotar medidas para o controle de pragas daninhas, descrito detalhadamente em Conceição et al.(2017).

## 3.2 Coleta dos dados

Nesse estudo foram utilizados dados de sensores de campo provenientes de uma torre instrumentada com um sensor *Eddy Covariance* (EC) e estação meteorológica para a validação dos dados dos sensores orbitais derivados de imagens do Landsat 5 e 7 e imagens METEOSAT, assim como dados de precipitação para avaliação dos resultados.

### 3.2.1 Dados dos sensores de campo

A coleta dos dados de campo foi realizada por pesquisadores do Instituto Superior de Agronomia, Universidade de Lisboa (ISA-UL), a seguir estão alguns passos realizados para a obtenção dos dados dos sensores de campo.

Foi instalada na área de estudo uma torre metálica com altura aproximadamente de 6m, equipada com o sensor de *Eddy Covariance* (EC) e sensores da estação meteorológica. A localização da torre está a 38° 1'15.17"N, 8°10'43.57"O. O EC está instalado no topo da torre, quanto maior a altura que o EC for instalado, maior é sua área de contribuição. A altura média da vegetação no período de estudo era de 3,5m.

O EC permite a medição de fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), além de fluxo de CO<sub>2</sub>. A medição é realizada com um anemômetro sônico tridimensional e um higrômetro *krypton* (CSAT3-D e KH20, *Campbell Scientific*, USA), com uma varredura de 8Hz e armazenamento dos dados a cada 30 minutos. Os sensores de temperatura, umidade e velocidade do vento foram medidos a uma altura de 4,5m com uma frequência de 10 Hz e intervalos de 30 minutos, o sensor de saldo de radiação (Rn) coletou medidas a uma altura de 5m.

Todos os sensores citados acima foram instalados acima da copa das árvores, seguindo as instruções do manual de instalação, toda a instalação dos sensores, assim como descrição dos equipamentos e processamento dos dados pode ser encontrada detalhadamente em

Conceição et al., 2017. Para a obtenção dos dados de fluxo de calor no solo foram instaladas seis placas de fluxo de calor no solo a uma profundidade de 0,05m.

Foi obtida a evapotranspiração real correspondente a 16 dias distribuídos entre junho de 2010 a setembro de 2012, conforme Tabela 4.

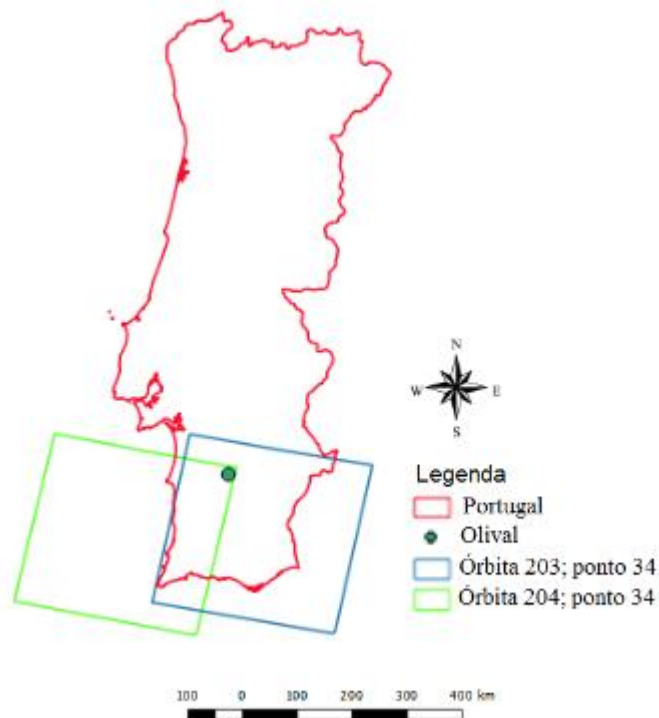
Tabela 4: Dias selecionados para o estudo

<b>Nº Imagens</b>	<b>Satélite</b>	<b>Ano</b>	<b>Dia Juliano</b>	<b>Data</b>	<b>ETr (EC)</b>
1	LT5*	2010	172	21/06/2010	3,22
2	LE7*	2010	180	29/06/2010	3,90
3	LE7	2010	196	15/07/2010	3,16
4	LT5	2010	211	30/07/2010	2,89
5	LT5	2011	166	15/06/2011	3,02
6	LT5	2011	175	24/06/2011	4,13
7	LT5	2011	230	18/08/2011	3,41
8	LT5	2011	255	12/09/2011	3,33
9	LT5	2011	262	19/09/2011	2,71
10	LE7	2011	279	06/10/2011	2,63
11	LT5	2011	294	21/10/2011	1,77
12	LE7	2011	302	29/10/2011	2,40
13	LT5	2011	303	30/10/2011	1,75
14	LE7	2012	234	21/08/2012	2,50
15	LE7	2012	250	06/09/2012	1,67
16	LE7	2012	257	13/09/2012	1,75

### 3.2.2 *Imagens de Satélites*

Foram adquiridos os produtos de *Surface Reflectance* (SR) dos sensores TM (Landsat 5) e ETM+ (Landsat 7), disponibilizados gratuitamente pelo site da USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). Por se tratar de produtos SR, as imagens adquiridas já passam por correção atmosférica e por um filtro de detecção de nuvens, não necessitando assim que o usuário faça o pré-processamento necessário para corrigir as imagens. Os produtos de SR não possuem a temperatura de superfície, com isso foi necessário solicitar separadamente os produtos *Landsat Collection 1 Level-1*, para calcular  $T_s$ , que é utilizado posteriormente para implementação do SEBAL. Foi realizado o *download* de 16 imagens referentes ao ponto/órbita 203/33 e 204/34, representadas pela Figura 14.

Figura 14: Localização da órbita e ponto das cenas estudadas



A escolha das 16 imagens tomou como base a disponibilidade de informações dos dados de saída do EC, a Tabela 4 apresenta os dados disponíveis e que mostraram bons resultados de saída para o EC.

No site da LSA SAF (<https://landsaf.ipma.pt/en/>) foram adquiridos os dados de radiação de onda curta incidente ( $R_s$ ) e temperatura da superfície ( $T_{S_{landsaf}}$ ) para a Europa, onde está localizada a área de estudo. Os dados de  $R_s$  com uma frequência temporal de 30 minutos e resolução espacial completa do sensor MSG/SEVIRI, e os dados de  $T_{S_{landsaf}}$  com frequência temporal de 15 minutos, totalizando 740 imagens de  $R_s$  e 1536 imagens de  $T_{S_{landsaf}}$ .

Foi obtida a precipitação diária para os 30 dias antes de cada data analisada, totalizando 340 imagens globais CHIRPS, disponíveis no site da CHG (<http://chg.geog.ucsb.edu/data/chirps/>). Os dados CHIRPS utilizam uma combinação de estimativas de precipitação baseadas em satélites e dados de campo. Os dados de precipitação CHIRPS foram utilizados para analisar a ETr gerada pelo SEBAL, a fim de discutir melhor os resultados.

Além das imagens de satélite e dados meteorológicos, o processamento requer mais um dado de entrada, que corresponde à topografia da região. As informações de elevação da

superfície utilizadas nesta pesquisa são provenientes do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e possuem 30 metros de resolução espacial. Disponibilizada pelo portal *International Research Centers - Consortium for Spatial Information* (CGIAR – CSI).

### **3.3 Processamento dos dados**

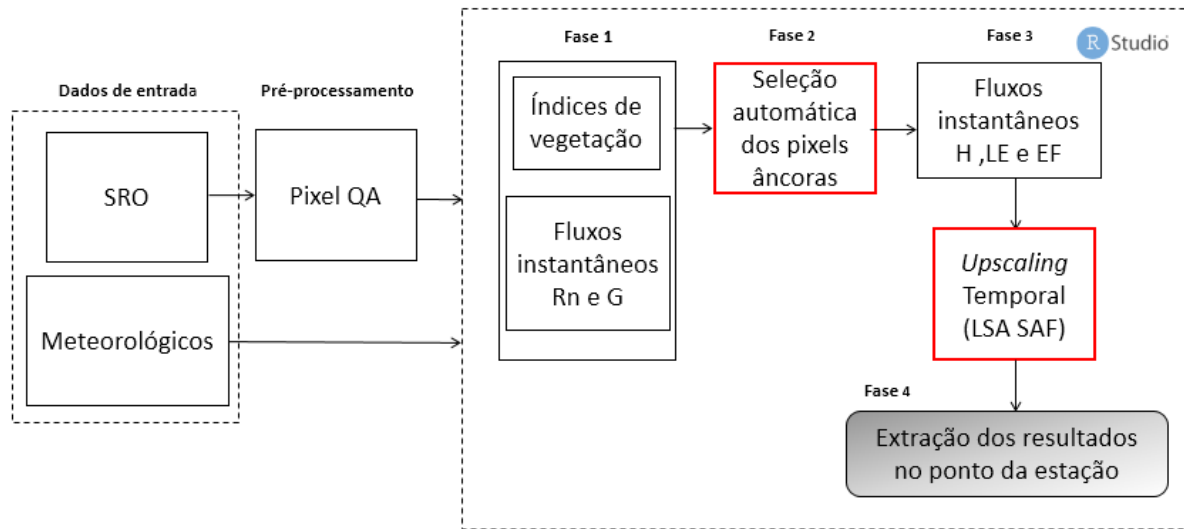
Todo o processamento dos dados foi realizado com o software livre R (R CORE TEAM, 2016) através da interface *Rstudio* (RSTUDIO TEAM, 2016), desde a descompactação das imagens até o produto final de ETr. A descrição detalhada dos scripts se encontra em Cunha et al., 2018.

As aplicações desenvolvidas neste trabalho foram realizadas com base no algoritmo SEBAL, mas algumas adaptações foram impostas ao algoritmo com o objetivo de melhorar a sua operacionalidade, a seção 3.3.1 descreve detalhadamente a implementação do algoritmo de forma totalmente automatizada.

#### *3.3.1 Automatização do SEBAL*

A Figura 15 apresenta o fluxograma de todas as etapas aplicadas no presente trabalho, onde encontra-se detalhado cada uma delas nesta seção, enfatizando a fase 2 (fase determinante para que ocorra a automação completa do algoritmo).

Figura 15: Fases metodológicas da aplicação do algoritmo SEBAL



A Figura 15 apresenta como dados de entrada para aplicação do algoritmo, os dados meteorológicos (temperatura do ar, velocidade do vento, altura média da vegetação e altura dos sensores) obtidos na estação meteorológica localizada na área de estudo e as imagens de sensoriamento remoto orbital (Landsat 5 e 7). Antes de iniciar o processamento dos dados, as imagens utilizadas necessitaram passar por um pré-processamento. Para garantir a qualidade dos dados SR utilizados, a banda pixel\_qa dos arquivos associados *Landsat Surface Reflectance Quality Assessment* foi analisada. Apenas pixels classificados como "claros" (valores 66 e 130 em arquivos Landsat 5 e 7) foram considerados de boa qualidade e foram utilizados nos processamentos desenvolvidos neste trabalho.

### Fase 1:

A fase 1 do SEBAL consiste na obtenção dos índices de vegetação, temperatura de superfície, albedo de superfície ( $\alpha$ ), saldo de radiação (Rn) e fluxo de calor no solo (G). Como foram obtidos os produtos Landsat SR (*Surface Reflectance*), não foi necessária a realização de correções atmosféricas, necessárias em produtos *Level 1* Landsat, pois os produtos SR já são disponibilizados com correção atmosférica, minimizando assim cálculos necessários de pré-processamento, como o cálculo da radiância e reflectância da superfície.

### Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e LAI

O cálculo para obtenção do NDVI é realizado através da razão entre a diferença da refletividade no infravermelho próximo ( $\rho_{nir}$ ) e a refletividade no vermelho ( $\rho_{red}$ ), pela soma das mesmas (ALLEN et al., 2002), definido pela Equação 6, em que  $\rho_{nir}$  e  $\rho_{red}$  correspondem, respectivamente às bandas 4 e 3 nas imagens de satélite utilizadas (Landsat 5 e 7).

$$NDVI = \frac{\rho_{nir} - \rho_{red}}{\rho_{nir} + \rho_{red}} \quad (6)$$

O SAVI busca amenizar os efeitos “*background*” do solo. Para tanto, é utilizado o fator L em função do tipo de solo, que pode variar de 0 a 1, sendo valores mais próximos de 0 (zero) para coberturas mais densas e valores próximos de 1 (um) para coberturas mais ralas. As maiorias das aplicações utilizam valores padrões de 0,5 (zero vírgula cinco) o que indicam uma vegetação intermediária (OLIVEIRA et al.2007), o mesmo valor padrão de 0,5 foi utilizado na Equação 7 para obtenção do SAVI.

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot (\rho_{nir} - \rho_{red})}{(L + \rho_{nir} + \rho_{red})} \quad (7)$$

O LAI é um indicador de biomassa de cada pixel, o cálculo para obtenção é definido pela razão entre a área foliar da vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, podendo ser obtida pela Equação 8 definida por Allen et al. (2002).

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (8)$$

### Temperatura da Superfície

Para obtenção da temperatura da superfície é necessária a radiância espectral da banda termal ( $L_{\lambda 6}$ ) e a emissividade ( $\epsilon_{NB}$ ).  $\epsilon_{NB}$  é obtida pela Equação 9 e TS (K) é obtida pela equação 10.



$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot LAI \quad (9)$$

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (10)$$

Os valores de  $K_1$  e  $K_2$  são constantes que dependem do tipo de sensor, apresentados na Tabela 5.

Tabela 5: Constantes de calibração da banda termal para os sensores TM e ETM+

Constantes	$K_1(Wm^2sr^{-1}\mu m^{-1})$	$K_2(K)$
Landsat 5/TM	607,76	1260,56
Landsat 7/ETM+	666,09	1282,71

Chander et al. 2009.

### Albedo de superfície

O produto Landsat SR (*Surface Reflectance*) é distribuído pela USGS com correção atmosférica, possibilitando a obtenção do  $\alpha_{SR}$  (albedo da superfície) a partir da execução da Equação 11. Wang et al. (2016) e Shuai et al. (2014) apresentaram os parâmetros para a obtenção do  $\alpha_{SR}$  utilizando imagens de TM/ETM+ Landsat SR, respectivamente.

$$\alpha_{SR} = b_{blue} \times \rho_{blue} + b_{green} \times \rho_{green} + b_{red} \times \rho_{red} + b_{NIR} \times \rho_{NIR} + b_{SWIR1} \times \rho_{SWIR1} + b_{SWIR2} \times \rho_{SWIR2} + b_0 \quad (11)$$

onde  $\rho$  e  $b$  são a reflectância de superfície e os correspondentes coeficientes de conversão para as seis bandas do Landsat não termiais: *Blue, Green, Red, Near-Infrared* (NIR) e duas *Shortwave Infrared* (SWIR1 e SWIR2). As Tabelas 6 e 7 apresentam a definição das bandas espectrais e seus respectivos valores  $b$  para cada um dos satélites utilizados neste estudo.

Tabela 6: Bandas espectrais para os sensores a bordo dos satélites Landsat (*nm*)

Sensor	Blue	Green	Red	NIR	SWIR1	SWIR2
TM/ETM+	450 – 520	520 – 600	630– 690	760 – 900	1550–1750	2080–2350

Fonte: USGS, 2018

Tabela 7: Coeficientes utilizados para o cálculo do albedo de superfície

Sensor	$b_{blue}$	$b_{green}$	$b_{red}$	$b_{NIR}$	$b_{SWIR1}$	$b_{SWIR2}$	$b_0$
TM	0.3206	0	0.1572	0.3666	0.1162	0.0457	0.0063
ETM+	0.3141	0	0.1607	0.3694	0.1160	0.0456	0.0057

Fonte: Wang et al. (2016) e Shuai et al. (2014)

### Saldo de Radiação:

O saldo de radiação ( $W/m^2$ ) é obtido a partir da diferença entre o saldo de radiação de ondas curtas ( $R_s$ ) e o saldo de radiação de ondas longas ( $R_L$ ). Foi utilizada a equação 1 descrita no item 2.1.1.

### Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo ( $W/m^2$ ) foi obtido a partir da Equação 12 desenvolvida por Batiasssen (2000), essa equação representa os valores próximos ao meio-dia.

$$G = [T_s \cdot (0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha)(1 - 0,98 \cdot NDVI^4)] \cdot R_n \quad (12)$$

### **Fase 2:**

A Fase 2, ênfase desta pesquisa, seleciona os pixels âncora de forma automatizada, tomando como base a metodologia apresentada por Cunha et al. (2018), onde utiliza-se a automatização baseada em limiares de NDVI, quantis de  $T_s$ , valores de  $(R_n - G)$  e análise da homogeneidade dos pixels vizinhos. O procedimento é realizado em quatro etapas sequenciais conforme apresentado na Tabela 8.

Tabela 8: Etapas de seleção dos pixels âncora

<b>Etapa</b>	<b>Descrição da etapa</b>	<b>Critério de seleção pixel frio/molhado</b>	<b>Critério de seleção pixel quente/seco</b>
1	Selecionar um conjunto de pixels com base no seu valor NDVI	NDVI < 0	0.15 < NDVI < 0.20
2	Do grupo isolado na Etapa 1, selecionar um subconjunto com base em um valor limite Ts	Testes baseados em quantis de Ts	
3	Do grupo isolado na Etapa 2, selecionar um subconjunto com base em seus valores de Rn-G	25% dos mais altos e mais baixos valores de Rn-G são filtrados	
4	Com base na homogeneidade dos pixels vizinhos, selecione um pixel do grupo restante	Número máximo de pixels vizinhos com NDVI < 0	Valor mínimo do coeficiente de variação NDVI

Fonte: adaptado de Cunha et al. (2018)

A seleção do pixel é iniciada com base no NDVI (Etapa 1). É atribuído um limiar entre 0,15 e 0,20 para a seleção do pixel quente, ou seja, um valor baixo de NDVI (característica de solo exposto). Na segunda etapa, a seleção é com base nos valores de Ts, onde é determinado um quantil para a seleção. Cunha et al. (2018) propõem quantil de 90% para pixel quente.

A Etapa 3 filtra os valores mais altos e mais baixos de (Rn-G), removendo assim valores extremos, a partir daí é selecionado o pixel quente com base na homogeneidade dos pixels vizinhos (Etapa 4). Para a seleção do pixel frio na Etapa 1, são selecionados os valores negativos de NDVI (característica de corpos aquáticos). Na segunda etapa, a seleção é realizada com base no quantil de Ts. Cunha et al. (2018) propõem quantil de 50% para a seleção do pixel frio, as etapas 3 e 4 obedecem ao mesmo critério para a seleção do pixel quente. Com o objetivo de aprimorar o método de Cunha et al. (2018), foram realizados testes com base nos quantis de Ts (Etapa 2). Foram realizados cinco testes para obtenção dos pixels âncora, representados na Tabela 9.

Tabela 9: Testes realizados com base nos quantis de Ts (Etapa 2)

<b>Testes</b>	<b>Pixel frio</b>	<b>Pixel quente</b>
1	0,5 quantil de Ts	0,85 quantil de Ts
2	0,5 quantil de Ts	0,95 quantil de Ts
3	0,5 quantil de Ts	0,99 quantil de Ts
4	0,2 quantil de Ts	0,99 quantil de Ts
5	0,8 quantil de Ts	0,99 quantil de Ts

### Fase 3:

#### Fluxos instantâneos de H e LE

Com a obtenção dos pixels âncora é aplicada a Fase 3 (obtenção de H e LE), a Fase 3 depende de uma maior quantidade de dados de campo, e pode ser considerada a fase mais complexa do SEBAL, pois envolve uma variedade de cálculos e variáveis.

O cálculo do fluxo de calor sensível H ( $Wm^{-2}$ ) é obtido através da Equação 13:

$$H = \frac{(\rho c_p dT)}{r_{ah}} \quad (13)$$

Onde:  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ Kg}m^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ JK}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $dT$  é a diferença de temperatura (K) entre dois níveis (obtidos na Fase 2) e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $sm^{-1}$ ). A resistência aerodinâmica é computada pela Equação 14 admitindo a condição de estabilidade neutra da atmosfera.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (14)$$

Sendo  $z_1$  e  $z_2$  as alturas acima do nível da superfície, nesse estudo adotou-se  $z_1 = 0,1m$  e  $z_2 = 2,0m$ ,  $u_*$  é a velocidade de fricção ( $ms^{-1}$ ) e  $k$  é a constante de Von Karman (0,41). A velocidade de fricção é calculada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra, apresentado na Equação 15.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (15)$$

Onde:  $u_x$  é a medida de vento na altura  $z_x$ ,  $z_{0m}$  representa a rugosidade da superfície, cuja estimativa, segundo Brutsaert (1982) depende da altura  $h$  da vegetação ( $m$ ). Obtendo  $z_{0m}$  através da Equação 16. Para a área estudada foi admitida uma altura  $h=3,5m$ .

$$z_{0m} = 0,12h \quad (16)$$

Antes de calcular  $u_*$ , foi calculada a velocidade do vento na altura de mistura, chamada de *blending height*, onde os efeitos da rugosidade são desprezíveis (ALLEN et al., 2007), calculada pela Equação 17:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (17)$$

A diferença de temperatura é calculada através dos pixels âncora (quente e frio) obtidos na Fase 2, é calculado baseado na hipótese de que a diferença entre a temperatura de superfície destes pixels é uma relação linear, de acordo com a Equação 18:

$$dT = a + b \cdot Ts \quad (18)$$

Onde:  $a$  e  $b$  são coeficientes de calibração e são obtidos através dos pixels âncora.

Para o pixel frio, o fluxo de calor sensível é dado como nulo e o fluxo de calor latente é dado pela Equação 19. Para o pixel quente admite-se a situação inversa a do pixel frio, onde o fluxo de calor latente pode ser dado como nulo e o fluxo de calor sensível pela Equação 20.

$$LE_{frio} = Rn - G \quad (19)$$

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bTs)}{r_{ah}} \quad (20)$$

Onde  $T_s$ ,  $Rn$ ,  $G$  e  $r_{ah}$  são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Após a obtenção das diferenças de temperatura nos pixels âncora, se torna possível determinar os

coeficientes  $a$  e  $b$ , montando um sistema simples com duas equações e duas incógnitas (Equações 21 e 22), podendo assim obter  $H$  pela Equação 13.

$$dT_Q = a + b.T_Q \quad (21)$$

$$dT_F = a + b.T_F \quad (22)$$

Os valores de  $H$  obtidos não representam adequadamente o  $H$  de cada pixel, servindo apenas como valores de entrada de um processo iterativo até resultar na condição de estabilidade de cada pixel. Para atingir a condição de estabilidade atmosférica aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, onde é computado o comprimento de Monin-Obukhov, “ $L$ ” ( $m$ ) em função dos fluxos de calor e de *momentum* a partir da Equação 23:

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (23)$$

Em que  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ) e todos os outros parâmetros já foram obtidos nas etapas anteriores.

Os valores de  $L$  definem as condições de estabilidade atmosférica: valores negativos de  $L$  indicam instabilidade atmosférica; valores positivos de  $L$  indicam estabilidade atmosférica e  $L=0$  quando a atmosfera é considerada neutra.

A aplicação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov teve como base os procedimentos metodológicos descritos em Liu et al. (2007). Os valores das condições de estabilidade para o transporte de *momentum* e de calor devem ser considerados, dependendo das condições atmosféricas:

Se a atmosfera for instável ( $L < 0$ ):

$$\psi_{h0,1} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{0,1}^2}{2} \right) \quad (24)$$

$$\psi_{h2} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_2^2}{2} \right) \quad (25)$$

$$\psi_{m200} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{200}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{200}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{200}) + 0,5\pi \quad (26)$$

Onde:

$$x_{0,1} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)} \quad (27)$$

$$x_2 = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)} \quad (28)$$

$$x_{200} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)} \quad (29)$$

Se a atmosfera for estável ( $L > 0$ ):

$$\psi_{0,1} = -5 \frac{0,1}{L} \quad (30)$$

$$\psi_2 = 5 \frac{2}{L} \quad (31)$$

Se a atmosfera for neutra ( $L=0$ ):  $\Psi_m=0$  e  $\Psi_h=0$ .

Determinados os valores de  $\Psi_m$  e  $\Psi_h$ , é possível calcular os valores corrigidos da velocidade de fricção e resistência aerodinâmica pelas Equações 32 e 33, respectivamente. O cálculo do fluxo de calor sensível é encerrado quando não houver mais variações nos valores obtidos para resistência aerodinâmica correspondentes ao pixel quente entre as interações. Segundo Bastiaansen (1995) são necessárias de 5 a 10 iterações para os valores de resistência se estabilizar.

$$u_{*cor} = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \psi_{m200}} \quad (32)$$

$$r_{ah\_cor} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - (\psi_{h2} - \psi_{h1})}{u_* \cdot k} \quad (33)$$

A obtenção do fluxo de calor latente  $LE$  ( $Wm^{-2}$ ) por sensoriamento remoto não é uma obtenção direta, sua estimativa se dá como resíduo do balanço de energia, calculado através da Equação 34, em que os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

$$LE = Rn - G - H \quad (34)$$

Após a obtenção de todos os fluxos do balanço de energia é possível calcular a fração evaporativa (EF) através da Equação 35:

$$EF = \frac{LE}{Rn - G} \quad (35)$$

#### Upscaling temporal de Rn, H e LE: instantâneo para diário

Os fluxos instantâneos são importantes fontes de informações ambientais, mas para o presente trabalho foi necessário realizar um *upscaling* temporal para obtenção dos fluxos diários, o que nos permite uma melhor análise dos dados e validação com dados de campo.

O *upscaling* temporal é possível, graças ao comportamento diário da fração evaporativa, definida pela Equação 39. Shuttleworth et al. (1989) foram os primeiros autores a publicar a constância da EF. Este autor observa que a EF obtida entre o intervalo de 10:00 às 14:00 horas apresenta o valor igual à média diária da EF. Crago (1996) afirmou que a EF apresenta pouca variação durante o dia. Para o cálculo do saldo de radiação diário ( $Rn_{24h}$ ), foi utilizado o método de acordo com De Bruin (1987), calculado através da Equação 36:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha) \cdot Rs_{\downarrow} - Cs \cdot \frac{Rs_{\downarrow}}{Ra_{24h}} \quad (36)$$

Onde  $\alpha$  foi obtido pela Equação 11,  $R_{s\downarrow}$  ( $Wm^{-2}$ ) é a radiação solar incidente média diária,  $Cs$  é o coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária, e  $Ra_{24h}$  (Radiação extraterrestre) definida como a radiação solar de onda curta na ausência de uma atmosfera,  $Ra$  pode ser estimado a partir da constante solar, a energia solar declinação e o dia do ano (Equação 37):

$$Ra_{24h} = \frac{24}{\pi} \cdot Gsc \cdot d_r [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (37)$$

onde:

$Gsc$  = constante solar ( $0.0820 MJm^{-2}min^{-1}$ ),

$d_r$  = fator de distância relativa inversa ao quadrado para a Terra-Sol (adimensional),

$\omega_s$  = ângulo de horas do pôr do sol (radianos),

$\varphi$  = latitude (radianos) e

$\delta$  = declinação solar (radianos).



Com o intuito de minimizar a dependência dos dados meteorológicos e aproveitar ao máximo os dados de sensoriamento remoto,  $R_s$  foi obtido por sensoriamento remoto através de imagens do sistema LSA SAF e calculada a média diária. O valor de  $C_s$  foi obtido por meio de calibração através dos dados de campo. Foi adotado um valor de  $C_s = 90$ .

Com o cálculo de  $Rn_{24h}$  por De Bruin (1987) e os dados da Fração Evaporativa foi possível calcular  $H_{24h}$  e  $LE_{24h}$  através das Equações 38 e 39:

$$H_{24h} = (1 - EF) \cdot Rn_{24h} \quad (38)$$

$$LE_{24h} = EF \cdot Rn_{24h} \quad (39)$$

#### Cálculo da Evapotranspiração

A ET é calculada para cada pixel no instante da passagem do satélite, dividindo LE pelo calor latente de vaporização, e é realizado o *upscaling* temporal através da Equação 40:

$$ET_{24h} = 86400 \frac{LE_{24h}}{\lambda \rho_w} \quad (40)$$

Onde:

$ET_{24h}$  é a evapotranspiração diária ( $mm d^{-1}$ ); 86400 é a conversão de segundos para dia;  $\rho_w$  é a densidade da água ( $1000 Kg m^{-3}$ ) e  $\lambda$  é o calor latente de vaporização ( $JKg^{-1}$ ), calculado através da Equação 41:

$$\lambda = 2,501 - 0,00236(Ts_{landsaf} - 273,15) \quad (41)$$

Para a temperatura da superfície ( $Ts_{landsaf}$ ), foram utilizados os dados disponibilizados pelo programa LSA SAF, como proposta do uso maior de dados de sensoriamento remoto, optando por utilizar o menor número de informações de campo.

#### Fase 4

Após a geração dos produtos nas fases anteriores, foi realizada a extração dos dados para comparação e possível validação com os dados de campo. A extração dos dados foi delimitada para um *buffer* (área de influência) de 140m a partir das coordenadas da estação meteorológica, esse *buffer* foi definido após análise do *footprint* do EC, com base nos dados de velocidade do vento, pois a área de contribuição é influenciada pela direção e velocidade do vento, então foi necessário analisar esses dados para calcular a área de contribuição do EC, calculando assim a média entre os pixels da área de contribuição.

Os dados de precipitação foram obtidos com o objetivo de analisar a influência do regime pluviométrico sobre o comportamento da ETr, obtendo assim a precipitação acumulada (30 dias antes da passagem de satélite) para os 16 dias estudados.

## CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seção 4.1 apresenta os resultados dos cinco testes referentes à seleção dos pixels âncora com base em diferentes quantis de temperatura, relatando a sensibilidade do algoritmo para esse tipo de seleção. A seção 4.2 apresenta o desempenho do algoritmo SEBAL, comparando os resultados modelados com os dados observados em campo. A seção 4.3 apresenta as variáveis climáticas que podem influenciar na estimativa da ET, buscando compreender os resultados obtidos.

### 4.1 Resultado da seleção dos pixels âncora baseados em diferentes quantis de temperatura da superfície

Foram realizados testes com base nos quantis de temperatura da superfície para a seleção dos pixels âncora (Tabela 9). Observa-se que todos os critérios utilizados para cada um dos testes são possíveis de serem utilizados por um usuário na identificação visual dos pixels âncora. Como já descrito, o pixel quente estará entre os pixels de maior temperatura de superfície contidos numa área desnuda. A busca deste pixel quente foi realizada em três diferentes quantis de  $T_s$  (0,85, 0,95 e 0,99) para os critérios estabelecidos na Tabela 9. Situação semelhante é observada para o pixel frio, sendo comum a seleção dos pixels frios sobre superfície com água. Testou-se variações dos quantis de  $T_s$  para os pixels classificados como água (quantis 0,2 a 0,8) para avaliar diferentes possibilidades de identificação.

A Tabela 10 apresenta a estimativa da  $ETr$  ( $mmd^{-1}$ ) para os cinco testes realizados utilizando a seleção automática dos pixels âncora. Com base nos resultados apresentados pela Tabela 10, é possível analisar a sensibilidade do algoritmo SEBAL em relação à escolha dos pixels âncora. Dependendo do pixel escolhido a  $ETr$  pode sofrer grandes variações, como mostrado na Tabela 10 uma variação de  $ETr$  de  $1,62 mmd^{-1}$  apresentada entre o teste 1 e o teste 5 para o dia 15/07/2010. Essa primeira análise ilustra que a identificação manual dos pixels âncora pode ser subjetiva, pois os critérios principais, pixel quente solo desnudo e pixel frio numa superfície com água, possibilitam valores de  $ETr$  bastante distintos.

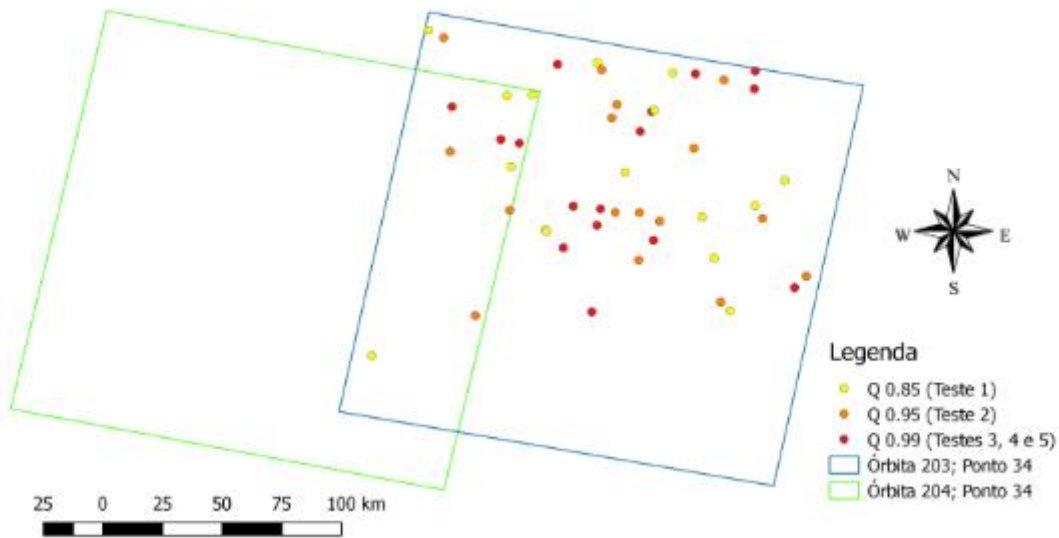
Outro aspecto interessante na seleção dos pixels âncora está relacionado a ausência de um padrão especial para a localização dos pixels, visto que os alvos selecionados como pixels âncora quase não se repetem. Na Figura 16 é apresentada a localização espacial dos pixels quentes (0,85 quantil de  $T_s$ , 0,95 quantil de  $T_s$  e 0,99 quantil de  $T_s$ ). Observa-se que não existe

uma repetição ou uma região preferencial para os pixels quente testados. A possibilidade de haver uma preferência espacial, seria algo interessante de ser explorado numa busca de um processo automatizado, pois poderia ser investigada a oportunidade de utilizar um mesmo local (pixel) para todos os processamentos. Entretanto, os resultados ilustrados na Figura 16 não indicam um padrão espacial, o que fortalece o caráter subjetivo da seleção visual dos pixels âncora.

Tabela 10: Estimativa da ETr ( $\text{mmd}^{-1}$ ) para diferentes testes com base na escolha dos pixels âncora

<b>Satélite</b>	<b>Data</b>	<b>Observado (EC)</b>	<b>Teste 1 (0,5/0,85)</b>	<b>Teste 2 (0,5/0,95)</b>	<b>Teste 3 (0,5/0,99)</b>	<b>Teste 4 (0,2/0,99)</b>	<b>Teste 5 (0,8/0,99)</b>
LT5	21/06/2010	3,22	1,89	2,59	2,96	2,61	3,37
LE7	29/06/2010	3,90	2,20	2,38	3,00	2,87	3,23
LE7	15/07/2010	3,16	2,08	3,09	3,40	3,27	3,70
LT5	30/07/2010	2,89	1,45	2,04	2,64	2,42	3,05
LT5	15/06/2011	3,02	2,28	3,06	3,08	2,68	3,63
LT5	24/06/2011	4,13	3,34	3,05	3,48	3,28	4,14
LT5	18/08/2011	3,41	3,11	3,42	3,68	3,35	4,18
LT5	12/09/2011	3,33	2,74	3,02	3,34	3,16	3,77
LT5	19/09/2011	2,71	0,95	1,49	2,03	1,96	2,32
LE7	06/10/2011	2,63	1,90	2,20	2,34	2,25	2,47
LT5	21/10/2011	1,77	0,84	0,41	1,29	1,17	1,44
LE7	29/10/2011	2,40	1,65	1,84	1,99	1,85	2,11
LT5	30/10/2011	1,75	1,72	1,78	1,75	1,63	1,98
LE7	21/08/2012	2,50	2,52	2,65	3,08	2,95	3,38
LE7	06/09/2012	1,67	1,38	1,86	1,84	1,70	2,01
LE7	13/09/2012	1,75	0,96	1,44	1,97	1,96	2,14

Figura 16: Distribuição espacial dos candidatos a pixel quente para todos os testes e todos os dias estudados



Para uma melhor análise sobre a seleção dos pixels âncora, a Tabela 11 apresenta os dados de temperatura de superfície do pixel quente selecionado para os dias estudados com base nos quantis. É possível perceber que a diferença de apenas 0,04 quantil (Q 0,95 e Q 0,99) apresentam valores de temperatura com diferenças de até 1,82K (data 15/07/2010). Após análise das Tabelas 10 e 11 e da Figura 16 é possível observar que o algoritmo é bastante sensível ao valor de  $T_s$  (quantil) escolhido, e por consequência, apresenta forte influência nas taxas evapotranspirativas. O resultado final varia bastante a depender do quantil da  $T_s$  utilizada. Esta alta sensibilidade do algoritmo demonstra o quanto pode se tornar subjetiva a seleção manual para esta etapa, em função do grande número de pixels que podem ser selecionados e das limitações humanas em busca do valor ótimo. Esses resultados reforçam a importância da seleção automática desses pixels âncora, pois o uso de quantis pode favorecer uma calibração adequada, buscando assim minimizar erros associados à subjetividade da escolha na quantificação da ETr.

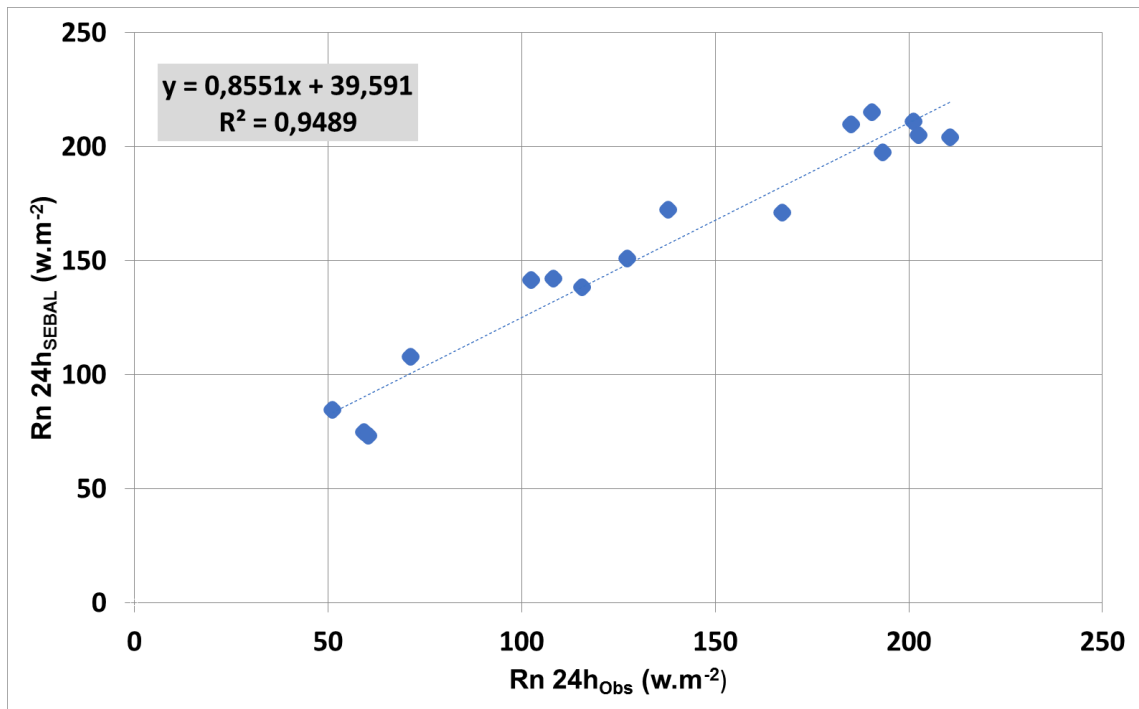
Tabela 11: Temperatura da superfície do pixel quente selecionado para os diferentes quantis

Data	Temperatura pixel quente (K)		
	Q 0.85 (Teste 1)	Q 0.95 (Teste 2)	Q 0.99 (Teste 3, 4 e 5)
21/06/2010	308,70	309,90	311,10
29/06/2010	315,77	316,69	317,61
15/07/2010	316,29	318,00	319,82
30/07/2010	316,11	317,63	319,15
15/06/2011	307,38	308,21	309,43
24/06/2011	316,12	317,63	318,75
18/08/2011	310,23	311,35	312,56
12/09/2011	312,96	314,50	316,11
19/09/2011	309,02	310,23	311,34
06/10/2011	310,70	311,61	312,63
21/10/2011	301,92	302,84	303,65
29/10/2011	296,42	297,42	298,44
30/10/2011	297,17	298,07	298,49
21/08/2012	318,52	319,33	320,24
06/09/2012	313,05	314,45	315,37
13/09/2012	313,95	314,86	316,27

## 4.2 Desempenho do algoritmo SEBAL

Foi possível testar o desempenho do algoritmo realizando análises estatísticas dos resultados obtidos pelo SEBAL em comparação com os resultados obtidos em campo por sensor de *Eddy Covariance* (observados). Antes da análise do produto final do SEBAL (ET<sub>r</sub>), apresenta-se na Figura 17 a análise comparativa entre o saldo de radiação diário (Rn<sub>24h</sub>) obtidos pelo algoritmo SEBAL e o radiômetro instalado na torre. Para reduzir a demanda por dados de estações climatológicas de superfície, o Rn<sub>24h</sub> foi calculado (Equação 36) a partir do albedo de superfície do Landsat e a radiação de onda curta obtida disponibilizada pelo programa LSA SAF. Apesar do experimento conter um grande número de informações que possibilitam o cálculo do Rn, a opção de utilizar o menor número de informações reflete uma realidade comum ao processar áreas que não apresentam experimentos específicos.

Figura 17: Análise do saldo de radiação diário estimado por SEBAL e obtido em campo



A Figura 17 apresenta os dados de  $Rn_{24h}$  referente aos 16 dias estudados na presente pesquisa. Os resultados mostram que houve uma ótima correlação entre os dados observados e os dados modelados, apresentando valor de  $R^2 = 0,9489$ , mostrando um resultado satisfatório no desempenho do modelo SEBAL para estimativa de  $Rn_{24h}$ . Confirmando assim que produtos de sensoriamento remoto (LSA SAF) podem ser utilizados para minimizar a dependência de dados de campo, o que muitas vezes demanda um número considerável de dados climáticos de estações de superfície. Essas informações em muitas regiões estão ausentes ou estão disponíveis em banco de dados heterogêneos e inconsistentes.

Para análise do desempenho do SEBAL a partir do produto final  $E_{Tr}$ , foi realizada primeiramente a análise de todos os testes com os valores observados para cada imagem (total de 16 imagens). Para uma melhor visualização, a Tabela 12 apresenta o erro relativo acumulado,  $R^2$  e a declividade da reta para cada teste. O teste 3 foi o que apresentou menor erro relativo acumulado (2,00). Apesar desse resultado, o teste 5 foi o que apresentou o melhor  $R^2$  (0,734) e a melhor declividade da reta (0,964). A partir destes resultados e, analisando os valores de  $E_{Tr}$  para cada dia, (Tabela 10), comparando com os dados observados, o teste 5 foi o que apresentou valores mais próximos aos observados. Comparando com os outros testes, o teste 5 é o que apresenta o critério para a seleção do pixel mais quente (quantil de 99%) e para o pixel mais frio (quantil de 80%), o que confirma a abordagem em outros estudos (WANG et al., 2014,

PAPADAVIDet al., 2013, LONGe SINGH, 2013) que sugerem que uma seleção otimizada dos pixels mais quentes e mais frios poderia produzir a estimativa ETr mais precisa.

Tabela 12: Erro relativo acumulado, R<sup>2</sup> e Declividade da reta entre os valores modelados e observados de ETr para cada teste realizado

Testes	Erro relativo acumulado ( $\sum  \text{Mod}_i - \text{Obs}_i  \div \text{Obs}_i$ )		
	$\text{mmd}^{-1}$	R <sup>2</sup>	Declividade da reta
1	4,81	0,558	0,727
2	3,26	0,454	0,765
3	2,00	0,727	0,814
4	2,41	0,714	0,749
5	2,43	0,734	0,964

A Tabela 13 apresenta o erro absoluto de ETr ( $\text{mmd}^{-1}$ ) entre o teste 5 modelado pelo SEBAL e os valores observados para cada dia. A maior variação da ETr foi observada no dia 21/08/2012 com um erro absoluto de  $0,89\text{mmd}^{-1}$ , o erro médio absoluto para as 16 imagens foi de  $0,4\text{mmd}^{-1}$ , o que é um resultado satisfatório levando em consideração um número significativo de imagens. Pôças et al. (2014) utilizaram METRIC para estimar a ETr numa cultura de oliveiras para um total de 12 imagens Landsat. Ao comparar estes resultados, percebe-se que o erro médio absoluto em Pôças foi de  $0,52\text{mmd}^{-1}$ , enquanto o erro médio absoluto deste trabalho foi de  $0,40\text{mmd}^{-1}$ , conforme apresentado na Tabela 13. Vale salientar que, para aplicação do METRIC, Pôças et al. (2014) levaram em consideração uma condição de três fontes, diferenciando a Temperatura do dossel ( $T_c$ ), da Temperatura de superfície do solo sombreada ( $T_{shadow}$ ) e da Temperatura do solo iluminada pelo sol ( $T_{sunlit}$ ), o que não foi necessário para o presente estudo, minimizando assim o uso de equipamento suplementares.



Tabela 13: Erro absoluto da evapotranspiração real entre os dados de campo ( $ET_{\text{Obs}}$ ) e os dados obtidos pelo teste 5 com o algoritmo SEBAL ( $ET_{\text{SEBAL}}$ )

<b>Data</b>	<b><math>ET_{\text{Obs}}</math> (<math>\text{mmd}^{-1}</math>)</b>	<b><math>ET_{\text{SEBAL}}</math> (<math>\text{mmd}^{-1}</math>)</b>	<b>Erro absoluto (<math>\text{mmd}^{-1}</math>)</b>
21/06/2010	3,22	3,37	0,15
29/06/2010	3,90	3,23	-0,67
15/07/2010	3,16	3,70	0,54
30/07/2010	2,89	3,05	0,16
15/06/2011	3,02	3,63	0,61
24/06/2011	4,13	4,14	0,01
18/08/2011	3,41	4,18	0,77
12/09/2011	3,33	3,77	0,44
19/09/2011	2,71	2,32	-0,39
06/10/2011	2,63	2,47	-0,15
21/10/2011	1,77	1,44	-0,33
29/10/2011	2,40	2,11	-0,29
30/10/2011	1,75	1,98	0,23
21/08/2012	2,50	3,38	0,89
06/09/2012	1,67	2,01	0,34
13/09/2012	1,75	2,14	0,39
<b>Erro médio absoluto</b>			<b>0,4</b>

As Figuras abaixo (Figuras 18, 19, 20, 21 e 22) apresentam os gráficos de comparação da  $ETr$  ( $\text{mmd}^{-1}$ ) entre os testes modelados pelo SEBAL (testes 1, 2, 3, 4 e 5) e os valores observados para os 16 dias. Os gráficos apresentam os resultados das análises estatísticas para os 16 dias estudados, apresentando a inclinação da reta,  $R^2$ , BIAS e RMSE.

Figura 18: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 1

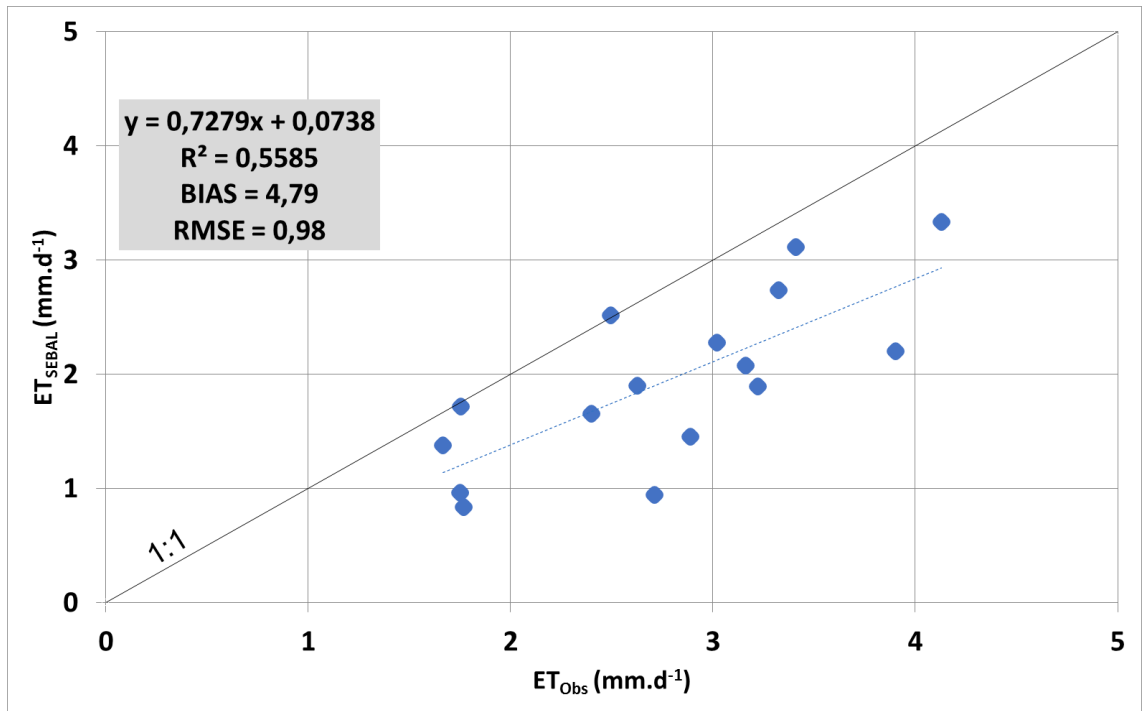


Figura 19: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 2

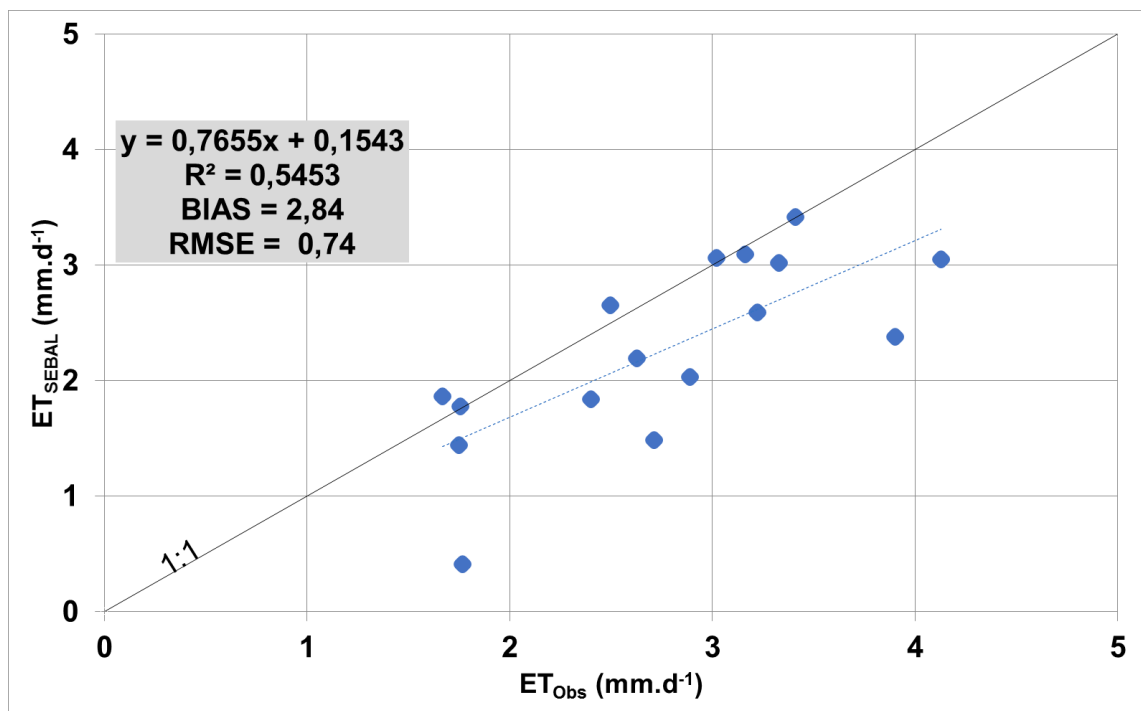


Figura 20: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 3

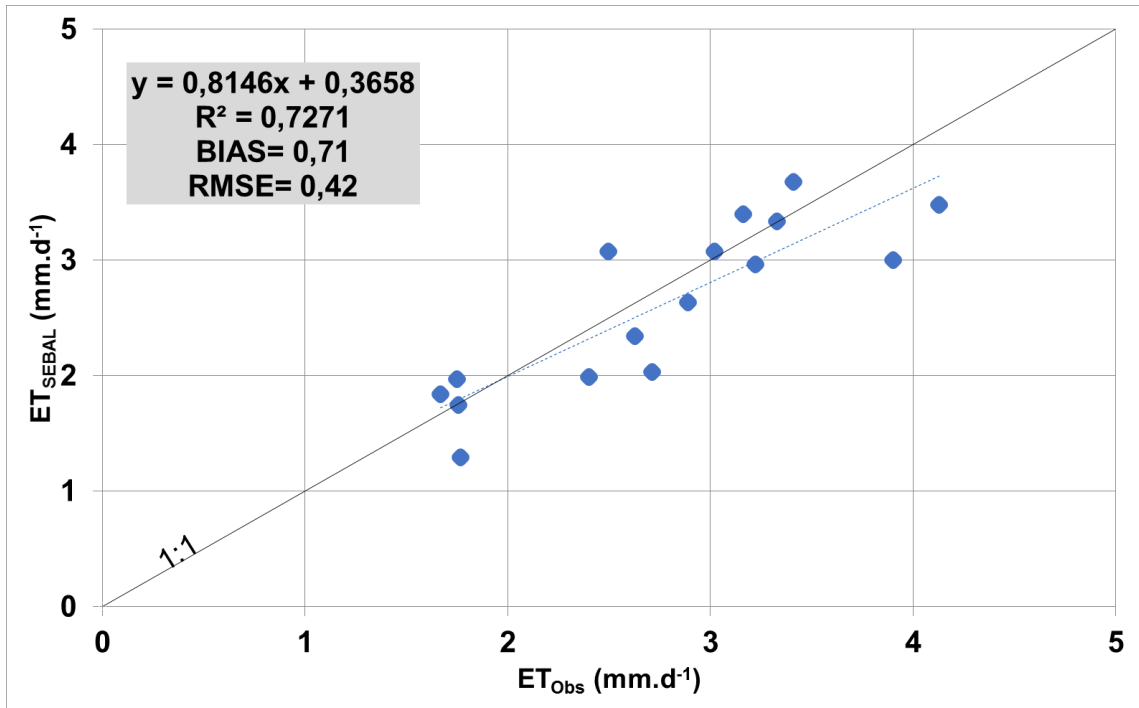


Figura 21: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 4

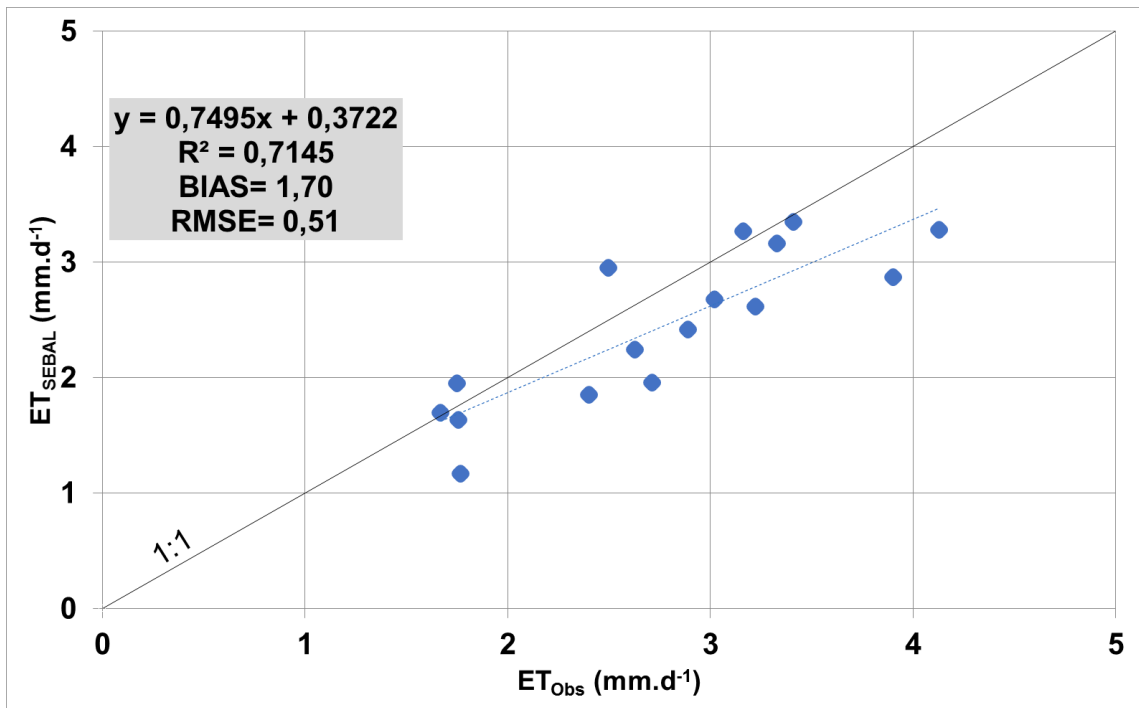
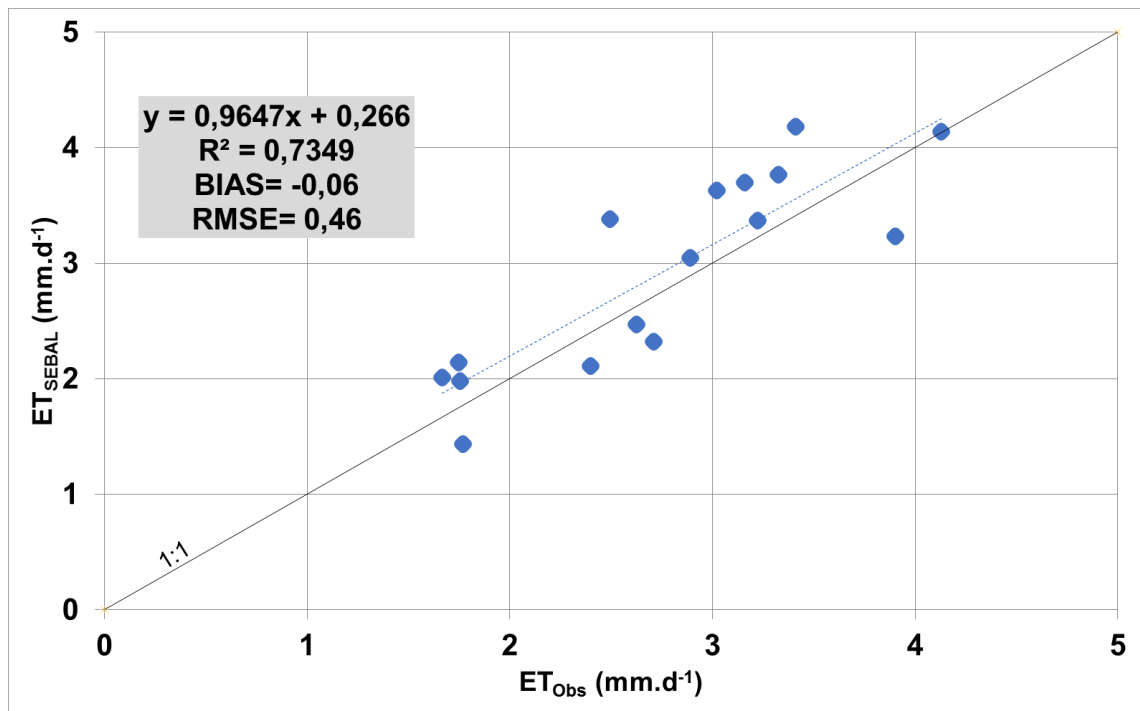


Figura 22: Comparação da ETr modelada (SEBAL) e observada (EC) para o teste 5



Analisando os gráficos de comparação da ETr observada e ETr modelada é possível identificar que o teste 5 foi o que mais se aproximou dos resultados observados, apresentando  $R^2=0,734$ , inclinação da reta de 0,964, BIAS de -0,06 e RMSE de  $0,46\text{mm.d}^{-1}$ . Analisando o gráfico do teste 5 é possível observar que os dados modelados apresentam uma ligeira tendência a superestimar os dados observados.

### 4.3 Análise de variáveis climatológicas que podem influenciar na estimativa da evapotranspiração

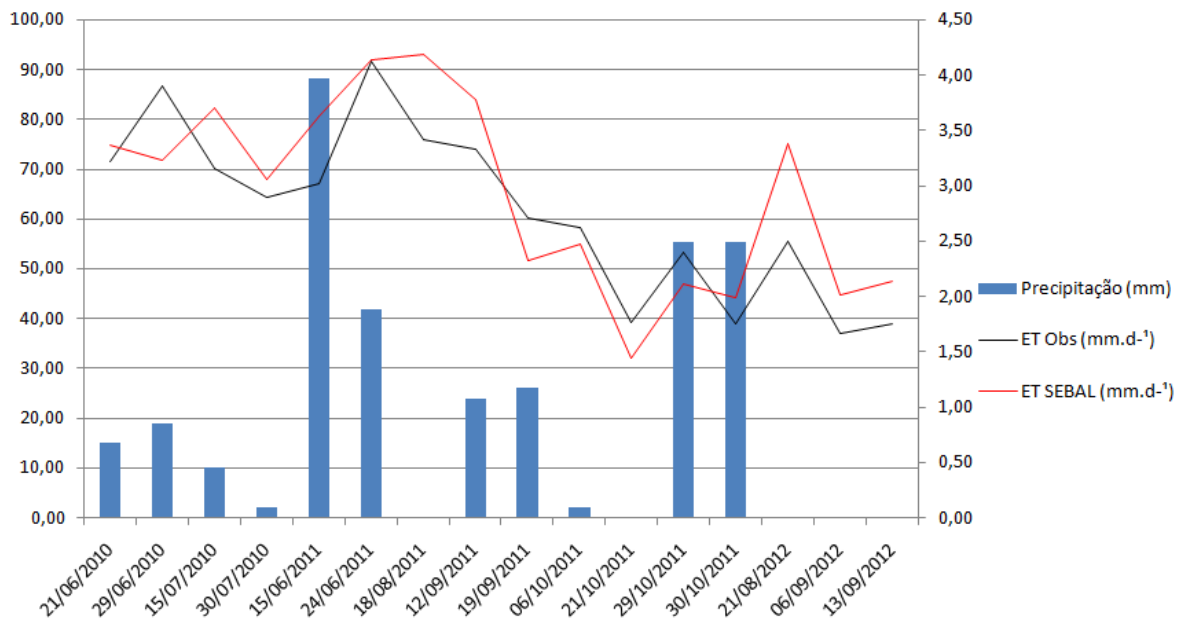
Parâmetros que dizem respeito às condições meteorológicas interferem fortemente na evapotranspiração, oferecendo um maior impacto neste processo. Pensando nisso foi realizada uma análise de influência da precipitação, saldo de radiação e direção/velocidade do vento sobre a ETr, para entender melhor o comportamento da ETr.

#### 4.3.1 Precipitação x ETr

Os dados de ETr obtidos pelo teste 5 foram cruzados com os dados de precipitação obtidos pela plataforma CHIRPS a fim de se obter uma análise de influência entre a precipitação

e a ETr. A Figura 23 apresenta o gráfico comparativo da ETr para o teste 5 (teste que apresentou melhor desempenho) com a precipitação acumulada (30 dias antes da passagem do satélite) para os 16 dias estudados.

Figura 23: Evapotranspiração real (teste 5) x Precipitação



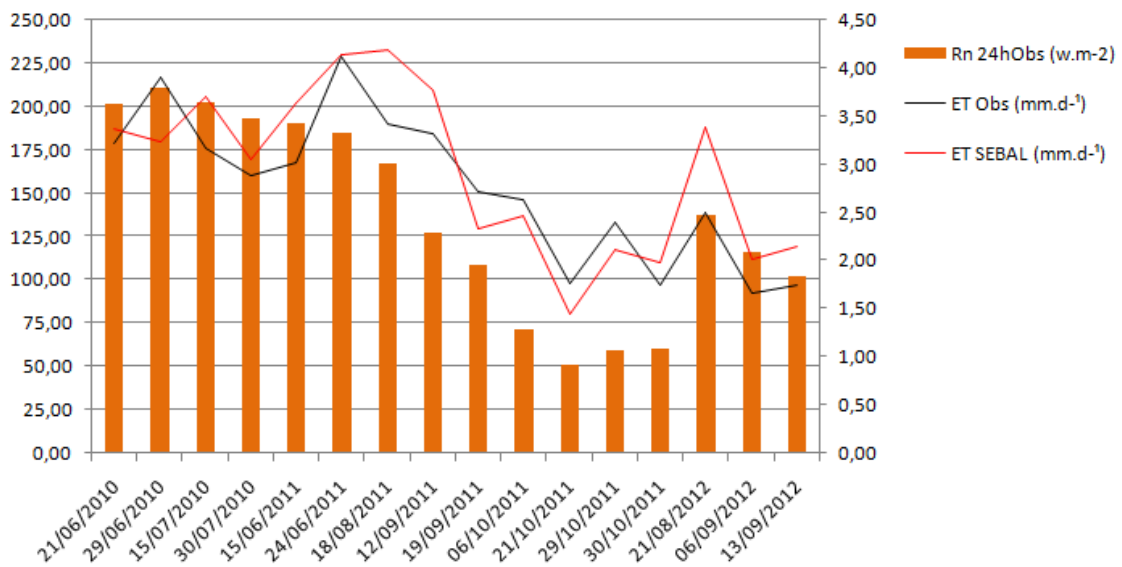
Com base na Figura 23 pode-se verificar melhor a influência do regime pluviométrico sobre o comportamento da ETr. É possível observar uma relação fraca entre a ETr e a precipitação para a área de estudo, podendo concluir que, para esse estudo, a precipitação apresentou pouca influência na estimativa da evapotranspiração. Sabe-se que para ocorrer a evapotranspiração é necessária a disponibilidade de água. No caso específico, a área dispõe de um sistema de irrigação, o que pode ter levado a precipitação ter pouca influência na ETr. Vale salientar que em dias chuvosos, pode ocorrer a presença de nuvens, o que pode diminuir a radiação incidente necessária para que ocorra a ETr, então dias que ocorreram baixa precipitação e alta evapotranspiração ou vice-versa poderiam ser explicados por esses eventos.

#### 4.3.2 Saldo de Radiação

Para análise da influência do saldo de radiação na ETr, coletaram-se os dados de  $Rn_{24h}$  da estação e foram comparados com as estimativas da ETr modelada e obtida pelo EC, apresentado pela Figura 24. A Figura 24 apresenta visualmente a boa correlação do  $Rn_{24h}$  com

a ETr diária, a evapotranspiração acompanha o saldo de radiação na maioria dos dias, apresentando uma correlação de 0,80. A Figura 24 apresenta a ETr obtida por SEBAL e a ETr obtida por EC. Pode-se afirmar então que a ETr obtida por EC apresenta melhor correlação (0,80) do que a ETr obtida por SEBAL (correlação de 0,76), pois para estimativa da ETr observada utilizou-se os dados de Rn da estação.

Figura 24: Evapotranspiração diária x Saldo de radiação diário



#### 4.3.3 Velocidade e Direção do vento

Com o intuito de analisar a influência do vento na estimativa da ETr, foram coletados os dados de velocidade e direção do vento para os 16 dias analisados e comparados com a ETr observada e modelada, apresentado pela Tabela 14. Para analisar a influência do vento na estimativa da ETr, é necessária a análise do *footprint* do EC, assim também como análise do perímetro estudado. A Figura 25 mostra que próximo à estação meteorológica estudada há um corpo hídrico localizado ao Sul do experimento, o que, dependendo da direção e velocidade do vento, pode interferir nos dados da estação, superestimando assim a ETr.

Desse modo, ventos na direção sul ou sudeste podem aumentar a ETr registrada pelo sistema de EC, dependendo da sua velocidade. Conceição (2017) utilizou a metodologia de Schuepp et al. (1990) para analisar a área de contribuição (*footprint*) do EC e chegou a uma avaliação que 85% do fluxo de calor latente (LE) medido adveio de uma área de vento a uma distância inferior a 140m do ponto de medição. Apesar do corpo hídrico observado na Figura

25 está localizado a uma distância superior a 140m, 15% dos dados medidos podem ultrapassar essa área de contribuição e assim medir a ETr provenientes do corpo hídrico. A partir da Tabela 14 é possível observar que a direção do vento para as datas estudadas apresenta uma maior frequência de ventos originados das direções Sul e Sudeste, justamente onde está localizado o corpo hídrico (Figura 25). As datas que apresentaram a  $E_{Tr_{obs}}$  maior que a  $E_{Tr_{SEBAL}}$  apresentaram a direção do vento favorável a essa superestimação da ETr, mas datas que apresentaram estimativas da  $E_{Tr_{obs}}$  menor que a  $E_{Tr_{SEBAL}}$  também apresentaram direções do vento provenientes do Sul. Neste sentido, não é possível afirmar que os dados superestimados tem forte influência ou não do corpo hídrico localizado próximo ao experimento. Analisando os dados apresentados na Tabela 14, é possível observar que a variável relacionada ao vento não apresentou forte influência na estimativa da ETr, possivelmente por se tratar de uma ampla área de cultura homogênea.

Tabela 14: Análise de influência do vento na estimativa da ETr

Data	Observado (mm/dia)	SEBAL Teste 5 (mm/d)	Diferença média (mm/d)	Velocidade Média	Direção do vento
21/06/2010	3,22	3,37	0,15	1,07	SE
29/06/2010	3,90	3,23	-0,67	1,41	SE
15/07/2010	3,16	3,70	0,54	2,66	SSE
30/07/2010	2,89	3,05	0,16	1,05	E
15/06/2011	3,02	3,63	0,61	2,24	SSE
24/06/2011	4,13	4,14	0,01	0,35	WSW
18/08/2011	3,41	4,18	0,77	1,00	SE
12/09/2011	3,33	3,77	0,44	0,91	SSE
19/09/2011	2,71	2,32	-0,39	0,45	SSW
06/10/2011	2,63	2,47	-0,15	0,84	SSE
21/10/2011	1,77	1,44	-0,33	0,78	SE
29/10/2011	2,40	2,11	-0,29	0,54	S
30/10/2011	1,75	1,98	0,23	0,31	SE
21/08/2012	2,50	3,38	0,89	0,80	ESE
06/09/2012	1,67	2,01	0,34	0,50	S
13/09/2012	1,75	2,14	0,39	1,36	S

Figura 25: Corpo hídrico localizado próximo a área de estudo





## CAPÍTULO 5 - CONCLUSÃO

Os resultados obtidos revelam a alta sensibilidade do modelo SEBAL em relação à seleção dos pixels âncora. Para algumas datas a variação de aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}$  na escolha do pixel âncora pode resultar em uma variação de ETr de aproximadamente  $1\text{mm}\text{d}^{-1}$ , o que pode levar a erros significativos na quantificação dessa variável quando comparados aos dados observados. A seleção manual dos pixels âncora para calibração do modelo é um processo demorado, trabalhoso e que pode induzir erros. Os resultados mostram que pode haver uma grande variação na quantificação da ETr selecionando pixels diferentes, ou seja, a estimativa da ETr sofre fortes influências relacionadas à temperatura do pixel selecionado, principalmente relacionado à temperatura de superfície do pixel quente.

A seleção automática dos pixels âncora desenvolvido no trabalho apresentou desempenho satisfatório, sendo possível estimar a evapotranspiração sem intervenção humana, permitindo assim minimizar a subjetividade atribuída à seleção manual desses pixels. Com o processo de seleção automática dos pixels âncora bem-sucedido, o modelo se torna mais operacional, podendo fornecer estimativas da ETr de forma rápida e com um custo mínimo, necessitando de pouco conhecimento para operacionalizar, podendo assim ser aplicado para geração de extensas séries temporais de dados de evapotranspiração real.

Este trabalho descreve testes realizados para a automatização da fase interativa do SEBAL, dentre os cinco testes apresentados no trabalho, o teste 5 (quantil de 0,99 para pixel quente e quantil de 0,8) foi o que apresentou melhor desempenho para a área de estudo (cultivo de oliveiras) apresentando um  $R^2$  de 0,7349 e declividade da reta de 0,9647, resultando num BIAS de -0,06, RMSE de 0,46 e um erro médio baixo, de apenas  $0,4\text{mm}\text{d}^{-1}$  em relação aos dados observados, esse resultado se torna aceitável levando em consideração o número significativo de imagens Landsat e a utilização mínima de dados meteorológicos em uma área complexa de cultivo de oliveiras e que apresenta uma alta variabilidade climática, tornando ainda mais complexa a estimativa da ETr. Esses resultados sugerem que o algoritmo provavelmente irá apresentar bons resultados em áreas semelhantes. Com a operacionalidade obtida no presente trabalho, seria interessante a aplicação do modelo em outras áreas, a fim de testar a eficiência do modelo em áreas que apresentam diferentes climatologias e cobertura vegetal.

A proposta do trabalho de aproveitamento máximo de dados de sensoriamento remoto como alternativa para suprir a dependência por dados meteorológicos provenientes de estações de campo foi bem-sucedido, apresentando resultados satisfatórios, como por exemplo o uso da

radiação de onda curta incidente e a temperatura da superfície obtidos através do sistema LSA SAF, podendo assim utilizar essa proposta em áreas que apresentam escassez de dados de campo.

A análise da influência de variáveis climatológicas na obtenção da ETr mostrou que o saldo de radiação ( $R_{n24h}$ ), foi o que apresentou maior influência, resultando uma alta correlação entre as duas variáveis (0,80). Fatores sazonais como a precipitação não ficaram evidenciada pela análise dos dados realizada no trabalho, acredita-se q o sistema de irrigação utilizado na área de estudo tenha interferido na análise de influência da precipitação para a ETr. A influência da direção e velocidade do vento na ETr também não ficaram evidenciadas, para uma análise mais detalhada sobre a influência dessas variáveis, seria necessário métodos mais complexos para a obtenção de um *footprint* mais preciso, o que não foi possível realizar neste trabalho por falta de dados meteorológicos necessários para o cálculo do *footprint*.

É interessante a aplicação do algoritmo em outros tipos de cultura para se obter a eficiência do mesmo em diferentes áreas de estudo, assim também como analisar outras variáveis a fim de aprimorar o modelo para que ele possa ser replicado em outras áreas com o mínimo de ajustes, podendo também futuramente ser aplicado em áreas que apresentam superfícies heterogêneas, para isso é interessante o uso de uma outra fonte de validação para calibração do modelo, uma fonte que consiga abranger uma área maior de contribuição, pois o EC é indicado para áreas que apresentam superfícies homogêneas (área do presente estudo). Para áreas heterogêneas, vem aumentando os estudos em relação as técnicas de cintilometria, que alcançam uma área de até 12000 m<sup>2</sup>, essas técnicas estão cada vez mais se popularizando, equipamentos como o LAS (*large aperture scintillometer*) apresentam uma maior compatibilidade em espaço e tempo para validação de dados obtidos por sensoriamento remoto orbital, podendo assim levar esse tipo de estudo para outros tipos de cobertura do solo, como por exemplo Florestas sazonais, realizando medidas do componente do balanço de energia em superfícies heterogêneas, o que se torna importantíssimo a estimativa da ETr nessas áreas, oferecendo suporte para o monitoramento e gestão dos recursos hídricos.

## CAPÍTULO 6 -REFERÊNCIAS

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

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model.** Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce, 2007.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land).** Advance Training and Users Manual – Idaho Implementation, 2002.

ALLEN, R. G.; BURNETT, B.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZZA, R. **Automated calibration of the metric-landsat evapotranspiration process.** Journal of the American Water Resources Association, 2013.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S. **Estimating crop coefficients from fraction of groundcover and height.** Irrigation Science, 2009.

ANDERSON, M.; NORMAN, J.; DIAK, G.; KUSTAS, W.; MECIKALSKI, J. **A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing.** Remote Sensing of Environment, 1997.

ANDERSON, M.; NORMAN, J.; MECIKALSKI, J.; OTKIN, J. A.; KUSTAS, W. **A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation.** Journal of geophysical research. 2007.

BHATTARAI, N.; QUACKENBUSH, L. J.; Quackenbush, IM, J.; SHAWB, S. B. **A new optimized algorithm for automating endmember pixel selection in the SEBAL and METRIC models.** Remote Sensing of Environment, 2017.

BASTIAANSEN, W. G. M. **SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey.** Journal of Hydrology, 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-Asce, 2005.

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

BASTIAANSEN, W.; THORESON, B.; CLARCK, B.; DAVIDS, G. **Discussion of "Application of SEBAL Model for Mapping Evapotranspiration and Estimating Surface Energy Fluxes in South-Central Nebraska"**. Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce, 2010.

BASTIAANSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain.** Tese (Ph.D.), Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 1995.

BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G.J.; VAN DER WAL, T. **A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation.** Journal of Hydrology, 1998b.

BERNARDO, S.; SOARES, A.A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de Irrigação.** 7.ed. Universidade Federal de Viçosa: Editora UFV, 2005.

BIGGS, T. W.; MARSHALL, M.; MESSINA, A. **Mapping daily and seasonal evapotranspiration from irrigated crops using global climate grids and satellite imagery: Automation and methods comparison.** Water Resources Research, 2016.

BORGES, C.K. **Obtenção da evapotranspiração real diária através da aplicação de técnicas de sensoriamento remoto no semiárido brasileiro.** Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, 2013.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications.** Boston, 1982.

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

CHANG, Y.; DING, Y.; ZHAO, Q.; ZHANG, S. **Remote estimation of terrestrial evapotranspiration by Landsat 5 TM and the SEBAL model in cold and high-altitude regions: a case study of the upper reach of the Shule River Basin, China.** Hydrological Processes. 2016.

CHG. Climate Hazards Group. Disponível em: <<http://chg.ucsb.edu/about/index.html>>  
Acesso em: Agosto, 2017.

CID, N.; BONADA, N.; CARLSON, S. M.; GRANTHAM, T. E.; GASITH, A.; RESH, V. **H.High Variability Is a Defining Component of Mediterranean-Climate Rivers and Their Biota.** Water, 2017.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais.** Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2013.

CONCEIÇÃO, N.; TEZZA, L.; HÄUSLER, M.; LOURENC, S.; PACHECO, C. A.; FERREIRA, M. I. **Three years of monitoring evapotranspiration components and crop stress coefficients in a deficit irrigated intensive olive orchard.** Agricultural Water Management, 2017.

COSTA, A.; BARBOSA, I.; ROUSSADO, C.; GRAÇA, J.; SPIECKER, H. **Climate response of cork growth in the Mediterranean oak (Quercus suber L.) woodlands of southwestern Portugal.**Dendrochronologia, 2016.

CUNHA, J. E. B. L. **Estimativa do Balanço de Energia e Evapotranspiração:** Aplicações no Semiárido Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, 2011.

CUNHA, J.; PEREIRA, T. E.; PEREIRA, E.; RUFINO, I.; GALVÃO, C.; VALENTE, F.; BRASILEIRO, F. **A High-Throughput Cooperative Service to Estimate Evapotranspiration Using Landsat Imagery.** Environmental Modelling & Software, 2018.

D'ARCO, E. **Radiometria e Comportamento Espectral de Alvos.** INPE. Disponível em: <<http://www.agro.unitau.br>>. Acesso em: Novembro, 2017.

DE BRUIN, H. A. R. **Proceedings and information:** TNO Committee on Hydrological Research. From Penman to Makkink, 1987.

DROOGERS, P.; ALLEN, R.G. **Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions.** Irrigation and Drainage System, 2002.

EUMETSAT. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites. Disponível em: <<https://www.eumetsat.int/website/home/index.html>> Acesso em: Agosto, 2017.

EVANS, A. H. **Remote sensing of evapotranspiration using automated calibration: development and testing in the state of florida.** Dissertation Submitted to the Faculty of The Charles E. Schmidt College of Science. Florida Atlantic University, 2014.

FERREIRA, M. I.; PAÇO, T. A.; SILVESTRE, J.; SILVA, R. M. **Evapotranspiration estimates and water stress indicators for irrigation scheduling in woody plants.** Agricultural Water Management Research Trends, 2008.

FENG, L. **Sensitivity Analysis of Hot/Cold Pixel Selection in SEBAL Model for ET Estimation.** Dissertação de Mestrado, Virginia Polytechnic Institute and State University, 2015.

FISHER, J.B.; TU, K.P.; BALDOCCHI, D.D. **Global estimates of the land atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites.** Rem. Sens. Environ, 2008.

FUNK C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIM, J.; SHUKLA, S.; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A.; MICHAELSEN, J. **The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes.** Scientific Data, 2015.

FURIAN, P. H. Disponível em:  
<<https://www.shutterstock.com/pt/g/peter%20hermes%20furian>> Acesso em: Novembro, 2017.

GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. **Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro.** Bragantia, 2001.

GANGOPADHYAYA, M.; URYAEV, V. A.; OMAR, M. H.; NORDENSON, T. J.; HARBECK, G. E. **Measurement and estimation of evapotranspiration.** Geneva: World Meteorological Organization, 1966.

GASITH, A. and RESH, V. H. **Streams in Mediterranean climate regions: Abiotic influences and biotic responses to predictable.** Annual Review of Ecology and Systematics, 1999.

GOWDA, P.; CHAVEZ J.; COLAIZZI, P.; EVETT, S.; HOWELL, T.; TOLK, J. **Remote sensing based energy balance algorithms for mapping ET: Current status and future challenges.** Transactions of the ASABE, 2007.

GUIAVERDE. Disponível em:

<[http://www.guiaverde.com/guia\\_de\\_plantas/olea\\_europaea\\_1042/](http://www.guiaverde.com/guia_de_plantas/olea_europaea_1042/)> Acesso em: Janeiro, 2018.

IPMA. Instituto Português do Mar e da Atmosfera. Disponível em:

<<http://www.ipma.pt/en/oclima/normais.clima/1971-2000/002/>> Acesso em: Novembro, 2017.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestre.** São José dos Campos/SP, Parêntese, 2009.

JIANG, L.; ISLAM, S. **A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations.** Geophysical research letters. 1999.

JUSTICE, C. O.; VERMOTE, E.; TOWNSHEND, J. R. G.; DE FRIES, R.; ROY, P. D.; HALL, D. K.; SALOMONSON, V.; PRIVETTE, J. L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, W. S.; NEMANI, R. R.; WAN, Z.; HUETE, A. R.; LEEUWEN, W. V.; WOLFE, R. E.; GIGLIO, L.; MULLER, J. P.; LEWIS, P.; BARNSLEY, M. **The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1998.

KATSANOS, D.; RETALIS, A.; MICHAELIDES, S. **Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period.** Atmospheric Research, 2015.

KJAERGAARD, J.H.; CUENCA, R. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN, S. **Long-term comparisons of net radiation calculation schemes.** Boundary-Layer Meteorology, 2007.

KHUAND, K.; NUMATA, I.; KJAERGAARD, J.; VOURLITIS, G. L. Dry Season Evapotranspiration Dynamics over Human-Impacted Landscapes in the Southern Amazon Using the Landsat-Based METRIC Model. **Remoto Sensing. 2017.**

KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M. **Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces.** Hydrological Sciences Journal. 1996.

LANDSAF. Land Surface Analysis Satellite Facility. Disponível em:

<<https://landsaf.ipma.pt/>> Acesso em: Agosto, 2017.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W. **Remote Sensing and Image Interpretation.** Toronto: 3 ed., John Wiley and Sons, 1994.

LIRA, C.; AMORIM, A.; SILVA, A. N.; TABORDA, R. **Sistemas de Informação Geográfica: Análise de Dados de Satélite**. DGRM, Lisboa, 2016. E-book disponível em <[www.sophia-mar.pt](http://www.sophia-mar.pt)> Acesso em: Dezembro, 2017.

LIU, S. M.; XU, Z. W.; ZHU, Z. L.; JIA, Z. Z.; ZHU, M. J. **Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China**. Journal of Hydrology. 2013.

LONG, D.; SINGH, V. P. **Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation**. Water Resources Research, 2013.

LONG, D.; SINGH V. P.; LI, Z-L. **How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor?**Journal of Geophysical Research, 2011.

MENENTI, M.; CHOUDHARY, B. **Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range**. International Association of Hydrological Sciences Publication, 1993.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: UNB, 2012.

MIRALLES, D. G.; HOLMES, T. R. H.; DE JEU, R. A. M.; GASH, J. H.; MEESTERS, A. G. C. A.; DOLMAN, A. J. **Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations**. Hydrol. Earth Syst. Sci, 2011.

MU, Q.; HEINSCH, F.A.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. **Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data**. Remote Sensing of Environment, 2007a.

NASA. National Aeronautics and Space Administration.  
Disponível em: <<http://www.nasa.gov/>> Acesso em: Março, 2017.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. **Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature**. Agricultural and Forest Meteorology, 1995.



NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. São Paulo, Terceira Edição. Editora Edgard Blucher, 2008

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N.J. **Meteorologia Fundamental**. Erechim/RS: EdiFAPES, 2001.

OLIVEIRA L. G. L.; PEREIRA L. M.; PEREIRA G.; MORAES E. C.; MAEDA E. E. **Estudo da variabilidade de índices de vegetação através de imagens do ETM+/LANDSAT 7**. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, 2007.

OLMEDO, G. F.; FARIAS, S. O.; SAIZ, D. F.; LUEGO, D. F.; PEÑAILILLO, F. F. **water: Tools and Functions to Estimate Actual Evapotranspiration Using Land Surface Energy Balance Models in R**. The R Journal, 2016.

PAPADAVID, G.; HADJIMITSIS, D.; TOULIOS, L.; MICHAELIDES, S. **A Modified SEBAL Modeling Approach for Estimating Crop Evapotranspiration in Semi-arid Conditions**. Water Resources Management, 2013.

PAUL, G.; GOWDA, P. H.; PRASAD, V.; HOWELL, T. A.; AIKEN, R. M.; NEALE, C. M. U. **Investigating the influence of roughness length for heat transport (zoh) on the performance of SEBAL in semi-arid irrigated and dryland agricultural systems**. Journal of Hydrology, 2014c.

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

PÔÇAS, I.; PAÇO, T. A.; CUNHA, M.; ANDRADE, J. A.; SILVESTRE, J.; SOUSA, A.; SANTOS, F. L.; ALLEN, R. G. **Satellite-based evapotranspiration of a super-intensive olive orchard: Application of METRIC algorithms**. Biosystems Engineering, 2014.  
 POHL, C.; VAN GENDEREN, J. L. **Review article Multisensor image fusion in remote sensing: Concepts, methods and applications**. International Journal of Remote Sensing, 1998.

RANDOW, C. V.; KRUIJT, B.; HOLTSLAG, A. A. M.; OLIVEIRA, M. B. L. **Exploring eddy-covariance and large-aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain Forest**. Agricultural and Forest Meteorology, 2007.

R CORE TEAM. Disponível em: <<http://www.r-project.org/>> Acesso em Junho, 2016.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. **S-SEBI**: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 2000.

RSTUDIO. Disponível em: <<https://www.rstudio.com/>> Acesso em Junho, 2016.

SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do jacuí por meio de imagens orbitais**. Dissertação de Mestrado, Universidade federal do rio grande do sul, 2009.

SAUSEN, T. M. **Sensoriamento remoto e suas aplicações para recursos naturais**. INPE. Disponível em: <<http://www3.inpe.br/unidades/cep/atividadescep/educasere/apostila.htm#top>> Acesso em: Novembro, 2017.

SCHUEPP, P. H.; LECLERC, M. Y.; MACPHERSON, J. I.; DESJARDINS, R. L. **Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation**. *Meteorology*, 1990.

SHUAI, Y.; MASEK, J. G.; GAO, F.; SCHAAF, C. B.; HE, T. **An approach for the long-term 30-m land surface snow-free albedo retrieval from historic Landsat surface reflectance and MODIS-based a priori anisotropy knowledge**. *Remote Sensing of Environment*, 2014.

SHUTTLEWORTH, W.J. **Evaporation**. In *Handbook of Hydrology*; Maidment, D.R., Ed.; McGraw Hill: New York, 1993.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial hydrometeorology**. Willey-Blackwell, 2012.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GURNEY, R. J.; HSU, A. Y.; ORMSBY, J. P. **The variation in energy partition at surface flux site**. *Remote Sensing and Large-Scale Global Processes*, 1989.

SMITH, M. **Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements**. Rome, Italy: Land and Water Development Division of Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1991.

SPILIOTOPOULOS, M.; HOLDEN, N. M.; LOUKAS, A. **Mapping Evapotranspiration Coefficients in a Temperate Maritime Climate Using the METRIC Model and Landsat TM**. *Water*. 2017.

SU, Z. **The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes.** Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2002.

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

THORNTHWAITE, C.W.; WILM, H.G. **Report of the Committee on evapotranspiration and transpiration.** Washington, D.C.: Transactions of the American Geophysical Union, 1944.

TOTÉ, C.; PATRICIO, D.; BOOGAARD, H.; WIJMGART, R. V. D.; TARNAVSKY, E.; FUNK, C. **Evaluation of Satellite Rainfall Estimates for Drought and Flood Monitoring in Mozambique.** Remote Sensing, 2015.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** 2. ed. Porto Alegre, RG: UFRGS, 2001.

USGS. United States Geological Survey. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>  
Acesso em: Março, 2017.

WANG, J.; SAMMIS, T. W.; GUTSCHICK, V. P.; GEBREMICHAEL, M.; MILLER, D. R. **Sensitivity analysis of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL).** Transactions of the ASABE, 2009.

WANG, X. G.; WANG, W.; HUANG, D.; YONG, B.; CHEN, X. **Modifying SEBAL Model Based on the Trapezoidal Relationship between Land Surface Temperature and Vegetation Index for Actual Evapotranspiration Estimation.** Remote Sensing, 2014.

WANG, Z.; ERB, A. M.; SCHAAF, C. B.; SUN, Q.; LIU, Y.; YANG, Y.; SHUAI, Y.; CASEY, K. A.; ROMÁN, M. O. **Early spring post-fire snow albedo dynamics in high latitude boreal forests using Landsat-8 OLI data.** Remote Sensing of Environment, 2016.

ZHU, Z.; WOODCOCK, C. E.; **Object-based cloud and cloud shadow detection in Landsat imagery.** Remote Sensing of Environment, 2012.