

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**PADRÃO ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE
ENERGIA EM CLIMA SUBTROPICAL ÚMIDO**

Juliano Schirmbeck

PORTO ALEGRE

2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**PADRÃO ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE
ENERGIA EM CLIMA SUBTROPICAL ÚMIDO**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto para obtenção do título de Doutor em Sensoriamento Remoto.

Área de Concentração: Sensoriamento Remoto aplicado.

Juliano Schirmbeck

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Denise Cybis Fontana

PORTO ALEGRE

2017

CIP - Catalogação na Publicação

Schirmbeck, Juliano
Padrão espaço temporal dos componentes do balanço
de energia em clima subtropical úmido / Juliano
Schirmbeck. -- 2017.
156 f.
Orientadora: Denise Cybis Fontana.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-
Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-
RS, 2017.

1. Geoprocessamento. 2. Série temporal. 3. Fluxo
de calor latente. 4. Eddy Covariance. 5. MODIS. I.
Fontana, Denise Cybis, orient. II. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Juliano Schirmbeck

**PADRÃO ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE
ENERGIA EM CLIMA SUBTROPICAL ÚMIDO**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto para obtenção do título de Doutor em Sensoriamento Remoto.

Área de Concentração: Sensoriamento Remoto aplicado.

Aprovado em 05 de setembro de 2017.

Prof. Dr. Julio Cesar Dalla Mora Esquerdo - EMBRAPA

Prof. Dr. Eliseu José Weber – ULBRA

Prof. Dr. Anderson Luis Ruhoff – IPH/UFRGS

Prof.^a Dr.^a Eliana Veleza Klering – PPGSR/UFRGS

Prof.^a Dr.^a Denise Cybis Fontana – UFRGS (Orientadora)

AGRADECIMENTOS

Com imensa gratidão e alegria que agradeço a todos que de alguma forma contribuíram ao longo desta jornada. Realizar um sonho é muito bom principalmente na companhia de pessoas tão especiais.

- À minha orientadora Prof.^a Denise Cybis Fontana, muito obrigada pelo apoio, pelos ensinamentos, pela paciência, pela afabilidade e que no decorrer da caminhada se tornou uma grande amiga.
- Ao Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia pela oportunidade da realização deste trabalho, aos funcionários pela amizade e apoio dedicado;
- Aos professores pela dedicação e empenho que contribuíram na minha formação profissional;
- Ao CNPQ pela concessão do projeto nº 456.585/2014-1 que viabilizou o desenvolvimento do trabalho
- À Prof.^a Silvia Rolin, pelos primeiros contatos com o PPGSR e pela indicação da orientação da prof.^a Denise;
- Ao Professores Osmar Woll Coelho e Raúl Rival pelos primeiros ensinamentos sobre sensoriamento remoto, imagens termais e balanço de energia.
- Ao Sr. Michael Steinmeyer por todo apoio ao longo de período que estive na SulSoft;
- Aos colegas de trabalho da SulSoft e da UNIVATES;
- Aos meus pais e toda família pelo apoio, compreensão e companhia;
- À minha querida esposa, Lucimara, por todo apoio, pelo incentivo e paciência em momentos difíceis, por todas as ajudas no desenvolvimento do trabalho, um super beijo.

PADRÃO ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA EM CLIMA SUBTROPICAL ÚMIDO

Autor: Juliano Schirmbeck

Orientadora: Denise Cybis Fontana

Resumo: Considerando a importância da compreensão da dinâmica espaço temporal dos componentes do balanço de energia (BE) em escala regional para o gerenciamento de recursos hídricos e o manejo agrícola, o objetivo principal desta tese foi construir e analisar uma série temporal dos componentes do BE adequada às condições de clima subtropical úmido do Estado do Rio Grande do Sul. Para tanto, inicialmente foi avaliada a adequação de modelos de estimativa de BE para o Estado. Nesta etapa foram utilizados produtos MODIS e dados de referência medidos em uma torre micrometeorológica instalada em Cruz Alta – RS, usando valores instantâneos para um período de estudo de 2009 a 2011. Na sequência foi avaliada a adequação dos modelos em representar a variabilidade espacial dos componentes do BE. Nesta etapa foram usados produtos MODIS, dados de reanálise ERA Interim, dados de referência da torre micrometeorológica e dados de estações meteorológicas do INMET, para o mesmo período de estudo. Na última etapa do trabalho foi construída a série temporal dos componentes do BE usando o modelo METRIC, a qual abrangeu um período de 14 anos, de 2002 a 2016. Os resultados demonstraram que os três modelos analisados apresentam coerência com as medidas de referência, sendo as maiores limitações apresentadas pelo modelo SEBAL, as quais se atribui principalmente às condições ecoclimáticas do Estado e a baixa resolução espacial das imagens. Na análise da variabilidade espacial, o modelo METRIC apresentou maior consistência nos resultados e proporcionou maior número de dias com resultados válidos, sendo assim apontado como o mais apto para realização do restante do estudo. A série temporal construída possibilitou a compreensão dos padrões de distribuição espaço temporal dos componentes do BE no estado do Rio Grande do Sul. Há uma marcada sazonalidade nos componentes do BE, com maiores valores no verão e menores no inverno. G (fluxo de calor no solo) é o componente de menor magnitude e sua distribuição espacial e temporal é determinada pela distribuição de R_n (saldo de radiação). Já os componentes LE (fluxo de calor latente) e H (fluxo de calor sensível), são os que mostram magnitude maior e apresentam padrões de distribuição espacial e temporal coerentes com as condições climáticas e com os tipos de uso e cobertura na área de estudo. Observa-se um padrão inverso, com um gradiente de LE no sentido noroeste para sudeste e para o componente H, no sentido sudeste para noroeste. Sendo estas informações de grande importância para gerenciamento de recursos hídricos em escala regional, para estudos de zoneamento agrícola.

Palavras-chave: Série temporal, fluxo de calor latente, *Eddy Covariance*, MODIS, ERA Interim.

SPATIAL AND TEMPORAL PATTERN OF THE ENERGY BALANCE COMPONENTS IN SUBTROPICAL WEATHER CLIMATE

Author: Juliano Schirmbeck
Adviser: Denise Cybis Fontana

Abstract: Given the importance of understanding the temporal and spatial dynamics of the energy balance (EB) components in a regional scale for the management of water resources and agricultural, the main objective of this thesis was to construct and analyze a time series of the components of BE appropriate to the subtropical humid climate conditions of the State of Rio Grande do Sul. In order to reach the objective initially, the adequacy of the models for the humid climate conditions was evaluated, in this step we used MODIS data and reference data measured in a micrometeorological tower installed in Cruz Alta - RS. The analyzes performed with instantaneous values and the study period was from 2009 to 2011. The next step evaluate the spatial variability of the BE components, the data used were the MODIS products, ERA Interim reanalysis data, reference data of the micrometeorological tower and INMET meteorological stations, for the same study period. In the last stage the time series of the BE components was constructed from the METRIC model. The period series was 14 years from 2002 to 2016. The results showed that the three models analyzed were consistent with the reference measurements, with the greatest limitations presented by the SEBAL model, which are mainly attributed to the state's eco-climatic conditions and the low spatial resolution of the images. In the analysis of the spatial variability, the METRIC model presented greater consistency in the results and provided greater number of days with valid results, this model thus indicated as the most suitable for the rest of the study. The time series constructed allowed us to understand the temporal distribution patterns of BE components in the state of Rio Grande do Sul. There is a marked seasonality in the BE components, with higher values in summer and lower in winter. G is the smallest magnitude component and its spatial and temporal distribution is determined by the Rn distribution. On the other hand, the LE and H components are those that show higher magnitude and present spatial and temporal distribution patterns consistent with the climatic conditions and the types of use and coverage in the study area. An inverse pattern is observed, with a LE gradient from north-west to south-east and for H-component, from southeast to northwest.

Keywords: time series, latent heat flux, Eddy Covariance, MODIS, ERA Interim.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	9
LISTA DE TABELAS.....	12
1 INTRODUÇÃO.....	13
2 ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	17
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
3.1 Estimativa do BE por imagens.....	19
3.1.1 Metodologia de cálculo do modelo OSEB.....	22
3.1.2 Metodologia de cálculo do modelo SEBAL.....	24
3.1.3 Metodologia de cálculo do modelo METRIC.....	28
3.2 Estimativa do BE usando dados de superfície.....	29
3.3 Imagens/produtos MODIS.....	33
3.4 Dados de reanálise.....	35
3.5 Área de estudo.....	37
4 REFERÊNCIAS.....	44
5 METODOLOGIA E RESULTADOS.....	50
5.1 ARTIGO 1 – Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate.....	50
5.2 ARTIGO 2–Energy balance from images in humid climate – SEBAL and METRIC.....	74
5.3 ARTIGO 3–Metodologia de espacialização dos componentes do Balanço de Energia baseado em dados MODIS e ERA Interim.....	96
5.4 ARTIGO 4 – Padrão espaço temporal dos componentes do Balanço de Energia em área de clima úmido no sul do Brasil.....	124
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	148
7 APÊNDICE A – Metodologia de construção da série temporal.....	150

LISTA DE FIGURAS

Revisão Bibliográfica

Figura 1. a) Anemômetro ultrassônico, b) Analisador de gás, c) Saldo Radiômetro com medição das quatro competentes de radiação, d) Placa de Fluxo no Solo.	32
Figura 2 - Mapa das Regiões Ecoclimáticas e localização das estações meteorológicas e torre micrometeorológica utilizadas nas análises. Fonte: Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994).....	38
Figura 3 - Mapa Altimétrico do Rio Grande do Sul, obtido a partir de dados SRTM,(Webber et al 2004).....	38
Figura 4 – Mapa de temperatura média anual no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).	41
Figura 5 – Mapa de insolação total anual no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).	41
Figura 6– Mapa de precipitação pluviométrica total anual, no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de: Modificado de Atlas Climático (2012).	42
Figura 7 – Mapa de evapotranspiração de referência, total anual, no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).	42
Figura 8 – Uso e cobertura decorrente do Macrozoneamento Ambiental por Guasselli et al 2006, FONTE: Cordeiro et al 2017.....	43

Artigo 1

Figure 1 – Spatial and temporal scales of the study; a) site location in Rio Grande do Sul, Brazil; b) photograph showing the micrometeorological station; c) dates of the images selected for analysis over the three year period (gray lines) and NDVI in Cruz Alta experimental site.	55
Figure 2 - Experimental average daily cycle of the components of the energy balance in Cruz Alta – Brazil. A summer crops, B winter crops, C partial vegetation coverage. Legend: LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, R_n – net radiation and G –ground heat flux.	61
Figure 3 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, measured with the micrometeorological station, the graphs show the sum (H (red) plus LE (green)) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009(A); 2010(B); 2011(C)), in Cruz Alta – Brazil.	63
Figure 4 - Scatter Plots of experimental versus mathematical simulation of the energy balance components for the different vegetal covers and the 84-day period. LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, R_n – net radiation and G – ground heat flux. The plots on the left show simulations using the OSEB model and on the right, the SEBAL model, the experimental values correspond to the measurements conducted in the meteorological station in Cruz Alta - Brazil.	64
Figure 5 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, estimated using the OSEB, the graphs show the sum (H (red) plus LE (green)) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009, 2010 and 2011, in the experimental site in Cruz Alta – Brazil.	67

Figure 6 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, estimated using the SEBAL, the graphs show the sum (H(red) plus LE(green)) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009, 2010 and 2011, in the experimental site in Cruz Alta – Brazil.....	68
Figure 7 - Histogram of the surface temperatures on 129/2009 and 290/2011.....	70

Artigo 2

Figure 1. Local of the study area.	81
Figure 2. NDVI in Cruz Alta over the studied period of three years. Gray bars show the dates of the images selected for analysis.	81
Figure 3. Annual pattern of the EB components obtained in the micrometeorological station in Cruz Alta, recorded at the time of satellite passage (10:30 local time) and annual NDVI. Data referring to the days analyzed over the 2009 to 2011 period...	85
Figure 4. Dispersion graphs of Energy Balance components: experimental (reference) X simulation (models), for summer, winter and partial coverage of the 84 days analyzed over the 2009 to 2011 period. The boxes on the left show the results for the SEBAL model and on the right for the METRIC model. The experimental values correspond to reference measurements in Cruz Alta.	87
Figure 5. Annual pattern of the <i>LE</i> and <i>H</i> components estimated from the images and NDVI annual profile. A) data estimated by the SEBAL model and b) data estimated by the METRIC model. Statistics extracted in a 3x3 window from the images of the Cruz Alta experimental site, analyzed over the 2009 to 2011 period.	90
Figure 6. Dispersion graphs of <i>LE</i> and <i>H</i> components estimated by the SEBAL and METRIC models. Data extracted from window 3x3 pixels centered on station coordinates a) <i>LE</i> - Latent heat flux b) <i>H</i> - Sensitive heat flux. Statistics extracted in a 3x3 window from the images of the Cruz Alta experimental site analyzed over the 2009 to 2011 period.....	91

Artigo 3

Figura 1. Localização da área de estudo com a delimitação das regiões Ecoclimáticas do Estado do Rio Grande do Sul. Fonte. Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994).....	101
Figura 2. Fluxograma metodológico para obtenção da série temporal.	103
Figura 3. Padrão temporal do fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), ao longo dos 3 anos analisados (2009 a 2011) sendo eles: a) medidas registradas na torre micrometeorológica de Cruz Alta – RS, b) estimado com o modelo OSEB e c) estimado com o modelo METRIC.....	111
Figura 4. Dispersões entre as estimativas de ETo a partir de dados ERA e dados das estações do INMET, os dados de ETo ERA correspondem a dados extraídos em janelas de 3x3 centrada nas coordenadas das estações meteorológicas. Os dados utilizados correspondem a médias dos períodos de 8 dias correspondentes ao período dos produtos MODIS.	112
Figura 5. Gráficos de dispersão entre o fluxo de calor latente LE obtido a partir dos modelos OSEB e METRIC e a evapotranspiração de referência ETo. Os dados de LE compreendem as estimativas em que o LE maior ou igual a 50% de Rn.	115

Figura 6. Distribuição espacial e histogramas do coeficiente de correlação entre os dados de ETo ERA e LE (a e b) e do número de dias que atenderam a condição de LE maior que 50% de Rn (c e d) para os modelos OSEB e METRIC, respectivamente. Nos Histogramas estão representados, em forma de linhas verticais os valores equivalentes as frequências acumuladas de 2% e 98%, respectivamente em azul e vermelho e em preto o valor médio. 116

Artigo 4

- Figura 1. Localização da área de estudo, com a delimitação das regiões Ecoclimáticas do Estado do Rio Grande do Sul. Fonte. Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994)..... 129
- Figura 2. Mapa com total de dias que apresentaram resultados consistentes na série temporal (a) e seu respectivo histograma (b), No histograma as linhas verticais representam: azul 2% de ocorrência, preta média e vermelha 98% de ocorrência. 133
- Figura 3. Padrão temporal médio no estado dos componentes do BE para o Estado do RS. 135
- Figura 4. Mapa de distribuição espacial do saldo de radiação Rn para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno..... 137
- Figura 5. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor no solo G para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno..... 139
- Figura 6. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor sensível H para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno..... 140
- Figura 7. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor latente LE para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno..... 142

LISTA DE TABELAS

Artigo 1

Table 1 - Energy balance components estimated using the OSEB and SEBAL models, extracted from the images in the coordinates of the meteorological station in Cruz Alta: LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, Rn – net radiation and G – ground heat flux.	65
--	----

Artigo 2

Table 1. Components of the energy balance estimated from the SEBAL and METRIC models for data obtained from the images of the micrometeorological station coordinates. Statistics extracted in a 3x3 window from the images of the Cruz Alta experimental site analyzed over the 2009 to 2011 period.	88
--	----

Artigo 3

Tabela 1. Valores médios dos componentes do Balanço de Energia estimados a partir dos modelos OSEB e METRIC e erros das estimativas frente a medidas de referência efetuadas na torre micrometeorológica de Cruz Alta-RS, Período de 2009 a 2011	108
--	-----

Artigo 4

Tabela 1. Valores médios e limites estatísticos dos componentes do BE ao longo dos 14 anos analisados na série. Os valores compreendem a variabilidade temporal da média espacial do Estado.....	134
--	-----

1 INTRODUÇÃO

A crescente demanda mundial por alimentos, assim como a utilização de parte desta produção de grãos para a geração de biocombustíveis, torna a atividade agrícola estratégica no cenário econômico, social e ambiental. Junto a esta crescente demanda, a agricultura no mundo vem passando por um processo contínuo de modernização do campo. Cada vez se torna mais frequente o uso de técnicas avançadas para o monitoramento e mapeamento dos cultivos nas distintas etapas de desenvolvimento, bem como para estimativas de safras, especialmente em países com maior nível tecnológico no setor. Estas técnicas permitem principalmente subsidiar ações de redução de risco, ações mitigatórias de eventos adversos ou mesmo ações que tenham como objetivo tirar proveito de situações favoráveis.

Apesar da importância do Rio Grande do Sul no cenário brasileiro de produção de grãos, há grande carência de métodos que permitam o acompanhamento dos eventos adversos, os quais frequentemente afetam a produção. Salienta-se a condição hídrica dos cultivos como o fator de maior relevância em termos de impacto. No estado, a variabilidade do regime de precipitação pluvial define grandemente o desenvolvimento da vegetação, a produção de biomassa e conseqüentemente a produção de grãos. Sendo que a estiagem tem sido apontada como a principal causa de perdas para o setor especialmente no período de primavera-verão.

No cenário estadual de produção de grãos, destacam-se os cultivos de soja, arroz e milho, cujas produções são da ordem de 16,2; 7,5 e 4,7 milhões de toneladas por safra, respectivamente representando mais de 17% da produção nacional destes grãos (IBGE, 2017). Para estas culturas, do ponto de vista hídrico, têm-se situações contrastantes. Por um lado, o cultivo da soja é historicamente submetido a condições de disponibilidade hídrica abaixo da demanda, sendo alta a probabilidade de ocorrência de déficit hídrico

em algumas localidades. Por outro lado, o cultivo de arroz irrigado é um dos maiores consumidores dos recursos hídricos superficiais, sendo conduzido quase que totalmente sob inundaçãõ.

O monitoramento da questão hídrica das áreas agrícolas permite a geração de informações que respondem a questões fundamentais como a constante demanda de modernização do setor e elevaçãõ dos níveis de produtividade em um contexto que contemple a temática da sustentabilidade do uso dos recursos naturais do planeta.

É importante considerar, ainda, que no balanço hídrico do solo a maior parcela de saída de água do sistema se dá por evapotranspiraçãõ (ET) e, portanto, a correta estimativa deste componente, assim como de sua variabilidade temporal e espacial, é informação chave para o uso racional e sustentável do recurso água. O processo físico-biológico pelo qual a água é transferida da superfície vegetada para a atmosfera é complexo por envolver uma série de variáveis meteorológicas, fisiológicas e de solos, e isto tem impulsionado inúmeras pesquisas nesta área.

O balanço de energia (BE) descreve a maneira como se reparte na superfície o saldo de radiação (R_n) no fluxo de calor latente de evaporaçãõ (LE) e nos fluxos de calor sensível para o ar (H) e para o solo (G). É consenso entre a comunidade científica de que o BE é uma técnica precisa e acurada de obtençãõ da evapotranspiraçãõ, gerando resultados confiáveis na estimativa deste elemento e também dos demais termos do BE, sendo útil em estudos relacionados a estresses ambientais.

Por outro lado, é ainda insipiente o uso de técnicas que permitam dimensionar os componentes do BE com a frequência temporal e o detalhamento espacial necessário para acompanhar a atividade agrícola em nível regional e em tempo real. Isto se torna ainda mais problemático quando se busca informações para planejamento da atividade

agrícola, em que são necessários dados médios de longos períodos. O sensoriamento remoto (SR), disponibilizando imagens orbitais com diversas resoluções espaciais, temporais e espectrais, tem se tornado uma das ferramentas mais atrativas, à disposição de pesquisadores, gestores, profissionais e técnicos, para monitorar a distribuição espacial e a evolução temporal da cobertura terrestre, oceanos e de fenômenos atmosféricos. As imagens adquiridas nas distintas regiões do espectro eletromagnético permitem determinar uma série de parâmetros físicos da superfície. A disponibilidade destes parâmetros possibilita a determinação do BE em diferentes escalas espaciais e em diferentes intervalos de tempo.

Neste sentido, imagens oriundas de sensores com moderada resolução espacial e alta frequência temporal de imageamento são os que podem fornecer maior contribuição aos estudos no tema quando a escala é regional. Salienta-se que as imagens do sensor MODIS, a bordo do satélite Terra e Aqua, representam uma possibilidade muito interessante. Isto porque, existe compatibilidade em termos espaciais e temporais das imagens e das lavouras. Soma-se a isto o fato de que os produtos MODIS são fornecidos com nível de processamento avançado, a distribuição das imagens e produtos é gratuita e estão disponíveis a partir do ano 2001 até o presente.

O uso de imagens permite, portanto, que o dimensionamento dos componentes do BE seja feito de forma contínua no espaço (obtenção de mapeamento) e no tempo (obtenção de séries temporais). Estes dois itens, mapas e séries temporais de BE, representam uma informação ainda não disponível no Estado, mas podem contribuir para o planejamento, com base científica sólida, da atividade agrícola, o que se sabe é uma atividade de alto risco, bem como ser de grande interesse para estudos de zoneamento agrícola. Para disponibilizar séries temporais de BE, entretanto, pesquisas precisam ser conduzidas no sentido de definir quais métodos de estimativa do BE são

apropriados para serem usados nas condições de clima predominantes no Rio Grande do Sul, gerando dados confiáveis. Também, a construção de uma série temporal impõe desafios importantes quando à disponibilidade dos dados necessários a aplicação dos modelos, assim como, quanto à necessidade de compatibilização de bases de dados oriundos de diversas fontes, tanto orbitais como de superfície. A justificativa, portanto, para elaboração desta tese teve como base a importância econômica da produção de grãos no Estado; o clima subtropical úmido, mas com grande variabilidade no regime hídrico; a possibilidade de usar técnicas de sensoriamento remoto, mas com a necessidade de ajuste metodológico e compatibilização de bases de dados.

Neste contexto, o objetivo principal desta tese foi construir e analisar uma série histórica dos componentes do BE adequada às condições de clima subtropical úmido do Estado do Rio Grande do Sul, como forma de subsidiar a tomada de decisão para o gerenciamento da produção agrícola e dos recursos hídricos bem como aportar informações para de zoneamento agrícola.

Os objetivos específicos foram:

1. Avaliar distintos os modelos de estimativa dos componentes do BE quanto a sua adequação às condições climáticas do Rio Grande do Sul;
2. Propor uma metodologia para a construção da série temporal dos componentes de BE;
3. Avaliar a acurácia da distribuição espacial dos componentes de BE obtidos a partir da metodologia para a construção da série temporal;
4. Construir série temporal dos componentes do BE para o Rio Grande do Sul;
5. Analisar os padrões espaço temporais dos componentes de BE a partir da série temporal.

2 ORGANIZAÇÃO DA TESE

A tese está organizada em duas seções, sendo que na primeira são apresentados introdução, hipótese, objetivo geral e objetivos específicos, revisão da literatura e referências bibliográficas. Na segunda são abordadas as metodologias utilizadas e os resultados obtidos na forma de quatro artigos científicos.

No primeiro artigo foi analisado o desempenho de dois modelos de estimativa dos componentes do BE usando imagens orbitais. Este artigo intitulado “Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate”. Este artigo foi submetido à apreciação da banca de qualificação do doutorado, a qual, em função das limitações apresentadas principalmente pelo modelo SEBAL associada às características do clima úmido da região, sugeriu a avaliação do modelo METRIC. Esta proposta encorajou o desenvolvimento do segundo artigo.

O artigo 2, intitulado “Energy balance from images in humid climate – SEBAL and METRIC”, também teve o viés de análise de desempenho dos modelos, sendo então avaliados os modelos SEBAL e METRIC. Os resultados demonstraram uma melhor adaptação do modelo METRIC às condições do Estado. Entretanto, a melhoria foi sutil e ainda não possibilitou a definição sobre o modelo mais apto para a construção da série temporal dos componentes do BE para o Rio Grande do Sul.

Nos artigos 1 e 2 foram analisados dados instantâneos, tendo sido confrontados dados medidos em torre micrometeorológica localizada em Cruz Alta, com dados de imagens processadas em dias específicos. Já no artigo 3 foram usados dados integrados em 8 dias, oriundos de produtos MODIS com esta periodicidade temporal.

Neste artigo 3, intitulado “Metodologia de espacialização dos componentes do BE baseado em dados MODIS e ERA Interim”, foram então comparados os resultados

dos modelos OSEB e METRIC, os quais apresentaram melhores resultados nas análises feitas anteriormente. A diferença para os trabalhos anteriores consistiu em usar, na comparação de métodos, a metodologia proposta para a construção da série. Os testes de acurácia feitos envolveram tanto os dados da torre micrometeorológica, como os dados provenientes de estações meteorológicas convencionais, tendo sido avaliada a qualidade da espacialização dos dados obtidos pelos modelos em escala regional. Os resultados conduziram à decisão do uso do modelo METRIC para a construção da série temporal dos componentes do BE.

Por fim, no artigo 4, intitulado “Padrão espaço temporal dos componentes do BE em área de clima úmido no sul do Brasil”, foi efetivamente construída a série temporal, e analisados os padrões espaço temporais dos componentes do BE no Rio Grande do Sul para as quatro estações do ano.

Ao final deste documento é apresentado um capítulo com as considerações finais, onde são abordadas as principais conclusões sobre todo o estudo.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Estimativa do BE por imagens

Grande parte dos estudos realizados baseia-se no princípio de conservação da energia e em modelos de fluxo unidimensionais para a descrição dos mecanismos de trocas de radiação entre a superfície e a atmosfera (Equação 1), conforme proposto por Brutsaert (1984). Na maior parte dos modelos de estimativa dos componentes do BE, as parcelas de armazenamento de energia na superfície e os níveis de energia utilizados em processos biológicos são negligenciados.

$$Rn + G + H + LE = 0 \quad 1$$

Dos componentes do BE, o Rn e o G são facilmente estimados a partir de imagens orbitais (Bastiaanssen 2000, Boegh et al., 2002, Friedl, 2002, Kustas et al., 2004, Sobrino et al., 2005, Wang et al., 2006, Schirmbeck & Rivas 2007, Timmermans et al., 2007, Sánchez et al., 2007, Kustas et al. 2016). Por outro lado, os fluxos turbulentos, LE e H apresentam maior complexidade em sua estimativa.

Salienta-se que em grande parte destes estudos, o objetivo principal da aplicação do BE é a obtenção do fluxo de calor latente LE , energia utilizada no processo de conversão da água do estado líquido para gasoso. Em geral, este termo é obtido de forma residual na Equação 1.

O primeiro termo da equação do BE, o saldo de radiação Rn , pode ser obtido a partir da Equação (Brutsaert, 1984):

$$Rn = R_{G\downarrow}(1 - \alpha) + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad 2$$

sendo: α é o albedo da superfície (adimensional), R_G a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), ε_s a emissividade da superfície (adimensional), σ a constante de Stefan

Boltzmann ($4,9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$), T_s a temperatura de superfície (K), ε_a a emissividade da atmosfera (adimensional) e T_a a temperatura do ar (K).

Da equação 2, α , T_s e ε_s podem ser determinados a partir de imagens orbitais. No caso do albedo, pode-se estimar por combinação entre as diferentes bandas dos sensores (Valiente et al., 1995, Boegh et al., 2002); a temperatura de superfície, a partir de imagens captadas no espectro termal e com aplicação de modelos de correção atmosférica e de emissividade (Price, 1984, McClain et al., 1985, Becker e Li 1990, Kerr et al., 1992, Sobrino et al., 1997, Coll & Caselles, 1997) e a emissividade da superfície pode ser obtida a partir de diferentes aproximações empíricas (dependentes da cobertura da superfície) (Valor & Caselles, 1996, Rivas & Caselles, 2004).

O segundo termo da Equação 1, o fluxo de calor no solo G , representa uma parcela menor da equação do BE (Moran et al., 1989, Qui et al., 1994; Santanello e Friedl, 2003; Boegh et al., 2002, Bastiaanssen 2000). Em grande parte dos modelos de estimativa em escala regional G é obtido a partir da Equação 3 por uma relação inversa com índices de vegetação (Qui et al., 1994, Moran et al., 1989).

$$G = a \cdot IV \cdot Rn \quad 3$$

sendo: a é uma constante adimensional que limita o peso de Rn que pode ser perdido como fluxo de calor no solo, IV um índice de vegetação.

O terceiro termo da equação do BE, o fluxo de calor sensível H , é a parcela da radiação que é liberada pela superfície a partir do processo de convecção. Entre os mais diversos estudos sobre a aplicação do BE a partir de imagens orbitais, o ponto em que os modelos apresentam maiores diferenças é na maneira de determinar este termo.

As principais diferenças nos modelos de estimativa dos componentes do BE estão principalmente na maneira de obter o H , a abordagem física de obtenção do H

baseia-se em modelos unidimensionais de fluxo, com uma aplicação análoga da Lei de Ohm, ou seja, a partir de uma resistência (que representa as condições da atmosfera e do vegetal adversas a esta troca de energia) e um diferencial de temperatura sobre a camada vegetada.

Segundo Jakson et al. (1977), a temperatura radiométrica da superfície de uma área vegetada é equivalente à temperatura aerodinâmica desta superfície. Baseando-se neste padrão, praticamente todos os modelos de estimativa do fluxo de calor sensível utilizam a diferença entre a temperatura de superfície, obtida desde imagens de satélite, e a temperatura do ar, normalmente medida a 2 m da superfície (Boeghet al., 2002, Kustas et al., 2004, Wang et al., 2006), conforme a Equação 4.

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{ra} \quad 4$$

sendo: T_s é a temperatura de superfície obtida a partir de imagens e T_a a temperatura do ar no momento da captura da imagem ρ é a densidade do ar, cp é o calor específico do ar úmido a uma pressão constante e ra a resistência aerodinâmica.

Dentre as abordagens de estimativa de H, podem-se destacar dois grupos:

1 – modelos OSEB (*One-Source Energy Balance* ou modelos de uma camada): consideram superfície inteiramente vegetada e estimam o H a partir da diferença entre a temperatura radiométrica da superfície vegetada e a temperatura do ar, determinando uma única resistência aerodinâmica para os distintos níveis de cobertura de vegetação (Boegh et al., 2002, Friedl, 2002, Kustas et al., 2004, Wang et al., 2006, Timmermans et al., 2007 e Tang et al., 2013);

2 – modelos TSEB (*Two-Source Energy Balance* ou modelos de duas camadas): tratam de maneira distinta as trocas de calor entre a atmosfera e áreas vegetadas e entre a atmosfera e áreas com solo exposto, baseando-se em equações distintas para obtenção

de H e determinando resistências aerodinâmicas diferentes para áreas com vegetação e solo (Sánchez et al., 2008, Cammalleri et al., 2012, Tang et al., 2013, Mattar et al., 2014).

Para os modelos OSEB, pode-se ainda destacar um subgrupo no qual a representação das variações espaciais das condições da superfície é feita através do mapeamento de pixels âncoras, ou seja, os pixels frios e quentes da imagem que caracterizam respectivamente os limites úmidos e secos para a imagem. Dentre estes modelos podem-se citar o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*, Bastiaanssen, 1995) e o METRIC (*Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration*, Allen et al., 2007). Embora criticados por algumas simplificações físicas, estes modelos oferecem grandes vantagens devido à abordagem de autocalibração, evitando erros e incertezas difíceis de resolver (French et al., 2015).

Em termos de métodos para estimativa dos componentes do BE a partir de imagens orbitais, existem diversas opções que apresentam adequado embasamento e estão sendo aplicadas em diversas partes do mundo (Bastiaanssen, 2000, Boegh et al., 2002, Friedl, 2002, Kustas et al., 2004, Allen et al. 2007, Sánchez et al., 2008, Tang et al., 2013, Cammalleri et al., 2012, Ruhoff et al., 2012, Timmermans et al., 2015, Kustas et al., 2016). Entre eles, pode-se destacar o OSEB, o SEBAL e o METRIC, que são largamente aplicados em escala mundial, o que encoraja a aplicação dos mesmos no Estado do Rio Grande do Sul. Porém peculiaridades climáticas da região tornam necessária a análise de acurácia dos modelos nestas condições.

3.1.1 Metodologia de cálculo do modelo OSEB

No processo de obtenção dos componentes do BE com a aplicação do modelo OSEB, o fluxo de calor sensível (LE) é obtido como termo residual da Equação do BE.

$$LE = Rn - G - H \quad 5$$

O primeiro componente à esquerda da equação 5, o saldo de radiação (Rn) é obtido a partir da equação 2, em cada pixel da imagem é utilizado:

1 - α_{sup} , o albedo da superfície, que pode ser obtido a partir de imagens;

2 - ϵ_s , a emissividade da superfície, que pode ser obtida a partir de imagens.

4 - ϵ_a , a emissividade da atmosfera, que pode ser obtida a partir da temperatura do ar medida na torre usando a equação 6, proposta por (Brutsaert, 1984).

$$\epsilon_a = 0,92 \cdot 10^{-5} T_a^2 \quad 6$$

5 - T_a , a temperatura de superfície, que pode ser obtida a partir de imagens.

O fluxo de calor no solo G é estimado como uma fração de Rn proporcional a um índice de cobertura vegetal, neste modelo pode ser adotada a aproximação proposta por Moran et al., (1989), conforme equação 7:

$$G = 0,583 \exp(-2,13NDVI)Rn \quad 7$$

onde: G é o fluxo de calor no solo, $NDVI$ é o índice de diferença de vegetação normalizada e Rn é o saldo de radiação.

O Fluxo de calor latente H , é obtido a partir da diferença entre a temperatura de superfície (Equação 4), obtida desde imagens termais, e da temperatura do ar medida. Este modelo assume que a densidade e o calor específico do ar e a velocidade do vento são constantes (Boegh et al., 2002, Kustas et al., 2004, Wang et al., 2006). A resistência aerodinâmica é obtida a partir da velocidade do vento conforme proposto por Allen et al. (1998).

3.1.2 Metodologia de cálculo do modelo SEBAL

No modelo de SEBAL, a radiação disponível para os processos que ocorrem em nível de superfície se obtém também com a Equação 2.

Já o fluxo de calor no solo (G), pode ser obtido com a aplicação da Equação 8 proposta por Bastiaanssen (2000), que consiste em definir o fluxo de calor no solo como uma parcela de R_n .

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha_{sup}} (0,0038\alpha_{sup} + 0,0074\alpha_{sup}^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad 8$$

Onde T_s é a temperatura de superfície ($^{\circ}C$), α_{sup} é o albedo da superfície (adimensional), $NDVI$ é o índice de vegetação por diferença normalizada (adimensional) e o R_n saldo de radiação ($W.m^{-2}$).

A determinação do fluxo de calor sensível, como abordado anteriormente, é o componente para qual se observa as maiores diferenças nos processos de obtenção. No modelo SEBAL o H é obtido também pela Equação 4 (Bastiaanssen, 2000)

O foco do modelo SEBAL, entretanto, é na obtenção da resistência aerodinâmica r_{ah} , que tem como objetivo principal descrever a condição de estabilidade da atmosfera para cada pixel da imagem. A resistência aerodinâmica pode ser obtida a partir da Equação 9.

$$r_{ah} = \ln \frac{\left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_{h_2} - \psi_{h_{0,1}}}{u_* k} \quad 9$$

onde: z_1 e z_2 são os níveis entre os quais se define a resistência, sendo eles respectivamente 2 m e 0,1 m acima do solo, ψ_{h_2} e $\psi_{h_{0,1}}$ são correções do transporte de

calor conduzido pela atmosfera aos níveis definidos, k é a constante de Von Karman (0,41) e u_* representa a velocidade de fricção.

A metodologia de cálculo proposta baseia-se em uma situação inicial, válida para um ponto na superfície em que se considera a condição de estabilidade da atmosfera neutra, ou seja, que os termos de correção do transporte de calor na equação 9 ψ_{h_2} e $\psi_{h_{0,1}}$ são iguais a zero.

Para a obtenção da velocidade de fricção é necessária a medida da velocidade do vento em algum ponto da superfície, a partir da qual calcula-se a velocidade do vento na chamada altura de mistura (*blending height*), ou seja, uma altura em que os efeitos da rugosidade da superfície não mais afetam o vento. Segundo Allen et al. (2002) esta altura é de 200m. Tendo o conhecimento desta velocidade onde a superfície não interfere, pode-se então extrapolar esta velocidade para toda a imagem e obter a primeira imagem de resistência aerodinâmica.

A próxima etapa consiste na determinação do pixel frio e quente da imagem, os quais caracterizam respectivamente as condições de máximo fluxo de calor latente (LE = máximo e H= 0) e de máximo fluxo de calor sensível (LE = 0 e H = máximo).

Para estes dois pixels, isolando o $dT (T_s - T_a)$ na Equação 4 pode-se determinar as diferenças de temperatura para ambos os pixels de acordo com as Equações 10 e 11.

$$dT_F = \frac{H r_{ah}}{\rho C p} \cong 0 \quad 10$$

$$dT_Q = \frac{H r_{ah}}{\rho C p} \quad 11$$

sendo: H o fluxo de calor sensível para os pixels frios e quentes temperatura de superfície obtida a partir de imagens, T_a a temperatura do ar no momento da captura da

imagem, ρ é a densidade do ar, cp é o calor específico do ar úmido a uma pressão constante e ra a resistência aerodinâmica.

No caso do pixel quente, onde se considera $LE = 0$, o calor sensível H no pixel quente é obtido com a equação 12:

$$H = R_n - G \quad 12$$

onde: R_n e G foram obtidos no pixel quente da imagem.

Com a diferença de temperatura calculada para o pixel frio e quente Bastiaanssen (2000) propuseram que a diferença entre a temperatura de superfície entre estes pixels é uma relação linear, podendo-se montar um sistema de duas equações (Equação 13):

$$\begin{aligned} dT_Q &= b + aT_{s_Q} \\ dT_F &= b + aT_{s_F} \end{aligned} \quad 13$$

Conhecidos a e b obtém-se, com a aplicação da Equação 14, o dT de cada pixel e então pode-se obter a primeira imagem de H .

$$dT = b + aT_s \quad 14$$

onde: dT é a diferença de temperatura (K), a e b são os coeficientes determinados e T_s é a temperatura de superfície de pixel (K).

Este primeiro mapa de H é obtido a partir do pressuposto que a condição de estabilidade da atmosfera é neutra, para busca da condição de estabilidade da atmosfera utiliza-se um processo iterativo de cálculo que consiste em:

Determinar o comprimento de Monin-Obukhov (L), expressa pela Equação 15:

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad 15$$

onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{Kg.m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{J.kg}^{-1}.\text{k}^{-1}$), u_* é a velocidade de fricção (m.s^{-1}) em cada pixel, T_s é a temperatura de superfície em cada pixel (K), k é a constante de von Karman (0,41), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{m.s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}) em cada pixel.

O comprimento de Monin-Obukhov é a altura da atmosfera onde os efeitos da turbulência mecânica se equivalem aos efeitos da turbulência convectiva. O comprimento Monin-Obukhov nos permite definir que a atmosfera está instável ($L < 0$) ou que a atmosfera está estável ($L > 0$). Conhecida esta condição, é possível a partir de L determinar novos valores para as correções do transporte de calor conduzido pela atmosfera para as altitudes de 0,1 m, 2 m e 200 m.

Para os fatores de correção aplicados na velocidade de atrito e na resistência aerodinâmica, admitem-se as seguintes condições: se a atmosfera for instável ($L < 0$):

$$\psi_{h_{0,1}} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{0,1}^2}{2} \right) \quad 16$$

$$\psi_{h_2} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_2^2}{2} \right) \quad 17$$

$$\psi_{m_{200}} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{200}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{200}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{200}) + 0,5\pi \quad 18$$

onde:

$$x_{0,1} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)} \quad 19$$

$$x_2 = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)} \quad 20$$

$$x_{200} = \sqrt[4]{\left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)} \quad 21$$

Se a atmosfera for estável ($L > 0$):

$$\psi_{h_{0,1}} = -5 \frac{0,1}{L} \quad 22$$

$$\psi_{h_2} = \psi_{m_{200}} = -5 \frac{2}{L} \quad 23$$

Uma vez determinados os fatores de correção Ψ_m e Ψ_h , obtêm-se os novos valores de u^* e r_{ah} para cada pixel da imagem, através das respectivas Equações 24 e 25:

$$u_{cor}^* = \frac{u_{200} k}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right) - \psi_{m_{200}}} \quad 24$$

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h_{z_2}} + \psi_{h_{z_1}}}{u_{cor}^* k} \quad 25$$

Estes novos valores de r_{ah} possibilitam a obtenção de um novo valor de dT_a partir da Equação 14, que por sua vez possibilita novo cálculo de calor sensível em cada pixel.

Assim, se estabelece um processo iterativo de recálculo de r_{ah} , dT e H até que o valor de r_{ah} se estabilizasse. De acordo com Bastiaansen, (1995), cinco a dez iterações devem ser suficientes para que os valores de resistência se estabilizem.

3.1.3 Metodologia de cálculo do modelo METRIC

Os modelos SEBAL e METRIC são praticamente idênticos, baseiam-se na utilização de pixels âncoras, quentes e frios para a determinação do H , a partir de um processo de iterativo de auto calibração da resistência aerodinâmica e do diferencial vertical de temperatura nos primeiros metros da atmosfera, conforme apresentado anteriormente.

A principal diferença entre os modelos é a determinação dos valores dos fluxos de calor latente e sensível dos pixels âncoras. O modelo SEBAL adota limites extremos. No pixel frio toda energia disponível é consumida por LE ou seja $LE = Rn - G$ e $H = 0$. No pixel quente $LE = 0$ e H é máximo ($H = Rn - G$). Já o modelo METRIC considera a possibilidade de ocorrência de valores residuais de H no pixel frio e de LE no pixel quente. Para o pixel frio, $LE \approx 1,05 * E_{To}$ (evapotranspiração de referência - Allen et al., 1998) e $H = Rn - G - LE$. Para o pixel quente, portanto, é considerada a possibilidade de ocorrência de uma evaporação residual proveniente do solo descoberto. Neste caso, $LE = E$ (evaporação no solo obtido a partir do balanço hídrico do solo proposto por Allen et al. (1998) e $H = Rn - G - LE$.

Outro aspecto relevante é que na estimativa dos componentes do BE, cada imagem requer um processo de calibração por parte do usuário, ou seja, a seleção dos pixels dos extremos de temperatura (Long & Singh, 2013). Nos modelos SEBAL e METRIC esta seleção ocorre de maneira subjetiva, cabendo ao usuário elencar os pixels quentes e frios das imagens. Este processo, além de demorado, proporciona resultados diferentes entre usuários distintos, bem como torna difícil avaliar se as incertezas nas estimativas de LE são provenientes de deficiências dos modelos ou de uma seleção inadequada dos pixels âncoras. Este é um dos pontos mais críticos nos modelos SEBAL e METRIC (Long & Singh, 2012, Long & Singh, 2013, Morton et al., 2013, French et al., 2015).

3.2 Estimativa do BE usando dados de superfície

As medidas diretas das trocas de calor entre a superfície vegetada e a atmosfera não são feitas rotineiramente e necessitam instrumental especializado, o que mais

comumente se restringem à atividade de pesquisa. Em grande parte dos estudos com aplicações do BE, os componentes são estimados a partir de medidas indiretas, ou seja, a partir de variáveis disponíveis em estações meteorológicas convencionais como radiação solar global, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento, dentre outros.

Os modelos de estimativa dos componentes do BE a partir de variáveis meteorológicas frequentemente utilizam aproximações empíricas para simplificar a aplicação dos mesmos e propiciar a obtenção do fluxo de calor latente, ou seja, a energia utilizada pelo processo de evapotranspiração, muitas vezes já expressa em mm.dia^{-1} (Priestley & Taylor, 1973, Jackson et al., 1977).

Quando o objetivo é monitorar os fluxos das trocas gasosas entre a superfície e a atmosfera e não estimá-los, dois sistemas micrometeorológicos têm uso amplamente difundido: o método *Bowen Ratio* (BR) e o método *Eddy Covariance* (EC).

O método BR usa medidas diretas de R_n , G e gradientes de temperatura e vapor de água na atmosfera para estimar LE e H , assumindo similaridade entre o transporte de calor e vapor de água, bem como a conservação de energia. Já o método EC baseia-se em medidas diretas das flutuações da velocidade vertical do vento e das flutuações da concentração de vapor, fornecendo estimativas independentes de H e LE .

O método BR apresenta consistência no princípio de conservação de energia porque força o fechamento do balanço. No entanto, o método EC fornece estimativas de H e LE separadamente de modo que todos os principais componentes do BE são medidos de forma independentemente. O fato de o método EC efetuar medidas independentes, na grande maioria dos estudos mostram que a soma de $LE + H$ é menor que $R_n - G$ (Twine et al 2000), sendo necessária a aplicação de técnicas de fechamento

do BE (Twine et al., 2000; Brotzge & Crawford 2003; Wilson et al., 2002; Dicken et al., 2013; Kustas et al., 2016).

No Rio Grande do Sul, a rede SulFlux (Rede Sul-brasileira de Fluxos Superficiais e Mudança Climática) proporciona medidas EC disponíveis para alguns sítios experimentais (Santos, 2009, Teichrieb, 2012, Moreira et al., 2015), nos quais são feitas medidas sistemáticas e contínuas. São eles: Cruz Alta, Cachoeira do Sul, Pedras Altas e Santa Maria.

Os equipamentos utilizados são sofisticados, e consistem de: anemômetro ultrassônico, analisador espectral de gás, saldo radiômetro e placas de fluxo de calor no solo.

Os anemômetros ultrassônicos (Figura 2a) são capazes de medir os componentes tridimensionais da velocidade do vento. São construídos normalmente por 3 emissores e 3 receptores de ultrassom que detectam as alterações nas vibrações mecânicas ocasionadas pelo vento, temperatura e umidade do ar. A partir dos dados gerados por este sensor pode-se calcular diretamente o fluxo de calor sensível, calor latente e de dióxido de carbono.

Analisador de gás (Figura 2b) é um sensor capaz de medir concentrações de dióxido de carbono e vapor d'água presentes no ar, que sensor consiste em um analisador espectral que emite um feixe de luz no comprimento de onda do infravermelho. Este feixe incide em um espelho e é refletido até seus detectores analisando absorção de comprimentos de onda centrados em 4,26 mm e 2,59 mm que fornecem respectivamente as concentrações de CO₂ e H₂O.

O saldo radiômetro é responsável por medir sobre uma determinada superfície as diferenças da entrada e saída de todas as ondas de radiação, ondas curtas e longas,

fornecendo diretamente um sinal equivalente ao saldo de radiação. São construídos por conjuntos de termopiles instalados na face superior e inferior do sensor, as quais podem detectar a diferença de temperatura entre ambas as faces na ordem de 10^{-3} °C, o que é proporcional ao saldo de radiação. Também existem saldo radiômetros capazes de fornecer os 4 componentes de radiação (Figura 2c), ou seja, onda curta que chega e que é refletida pela superfície, e de onda longa emitida pela atmosfera e emitida pela superfície, sendo compostos por 2 piranômetros e 2 pirgeômetros dispostos dois com face para cima e dois com face para baixo.

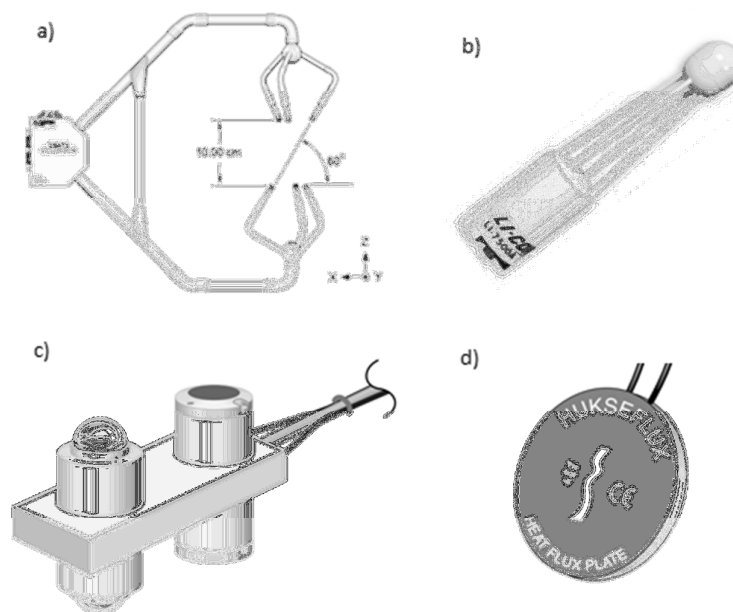


Figura 1. a) Anemômetro ultrassônico, b) Analisador de gás, c) Saldo Radiômetro com medição das quatro componentes de radiação, d) Placa de Fluxo no Solo.

Fontes: a) Manual do CSAT3, Campbell Scientific, Inc, b) Manual do LI-7500, LI-COR, Inc), c) Manual do CNR1, Campbell Scientific, Inc, d) Manual do HFP01, Campbell Scientific, Inc.

O sensor de fluxo de calor no solo (Figura 2d) consiste em uma placa de material isolante com termopiles que medem o gradiente de temperatura entre suas

faces, que está diretamente relacionado com o fluxo de calor no solo.

Apesar dos pontos de medição da rede SulFlux serem escassos e esparsos, os mesmos se constituem em dados essenciais e têm sido usados para validação dos componentes do BE obtidos por outros métodos de estimativa (Brotzge & Crawford 2003), inclusive em aplicações no Rio Grande do Sul (Souza et al., 2016; Monteiro et al., 2014).

3.3 Imagens/produtos MODIS

Atualmente o sensoriamento remoto está provido de uma vasta disponibilidade de imagens, geradas pelos mais variados sensores e satélites, se conta com imagens de alta resolução, com pixel inferior a 1m, como WorldView, GeoEye, Pleyades, dentre outros, entre os satélites de média resolução podemos dar destaque aos sensores dos satélites da série Landsat que dispõem de mais de 30 anos porém com resolução temporal de apenas 15 dias, na categoria de satélites de média resolução também se pode dar destaque ao satélite Sentinel do programa Copérnico, que tem proposta de geração de imagens semelhante ao Landsat.

Vale salientar que estamos passando por um momento de grande desenvolvimento de microssatélites, como o projeto Planet, que trazem a proposta de uma constelação de quase 150 pequenos satélites em órbita que possibilitarão o cobertura da superfície terrestre em média a alta resolução em escala temporal diária.

Já na categoria de baixa resolução espacial podemos relacionar satélites de órbita polar como NOAA, MODIS e SUOMI NPP, com resolução espacial com pixel variando de 250 a 1000m e temporal de um dia e satélites geoestacionários como GOES e METEOSAT com resolução espacial na ordem de 4km e resolução temporal de 15 a 30 min.

Para estudos de balanço de energia, a maior parte dos modelos necessitam de dados termais, os quais não estão disponíveis na maioria dos satélites, dentre os satélites de média resolução o Landsat já possui um bom acervo de imagens termais, porém a resolução deste dificulta estudos de caráter regional, já os satélites de baixa resolução espacial, normalmente apresentam os sensores termais.

Dentre a grande disponibilidade de dados para estudos em escala regional pode-se destacar os dados gerados pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) o principal instrumento a bordo dos satélites TERRA e AQUA.

Este sensor adquire dados em 36 bandas espectrais que se situam entre 0,4 μm e 14,4 μm sendo que a resolução espacial varia de acordo com as bandas: pixel de 250 m para as bandas 1 e 2, 500 m, para as bandas 3 a 7, e de 1000 m para as bandas 8 a 36. A radiância em cada uma das bandas é quantificada em 4.096 (12 bits) e a faixa de varredura do sensor MODIS é de 2.330 km de largura e pode-se obter imagens de uma mesma região com uma revisita de 1 a 2 dias.

O sensor MODIS oferece um olhar sem precedentes na fenomenologia terrestre, atmosférica, e oceânica para a mais diversificada comunidade de usuários de sensoriamento remoto. As séries históricas de imagens proporcionam um nível de detalhamento da variabilidade espaço temporal não conseguido com nenhuma outra metodologia de monitoramento. Uma das principais características do programa EOS (*Earth Observing System*), que tem aumentado significativamente o número de estudos com o uso de imagens do sensor MODIS, é o fato dos dados gerados por este sensor apresentarem enorme avanço no processamento, com algoritmos específicos para geração de produtos de alta qualidade com processos de correções atmosférica, radiométrica e geométrica.

Os produtos MODIS oferecem uma série de variáveis que permitem a determinação de propriedades físicas da superfície como albedo, temperatura de superfície e índice de vegetação, as quais possibilitam dimensionar os fluxos de energia e massa entre a superfície e a atmosfera. Os produtos MODIS vem sendo aplicados em uma série de estudos de fluxos de energia (Bisht et al., 2005; Zhao et al., 2005; Du et al., 2013, Senay et al., 2014) bem como para construção e análise de séries temporais (Alcântara et al., 2011; Moreira et al., (no prelo); Wagner et al 2013)

Apesar da baixa resolução espacial de produtos como o de temperatura de superfície, fundamental na estimativa dos componentes de BE, uma das principais vantagens do sensor é sua resolução temporal, que possibilita na maioria dos casos revisita diária, sendo esta resolução temporal um diferencial para construção e análise de séries temporais de parâmetros da superfície terrestre.

Dentre os produtos MODIS há um produto de evapotranspiração, o produto MOD16, porém grande parte dos estudos de avaliação da acurácia destes dados indicam a necessidade de ajustes no modelo com dados da área de interesse, abordando limitações do modelo (Ramoelo et al., 2014, Velpuri et al., 2013) que também foi avaliado no Rio Grande do Sul (Schirmbeck et al., 2016; Souza et al., 2016)

3.4 Dados de reanálise

A quase totalidade dos modelos de estimativa dos componentes de BE a partir de imagens de satélites (Boegh et al., 2002, Friedl, 2002, Kustas et al., 2004, Wang et al., 2006, Timmermans et al., 2007; Tang et al., 2013, Cammalleri et al., 2014, Singh & Senay 2016) necessita de dados meteorológicos, como temperatura do ar, radiação global e velocidade do vento, adquiridos em escala local. A fonte mais comumente

utilizada são as estações meteorológicas de superfície, muitas vezes apresentam limitações nas aplicações para uso nos modelos regionais.

Dentre as principais limitações das estações meteorológicas, podem-se mencionar as quebras de séries com falta de leituras, os dados disponibilizados sem terem passados por análises de confiabilidade, os registros não coincidentes aos horários de passagem dos satélites, além de dificuldades oriundas dos distintos formatos de armazenamento e organização das bases de dados.

Como alternativa viável para estudos de escala regional cita-se o uso de dados de reanálise para substituição dos dados de terreno nos modelos de estimativa dos componentes do BE (Mu et al., 2011, Zhao et al., 2005).

Os dados de reanálise consistem em matrizes de escala global de variáveis meteorológicas de superfície e de distintas camadas da atmosfera, provenientes de um processo de assimilação de dados observacionais históricos de um longo período de tempo. Nestes, se aplica uma mesma técnica de análise, utilizando como base dados de observações, satélites e dados de prognósticos de modelos meteorológicos (Berrisford et al., 2011; Dee et al., 2011).

Dentre as diversas bases de dados disponíveis, se podem destacar os dados do ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecast*), do projeto ERA Interim (*ECMWF Re-Analysis Interim*), considerada a terceira geração de dados de reanálise. Bastante importante é o fato de que na base ERA Interim são disponibilizados dados de 4 medidas diárias (horários sinóticos), com registros que podem se aproximar aos de ocorrência da passagem do satélite (Dee et al., 2011).

Os dados disponibilizados em uma grade de $0,25 \times 0,25^\circ$, permitem, portanto análises de caráter regional, abrangendo os seguintes elementos: dados de superfície

como temperatura do ar e do ponto de orvalho, dados de radiação solar, velocidade do vento, precipitação além de dados em camadas superiores da atmosfera (Berrisford et al., 2011; Dee et al., 2011).

A qualidade das estimativas dos dados ERA Interim tem sido testada em diversas regiões do Globo, em conjunto com dados de sensoriamento remoto em diversas aplicações, como umidade de solo, correção atmosférica, em estudos voltado a desenvolvimento de cultivos e pastagens (Qiu et al., 2016, Rötzer et al., 2015, Sütterlin et al., 2015), com resultados satisfatórios na maioria das regiões. Especificamente para o Rio Grande do Sul (Moreira et al. (no prelo)), avaliou sua qualidade em áreas com predominância de vegetação campestre, verificando para a temperatura do ar correlações acima de 0,96.

3.5 Área de estudo

A área de estudo compreendeu todo o Estado do Rio Grande do Sul - RS (Figura 2), localizado no extremo sul do Brasil, entre os paralelos 27°03'42" e 33°45'09" Sul, e os meridianos 49°42'41" e 57°40'57" Oeste, com uma superfície total com mais de 281 000 km².

Dada à diversidade nas características ecológicas e climáticas que ocorrem no Estado, a Secretaria da Agricultura e Abastecimento do Estado do Rio Grande do Sul (1994) propôs a divisão do seu território em 11 Regiões Ecoclimáticas (Figura 2). Esta divisão foi baseada especialmente no regime térmico e pluviométrico, além de características geomorfológicas, capacidade de uso dos solos, e tipo de vegetação natural.

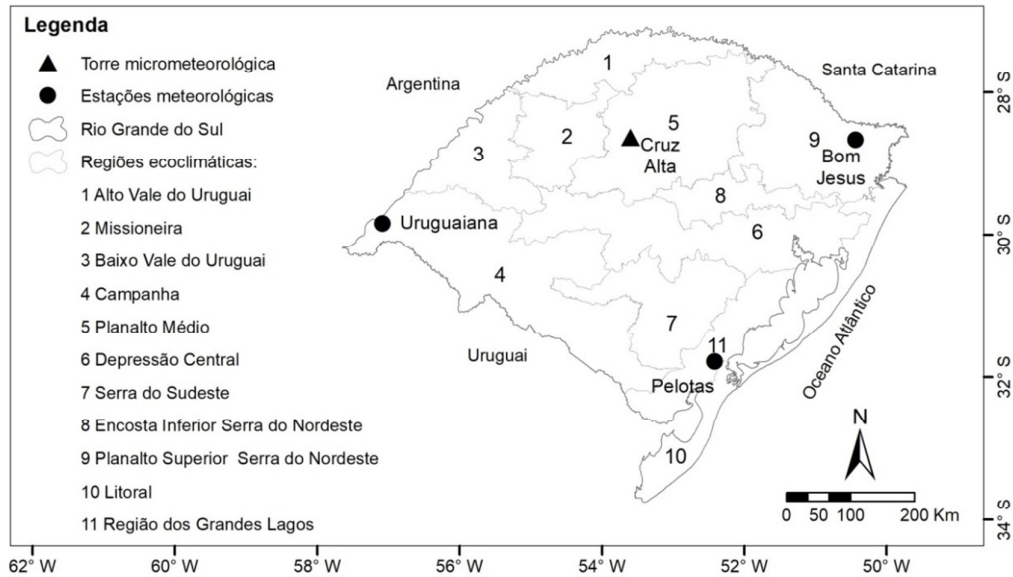


Figura 2 - Mapa das Regiões Ecoclimáticas e localização das estações meteorológicas e torre micrometeorológica utilizadas nas análises. Fonte: Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994).

O relevo do Estado apresenta grande variabilidade (Figura 3), com regiões de planície, regiões de relevo acidentado e planaltos, as contas altimétricas variam desde o nível do mar até 1.398m no ponto mais alto do Rio Grande do Sul.

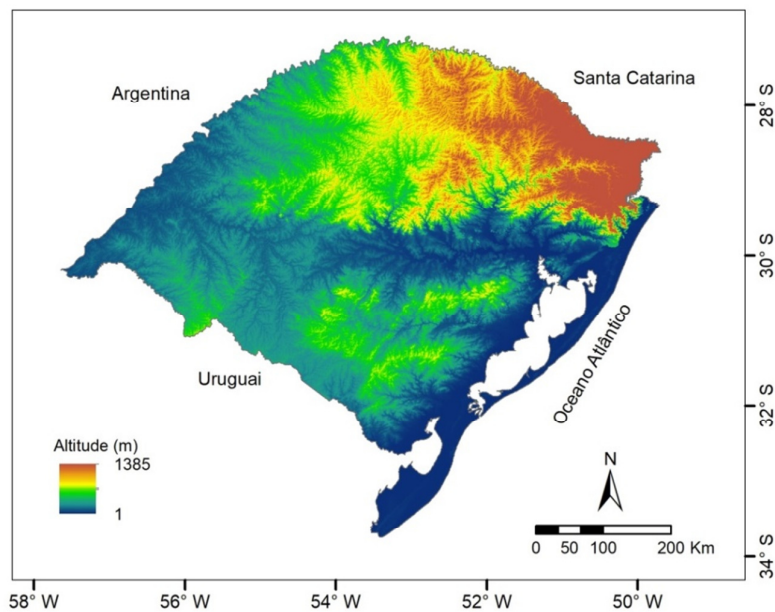


Figura 3 - Mapa Altimétrico do Rio Grande do Sul, obtido a partir de dados SRTM, (Webber et al. 2004).

Segundo Alvares et al. (2013), tomando como base a classificação climática de Köppen, o Estado apresenta os tipos Cfa (clima temperado úmido com verão quente) e Cfb (clima temperado úmido com verão moderadamente quente). No Rio Grande do Sul, o clima tipo Cfa predomina nas regiões de menores altitudes, enquanto que o tipo Cfb predomina nas regiões de maior altitude, especialmente na porção norte do Estado.

O Rio Grande do Sul é influenciado por massas de ar, oriundas da região polar e das áreas tropicais, continental e atlântica. A movimentação e os encontros destas massas definem muitas das características climáticas ocorrentes no Estado.

A temperatura média do ar anual no Rio Grande do Sul (Figura 4) é de 18,8 °C (média do período de 1980 a 2009), variando de 13,3 °C em julho até 23,9 °C em janeiro. (Cordeiro, 2010). A temperatura apresenta variação estacional, com verões quentes e invernos rigorosos. A distribuição espacial da temperatura média anual, a semelhança do que acontece com a temperatura média mensal, é fortemente determinada pelo fator Altitude. As menores temperaturas ocorrem nas regiões mais altas do Estado, principalmente na parte Nordeste e Sudeste do Estado (Figura 4).

A radiação solar média incidente no Estado também apresenta acentuada sazonalidade, sendo essa uma característica de áreas subtropicais em função das variações da declinação solar ao longo de todo o ano, mas especialmente nos meses de inverno, a distribuição da radiação é fortemente influenciada pelo fator Latitude, sendo observados os maiores índices de insolação no norte do Estado e os menores no sul (Atlas Climático, 2012). Na média anual (Figura 5) a insolação é influenciada fortemente pela nebulosidade, sendo a porção Leste do Estado, em consequência da maior cobertura por nuvens, aquela que apresenta os menores valores de insolação e a região oeste com maior insolação.

Em termos de precipitação pluvial, o valor anual médio do Estado (Figura 6) é superior de 1.600 mm (Cordeiro, 2010). Na metade norte do Estado as precipitações pluviais anuais são superiores as apresentadas na metade sul, o que se observa em todos os meses do ano. Os menores valores de precipitação ocorrem nas regiões ecoclimáticas do Litoral e Grandes Lagos, ao sul do Estado.

O regime de precipitação é regular ao longo do ano, sem caracterizar estações de seca ou de chuvas. Entretanto, o Estado apresenta uma significativa variabilidade interanual. Fenômenos de grande escala, como El Niño e La Niña estão associados a esta variabilidade, apresentando em geral, respectivamente incrementos e diminuição nos totais mensais de precipitação.

Os padrões da insolação e da temperatura do ar determinam a distribuição espacial da evapotranspiração potencial (ET_o) (Figura 7), a qual expressa a demanda evaporativa da atmosfera. A ET_o apresenta menores valores, em torno de 700 mm/ano na região ecoclimática Planalto Superior Serra do Nordeste e os maiores valores ocorrem na fronteira com a Argentina, em torno de 1.000 mm/ano. A ET_o também apresenta variabilidade ao longo do ano, com baixos valores no inverno, decorrentes da menor temperatura e menor disponibilidade de radiação e altos valores no período de verão. Durante o verão frequentemente o regime de precipitação não atende a demanda evaporativa da atmosfera.

Em termos de uso e ocupação da terra, a área de estudo pode-se destacar as áreas agrícolas e áreas de campo exploradas pela pecuária, a distribuição espacial das áreas agrícolas, campos e florestas (Figura 8) foram definidas no Macrozoneamento ambiental do Rio Grande do Sul por Guasselli et al. 2006.

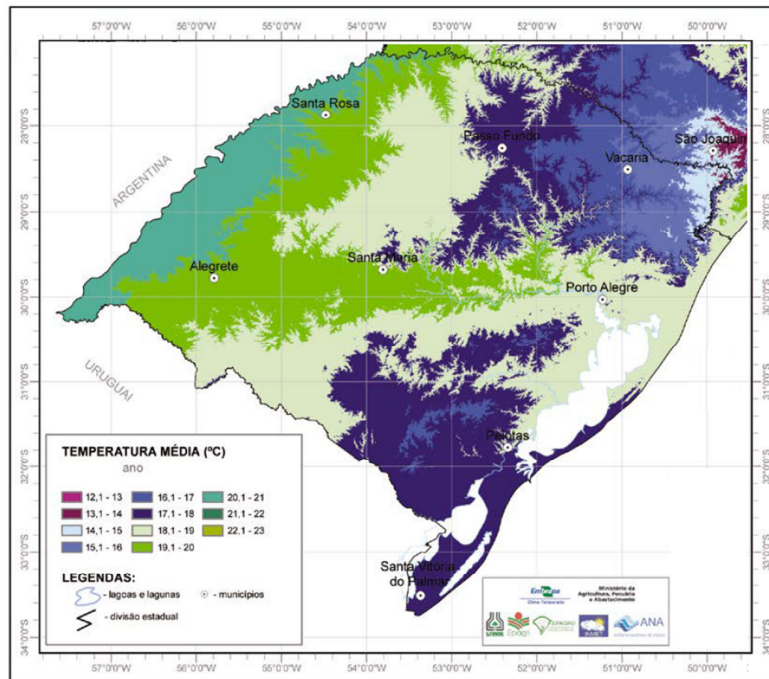


Figura 4 – Mapa de temperatura média anual no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).

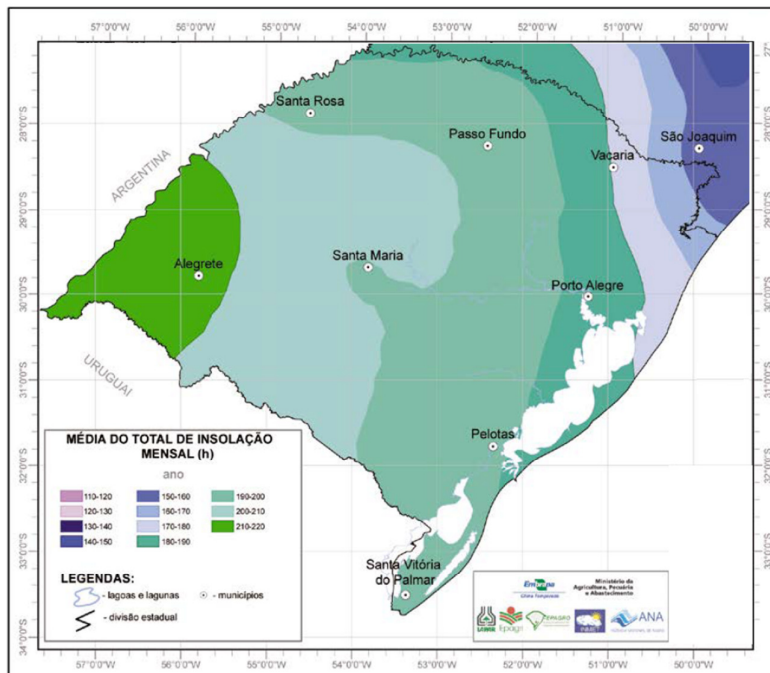


Figura 5 – Mapa de insolação total anual no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).

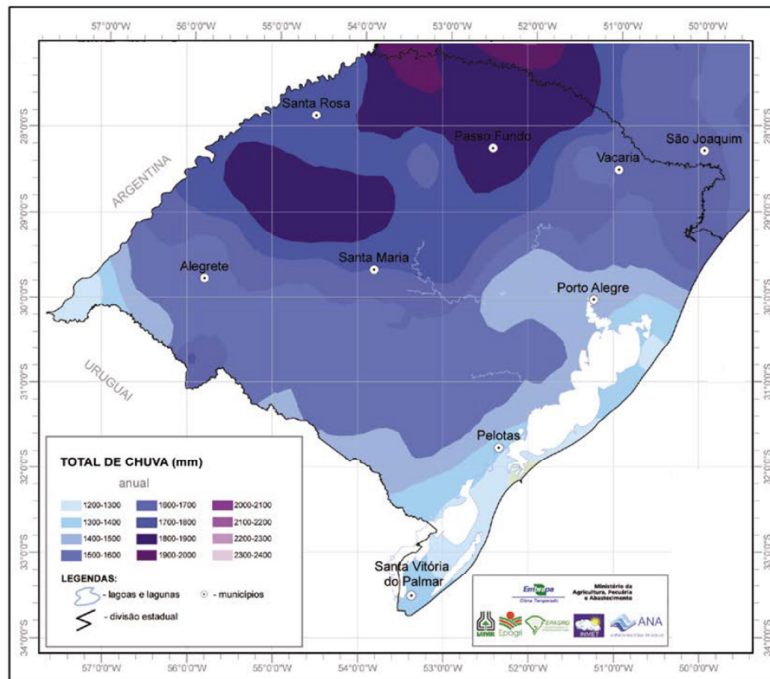


Figura 6– Mapa de precipitação pluviométrica total anual, no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de: Modificado de Atlas Climático (2012).

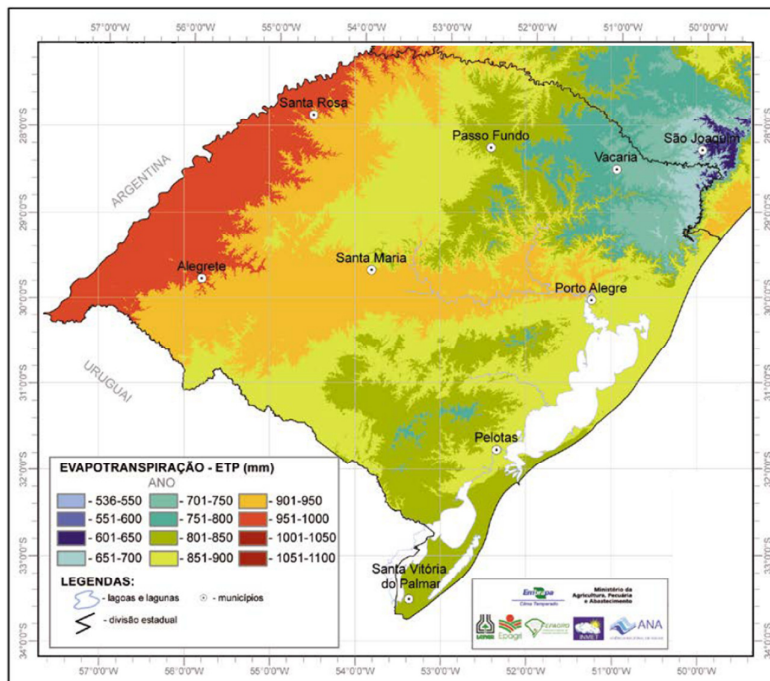


Figura 7 – Mapa de evapotranspiração de referência, total anual, no estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Modificado de Atlas Climático (2012).

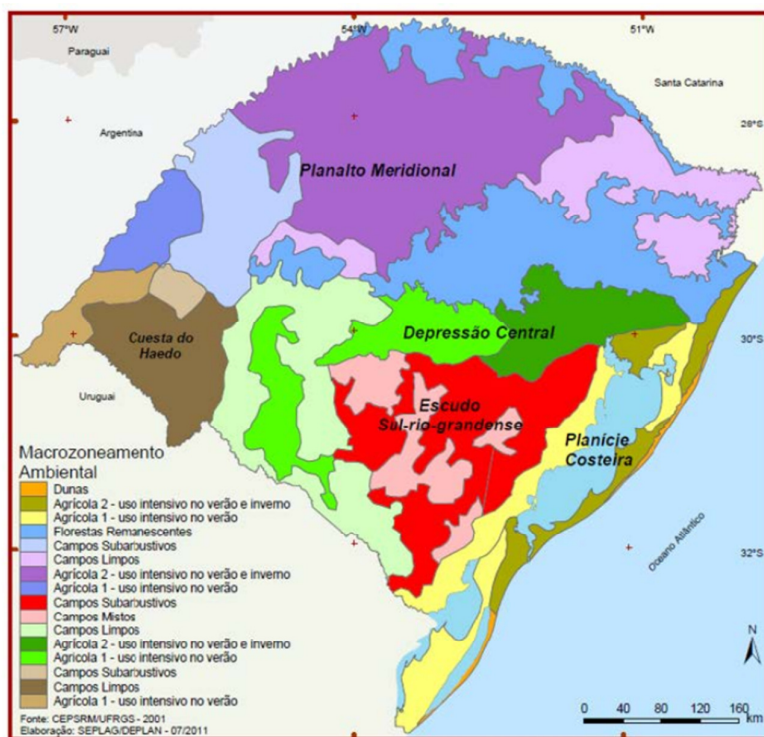


Figura 8 – Uso e cobertura decorrente do Macrozoneamento Ambiental por Guasselli et al. 2006, FONTE: Cordeiro et al 2017

4 REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, E.H. et al. Time series analysis of water surface temperature and heat flux components in the Itumbiara Reservoir (GO), Brazil. **Acta Limnologica Brasiliensia**, Rio Claro, v. 23, n. 3, p. 245-259, 2011.
- ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration** - Guidelines for computing crop water requirements. Rome: Water Resources, Development and Management Service, 1998. (FAO Irrigation and drainage paper, 56)
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.. **SEBAL** – Advanced Training and User’s Manual – Idaho Implementation, version 1.0. 2002.
- 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**, New York, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.
- ATLAS Climático da Região Sul do Brasil: Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasília: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), [2012]. 333p.
- BASTIAANSEN, W.G.M. **Regionulization of surjixe,flux densith und moisture indicurors in composite terruin**. 1995. 273 p. Ph.D. (Thesis) - Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 1995. (appeared also as Report 109, DLO-Winand Staring Centre)
- BASTIAANSEN, W. G. M., SEBAL-based sensible and latent heatfluxes in the irrigat-ed Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, n. 1-2, p. 87–100, 2000.
- BECKER, F.; Z. L. LI. Towards a local split-window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 11, p. 369-393, 1990.
- BERRISFORD, P. et al. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Berks, v. 137, n. 659, p. 1381–1399, 2011.
- BISHT, G.; BRAS, R.L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 114, n. 7, p. 1522–1534, 2010.
- BOEGH, E., SOEGAARD, H., THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 79, n. 2-3, p. 329-343, 2002.

BROTZGE, J.A.; CRAWFORD, K.C. Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 4, p. 160-178, 2003.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere** : theory, history, and applications. Dordrecht, Holland: Reidel Publishing Company, 1984. 299 p.

CAMMALLERI C. et al. Applications of a remote sensing-based two-source energy balance algorithm for mapping surface fluxes without in situ air temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 24, p. 502-515, 2012.

COLL, C.; CASELLES, V. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 102, n. D14, p. 16697-16713, 1997.

CORDEIRO, A. P. A. et al . Regiões homogêneas de vegetação utilizando a variabilidade do NDVI. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 27, n. 3, p. 883-896, 2017.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Berks, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DICKEN, U.; COHEN, S.; TANNY, J. Examination of the Bowen ratio energy balance technique for evapotranspiration estimates in screen houses. **Biosystems Engineering**, London, v. 114, n. 4, p. 397-405, 2013.

DU, J. et al. Evapotranspiration Estimation Based on MODIS Products and Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL) Model in Sanjiang Plain, Northeast China. **Chinese Geographical Science**, Beijing, v. 23, n. 1, p. 73–91, 2013.

FRENCH, A.; HUNSAKER, D.J.; THORP, K.R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 158, p. 281-294, 2015.

FRIEDL, M.A. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 79, n. 2-3, p. 344– 354, 2002.

GUASSELLI, L. A. et al. Macrozoneamento do Estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 33, n. 1, p. 03-11, 2006.

JAKSON, R. D.; REGINATO, R. J.; IDSO, S. B., Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. **Water Resources Research**, Washington, v. 13, n. 3, p. 651-656, 1977.

KERR, H. Y., LAGOURADE, J. P., IMBERNON, J. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 41, n. 2-3, p. 1-20, 1992.

- KUSTAS, W.P. et al. Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux variability of croplands in Iowa. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 92, n. 4, p. 535–547, 2004.
- KUSTAS, W.P. et al. Revisiting the paper “Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in Mediterranean drylands from a two-source perspective”. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 184, p. 645-653, 2016.
- LONG, D.; SINGH, V.P. A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 121, p. 370–388, 2012.
- 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**, Washington, v. 49, n. 5, p. 2601–2618, 2013.
- MATTAR, C. et al. Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 147, p. 23–42, 2014.
- MCCLAIN, E. P.; PICHEL, W. G.; WALTON, C. C. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 90, n. C6, p. 11587–11601, 1985.
- MONTEIRO, P.F.C. et al. Estimation of energy balance components and evapotranspiration in soybean crop in southern Brazil using TM - Landsat 5 images. **Bragantia**, Campinas, v. 73, n. 1, p. 72-80, 2014.
- MORAN, M. S. et al. Mapping surface energy balance components by combining landsat thematic mapper and ground-based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 30, p. 77-87, 1989.
- MOREIRA, V.S. et al. Seasonality of soil water exchange in the soybean growing season in southern Brazil. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 72, n. 2, p. 103-113, 2015.
- MOREIRA, A. et al. Dados meteorológicos estimados em condições de clima subtropical e a relação com índices de vegetação, **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro. (No Prelo).
- MORTON, C.G. et al. Assessing Calibration Uncertainty and Automation for Estimating Evapotranspiration from Agricultural Areas Using METRIC. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 49, n.3, p. 549-562, 2013.
- MU, Q.; M. ZHAO, S. W. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 115, n. 8, p. 1781-1800, 2011.
- PRICE, J. C. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 advanced very high-resolution radio- meter. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 89, n. D5, p. 7231–7237, 1984.

- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1973.
- QI, J. et al. A Modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). **Remote Sensing Environment**, New York, v. 48, p. 119–126, 1994.
- QIU, J. et al. Comparison of temporal trends from multiple soil moisture data sets and precipitation: The implication of irrigation on regional soil moisture trend. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, Enschede, v. 48, p. 17-27, 2016.
- RAMOELO, A. et al. Validation of Global Evapotranspiration Product (MOD16) using Flux Tower Data in the African Savanna, South Africa. **Remote Sensing**, Basel, v. 6, n. 8, p. 7406-7423, 2014.
- RIVAS, R.; CASELLES, V., A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing –based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 93, n. 1-2, p. 68-76, 2004.
- RÖTZER, K.; MONTZKA, C.; VEREECKEN. Spatio-temporal variability of global soil moisture products. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 522, p. 187-202, 2015.
- RUHOFF, A.L. et al. Validation of the global evapotranspiration algorithm (MOD16) in two contrasting tropical land cover types. **IAHS-AISH Publication**, v. 352, p. 128-131, 2012.
- SANTANELLO, J. A.; FRIEDL, M.A. Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p. 851–862. 2003.
- SANTOS, T. V. **Fluxos de Calor na Superfície e Evapotranspiração Diária Estimados Para uma Cultura de Arroz por Meio De Imagens Orbitais**. 2009. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- SÁNCHEZ, J. M. et al. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 112, n. 3, p. 1130–1143, 2007.
- SÁNCHEZ, J.M. et al. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 112, n. 3, p. 1130-1143, 2008.
- SCHIRMBECK, J.; RIVAS, R. Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura. In: TELEDETECCIÓN: hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional.[Madrid]: 2007. p. 317-322
- SCHIRMBECK, J. et al. Evapotranspiração MODIS 16: Avaliação para diferentes tipos de cobertura vegetal em região de clima úmido. In: REUNIÓN ARGENTINA DE

AGROMETEOROLOGÍA Y VIII REUNIÓN LATINOAMERICANA DE AGROMETEOROLOGÍA, 16, 2016, Puerto Madryn. **Anais...** Puerto Madryn, 2016.

SECRETARIA DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. Zoneamento Agroecológico e Econômico: Regiões Agroecológicas - Estado do Rio Grande do Sul. V. 1, Porto Alegre, 1994.

SENAY G. B. et al. Evaluating the SSEBop approach for evapotranspiration mapping with landsat data using lysimetric observations in the semi-arid Texas High Plains. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, Katlenburg-Lindau, v. 11, n. 1 p. 723–756, 2014.

SINGH, R.K.; SENAY, G.B. Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. **Water**, Nebraska, v. 8, n. 1, p. 2-19, 2016.

SOBRINO, J. A.; RAISSOUNI, N.; LOBO, A. Monitoring the Iberian eninsula land cover using NOAA-AVHRR data. In: GUYOT, & PHULPIN (Eds.). **Physical measurements and signatures in remote sensing**. Rotterdam: Balkema. 1997. p. 787 – 794.

SOBRINO, J. et al. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 315, n. 1-4, p. 117–125, 2005.

SOUZA, V.A. et al. Validação do Produto de Evapotranspiração MOD16 para uma cultura de Arroz Irrigado em Cachoeira do Sul - RS. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 38, Ed. Especial IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, p. 270–276, 2016.

SÜTTERLIN, M. et al. Albedo and reflectance anisotropy retrieval from AVHRR operated onboard NOAA and MetOp satellites: Algorithm performance and accuracy assessment for Europe. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 168, p. 163-176, 2015.

TANG, R. et al. Evaluating one- and two-source energy balance models in estimating surface evapotranspiration from Landsat-derived surface temperature and field measurements, **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 34, n. 9-10, p. 3299-3313, 2013.

TIMMERMANS, W. J. et al. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 108, n. 4, p. 369-384, 2007.

TIMMERMANS, W.J.; KUSTAS, W.P.; ANDREU, A. Utility of an automated thermal - based approach for monitoring evapotranspiration. **Acta Geophysica**, Warsaw, v. 63, n.6, p.1571-1608, 2015.

TEICHRIEB, C. A. **Trocas de Carbono Atmosférico Sobre dois Diferentes Sistemas de Plantio de Milho no Sul do Brasil**. 2012. 100 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

- TWINE, T. et al. Eddy-Covariance Flux Underestimates Over A Grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 103, p. 279-300, 2000.
- WANG K., LI, Z.; CRIBB, M. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 102, n. 3-4, p. 293–305, 2006.
- WEBER, E.; HASENACK, H.; FERREIRA, C.J.S. 2004. Adaptação do modelo digital de elevação do SRTM para o sistema de referência oficial brasileiro e recorte por unidade da federação. Porto Alegre, **UFRGS Centro de Ecologia**. ISBN 978-85-63843-02-9. Disponível em <http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo>.
- WILSON, K. et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 113, n. 1-4, p. 223–243, 2002.
- VALIENTE, J. A. et al. Narrow-band to broad-band conversion for Meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 16, p. 1147–1166, 1995.
- VELPURI, N.M. et al. A comprehensive evaluation of two MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: Using point and gridded FLUXNET and water balance ET. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 139, p. 35–49, 2013.
- VALOR, E.; CASELLES, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 57, n. 3, p. 167-184, 1996.
- ZHAO, M. et al. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 95, n. 2, p. 164–176, 2005.

5 METODOLOGIA E RESULTADOS

5.1 ARTIGO 1 – Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate

Submetido para a revista Bragantia.

Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate

Juliano Schirmbeck¹
Denise Cybis Fontana^{1,2}
Débora Regina Roberti³
Lucimara Wolfarth Schirmbeck¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PPGSR/CEPSRM
Caixa Postal: 15044 - 91501-970 - Porto Alegre – RS/Brasil
schirmbeck.j@gmail.com

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia –
Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia

³Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas Departamento de Física.
Av. Roraima, 1000 - Camobi97105-900 - Santa Maria, RS - Brasil
debora@ufsm.br

Avaliação dos modelos de balanço de energia OSEB e SEBAL em área de cultivo com clima subtropical úmido

RESUMO: Este estudo avaliou a adequação dos modelos *One-Source Energy Balance* (OSEB) e *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) para estimar a evapotranspiração de áreas de cultivo de grãos nas condições de clima subtropical úmido no Rio Grande do Sul, Brasil. Os dados foram obtidos em 84 dias de observação, entre 2009 e 2011, de uma torre micrometeorológica (*Eddy Covariance*) e de produtos MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). Os modelos OSEB e SEBAL foram utilizados para estimar a partição do saldo de radiação (R_n) nos componentes fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor do solo (G) estimados a partir de imagens MODIS, os quais foram comparados com as medidas in situ. As análises indicaram que, apesar das limitações quanto à resolução espacial das imagens MODIS, as estimativas dos componentes do Balanço de Energia foram satisfatórias com o modelo SEBAL mas, apenas para as culturas de verão. Houve incertezas nos demais períodos associadas à determinação de pixels quentes e frios,

devido ao clima subtropical úmido da região, e à resolução espacial do sensor utilizado. O modelo OSEB apresentou menores erros e a partição mais adequada dos componentes do EB ao longo do ano, sendo, portanto, entre os dois modelos avaliados, o mais adequado para as condições climáticas do Rio Grande do Sul.

PALAVRAS-CHAVE: fluxo de calor latente, *Eddy Covariance*, imagens MODIS

Evaluation of OSEB and SEBAL models for energy balance of a crop area in a humid subtropical climate

ABSTRACT: This study evaluated the adequacy of the One-Source Energy Balance (OSEB) and Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) models to estimate evapotranspiration in grain growing areas with humid subtropical climate in Rio Grande do Sul, southern Brazil. The dataset was obtained from a micrometeorological station (Eddy Covariance) and MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) products during 84 observation days between 2009 and 2011. The OSEB and SEBAL models were used to estimate the partition of net radiation (R_n) into the components latent heat flux (LE), sensible heat flux (H) and ground heat flux (G) estimated from the MODIS images while the experimental data measured *in situ* were used to compare the results. Analyses indicated that the Energy Balance (EB) components were estimated from the MODIS images satisfactorily despite the spatial resolution limitations. Furthermore, the SEBAL model estimated the EB components satisfactorily only for summer crops. There are uncertainties associated with determining the hot and cold pixels due to the region humid subtropical climate and the spatial resolution of the sensor used in the other periods. The OSEB model has the lowest errors and the most adequate partitioning of the EB components throughout the year, and therefore, it is the most suitable for the climatic conditions of Rio Grande do Sul.

KEYWORDS: Latent heat flux, Eddy Covariance, MODIS images.

1 INTRODUCTION

The correct understanding of the partitioning of energy and mass fluxes on the earth surface is extremely important for climate, hydrological and agrometeorological studies. Nevertheless, scalar measurements of energy fluxes are generally restricted to specific points such as micrometeorological sites since measurements are costly and reliant on expensive instruments and specialized staff.

On a regional scale, Remote Sensing (RS) is an excellent tool to monitor the spatial distribution and temporal evolution of natural vegetation or agricultural crops. RS images acquired in different regions of the electromagnetic spectrum allow determining the surface physical properties necessary to measure the energy and mass flux between the surface and atmosphere on a regional scale (Boegh et al., 2002; Kustas et al., 2004; Timmermans et al., 2007).

Most studies estimating the energy balance (EB) components are based on one-dimensional flux model describing the exchange mechanisms of radiation and heat fluxes between the surface and atmosphere while observing the energy conservation principle (Brutsaert, 1984). The EB can be defined by how the net radiation (R_n) of the surface is divided into latent heat flux (LE); sensible heat flux to the air (H) and ground (G) (Friedl, 2002; Timmermans et al. 2007); and considering that horizontal heat advection, as well as heat storage at the canopy layer can be neglected.

The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) model has been applied using images from different sensors and locations across the globe. In Rio Grande do Sul, the SEBAL model using high-resolution images has already been applied (Santos et al. 2010; Monteiro et al., 2014). However, because it has been parameterized for semi-

arid climate, its suitability for different climatic conditions must still be verified, since the method presupposes the existence of extreme water conditions. The selection of points with extreme water conditions, the hot and cold pixels, is a requirement for determining H. However, this water condition requirement may not be fulfilled in many cases, especially in humid climate. Furthermore, defining these extremes is even more difficult when using images of moderate or low spatial resolution.

This study aimed at verifying the adequacy of the One-Source Energy Balance (OSEB) and SEBAL models to estimate the latent heat flux in grain producing areas in the humid subtropical climate of Rio Grande do Sul, using low-resolution MODIS images (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). The performance of the mathematical models was evaluated by comparing the results to the experimental data of the energy balance components obtained from the experimental area in Cruz Alta, Rio Grande do Sul.

2 MATERIAL AND METHODS

The study site is located in northwestern Rio Grande do Sul, Brazil (Figure 1). This grain producing area is greatly important to the state and country. The climate in the region is humid subtropical, classified as Cfa (according to Köppen) with highly variable rainfall and frequent droughts, the main responsible for crop losses in the state.

The study period lasted three years, from 2009 to 2011. The reference data from the micrometeorological station in Cruz Alta were used to check the performance of the OSEB and SEBAL mathematical models to estimate the EB component estimates.

Over the period, 84 days were selected for analysis. The selection criteria were the absence of cloud cover over the area throughout the day (verified from the global solar radiation data) and the availability of MODIS products with adequate quality.

The analyzed dates were distributed over the period of three years, which allowed

analyzing the models in various weather conditions. Of the analyzed dates/images, 20 corresponded to summer crops, 32 winter crops, and 32 partial vegetation cover. The NDVI profile pattern and analyzed dates (Figure 1C) were distributed to represent the variability of results according to time of year/season, crop type, and degree of surface coverage.

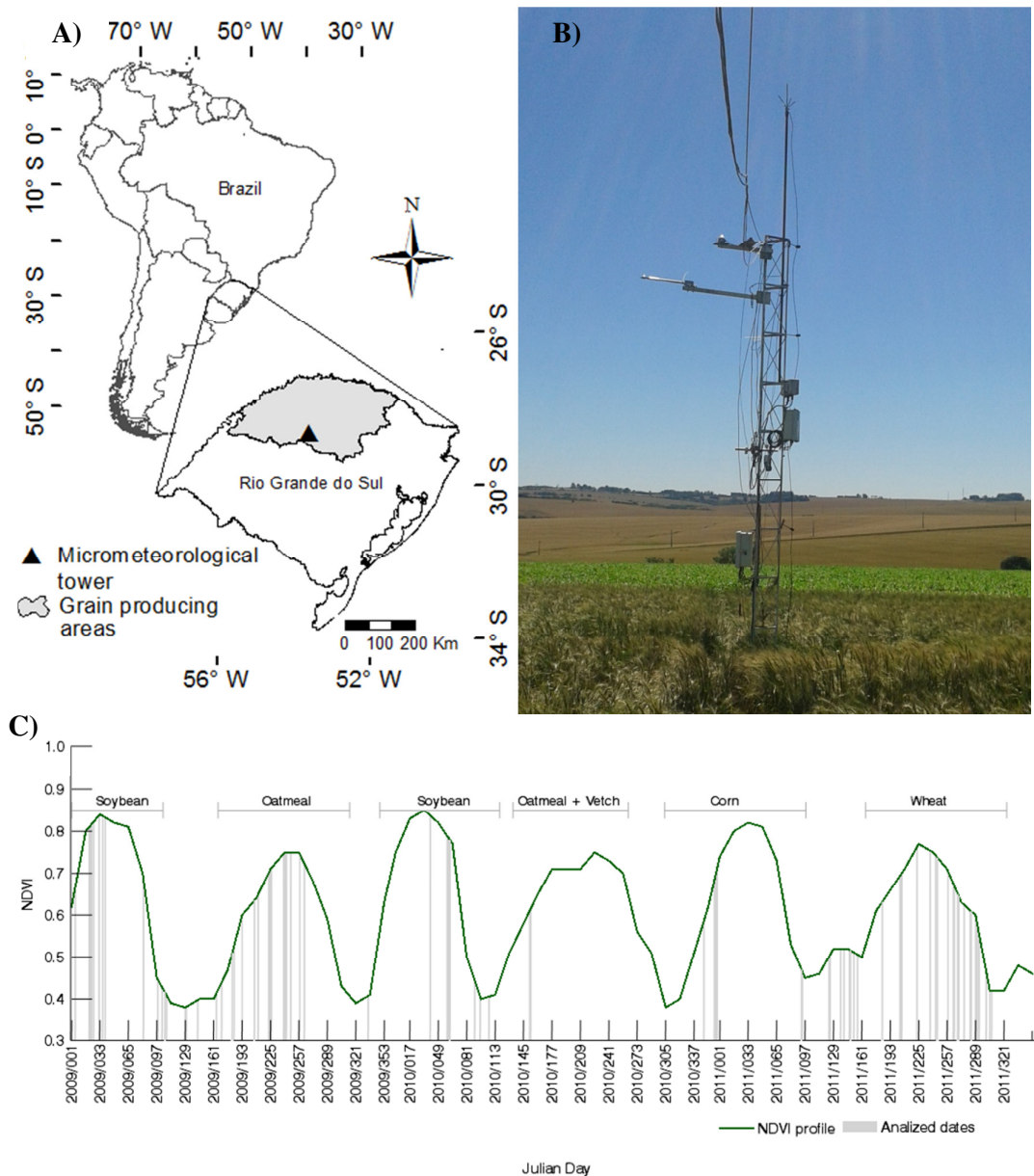


Figure 1 – Spatial and temporal scales of the study; a) site location in Rio Grande do Sul, Brazil; b) photograph showing the micrometeorological station; c) dates of the images selected for analysis over the three year period (gray lines) and NDVI in Cruz Alta experimental site.

Of the EB components, Rn and G are easily estimated from RS images (Kustas et al., 2004; Sánchez et al., 2008). On the other hand, the estimation of the turbulent fluxes, LE and H , is more complex. In most EB models, LE is obtained as a residual term in the EB equation.

The main difference between models to estimate the EB components from remote sensing data lies in the way the sensible heat flux (H) is determined. Among them, three approaches are highlighted. In fact, the OSEB (One-Source Energy Balance) models are based directly on the radiometric temperature difference between the vegetated surface and air temperatures (Boegh et al., 2002; Friedl, 2002, Kustas et al.; 2004, Wang et al., 2006; Sánchez et al., 2008; Timmermans et al., 2007; Tang et al., 2013). Likewise, the TSEB (Two-Source Energy Balance) models treat differently the heat exchange between the atmosphere and vegetated areas, and between the atmosphere and areas with bare soil based on different equations to determine the components in soil and vegetated areas (Sánchez et al., 2008, Cammalleri et al., 2012, Tang et al., 2013). Finally, the third approach, the SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen, 2000), the SSEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000, Mattar et al., 2014) and METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007) models could be considered as a subfamily of OSEB models, seeking to represent the spatial variations of the vegetation and atmosphere water availability by mapping the cold and hot image pixels. Thus, characterizing, respectively, the maximum latent heat flux ($LE = \text{maximum}$ and $H = 0$) and maximum sensible heat flux ($LE = 0$ and $H = \text{maximum}$).

The studied (OSEB and SEBAL) models are based on the principle of energy conservation, Brutsaert (1984):

$$Rn + G + H + LE \approx 0$$

The first term of the EB equation, net radiation - Rn , can be estimated from the satellite images using Equation 2:

$$Rn = R_{G\downarrow}(1-\alpha) + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad 2$$

Where $R_{G\downarrow}$ is the global solar radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$), α is the surface albedo (dimensionless), ε_s is the surface emissivity (dimensionless), ε_a is the atmosphere emissivity (dimensionless), σ is the Stefan-Boltzmann constant ($4.9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ day}^{-1}$), T_a is the air temperature (K), and T_s is the surface temperature (K).

The α , T_s and ε_s parameters were determined from the MODIS images while the other components from the experimental data obtained at the micrometeorological station (Boegh et al., 2002; Sobrino et al., 2005; Rivas and Caselles, 2004).

For the OSEB and SEBAL models, the latent heat flux, LE , was estimated as the residual term of Equation 1.

The main difference between the analyzed models is how the third term of the EB equation, the sensible heat flux to the atmosphere H , which represents the portion of absorbed radiation released as heat from the surface to the air, is determined. Both models estimate H from a temperature differential and aerodynamic resistance, according to Equation 3.

$$H = \rho c_p \frac{dT}{ra} \quad 3$$

Where ρ is the air density (1.15 Kg m^{-3}), c_p ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) is the specific heat of humid air at constant pressure, dT is the differential temperature between two levels on the surface, and ra is the aerodynamic resistance to heat transport (s m^{-1}). In the OSEB model, the differential temperature, dT , is the difference between surface (obtained from satellite image) and air temperatures, normally obtained from meteorological stations at

2m above the surface (Boegh et al., 2002; Kustas et al., 2004; Wang et al., 2006), and ra is obtained from wind speed according to Allen et al. (1998).

For the SEBAL model, the differential temperature and aerodynamic resistance are obtained from an iterative calculation procedure, which seeks atmospheric stability condition for each image pixel, based on anchor pixels that represent the extreme water conditions of the image. The detailed methodology for obtaining these parameters is explained by Bastiaansen. (1995).

In both models, ground heat flux G is estimated as a fraction of Rn , inversely to the vegetation indices (Allen, 1998; Santanello and Friedl, 2003; Boegh et al., 2002; Qi et al., 1994; Moran et al., 1989). In the OSEB model, G is estimated from Equation 4 (Moran et al., 1989):

$$G = 0.583 \exp(-2.13NDVI)Rn \quad 4$$

The SEBAL model estimates G from NDVI, but it adds the albedo (α) and surface temperature (T_s) data using Equation 5 (Bastiaanssen, 2000).

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha)(1 - 0.98NDVI^4) \right] Rn \quad 5$$

The EB components were obtained from the MODIS products: Earth surface temperature - MOD11A2, vegetation index - MOD13A2, Albedo - MCD43B3 and leaf area index - MOD15A2. All used products had 1,000 m spatial resolution while temporal resolutions consisted of temporal compositions of 16 days for MOD13, 8 days for MCD43B3 and MOD15A2, and daily for MOD11A2.

These products are available as daily scenes covering a specific area of the globe. A mosaic of the H13V11 and H13V12 sinusoidal tiles, which were obtained on the site <https://lpdaac.usgs.gov/> (Land Processes Distributed Active Archive Center), was prepared to cover the study site.

The EB components were obtained experimentally at 3m high, using the data collected from the meteorological station, equipped with net radiation sensor (Rn), ground heat flux sensor (G), measuring in 1Hz low frequency, 3D sonic anemometer and infrared gas analyzer measuring in high frequency (10 Hz). The turbulent fluxes of sensible (H) and latent heat (LE) were estimated by the Eddy Covariance method, obtaining 30 min averages. The station had sensors to measure atmospheric pressure, rainfall, shortwave incident radiation, photosynthetically active radiation, and soil temperature.

The Eddy Covariance system estimates all EB components independently, generally the ($LE + H$) is different from the available energy ($Rn - G$) and should be adjusted to close the EB. The method applied to close the EB is based on maintaining the Bowen Ratio while the available surface energy is re-partitioned (Tang et al., 2013).

The micrometeorological measurements were performed in a 40x60 m experimental plot in Cruz Alta, Rio Grande do Sul, located at -28.600859° latitude, -53.672153° longitude, and 432 m altitude. The plot was planted with soybean (summer crop) and wheat (winter crop), the main cultures of the area, representing the agricultural lands surrounding the station.

The analyses were separated into three periods: the summer and winter crops, and partial vegetation cover. The results are presented in sets with temporal NDVI vegetation index profiles to understand the dynamics of the crops and the partitioning of the energy components.

The model results, a 3x3-pixel window centered at the station coordinates, were compared with the reference measurements performed at the micrometeorological site and the dispersions were analyzed for both. The quality of the estimates was checked by the Root Mean Square Error (RMSE), Mean Bias Error (MBE, computed as observed - estimated), and the analysis of the EB component ratios in relation to Rn .

3 RESULTS AND DISCUSSION

Partition of the EB components – experimental data

The results for the energy balance components showed higher Rn values for the summer crops (Figure 2A), and lower and similar for the winter crops (Figure 2B) and partial vegetation cover (Figure 2C). The highly variable energy inputs between summer and winter (up to 698 W m^{-2} and 474 W m^{-2} , respectively) observed for Rn and LE , H and G fluxes is associated with the subtropical climate of the study area and varying coverage over time.

Figure 1C shows that the summer cycles were shorter with higher NDVI values, resulting from the fact that more energy was available, rapid vegetation development, and higher biomass accumulation. The opposite was observed in the winter crops. In the partial vegetation coverage period, the increasing albedo resulted from more exposed soil, senescent vegetation, which increased short-wave radiation loss and provided Rn value similar to winter crops (Figure 2), with lower energy input.

At the time of the satellite overpass, the Rn partition was similar to that observed throughout the day. This effect is called evaporative fraction self-preservation, providing, under some circumstances, the tool to extrapolate from instantaneous satellite retrievals to daily estimates of evapotranspiration (Crago and Brutsaert 1996; Cammalleri et al., 2014). The largest partition of energy is consumed by the latent heat flux, followed by sensible heat flux in the air and soil (Figure 2).

As already mentioned, the evapotranspiration process consumes the most Rn due to the humid subtropical climate of the region. However, despite the damp climate, soil water availability is often insufficient to meet the evaporative demand of summer crops, and drought becomes responsible for yield variability hence the need to quantify it. For

these same crops, the sensible heat flux, H , was the second component with the highest portion of available energy.

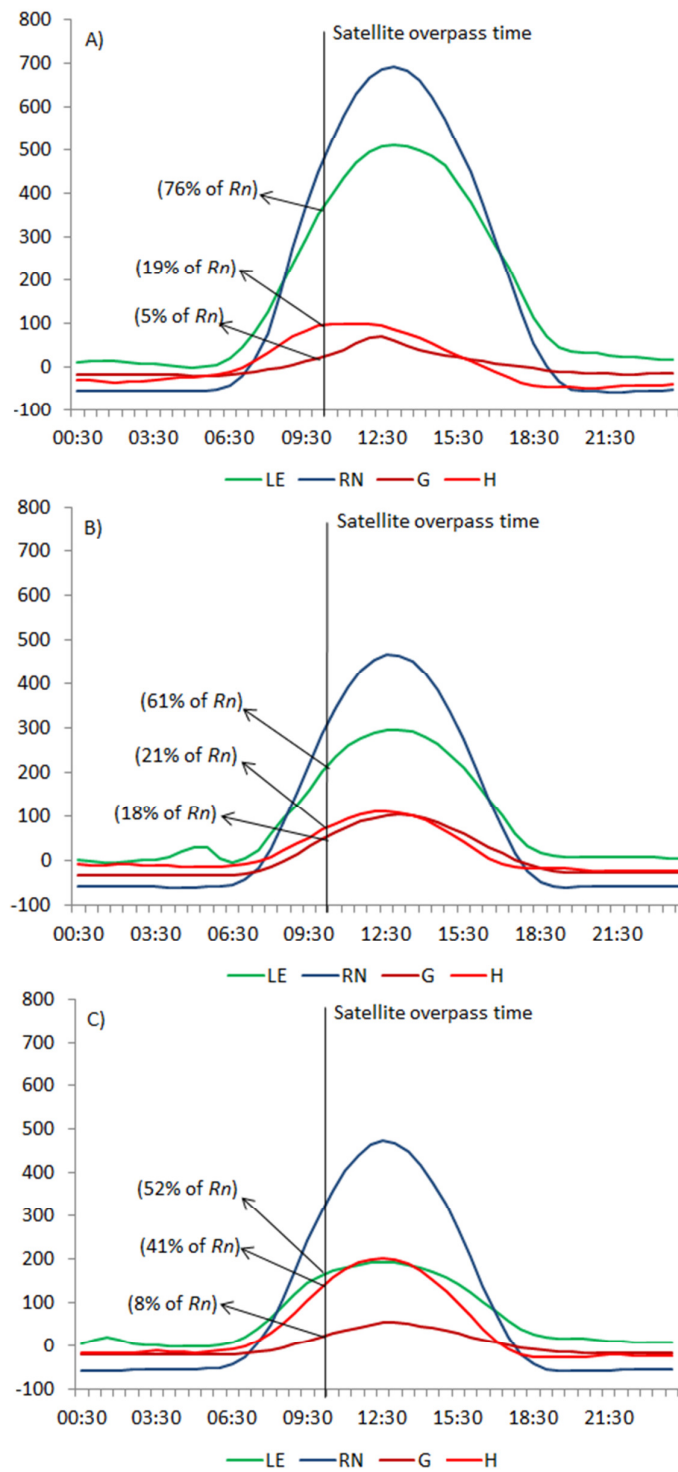


Figure 2 - Experimental average daily cycle of the components of the energy balance in Cruz Alta – Brazil. A summer crops, B winter crops, C partial vegetation coverage. Legend: LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, R_n – net radiation and G – ground heat flux.

The highest H values were observed during the partial vegetation cover period while LE decreased (Figure 2). This significant decrease of the LE component is possibly due to senescent vegetation accumulated on the ground since straw creates an insulating layer, partially interrupting the soil evaporation process. The soil heat flux, which is usually responsible for lower energy consumption, was lower than 8% for all crops.

Figure 3 shows how Rn was split between the LE and H fluxes in all analyzed dates (the graphs show $H + LE$). For the most dates, LE is higher than H , consistent with the pattern observed in the mean values. However, for a few days, especially between the 97 and 145 days at the end of the summer crops of 2009 and 2010, H was higher than LE . Variations were observed only in the Rn partition proportions, a result of the variable weather conditions and soil water availability. Also, it is noteworthy that the LE and H values are close in the initial phase of winter crops.

Partition of the EB components – the OSEB and SEBAL models

The experimental energy balance components were used as a reference for understanding how Rn partition varies over time, and the factors influencing it. The objective of this study was to determine reliable methods, mathematical models, to estimate EB from satellite images to allow drawing up maps showing the spatiotemporal distribution of EB. Figure 4 shows the scatter plots comparing the estimated and experimental data of the EB components for the OSEB and SEBAL models. The Rn estimated by Equation 2 behaved similarly for both models and very close to the experimental values, with the dispersion points approaching a straight line 1: 1 and RMSE equal or below 50 W m^{-2} (Table 1) for all three vegetation covers. Overall, Rn is the easiest parameter to be estimated and has the lowest error in EB studies from the images. Tang et al. (2013) reported similar magnitude errors (31 W m^{-2}) for the OSEB model in areas with maize (summer) and wheat (winter) crops in

northwestern China. Also, Timmermans et al. (2007) reported errors close to 44 W m^{-2} for the SEBAL model in pasture areas in the semi-arid and sub-humid climates of Arizona and Oklahoma, respectively, in the United States.

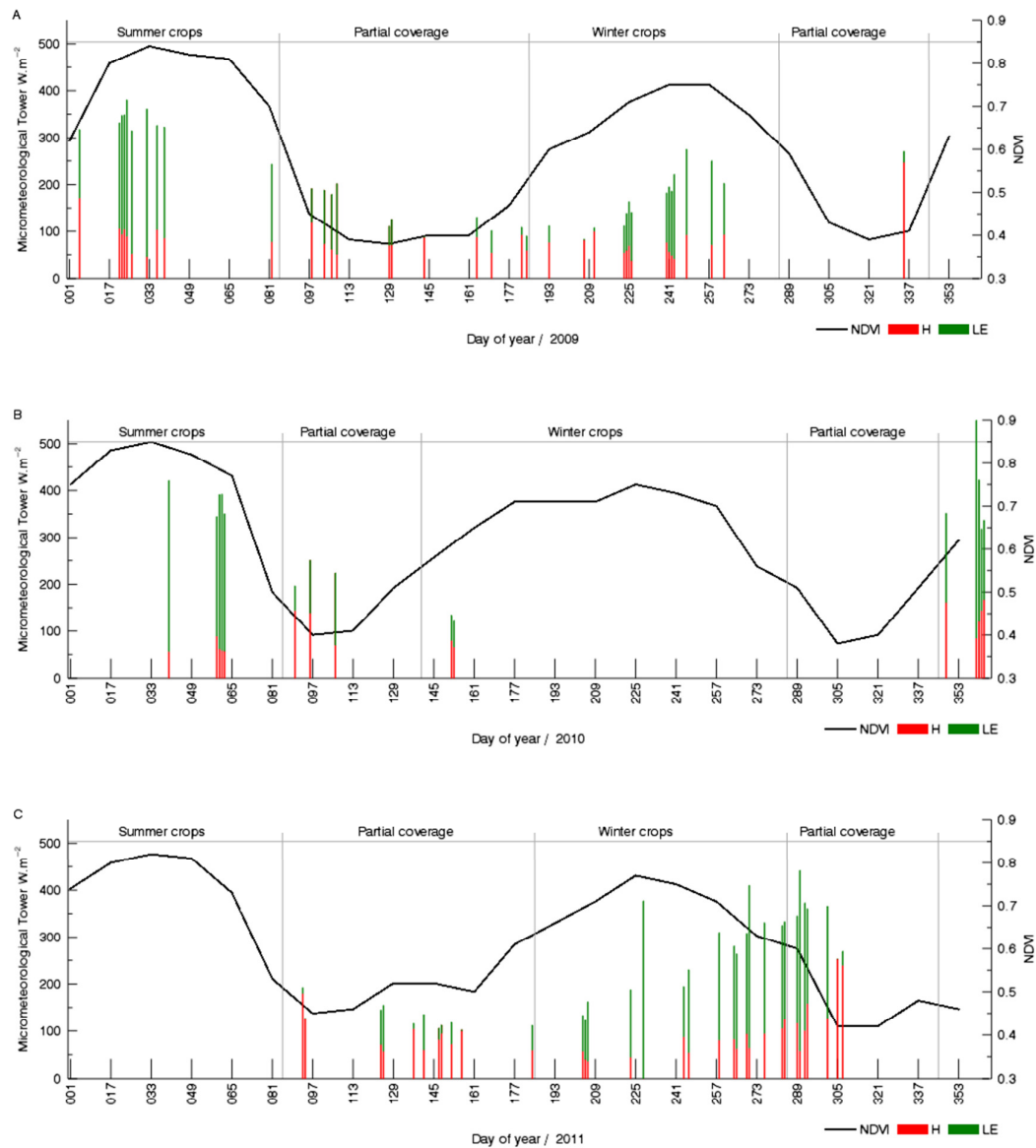


Figure 3 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, measured with the micrometeorological station, the graphs show the sum (H (red) plus LE (green)) and $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009(A); 2010(B); 2011(C)), in Cruz Alta – Brazil.

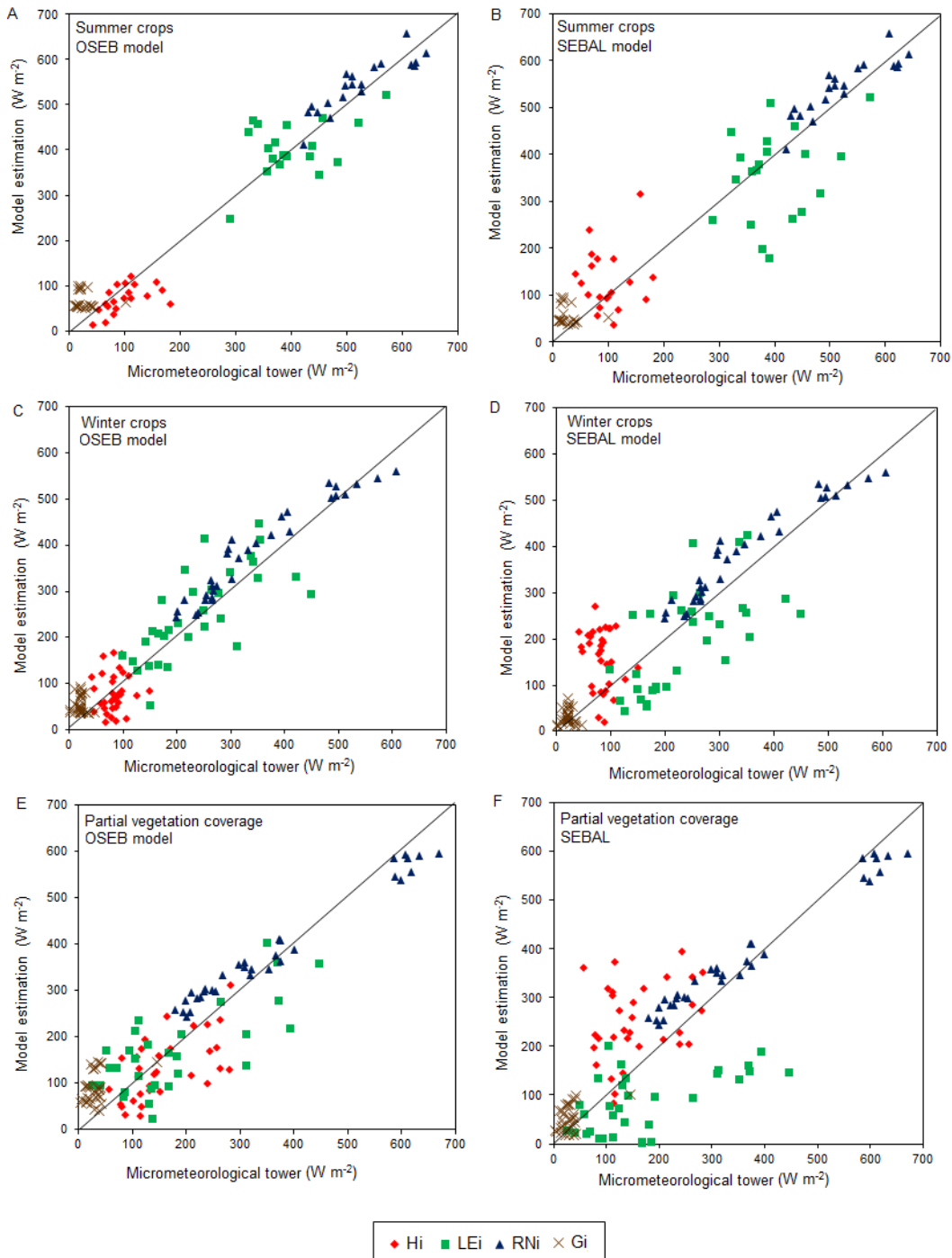


Figure 4 - Scatter Plots of experimental versus mathematical simulation of the energy balance components for the different vegetal covers and the 84-day period. LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, Rn – net radiation and G – ground heat flux. The plots on the left show simulations using the OSEB model and on the right, the SEBAL model, the experimental values correspond to the measurements conducted in the meteorological station in Cruz Alta - Brazil.

The estimated and experimental H values showed the highest dispersion for both models. The OSEB model, based on the differential temperature between the air and surface, and aerodynamic resistance (Allen et al., 1998; Kustas et al., 2004; Tang et al., 2013), provided small H values and close to a straight line 1:1 for the summer and winter crops, with RMSE less than 51 W m^{-2} (Table 1). However, for partial vegetation cover, the estimated H had a higher dispersion and RMSE.

Table 1 - Energy balance components estimated using the OSEB and SEBAL models, extracted from the images in the coordinates of the meteorological station in Cruz Alta: LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, Rn – net radiation and G – ground heat flux.

	<i>OSEB</i>				<i>SEBAL</i>		
	<i>Rn</i> *	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>G</i>	<i>LE</i>	<i>H</i>	<i>G</i>
Summer crop							
Mean	543	405	70	67	358	129	56
% de <i>Rn</i>		75	13	12	66	24	10
Standard deviation	58	59	30	19	96	66	20
RMSE (W m^{-2})	38	51	51	50	104	78	42
MBE (W m^{-2})	-20	-11	31	-40	37	-28	-29
Winter crop							
Mean	386	254	79	54	198	156	32
% de <i>Rn</i>		66	20	14	51	40	8
SD	103	97	42	19	109	64	16
RMSE (W m^{-2})	50	101	45	39	107	109	68
MBE (W m^{-2})	-37	-40	-7	-32	16	-84	31
Partial coverage							
Mean	385	164	133	89	84	249	52
% de <i>Rn</i>		42	34	23	22	65	13
SD	119	96	68	33	62	79	26
RMSE (W m^{-2})	50	89	65	68	148	121	35
MBE (W m^{-2})	-22	14	24	-60	94	-93	-23

* OSEB and SEBAL models estimated Rn using the same equation (Eq. 2)

In the winter crops, H was estimated as 20 and 40% of Rn for the OSEB and SEBAL models, respectively. For the partial cover period, experimental H measured in the station represented only 34% of Rn and 65% of Rn in the SEBAL model, exceeding the

LE values. Likewise, Timmermans et al. (2007) compared the SEBAL and TSEB models and reported that the greatest deviations in the SEBAL model occurred in areas with bare soil.

Both models estimated low *G* values and similar to the experimental measurements obtained in the meteorological station in Cruz Alta.

LE is obtained as a residual term in the EB Equation 1 in both models. Therefore, its estimate is directly linked to the performance of the *H* estimate, which is responsible for the second largest partition of energy consumption at the surface level, and whenever the *H* value is underestimated, the *LE* value is overestimated. This was observed in the OSEB model in the summer and winter images with MBE about -40 W m^{-2} . The SEBAL model overestimated *H* in the winter images or periods with partial vegetation cover, and underestimated *LE*, with errors up to 94 W m^{-2} MBE (Figures 4D and 3F show *LE* green points concentrated below the straight line 1:1).

The *H* and *LE* values estimated by the OSEB (Figure 5) and SEBAL models (Figure 6) behaved similar to the experimental data (Figure 3). The OSEB (Figure 5) results show that, generally, *LE* is higher than *H*; however, this ratio was inverted especially at the end of the summer crops. This reversal has also occurred a few days in the early winter crop, but it was not observed in the station.

Unlikely, the SEBAL model estimated *H* higher than *LE* at various times over the period analyzed (Figure 6). Monteiro et al. (2014) used Landsat images and reported overestimated *H* in four of the six images analyzed in Rio Grande do Sul while *H* was higher than *LE* in one of the images.

In the SEBAL model, the *LE* and *H* distribution is highly dependent on the correct definition of cold (*LE* maximum and *H* zero) and hot (*LE* zero and *H* maximum) pixels.

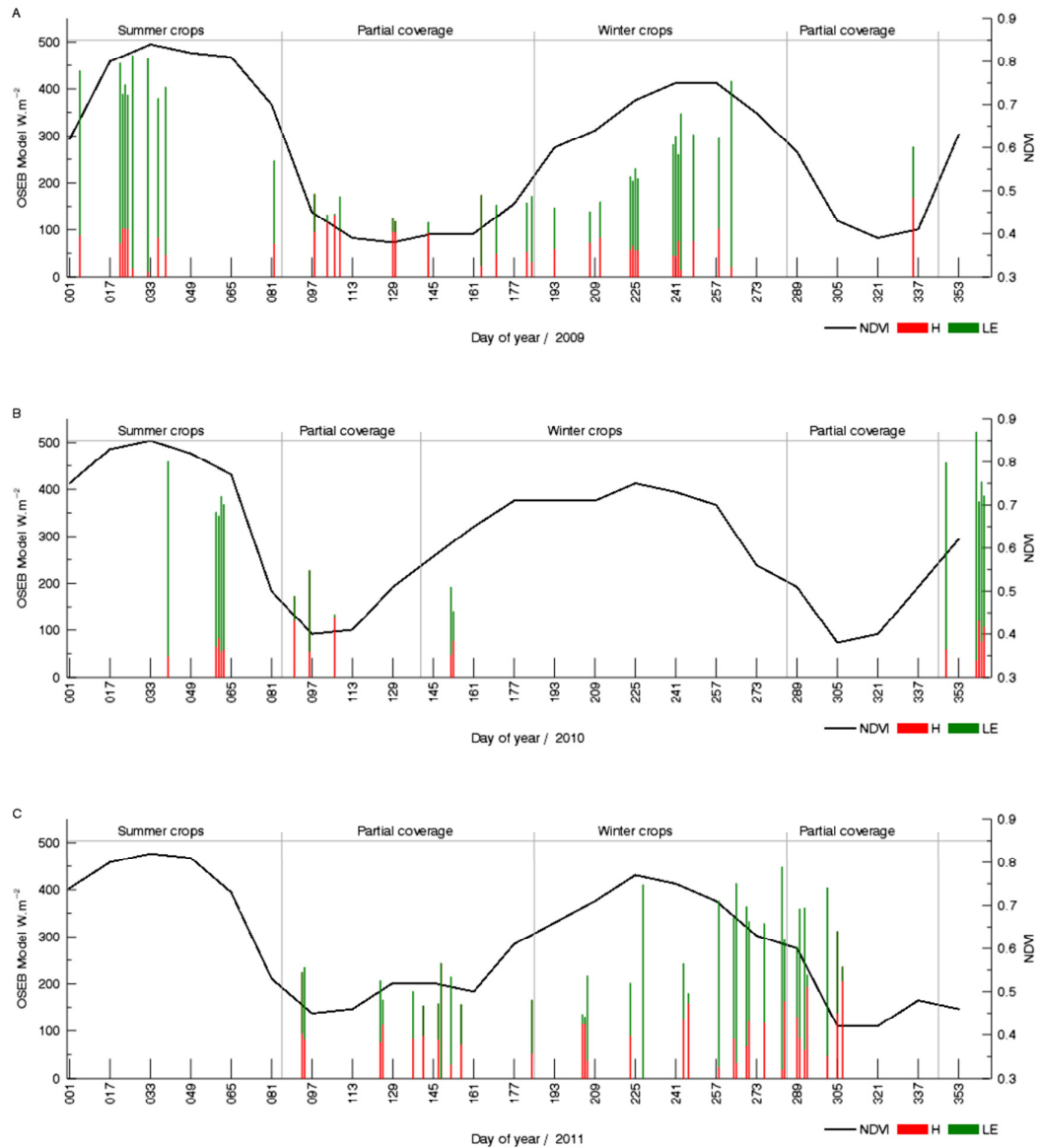


Figure 5 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, estimated using the OSEB, the graphs show the sum (H(red) plus LE(green)) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009, 2010 and 2011, in the experimental site in Cruz Alta – Brazil.

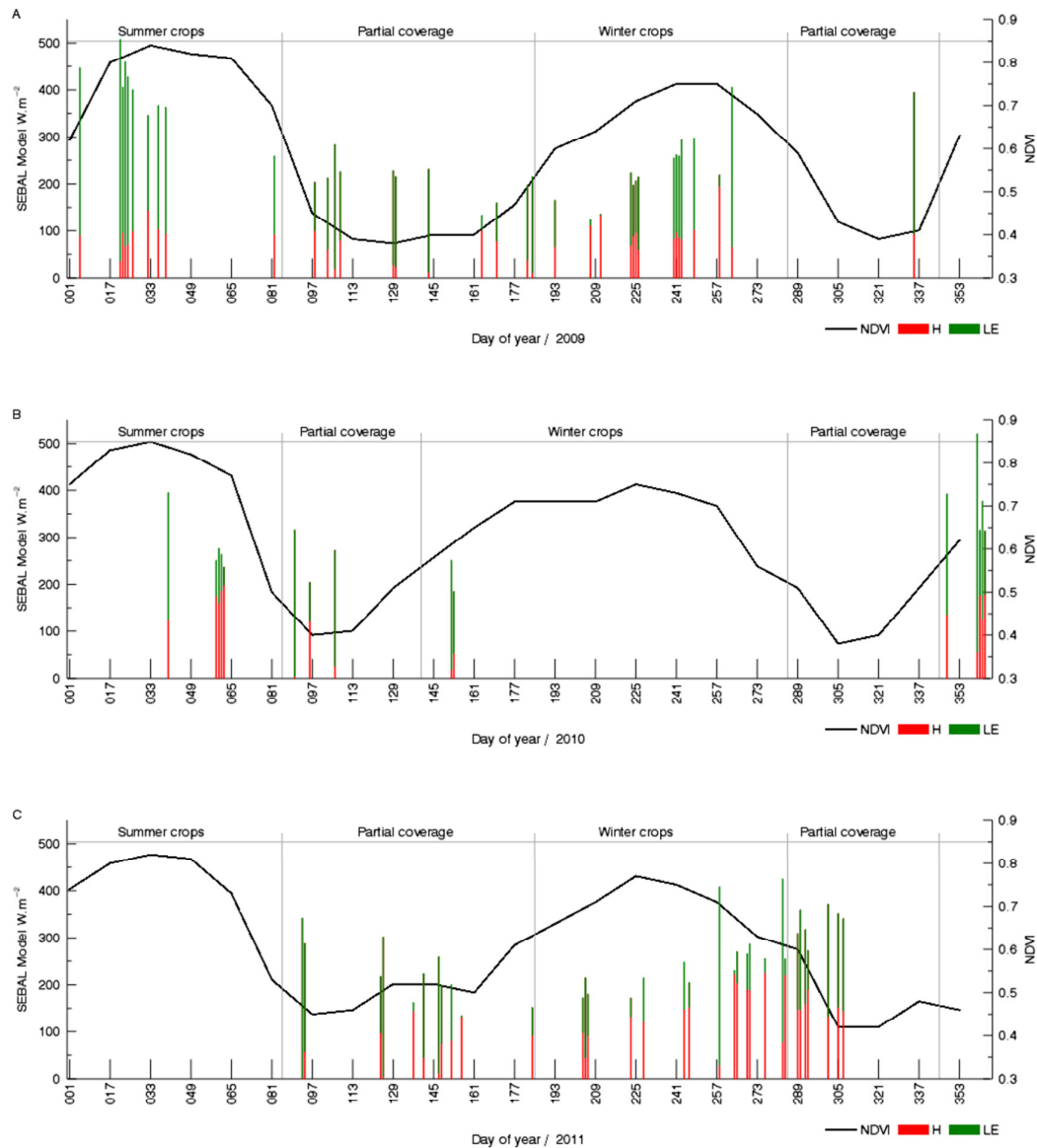


Figure 6 - Partition of the Energy Balance into the LE (latent heat flux) and H – (sensible heat flux) components, estimated using the SEBAL, the graphs show the sum (H(red) plus LE(green)) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) profiles during the years: 2009, 2010 and 2011, in the experimental site in Cruz Alta – Brazil.

Therefore, three hypotheses have been proposed to justify the uncertainties of the SEBAL model when determining the *LE* and *H* proportions during partial vegetation cover periods and beginning of winter crops. The first hypothesis is that the humid climate of the study area hinders the occurrence of dry areas to the point that

evapotranspiration does not occur (LE zero), especially when the images are of a low energy availability period with lower evaporative atmospheric demand. The second is that the low spatial variability of temperature in the winter does not allow the correct determination of the extreme water conditions proposed by the model. Finally, the third is that the 1,000 m spatial resolution of the MODIS sensor for the thermal bands homogenizes the temperature patterns making it difficult to locate the small areas with appropriate water conditions to determine the hot and cold pixels.

The spatial resolution hypothesis has also been addressed by Kustas et al. (2004). These authors analyzed how image spatial resolution affects the different EB components and found that lower spatial resolution influences more the H estimation. The study showed that a particular area, with 120 m pixel, has coefficient of variation 0.42 while the same area imaged with 960 m pixel (approaching the 1,000 m of this study) lowers the coefficient of variation to only 0.26, increasing the average H value of the area. Similarly, Roerink et al. (2000) addressed the deficiency of using NOAA or MODIS images with large pixels, which reflect a combination of different surfaces, hindering the occurrence of pixels with extreme water conditions.

Figure 7 shows the temperature histograms of MODIS images for two of the studied days, 129/2009 and 290/2011, which are examples of the effects related to the homogenization of surface temperature patterns observed in one 1-km pixel and low winter temperature range that hinder the correct partition between LE and H in the SEBAL model. In both cases, the temperature variation between the cold (vertical blue line) and hot (vertical red line) pixels of the image was approximately 10°C. The temperature of the reference pixels (vertical black line) is close to the maximum temperature of the image. Given that the LE and H proportions are distributed between

the hot and cold limits of the image, the proximity of the tower/station portion with the maximum temperature causes the SEBAL model to overestimate H .

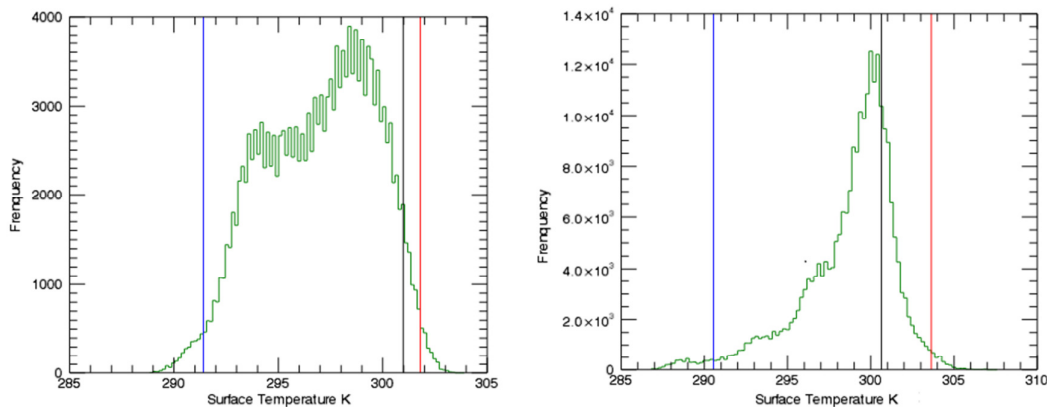


Figure 7 - Histogram of the surface temperatures on 129/2009 and 290/2011.
 Legend: blue line – cold pixel temperature used by the SEBAL model ($LE = RN - G$ and $H = 0$), red line – hot pixel temperature used by the SEBAL ($LE = 0$ and $H = RN - G$) model, black line – temperature of the pixels in the reference portion in Cruz Alta.

The authors suggest further studies to test whether models such as the TSEB, which are independent of determining the hot and cold pixels, could provide good estimation of the EB parameters for the humid climate of the region.

4 CONCLUSIONS

Despite the limitations offered by the spatial resolution of the images, the MODIS products allow a satisfactory estimation of the EB components. The MODIS products are provided with temporal resolutions of 1, 8 and 16 days, thus enabling to obtain satisfactory instantaneous values of the components.

The SEBAL model estimated the EB components for summer crops, the period of greater interest, satisfactorily, given the greater variability of water availability in the studied area during this period. In the other studied periods, the SEBAL model had difficulty to estimate the LE and H proportions correctly.

The OSEB model despite its simplicity has minor errors and a better partitioning of the EB components throughout the year for different soil coverages. It is concluded that this

model is the most suitable for longer analysis periods such as continuous monitoring or when building a time series of EB components in the climatic conditions of Rio Grande do Sul.

REFERENCES

Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.

Allen, R.G.; Tasumi, M.; and Trezza, R. (2007). Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133: 380-394. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))

Bastiaanssen, W.G.M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229, 87-100. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4)

Boegh, E.; Soegaard, H.; and Thomsen, A. (2002). Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, 79, 329-343. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00283-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00283-8)

Brutsaert, W. (1984). *Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.

Cammalleri, C.; Anderson, M.C.; Ciraolo, G.; D'Urso, G.; Kustas, W.P.; Loggia, G.L.A.M.; and Minacapilli, M. (2012). Applications of a remote sensing-based two-source energy balance algorithm for mapping surface fluxes without in situ air temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 124, 502-515. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.06.009>

Cammalleri, C.; Anderson, M.C.; and Kustas, W.P. (2014). Upscaling of evapotranspiration fluxes from instantaneous to daytime scales for thermal remote sensing applications. *Hydrology Earth System Sciences*, 18, 1885–1894. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-1885-2014>

Crago R.; and Brutsaert, W. (1996). Daytime evaporation and the selfpreservation of the evaporation fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, 178, 241–255. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02803-X](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(95)02803-X)

Friedl, M.A. (2002). Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements *Remote Sensing of Environment*, 79, 344-354. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00284-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00284-X)

Kustas, W.P.; Li, F.; Jackson, T.J.; Prueger, J.H.; Macpherson, J.L.; and Wolde, M. (2004). Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment*, 92, 535-547. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.020>

Mattar, C.; Franch, B.; Sobrino, J.A.; Corbati, C.; Jiménez-Muñoz, J.C.; Olivera-Guerra, L.; Skokovic, D.; Sória, G.; Oltra-Carriò, R.; Julien, Y.; and Mancini, M. (2014). Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated. *Remote Sensing of Environment*, 147, 23-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.011>

Monteiro, P.F.C.; Fontana, D.C.; Santos, T.V.; and Roberti, D.R. (2014). Estimation of energy balance components and evapotranspiration in soybean crop in southern Brazil using TM - Landsat 5 images. *Bragantia*, 73, 72-80. <http://dx.doi.org/10.1590/brag.2014.005>

Moran, M.S.; Jackson, R.D.; Raymond, L.H.; Gay, L.W.; and Slater, P.N. (1989). Mapping surface energy balance components by combining Landsat thematic mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 30, 77-87. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90049-7](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(89)90049-7)

Qi, J.; Chehbouni, A.; Huete, A.R.; Kerr, Y.H.; and Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). *Remote Sensing Environment*, 48, 119-126. [http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)90134-1](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(94)90134-1)

Rivas, R.; and Caselles, V. (2004). A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing –based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 93, 68-76. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.06.021>

Roerink, G.J.; Su, B.; and Menenti, M. (2000). 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*, 25, 147-157. [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8)

Sánchez, J.M.; Kustas, W.P.; Caselles, V.; and Anderson, M.C. (2008). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130-1143. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.07.018>

Santanello, J.A.; and Friedl, M.A., (2003). Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 851-862. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0851:DCISHF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0851:DCISHF>2.0.CO;2)

Santos, T.V.; Fontana, D.C.; and Alves, R.C.M. (2010). Evaluation of heat fluxes and evapotranspiration using SEBAL model with data from ASTER sensor. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 45, 488-496. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2010000500008>

Sobrino, J.; Gomez, M.; Jiménez Muñoz, J.C.; Olioso, A.; and Chehbouni, G. (2005). A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, 315, 117-125. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.027>

Tang, R.; Li, Z.L.; Jia, Y.; Li, C.; Chen, K.S.; Sun, X.; and Lou, J. (2013). Evaluating one- and two-source energy balance models in estimating surface evapotranspiration from Landsat-derived surface temperature and field measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 34, 3299-3313. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.716529>

Timmermans, W.J.; Kustas, W.P.; Anderson, M.C.; and French, A.N. (2007). An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, 108, 369-384. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.028>

Wang K.; Li, Z.; and Cribb, M. (2006). Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. *Remote Sensing of Environment*, 102, 293-305. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.007>

5.2 ARTIGO 2–Energy balance from images in humid climate – SEBAL and METRIC

Aceito para publicação na revista Agrometeoros.

Balanco de energia por imagens em clima úmido no sul do Brasil – SEBAL e METRIC

Juliano Schirmbeck¹
Denise Cybis Fontana^{1,2}
Débora Regina Roberti³
Lucimara Wolfarth Schirmbeck¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PPGSR/CEPSRM
Caixa Postal: 15044 - 91501-970 - Porto Alegre – RS/Brasil
schirmbeck.j@gmail.com

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia –
Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia

³Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas Departamento de Física.
Av. Roraima, 1000 - Camobi 97105-900 - Santa Maria, RS - Brasil
debora@ufsm.br

Energy balance from images in humid climate – SEBAL and METRIC

Abstract: Evapotranspiration is an important phenomenon to agriculture; therefore, this work aims at verifying the suitability of the SEBAL and METRIC models to estimate latent heat flux using remote sensing data from grain cultivation areas in the northwestern subtropical region of Rio Grande do Sul. This region stands out for grain production. The analyzed data set consisted of 84 dates distributed over a 3-year period of areas planted with soy, corn, oats, wheat, and vetch crops. The data estimated from the remote images were compared with the reference measurements acquired in a micrometeorological station using the Eddy Covariance technique. Both models presented satisfactory results. However, the LE estimated by the METRIC model had the lowest error for all 3 types of soil cover analyzed. The best performance of the METRIC model is attributed to the fact that it does not require extreme water condition, i.e. for LE equal to zero, to determine the hot pixel when estimating the sensible heat flux, unlike the SEBAL model.

Keywords: MODIS; micrometeorological station; *Eddy Covariance*.

Balço de energia a partir de imagens em clima úmido – SEBAL e METRIC

Abstract: Tendo em vista importância da evapotranspiração no contexto agrônomo, o objetivo do presente trabalho foi verificar a adequação dos modelos SEBAL e METRIC para estimar o fluxo de calor latente, a partir de dados de sensoriamento remoto, em áreas de cultivo de grãos nas condições de clima subtropical úmido na região noroeste do estado do Rio Grande do Sul. Esta região se destaca pela produção de grãos. A metodologia foi aplicada a um total de 84 datas distribuídas ao longo do período de 3 anos, abrangendo os cultivos de soja, milho, aveia, trigo e ervilhaca. Os dados estimados a partir de imagens remotas foram comparados com medidas de referências efetuadas em torre micrometeorológica utilizando a técnica de Eddy Covariance. Ambos os modelos apresentaram resultados satisfatórios. O modelo METRIC apresentou os menores erros nas estimativas de LE para os 3 tipos de cobertura do solo analisadas. Atribui-se o melhor desempenho do modelo METRIC ao fato de o mesmo não considerar a necessidade da condição hídrica extrema, ou seja, LE igual a zero, para a determinação do pixel quente no processo de estimativa do fluxo de calor sensível, como ocorre no modelo SEBAL.

Palavras-Chave: MODIS; torre micrometeorológica; *Eddy Covariance*.

Introduction

Evapotranspiration is the main component of the water balance since the water leaves the surface especially via this phenomenon and it is, therefore, very important to understand it in the agronomic context, from modeling studies of crop development to field management. Also, the high temporal and spatial variability of this component and its complex determination gives rise to several studies and modeling using remote sensing (SR/RS) images. Images acquired in different regions of the electromagnetic spectrum allow to determine few physical properties of the surface such as albedo,

surface temperature, and vegetation index, which enable quantifying the energy and mass fluxes between the surface and the atmosphere (Timmermans et al., 2007; Cammalleri et al., 2014; Kustas et al., 2004).

Locally, fluxes can be obtained from data from meteorological stations or micrometeorological stations (Wilson et al., 2002, Brotzge & Crawford, 2003, Sumner & Jacobs, 2005, Baldocchi 1988), but the collected data are restricted to the area near the station where the measurements take place. At the regional level, the combined use of satellite images and surface data (Allen et al., 2007, French et al., 2015, Kustas et al., 2016, Kilic et al., 2016) allows acquiring data on mass and energy fluxes under natural conditions and defining their partition in areas where the earth surface coverage is diversified.

Most studies estimating energy balance (EB) components use images based on unidimensional flux models to describe mechanisms of radiation exchange and heat fluxes between the surface and the atmosphere, observing the energy conservation principle (Brutsaert, 1984). The EB defines how the (R_n) radiation incident on the surface is partitioned into latent heat flux (LE), and air (H) and ground (G) sensible heat fluxes (Friedl 2002, Timmermans et al., 2007). The R_n and G are easily estimated (Kustas et al., 2004, Sánchez et al., 2008), while the turbulent flows, LE and H, have a more complex estimation.

In most EB estimation models, LE is obtained as a residual term in the EB equation. The main difference between models lies on how sensible heat flux (H) is determined. Two main approaches can be highlighted. The first, the OSEB models (One-Source Energy Balance or one-layer models) consider fully vegetated surface while H is estimated from the difference between the radiometric temperature of the vegetated surface and the air temperature, determining a single aerodynamic resistance

to different levels of vegetation cover (Boegh et al., 2002, Friedl, 2002, Kustas et al., 2004, Wang et al., 2006, Sánchez et al., 2008, Timmermans et al., 2007, and Tang et al., 2013). The second, the TSEB models (Two-Source Energy Balance models) treat differently the heat exchanges between the atmosphere and vegetated areas and between the atmosphere and bare soil areas, using different equations to obtain H and determining different aerodynamic resistances for areas with vegetation and soil (Sánchez et al., 2008, Cammalleri et al., 2012, Tang et al., 2013).

The MODIS products stand out among the various spatial, temporal and spectral resolution images that remote sensing makes available; the sensor is aboard the Terra and Aqua satellites. These products consist of a series of surface parameters already modeled and processed that allow calculating surface EB with accuracy and the spatial and temporal resolution necessary for monitoring the agricultural systems. Depending on the size of the monitored areas, the spatial resolution of the images may lead to loss of accuracy given the generalization of the spectral mixture within the pixel. On the other hand, the MODIS images have great temporal detail due to the shorter period of the satellite orbits, and the possibility of building continuous time series from 2000 onward.

The OSEB models have a subgroup in which the spatial variations of the surface conditions is represented by mapping anchor pixels, that is, the cold and hot pixels of the image that respectively characterize the image wet and dry boundaries. These models include the SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land, Bastiaanssen, 1995) and METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, Allen et al., 2007). Although criticized for some physical simplifications, these models offer great advantages such as the self-calibration approach, thus avoiding errors and uncertainties that are difficult to solve (French et al., 2015).

The SEBAL and METRIC models have been used to fit data from different parts of the world and the results are encouraging, but questions about their operation or the need for some local scale calibration remain. This is especially true for areas in humid climate, which is distinct from those where the methods were developed. The study area in Rio Grande do Sul is predominantly humid subtropical climate, with no dry season, and intense agricultural activity, especially in the spring-summer period. Grain production is the main economic activity in the state, the crop successes and failures are closely associated with water conditions, evidencing the importance of accurate methods to determine it.

The state humid climate may not provide the necessary water conditions for the correct parameterization of OSEB models using MODIS images. Two problems may occur. Firstly, in the process of determining the hot and cold pixels, the spatial resolution of the MODIS images may introduce uncertainties since the 1km pixel of the products used reflect a combination of different surfaces, making the occurrence of pure pixels with extreme water conditions difficult (Roerink et al., 2000). According to the Ecoclimatic conditions of Rio Grande do Sul, high vegetation cover rates occur throughout the year, making critical the determination of hot pixels, which as defined by the model authors are pixels with little or no vegetation cover.

Evapotranspiration is an important phenomenon to the agriculture of Rio Grande do Sul. Furthermore, because the SEBAL and METRIC models are widely used and, especially, due to the fact that the humid subtropical climate predominant in the region affects negatively the performance of the models, this study aims at verifying the suitability of the SEBAL and METRIC models to estimate the latent heat flux in grain cultivation areas of Rio Grande do Sul.

Material and Methods

Study area and period

The methodology to estimate the EB components was applied in Rio Grande do Sul, an important grain producer in Brazil.

The study period covered three years, from 2009 to 2011, using data from three different sources: a) surface temperature, albedo, and vegetation index from the MODIS products; b) air temperature, relative air humidity/moisture, global solar radiation and wind speed from the INMET meteorological station of Cruz Alta; and, c) reference data from the micrometeorological station in Cruz Alta for verifying the accuracy of the EB components' estimates, R_n , LE , H and G energy fluxes.

During the three-year period, a total of 84 dates/images were analyzed, 20 for summer crops, predominantly soybean, and 32 for winter crops, predominantly wheat, and another 32 for partial vegetation cover. The NDVI temporal pattern and the analyzed date distribution (Figure 2) aimed to understand how the results varied regarding time of the year, crop, and surface coverage.

The 84 dates were selected according to two criteria. First, only days with clear skies and no cloud coverage throughout the day at the station based on the diurnal cycle of the global radiation (R_g) were chosen. Second, the simultaneous availability of images and data at a local scale are a requirement for estimating and evaluating EB components

MODIS Products

The MODIS products were used to obtain Earth Surface Temperature - MOD11A2, Vegetation Index - MOD13A2 and Albedo - MCD43B3. All products had spatial resolution of 1,000 m while time resolution consisted of temporal compositions of 16 and 8 days for MOD13 and MOD43, respectively, and daily for MOD11.

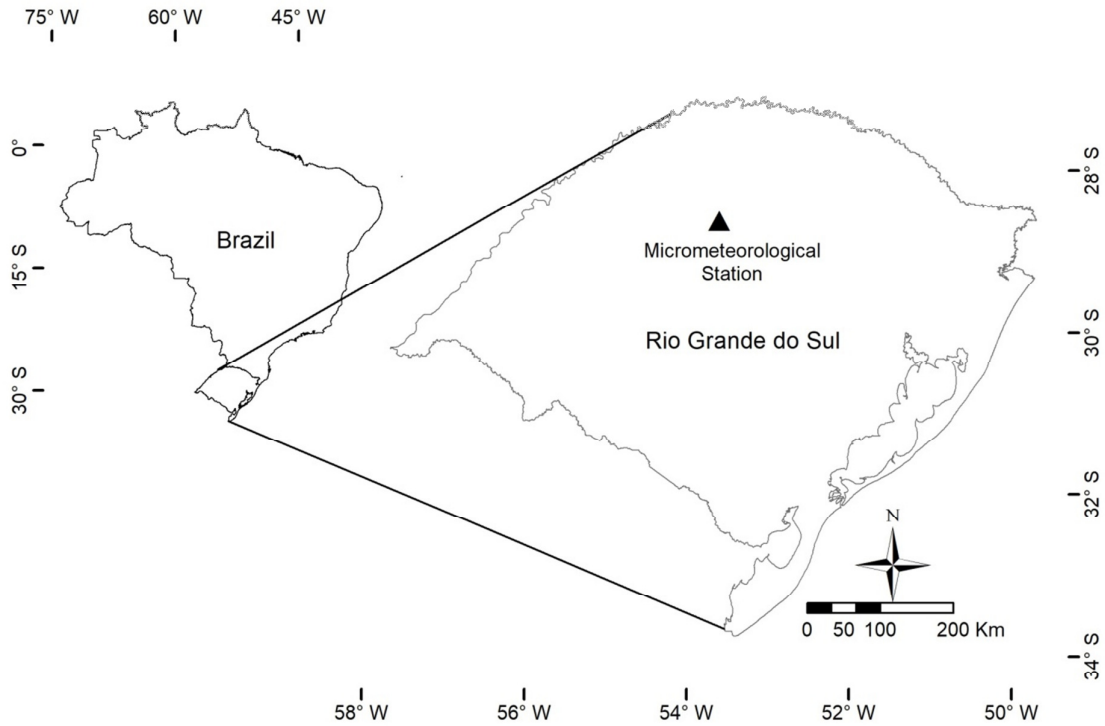


Figure 1. Local of the study area.

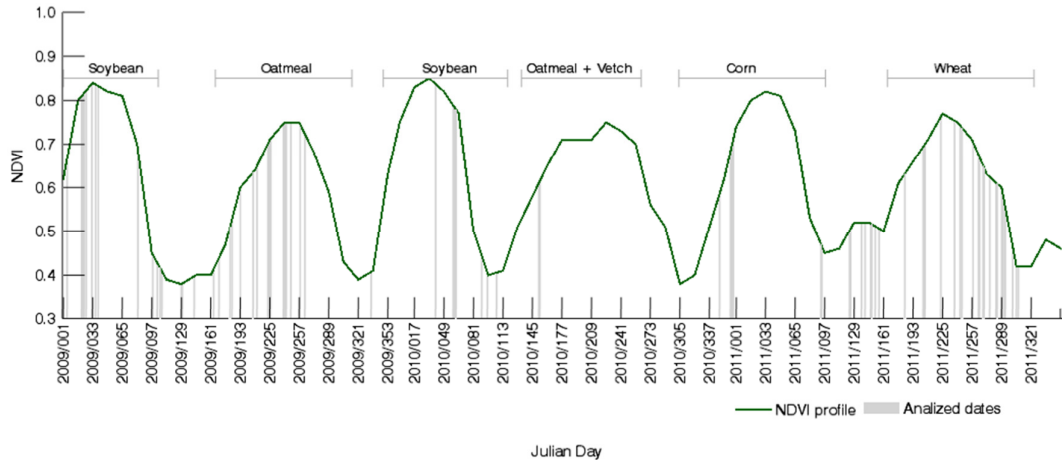


Figure 2. NDVI in Cruz Alta over the studied period of three years. Gray bars show the dates of the images selected for analysis.

These products are available as fixed cutouts always providing coverage for a specific area of the globe. The study area was covered by a mosaic of the H13V11 and H13V12 quadrants, which were obtained from the Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC).

Reference Measurements

The EB surface components were measured in an experimental plot cultivated with soybeans in the summer and wheat in the winter, in Cruz Alta, RS, at -28,6036 latitude, -53.6736 longitude, and 432 m altitude. This experimental site was part of the SULFLUX Network (www.ufsm.br/sulfux) operated by the Micrometeorology Laboratory of the Federal University of Santa Maria (Lumet-UFSM).

The radiation balance (R_n) and ground heat flux (G) were measured at 3 m height, using the Kipp & Zonen - NR LI TE and Hukseflux-HFP01SC-L sensors, respectively. The turbulent sensible (H) and latent (LE) heat fluxes were estimated by the Eddy Covariance method. For this purpose, high frequency (10 Hz) measurements of a 3D sonic anemometer, CSAT3 (Campbell Scientific Inc.) and an infrared gas analyzer (LI-7500, LI-COR, Inc.) were used. The EB components were computed as 30 min averages. Further information on the experimental site and experimental measures can be obtained from Moreira et al. (2015)

Estimates of EB components

The detailed methodology to obtain the R_n , G , H and LE components follow the original assumptions proposed by Bastiaanssen et al. (1998) and Bastiaanssen (2000) for the SEBAL model and by Allen et al. (2007) for the METRIC model. In this section, we discuss only the differences and details pertinent to the performance of the models used.

The SEBAL and METRIC models are practically identical, based on using hot and cold anchor pixels for determining H , from an iterative self-calibration process of aerodynamic resistance and vertical temperature differential in the first few meters of the atmosphere. The main difference between the models lies on how the latent and sensitive heat fluxes of the anchor pixels are determined. The SEBAL model adopts

extreme limits. In the cold pixel, all available energy is consumed by LE , so $LE = Rn - G$ and $H = 0$. In the hot pixel $LE = 0$ and H is maximum ($H = Rn - G$). The METRIC model considers the possible occurrence of residual H and LE in the cold and hot pixels, respectively; therefore, for the cold pixel, $LE \approx 1.05E_{To}$ (reference evapotranspiration; Allen et al., 1998) and $H = Rn - G - LE$. Whereas a possible residual evaporation from the bare soil is considered for the hot pixel, so $LE = E$ (soil evaporation obtained from soil water balance proposed by Allen et al., 1998) and $H = Rn - G - LE$.

Furthermore, the hot pixels were assumed to have a 50% vegetation cover since the METRIC model requires the occurrence of completely bare pixels to determine residual LE of the hot pixel, but the ecoclimatic conditions of the region hamper the occurrence of completely bare/uncovered pixels.

Another relevant aspect when estimating the EB components is that each image requires the user to perform a calibration process, that consists of selecting pixels with temperature extremes (Long & Singh, 2013). In the SEBAL and METRIC models, this selection is subjective, and it is up to the user to list the hot and cold pixels of the images. In addition to being time-consuming, this process is highly dependent on the user, making it difficult to assess whether the uncertainties in the LE estimates are due to model deficiency or inadequate selection of anchor pixels. This is one of the most critical points of the SEBAL and METRIC models (Long & Singh, 2012, Long & Singh, 2013, Morton et al., 2013, French et al., 2015). It is, therefore, convenient to adopt an objective selection criterion.

The present work uses an objective and predetermined method to select the hot and cold anchor pixels. First, the reference values were based on pixel grouping, never on a single pixel. Second, the selection was based on statistics, cold pixels were those with temperature values corresponding to the accumulated frequency of 2% while the

hot pixels corresponded to the 98% accumulated frequency. Third, the pixels close to those that showed cloud coverage were eliminated from the selection process (a 2-pixel buffer was applied to the cloud-occurrence mask of the TS product). The same set of pixels selected as hot and cold limits was used in both models.

Results evaluation

The obtained results were analyzed and compared by plotting dispersion graphs of the EB components, R_n , LE , H and G , reference measurements versus the results obtained by the two models, OSEB and METRIC. The RMSE MBE errors and Willmott's concordance index (d) between the estimated values and reference measures were also plotted. In addition, dispersion graphs of the LE and H components throughout the year; H and LE components obtained by each model; and the annual pattern of the EB components together with the annual average NDVI were plotted.

Results and Discussion

The incident global solar radiation (R_g) at the time of the satellite passage (10:30h UTC - 3:00h) (Figure 3) varied greatly between summer and winter, being consistent with subtropical climate conditions. Values ranged from 974 W m^{-2} (summer) to 462 W m^{-2} (winter). As expected, the radiation balance and global solar radiation followed a similar annual pattern, but values were 45% lower than R_g , on average, due to surface radiation loss by reflection. The average albedo extracted from the images in the meteorological station area was 17%, besides the surface emission loss in long-wavelength.

The records of the EB components show that LE was responsible for consuming the largest portion of R_n , surpassing H (Figure 3) practically every year. This pattern was predominant, but less frequently, inversion was observed and H was higher than LE at the end of the summer growing cycle (between days 90 and 110) while LE and H

values were close at the beginning (days 120 to 220) and end (days 300 and 320) of the winter cycle.

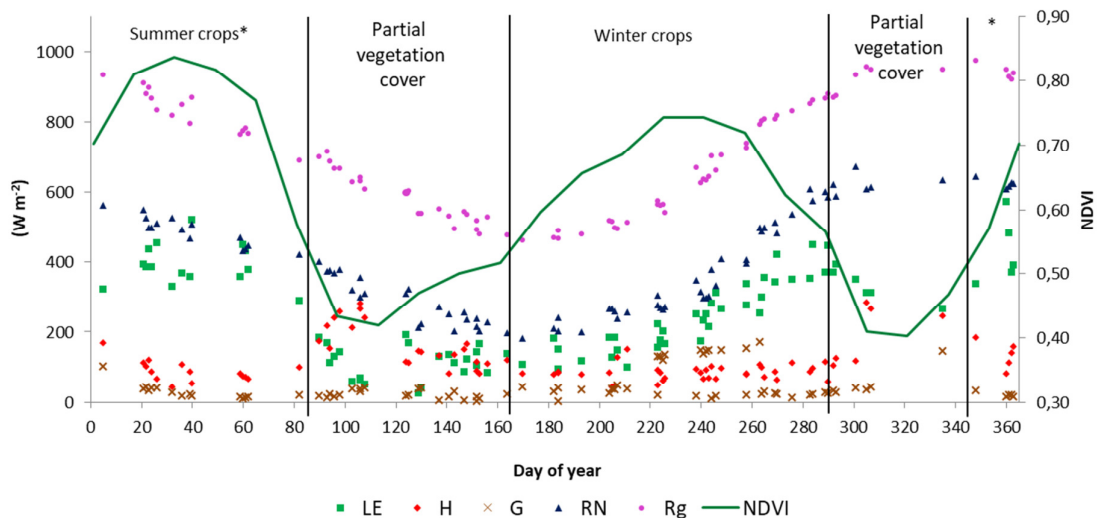


Figure 3. Annual pattern of the EB components obtained in the micrometeorological station in Cruz Alta, recorded at the time of satellite passage (10:30 local time) and annual NDVI. Data referring to the days analyzed over the 2009 to 2011 period.

The *LE* component decreased markedly during partial coverage periods due to accumulated dry vegetation on the soil. According to Dalmago et al. (2010), the straw acts as an insulation layer that partially interrupts the process of soil evaporation. *LE* consumed about 75% of *Rn* during the summer growth period, decreasing to 61% in the winter.

It has been concluded that the ground heat flux usually consumes the least portion of the energy (Timmermans et al., 2007; Tang et al., 2013), which was corroborated in this work.

The average energy values estimated by the SEBAL and METRIC models equivalent to each EB component, *Rn* proportion, and errors for each model and cover analyzed, are shown in Table 1. Similar to the micrometeorological station, the models estimated a higher energy availability (*Rn*) for summer crops (545 W m^{-2}), with the lowest standard deviation. The values were similar for winter crops (387 W m^{-2}) and partial coverage (385 W m^{-2}), but standard deviations were higher compared to summer.

Rn was the EB component closest to the experimental values for all three coverages (Figure 4) and the data approached a straight line 1: 1. The RMS error was always less than or equal to 50 W m^{-2} and concordance indices close to 1 (0.97 for summer crops and 0.99 for both, winter crops and partial vegetation cover). This result is expected, as the Rn estimates are generally satisfactory, easy to estimate and have the smallest errors (Tang et al., 2013, Timmermans et al., 2007).

The G estimates were low, on average, for both models (Table 1) and similar to the reference values of the micrometeorological station. Moreover, G estimates had higher deviations during some days of the winter crop (Figure 4) but the pattern of the reference measurements (station) was also abnormal, with values above the observed standard, leading to the assumption that some external factor affected these measurements, e.g., sensor maintenance or some soil manipulation that caused the sensor to remain uncovered. It is noteworthy that the distribution of the records and the estimates of Rn and G are identical for both models because they were obtained by the same methodology.

The H and LE components deviated the most from the straight line 1: 1 (Figure 4). The LE component is obtained as residual term in EB equation; therefore, its estimate is connected with the H estimates, which are responsible for the second largest share of surface energy consumption.

In general, the METRIC model estimated mean H values slightly lower than SEBAL for all three coverages. Consequently, the inverse was observed for LE . Nevertheless, it is noteworthy that both components are coherent with the pattern observed in the micrometeorological station. The LE/Rn proportions/ratios were, on average, higher than H/Rn in the summer and winter crops. Only during the partial vegetation cover period, average H estimates were higher than LE .

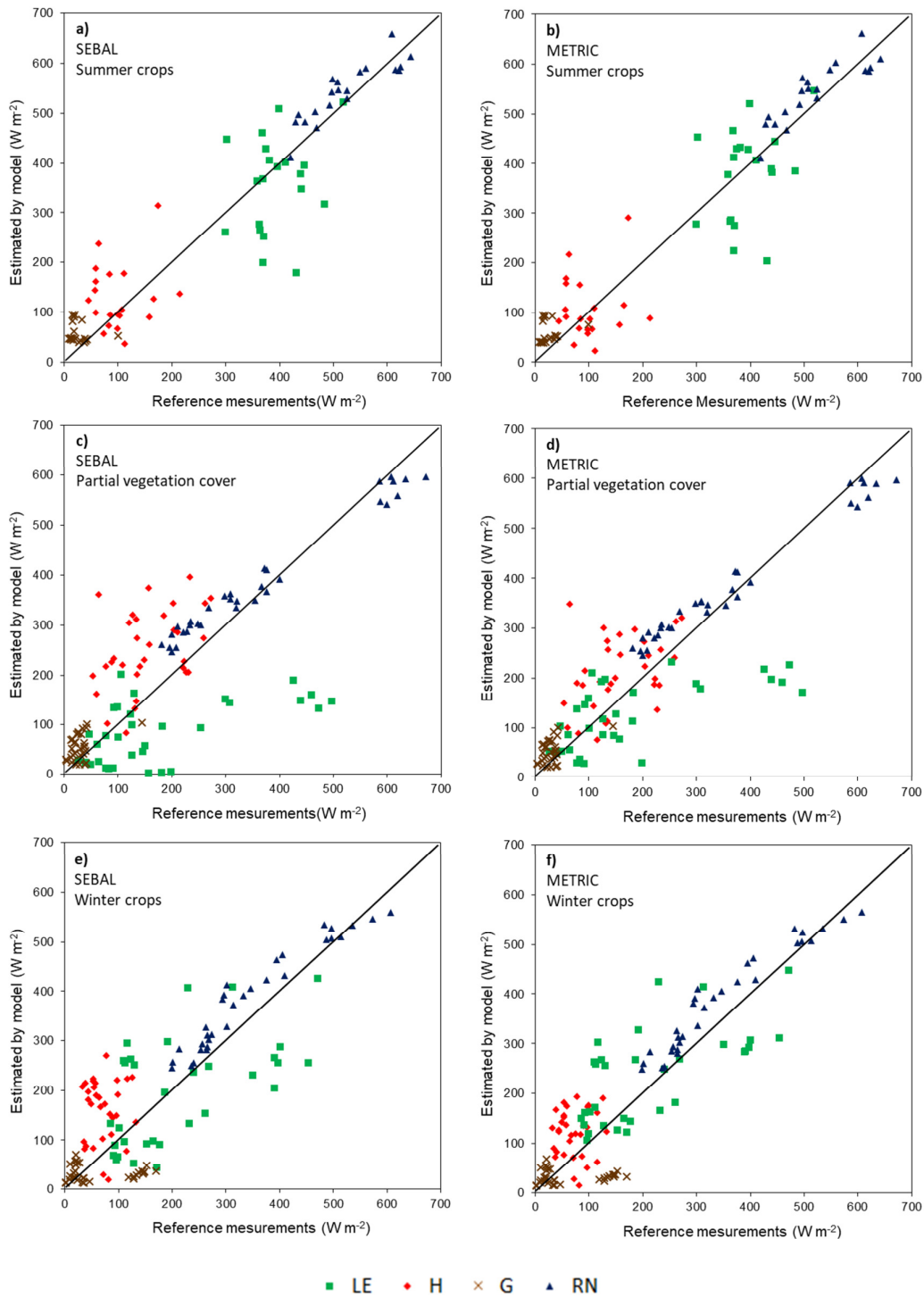


Figure 4. Dispersion graphs of Energy Balance components: experimental (reference) X simulation (models), for summer, winter and partial coverage of the 84 days analyzed over the 2009 to 2011 period. The boxes on the left show the results for the SEBAL model and on the right for the METRIC model. The experimental values correspond to reference measurements in Cruz Alta.

Table 1. Components of the energy balance estimated from the SEBAL and METRIC models for data obtained from the images of the micrometeorological station coordinates. Statistics extracted in a 3x3 window from the images of the Cruz Alta experimental site analyzed over the 2009 to 2011 period.

Component	Model	Mean W m ⁻²	%Rn	Deviation	RMS	MBE W m ⁻²	d
				n W m ⁻²	E W m ⁻²		
Summer crops							
<i>Rn</i>	SEBAL & METRIC	545	100	60	40	-22	0,97
<i>G</i>	SEBAL & METRIC	57	11	21	40	-30	0,60
<i>H</i>	METRIC	107	20	64	73	-6	0,81
<i>H</i>	SEBAL	129	24	66	78	-28	0,73
<i>LE</i>	METRIC	381	70	95	92	14	0,65
<i>LE</i>	SEBAL	358	66	96	104	37	0,63
Partial vegetation coverage							
<i>Rn</i>	SEBAL & METRIC	385	100	121	49	-23	0,99
<i>G</i>	SEBAL & METRIC	50	13	25	32	-22	0,59
<i>H</i>	METRIC	209	54	72	91	-50	0,78
<i>H</i>	SEBAL	249	65	79	121	-93	0,61
<i>LE</i>	METRIC	126	33	66	99	46	0,93
<i>LE</i>	SEBAL	84	22	62	120	94	0,87
Winter crops							
<i>Rn</i>	SEBAL & METRIC	387	100	103	50	-38	0,99
<i>G</i>	SEBAL & METRIC	31	8	14	67	32	0,29
<i>H</i>	METRIC	120	31	47	71	-48	0,26
<i>H</i>	SEBAL	156	40	64	109	-84	0,14
<i>LE</i>	METRIC	235	61	94	95	-21	0,96
<i>LE</i>	SEBAL	198	51	109	107	16	0,96

Where: LE – latent heat flux, H – sensible heat flux, Rn – radiation balance, and G – ground heat flux, RMSE – Root Mean Square Error, MBE – Mean Bias Error, d – Willmott's concordance index

In the partial coverage period for both models, SEBAL (Figure 4c) and METRIC (Figure 4d), *H* and *LE* data points are seen above and below the straight line 1:1, respectively, characterizing over and underestimation. This trend is quantified by MBE errors, with negative values for *H* and positive for *LE* (Table 1). In this period, the estimates presented the highest RMS and MBE errors (in module), especially for the SEBAL model. The poor determination of the *H* and *LE* components is attributed to the high proportion of uncovered soil or accumulated dry straw in this period. The authors hypothesized that the lack of vegetation caused the evapotranspiration process to be directly influenced by meteorological variables and not by the physiological processes

of the vegetation, since the physiological processes control the evapotranspiration, leaving the process less sensitive to small variations of the meteorological conditions.

The subtle errors detected for both LE and H estimates by the METRIC model and all three coverages were lower than those observed in the SEBAL model (Table 1 and Figure 4), with lower RMSE and higher d .

Coherent with the mean values, the temporal pattern of H and LE estimated by the SEBAL (Figure 5a) and METRIC (Figure 5b) models was similar to the experimental data (Figure 3). Generally, LE surpassed H most of the year for both models, but the proportion of these components inverted especially at the end of the summer cycle, already in the period classified as partial vegetation cover, between 90 and 120 days, which was also observed in the micrometeorological station data (Figure 3). This inversion also occurred on some days at the beginning and end of the winter cycle, between 120 and 150 days, which was not observed in the micrometeorological station. For the SEBAL model, the inversion of the components lasted for a longer period until approximately the 230th day, with higher values compared to the METRIC model.

The inverted proportions observed in these periods show the difficulty of adjusting the parameters for determining the hot and cold pixels required by both models, consequently causing H to be overestimated. This difficulty arises from three main factors: a) the region humid climate makes it difficult to obtain the hot pixel; B) 1km spatial resolution of the image does not deliver pure pixels (pixel with 100% bare soil), and c) ecoclimatic conditions of Rio Grande do Sul characterizes high vegetation cover rates throughout the year. For the METRIC model, this deficiency extends for a shorter period, considering that the use of the soil water balance to determine the residual LE in the hot pixel aims to minimize this deficiency observed in the study.

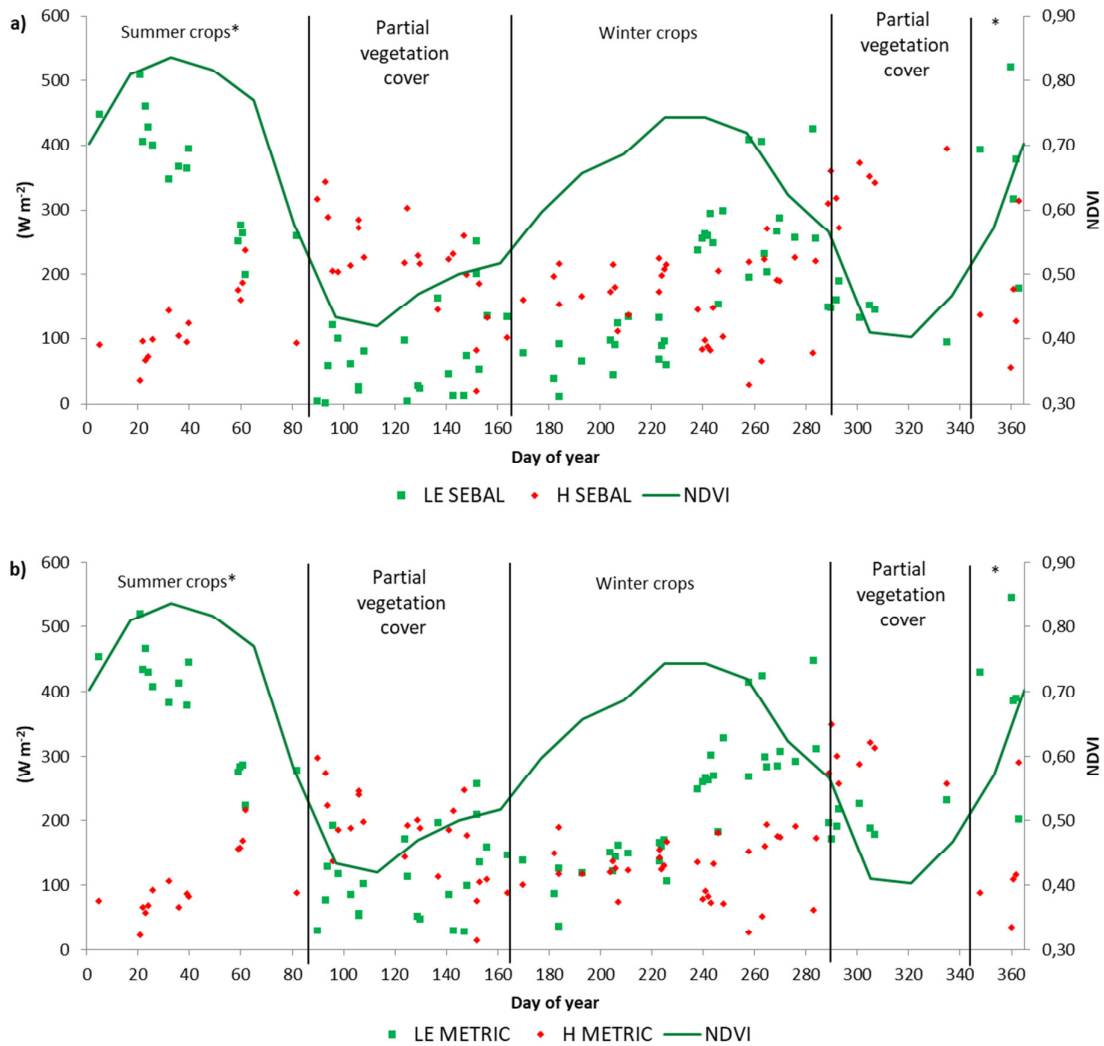


Figure 5. Annual pattern of the LE and H components estimated from the images and NDVI annual profile. A) data estimated by the SEBAL model and b) data estimated by the METRIC model. Statistics extracted in a 3x3 window from the images of the Cruz Alta experimental site, analyzed over the 2009 to 2011 period.

The comparison of the results obtained from both models shows that dispersion between the H values of the SEBAL versus the METRIC model (Figure 6a) is very close to a straight line 1: 1. The two models generated very close estimates for both H and LE . In the summer period, the dispersion of the H component had a 0.93 coefficient of determination while the values were lower, 0.86 and 0.87, for the winter crops and partial vegetation coverage periods, respectively. In this dispersion plot, practically all

data points are below the straight line 1:1, showing that H was overestimated by the SEBAL model compared to METRIC.

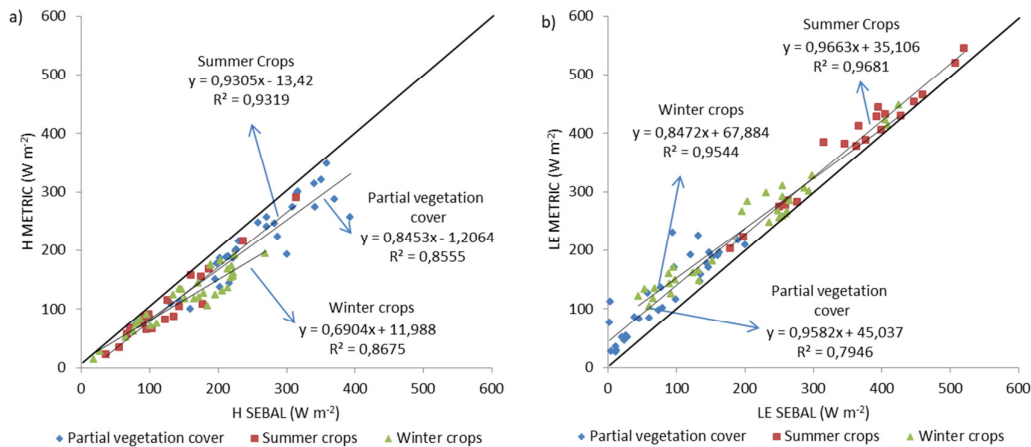


Figure 6.Dispersion graphs of LE and H components estimated by the SEBAL and METRIC models. Data extracted from window 3×3 pixels centered on station coordinates a) LE - Latent heat flux b) H - Sensitive heat flux. Statistics extracted in a 3×3 window from the images of the Cruz Alta experimental site analyzed over the 2009 to 2011 period.

Therefore, because LE is obtained as the residual term from the EB equation, the dispersion plot of the LE components obtained by both models (Figure 6b) shows the data points concentrated above the straight line 1:1, so that the LE component is underestimated by the SEBAL model compared to METRIC. The coefficients of determination were 0.97, 0.95, and 0.79, respectively, for summer and winter crops, and partial vegetation cover.

Conclusions

The comparison between estimated values and reference measurements demonstrates that it is possible to use the images, with the temporal space resolution provided by the MODIS products, to characterize consistently the partition of the EB components and their variability throughout the year for both models.

The SEBAL and METRIC models performed similarly under Rio Grande do Sul conditions, yielding consistent results for summer and winter crops. Both models present, however, uncertainties regarding the correct partitioning of the H and LE components in periods of lower vegetation cover and energy availability.

The METRIC model yields results that are more consistent with the reference measurements. The assumptions of this model are formally more consistent for the ecoclimatic conditions of Rio Grande do Sul, since it allows determining the residual LE for the hot pixel. On the other hand, an additional effort is required, the daily calculation of soil water balance, which may be limiting since it depends on availability of continuous data for a long period, such as building a time series of the EB components.

Furthermore, the METRIC model is recommended to obtain the LE on a regional scale in the humid climate of Rio Grande do Sul for studies covering short time intervals with available data since the obtained results had higher consistency and smaller errors.

Acknowledgments

To CNPq for the financial support to this research, project 456.585/2014-1.

References

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements**. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO, 300 p. 1998.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, p. 380-394. 2007.

BALDOCCHI, D.D. ; HICKS, B.B. ; MEYERS, T.P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v. 69, p. 1331-1340. 1988.

BASTIAANSEN, W.G.M. **Regionulization of surjixe, flux densith und moisture indicurors in composite terruin**. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural

University (appeared also as Report 109, DLO-Winand Staring centre), Wageningen, The Netherlands: 273 p.1995.

BASTIAANSEN, W.G.M.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A.M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212. 1998.

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

BROTZGE, J.A.; CRAWFORD, K.C. Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 160-178. 2003.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 p. 1984.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, p. 329-343. 2002.

CAMMALLERI C.; ANDERSON, M.C.; CIRAOLO, G.; D'URSO, G.; KUSTAS, W.P.; LOGGIA, G.L.A.M.; MINACAPILLI, M.. Applications of a remote sensing-based two-source energy balance algorithm for mapping surface fluxes without in situ air temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, v. 124, p. 502-515. 2012.

CAMMALLERI, C. ; ANDERSON, M.C. ; KUSTAS, W.P. Upscaling of evapotranspiration fluxes from instantaneous to daytime scales for thermal remote sensing applications. **Hydrology Earth System Sciences**, v. 18, p. 1885–1894. 2014.

DALMAGO, G.A.; BERGAMASCHI, H.; KRÜGER, C.A.M.B.; BERGONCI, J.I.; COMIRAN, F.; HECKLER, B.M.M. Evaporação da água na superfície do solo em sistemas de plantio direto e preparo convencional. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, p.780-790. 2010.

FRIEDL, M.A. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, p. 344-354. 2002.

FRENCH, A.; HUNSAKER, D.J.; THORP, K.R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. **Remote Sensing of Environment**, v. 158, p. 281-294. 2015.

KILIC, A.; ALLEN, R.; TREZZA, R.; RATCLIFFE, I.; KAMBLE, B.; ROBISON, C.; OZTURK, D. Sensitivity of evapotranspiration retrievals from METRIC processing algorithm to improved radiometric resolution of Landsat 8 thermal data and to calibration bias in Landsat 7 and 8 surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 185, p. 198-209. 2016.

KUSTAS, W.P.; Li, F.; JACKSON, T.J.; PRUEGER, J.H.; MACPHERSON, J.L.; WOLDE, M. Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux

variability of croplands in Iowa. **Remote Sensing of Environment**, v. 92, p. 535-547. 2004.

KUSTAS, W.P.; NIETO, H.; MORILLAS, L.; ANDERSON, M.C.; ALFIERI, J.G.; HIPPS, L.E.; VILLAGARCÍA, L.; DOMINGO, F.; GARCIA, M. Revisiting the paper “Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in Mediterranean drylands from a two-source perspective”. **Remote Sensing of Environment**, v. 184, p. 645-653. 2016.

Land Processes Distributed Active Archive Center - LP DAAC. Banco de Imagens de Satélite. Disponível em: <<https://lpdaac.usgs.gov>> Acesso em 20 jan. 2017.

LONG, D.; SINGH, V.P. A Two-source trapezoid model for evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 121, p. 370-388. 2012.

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**, v. 49, p. 2601–2618. 2013.

MORTON, C.G.; HUNTINGTON, J.L.; POHLL, G.M.; ALLEN, R.G.; MCGWIRE, K.C.; BASSETT, S.D. Assessing Calibration Uncertainty and Automation for Estimating Evapotranspiration from Agricultural Areas Using METRIC. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, p. 549-562. 2013.

MOREIRA, V.S.; ROBERTI, D.R.; MINELLA, J.P.; GONÇALVES, L.G.G. de; CANDIDO, L.A.; FIORIN, J.E.; MORAES, O.L.L.; TIMM, A.U.; CARLESSO, R.; DEGRAZIA, G.A. Seasonality of soil water exchange in the soybean growing season in southern Brazil. **Scientia Agrícola**, v. 72, p. 103-113. 2015.

ROERINK, G.J.; SU, B.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B, Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 25, p. 147-157. 2000.

SÁNCHEZ, J.M.; KUSTAS, W.P.; CASELLES, V.; ANDERSON, M.C. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 1130-1143. 2008.

SUMNER, D.M.; JACOBS, J.M. Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 308, p. 81–104 2005.

TANG, R.; LI, Z.L.; JIA, Y.; LI, C.; CHEN, K.S.; SUN, X.; LOU, J. Evaluating one- and two-source energy balance models in estimating surface evapotranspiration from Landsat-derived surface temperature and field measurements. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, p. 3299-3313. 2013

TIMMERMANS, W.J.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; FRENCH, A.N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the

Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, p. 369-384. 2007.

WANG, K.; LI, Z.; CRIBB, M. 2006. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley–Taylor parameter. **Remote Sensing of Environment**, v. 102, p. 293-305. 2006.

WILSON, K.; GOLDSTEIN A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLER, A.; IBROM, A.; LAW, B.E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223–243. 2002.

5.3 ARTIGO 3–Metodologia de espacialização dos componentes do Balanço de Energia baseado em dados MODIS e ERA Interim

Metodologia de espacialização dos componentes do Balanço de Energia baseado em dados MODIS e ERA Interim

Juliano Schirmbeck¹
Denise Cybis Fontana^{1,2}
Anderson Luis Ruhoff³
Debora Regina Roberti⁴
Lucimara Wolfarth Schirmbeck¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PPGSR/CEPSRM
Caixa Postal: 15044 - 91501-970 - Porto Alegre – RS/Brasil
schirmbeck.j@gmail.com

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia –
Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Pesquisas Hidráulicas

⁴Universidade Federal de Santa Maria
Instituto de Física

Resumo: O objetivo deste trabalho foi propor uma metodologia para a espacialização dos componentes do Balanço de Energia (BE) partir do uso conjugado de produtos MODIS e dados de reanálise ERA Interim e avaliar o desempenho das estimativas geradas pelos modelos OSEB e METRIC nas condições de clima subtropical úmido que predominam no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. . O período de estudo foi de 3 anos consecutivos, de 2009 a 2011. Para a análise dos resultados quanto aos padrões de distribuição temporal dos componentes do BE foram comparados os valores estimados pelos modelos frente às medidas de referência de uma torre micrometeorológica localizada em Cruz Alta. Para análise da variabilidade espacial dos resultados foi calculada a evapotranspiração de referência em escala local (dados das estações INMET – ETo INMET) e em escala regional (dados de reanálise ERA Interim – ETo ERA) e verificada a coerência entre estas estimativas. Após, utilizando somente os pixels em que LE representava mais do que 50% de Rn, foram construídos mapas de correlação entre ETo ERA e LE. Verificou-se que as estimativas dos componentes de BE apresentam coerência, tanto na ordem de magnitude, como na variação ao longo do ano quando comparadas as medidas de referência da torre micrometeorológica. As análises de variabilidade espacial também apresentaram resultados satisfatórios para ambos modelos, porém o modelo METRIC apresentou maior coerência e proporcionou um maior número de datas com resultados consistentes, sendo, assim, indicado como o modelo mais apto para a construção da série temporal.

Palavras Chaves: OSEB, METRIC, Fluxo de calor latente, série temporal

1 INTRODUÇÃO

O balanço de energia BE define a maneira como se divide na superfície o saldo de radiação (Rn) no fluxo de calor latente de evaporação (LE) e nos fluxos de calor sensível para o ar (H) e para o solo (G). Na maior parte dos modelos de BE, as parcelas

de armazenamento de energia na superfície e os níveis de energia utilizados em processos biológicos são negligenciados. Dentre os componentes de BE, aquele que tem tido maior destaque na literatura é o LE, dada sua importância em estudos hidrológicos e especialmente nos estudos de planejamento de atividades agrícolas.

O Rio Grande do Sul tem grande parte do seu território ocupado por culturas anuais, especialmente soja, arroz e milho no verão e trigo no inverno (Santos et al., 2014, Junges et al., 2016, Klering et al., 2016), contribuindo, no contexto brasileiro, com mais de 14% da produção nacional (IBGE, 2017). Apesar da importância da atividade agrícola, no Estado existem lacunas importantes para a obtenção de altos rendimentos, o que tem sido associado principalmente a restrições em LE devido à ocorrência de estiagens no verão (Matzenauer et al., 2002; Sentelhas et al., 2015).

O uso de imagens orbitais, nos estudos de BE, possibilitam avanços relacionados à representação espacial contínua dos seus componentes e de forma sequencial no tempo, quando comparado a outras bases de dados. O entendimento dos padrões temporais e espaciais do BE permite a obtenção de conhecimentos úteis sobre variabilidades e tendências, bem como possibilita o entendimento da dinâmica ao longo dos anos.

Em termos de métodos para estimativa dos componentes do BE a partir de imagens orbitais, existem diversas opções que apresentam adequado embasamento e estão sendo aplicados em diversas partes do mundo (Bastiaanssen 2000, Allen et al., 2007, Ruhoff et al., 2012, Tang et al. 2013, Timmermans et al., 2015, Kustas et al., 2016). Entre eles, pode-se destacar o OSEB e o METRIC, estes modelos são largamente aplicados em escala mundial, o que encoraja a aplicação dos mesmos no Rio Grande do Sul. Porém, devido a peculiaridades das condições climáticas no Estado tornam necessária a análise de acurácia dos modelos para definição daquele a ser adotado.

Além dos dados provenientes das imagens orbitais, a quase totalidade dos modelos de estimativa do BE necessita de dados meteorológicos de superfície. A fonte mais utilizada são os dados medidos nas estações meteorológicas, mas muitas vezes, estes podem apresentar limitações relativas a representação espacial para uso nos modelos regionais. A opção por utilizar dados de apenas um ponto de medição (estação meteorológica) implica na perda de informações referentes à variabilidade espacial das variáveis meteorológicas, ancorando a variabilidade espacial dos componentes do BE apenas nos termos oriundos das imagens de satélite.

Como alternativa aos dados meteorológicos medidos em superfície surge os dados de reanálise. Dentre as diversas bases de dados disponíveis, podem-se destacar os dados ERA Interim, considerado a terceira geração de dados de reanálise, a qual disponibiliza dados cuja qualidade tem sido certificada frente aos dados medidos em superfície. Bastante importante ainda é o fato de que na base ERA Interim são disponibilizados dados de 4 medidas diárias (horários sinóticos), com registros que podem se aproximar aos de ocorrência da passagem do satélite (Dee et al., 2011).

Etapa importante destas análises é o desafio relacionado a validação dos modelos para grandes áreas. Parte das validações das estimativas dos componentes do BE tem sido feita utilizando dados medidos em sítios experimentais (Twine et al., 2000, Wilson et al., 2002, Dicken et al., 2013, Kustas et al., 2016), os quais frequentemente são equipados com sistemas de *eddy covariance* ou *bowen ratio*. No RS a rede SulFlux proporciona tais medidas disponíveis para alguns sítios experimentais (Moreira et al., 2015). Entre eles, destaca-se o sítio de Cruz Alta localizado na região do Planalto Médio do Estado, região que se caracteriza pela alta produção de grãos. Entretanto, estes pontos são escassos e esparsos, para validação das estimativas em escala regional.

Um dos desafios científicos para a construção de séries temporais, portanto, é estabelecer procedimentos metodológicos capazes de averiguar a validade das estimativas dos componentes do BE. Portanto, além de definir o método mais adequado ao contexto de variabilidade em grandes regiões produtoras, tanto climático como ambiental, é vital definir quais serão as bases de dados a serem utilizadas para alimentar e testar os modelos.

O objetivo deste trabalho foi propor uma metodologia para a espacialização dos componentes do Balanço de Energia (BE) partir do uso conjugado de produtos MODIS e dados de reanálise ERA Interim e avaliar o desempenho das estimativas geradas pelos modelos OSEB e METRIC nas condições de clima subtropical úmido que predominam no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil.

2 MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo compreende de mais de 280 mil km² do Estado do Rio Grande do Sul, situado no extremo sul do Brasil (Figura 1), o qual apresenta forte contribuição para a produção de grãos brasileira, especialmente de soja, arroz e milho no período de primavera-verão e trigo no outono-inverno.

O período de estudo abrangeu três anos consecutivos, de 2009 a 2011, sendo que a resolução temporal adotada no processamento foi de 8 dias, tomando como base a resolução temporal do produto MODIS de temperatura de superfície, o que totalizou 138 datas analisadas.

Os dados utilizados foram provenientes de quatro fontes distintas:

a) produtos MODIS (LP DAAC, 2017): foram utilizados os produtos Temperatura de Superfície da Terra - MOD11A2, Índice de Vegetação - MOD13A2, Índice de área foliar MOD15A2 e Albedo - MCD43B3. A resolução espacial foi de 1.000 m e as

resoluções temporais utilizadas compreendem composições de 16 dias para o MOD13A2, 8 dias para o MCD4343B3, MOD15A2 e MOD11A2. Estes produtos são disponibilizados em recortes fixos sempre proporcionando a cobertura de uma área específica. Para a cobertura da área de estudo foi feito um mosaico dos quadrantes h13v11 e h13v12, os quais foram obtidos do site LP DAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*) - <https://lpdaac.usgs.gov/>.

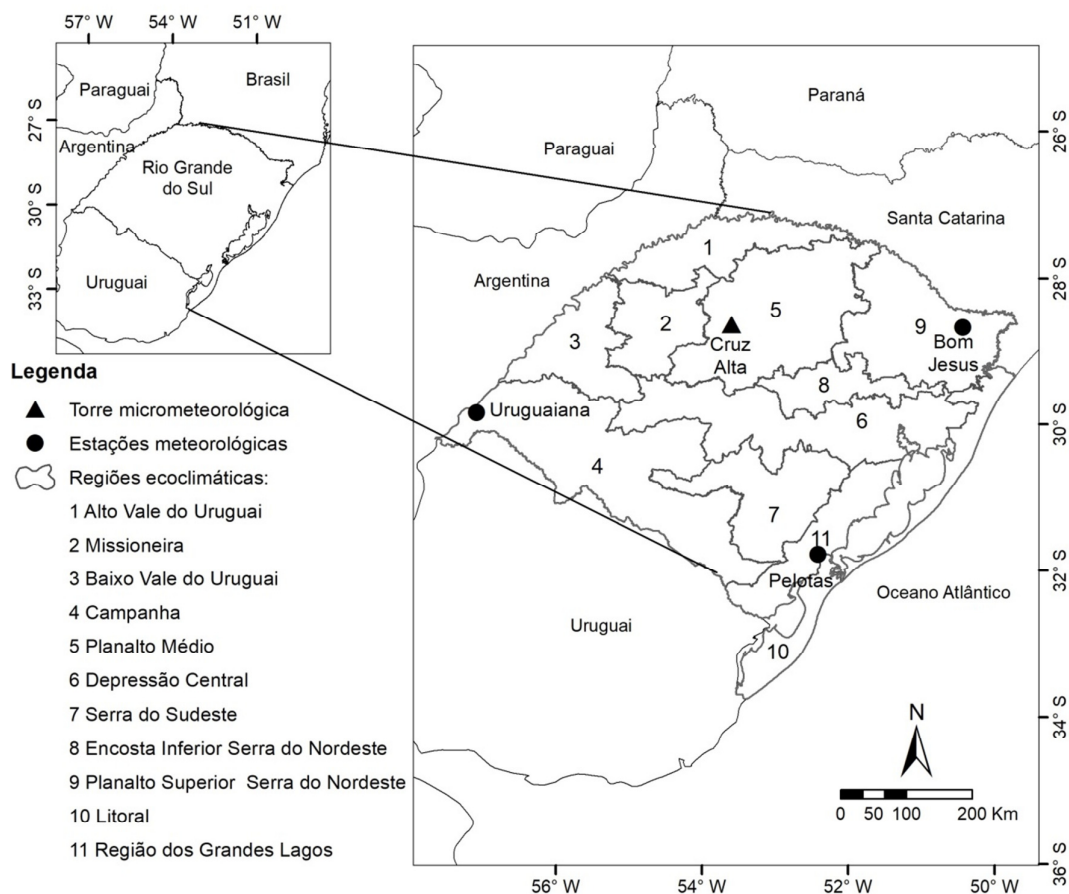


Figura 1. Localização da área de estudo com a delimitação das regiões Ecoclimáticas do Estado do Rio Grande do Sul. Fonte. Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994)

b) dados de reanálise ERA Interim (ERA Interim, 2017): desta base de dados foram utilizadas a radiação solar global, temperatura do ar, temperatura de ponto de orvalho e velocidade do vento. Foram adquiridos os registros correspondentes aos horários sinóticos, com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, disponibilizados em uma matriz de

abrangência global. Os dados foram convertidos do formato original (netcdf - cada arquivo contém os registros de uma variável ao longo de um mês) em matrizes para uso em ambiente de processamento de imagens e, após, efetuado o recorte da matriz em área de abrangência do Estado. Para cada uma das variáveis, foram extraídos os registros equivalentes ao momento de passagem do satélite, calculado o valor médio diário e as médias de períodos de 8 dias equivalentes aos períodos das imagens MODIS e feita a interpolação para resolução compatível com a matriz das imagens MODIS. No processo de interpolação, devida à grande diferença de resolução, a matriz original dos dados de reanálise foi convertida em uma nuvem de pontos considerando a coordenada central de cada pixel e a esta nuvem de pontos aplicou-se o modelo de interpolação de Kriging (Isaaks e Srivastava 1992).

c) medidas de referência da torre micrometeorológica localizada no município de Cruz Alta: os dados utilizados como referência foram medidos em uma parcela experimental cultivada com soja no verão e trigo no inverno, no município de Cruz Alta – RS, nas seguintes coordenadas geográficas: latitude $-28,600859^\circ$, longitude $-53,672153^\circ$; altitude: 432 m (Figura 1). Este sítio integra a Rede SulFlux (www.ufsm.br/sulflux), operada pelo Laboratório de Micrometeorologia da Universidade Federal de Santa Maria (Lumet-UFSM). As medidas foram realizadas a 3 m de altura e compreenderam o saldo de radiação (R_n), medido utilizando o sensor (Kipp & Zonen - NR LI TE), o fluxo de calor no solo (G), sensor (Hukseflux - HFP01SC-L), e os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE), os quais foram estimados pelo método *Eddy Covariance*. Para tanto, foram utilizadas medidas em alta frequência (10 Hz) de um anemômetro sônico 3D, CSAT3 (Campbell Scientific Inc.) e um analisador infravermelho de gás (LI-7500, LI-COR, Inc.). Os componentes do BE foram computados em médias de 30 min, conforme Moreira et al. (2015), e os

dados de LE e H foram corrigidos pela técnica de fechamento por razão de Bowen (Sumner & Jacobs, 2005; Dicken et al. 2013).

d) dados meteorológicos medidos em superfície: os dados utilizados foram provenientes de estações meteorológicas do INMET localizadas em distintos pontos do Estado (Figura 1), referentes à temperatura do ar, temperatura de ponto de orvalho, radiação solar global e velocidade do vento.

Utilizando os dados MODIS e ERA Interim, foram estimados os componentes do BE utilizando dois modelos, o OSEB e o METRIC, conforme o fluxograma apresentado na Figura 2.

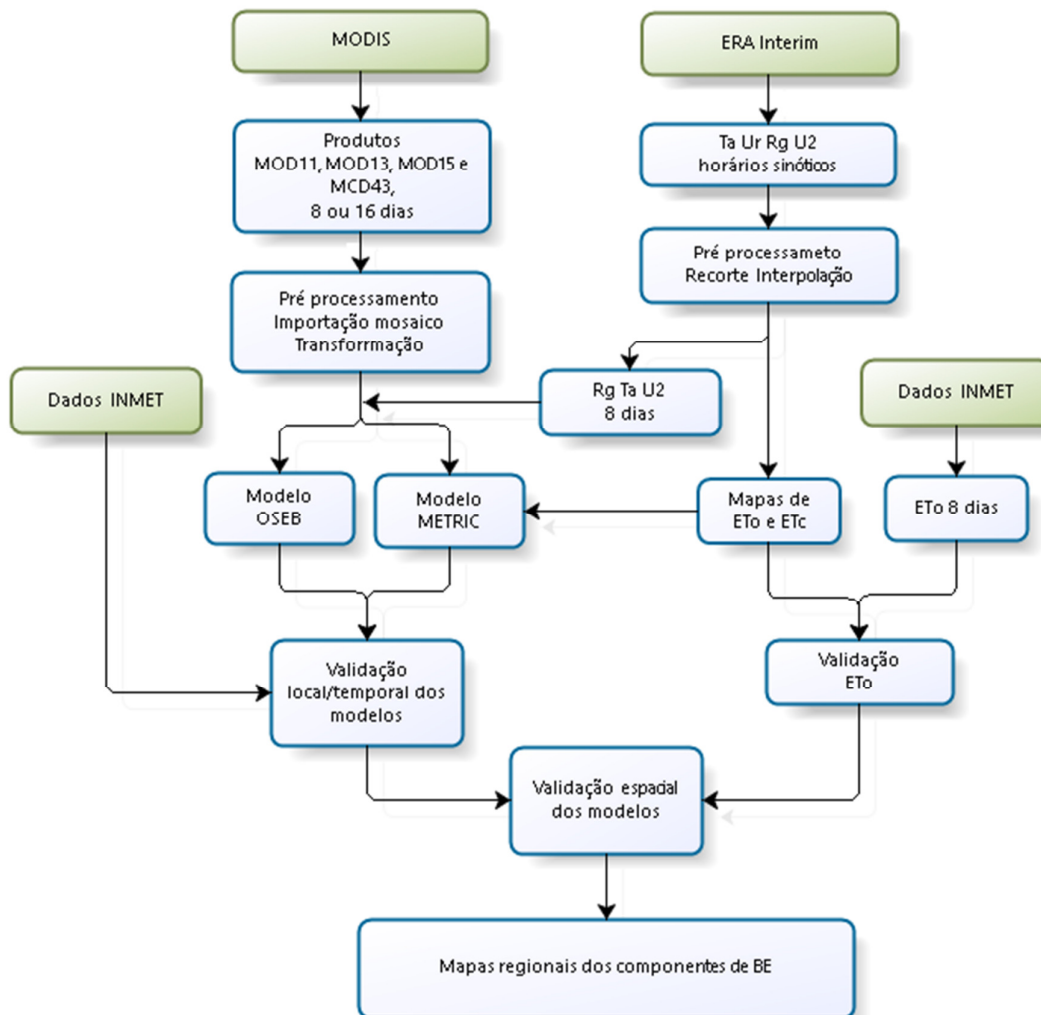


Figura 2. Fluxograma metodológico para obtenção da série temporal.

Em ambos os modelos, o saldo de radiação é obtido a partir da Equação 1.

$$Rn = R_{G\downarrow}(1-\alpha) + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad 1$$

onde $R_{G\downarrow}$ é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), α é o albedo da superfície (adimensional), ε_s é a emissividade da superfície (adimensional), ε_a é emissividade da atmosfera (adimensional), σ é a constante de Stefan Boltzmann ($4,9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$), T_a é a temperatura do ar (K) e T_s é a temperatura de superfície (K).

Da Equação 1, os termos α , T_s e ε_s foram obtidos a partir dos produtos MODIS, os demais foram obtidos a partir de dados de reanálise ERA Interim.

Nos dois modelos, o fluxo de calor no solo G é obtido como uma proporção de Rn , ponderada inversamente com índices de vegetação (Moran et al., 1989; Qi et al., 1994; Santanello & Friedl, 2003; Boegh et al., 2002; Allen et al. 2007). No modelo OSEB G foi obtido por equação proposta por Moran et al. (1989), enquanto que no modelo SEBAL este componente foi obtido por equação proposta por Bastiaanssen (2000).

Os modelos OSEB e METRIC se diferenciam principalmente na maneira de obtenção do fluxo de calor sensível. Para o modelo OSEB, H é obtido diretamente a partir do gradiente de temperatura entre a da superfície (MOD11A2) e do ar (ERA Interim). Neste modelo, a resistência aerodinâmica é obtida considerando características da superfície de referência conforme proposto por Allen et al. (2006), sendo estimada a partir de dados de velocidade do vento (ERA Interim).

Já o modelo METRIC baseia-se na utilização de pixels âncoras, quentes e frios, para a determinação do H , a partir de um processo iterativo de auto calibração da resistência aerodinâmica e do diferencial vertical de temperatura nos primeiros metros da atmosfera. Neste processo são utilizados dados de temperatura da superfície do

MOD11A2, dados de índice de área foliar LAI do produto MOD15A2 para a estimativa do parâmetro de rugosidade e dados de temperatura do ar e velocidade do vento do ERA Interim. Os pixels âncoras consideram os limites hídricos da imagem, em que é definido para o pixel frio, $LE \approx 1,05 * E_{To}$ (evapotranspiração de referência - Allen et al. 2006) e $H = R_n - G - LE$. Para o pixel quente é considerada a ocorrência de uma evaporação residual proveniente do solo descoberto, $LE = E$ (evaporação no solo obtido a partir do balanço hídrico do solo proposto por Allen et al., 2006) e $H = R_n - G - LE$.

Outro aspecto relevante é que na estimativa de H no modelo METRIC, cada imagem requer a seleção dos pixels dos extremos de temperatura (Long & Singh, 2013). No presente trabalho, os pixels âncoras, quentes e frios, foram selecionados de maneira objetiva, utilizando três critérios. Primeiro, os valores de referência foram baseados no agrupamento de pixels, nunca em um único pixel. Segundo, a seleção foi baseada em critério estatístico, sendo considerados os pixels frios aqueles pixels que apresentam valores de temperatura correspondentes a frequência acumulada de 2% e os pixels quentes correspondentes à frequência acumulada acima de 98%. Terceiro, foram eliminados do processo de seleção os pixels que encontravam-se próximos aos pixels com presença de nuvens (foi aplicado um buffer de 4 pixels na máscara de ocorrência de nuvens do produto de Ts).

Em função das condições ecoclimáticas da região e da resolução das imagens MODIS, cujo pixel de 1 km que dificulta a ocorrência de pixels totalmente descobertos de vegetação, para o modelo METRIC, no processo de determinação do LE residual do pixel quente a partir do balanço hídrico, foi considerado que os mesmos apresentam 50% de cobertura de vegetação.

Os valores instantâneos dos componentes de energia, obtidos a partir do processamento das imagens, foram convertidos em valores diários de acordo com

metodologia proposta por Rivas e Carmona et al. (2013), que consiste em obter regressão linear entre medidas do saldo de radiação, efetuadas em terreno, no momento da passagem do satélite e os valores diários, para posterior aplicação da equação obtida no processo de conversão dos dados obtidos por imagem.

Após a aplicação dos modelos de estimativa dos componentes do BE a partir dos modelos e da conversão para valores diários, foi efetuada uma filtragem de forma a eliminar pixels com resultados inconsistentes. Neste processo foram considerados válidos os pixels em que R_n e LE apresentassem valores maiores que 0 e menores que 400 W m^{-2} e os pixels em que H fosse maior de -100 W m^{-2} e menor que 250 W m^{-2} . Estes limiares foram definidos a partir da análise de variabilidade e ocorrência de outliers nos dados registrados na torre micrometeorológica de Cruz Alta ao longo dos três anos (2009 a 2011).

Para a análise dos resultados quanto aos padrões de distribuição temporal foram construídos gráficos de particionamento dos componentes LE e H ao longo do ano e calculados os erros RMSE e MBE entre os valores estimados pelos modelos OSEB e METRIC e as medidas de referência (torre micrometeorológica).

Já para a avaliação da adequação espacial das estimativas de LE obtidas pelos modelos OSEB e METRIC foram gerados mapas de evapotranspiração de referência ET_o (Allen et al. 2006), obtidos a partir dos dados ERA Interim (ET_o ERA) para todo o Estado do Rio Grande do Sul.

Inicialmente, foi analisada a qualidade das estimativas de ET_o obtidas com os dados ERA Interim (ET_o ERA). Na análise os dados ET_o ERA, extraídos de janela 3×3 centrada nas coordenadas das estações, foram comparados aos dados ET_o INMET calculados usando quatro estações meteorológicas do INMET geograficamente

distribuídas no Estado (Figura 1). Foram construídos gráficos de dispersão e calculados os coeficientes de correlação e os erros RMSE e MBE.

Posteriormente, foi feita uma comparação entre as matrizes de dados ETo ERA e LE obtidos a partir dos modelos OSEB e METRIC do Estado. Visando minimizar as diferenças inerentes a estas duas variáveis físicas distintas, aplicou-se um critério para comparação dos resultados, que consistiu em utilizar somente pixels em que os valores de LE fossem iguais ou maiores do que 50% de Rn. Foi então calculado o coeficiente de correlação pixel a pixel, obtendo um mapa de correlação entre as variáveis de LE e ETo ERA. Neste processo também foi gerado um mapa do número de dias que atenderam a condição de LE maior que 50% de Rn. Os dados de LE e ETo ERA extraídos das matrizes (janela 3x3 centrada nas coordenadas das estações) foram utilizados para a construção de gráficos de dispersão, assim como também foram calculados os coeficientes de correlação e erros RMSE e MBE.

3 RESULTADOS

Houve coerência quanto à partição dos componentes do BE ao longo dos três anos analisados entre medidas de referência (torre micrometeorológica) e as estimativas locais feitas pelos modelos OSEB e METRIC. Verificou-se que os valores médios e os desvios padrão obtidos para Rn e para G, em ambos modelos, foram semelhantes (Tabela 1). Os menores RMSE, inferiores a 36 W m^{-2} para os componentes Rn e inferiores a 25 W m^{-2} para G, foram observados para Rn e G, o que já era esperado, visto que em geral estes são os componentes de mais fácil obtenção (Timmermans et al., 2007; Tang et al., 2013). Já LE e H são considerados os termos mais complexos a serem estimados (Boegh et al., 2002, Cammalleri et al., 2012). LE, obtido como termo residual da equação de BE, apresentou erro semelhante e inferior a 50 W m^{-2} em ambos

os modelos. Já para o termo H, que é onde os modelos se diferenciam, houve maior discrepância, sendo observada maior exatidão (menor RMSE) no modelo OSEB.

Tabela 1. Valores médios dos componentes do Balanço de Energia estimados a partir dos modelos OSEB e METRIC e erros das estimativas frente a medidas de referência efetuadas na torre micrometeorológica de Cruz Alta-RS, Período de 2009 a 2011 ...

MODELO	Média	DP	RMSE	MBE
METRIC				
Rn	111	34	32	-3
G	20	6	19	-17
H	52	23	45	-34
LE	51	30	47	25
OSEB				
Rn	117	34	36	-10
G	26	7	25	-23
H	39	17	28	-17
LE	69	29	44	12

Saldo de radiação (Rn); fluxo de calor latente de evaporação (LE); fluxos de calor sensível para o ar (H) e para o solo (G); Desvio Padrão (DP); Erro médio quadrático RMSE); Erro desvio da média.(MBE).

Ambos os modelos superestimaram H (MBE negativo) e subestimaram LE (MBE positivo) quando comparados aos dados de referência, mas os maiores desvios médios ocorreram no modelo METRIC. Este padrão pode ser atribuído às características ecoclimáticas da área de estudo, especialmente o clima subtropical úmido, sem a presença de uma estação seca, e o alto índice de cobertura vegetal observado nas imagens MODIS (pixel de 1000 m) ao longo de praticamente todo ano.

Os algoritmos de estimativa de LE baseados em sensoriamento remoto são caracterizados por uma grande variedade e complexidade nas trocas de fluxo solo-planta-atmosfera e como consequência, exibem uma variação significativa na estimativa de fluxos (Cammalleri et al. 2012).Kalma et al. (2008) analisaram os resultados de

cerca de 30 estudos de validação de ET, relatando um RMSE médio na ordem de 50Wm^{-2} .

Incertezas na determinação de H podem ser decorrentes do fato dos modelos de balanço de energia serem desenvolvidos e ajustados para regiões de clima com características secas, ou até mesmo a climas semiáridos (Timmermans et al., 2007; Kustas et al., 2016). Nestas condições, o conhecimento do fluxo de calor latente é de extrema importância para o gerenciamento de sistemas agrícolas. Porém, também em condições de clima subtropical úmido tal estimativa tem importância, tendo em vista que no período de verão normalmente a disponibilidade hídrica não atende à demanda evaporativa da atmosfera (Matzenauer et al. 2002). No Rio Grande de Sul as restrições na disponibilidade hídrica para as culturas de verão representam, a principal causa de perdas na produção de grãos (Sentelhas et al. 2015).

Também é importante salientar que, apesar das medidas da torre estarem sendo utilizadas como o dado de referência para avaliação das estimativas dos modelos (local de medição de todos os componentes do BE), diferenças são esperadas entre estes dois conjuntos de dados. As estimativas dos modelos são obtidas a partir de dados que representam a condição média da superfície numa área de 1 km^2 , na melhor condição atmosférica ao longo de 8 dias consecutivos. Já os dados provenientes da torre, são provenientes do ponto de medição e representam a condição média destes 8 dias.

Apesar disso, a ordem de magnitude (Tabela 1) e a variabilidade temporal de R_n (Figura 3) nas medidas da torre micrometeorológica foram próximas às estimativas dos modelos OSEB e METRIC. Sabe-se que a variabilidade observada ao longo do ano é característica típica de regiões de clima subtropical, em que R_n é regido principalmente pela incidência de radiação solar global, a qual define grande variabilidade no aporte de energia entre os períodos de verão e inverno ar (Atlas Climático, 2011).

Os fluxos LE e H apresentaram padrões temporais similares entre as medidas registradas na torre micrometeorológica (Figura 3a) e as estimativas com os modelos OSEB (Figura 3b) e METRIC (Figura 3c). LE foi o componente de maior magnitude durante o período de desenvolvimento dos cultivos, tanto no verão como no inverno. Já nos períodos de cobertura parcial de vegetação, que ocorre entre os ciclos de cultivos, LE apresentou expressiva redução de magnitude, ocorrendo por vezes até mesmo a superação de LE por H.

As maiores divergências entre os dados da torre e dos modelos ocorreram durante o período dos cultivos de inverno (principalmente no início do ciclo) e com maior ênfase no modelo METRIC. Pode-se observar ainda uma significativa redução de disponibilidade de dados para uso nos modelos. Do total de 136 datas ao longo dos 3 anos, considerando a periodicidade de 8 dias, o OSEB apresentou resultados coerentes em 78 datas, enquanto o METRIC em 107 datas. Esta perda de dados se deveu principalmente a inconsistências nos dados das imagens, como cobertura de nuvens na área da torre micrometeorológica. Já para o modelo OSEB, agrega-se a isto as perdas decorrentes da alta sensibilidade aos dados de temperatura do ar e de superfície, a qual proporcionaram a obtenção de valores inconsistentes de H (Su et al., 2002; Cammalleri et al., 2012). Esta é uma informação importante a ser considerada para a definição de um método de estimativa de BE a ser utilizado na construção de uma série temporal e estudos de variabilidade e tendências.

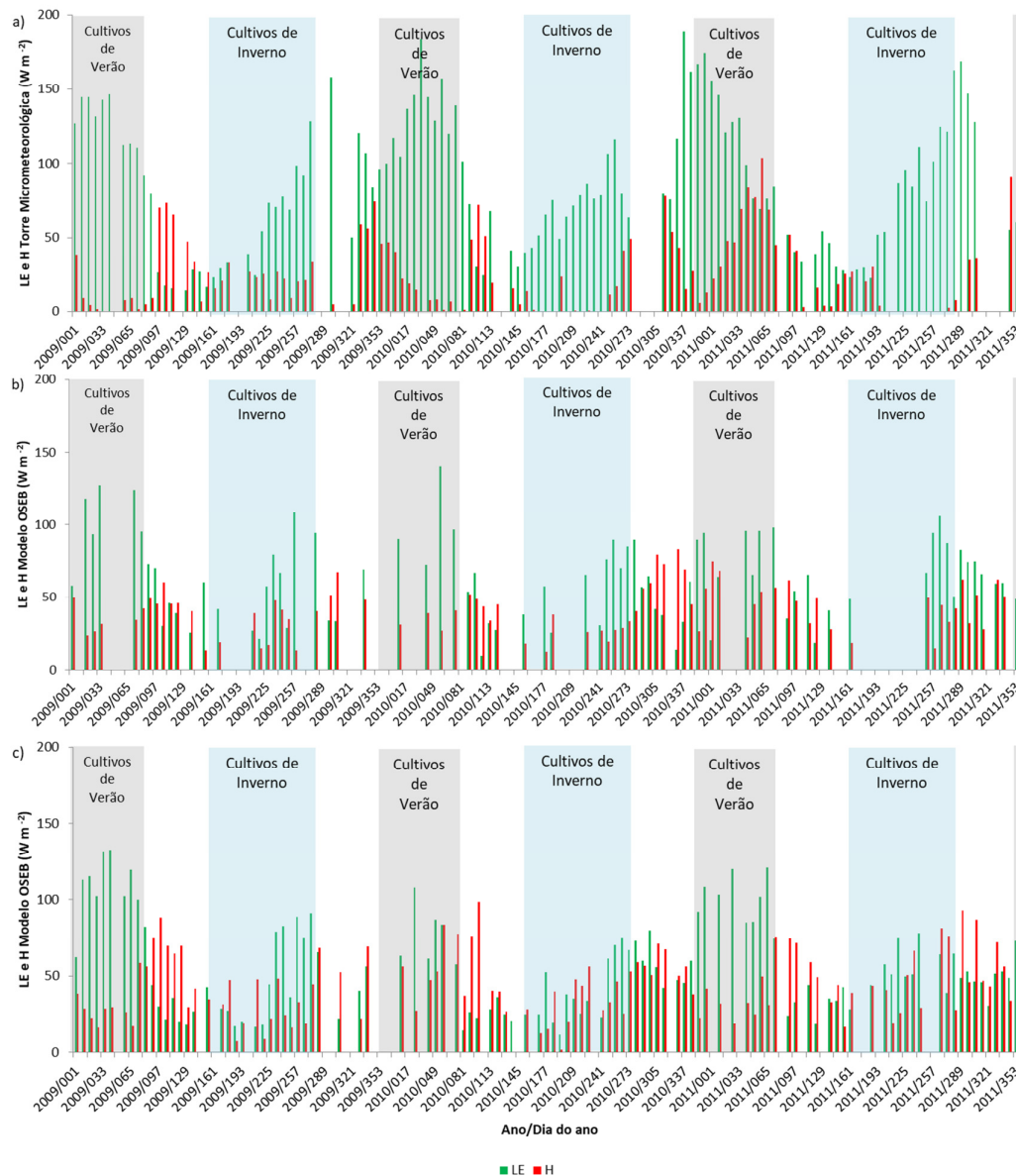


Figura 3. Padrão temporal do fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), ao longo dos 3 anos analisados (2009 a 2011) sendo eles: a) medidas registradas na torre micrometeorológica de Cruz Alta – RS, b) estimado com o modelo OSEB e c) estimado com o modelo METRIC.

Na etapa seguinte do trabalho, buscou-se parâmetros para avaliar a coerência da estimativa de LE gerada pelos modelos OSEB e METRIC em outros locais do Estado que não em Cruz Alta (dados de referência). Nesta análise foram utilizados dados de Evapotranspiração de referência (ET_o) calculados a partir de medições nas estações no INMET (ET_o INMET), com baixa densidade espacial, e dados de reanálise ERA

Interim (ETo ERA), disponíveis numa grade regular com $0,25^\circ$, cujos resultados são mostrados na Figura 4.

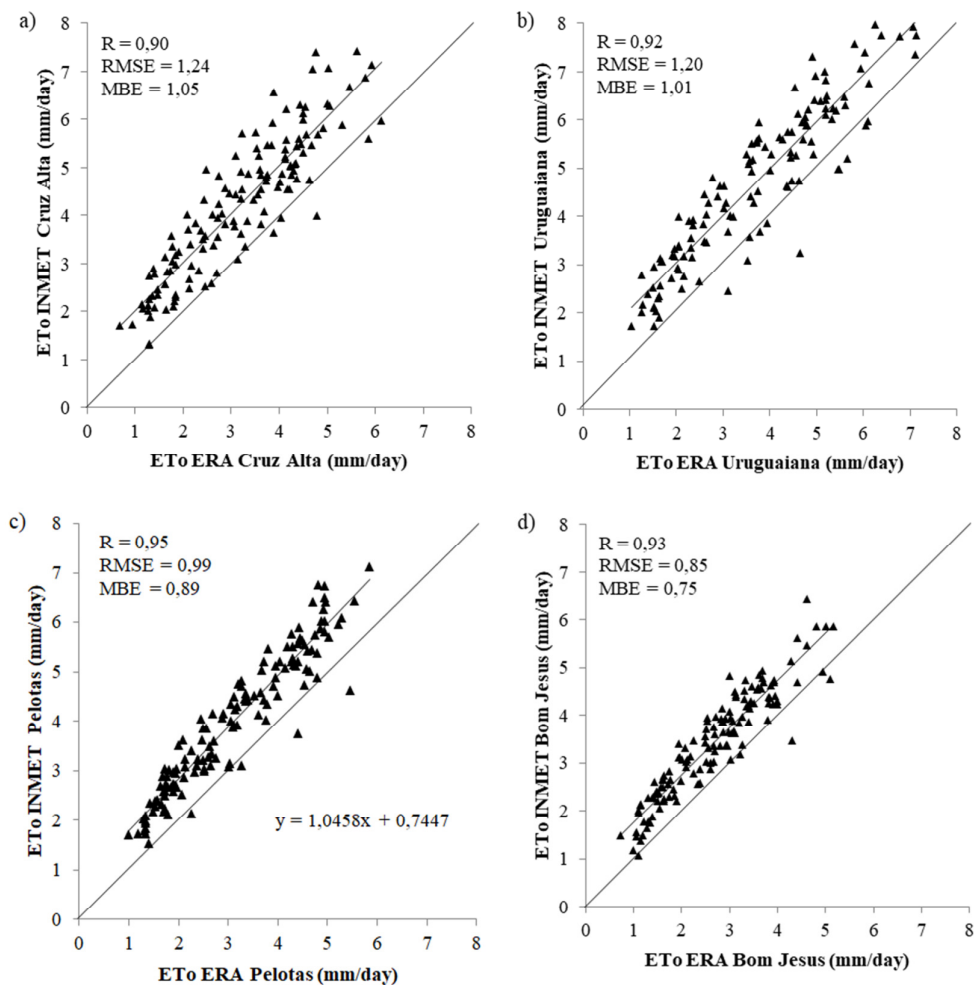


Figura 4. Dispersões entre as estimativas de ETo a partir de dados ERA e dados das estações do INMET, os dados de ETo ERA correspondem a dados extraídos em janelas de 3×3 centrada nas coordenadas das estações meteorológicas. Os dados utilizados correspondem a médias dos períodos de 8 dias correspondentes ao período dos produtos MODIS.

Verificou-se alta correlação entre os dados destas duas bases, com coeficientes de correlação (r) superiores de 0,9 para as 4 estações meteorológicas analisadas. Nas dispersões pode-se observar a concentração dos pontos acima da reta 1:1, o que indica a subestimativa de ETo ERA frente a ETo INMET, tal padrão se confirma com o MBE positivo e com desvios na ordem de magnitude de 1 mm/dia ou inferior. Nesta comparação se pode observar que as retas provenientes da regressão linear ajustadas

apresentaram-se praticamente paralelas com a reta 1:1, o que caracteriza um desvio de característica aditiva, como observado no MBE. Portanto, como a correlação entre as estimativas foi bastante elevada nas 4 estações meteorológicas que estão geograficamente bem distribuídas no Estado (Figura 1), assumiu-se que existe confiabilidade nos dados ETo ERA para uso dos mesmos para validação dos padrões espaciais do componente LE obtido a partir dos modelos OSEB e METRIC. A base de dados ERA Interim é compreendida por variáveis atmosféricas que vão desde a superfície até camadas elevadas da atmosfera, e vem sendo utilizada em conjunto com dados de sensoriamento remoto em diversas aplicações, como umidade de solo, correção atmosférica, em estudos voltados ao desenvolvimento de cultivos e pastagens (Qiu et al., 2016, Rötzer et al., 2015, Sütterlin et al., 2015). Salienta-se que esta base de dados tem a vantagem de disponibilizar dados em formato de grade e de forma contínua ao longo do tempo, característica importante para a validação dos dados de LE.

A questão levantada nesta etapa metodológica do trabalho foi quanto ao desempenho das estimativas de LE dos modelos OSEB e METRIC frente à variabilidade ao longo do território do Rio Grande do Sul decorrente do clima ou das condições da superfície. Importante salientar as incertezas inerentes a comparação entre LE e ETo. LE (quantidade de energia consumida no processo de evapotranspiração) e ETo (demanda evaporativa da atmosfera) são variáveis distintas e somente apresentam magnitudes que se aproximam quando em condições de pleno suprimento de água no solo. Enfatiza-se que no conjunto de dados usados nesta avaliação constam somente aqueles dias em que os modelos apresentaram uma proporção de LE/R_n maior ou igual a 50%, o que tende a minimizar, mas não eliminar as diferenças entre as variáveis LE e ETo.

As dispersões (Figura 5) foram similares para ambos os modelos, mas com algumas diferenças entre locais. Os coeficientes de correlação variaram entre 0,69 e 0,77 para o modelo OSEB e entre 0,65 e 0,82 para o modelo METRIC. Na análise dos erros entre as estimativas observa-se que o modelo METRIC em geral apresentou maior coeficiente de correlação, e menores RMSE e MBE para as dispersões de Cruz Alta e Uruguaiana, com exceção do MBE de Uruguaiana que foi menor para o modelo OSEB. Para as dispersões de Pelotas e Bom Jesus, o modelo OSEB apresentou maiores coeficientes de determinação e menores RMSE e MBE. Observa-se ainda que a maior parte dos pontos das dispersões apresenta-se abaixo da reta 1:1 (Figura 5), o que é esperado, visto que demanda evaporativa da atmosfera (ET_o) tende a ser maior do que energia efetivamente gasta no processo de evapotranspiração (LE).

Os mapas dos coeficientes de correlação entre as estimativas de ET_o ERA e LE com os modelos OSEB e METRIC são apresentados na Figura 6, os quais, calculados pixel a pixel, demonstraram alta associação entre as variáveis para ambos modelos e em praticamente todo o território do Estado.

Também similares foram os padrões observados nos dois modelos nos mapas de quantidade de dias em que LE/R_n foi maior do que 50%. Observou-se valores mais elevados em áreas com presença de matas e de relevo mais acidentado (de 70 a 90 dias), enquanto valores intermediários (de 40 a 60 dias) ocorreram nos Campos de Cima da Serra, Depressão Central e parte Sul da região ecoclimática da Campanha (fronteira com o Uruguai).

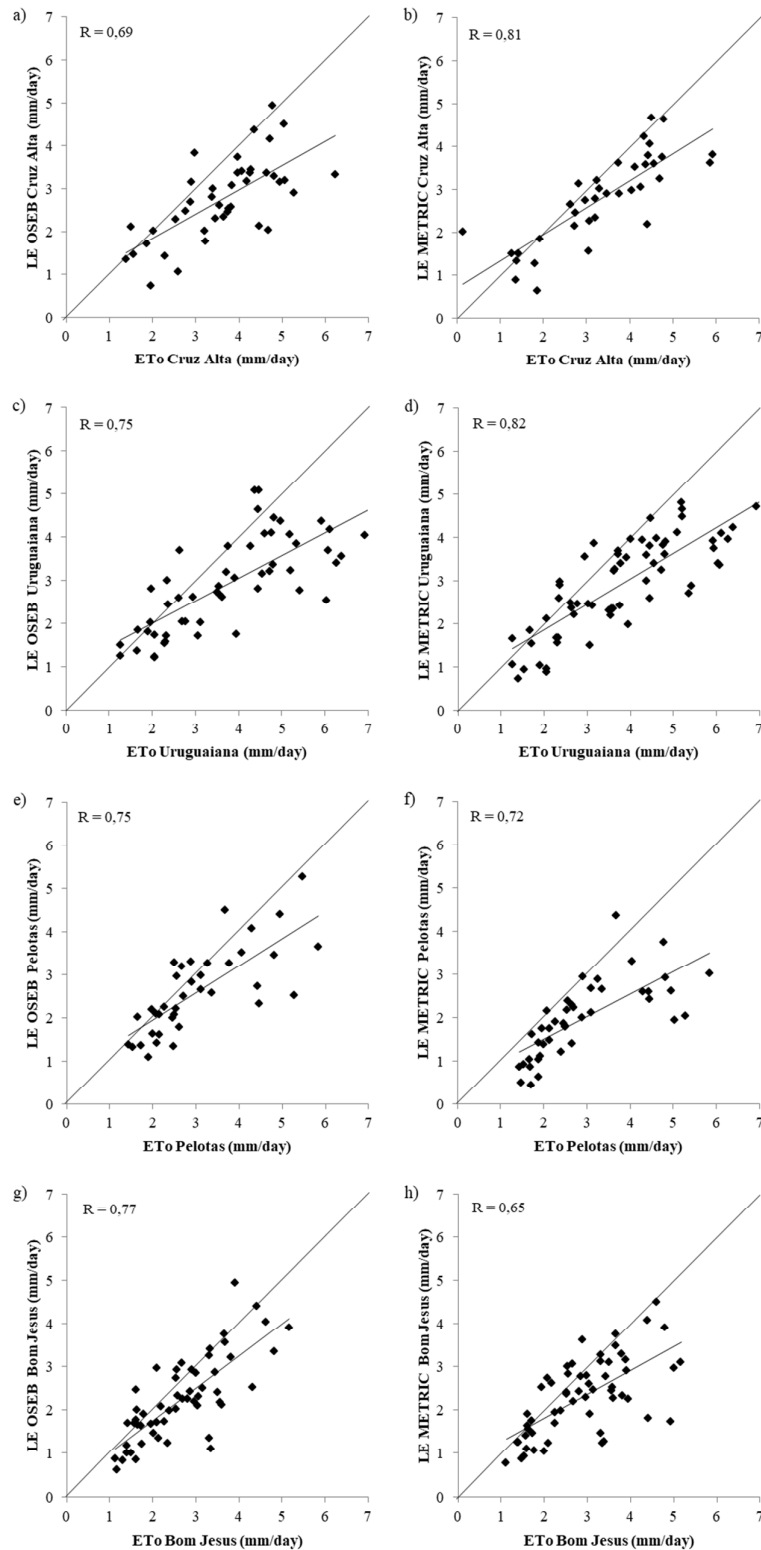


Figura 5. Gráficos de dispersão entre o fluxo de calor latente LE obtido a partir dos modelos OSEB e METRIC e a evapotranspiração de referência ETo. Os dados de LE compreendem as estimativas em que o LE maior ou igual a 50% de Rn.

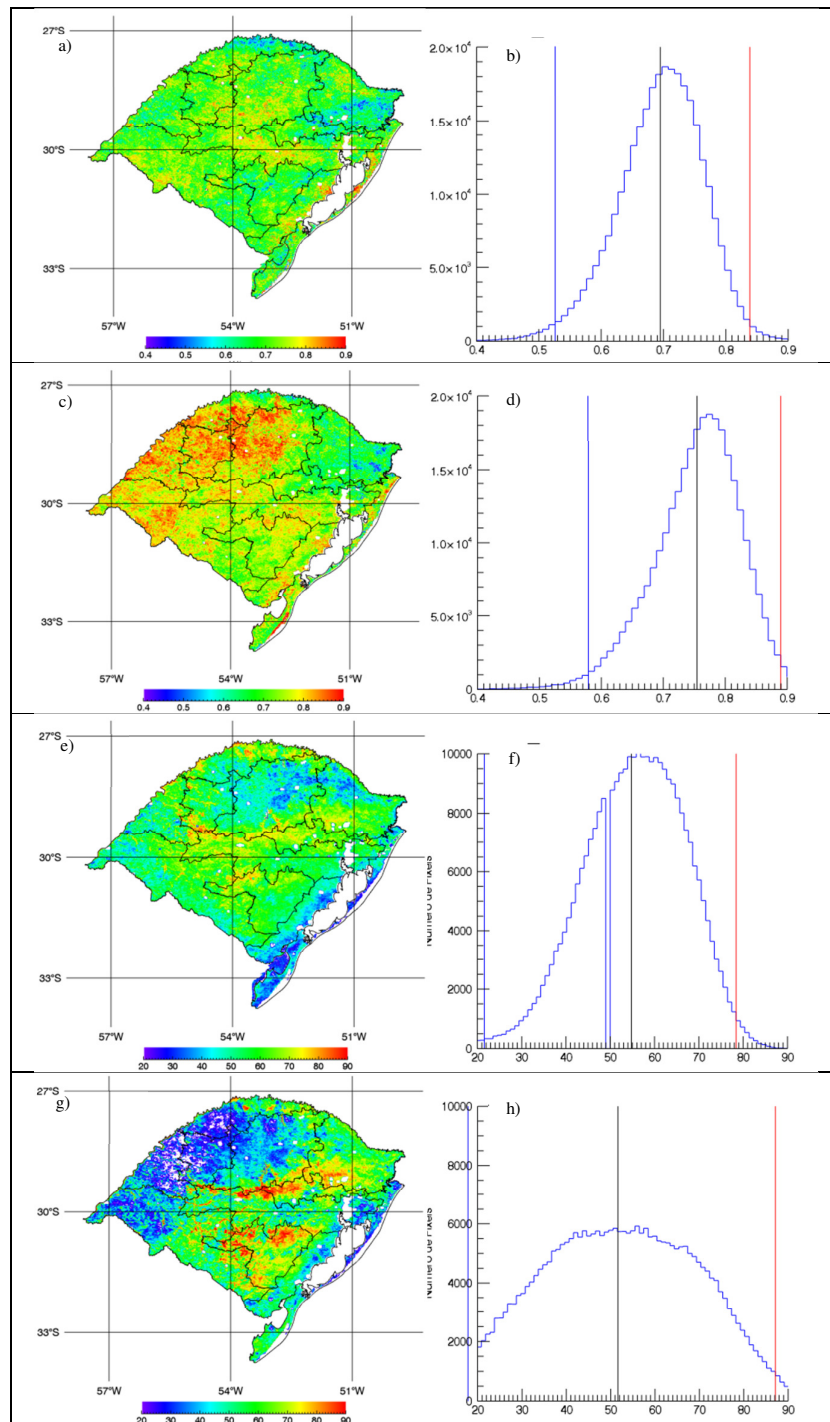


Figura 6. Distribuição espacial e histogramas do coeficiente de correlação entre os dados de ETo ERA e LE (a e b) e do número de dias que atenderam a condição de LE maior que 50% de Rn (c e d) para os modelos OSEB e METRIC, respectivamente. Nos Histogramas estão representados, em forma de linhas verticais os valores equivalentes as frequências acumuladas de 2% e 98%, respectivamente em azul e vermelho e em preto o valor médio.

As maiores diferenças ocorreram principalmente na região do Planalto Médio e nas regiões que fazem fronteira com a Argentina, onde o modelo OSEB apresentou ocorrência de 40 a 60 dias e em alguns pontos de 60 a 80 dias. Já o modelo METRIC apresentou na região próxima à fronteira menos de 20 dias e na região do Planalto Médio de 20 a 40 dias com a proporção de LE/R_n superior a 50%.

A análise conjugada dos mapas permite perceber coerência entre os coeficientes de correlação e a quantidade de dias para ambos os modelos. O maior número de dias em que ET_o/R_n é maior do que 50% ocorreu nas áreas em que predominam florestas, onde os remanescentes de mata atlântica conferem ao sistema condições de melhor controle de temperatura devido a facilidade de conversão de energia em fluxo de calor latente e consequente redução de H (Danelichen et al., 2014). Por outro lado, a variabilidade ao longo do tempo da evapotranspiração neste tipo de vegetação é menor (em relação a outros tipos de vegetação), o que, conjugado com a maior disponibilidade de dias, proporciona menores coeficientes de correlação entre ET_o e LE . As áreas em que predominam campos naturais apresentaram valores intermediários, tanto na quantidade de dias como nos coeficientes de determinação.

Nas regiões que fazem fronteira com a Argentina e no Planalto Médio, o modelo METRIC, apresentou maior coerência nos resultados. Próximo a fronteira predomina vegetação campestre (Wagner et al., 2013) e clima com maiores temperaturas e menor umidade relativa do ar (Atlas Climático, 2011), o que proporcionou uma maior demanda evaporativa e, aliado aos solos mais rasos, torna maior déficit de água, que por sua vez reduz o número de dias onde LE é maior do que 50% de R_n . Já na região do Planalto Médio a atividade agrícola é mais intensa, o que determina maior variabilidade temporal da evapotranspiração associada ao ciclo das culturas anuais, que conjugado

com a menor disponibilidade de dados, acabou proporcionando maior coeficiente de determinação entre LE e ETo ERA (Figura 6b) (manchas amarelas e vermelhas).

De um modo geral ambos modelos apresentaram resultados satisfatórios na estimativa dos componentes do BE. Em algumas das estatísticas analisadas, o modelo OSEB apresentou resultados mais consistentes e em outras o modelo METRIC. O modelo OSEB apresentou em geral menores erros, apesar dos erros não terem apresentado diferenças expressivas entre os dois modelos. Por outro lado, a distribuição espacial do modelo METRIC apresentou maior coerência com as condições ecoclimáticas do Estado. Portanto, para a escolha do método mais adequado para representação dos componentes do BE no Estado, outras informações além dos resultados estatísticos devem ser consideradas.

O modelo METRIC se baseia em conceitos semi-empíricos para obtenção de características dos primeiros metros da atmosfera, determinando H em processo interativo com uso dos pixels âncoras que representam os limites hídricos da imagem (Bastiaanssen2000; Allen et al., 2007). Apesar disso, a definição de LE residual no pixel que representa o limite seco da imagem, introduz maior rigor e coerência ao modelo para aplicação em condições de clima subtropical úmido. Outro ponto a salientar é que o modelo METRIC apresenta menor dependência da qualidade de variáveis como temperatura do ar e ou temperatura de superfície do que o modelo OSEB (Cammalleri et al. 2012).

Também deve ser considerado que é a grande diversidade de bases de dados e imagens necessárias à estimativa dos componentes do BE em ambos os métodos testados, mas especialmente no METRIC. Este volume de dados introduz no cenário atual do geoprocessamento o conceito de *BigData*, impulsionado pela crescente capacidade de processamento e linguagens de programação aplicadas ao processamento

e análise dos dados. Neste cenário, e tendo em vista que o objetivo da metodologia proposta é a construção de uma série temporal representativa, modelo METRIC, mesmo necessitando uma maior quantidade de dados entrada, pode ser apontado como o mais indicado para construção de séries temporais de BE.

4 Conclusões

Ambos modelos apresentam resultados coerentes, tanto em ordem de magnitude dos componentes do balanço de energia, como no padrão temporal e distribuição espacial dos mesmos.

O modelo OSEB apresenta menores desvios, menores erros em suas estimativas, porém as diferenças entre os erros de ambos os modelos não foram expressivas.

A metodologia de estimativa dos componentes do balanço de energia a partir do uso conjugado dos produtos MODIS e ERA Interim mostrou-se consistente e possibilita apontar o modelo METRIC como o mais apto para a construção da série temporal, pois o mesmo apresenta maior disponibilidade de dias com dados válidos e maior coerência na distribuição espacial. Ao utilizar um maior número de variáveis de entrada, reduz a dependência do modelo a acurácia de s poucas variáveis, como ocorre no OSEB em relação à temperatura do ar.

5 Referências

ALLEN, R. G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma: FAO. 323p. (FAO: **Irrigation and Drainage Paper**, 56).2006.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.380-394. 2007.

ATLAS Climático: Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura Pecuária e Agronegócio; Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO), [2011]. Disponível em:<<http://www.cemet.rs.gov.br>> Acesso em: 18 mar. 2017.

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

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v.79, p.329-343. 2002.

CAMMALLERI C.; ANDERSON, M.C.; CIRAULO, G.; D'URSO, G.; KUSTAS, W.P.; LOGGIA, G.L.A.M.; MINACAPILLI, M. Applications of a remote sensing-based two-source energy balance algorithm for mapping surface fluxes without in situ air temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, v.24, p.502-515. 2012.

DANELICHEN, V.H.M.; BIUDES, M.S.; SOUZA, M.C.; MACHADO, N.G.; SILVA, B.B.; NOGUEIRA, J.S. Estimation of soil heat flux in a neo tropical wetland region using remote sensing techniques. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, p.469 – 482. 2014.

DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., ISAKSEN, L., KÅLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p.553–597. 2011.

DICKEN, U., COHEN, S., TANNY, J. Examination of the Bowen ratio energy balance technique for evapotranspiration estimates in screen houses. **Biosystems Engineering**, v.114, p. 397-405. 2013.

ERA Interim - [data base] <<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>> Accessed 2017 Apr 20.

IBGE- [data base] Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.<<http://www.sidra.ibge.gov.br/>> Accessed 2017 Jul 15

ISAAKS, E. H., SRIVASTAVA, R. M., An Introduction to Applied Geostatistics, Oxford University Press, New York, 1989.

JUNGES, A. H; BREMM, C.; FONTANA, D. C.; OLIVEIRA, C. A. O.; SCHAPARINI, L. P.; CARVALHO, P. C. F. Temporal profiles of vegetation indices for characterizing grazing intensity on natural grasslands in Pampa biome. **Scientia Agrícola**, v.73, p.332-337. 2016.

KLERING, E.V.; FONTANA, D.C.; ROGLIO, V.S.; ALVES, R.C.M.; BERLATO, M.A. Modelo agrometeorológico espectral para estimativa da produtividade de grãos de arroz irrigado no Rio Grande do Sul. **Bragantia**, v.75, p. 247-256, 2016.

KALMA, J.D., McVicar, T.R. McCabe M.F. **Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. Surveys in Geophysics**, v.29, p.421-469. 2008

KUSTAS, W.P.; NIETO, H.; MORILLAS, L.; ANDERSON, M.C.; ALFIERI, J.G.; HIPPS, L.E.; VILLAGARCÍA, L.; DOMINGO, F.; GARCIA, M. Revisiting the paper “Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in Mediterranean drylands from a two-source perspective”. **Remote Sensing of Environment**, v.184, p.645-653. 2016.

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**, v.49, p.2601–2618. 2013.

LP DAAC - [data base] Land Processes Distributed Active Archive Center. <<https://lpdaac.usgs.gov>> Accessed 2017 Feb 20.

MATZENAUER, R., BERGAMASCHI, H., BERLATO, M. A., MALUF, J. R. T., BARNI, N. A., BUENO, A. C., DIDONÉ, I. A., ANJOS, C. S., MACHADO, F. A., SAMPAIO, M. R., **Boletim FEPAGRO**, Consumo de água e disponibilidade hídrica para milho e soja no Rio Grande do Sul, n. 10, agosto 2002.

MORAN, M.S., JACKSON, R.D., RAYMOND, L.H., GAY, L.W., SLATER, P.N. Apping surface energy balance components by combining landsat thermatic mapper and ground-based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, v.30, p.77-87. 1989.

MOREIRA, V.S.; ROBERTI, D.R.; MINELLA, J.P.; GONÇALVES, L.G.G. de; CANDIDO, L.A.; FIORIN, J.E.; MORAES, O.L.L.; TIMM, A.U.; CARLESSO, R.; DEGRAZIA, G.A. Seasonality of soil water exchange in the soybean growing season in southern Brazil. **Scientia Agrícola**, v. 72, p. 103-113. 2015.

QI, J., CHEHBOUNI, A., HUETE, A.R., KERR, Y.H., SOROOSHIAN, S., A modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). **Remote Sensing Environment**, v.48, p.119–126. 1994.

QIU, J.; GAO, Q.; WANG, S.; SU, Z. Comparison of temporal trends from multiple soil moisture data sets and precipitation: The implication of irrigation on regional soil moisture trend. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.48, p.17-27. 2016.

RUHOFF, A.L.; COLLISCHONN, W.; PAZ, A.R. ; ROCHA, H.R. ; ARAGAO, L.E.O.C. ; MALHI, Y.S. ; MU, Q.; RUNNING, S. Validation of the global evapotranspiration algorithm (MOD16) in two contrasting tropical land cover types. **IAHS-AISH Publication**, v.352, p. 128-131, 2012.

RIVAS, R. E.; CARMONA, F. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v.55 p.27-34 2013

RÖTZER, K.; MONTZKA, C.; VERECKEN. Spatio-temporal variability of global soil moisture products. **Journal of Hydrology**, v.522, p.187-202. 2015.

SANTANELLO, J. A., FRIEDL, M.A., Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. **Journal of Applied Meteorology**, v.42, p.851–862. 2003.

SANTOS, J.S.; FONTANA, D.C.; SILAVA, R.S.F.; RUDORFF, V.F.T. Identificação da dinâmica espaço-temporal para estimar área cultivada de soja a partir de imagens MODIS no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, p.54-63, 2014.

SECRETARIA DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. Zoneamento Agroecológico e Econômico: Regiões Agroecológicas - Estado do Rio Grande do Sul. V. 1, Porto Alegre, 1994.

SENTELHAS, P. C., BATTISTI, R., CÂMARA, G. M. S., FARIAS, J. R. B., HAMPF, A. C., NENDEL, C. The soybean yield gap in Brazil: Magnitude, causes and possible solutions for sustainable production. **Journal of Agricultural Science** v.153, p.1-18. 2015.

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

SUMNER, D.M.; JACOBS, J.M. Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 308, p. 81–104 2005.

SÜTTERLIN, M.; SCHAAF, C.B.; STÖCKLI, R.; SUN, Q.; HÜSLER, F.; NEUHAUS, C.; WUNDERLE, S. Albedo and reflectance anisotropy retrieval from AVHRR operated onboard NOAA and MetOp satellites: Algorithm performance and accuracy assessment for Europe. **Remote Sensing of Environment**, v.168, p. 163-176. 2015.

TIMMERMANS, W.J., KUSTAS, W.P., ANDREU, A. Utility of an automated thermal - based approach for monitoring evapotranspiration. **Acta Geophysica**, v.63, p.1571-1608. 2015.

TIMMERMANS, W.J.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; FRENCH, A.N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v.108, p.369-384. 2007.

TWINE, T.; KUSTAS, W.; NORMAN, J.; COOK, D.; HOUSER, P.; MEYERS, T.; PRUEGER, J.; STARKS, P.; WESELY, M. CORRECTING Eddy-Covariance Flux Underestimates Over A Grassland. **Agricultural And Forest Meteorology**, v.103, p. 279-300. 2000.

WAGNER, A.P.L.; FONTANA, D.C.; FRAISSE, C.; WEBER, E.J.; HASENACK, H. Tendências temporais de índices de vegetação nos campos do Pampa do Brasil e do Uruguai. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.48, n.9, p.1192-1200. 2013.

WILSON, K.; GOLDSTEIN A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELE, A.; IBROM, A.; LAW, B.E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.113, p.223–243. 2002.

5.4 ARTIGO 4 – Padrão espaço temporal dos componentes do Balanço de Energia em área de clima úmido no sul do Brasil

Padrão espaço temporal dos componentes do Balanço de Energia em área de clima úmido no sul do Brasil

Juliano Schirmbeck¹
Denise Cybis Fontana^{1,2}

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, PPGSR/CEPSRM
Caixa Postal: 15044 - 91501-970 - Porto Alegre – RS/Brasil
schirmbeck.j@gmail.com

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia –
Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia

Resumo: A determinação da distribuição espaço temporal dos componentes do balanço de energia (BE) aporta informações relevantes para o gerenciamento dos recursos hídricos e manejo de atividades agrícolas, neste contexto o objetivo deste trabalho foi construir de uma série temporal dos componentes do BE a partir da aplicação do modelo METRIC. Para a construção da série temporal dos componentes foram utilizados dados de albedo, índice de vegetação, emissividade e temperatura de superfície provenientes dos produtos MODIS e dados de temperatura do ar, velocidade do vento, temperatura de ponto de orvalho e radiação global, provenientes dos produtos de reanálise ERA Interim. Os resultados possibilitaram observar a sazonalidade dos componentes de R_n , G , LE e H sendo os três primeiro influenciados pela sazonalidade da radiação global em áreas de clima subtropical, já a componente H também apresentou influencia da cobertura de vegetação em sua sazonalidade. A distribuição espacial dos possibilitou verificar que os componentes LE e H apresentaram a maior variabilidade espacial em relação às componentes R_n e G , Também se observou a existência de gradientes de distribuição espacial para LE e H , sendo eles em sentidos opostos, respectivamente de noroeste para sudeste e de sudeste para noroeste. A análise dos resultados possibilitou concluir que os padrões de distribuição espaço temporal dos componentes do BE foram coerentes com as condições climáticas e tipos de uso e cobertura da terra.

Palavras Chave: MODIS; ERA Interim; Fluxo de calor Latente; Série Temporal

INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas décadas a robusta determinação da evapotranspiração (ET) tornou-se uma prioridade para o gerenciamento dos recursos hídricos e manejo das atividades agrícolas. Isto é impulsionado pela percepção da necessidade de uma modelagem detalhada dos processos de interação solo-planta-atmosfera em escalas espaciais e temporais, proporcionais às mudanças no uso da terra. Em grandes áreas, o sensoriamento remoto (SR) pode fornecer meios para modelar variáveis de estado

hidrológico (Schmugge et al. 2002). Muitos algoritmos de estimativa ET, baseados em técnicas de sensoriamento remoto, empregam a abordagem do balanço de energia (BE) e para tal, usam imagens da temperatura de superfície, derivada de imagens do infravermelho termal, conjugada com imagens óticas de índices de cobertura vegetal, como o albedo e outras variáveis derivadas de imagens.

Existem diversos algoritmos de BE que usam SR disponíveis na literatura, dentre os quais pode-se destacar o OSEB, SEBAL e METRIC que já foram testados nas mais diversas regiões do mundo, inclusive no Rio Grande do Sul (RS) (Schirmbeck et al., No Prelo a).

A maior parte destes modelos se baseia no princípio de conservação de energia, sendo o BE definido como a maneira que se divide o saldo de radiação R_n em fluxo de calor no solo G , fluxo de calor sensível H e fluxo de calor latente LE . Em geral, R_n e G são facilmente determinados e LE obtido como termo residual da equação do BE. Os modelos se diferem principalmente na maneira de determinar H . Modelos tipo OSEB e TSEB estimam H a partir do gradiente de temperatura entre medidas de temperatura do ar e da superfície. Modelos como SEBAL e METRIC podem ser definidos como um subgrupo dos modelos OSEB, no qual a representação das variações espaciais das condições da superfície é feita através do mapeamento de pixels âncoras, ou seja, os pixels frios e quentes da imagem que caracterizam respectivamente os limites úmidos e secos para a imagem.

O METRIC tem mostrado bons resultados, principalmente em regiões onde não ocorrem condições hídricas extremas, como no RS, e foi apontado por Schirmbeck et al. (No Prelo b) como um modelo com adequação para a construção de série temporal nas condições de clima do RS.

Entretanto, além da definição de um método adequado, quando o enfoque é a construção de uma série histórica de BE, outro aspecto fundamental é a disponibilidade de dados necessários a execução dos modelos. Em geral, para os modelos de estimativa dos componentes de BE são necessários, além de imagens orbitais, também dados de elementos meteorológicos medidos na superfície, ambos com adequada representatividade regional e disponíveis de forma contínua. Dentre os distintos satélites e sensores em operação, pode-se destacar o sensor MODIS, a bordo dos satélites Terra e Aqua. Além de proporcionar frequência temporal de 1 dia, seu programa fornece dados em forma de produtos já processados os quais aportam informações de uma série de variáveis da superfície terrestre, tais como albedo, índice de vegetação, temperatura de superfície, que normalmente são necessários para na aplicação de modelos de BE.

Quanto aos dados meteorológicos de superfície necessários aos modelos, com vistas à viabilidade operacional de construção de uma série temporal, podem ser substituídos por dados de reanálise tipo ERA Interim. Esta série, considerada a terceira geração de dados de reanálise (Dee et al., 2011), disponibilizando dados de variáveis atmosféricas que vão desde a superfície até camadas elevadas da atmosfera. Dados ERA Interim vêm sendo utilizados em conjunto com dados de sensoriamento remoto em diversas aplicações, como umidade de solo, correção atmosférica, em estudos voltado a desenvolvimento de cultivos e pastagens (Qiu et al., 2016, Rötzer et al., 2015, Sütterlin et al., 2015) e também já foram testados em aplicações no Rio Grande do Sul (Moreira et al., no prelo; Schirmbeck et al., no prelo b).

Apesar da importância e do potencial de uso dos conhecimentos de uma série temporal de BE em diversos ramos de atividade, esta ainda não se encontra disponível para o estado do Rio Grande do Sul. Em parte, esta carência está relacionada aos problemas oriundos da disponibilidade e da necessidade de compatibilização de

distintas bases de dados. Esboçou-se, assim, a hipótese de que o uso conjugado de produtos MODIS e de dados de reanálise ERA Interim possibilita a construção da série temporal dos componentes do BE nas escalas espacial e temporal adequadas para estudos em escala regional.

Neste contexto, o objetivo do presente trabalho foi usar o modelo METRIC, conjugando produtos MODIS e dados de reanálise ERA Interim, de forma a construir uma série temporal e permitir a análise dos padrões temporais e espaciais dos componentes do BE.

MATERIAL E MÉTODOS

Para a construção da série temporal, os componentes do BE foram obtidos a partir do modelo METRIC, no qual foram usados de forma conjugada imagens MODIS e dados meteorológicos de reanálise Era Interim.

Devido ao grande volume de dados processados para a construção da série temporal, foram desenvolvidas rotinas de programação em linguagem dedicada para processamento de dados (IDL – *Interactive Data Language*), as rotinas desenvolvidas contemplam as mais diversas etapas do processamento, desde o download dos dados, a importação, aplicação do modelo de balanço de energia, geração de mapas e extração de estatísticas espaciais.

A área de estudo compreende todo o Estado do Rio Grande do Sul o qual possui grande importância na produção de grãos brasileira (Figura 1).

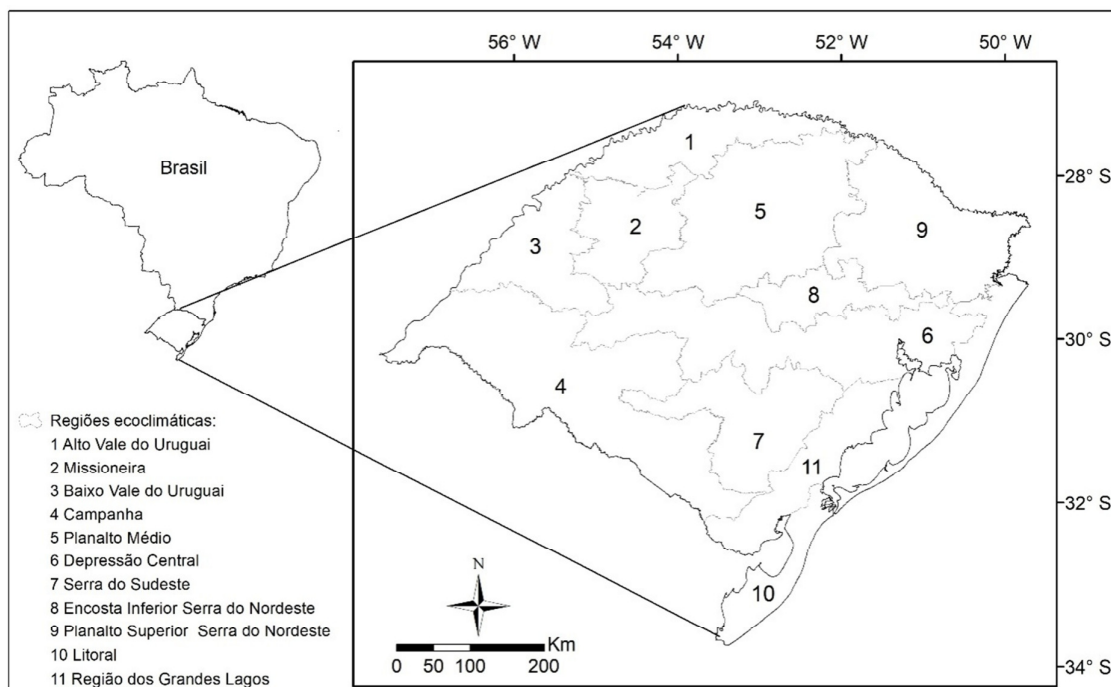


Figura 1. Localização da área de estudo, com a delimitação das regiões Ecoclimáticas do Estado do Rio Grande do Sul. Fonte. Modificado de: Secretaria da Agricultura e Abastecimento (1994)

Os dados utilizados são provenientes de duas fontes distintas:

a) produtos MODIS (LP DAAC, 2017): foram utilizados os produtos Temperatura de Superfície da Terra - MOD11A2, Índice de Vegetação - MOD13A2, Índice de área foliar MOD15A2 e Albedo - MCD43B3. A resolução espacial foi de 1.000 m e as resoluções temporais utilizadas compreendem composições de 16 dias para o MOD13, 8 dias para o MCD43, MOD15 e MOD11. Estes produtos são disponibilizados em recortes fixos sempre proporcionando a cobertura de uma área específica. Para a cobertura da área de estudo foi feito um mosaico dos quadrantes h13v11 e h13v12, os quais foram obtidos do site LP DAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*) - <https://lpdaac.usgs.gov/>.

b) dados de reanálise ERA Interim (ERA Interim, 2017): desta base de dados foram utilizadas a radiação global, temperatura do ar, temperatura de ponto de orvalho e velocidade do vento. Foram adquiridos os registros correspondentes aos horários

sinóticos, com resolução espacial de 0,25x0,25 graus, disponibilizados em uma matriz de abrangência global. Os dados foram convertidos do formato original (netcdf) em matrizes para uso em ambiente de processamento de imagens e, após, efetuado o recorte da matriz em área de abrangência do Estado. Para cada uma das variáveis, foram extraídos os registros equivalentes ao momento de passagem do satélite, assim como foi calculado o valor médio diário e as médias de períodos de 8 dias equivalentes aos períodos das imagens MODIS, além da interpolação para resolução compatível com a matriz das imagens MODIS, no processo de interpolação, devida a grande diferença de resolução, a matriz foi original dos dados de reanálise foi convertida em uma nuvem de pontos considerando a coordenada central de cada pixel e a esta nuvem de pontos aplicou-se o modelo de interpolação de Kriging (Isaaks & Srivastava, 1989).

O período de estudo foi definido de acordo com a disponibilidade de dados MODIS, sendo utilizado para a construção da série temporal com dados do período de 2002 a 2016 possibilitando a construção de uma série de 14 anos. O total de datas analisadas ao longo dos 14 anos com periodicidade de 8 dias foi de 644 datas.

O saldo de radiação R_n foi obtido a partir da Equação 1.

$$R_n = R_{G\downarrow}(1 - \alpha) + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad 1$$

onde $R_{G\downarrow}$ é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), α é o albedo da superfície (adimensional), ε_s é a emissividade da superfície (adimensional), ε_a é emissividade da atmosfera (adimensional), σ é a constante de Stefan Boltzmann ($4,9 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$), T_a é a temperatura do ar (K) e T_s é a temperatura de superfície (K).

Da Equação 1, α , T_s e ε_s foram obtidos a partir dos produtos MODIS, já os demais componentes foram obtidos a partir de dados de reanálise ERA Interim.

O fluxo de calor no solo G foi obtido como uma proporção de R_n , ponderada inversamente com índices de vegetação por equação proposta por Bastiaanssen, (2000).

Para obtenção do fluxo de calor sensível H o modelo METRIC baseia-se na utilização de pixels âncoras, quentes e frios, a partir de um processo iterativo de auto calibração da resistência aerodinâmica e do diferencial vertical de temperatura nos primeiros metros da atmosfera. Neste processo, são utilizados dados de temperatura da superfície do MOD11 e dados de temperatura do ar e velocidade do vento do ERA Interim. Os pixels âncoras consideram os limites hídricos da imagem, em que é definido para o pixel frio, $LE \approx 1,05 * ETo$ (evapotranspiração de referência - Allen et al., 2006) e $H = Rn - G - LE$. Para o pixel quente é considerada a ocorrência de uma evaporação residual proveniente do solo descoberto, $LE = E$ (evaporação no solo obtido a partir do balanço hídrico do solo proposto por Allen et al. (2006) e $H = Rn - G - LE$.

Outro aspecto relevante é que na estimativa de H no modelo METRIC, cada imagem, requer a seleção dos pixels dos extremos de temperatura (Long & Singh, 2013). No presente trabalho, os pixels âncoras, quentes e frios, foram selecionados de maneira objetiva, utilizando três critérios definidos. Primeiro, os valores de referência foram baseados no agrupamento de pixels, nunca em um único pixel. Segundo, a seleção foi baseada em critério estatístico, sendo considerados os pixels frios aqueles pixels que apresentam valores de temperatura correspondentes a frequência acumulada de 2% e os pixels quentes correspondentes à frequência acumulada de 98%. Terceiro, foram eliminados do processo de seleção os pixels que se encontravam próximos aos pixels com presença de nuvens (foi aplicado um buffer de 4 pixels na máscara de ocorrência de nuvens do produto de Ts).

Em função das condições ecoclimáticas da região e da resolução das imagens MODIS com pixel de 1 km, que dificultam a ocorrência de pixels totalmente descobertos de vegetação, para o modelo METRIC, no processo de determinação do LE

residual do pixel quente a partir do balanço hídrico, foi considerado que os mesmos apresentam 50% de cobertura de vegetação.

Os valores instantâneos dos componentes de energia foram convertidos em valores diários de acordo com metodologia proposta por Rivas & Carmona, (2013), que consiste em obter regressão linear entre medidas do saldo de radiação, efetuadas em terreno, no momento da passagem do satélite e os valores diários, para posterior aplicação da equação obtida no processo de conversão dos dados obtidos por imagem.

Após a aplicação dos modelos de estimativa dos componentes do BE a partir dos modelos e da conversão dos mesmos a valores diários, foi efetuada uma filtragem de forma a eliminar valores pixels com resultados inconsistentes. Neste processo foram considerados válidos os pixels que RN e LE apresentasse valores maiores que 0 e menores que 400 W m^{-2} e os pixels que H fosse maior de -100 W m^{-2} e menor que 250 W m^{-2} , estes limiares foram definidos a partir da análise de variabilidade e ocorrência de *outliers* nos dados registrados na torre micrometeorológica de cruz alta ao longo dos 3 anos (2009 a 2011).

Na análise dos padrões temporais dos componentes do BE foram gerados gráficos dos quatro componentes ao longo do período de estudo, para os quais foram utilizados os valores da média espacial de cada data.

Para obtenção dos padrões de distribuição espacial foram criados mapas dos componentes do BE para as quatro estações do ano. Os mapas correspondem a valores médios temporais de todas as datas correspondentes a cada estação ao longo de toda a série histórica. Devido a periodicidade de 8 dias dos produtos MODIS, as datas foram agrupadas por estações considerando primavera (de 29 agosto a 02 de dezembro), verão (de 03 de dezembro a 25 de fevereiro), outono (de 26 de fevereiro a 01 de junho) e inverno (de 02 de junho a 28 de agosto).

Com objetivo de possibilitar melhor entendimentos dos padrões médios, foram criados mapas de desvio padrão ao longo de toda a série, assim como do total de dias que apresentaram resultados válidos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O longo dos 14 anos da série temporal construída, considerando a periodicidade de 8 dias, foram totalizados 644 possíveis datas a serem analisadas. Obtiveram-se, entretanto, resultados consistentes em média em 473 datas. No mapa de distribuição espacial das datas úteis (Figura 2), observa-se padrão de distribuição com evidente gradiente leste - oeste, o que é coerente com o número de dias com precipitação pluvial (Atlas Climático, 2011). A partir da observação deste padrão, pode-se inferir que um dos principais fatores de perda de datas úteis é a cobertura por nuvens nas áreas próximas ao litoral.

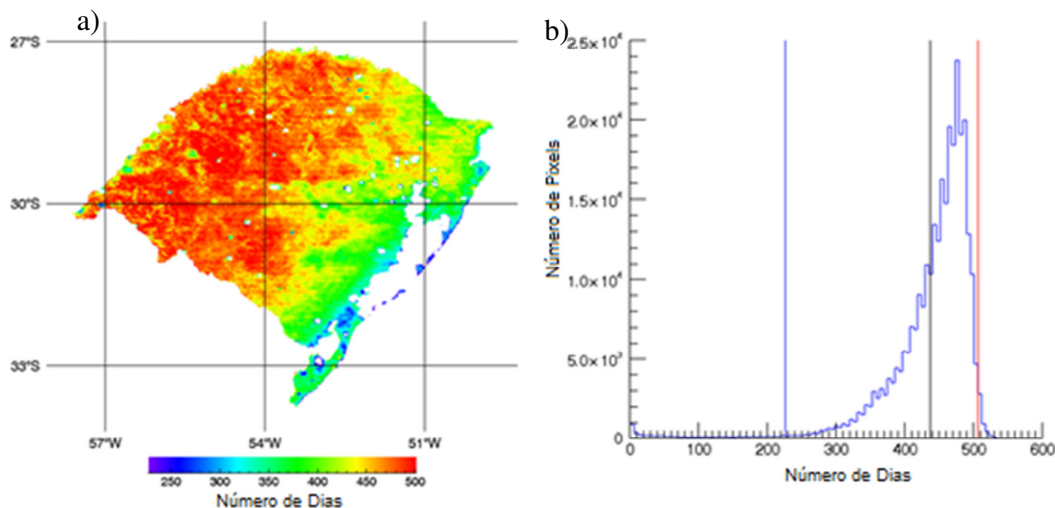


Figura 2. Mapa com total de dias que apresentaram resultados consistentes na série temporal (a) e seu respectivo histograma (b), No histograma as linhas verticais representam: azul 2% de ocorrência, preta média e vermelha 98% de ocorrência.

Tanto no padrão de distribuição espacial, como no histograma pode-se observar a predominância da ocorrência de 450 a 500 datas com resultados consistentes, sendo os limites estatísticos de ocorrência de datas 226 e 501, respectivamente para 2% (linha azul na Figura 2 b) e 98% (linha vermelha na figura 2 b) de frequência acumulada.

A variabilidade temporal dos componentes de BE ao longo dos 14 anos da série (Figura 3) possibilita observar a forte sazonalidade dos mesmos, a qual decorre da variabilidade do aporte de energia solar em regiões de clima subtropical como no Rio Grande do Sul (Alvares et al. 2013). No verão é maior o aporte de energia e são observadas maiores magnitudes em todos os componentes do BE. No inverno o padrão é o oposto, e na primavera e outono as magnitudes são intermediárias. Este padrão se repete a cada ano na série gerada.

Nos componentes Rn e G a sazonalidade é mais evidente do que nos demais componentes, o que decorre dos métodos apresentarem forte dependência da radiação solar incidente (Boegh et al., 2002, Schirmbeck & Rivas 2007, Timmermans et al., 2007). Rn é majoritariamente determinada pela radiação disponível, já o componente G é obtido como uma proporção de Rn (Bastiaanssen, 2000). Existe é claro dependência em ambos componentes do albedo da superfície, mas em menor proporção. Os valores de Rn (Tabela 1) foram sempre positivos ao longo de todo o ano, com uma amplitude média de 87 Wm^{-2} , e desvio padrão 37 Wm^{-2} . Já o componente G, que normalmente apresenta a menor parcela de Rn, teve seus valores variando de -5 a 10 Wm^{-2} .

Tabela 1. Valores médios e limites estatísticos dos componentes do BE ao longo dos 14 anos analisados na série. Os valores compreendem a variabilidade temporal da média espacial do Estado.

	Rn	G	LE	H
Mínimo	4	0	6	-16
Freq. Acumulada 2%	16	1	12	-3
Media	87	9	54	24
Freq. Acumulada 98%	147	18	96	49
Máximo	167	23	134	64
Desvio	37	5	23	14

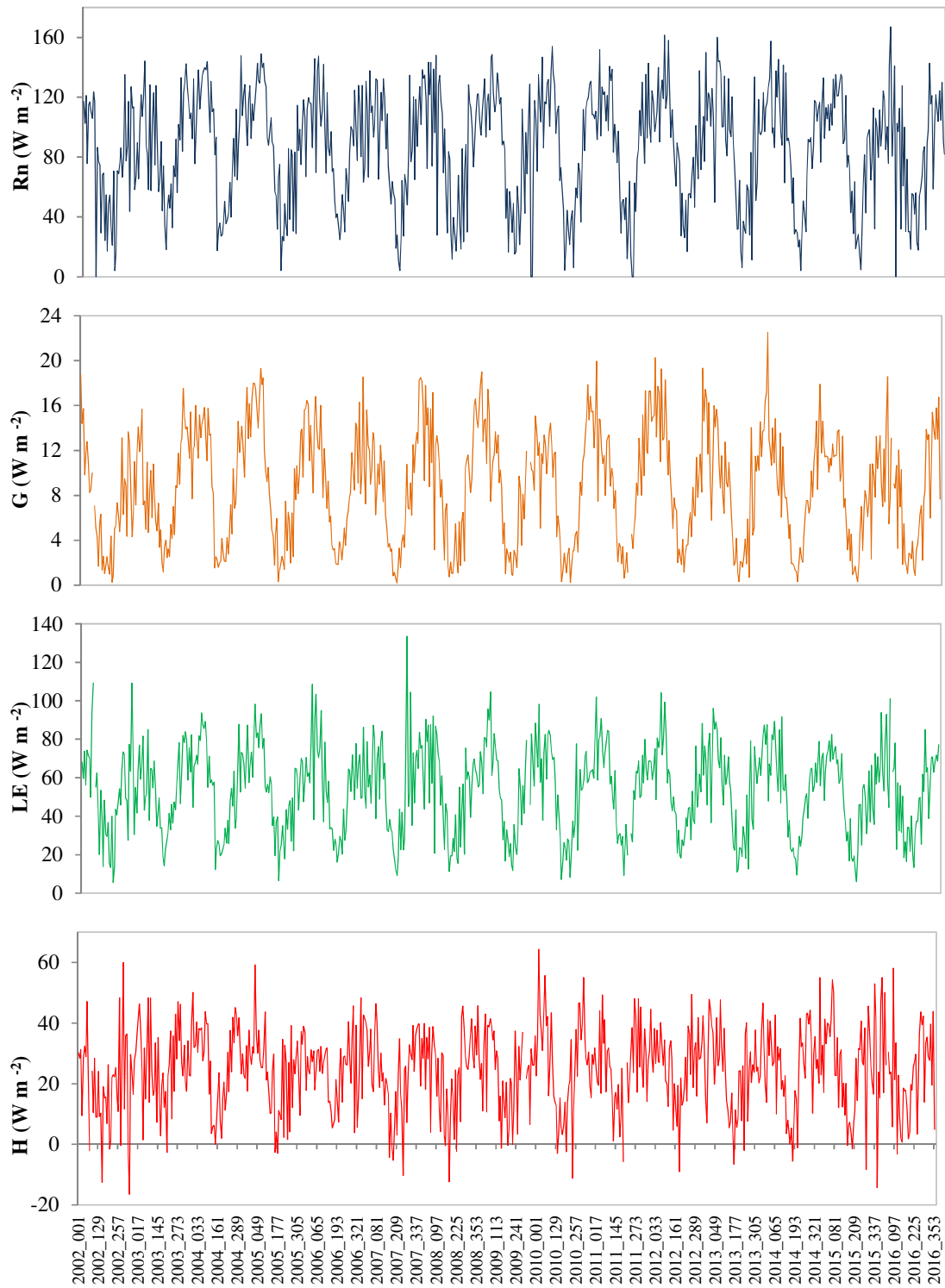


Figura 3. Padrão temporal médio no estado dos componentes do BE para o Estado do RS.

O componente LE, responsável pelo consumo da maior parcela de Rn, apesar de ser obtido como termo residual do BE, também apresentou sazonalidade influenciada pelo Rn. LE teve valores sempre positivos variando entre 12 Wm^{-2} e 96 Wm^{-2} , o que representou em média 62 % de Rn.

Já o componente H, segunda maior parcela de consumo de energia, correspondeu a 28% de Rn, assumindo valor médio de 24 Wm^{-2} e desvio padrão de 14 Wm^{-2} . A sazonalidade não é tão acentuada, pois este componente também é fortemente influenciado pela variabilidade da cobertura vegetal, em presença de uma cobertura vegetal, havendo disponibilidade de água, a planta controla o processo de evapotranspiração consumindo a maior parcela de energia, já em uma superfície descoberta ou com menos biomassa a tendência é uma maior parcela da energia ser gasta no fluxo de calor sensível.

A distribuição espacial dos componentes do BE para cada estação do ano, pode ser observada nas Figuras 4, 5, 6 e 7. Conforme esperado, observa-se uma diferença importante de magnitude do componente Rn (Figura 4) entre as quatro estações do ano. Entretanto, considerando uma mesma estação, a variabilidade espacial apresentada no estado não foi grande. A amplitude de valores ao longo das quatro estações é em torno de 100 Wm^{-2} , já a amplitude apresentada em cada estação ao longo do território não supera os 40 Wm^{-2} .

No inverno são observados os menores valores de Rn, os quais ocorrem na porção sul do Estado, na fronteira com o Uruguai. Observa-se gradiente sul-norte, o que é coerente com a disponibilidade de radiação solar (Atlas Climático, 2012) no período de maior declinação solar sobre o hemisfério norte. Também, a porção sul, que normalmente é mais atingida por geadas.

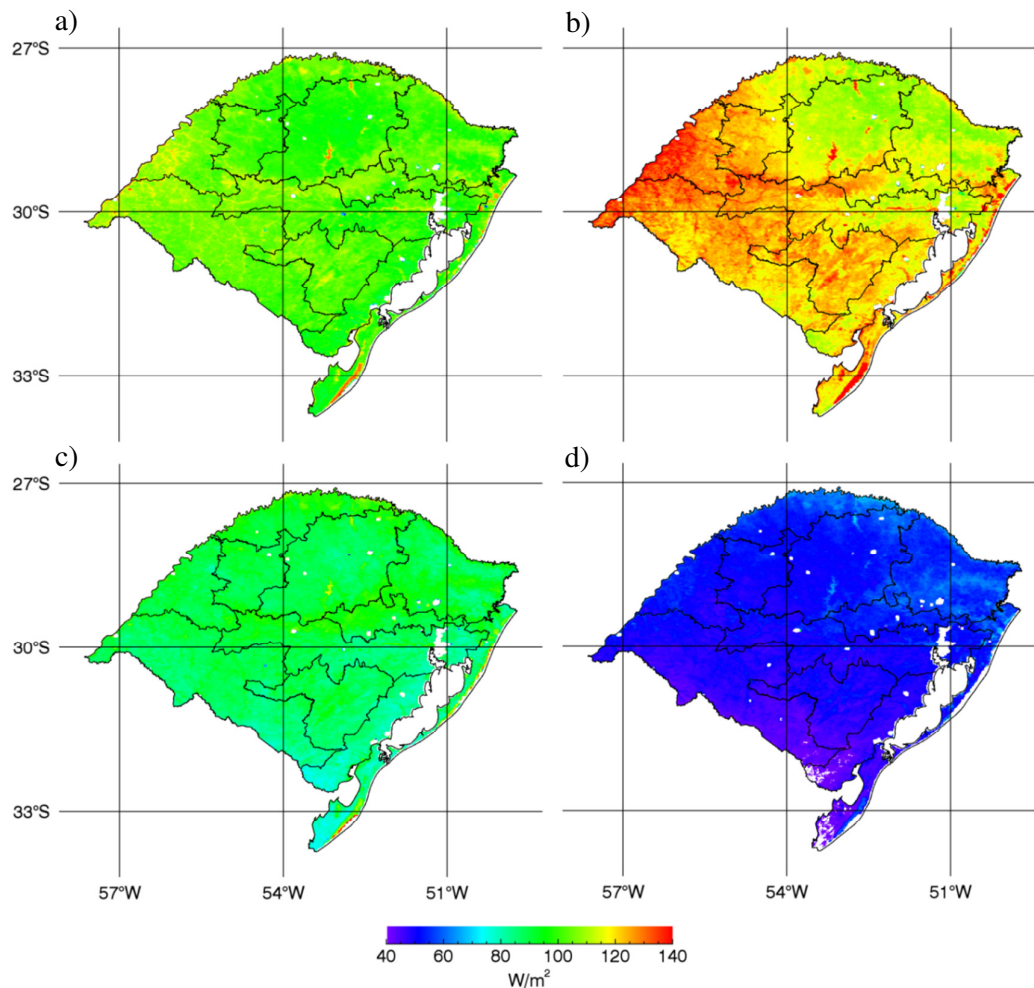


Figura 4. Mapa de distribuição espacial do saldo de radiação Rn para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno.

No verão, quando a declinação é máxima sobre o hemisfério sul, o padrão de distribuição espacial aponta para maiores valores de Rn em todo o Estado, mas especialmente a oeste, o que pode estar associado com a redução da radiação solar na porção leste, em consequência da maior nebulosidade (Atlas Climático, 2012).

No mapa de verão os menores valores de Rn podem ser observados nas regiões ecoclimáticas Planalto Médio (5), Planalto Superior Serra do Nordeste (9) onde pode se atribuir ao aumento do albedo devido aos cultivos e campos com alto desenvolvimento vegetativo (Souza et al., 2010, Monteiro et al. 2014) e também se

observa altos valores na porção leste da região ecoclimática Depressão Central (6) onde encontra-se grande atividade de cultivo de arroz.

Nos mapas de primavera e de outono e inverno se observa que os maiores valores de R_n ocorrem na região ecoclimática da Serra do Sudeste (7), na porção sul da região Planalto Superior Serra do Nordeste (9) e também em uma faixa central na região Planalto Superior Serra do Nordeste (9) a qual corresponde ao vale do Rio das Antas, isso atribui-se ao fato de o albedo da floresta apresentar os menores valores, em média 0,11 (Liberato, 2011), inclusive valores menores aos apresentados em outras regiões com cultivos em fases intermediárias de desenvolvimento vegetativo, Souza et al. 2010 observou valores de albedo de 0,16, 0,24 e 0,14 respectivamente para as fases de implantação do cultivo, máximo desenvolvimento vegetativo e senescência.

O componente G (Figura 5), apesar de representar a menor parcela de energia consumida e as consequentes menores magnitudes, apresentou maior variabilidade espacial do que o componente R_n , principalmente na primavera e no verão.

De forma geral, houve coerência na distribuição espacial de G em relação a R_n , especialmente no verão e inverno. Durante o período do verão pode-se observar que os maiores valores de G (Figura 5) ocorrem na região do Baixo Vale do Uruguai (3) e na parte oeste da região da Campanha (4). Já os menores valores se observa no Planalto Superior Serra do Nordeste (9), em uma faixa central do Estado que compreende a região ecoclimática da Encosta Inferior da Serra do Nordeste (8) e na porção sul da região Planalto Superior Serra do Nordeste (9). Nestas regiões são caracterizadas por predominância de relevo mais acidentado e vegetação arbustiva mais densa em relação ao restante do Estado. No inverno o padrão de distribuição espacial de G também se assemelha ao observado na R_n , evidenciando o gradiente sul-norte. Na primavera e

outono, o padrão espacial é também aponta no sentido leste-oeste como no verão, mas com magnitudes inferiores.

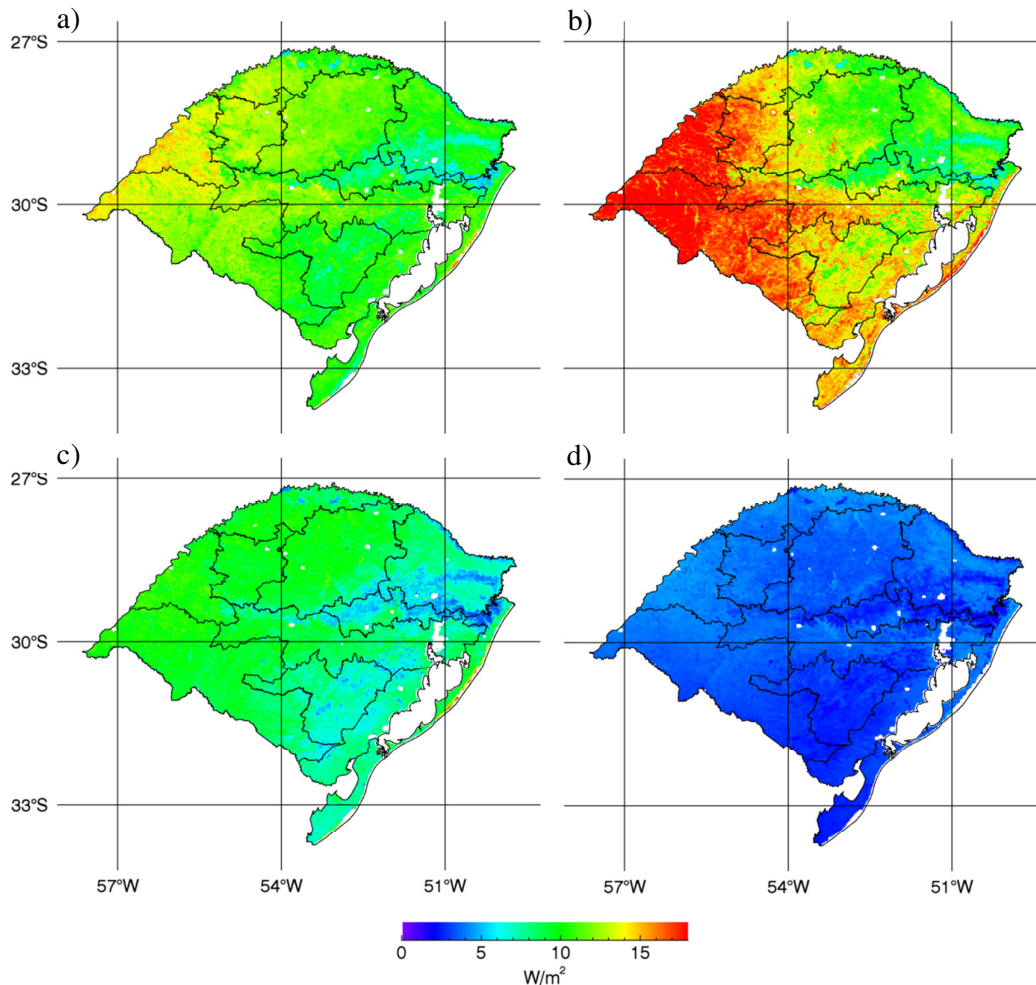


Figura 5. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor no solo G para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno.

Os componentes H (Figura 6) e LE (Figura 7), responsáveis pelo consumo da maior parcela da energia disponível, como visto acima 62% e 28% de R_n , respectivamente, apresentam maior variabilidade espacial quando comparados aos componentes R_n e G , com padrões espaciais similares e complementares, o que demonstra a forte dependência entre os mesmos. Esta dependência é decorrente do

modelo que estima o componente LE como termo residual da equação de BE, ou seja a medida que a componente H cresce LE reduz e vice versa.

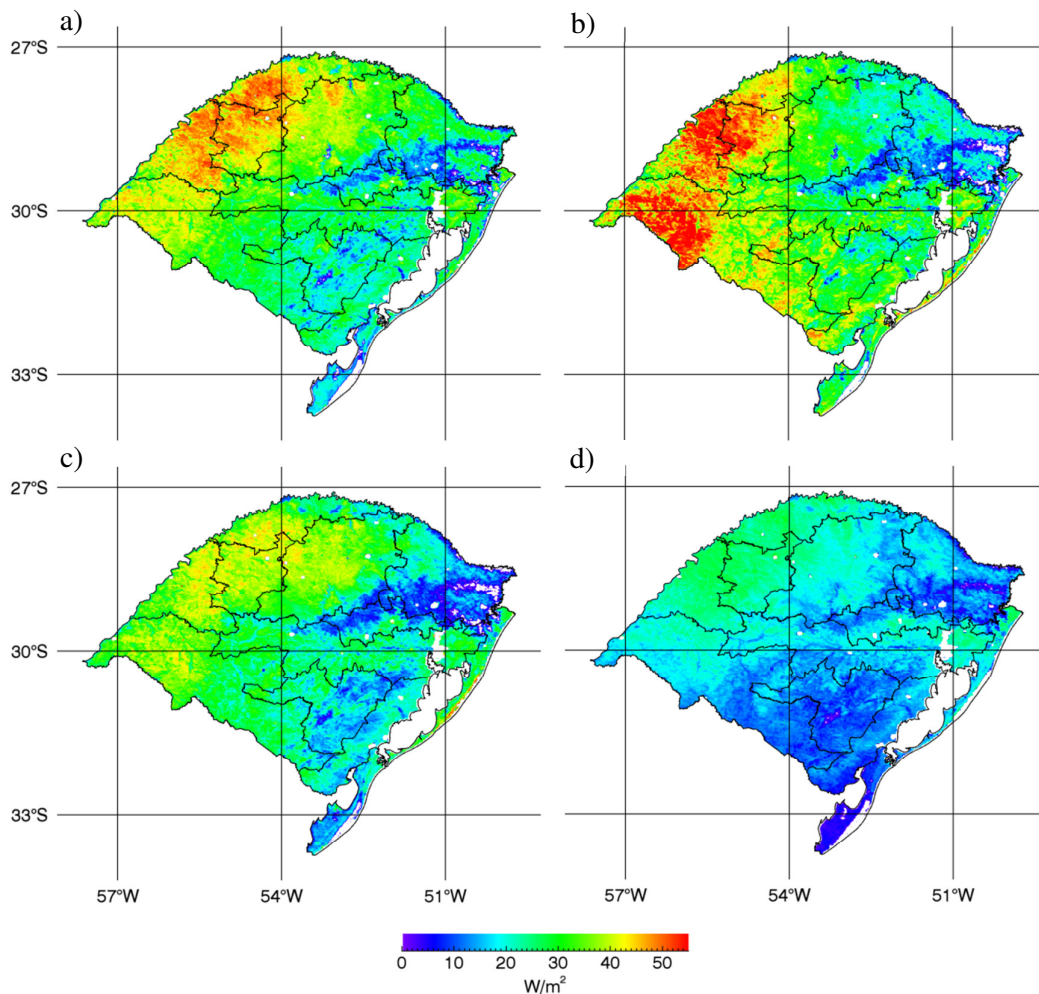


Figura 6. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor sensível H para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno.

O componente H apresentou padrão espacial similar nas quatro estações do ano, com gradiente sudeste-noroeste. Os maiores valores de H ocorrem na região da fronteira com a Argentina, área correspondente às regiões ecoclimáticas do Alto Vale do Uruguai (1 - metade oeste desta região), Missioneira (2) e Baixo Vale do Uruguai (3). Este gradiente pode ser explicado pelo padrão de algumas variáveis climáticas no Estado, que mostram nestas regiões os maiores valores de radiação solar, temperatura do ar e

velocidade do vento e os menores valores de umidade relativa do ar. Esta combinação de variáveis proporciona para porção noroeste do Estado a maior demanda evaporativa da atmosfera (Cunha et al. 2001). Apesar de a região apresentar valores altos valores de precipitação pluvial, a mesma não é suficiente para atender a alta demanda evaporativa da atmosfera, determinando restrições em LE e gerando altos valores de H. Esta região, portanto, pode ser caracterizada como a que mais sofre com déficit hídrico no Estado.

De forma complementar ao padrão observado em H, verifica-se que os maiores valores de LE (Figura 7) ocorrem na porção central do Estado, compreendendo a região ecoclimática da Encosta Inferior da Serra do Nordeste (8), a porção sul da região Planalto Superior Serra do Nordeste (9) e também em uma faixa central na região Planalto Superior Serra do Nordeste (9) a qual corresponde ao vale do Rio das Antas. Os maiores valores desta região se dão devido à vegetação arbórea, mais densa a qual apresenta maior facilidade para converter o saldo de radiação em LE. Além de a região apresentar os maiores volumes de precipitação pluvial (Atlas Climático, 2012), a vegetação arbórea apresenta sistema radicular profundo e maior quantidade de biomassa transpirando, o que evita o aquecimento da área e favorece a conversão da energia em fluxo de calor latente. Em consequência fluxo de calor sensível H apresenta menores valores nesta área.

Também se observa uma série de manchas com altos valores de LE, na área da região ecoclimática Serra do Sudeste (7), nesta região os altos valores de LE podem ser atribuídos a a atividade de silvicultura que vem sendo desenvolvida na região.

A componente LE, da mesma forma que o componente H, apresentou gradiente porém em sentido oposto ao de H. O gradiente de LE observado é no sentido noroeste para sudeste.

Os padrões de distribuição espacial de LE e H apresentaram, portanto, em várias situações comportamentos inversos, ou seja, para áreas com alto LE se observa baixos valores de H e vice versa. Este padrão, conforme é o esperado, pois em situações que o sistema solo água planta estão em condições hídricas adequadas, a energia é majoritariamente usada para o processo de evapotranspiração fazendo com que H seja reduzido e LE aumente. Já em condições de estresse hídrico o sistema solo água planta se aquece propiciando o aquecimento do ar nos primeiros metros da atmosfera.

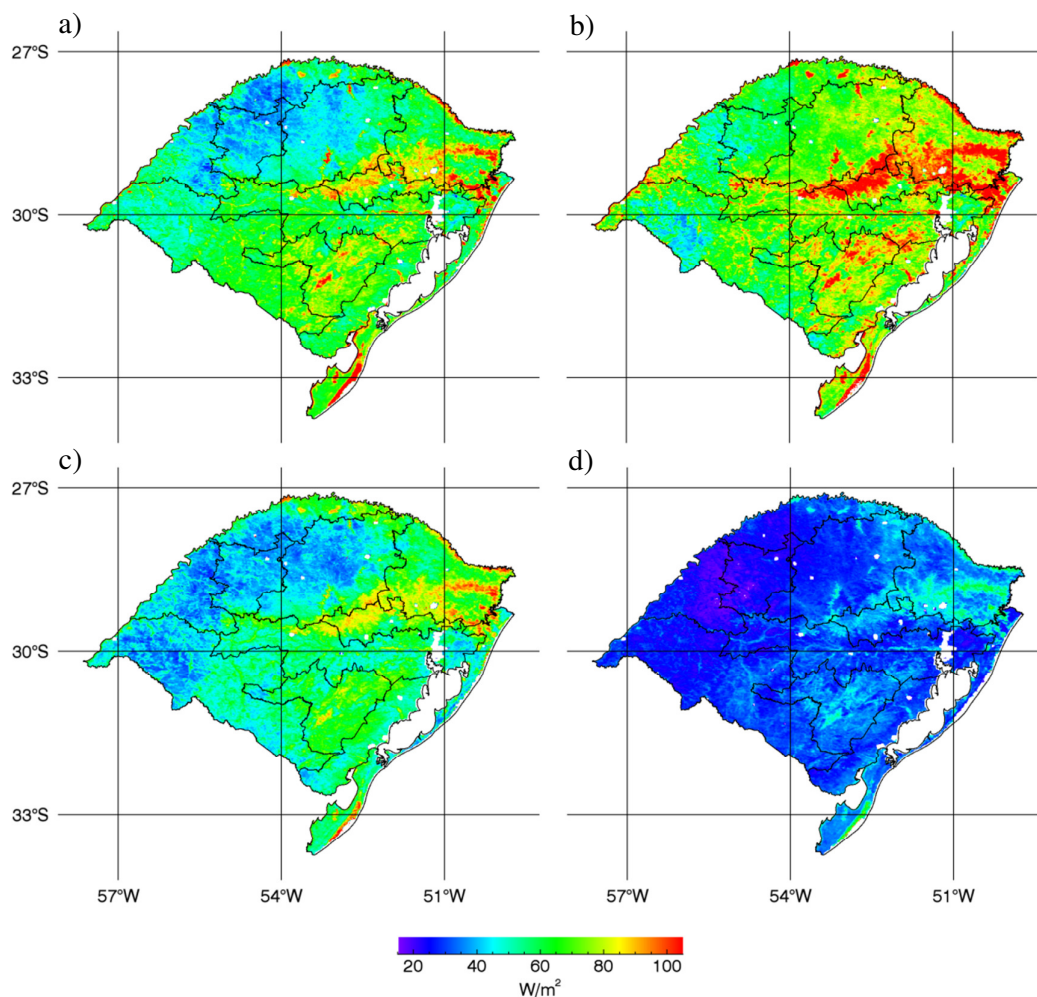


Figura 7. Mapa de distribuição espacial do fluxo de calor latente LE para as diferentes estações do ano, o mapa compreende a valores médios das datas pertencentes a cada estação ao longo dos 14 anos da série, sendo: a) Primavera, b) Verão, c) Outono e d) Inverno.

Um ponto interessante em relação à inversão de padrões é que durante a primavera e o outono as áreas que apresentaram maiores valores de H, estão situadas em grande parte da região ecoclimática do Planalto Médio (5). No período de verão e inverno a área de altos valores de H recua em direção da região ecoclimática Missioneira (2), dando lugar a altos valores de LE. Este padrão pode ser atribuído à intensa atividade agrícola, visto que esta porção do Estado é uma das principais áreas de produção de grãos (Guasseli et al. 2006). Salienta-se também que no verão, os menores valores de LE ocorrem na região ecoclimática da Campanha, o que está associado aos solos rasos e a menor disponibilidade de precipitação pluvial.

Nos períodos de primavera e outono a região do Planalto Médio (5) encontra-se com cobertura parcial ou vegetação senescentes, decorrentes do término de um ciclo de cultivo e início de outro (Fontana et al. 2015). Em situação de cobertura parcial ou vegetação senescente, a biomassa é baixa e, conseqüentemente, há menor evapotranspiração, menos energia consumida em fluxo de calor latente LE. Especialmente no período do verão (mas também no inverno com menor magnitude) as culturas estão em alto desenvolvimento vegetativo, proporcionando desta forma o maior consumo de energia na forma de fluxo de calor latente LE.

Importante salientar o ineditismo das informações disponibilizadas nas séries temporais dos componentes do BE geradas neste trabalho. Em diversas publicações, especialmente em alguns atlas (Atlas Climático, 2011; Atlas Climático, 2012), são apresentados mapas com a distribuição espacial de diversos elementos climatológicos feitos a partir da interpolação de dados oriundos de estações meteorológicas. Um dado de grande interesse é a evapotranspiração potencial, que expressa a demanda evaporativa da atmosfera, o qual cotejado frente à precipitação pluvial, pode ser indicativo da disponibilidade hídrica. Entre os componentes de BE, salienta-se a

disponibilização de dados de LE, os quais podem ser transformados em evapotranspiração real, que é um dado de grande importância para fins de gerenciamento dos recursos hídrico e planejamento do setor agrícola.

Estes trabalhos baseados em dados oriundos de estações meteorológicas dependem da eficácia dos processos de interpolação bem como da distribuição espacial das estações que em grande parte das situações não é satisfatória. Por outro lado estimativas dos componentes do BE a partir de imagens contam com o principal benefício do sensoriamento remoto, ou seja, a existência de medidas ao longo de toda área de estudo.

Também se observa um grande número de publicações sobre estimativa de componentes do BE a partir de imagens, porém os mesmos na maioria das vezes são de caráter local, aplicados com imagens de média/alta resolução espacial (menor que 10^2 m) e são baseados em um número limitado de imagens, dificultando uma análise mais detalhada dos padrões temporais.

Ainda sendo importante salientar que séries temporais como a construída neste trabalho permitem uma variedade de análises estatísticas tanto no domínio do tempo como no domínio da frequência que possibilitam aprofundar o entendimento da variabilidade, sazonalidade, a análise de tendências dentre outras.

CONCLUSÕES

O uso conjugado de produtos MODIS e dados de reanálise, aplicados no modelo METRIC, permite a construção de uma série temporal dos componentes do BE consistente, a qual possibilita a compreensão dos padrões de distribuição espaço temporal dos mesmos no estado do Rio Grande do Sul.

Há uma marcada sazonalidade nos componentes do BE, com maiores valores no verão e menores no inverno, a qual é mais fortemente verificada em Rn e G.

Em termos espaciais, o que define a distribuição de Rn é a declinação solar, a cobertura de nuvens e as variações de albedo na superfície ao longo do ano.

G é o componente de menor magnitude e sua distribuição espacial e temporal é determinada pela distribuição de Rn.

Já os componentes LE e H, são os que mostram magnitude maior, apresentando padrões de distribuição espacial e temporal coerentes com as condições climáticas e com os tipos de uso e cobertura na área de estudo. Observa-se um padrão inverso, com um gradiente de LE no sentido noroeste para sudeste e para o componente H, no sentido sudeste para noroeste.

Referências

ALLEN, R. G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma: FAO. 323p. (FAO: **Irrigation and Drainage Paper**, 56). 2006.

ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v.22, p.711-728. 2013.

ATLAS Climático: Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura Pecuária e Agronegócio; Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO), [2011]. Disponível em: <<http://www.cemet.rs.gov.br>> Acesso em: 18 mar. 2017.

ATLAS Climático da Região Sul do Brasil: Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), [2012]. WREGE, M.S.; STEINMETZ, S.; REISSER JÚNIOR, C.; ALMEIDA, I.R. (ed.). 333p.

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

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v.79, p.329-343. 2002.

CUNHA, G. R.; BARNI, N. A.; HAAS, J. C.; MALUF, J. R. T.; MATZENAUER, R.; PASINATO, A.; PIMENTEL, M. B. M.; PIRES, J. L. F. Zoneamento agrícola e época de semeadura para soja no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.9, p.446-459, 2001.

DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., ISAKSEN, L., KÅLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.137, p.553–597. 2011.

ERA Interim - [banco de dados] <<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>> Acesso em: 20 abr. 2017.

FONTANA, D. C.; PINTO, D. G.; JUNGES, A. H., BREMM, C. Inferências sobre o calendário agrícola a partir de perfis temporais de NDVI/MODIS. **Bragantia**, v.74, p.350-358. 2015.

GUASSELLI, L.A.; SALDANHA, D.L.; SUERTEGARAY, D.M.A.; DUCATI, J.R.; FONTANA, D.C. Macrozoneamento do Estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v.33, p.3-11. 2006.

ISAAKS, E. H., SRIVASTAVA, R. M. An Introduction to Applied Geostatistics, Oxford University Press, New York, 1989.

LIBERATO, A.M. Estimativa de Albedo e Índice de Área Foliar na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.4, p.22-32. 2011.

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**, v.49, p.2601–2618. 2013.

LP DAAC - [banco de dados] Land Processes Distributed Active Archive Center. <<https://lpdaac.usgs.gov>> Acesso em: 20 fev. 2017.

MONTEIRO, P.F.C.; FONTANA, D.C.; SANTOS, T.V.; ROBERTI, D.R. Estimation of energy balance components and evapotranspiration in soybean crop in southern Brazil using TM - Landsat 5 images. . **Bragantia**, v.73, p.72-80. 2014.

MOREIRA, A.; FONTANA, D.C.; KUPLICH, T.M.; CARDOSO, M.A. Dados meteorológicos estimados em condições de clima subtropical e a relação com índices de vegetação, **Revista Brasileira de Cartografia** (No Prelo).

QIU, J.; GAO, Q.; WANG, S.; SU, Z. Comparison of temporal trends from multiple soil moisture data sets and precipitation: The implication of irrigation on regional soil

moisture trend. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.48, p.17-27. 2016.

RÖTZER, K.; MONTZKA, C.; VEREECKEN. Spatio-temporal variability of global soil moisture products. **Journal of Hydrology**, v.522, p.187-202. 2015.

RIVAS, R. E.; CARMONA, F. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v.55 p.27-34 2013.

SECRETARIA DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. Zoneamento Agroecológico e Econômico: Regiões Agroecológicas - Estado do Rio Grande do Sul. V. 1, Porto Alegre, 1994.

SCHIRMBECK, J., RIVAS, R., Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura. En Teledetección: hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional, editado por R. Rivas, A. Grisotto, M. Sacido. 317-322; 490 pp. 2007.

SCHIRMBECK, J.; FONTANA, D.C.; ROBERTI, D.R.; SCHIRMBECK L.W. Energy balance from images in humid climate – SEBAL and METRIC, **Agrometeoros**, No Prelo a.

SCHIRMBECK, J.; FONTANA D.C.; RUHOFF, A.L; ROBERTI, D.R.; SCHIRMBECK L.W. Metodologia de espacialização dos componentes do Balanço de Energia baseado em dados MODIS e ERA Interim, No Prelo b.

SCHMUGGE, T. J., KUSTAS, W. P., RITCHIE, J. C., JACKSON, T. J., RANGO, A. Remote sensing in hydrology. **Advances in Water Resources**, v.25, p.1367–1385. 2002.

SOUZA, P.J.O.P.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E.J.P.; LOUREIRO, R.S.; BISPO, C.J C.; SOUZA, A.M.L. Albedo da cultura da soja em área de avanço da fronteira agrícola na Amazônia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, p.65–73. 2010.

SÜTTERLIN, M.; SCHAAF, C.B.; STÖCKLI, R.; SUN, Q.; HÜSLER, F.; NEUHAUS, C.; WUNDERLE, S. Albedo and reflectance anisotropy retrieval from AVHRR operated onboard NOAA and MetOp satellites: Algorithm performance and accuracy assessment for Europe. **Remote Sensing of Environment**, v.168, p.163-176. 2015.

TIMMERMANS, W.J.; KUSTAS, W.P.; ANDERSON, M.C.; FRENCH, A.N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v.108, p.369-384. 2007.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar das limitações oferecidas pela baixa resolução espacial (1 km) e das distintas resoluções temporais (1, 8 e 16 dias), os produtos MODIS apresentaram resultados satisfatórios nas estimativas dos componentes do BE.

Nas comparações instantâneas de fluxos, o modelo OSEB apresentou resultados satisfatórios para os distintos tipos de coberturas vegetais analisadas (cultivos de verão, cultivos de inverno e cobertura parcial). Já o modelo SEBAL apresentou resultados consistentes somente no período de verão, apresentando deficiência nos demais períodos, esta deficiência foi atribuída às condições de clima subtropical úmido, bem como a resolução das imagens MODIS.

O teste do modelo METRIC, ainda com dados instantâneos mostrou melhores resultados frente às medidas de referência. As premissas desse modelo são formalmente mais consistentes para as condições ecoclimáticas do Estado, pois possibilita a determinação do LE residual para o pixel quente.

Na análise feita para a periodicidade de 8 dias, a metodologia proposta para a estimativa dos componentes de BE usando de forma conjugada os produtos MODIS e os dados de reanálise ERA Interim, apresenta resultados coerentes, tanto em ordem de magnitude, como nos padrões de distribuição espacial e temporal dos componentes do BE.

Nesta periodicidade, o modelo METRIC pode ser apontado como o mais apto para a construção da série temporal de BE, pois apresenta maior disponibilidade de dias com dados válidos e maior coerência na distribuição espacial. Ao utilizar um maior número de variáveis de entrada, reduz a dependência do modelo exclusivamente para determinadas variáveis.

A série temporal construída possibilitou a compreensão dos padrões de distribuição espaço temporal dos componentes do BE no estado do Rio Grande do Sul. Há uma marcada sazonalidade nos componentes do BE, com maiores valores no verão e menores no inverno. G é o componente de menor magnitude e sua distribuição espacial e temporal é determinada pela distribuição de Rn. Já os componentes LE e H, são os que mostram magnitude maior e apresentam padrões de distribuição espacial e temporal coerentes com as condições climáticas e com os tipos de uso e cobertura na área de estudo. Observa-se um padrão inverso, com um gradiente de LE no sentido noroeste para sudeste e para o componente H, no sentido sudeste para noroeste.

A série temporal construída neste estudo possibilita uma análise bem mais aprofundada do que a que foi apresentada neste documento, dada a riqueza de informações disponíveis, tanto dos componentes de BE, bem como nas distintas variáveis de entrada dos modelos. Fica, assim, como recomendação para estudos futuros, implementar análises mais detalhadas dos componentes do BE da série como, por exemplo, analisar os padrões de distribuição espacial em distintas escalas de tempo (mensal, ao longo de ciclos de cultivos), analisar a variabilidade interanual e em presença de fenômenos extremos, avaliar as tendências de alteração ao longo do tempo, analisar as estatísticas no domínio da frequência, dentre outras alternativas de exploração de uma série temporal.

7 APÊNDICE A – Metodologia de construção da série temporal

Neste apêndice é abordada a metodologia de estimativa dos componentes de balanço de energia a partir do modelo METRIC, usado para a construção da série temporal a partir dos produtos MODIS e dos dados de reanálise ERA Interim.

7.1 Pré-processamento dos dados ERA Interim

Os dados Era Interim utilizados na construção da série de BE compreenderam a dados diários registrados nos horários sinóticos de leitura de dados meteorológicos.

Os dados foram baixados com o uso da APY do MARS, que possibilita o download a partir de scripts na Linguagem Python. Os dados foram solicitados em formato NetCDF (há disponibilidade de formato GRADS), sendo que cada arquivo continha os dados de uma variável do período de um mês.

A resolução espacial dos dados baixados foi de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, sendo eles em matrizes de cobertura global. A partir das matrizes globais foi extraído um recorte correspondente à área do Rio Grande do Sul, este recorte foi feito de forma a manter uma borda no entorno do estado de forma a obter melhor qualidade no processo de amostragem para a resolução do pixel MODIS (1000m), somente após o processamento de amostragem, feito por interpolação de Kriging, foi recortada e mascarada a área de estudo.

Das matrizes em horários sinóticos foram extraídos os dados das 12h UTC, horário que se aproxima da passagem do satélite e também foram calculados os valores médios diários. A metodologia de cálculo empregada para obtenção dos valores médios diários das variáveis, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento, corresponde à metodologia apresentada pelo (Atlas Climático, 2011). Os dados de radiação e precipitação já fornecem valores acumulados ao longo do dia.

A umidade relativa do ar não está disponível na base de dados, foi obtida a partir da temperatura de ponto de orvalho e temperatura do ar com a aplicação das Equações 11, 12 e 15 do FAO 56 (Allen et al. 1998).

A partir dos dados de reanálise foi calculado o balanço hídrico do solo com metodologia de coeficiente dual de cultivo, o qual possibilita a obtenção da evaporação de uma área de solo nu, este balanço foi calculado em nível de matriz para todo o estado e a metodologia de cálculo segue a proposta da tabela de cálculo Exemplo 35 do FAO 56 (Allen et al. 1998).

7.2 Pré-processamento dos Produtos MODIS

Os produtos MODIS passaram pelo pré-processamento de importação das matrizes a partir dos arquivos originais em formato HDF, pelos processamentos de transformação das coordenadas da projeção sinusoidal para coordenadas geográficas WGS 84, mosaico dos tiles h13v11 e h13v12 e posterior recorte de um quadrante que envolve o estado do Rio Grande do Sul.

7.3 Estimativa dos componentes do BE

Os componentes do BE foram estimados por meio de rotina de processamento escrita em IDL que necessita rodar em ambiente ENVI + IDL, nesta seção são descritos os dados e equações utilizadas neste processamento.

Os dados de entrada são:

```
Ts => Temperatura de superfície proveniente do produto MOD11A2_A
e31 => Emissividade da banda 31 proveniente do produto MOD11A2_A
e32 => Emissividade da banda 32 proveniente do produto MOD11A2_A
quality => Banda de qualidade proveniente do produto de TS - MOD11A2_A
albedo => Albedo proveniente do produto de MCD43B3_A (White Sky Albedo)
ndvi => Índice de vegetação NDVI proveniente do produto MOD13A2_A
lai => Índice de área foliar proveniente do produto MOD15A2_A
taK => Temperatura do ar em kelvin obtida a partir dos dados de
reanalise ERA Iterim
```

```

rg => Radiação global obtida a partir dos dados de reanalise ERA
Iterim
u2 => Velocidade do vento obtida a partir dos dados de reanalise ERA
Iterim
eto => Evapotranspiração de referência obtida a partir dos dados de
reanalise ERA Iterim
etc => Evapotranspiração de cultivo para cobertura parcial de
vegetação obtida partir dos dados de reanalise ERA Iterim

```

Ainda como arquivo auxiliar utiliza-se:

```

mask => Arquivo de máscara com limites do estado e principais corpos
de água.

```

7.3.1 Máscara de qualidade

A partir dos dados de qualidade extraídos do produto MOD11A2 (*quality band*) foi aplicado um processamento de dilatação dos pixels que apresentaram qualquer anomalia de qualidade, foram criadas 2 máscaras, uma com borda de 1 pixel e outra com borda de 2 pixels. A primeira foi usada para obtenção dos componentes de BE e a segunda para determinação dos pixels quentes e frios.

7.3.2 Aplicação de máscaras

A máscara de qualidade com borda de 1 pixel e a máscara do limite do Rio Grande do Sul foi aplicada a todos os dados de entrada. Foram aplicadas máscara de valores inválidos equivalentes a cada um dos produtos de entrada. Também foram mascarados todos os pixels que apresentavam $NDVI > 0$.

7.3.3 Cálculo dos componentes do BE

A metodologia de estimativa dos componentes de BE será apresentada em forma de código comentado.

```

; ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO Rn
; cálculo da emissividade da superfície
ea = 0.92e-5*taK^2 ;Brutsaert 1984
;define o valor médio da emissividade entre as duas bandas de TS
es = (e31+e32)/2
; define contante de Stefman Bolsman

```



```

stb = 4.9e-9

RNi_METRIC = rg*(1-albedo) + es*ea*stb*taK^4 - es*stb*ts^4

;conversão de (MJ/m*m dia) para W/m*m
RNi_METRIC = RNi_METRIC /0.0864

; ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO G
Gi_METRIC = ((Ts-273.15)/albedo)*(0.0038*albedo+0.0074* albedo^2)*(1-
0.98*ndvi^4)*RNi_METRIC

;ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO H

;Inicialmente é determinado o valor inicial da resistência
;aerodinâmica (ra), são definidos os pixels quentes e frios da
;imagem para posterior processos iterativo de determinação ra e ;do
diferencial de temperatura (dt).

;para determinação de RA
k = 0.41 ; constante de Von Karman

;z2 e z1 alturas
; para condição inicial de estabilidade da atmosfera considera-se:
z1 = 0.1
z2 = 2.0 ;

h = 0.5 ; média da vegetação
h_u = 2.0 ; altura da medida do vento
u_h = u2 ; velocidade do vento

;rougnees lenght
Zom_est = 0.123 * h ;eq 28 em ALLEN et al 2002

;u* para estação vento na altura rougnees lenght (200m)
u_ast_est = (k * u_h )/ alog((h_u/Zom_est)) ;eq 27 em ALLEN et al 2002

Zom = 0.018 * LAI ;eq 31a em ALLEN et al 2002

u200 = (u_ast_est * alog(200.0/Zom_est))/k ;eq 29 em ALLEN et al 2002
;u_ast = u asterisco
u_ast = (k * u200)/(alog(200.0/Zom)) ;eq 30 em ALLEN et al 2002

;valor inicial da resistência aerodinamica
ra = alog( z2/z1 )/(u_ast * k) ;equacao 3.17

; definicao dos pixeis frios e quentes e diferenca de temperatura

; busca de pontos com NDVI > 0.05
index = where(ndvi77 gt 0.05, /null)
if index eq !null then begin
    print, 'nao identificado pontos F e Q no METRIC'
endif

; histograma de temperatura
hist = histogram(nbins = 100, ts77[index],locations = temp, /NAN)
cumulative = total(hist, /cumulative)/total(hist)

; localização do valor 2% e 98 %
min_index = where(cumulative ge 0.02,/null)
max_index = where(cumulative ge 0.99,/null)

```

```

; obtenção dos valores de temperatura frios e quentes
ts_f = temp[min_index[0]]
ts_q = temp[max_index[0]]

;localização de pixels quentes e frios com limiar de + ou - 0.1
i_f = where(ts77 gt ts_f -0.1 and ts77 lt ts_f + 0.1, /null)
if i_f eq !null then begin
  print, 'nao determinado pixel frio no METRIC'
endif
i_q = where(ts77 gt ts_q -0.1 and ts77 lt ts_q + 0.1, /null)
if i_q eq !null then begin
  print, 'nao determinado pixel quente no METRIC'
endif

;obtenção dos valore médios das variáveis para os pixels quentes e
frios
rn_q = mean(RNi_METRIC[i_q],/nan)
g_q = mean(Gi_METRIC[i_q],/nan)
rn_f = mean(RNi_METRIC[i_f],/nan)
g_f = mean(Gi_METRIC[i_f],/nan)
etc_q = mean(etc[i_q],/nan)
eto_f = mean(eto[i_f],/nan)

; determinação de H dos pixels quentes
H_q = rn_q - g_q - etc_q

; determinação de H do pixel frio
H_f = rn_f - g_f - eto_f

dt_f = 0

; processo iterativo, 10 passos
for iteracao = 0, 9 do begin

;determina ra dos pixels quentes e frios
ra_q = mean(ra[i_q],/nan)
ra_f = mean(ra[i_f],/nan)

; determinação do dt dos pixels quentes (dt_q)
dt_q = (h_q * ra_q) / (da * cp*1000);análoga a eq 33 em ALLEN et al
2002

;Determinação dos coeficientes a e b da regressão linear entre ts e dt
x = [ts_f,ts_q]
y = [dt_f, dt_q]
ab = LINFIT(x,y)

;determinação do mapa de dt
dt = ab[0] + ab[1]*ts ;eq 32 em ALLEN et al 2002

H = (da * cp*1000)*(dt/ra) ;eq 25 em ALLEN et al 2002

; Comprimento de Monin-Obukhov:
g = 9.81
L = -(da * cp*1000 * (u_ast^3) * ts) / (k * g * H)

;primeiro calcula todos os pixels considerando instável
;depois calcula novamente e substitui os valores de pixels ;estáveis

;para atmosfera instável L < 0
;eq 37c em ALLEN et al 2002

```

```

x_01 = (1 - 16*(0.1/L))^(0.25)
;eq 37b em ALLEN et al 2002
x_2 = (1 - 16*(2./L))^(0.25)
;eq 37a em ALLEN et al 2002
x_200 = (1 - 16*(200./L))^(0.25)

;eq 36b em ALLEN et al 2002
phi_h01 = 2*log((1 + x_01^2)/2.)
;eq 36a em ALLEN et al 2002
phi_h2 = 2*log((1 + x_2^2)/2.)
;eq 35 em ALLEN et al 2002
phi_h200 = 2*log((1 + x_200)/2.)+log((1 + x_200^2)/2.)-
2*atan(x_200) + 0.5*pi

;para atmosfera estável L > 0
index = where(L gt 0, /null)
if index ne !null then begin
    ;eq 39b em ALLEN et al 2002
    phi_h01[index] = -5 * (0.1/L[index])
    ;eq 39a em ALLEN et al 2002
    phi_h2[index] = -5 * (2.0/L[index])
    ;eq 38 em ALLEN et al 2002
    phi_h200[index] = phi_h2[index]
endif

;condição de l = 0
index_0 = where(L eq 0, /null)
phi_h01[index_0] = 0
phi_h2[index_0] = 0
phi_h200[index_0] = 0
;corrigindo o valor de u_ast

;eq 40 em ALLEN et al 2002
u_ast = (k * u200)/((log(200./Zom))-phi_h200)

;eq 41 em ALLEN et al 2002
ra = (log( z2/z1 ) - phi_h2 + phi_h01 )/(u_ast * k)

;final do processo iterativo
Endfor
;cálculo do valor final de h
Hi_METRIC = (da * cp*1000)*(dt/ra)

;obtenção de LE como termo residual
LEi_METRIC = Rni_METRIC - Gi_METRIC - Hi_METRIC

```

7.4 Conversão de valores instantâneos em valores diários

Os valores instantâneos dos componentes de BE, obtidos a partir do processamento das imagens, foram convertidos em valores diários de acordo com metodologia proposta por Rivas e Carmona et al. (2013), que consiste em obter regressão linear entre medidas do saldo de radiação, efetuadas em terreno, no momento

da passagem do satélite e os valores diários, para posterior aplicação da equação obtida no processo de conversão dos dados obtidos por imagem.

7.5 Aplicação de filtros de valores válidos

Após a aplicação dos modelos de estimativa dos componentes do BE a partir dos modelos e da conversão dos mesmos a valores diários, foi efetuada uma filtragem de forma a eliminar pixels com resultados inconsistentes. Neste processo foram considerados válidos os pixels que RN e LE apresentassem valores maiores que 0 e menores que 400 W m^{-2} e os pixels que H fosse maior de -100 W m^{-2} e menor que 250 W m^{-2} , estes limiares foram definidos a partir da análise de variabilidade e ocorrência de outliers nos dados registrados na torre micrometeorológica de Cruz Alta ao longo dos três anos (2009 a 2011).

7.6 Referências

ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Rome: Water Resources, Development and Management Service, 1998. (FAO Irrigation and drainage paper, 56)

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. SEBAL: Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho implementation, Advanced training and user's manual. Version 1.0. Idaho: University of Idaho, 2002. 98p.

ATLAS Climático: Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura Pecuária e Agronegócio; Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO), [2011]. Disponível em: <<http://www.cemet.rs.gov.br>> Acesso em: 18 mar. 2017.

RIVAS, R. E.; CARMONA, F. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, v.55 p.27-34 2013