

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Fabíola Carolina Pereira Valente

**SENSIBILIDADE DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA A
MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS DE FLUXOS
SUPERFICIAIS SOBRE O BIOMA PAMPA**

Santa Maria, RS
2016

Fabíola Carolina Pereira Valente

**SENSIBILIDADE DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA A MÉTODOS
DE PROCESSAMENTO DE DADOS DE FLUXOS SUPERFICIAIS SOBRE O
BIOMA PAMPA**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

Orientador: Prof. Dr. Jônatan Dupont Tatsch

Santa Maria, RS
2016

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Valente, Fabíola Carolina Pereira
Sensibilidade do fechamento do balanço de energia a
métodos de processamento de dados de fluxos superficiais
sobre o bioma Pampa. / Fabíola Carolina Pereira Valente.-
2016.

93 p.; 30 cm

Orientador: Jônatan Dupont Tatsch
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2016

1. Pampa 2. Covariância dos vórtices turbulentos 3.
Processamento de dados 4. Pós-fechamento I. Tatsch,
Jônatan Dupont II. Título.

Fabíola Carolina Pereira Valente

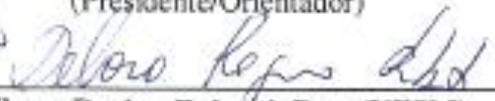
**SENSIBILIDADE DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA A MÉTODOS
DE PROCESSAMENTO DE DADOS DE FLUXOS SUPERFICIAIS SOBRE O
BIOMA PAMPA**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

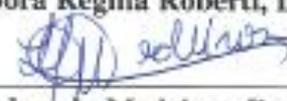
Aprovado em 25 de janeiro de 2016:



Jônatan Dupont Tutsch, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)



Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)



Luiz Eduardo Medeiros, Dr. (UNIPAMPA)

Santa Maria, RS
2016

DEDICATÓRIA

*Especialmente à minha mãezona, Claudenira Pereira Valente (Dona Nira),
por todo amor e carinho dedicado. Obrigada por tudo que
fez por mim até hoje.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por nunca me abandonar e sempre me dar forças nos momentos mais aflitos para a conclusão dessa dissertação, embora eu algumas vezes o tenha negligenciado.

À minha família, especialmente ao meu pai Antenor dos Santos Valente e merecidamente à minha mãe Dona Nira e a minha irmã Danúbia M. P. Valente, que sempre estiveram ao meu lado nos bons e maus momentos.

A UFSM pela recepção e por me proporcionar uma infraestrutura que foi suficiente para atender as minhas necessidades como aluna desde a Biblioteca, Restaurante Universitário até a disponibilidade de transporte sempre que precisei ir a Área Nova coletar dados.

Ao CRS/INPE por oferecer um prédio com uma estrutura adequada e serviços satisfatórios, das moças da recepção ao pessoal da limpeza que certamente tornaram os meus dias de estudo e pesquisa mais agradáveis.

À FAPERGS (Proj. 1988-2551/13-3) e ao CNPQ (Proj. 461130/2014-9) pelo financiamento dos projetos no qual essa dissertação esteve inserida.

À CAPES pela bolsa de estudo, sem a qual não seria possível a realização deste curso.

Aos membros do PPGMET, da secretaria a coordenação, em especial aos professores que me apresentaram a Meteorologia: Ernani, Simone, Debora, Jônatan e Franciano.

Aos responsáveis pelo Laboratório de Micrometeorologia da UFSM (Lumet), especialmente a Debora Roberti pela confiança em me deixar cuidando da coleta e processamento dos dados da estação de Santa Maria e também pelo acolhimento ao seu grupo de pesquisa e, ao Claudio Teichrieb a quem incomodei muito para solucionar os problemas que surgiram com a instrumentação da torre.

Ao Luiz Eduardo Medeiros e Debora Roberti por aceitarem fazer parte da banca examinadora desse trabalho e pela contribuição para a sua melhoria.

Ao meu orientador, Jônatan Dupont Tatsch pelos ensinamentos que foram muito valiosos para o resultado final dessa dissertação. De fato, fostes um verdadeiro orientador, devo reconhecer sua paciência e disponibilidade para ajudar, seja na discussão de artigos ou mesmo com a parte de manipulação de dados com o tão querido R. Uma boa parte do que aprendi devo ao senhor e espero que não te tenha feito passar vergonha.

Ao professor Rodrigo da Silva que me deu a primeira oportunidade de estagiar no LBA de Santarém-PA ainda na graduação e que me incentivou a ir para a frente com o mestrado, juntamente com a professora Cintya de Azambuja.

Ao professor Otávio Acevedo que abriu as portas do PPGMET quando fez o primeiro contato com o professor Rodrigo.

A Thaís, minha conterrânea, parceira de Apto e hoje uma grande amiga. Com certeza a vinda para Santa Maria se tornou mais fácil acompanhada de alguém conhecida.

Ao Diego Prado, pela gentileza e hospitalidade que teve comigo, Thaís e Marlison (três perdidos em terras gaúchas), em nossa acomodação em Santa Maria.

Aos meus queridos da sala S/Nº, Gisele, Marcelo, Geovane, Alice, Ricardo, Vanessa e Daniele, obrigada pela companhia, pelos lanches, conversas e compartilhamento de conhecimento. Um obrigado especial ao “Show Man” pela ajuda com a organização dos dados e com o EddyPro.

Aos meus parceiros de seminário: Roilan, Guilherme, Felipe, Carolina, André e Nelson, obrigada por aturarem minhas apresentações. Saibam que naquelas reuniões cansativas aprendi muito com vocês e hoje percebo o quanto “cresci” com isso.

A Daiane Brondani, uma grande amiga que conheci no curso e como já falei pra ela meu exemplo de superação. Obrigada por toda a ajuda desde a primeira vez que pisei no INPE, pela recepção amigável na 1047 juntamente com Felipão e Maurício.

A gurizada que considero uma baita parceria seja pelos cafezinhos pós-almoço, pelas conversas engraçadas nos corredores ou pelos passeios e comilanças, Adriano, Cecília, Daniel, Diogo, Eliton, Iara, Jean, Lissette, Luciana, Mariana, Pablo, Priscila e Viviane.

Ao “Partiu Meteorologia”, especialmente a Daiane, Vanessa Ferreira, Nathalie, Aldeize, Bier e Fernando, os atletas mais empenhados do grupo, certamente os dias de caminhada foram muito revigorantes.

Ao Gilson e Pedro, vigias do INPE, quero agradecer a compreensão que tiveram das vezes que precisei passar do horário, além dos muitos favores que me fizeram.

Ao Raphael por me ceder um computador para rodar o EddyPro e permitir que eu frequentasse o Laboratório de Ciências Atmosféricas da UFOPA quando mais precisei e ao Roseilson pelo empréstimo do mouse (até isso).

Enfim, a todos que contribuíram de alguma forma, meu MUIIIITO OBRIGADA!!!

RESUMO

SENSIBILIDADE DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA A MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS DE FLUXOS SUPERFICIAIS SOBRE O BIOMA PAMPA

AUTORA: Fabíola Carolina Pereira Valente

ORIENTADOR: Jônatan Dupont Tatsch

Neste trabalho realizou-se um procedimento para o processamento dos dados de fluxos medidos por um sistema de covariância dos vórtices turbulentos em um sítio experimental com vegetação representativa do bioma Pampa, em conjunto com medidas de uma estação meteorológica para o período de 20/11/2013 a 07/09/2015. A partir deste conjunto de dados foi realizada uma análise da sazonalidade dos fluxos superficiais de energia e das variáveis meteorológicas. Os resultados mostraram que a aplicação de diferentes métodos de correções para o cálculo dos fluxos de energia produz fluxos com diferentes níveis de qualidade em relação ao fechamento do balanço de energia (FBE). O coeficiente angular (CA) variou até 20% em razão das diferentes combinações de correções aplicadas no processamento dos dados para o cálculo das médias num intervalo de 30 minutos. As opções de correção que mostraram maior sensibilidade foram a constante de tempo e o método de remoção das flutuações turbulentas. Pelo diagnóstico do FBE constatou-se que a mudança de IRGA caminho fechado para caminho aberto melhorou cerca de 12% o FBE, indicando alguma deficiência do IRGA caminho fechado. Também foi verificado que o termo de solo (fluxo e armazenamento) aumentou ~4% o FBE, indicando sua importância para o balanço de energia de pastagem natural. Em virtude do não fechamento do balanço de energia observado na maioria dos estudos, e neste também, foi proposto um novo método de pós-fechamento do balanço de energia, simples, mas criterioso, pois se baseia na classificação de qualidade dos fluxos de energia (H e LE). O objetivo do método é gerar uma série de fluxos corrigidas, importante para a calibração e validação de modelos de superfície. Em relação à partição da energia, a evapotranspiração (ET) foi a componente predominante, com uma $F_{ev} = 61\%$ da radiação disponível e $\beta = 51\%$. Ela variou de $\sim 4 \text{ mm d}^{-1}$ no verão para $\sim 1 \text{ mm d}^{-1}$ no inverno, sendo controlada principalmente pelas forçantes atmosféricas (R_n , DPV , Tar) que determinaram a sua variação sazonal. No inverno, a sua redução foi associada também a baixa atividade fotossintética da vegetação. O albedo médio diurno da pastagem natural do Rio Grande do Sul foi 18%, com pouca variação sazonal. Por fim, fica sugerido aqui a inserção dos procedimentos realizados neste trabalho para o processamento de dados dos sítios experimentais da SULFLUX.

Palavras-chave: Pampa. Covariância dos vórtices turbulentos. Processamento de dados. Pós-fechamento.

ABSTRACT

SENSITIVITY OF ENERGY BALANCE CLOSURE TO DATA PROCESSING METHODS OF SURFACE FLUXES OVER PAMPA BIOME

AUTHOR: Fabíola Carolina Pereira Valente

ADVISER: Jônatan Dupont Tatsch

This work took place a procedure for processing the data fluxes measured by a system eddy covariance in an experimental site with representative vegetation of the Pampa biome in conjunction with measures of a meteorological station for the period 2013-11-20 to 2015-09-07. From this set of data was performed an analysis of the seasonality of surface energy fluxes and meteorological variables. The results showed that the application of different methods of corrections for the calculation of energy fluxes produces fluxes with different quality levels in relation to the energy balance closure (EBC). The slope varies up to 20% due to different combinations of corrections applied in the processing of data for calculating the average within a 30 minute interval. The correction options that showed greater sensibility were the time constant and the method of removing the turbulent fluctuations. By the diagnosis EBC has found that the change of IRGA closed path to open path improved to about 12% of the EBC, indicating a deficiency of IRGA closed path. It was also verified that the soil term (flow and storage) increased by ~ 4% EBC, indicating its importance for the natural pasture energy balance. Due to non-closure of the energy balance observed in most studies, and this also, a new method of post-closure of the energy balance was proposed, simple but careful because it is based on the quality of classification of energy fluxes (H and LE). The objective of the method is to generate a corrected series of fluxes, it is important for the calibration and validation surface models. In relation to energy partition, evapotranspiration (ET) was the predominant component, with a $F_{ev} = 61\%$ of the available radiation and $\beta = 51\%$. It varies from ~ 4 mm d-1 in the summer to ~ 1 mm d-1 in winter and is mainly controlled by atmospheric forcing (R_n , DPV , T_{ar}) which determined its seasonal variation. In winter, its reduction was also associated with low photosynthetic activity of the vegetation. The daytime average albedo of natural grasslands of Rio Grande do Sul was 18%, with little seasonal variation. Finally, it is here suggested the inclusion of the procedures carried out in this work for the processing of data from the experimental sites SULFLUX.

Keywords: Pampa. Eddy Covariance. Data processing. Post-closure.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1.1 – Distribuição espacial das áreas remanescente do bioma Pampa (verde), antropizadas até 2009 (amarelo) e dos corpos d'água (azul). Fonte: MMA (2011, p.14)17
- Figura 2.6.1 – Esquema padrão de montagem e medição dos fluxos radiativos e turbulentos. A barra vertical representa a torre. As setas indicam a direção do fluxo. Adaptado de Foken (2008a, p. 102).....29
- Figura 3.1 – Fluxograma com as etapas de desenvolvimento da metodologia da dissertação.....33
- Figura 3.1.1 – Localização da Torre micrometeorológica com sistema de covariância dos vórtices turbulentos para medidas dos fluxos superficiais sobre pastagem natural em diferentes escalas espaciais. (a) Topografia do RS (barra de cores) com delimitação do estado do RS (linha preta grossa) e das bacias hidrográficas do RS (linha preta fina). A localização da torre é indicada pelo ponto preto. A elevação do terreno foi obtida do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Farr et al., 2007) com resolução horizontal de ~90 m. (b) Área de 20 km × 20 km em torno da torre micrometeorológica (marcador amarelo) localizada à Sudeste da área urbana do Município de Santa Maria-RS (Fonte: GOOGLE, 2015). A estação meteorológica automática (EMA) do INMET é indicada por um ponto amarelo. (c) Área de 1 km × 1 km em torno da torre micrometeorológica instalada nas imediações do Campus da Universidade Federal de Santa Maria (Fonte: GOOGLE 2015). (d) Fotografia com vista da torre micrometeorológica para a direção Nordeste (Fonte: Lujmet-UFSM).....35
- Diagrama 1 – Parâmetros alterados no programa EddyPro®.....43
- Figura 4.1.1 – Médias diárias das variáveis meteorológicas observadas no período de novembro de 2013 a agosto de 2015, sobre a área de vegetação representativa do bioma pampa em Santa Maria - RS. (a) T_{ar} , (b) UR , (c) DPV , (d) p e (e) Vh 50
- Figura 4.1.2 – Comparação entre as médias mensais de T_{ar} medida na área experimental com vegetação representativa do bioma pampa, no período de dezembro de 2013 a agosto de 2015, e as Normais Climatológicas mensais (1961-1990) do INMET para Santa Maria-RS51
- Figura 4.1.3 – Anemograma obtido a partir dos dados horários de direção e velocidade do vento no período de novembro de 2013 a setembro de 2015, sobre vegetação representativa do bioma Pampa em Santa Maria - RS.....51
- Figura 4.1.4 – Anemograma por estação do ano obtido a partir dos dados horários de direção e velocidade do vento no período de novembro de 2013 a setembro de 2015, sobre vegetação representativa do bioma Pampa em Santa Maria - RS.....52
- Figura 4.1.5 – (a) $Prec$ total diária e Armazenamento de água (Arm) integrado na camada 0–5 cm do solo para o período de novembro de 2013 a setembro de 2015. As barras negativas indicam dias com ausência de dados. (b) Comparação entre a $Prec$ total mensal da torre micrometeorológica sobre o Pampa, no período de dezembro de 2013 a agosto de 2015, e a as normais climatológicas mensais

	(1961-1990) do INMET para Santa Maria - RS.....	53
Figura 4.2.1	– Variação diurna média (7:19) da: (a) radiação solar incidente (R_{gi}), (b) radiação de onda longa incidente (L_i), (c) radiação de onda longa emitida pela superfície (L_e), (d) saldo de radiação (R_n) e, (e) albedo de superfície (α_{sup}) para o período 20/11/2013 a 07/09/2015.....	54
Figura 4.3.1	– Coeficiente angular da regressão linear entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.....	58
Figura 4.3.2	– Coeficiente linear da regressão linear entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.....	59
Figura 4.3.3	– Coeficiente de determinação entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.....	59
Figura 4.4.1	– Variação média mensal da frequência de ocorrência da qualidade dos fluxos de energia, H (qc_H) e LE (qc_LE). A linha vertical preta identifica período de mudança do IRGA do tipo caminho fechado para caminho aberto.....	61
Figura 4.5.1	– Dispersão na escala média de meia hora entre a componente $H + LE$ versus: (a) R_n e (b) $R_n - G0$ para o período 20/11/2013 a 07/09/2015. A linha sólida é a 1:1 e as linhas tracejadas representam a reta ajustada (mais próxima da 1:1); a 1:0,5 (extremidade direita da 1:1) e a 1:2 (extremidade esquerda da 1:1).....	62
Figura 4.5.2	– Ciclo Diurno Médio de (a) R_n e $H + LE$ e (b) $R_n - G0$ e $H + LE$	62
Figura 4.5.3	– Regressão na escala média diária entre $H + LE$ versus: (a) R_n e (b) $R_n - G0$ para o período completo de dados. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.....	63
Figura 4.5.4	– Regressão linear na escala de tempo de meia hora entre $H + LE$ versus $R_n - G0$ para: (a) o período de 20/11/2013 a 15/12/2014 e (b) o período 16/12/2014 a 07/09/2015. O termo $G0$ foi estimado na coluna de 5 cm abaixo do solo. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.....	64
Figura 4.5.5	– Variação média mensal da Razão de Bowen (linha preta com círculo) e do Coeficiente Angular (CA) do Fechamento do Balanço de Energia (linha cinza com asterisco). As linhas contínuas representam a tendência da série.....	65
Figura 4.6.1	– Ciclo Diurno Médio de: (a) LE e (b) H corrigido pelos quatro métodos descritos neste trabalho.....	67
Figura 4.6.2	– Ciclo Diurno Médio por estação do ano para os fluxos corrigidos (a) LE e (b) H	68
Figura 4.8.1	– Variação média diária do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo ($G0$), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) para o período completo de dados.....	71
Figura 4.8.2	– Média de 5 dias de LE (curva preta) e DPV (curva azul) para todo o período de estudo.....	72
Figura 4.8.3	– Variação diurna média (7:19) da Razão de Bowen (β).....	72
Figura 4.8.4	– Variação diurna média (7:19) da Fração evaporativa (F_{ev}).....	73
Figura 4.8.5	– Evapotranspiração diária (ET) para o período 20/11/2013 a 07/09/2015.....	74

- Figura A.1 – Valores médios horários de R_{gi} medidos na torre micrometeorológica (linha vermelha) sobre o bioma pampa (R_{gi}), na EMA do INMET (linha azul) e a radiação potencial calculada (linha pontilhada). (a) No período de 14 a 17 de fevereiro de 2014. (b) No período de 17 a 20 outubro de 2014. (c) No período de 20 a 23 de fevereiro de 2015.....86
- Figura B.1 – Regressão linear das variáveis meteorológicas: (a) temperatura do ar (T_{ar}), (b) umidade relativa (UR), (c) radiação global incidente (R_{gi}) e (d) pressão (p) para o período de novembro de 2013 a setembro de 2015. A variável independente corresponde as medidas obtidas pelo INMET e a variável dependente se refere as medições realizadas pela estação micrometeorológica da SULFLUX.....88
- Figura B.2 – Regressão linear das variáveis: (a) temperatura do ar (T_{ar}), (b) umidade relativa (UR) e (c) temperatura do solo (T_s) para o período de novembro de 2014 a setembro de 2015. A variável independente corresponde as medidas obtidas por instrumentos auxiliares instalados no sítio experimental, e a variável dependente se refere as medições realizadas desde a época de funcionamento da estação micrometeorológica.....88
- Figura C.1.1 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em função de: (a) qc_H e (b) qc_{LE} . O termo G_0 foi estimado a uma profundidade de 0,05 m abaixo da superfície. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.....90
- Figura C.2.1 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em função da direção do vento. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.....91
- Figura C.3.1 – Histograma com a frequência de ocorrência das classes de estabilidade da atmosfera.....92
- Figura C.3.2 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em função do parâmetro de estabilidade. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.....92

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.5.1.1.1 – Características da turbulência integral.....	27
Tabela 2.5.1.1.2 – Parametrização das características da turbulência integral sob condições neutra.....	27
Tabela 2.5.1.1.3 – Combinação das classes de qualidade individuais dentro de uma classe geral. Sistema com 9 classes de qualidade, proposto por Foken (2003).....	28
Tabela 3.3.1 – Instrumentação do Sítio Experimental de Santa Maria, RS.....	38
Tabela 3.4.1 – Etapas de processamento de dados para o cálculo dos fluxos e opções de conversões e correções. Em negrito são as opções de processamento testadas no programa EddyPro® para diferentes combinações (ver seção seguinte para detalhes).....	40
Tabela 3.9.1 – Classes de qualidade dos fluxos H e LE e sua reclassificação, de acordo com Foken (2008).....	48
Tabela 4.3.1 – Coeficientes da regressão linear (CA: coeficiente angular, CL: coeficiente linear) e coeficiente de determinação (R^2) para as diferentes combinações de métodos de processamento dos fluxos com o programa EddyPro®. As abreviaturas usadas nas combinações foram: I (Ibrom), B (Burba); R2 (Rotação Dupla), R3 (Rotação Tripla), AP (Ajuste Planar); MB (Média do bloco), L (Tendência Linear), MM (Média Móvel), MME (Média Móvel Exponencial); 30s (30 segundos), 1800s (1800 segundos); Constante (Cte), Maximização da Covariância Pré-definida (MCP), Maximização da Covariância (MC), Defasagem Automática (DA). Detalhes são descritos na seção 3.4 . Os meses de fevereiro e junho de 2014 foram selecionados por serem os meses com melhor e pior fechamento do balanço de energia, respectivamente. A linha destacada em negrito corresponde a combinação que foi escolhida por fornecer o melhor fechamento do BE e baseado no tempo de processamento. As duas últimas linhas correspondem aos valores máximos e mínimos dos coeficientes, retirados a partir da análise das 59 combinações mostradas na tabela.....	55
Tabela 4.5.1 – Coeficientes da regressão linear de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em escalas temporais de meia hora e diária para o período completo de dados e para os dois períodos com IRGA diferentes.....	64
Tabela 4.6.1 – Procedimento realizado para a escolha do método de correção para o Método Combinado e a frequência de ocorrência para o dia completo e por turno, em cada caso.....	66
Tabela 4.7.1 – Quantidade de dados faltantes e rejeitados após a aplicação do filtro baseado no CDMM.....	69
Tabela 4.7.2 – Índices estatísticos usados para estimar a incerteza dos métodos de preenchimento de falhas.....	70
Tabela D.1 – Demonstrativo da quantidade falhas preenchidas pela regressão com os dados do INMET e/ou pelo Ciclo Diurno Médio.....	93

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1 BIOMA PAMPA	16
2.2 CAMADA LIMITE SUPERFICIAL (CLS)	17
2.3 BALANÇO DE ENERGIA	18
2.4 BALANÇO DE ÁGUA	21
2.5 MÉTODO DE COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES TURBULENTOS	23
2.5.1 Controle de qualidade dos fluxos após a coleta de dados em campo	24
2.5.1.1 Condições de estacionariedade	25
2.5.1.2 Condições de regime de turbulência desenvolvida	26
2.5.1.3 Sistema de classificação de qualidade dos fluxos	27
2.6 NÃO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA	28
2.7 MÉTODOS DE CORREÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA PARA MODELAGEM DOS FLUXOS	30
3 METODOLOGIA	32
3.1 ÁREA DE ESTUDO	34
3.2 MEDIDAS DE FLUXOS	36
3.3 MEDIDAS METEOROLÓGICAS	36
3.4 PROCESSAMENTO DE DADOS DO ECOS	37
3.5 COMBINAÇÕES DE MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS	39
3.6 DIAGNÓSTICO DE DADOS ESPÚRIOS NOS FLUXOS MÉDIOS DE 30 MIN	43
3.7 PREENCHIMENTO DE FALHAS DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E FLUXOS SUPERFICIAIS	44
3.8 CÁLCULO DO ARMAZENAMENTO DE CALOR NO SOLO	46
3.9 MÉTODO DE PÓS FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA	47
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	49
4.1 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS	49
4.2 FLUXOS RADIATIVOS	53
4.3 EFEITO DAS COMBINAÇÕES DE MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS NO FBE	54
4.4 QUALIDADE DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE ENERGIA	60
4.5 DIAGNÓSTICO DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA	60
4.6 PÓS-FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA SUPERFICIAL	65
4.7 INCERTEZA DOS MÉTODOS DE PREENCHIMENTO DE FALHAS	69
4.8 PARTIÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA	70
5 CONCLUSÃO	75
REFERÊNCIAS	77
APÊNDICE A – SINCRONIZAÇÃO DOS DADOS DA TORRE COM OS DA ESTAÇÃO DO INMET	84
APÊNDICE B - REGRESSÃO LINEAR PARA PREENCHIMENTO DE FALHAS DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	87
APÊNDICE C – DIAGNÓSTICO COMPLEMENTAR DO FBE	89
APÊNDICE D – QUANTITATIVO DO PREENCHIMENTO DE FALHAS	93

1 INTRODUÇÃO

Os fluxos de energia, água e CO₂ são o principal mecanismo de interação entre a biosfera e a atmosfera. A compreensão da dinâmica desse processo é importante uma vez que afeta diretamente o clima, a disponibilidade hídrica regional, além de promover o entendimento da funcionalidade hídrica e energética dos ecossistemas brasileiros, principalmente no que diz respeito a possíveis consequências decorrentes de alterações no uso do solo.

Por conseguinte, as mudanças do uso da terra relacionadas as atividades antrópicas, principalmente, as decorrentes da emissão de gases pela queima de combustíveis fósseis e do desmatamento para a inserção de culturas agrícolas ou pastagens, acarretam em alterações dos fluxos biogeoquímicos devido a modificações nas características da superfície como o albedo, a rugosidade, a fração de cobertura por biomassa verde e o índice de área foliar.

Enquanto que os estudos acerca dos serviços ambientais hidroclimáticos prestados pelo bioma Amazônia, por exemplo, estão avançados e muitos resultados já foram obtidos e divulgados, poucas informações inerentes ao bioma Pampa podem ser encontradas.

O Pampa é o único bioma brasileiro restrito a um estado, o Rio Grande do Sul (RS), sua característica mais marcante está associada à paisagem dominante por extensas planícies cobertas por vegetação rasteira. A sua exploração por atividades impactantes como a pecuária, áreas de soja, milho, arroz, trigo e mais recentemente o eucalipto, reduziu para menos da metade da sua área original (MMA, 2011). Essa situação é preocupante, pois apenas 453 km² estão sob área de proteção legal (OVERBECK et al., 2007) e o conhecimento acerca dos serviços ambientais do Pampa são pouco conhecidos.

Para a quantificação desses serviços ambientais, no que diz respeito as trocas superficiais de energia, água e CO₂ emprega-se técnicas que muitas vezes necessitam de instrumentação sofisticada com um elevado custo financeiro, além da demanda de mão de obra capacitada para a sua instalação, manutenção, calibração, coleta e análise de dados.

O Método *Eddy Covariance* (termo em inglês que significa Covariância dos Vórtices Turbulentos) é a única técnica de medida direta dos fluxos superficiais entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera (BALDOCCHI et al., 2003) com capacidade de amostrar uma escala espacial comparável ou que excede a da heterogeneidade espacial do ecossistema. Mas sua aplicabilidade depende de simplificações importantes para a sua validação, tais como, terreno plano e horizontalmente homogêneo (KAIMAL E FINNIGAN, 1994; BALDOCCHI, 2014).

A partir do Sistema de Covariância dos Vórtices Turbulentos (ECOS) medem-se as concentrações dos escalares de interesse (CO_2 , vapor d'água, etc.) e a velocidade vertical do vento em alta frequência (~10 Hz). Com esses dados calculam-se os fluxos turbulentos através da covariância entre aquelas variáveis. Entre essas duas etapas existe uma série de correções instrumentais, e após elas são aplicadas correções físicas (MASSERONI et al., 2014) e o controle de qualidade dos dados de alta frequência (FOKEN et al., 2012). Diversos softwares foram desenvolvidos para o processamento de dados em alta frequência, como por exemplo, o TK2, EddySoft, e o EddyPro® (MAUDER & FOKEN, 2004; KOLLE & REBMANN, 2007; LI-COR Inc., 2012). Esses programas têm sido adotados pelas principais redes de dados micrometeorológicos por oferecer opções de processamento com um maior rigor científico, que por sua vez resulta em dados com mais qualidade (MAUDER et al., 2013).

A eficiência do método ECOS é inferida pelo grau de fechamento do balanço de energia (FBE), aproximado geralmente pela relação entre a componente radiativa ($R_n - G$) e a componente dos fluxos turbulentos ($H + LE$). A razão entre a segunda componente pela primeira determina o grau de FBE. Em condições de campo, dificilmente esse balanço fecha, devido a, por exemplo, erros de medidas, advecção, área de abrangência da medida (*footprint*) inadequado ou diferenças entre os *footprint* dos sensores e amostragem não apropriada dos grandes turbilhões (LEUNING et al., 2012; BILLESBAC, 2011; FRANSSSEN et al., 2010; ZITOUNA-CHEBBI et al., 2012).

A falta de FBE geralmente é atribuída a incertezas das medidas dos fluxos superficiais de energia (H e LE), cuja a soma tende em média a ser 30% menor que a componente radiativa ($R_n - G$). Essa porcentagem faltante para o FBE é chamada de resíduo (Res) do balanço de energia e representa um problema para estudos de modelagem do sistema terrestre (p. ex., WILLIAMS et al., 2009; WOHLFAHRT et al., 2009; WILLIAMS et al., 2012), uma vez que os modelos físicos baseiam-se no princípio da conservação de energia e massa (WOHLFAHRT & WIDMOSER, 2013).

Algumas metodologias foram propostas para a correção pós-fechamento do balanço de energia. Essas correções redistribuem o resíduo do balanço de energia entre os fluxos de energia de três possíveis formas: a) assumindo que esse resíduo seja distribuído segundo a partição dos fluxos de energia (Método Bowen) (BARR et al., 1994; TWINE et al., 2000); b) o resíduo é adicionado integralmente a H (Método H) (INGWERSEN et al., 2011); ou, c) o resíduo é adicionado integralmente a LE (Método LE) (FALGE et al., 2005; CHEN et al., 2007).

A justificativa para a escolha de uma dessas três formas varia conforme as condições de medida e o local, a vegetação e as condições meteorológicas. Mas, assim como a magnitude do resíduo varia no tempo é possível que a causa desse erro (p. ex., mudanças de sensor, altura de medida e etc.) também varie. Portanto, o método de correção do FBE deve-se alterar conforme o diagnóstico da causa de variação do resíduo.

Assim, essa dissertação teve como objetivo caracterizar a variabilidade sazonal da partição de energia em resposta as condições meteorológicas observadas em uma pastagem natural do sul do Brasil no período de 20/11/2013 a 07/09/2015.

Os objetivos específicos foram:

- Avaliar o impacto do processamento dos fluxos medidos por ECOS no fechamento do balanço de energia.
- Desenvolver um método de detecção de *spikes* nos fluxos de 30 minutos.
- Utilizar as informações do sistema de controle de qualidade dos fluxos (FOKEN, 2003) para definir o melhor método de pós-fechamento do balanço de energia (INGWERSEN et al., 2015).
- Gerar um conjunto de dados de fluxos de energia para pronta aplicabilidade em modelos do sistema terrestre.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 BIOMA PAMPA

No Brasil, segundo a classificação atual de biomas terrestres, existem 6 tipos de biomas, a saber: Caatinga, Cerrado, Floresta Amazônica, Pantanal, Mata Atlântica e Pampa.

O estado do Rio Grande do Sul (RS), com uma área de aproximadamente 282 mil km², conta com uma diversidade de paisagens, resultado da combinação de fatores como o relevo, solo, hidrologia, clima, etc (HASENACH et al., 2007).

Dessa forma, de acordo com o IBGE (2004), os campos sulinos, como é conhecido o conjunto de paisagens que o forma, está inserido em dois biomas, Mata Atlântica e Pampa, sendo separados pela linha latitudinal de 30°S, com a Mata Atlântica abrangendo a porção norte e o Pampa predominando na metade sul.

Destes o mais representativo da região é o Pampa que estende - se ainda pelos territórios da Argentina e Uruguai. Nome de origem indígena que significa “região plana”, no Brasil, o Pampa ocupa ~2% do território nacional, e já ocupou ~63% do território gaúcho (equivalente a 178 mil km²).

A região Pampeana possui precipitação anual de cerca de 1200-1600 mm e temperatura anual média variando de 13-17°C. Na composição vegetal do solo prevalecem espécies campestres, com muitas espécies herbáceas, arbustivas e árvores de pequeno porte coexistindo na matriz de gramíneas. A maior parte da flora tem origem Chaquenha, mas também há espécies dos domínios Amazônico e Andino-Patagônico (CABRERA & WILLINK, 1980).

Devido a aparente simplicidade dos campos nativos, composto quase que uniformemente por vegetação rasteira, em comparação com a exuberância de uma floresta, a importância do Pampa tem sido negligenciada. No entanto, trata-se de um conjunto de ecossistemas bastante complexo, agregando características que favorecem a existência de uma rica biodiversidade.

Os serviços ambientais prestados pelos ecossistemas que compõem o Pampa são importantes, pois constituem fonte forrageira para a pecuária, abrigam diversidade de espécies vegetais e animais, garantem a conservação de recursos hídricos, além da sua beleza cênica, ressaltando seu potencial turístico (OVERBECK et al., 2007).

Entretanto, nas últimas décadas, os campos naturais têm sido substituídos por culturas agrícolas, pastagens, plantações de eucalipto e etc. De acordo com o relatório do MMA

(2011), baseado em dados do período de 2008-2009, estima-se que restam apenas 35,84% de área nativa do bioma Pampa, como apresentado na Figura 2.1.1.

Essas práticas tem recebido incentivos do governo e indústrias privadas por serem uma fonte mais lucrativa. Na parte sul do Rio Grande do Sul, as áreas de plantações de *Eucalyptus sp.* (e, em menor medida, *Acacia sp.*) tem se expandindo rapidamente, ocasionando a perda de diversidade faunística e florística (OVERBECK et al., 2007).

Ainda existem poucos dados e estudos que apontam os impactos ambientais resultantes da introdução dessas novas culturas.

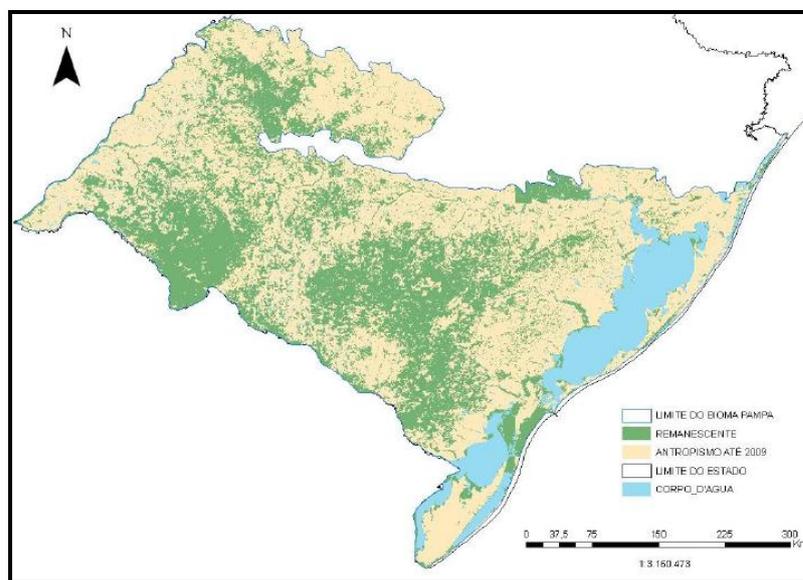


Figura 2.1.1 – Distribuição espacial das áreas remanescente do bioma Pampa (verde), antropizadas até 2009 (amarelo) e dos corpos d'água (azul). Fonte: MMA (2011, p.14).

Mas, já observa-se que conversão da vegetação nativa para outros tipos de uso do solo, tem acarretado na perda da diversidade de espécies, erosão e degradação do solo, poluição dos recursos hídricos, mudanças nas características da superfície, o que conseqüentemente altera as trocas de energia e massa, o padrão sazonal das chuvas, influenciando no clima local.

2.2 CAMADA LIMITE SUPERFICIAL (CLS)

No estudo dos processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera costuma-se dividi-la em camadas de acordo com a variação da altitude, temperatura e concentração dos gases. Disso surgiu estas 4 camadas: Troposfera, Estratosfera, Mesosfera, Termosfera/Ionosfera.

Destas camadas, a mais importante para os seres vivos é a Troposfera, pois é aí que ocorrem os fenômenos meteorológicos que definem o tempo e clima e que tem interferência direta em nossas vidas. Por conseguinte, a Troposfera subdivide-se em duas camadas: a Camada Limite Atmosférica (CLA) e Atmosfera Livre (AL).

A CLA ou simplesmente Camada Limite (CL) é a região da troposfera que é diretamente afetada pela presença da superfície terrestre e que responde aos forçantes da mesma em escala de tempo igual ou inferior a 1 hora. Os forçantes podem ser térmicos devido ao aquecimento ou resfriamento da superfície, ou mecânicos em decorrência do cisalhamento do vento pelo atrito com a superfície. Dessa forma, a CLA caracteriza-se por sua natureza turbulenta. A sua espessura varia no tempo e espaço desde centenas de metros a poucos quilômetros (STULL, 1988).

A AL refere-se a região acima da CLA em que a rugosidade ou os efeitos do aquecimento e resfriamento da superfície praticamente não são sentidos, predominando um escoamento mais laminar associado aos sistemas de escala sinótica.

A parte mais baixa da CLA, chamada de Camada Limite Superficial (CLS) representa apenas 10% da CLA, e faz parte da Camada de Mistura (CM) e Camada Limite Estável (CLE) (STULL, 1988, p.10).

A CLS tem sido o foco de estudos por ser a parte da CLA em contato mais direto com a superfície terrestre, e, conseqüentemente é nesta região que ocorre as trocas mais significativas de calor, massa e momento.

A partir de observações da CLS, Monin e Obukhov formularam uma teoria, conhecida como Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO), que impulsionou o desenvolvimento de outras teorias que procuram descrever a estrutura completa da CLA. A TSMO define que os fluxos superficiais são aproximadamente constantes, independente da altura em que são medidos.

Assim, na busca do entendimento entre a interação da superfície e a atmosfera, tem-se utilizado observações a partir da superfície por torres micrometeorológicas que se mostraram uma ferramenta mais eficiente nesse processo, em vez de empregar-se apenas o sensoriamento remoto (ARYA, 1988).

2.3 BALANÇO DE ENERGIA

O sol fornece praticamente toda a energia necessária para os processos físicos, químicos e biológicos, que mantém a vida na Terra.

O balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera é obtido através da determinação da magnitude dos fluxos radiativos e não-radiativos.

Os Fluxos radiativos são originados da radiação solar (ondas curtas) e radiação terrestre (ondas longas). O balanço entre a radiação de ondas curtas e ondas longas é chamado de Balanço Radiativo, descrito pela equação (2.3.1).

$$R_n = (Rg_i - Rg_r) + (L_i - L_e) \quad (2.3.1)$$

Na equação acima, R_n é o saldo de radiação e as componentes Rg_i e Rg_r correspondem a radiação global incidente e refletida pela superfície, respectivamente, enquanto que L_i e L_e referem-se a radiação de onda longa incidente pela atmosfera e emitida pela superfície, respectivamente.

A Rg_i é o resultado da soma da radiação que incide diretamente na superfície terrestre e a que é espalhada devido aos constituintes atmosféricos (gases e aerossóis). A quantidade de radiação que chega na superfície em um determinado local depende de fatores como a localização geográfica e a época do ano, além da transparência da atmosfera. A Rg_r , por sua vez, depende da quantidade de radiação global incidente (Rg_i) e do albedo da superfície (α_{sup}), que é definido como:

$$\alpha_{sup} = \frac{Rg_r}{Rg_i} \quad (2.3.2)$$

em que o albedo indica a refletividade da superfície, e que depende da natureza desta. Isto implica dizer que a parte de Rg_i que não é refletida é absorvida pela superfície, ou seja, quanto menor o valor de α_{sup} , mais radiação é absorvida por ela.

Durante a noite, quando cessa a radiação solar, predomina a emissão da radiação infravermelha a partir da superfície para a atmosfera. A componente L_i é dependente do perfil vertical de temperatura, da distribuição de vapor d'água e CO_2 na atmosfera, sendo regida pela Lei de Stefan-Boltzmann. Da mesma forma, L_e depende da temperatura e emissividade da superfície. Como a Terra não é um radiador perfeito, então a sua emissividade é menor do que 1 e L_e segue a equação (2.2.3) (OKE, 1987):

$$L_e = \varepsilon_0 \sigma T_0^4 + (1 - \varepsilon_0) L_i \quad (2.3.3)$$

Na equação acima, ε_0 é a emissividade da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_0 a temperatura da superfície.

Visto que tanto a emissividade quanto a temperatura da superfície terrestre são maiores do que da atmosfera, o L_e é maior do que L_i , por isso, no período noturno o R_n tem valores negativos.

O saldo de radiação (R_n), obtido na equação (2.3.1) representa a energia efetivamente absorvida pelo sistema Terra-Atmosfera que é particionada para o aquecimento do ar (fluxo de calor sensível, H), aquecimento do solo (fluxo de calor no solo, G) e para o processo de evapotranspiração (fluxo de calor latente, LE), no caso de superfícies vegetadas.

Os termos H , LE e G são os fluxos não-radiativos que compõem a equação do balanço de energia, demonstrada abaixo por:

$$R_n = H + LE + G \quad (2.3.4)$$

A equação (2.3.4) está de acordo com o princípio da conservação de energia, que diz que a energia não pode ser criada nem destruída, somente convertida de uma forma para outra. O caso descrito pela equação (2.3.4) é aplicável a um sistema cuja massa pode ser desprezível, então, a energia que entra é igual à que sai do mesmo. No entanto, quando se trata de sistemas cujo valores de entrada e saída são integrados sobre um curto período de tempo é necessário incluir um termo de variação do armazenamento de energia na equação (2.3.4), representado por ΔS (OKE, 1987).

Assim reescrevendo (2.3.4), obtemos:

$$R_n = H + LE + G + \Delta S \quad (2.3.5)$$

Este termo surge devido à absorção e liberação de energia do sistema através do solo, ar e biomassa. Porém, para um solo com vegetação baixa, estes termos são pequenos, podendo assim ser desprezados (ONCLEY et al., 2007).

O H representa o calor transferido entre a superfície e a atmosfera via transporte turbulento devido a diferença de temperatura entre elas. Durante o dia a superfície está mais aquecida do que o ar acima, e portanto, a transferência de calor ocorre da superfície para a atmosfera. À noite acontece exatamente o contrário, em virtude da superfície se resfriar mais do que atmosfera.

O fluxo de calor no solo (G) resulta da transferência de calor no solo via condução térmica. Esse processo depende da quantidade de radiação global incidente e das características do solo. No período diurno, a superfície do solo está mais quente do que as suas camadas inferiores, fazendo com que o fluxo de calor aconteça para o interior do solo. No período noturno, o calor é transferido do interior do solo para a superfície, que está mais fria.

O LE corresponde a quantidade de energia fornecida para a mudança de fase da água de líquido para vapor. Durante o dia, por meio da convecção, o vapor d'água transportado para a atmosfera armazena calor. Já a noite, devido à superfície está mais fria, ocorre a

condensação das moléculas de água levando a liberação da energia armazenada. O calor latente transferido para atmosfera é um dos principais meios de redistribuição de energia entre a terra e a atmosfera que sustenta o ciclo hidrológico e a circulação atmosférica.

Por convenção, quando a transferência de calor se dá da superfície para a atmosfera e no interior do solo os fluxos assumem sinal positivo. Caso reverso, sinal negativo.

2.4 BALANÇO DE ÁGUA

A água (H₂O) está presente em quase todas as esferas do globo terrestre e é a única substância que contempla os três estados físicos da matéria: sólido, líquido e gasoso. Tais peculiaridades tornam esse o líquido mais importante do planeta, essencial para a sobrevivência dos seres vivos.

A energia disponibilizada pelo balanço de energia é utilizada para o processo de evapotranspiração da água (transporte de vapor d'água para a atmosfera a partir de todas as fontes). Assim, a evapotranspiração é a componente responsável pela conexão entre os balanços de energia e água. A equação (2.4.1) descreve a relação entre os fluxos de massa e energia, em que L_v é o calor latente de vaporização e E a evapotranspiração.

$$LE = L_v E \quad (2.4.1)$$

O calor latente de vaporização (L_v) corresponde a energia absorvida na evapotranspiração da água, sendo necessários 2501 J para mudar 1g de água de líquido para vapor, à temperatura de 0 °C.

O vapor d'água presente na atmosfera pode ser resfriado devido a baixas temperaturas e condensar (liberação da energia armazenada), nessa fase acontece a formação das nuvens ou cristais de gelo. Em condições favoráveis as gotas de nuvem ou cristais de gelo podem crescer até um tamanho em que não podem ser mantidos em suspensão, e conseqüentemente precipitam na forma de chuva ou neve.

Da parcela de água que precipita sobre os continentes, uma parte é temporariamente armazenada pelo dossel da vegetação, caracterizando a fase de interceptação. A quantidade de água interceptada depende principalmente do tipo de cobertura vegetativa do solo, quanto maior a densidade de folhagem maior a quantidade de água armazenada pelo dossel. Isso significa uma redução da recarga de água no solo, uma vez que a água acumulada na superfície da vegetação evapora antes de atingir o solo, interferindo no ciclo hidrológico local. Em termos médios, cerca de 10-20% da precipitação anual é interceptada.

A outra parte que não é interceptada, chega ao solo através das aberturas entre as folhas ou gotejamento e escoamento pelas folhas, galhos e tronco. Dessa porção, uma quantidade pode infiltrar, devido ao movimento vertical da água no solo. A quantidade de água infiltrada depende de fatores como, o tipo de solo e sua capacidade de infiltração. Quando a taxa de precipitação é inferior a capacidade de infiltração do solo, toda a água que chega à superfície é infiltrada. Mas, se a taxa de precipitação exceder a capacidade de infiltração, ocorre a formação de poças d'água na superfície e, conseqüentemente o escoamento superficial ou *runoff*. A fase de interação com a superfície é importante para o abastecimento dos reservatórios de água superficiais e subterrâneas.

A água precipitada retorna à atmosfera através do processo combinado de evaporação e transpiração. A evaporação ocorre quando o ar insaturado entra em contato com uma superfície úmida, como por exemplo, rios, lagos, oceanos e solo úmido. A quantidade de vapor d'água extraído da superfície para a atmosfera depende de fatores como, a disponibilidade de água na superfície, energia suficiente para atender ao calor latente de vaporização, déficit de pressão de vapor, além da contribuição do vento que auxilia na remoção do ar úmido próximo a superfície evaporante pelo transporte de ar mais seco, aumentando assim a demanda evaporativa.

A transpiração refere-se ao movimento da água pelo sistema solo-planta-atmosfera, desde a sua absorção pelas raízes das plantas até seu deslocamento pelo caule às folhas, onde ocorre a sua liberação na forma de vapor, através dos estômatos. Dessa forma, a transpiração não é apenas controlada pelas condições meteorológicas, citadas no parágrafo anterior, mas também pela fisiologia das plantas. A transpiração é regulada pelos estômatos, que se fecham em condições de baixa luminosidade, solo seco, ar seco, temperatura elevada, vento forte e alta concentração de CO₂.

É praticamente impossível separar estes dois processos (evaporação e transpiração). Porém, sabe-se que quando a vegetação cobre uma pequena parte da superfície o processo dominante é a evaporação, mas à medida que a vegetação cresce e se espalha pela superfície, domina a transpiração.

O processo descrito acima corresponde ao balanço de água, fundamentado no princípio da conservação de massa (ver BONAN, 2002). No contexto de uma superfície vegetada, a equação que descreve o balanço hídrico pode ser escrita como:

$$\Delta S = Prec - ET - R \quad (2.4.2)$$

em que a variação do armazenamento de água no solo (ΔS) corresponde à diferença entre a entrada de água por meio da precipitação ($Prec$) e a saída através da evapotranspiração (ET) e runoff (R) para os oceanos.

2.5 MÉTODO DE COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES TURBULENTOS

O deslocamento de parcelas de ar próximo à superfície, os chamados vórtices turbulentos (ou “*eddies*”) são o principal mecanismo que descrevem a interação entre a superfície terrestre e a atmosfera. Essas parcelas de ar enquanto transportadas carregam consigo propriedades como umidade, calor, momentum e poluição, que caracterizam os fluxos turbulentos de calor sensível (H), calor latente (LE), momentum (τ).

Atualmente a metodologia mais empregada para a medição das trocas de calor, massa e momentum é a técnica de covariância dos vórtices turbulentos (BALDOCCHI et al., 1988, 2001). Para a sua aplicabilidade algumas simplificações precisam ser adotadas, principalmente assumir condições de estacionariedade e homogeneidade superficial, para que as parcelas mantenham suas propriedades inalteradas.

O sistema de covariância dos vórtices turbulentos é composto por sensores de resposta rápida, sendo eles o Analisador de Gás Infravermelho (IRGA) e o anemômetro sônico tridimensional, posicionados a alguns metros acima da superfície.

A partir das medidas das concentrações da variável de interesse, o cálculo do fluxo é realizado pela covariância média entre a velocidade vertical do vento (w) e o escalar de interesse. Tipicamente o tempo médio é meia hora.

Assim, considerando uma quantidade genérica de um escalar c , obtém-se o fluxo médio desse escalar da seguinte forma:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (2.5.1)$$

em que w é a componente vertical do vento e ρ_c a densidade do escalar c , e a barra horizontal acima representa o valor médio do produto entre as duas variáveis num intervalo médio de tempo t .

Aplicando a decomposição de Reynolds ao lado direito da equação (2.5.1), temos:

$$w = \overline{w} + w' \quad (2.5.2)$$

$$\rho_c = \overline{\rho_c} + \rho'_c \quad (2.5.3)$$

Nas equações (2.5.2) e (2.5.3), os termos com a barra horizontal posta acima representam a componente média e os com apóstrofo (') equivalem às flutuações instantâneas em torno da média de w e ρ_c .

Substituindo as equações (2.5.2) e (2.5.3), respectivamente, na equação (2.5.1), passamos a ter:

$$F_c = \overline{(\overline{w} + w')(\overline{\rho_c} + \rho'_c)} \quad (2.5.4)$$

$$F_c = \underbrace{\overline{(\overline{w}\overline{\rho_c})}}_I + \underbrace{\overline{(\overline{w}\rho'_c)}}_II + \underbrace{\overline{(\overline{\rho_c}w')}}_III + \underbrace{\overline{(\overline{w'}\rho'_c)}}_IV. \quad (2.5.5)$$

Em 2.5.5, os termos *II* e *III* podem ser cancelados, de acordo com as regras de Reynolds, que resumidamente diz que o valor médio das flutuações é igual a zero (STULL, 1988, p.40-41). Dessa forma, sobram apenas os termos *I* (transporte advectivo que ocorre pelo campo médio do vento) e *IV* (transporte pelo campo turbulento). Considerando hipoteticamente que num determinado tempo médio a quantidade total de ar ascendente seja igual à quantidade descendente, então $\overline{w} = 0$. A equação resultante após essas simplificações é:

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} \quad (2.5.6)$$

A equação (2.5.6) representa, portanto, a síntese da técnica EC, em que a partir das medidas em alta frequência é realizado o cálculo do fluxo através da covariância, que é o produto médio entre as flutuações da componente vertical do vento e a variável de interesse.

Os fluxos superficiais de energia são descritos nas equações abaixo, como:

$$H = \overline{\rho c_p w' T'} + \text{correções} \quad (2.5.7)$$

$$LE = \overline{\lambda w' \rho'_w} + \text{correções}. \quad (2.5.8)$$

Nas equações (2.5.7) e (2.5.8), ρ é a densidade do ar (Kg m^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T é a temperatura do ar (K), λ é o calor latente de vaporização da água (J K^{-1}) e ρ_w é a densidade do vapor d'água (Kg m^{-3}).

As correções são necessárias devido as flutuações de densidade da temperatura e vapor d'água que ocasionam em mudanças na densidade do ar.

2.5.1 Controle de qualidade dos fluxos após a coleta de dados em campo

Após a aplicação das correções, são realizados testes como uma forma de controle de qualidade das medidas turbulentas. De acordo com Foken (2008a), estes testes são necessários para validar as suposições teóricas do método de covariância dos vórtices turbulentos, tais co-

mo, condições de estado estacionário, superfície homogênea e turbulência desenvolvida.

2.5.1.1 Condições de estacionariedade

Uma variável aleatória é dita ser estacionária se todos os seus momentos estatísticos (incluindo estatísticas conjuntas) são independentes do tempo. Condição de não-estacionariedade são impulsionadas pela mudanças das variáveis meteorológicas com a hora do dia, variabilidade significativa de mesoescala ou alterações do ponto de medição em relação aos eventos de medição, como a fase de uma onda de gravidade (FOKEN et al., 2004).

Atualmente, existem dois principais testes utilizados para identificar as condições de estado não-estacionário. O primeiro baseia-se na tendência de um parâmetro meteorológico sobre o intervalo médio da série histórica (VICKERS E MAHRT, 1997) e o segundo método indica condições de estado não-estacionário dentro do intervalo médio (FOKEN E WICHURA, 1996).

O teste proposto por Vickers e Mahrt (1997), principalmente para as componentes do vento, determina a diferença entre os valores no início ($i = 1$) e fim das séries de tempo ($i = N$). A diferença destes valores normalizada pela velocidade média do vento (u), deve cumprir a relação mostrada na equação (2.5.1.1.1) para que a série seja aceita como estacionária (FOKEN, 2008a, p. 118).

$$\left| \frac{u_1 - u_N}{u} \right| < 0,5 \quad (2.5.1.1.1)$$

O teste para estado estacionário por Foken e Wichura (1996) compara os parâmetros estatísticos determinados pelo período médio e para intervalos curtos dentro deste período.

Como exemplo, para determinar a covariância dos sinais medidos da componente vertical do vento (w) e horizontal (x) num intervalo médio de 30 minutos, divide-se este intervalo em 6 séries ($M = 6$) de 5 minutos cada, em que N é o número de pontos medidos de cada série curta. O cálculo é feito de acordo com a equação abaixo:

$$\begin{aligned} \overline{(x'w')}_{i} &= \frac{1}{N-1} \left[\sum_j x_j w_j - \frac{1}{N} \left(\sum_j x_j \sum_j w_j \right) \right] \\ \overline{x'w'} &= \frac{1}{M} \sum_i \overline{(x'w')}_{i} \end{aligned} \quad (2.5.1.1.2)$$

A covariância para todo o intervalo médio (30 minutos, como no exemplo), é:

$$(\overline{x'w'})_o = \frac{1}{M(N-1)} \left[\sum_i \left(\sum_j x_j w_j \right)_i - \frac{1}{MN} \sum_i \left(\sum_j x_j \sum_j w_j \right)_i \right] \quad (2.5.1.1.3)$$

A série é considerada estacionária se a diferença entre as covariâncias (RN_{cov}) calculadas pelas equações (2.5.1.1.2) e (2.5.1.1.3) for menor do que 30% (FOKEN et al., 2004, p. 191).

$$RN_{cov} = \left| \frac{(\overline{x'w'}) - (\overline{x'w'})_o}{(\overline{x'w'})_o} \right| \quad (2.5.1.1.4)$$

2.5.1.2 Condições de regime de turbulência desenvolvida

O desenvolvimento da turbulência pode ser investigado com a teoria da similaridade da variância dos fluxos.

Esta similaridade significa que a razão entre o desvio padrão normalizado de um parâmetro turbulento é aproximadamente constante ou uma função da estabilidade. O desvio padrão normalizado, também chamado de características da turbulência integral (CTI), caracteriza o estado de turbulência atmosférica sobre todas as frequências (FOKEN, 2008a, p. 50).

Para as CTI, Foken e Wichura (1996) usaram funções que dependem da estabilidade atmosférica e tem a forma geral para as componentes do vento (similarmente para temperatura e outros escalares):

$$\frac{\sigma_{u,v,w}}{u_*} = c_1 \left(\frac{z}{L} \right)^{c_2} \quad (2.5.1.1.5)$$

Nas equações acima, u , v e w são as componentes do vento horizontal, lateral e vertical, respectivamente, u_* é a velocidade de fricção, z/L é o parâmetro de estabilidade, em que z é a altura de medição e L , o comprimento de Obukhov.

As constantes c_1 e c_2 tem os valores apresentados na Tabela 2.5.1.1.1 e que depende do domínio de z/L .

Para condições próximas da neutralidade, Thomas e Foken (2002) consideraram o parâmetro de Coriolis f . Os valores parametrizados das características de turbulência integral podem ser observados na Tabela 2.5.1.1.2.

Tabela 2.5.1.1.1 – Características da turbulência integral.

Parâmetro	z/L	c_1	c_2
σ_w/u^*	$0 > z/L > -0,032$	1,3	0
	$-0,032 > z/L$	2,0	1/8
σ_w/u^*	$0 > z/L > -0,032$	2,7	0
	$-0,032 > z/L$	4,15	1/8

Fonte: Foken et al. (2004, p. 192).

Tabela 2.5.1.1.2 – Parametrização das características da turbulência integral sob condições neutra.

Parâmetro	$-0.2 < z/L < 0.4$
σ_w/u^*	$0,21 \ln \left(\frac{z_+ \times f}{u_*} \right) + 3,1, z_+ = 1m$
σ_w/u^*	$0,44 \ln \left(\frac{z_+ \times f}{u_*} \right) + 6,3, z_+ = 1m$

Fonte: Foken et al. (2004, p. 192).

Os parâmetros medidos e modelados podem ser comparados de acordo com a equação (2.5.1.1.6), neste caso foi testado com a componente w . Se a CTI for $< 30\%$, turbulência bem desenvolvida é assumida.

$$CTI = \left| \frac{\left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)_{\text{modelo}} - \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)_{\text{medido}}}{\left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)_{\text{modelo}}} \right| \quad (2.5.1.1.6)$$

2.5.1.3 Sistema de classificação de qualidade dos fluxos

A partir da combinação das classes de qualidade resultantes da aplicação dos testes de estacionariedade e turbulência desenvolvida, uma classificação geral da qualidade dos fluxos é obtida. Um sistema composto por 9 classes de qualidade é proposto por Foken (2003), de acordo com a Tabela 2.5.1.1.3.

Tabela 2.5.1.1.3 – Combinação das classes de qualidade individuais dentro de uma classe geral. Sistema com 9 classes de qualidade, proposto por Foken (2003).

Classificação Geral	Estacionariedade	Características da turbulência integral
1	1	1-2
2	2	1-2
3	1-2	3-4
4	3-4	1-2
5	1-4	3-5
6	5	≤ 5
7	≤ 6	≤ 6
8	≤ 8	≤ 8
9	*	*

*Um ou os dois testes com classe 9.

Fonte: Adaptado de Foken et al. (2004, p. 195).

A partir da classificação geral, definiu-se que: as classes 1-3 podem ser usadas para pesquisas importantes, como para o desenvolvimento de parametrizações; classes 4-6 estão disponíveis para o uso geral; classes 7-8 são apenas para orientação, mas podem ser utilizadas em vez de preencher as falhas; a classe 9 deve ser excluída em todo caso (FOKEN et al., 2004, p. 195).

2.6 NÃO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA

O fechamento do balanço de energia (FBE) é feito de acordo com a equação (2.6.1). Ele é usado para validar a eficiência do método de medição dos fluxos superficiais.

$$R_n - G = H + LE \quad (2.6.1)$$

O lado esquerdo da equação representa a radiação disponível e o lado direito os fluxos turbulentos.

O grau de fechamento é expresso pela Razão do Balanço de Energia (RBE), expresso pela equação (2.6.2):

$$RBE = \frac{H + LE}{R_n - G} \quad (2.6.2)$$

Geralmente, a componente $H + LE$ é 70-90% de $R_n - G$, indicando que os fluxos turbulentos são subestimados pelo sistema *eddy covariance* (WILSON et al., 2002), sendo

assim o imbalance, ou o resíduo de energia ($Res = R_n - G - H - LE$) um problema em aberto na Micrometeorologia e que tem sido tema de muitas discussões e pesquisas acerca do entendimento das possíveis causas dessa falha (FOKEN et al., 2011).

De acordo com Leuning et al. (2012), as principais causas para o imbalance incluem:

a) Erros de medidas: Os fluxos superficiais medidos pelo ECOS apresentam erros potenciais que contribuem para a subestimativa dos fluxos, como o design do anemômetro sônico que pode interferir na medida da componente vertical do vento ou causar a contaminação pela componente horizontal; o analisador de gás caminho fechado, embora minimizem as perdas de dados em eventos de chuva ou neve em comparação ao caminho fechado, podem causar perda de flutuações em alta frequência devido ao atraso de tempo entre a entrada da amostra no tubo e a sua passagem pelo analisador; os saldo radiômetros não foram identificados como os maiores causadores da diferença entre as componentes do fechamento, mas sim o fato de desconsiderar os termos de armazenamento de calor no ar, vegetação e solo (ΔS).

b) Diferenças no footprint: O footprint refere-se a área de influência dos sensores. A Figura 2.6.1 apresenta um esquema padrão das medições dos fluxos. Enquanto que o footprint dos fluxos H e LE são da ordem de centenas de metros, o de R_n e G é tipicamente de centímetros a metros, por exemplo, as placas de fluxo de calor no solo possuem diâmetro de 50–100 mm e geralmente são colocadas em poucos pontos ao redor da estação micrometeorológica, porém seria necessário várias delas para se estimar o valor médio de G com acurácia, de modo que seja representativo do fetch. Em virtude da maior abrangência dos sensores EC, pode ocorrer que os fluxos turbulentos medidos sejam advindos de outras fontes que não a superfície de interesse.

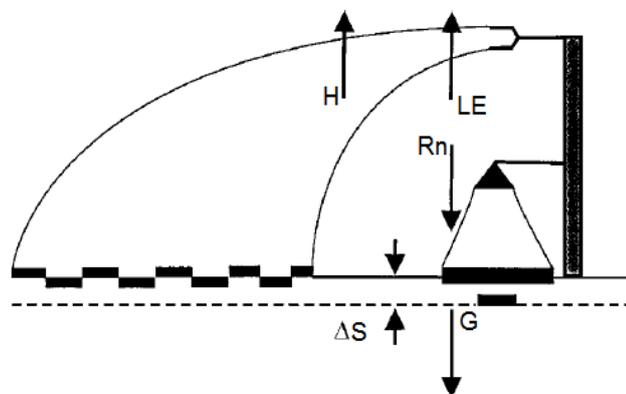


Figura 2.6.1 – Esquema padrão de montagem e medição dos fluxos radiativos e turbulentos. A barra vertical representa a torre. As setas indicam a direção do fluxo. Adaptado de Foken (2008a, p. 102).

Ainda Foken (2008b) mencionam outras causas, sendo elas:

a) Amostragem inadequada de movimentos turbulentos de grande escala: Os grandes turbilhões (circulações de mesoescala) que não podem ser capturados por uma única estação EC em um intervalo médio de 30 minutos podem causar $R_n - G \neq H + LE$. Testes realizados por Mauder e Foken (2006), mostraram que aumentando o tempo médio para 24h a 5 dias, teve um menor impacto sobre LE , mas H quase dobrou em magnitude. Entretanto, aumentando o cálculo da covariância para 24h é questionável, uma vez que viola a consideração de estacionariedade. Por isso, faz-se necessário mais investigações acerca da interpretação dos dados para a aplicação desse método.

b) Advecção: A técnica de covariância dos vórtices turbulentos assume que as medidas dos escalares são realizadas em superfícies planas e horizontalmente homogêneas para eliminar o transporte pelo campo médio do vento. No entanto, essas condições ideais, nem sempre são satisfeitas, em virtude da heterogeneidade espacial e/ou inclinação do terreno dos locais que se pretende estudar. Essas situações modificam o escoamento atmosférico, induzindo uma velocidade média do vento diferente de zero, como consequência da convergência ou divergência das linhas de corrente. Na maioria dos estudos, a advecção é negligenciada, porém ela pode ser uma explicação para o não fechamento do balanço de energia. Por exemplo, Oncley et al. (2007) encontraram uma advecção horizontal de 30 W m^{-2} a partir de medidas de perfil em torres micrometeorológicas, que foi uma das razões para a desigualdade do balanço de energia.

2.7 MÉTODOS DE CORREÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA PARA MODELAGEM DOS FLUXOS

A seção anterior mostrou que das possíveis causas para o não fechamento do balanço de energia as maiores incertezas estão relacionadas as medidas dos fluxos superficiais (H e LE) obtidos pelo método *eddy covariance*. Entretanto, estes fluxos turbulentos são utilizados em modelagem para calibrar e validar modelos de superfície, em que estes baseiam-se no princípio da conservação de energia.

Atualmente, nesses tipos de estudo, tem sido utilizado técnicas para forçar o fechamento do balanço de energia, como os métodos de correção pós-fechamento. Essa metodologia tem como principal objetivo fazer a correção dos fluxos turbulentos medidos de forma a fechar o balanço de energia.

Esses métodos também são usados para representar possíveis erros sistemáticos dos fluxos turbulentos devido ao desconhecimento da causa do não fechamento do balanço de energia superficial.

Porém, ainda não está esclarecido como particionar o resíduo do FBE, mas suposições podem ser feitas nesse sentido.

O método mais usado é o Razão de Bowen (Método Bowen), em que o resíduo do balanço de energia é particionado para H e LE de acordo com o valor medido, assumindo que os fluxos são afetados pelo mesmo processo que causa a subestimativa destes (TWINE et al., 2000). Os fluxos ajustados pelo Método Bowen são obtidos de acordo com as equações abaixo:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.7.1)$$

$$H^* = \frac{R_n - G}{1 + \beta^{-1}} \quad (2.7.2)$$

$$LE^* = \frac{R_n - G}{\beta + 1} \quad (2.7.3)$$

β é a Razão de Bowen, H^* e LE^* são os fluxos de calor sensível e latente corrigidos pelo Método Bowen.

Outros dois métodos menos usados são o Método H (LE) que atribui o resíduo integralmente a H (LE). O cálculo dos fluxos corrigidos é feito de acordo com as equações abaixo:

$$H^\# = H + Re_s \quad (2.7.4)$$

$$LE^\# = LE \quad (2.7.5)$$

$$H^+ = H \quad (2.7.6)$$

$$LE^+ = LE + Re_s \quad (2.7.7)$$

em que $H^\#$ e $LE^\#$ correspondem aos fluxos ajustados pelo Método H, enquanto que H^+ e LE^+ equivalem aos fluxos ajustados pelo Método LE.

Ingwersen et al. (2015) propôs representar a diferença entre os fluxos corrigidos por um destes três métodos e os fluxos brutos, como uma banda cinza, que indica o intervalo de incerteza. Os fluxos brutos de H (LE) são equivalentes aos fluxos corrigidos pelo Método LE (H).

Essa metodologia pode então, ser empregada para estimar a incerteza dos fluxos obtidos por modelos de superfície.

3 METODOLOGIA

A Figura 3.1 apresenta um fluxograma com as principais etapas do desenvolvimento deste trabalho, desde o processamento de dados de alta frequência medidos pelo sistema de covariância dos vórtices turbulentos (ECOS) até a consolidação do conjunto de dados de fluxos de energia sobre pastagem natural do sul do Brasil. O produto final é um conjunto de dados de fluxos de energia contínuo, fisicamente consistente, sem falhas e pronto para uso em aplicações de modelagem da superfície terrestre, hidrológicas e validação de produtos de sensoriamento remoto.

As medidas atmosféricas essenciais para o cálculo dos fluxos de energia superficiais (componente vertical do vento, temperatura e concentração de vapor d'água) foram realizadas em alta frequência pelo ECOS instalado no sítio experimental.

A partir dos dados brutos amostrados pelo ECOS foram calculados os fluxos de água e energia utilizando-se diferentes métodos de processamento de dados disponíveis no software EddyPro®. Os métodos de processamento de dados incluem diversas opções de correções instrumentais, físicas, e a classificação da qualidade dos fluxos de energia. O sistema de classificação da qualidade dos fluxos é baseado nos critérios de estacionariedade e de turbulência desenvolvida. Essa classificação identifica dados de baixa qualidade que devem ser rejeitados.

Foram testadas diversas combinações de métodos de processamento de dados. Para cada combinação de métodos (correções instrumentais e físicas) foi gerado um conjunto de dados de fluxos. Esses testes foram realizados para um subconjunto de dados selecionado de acordo com a qualidade do fechamento do balanço de energia (FBE): fevereiro (bom FBE) e junho 2014 (razoável FBE).

Cada conjunto de dados de fluxo (associado a uma combinação de métodos de processamento) foi submetido ao método de controle de qualidade desenvolvido para detecção de pontos espúrios na série temporal dos fluxos médios de 30 min. O método baseia-se na comparação da diferença absoluta do fluxo de uma meia-hora em relação a meia-hora anterior (d_i) com a amplitude (A) do ciclo diurno mediano móvel (CDMM) determinado sobre uma janela móvel de N dias, centrada na meia-hora de interesse. Se $d_i > A$, o valor do fluxo da meia-hora é rotulado como espúrio.

A melhor combinação de métodos de processamento de dados foi definida pela reta de regressão linear com melhor ajuste entre a somas dos fluxos ($H+LE$) e a radiação disponível

$(R_n - G)$. Assim, o conjunto de dados de fluxo associado a combinação com melhor fechamento do BE foi usada para o processamento de dados para todo período.

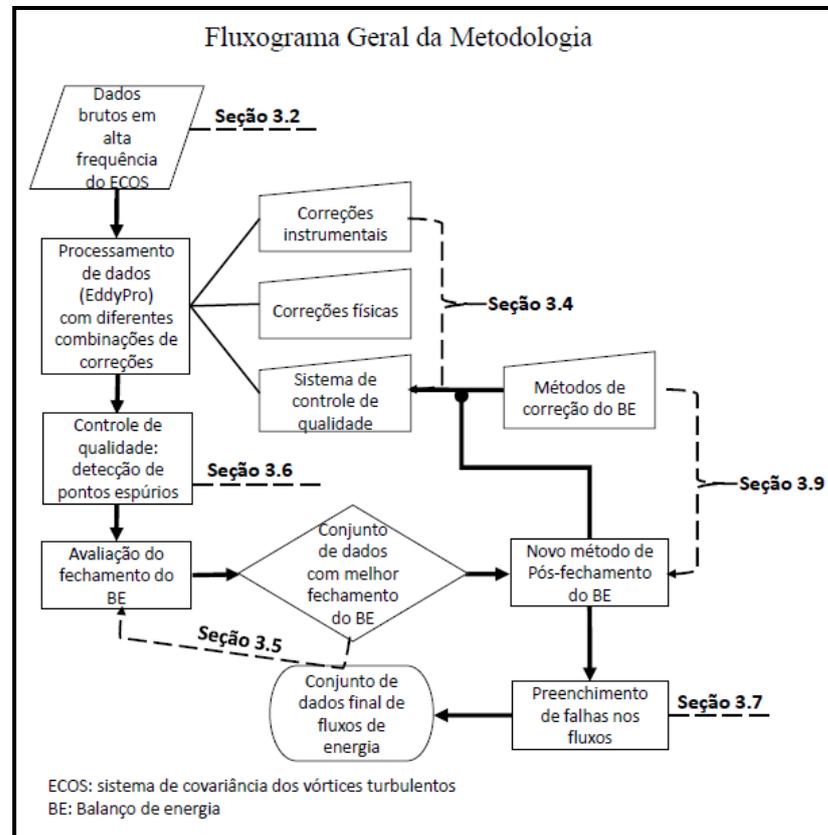


Figura 3.1 – Fluxograma com as etapas de desenvolvimento da metodologia da dissertação.

Este conjunto de dados de fluxos de energia foi corrigido por um novo método de Pós-FBE (VALENTE et al., [2015?]). O método proposto aplica um dos três métodos de correção do BE (INGWERSEN et al., 2015) para uma meia-hora de acordo com o nível de classificação da qualidade dos fluxos de H e LE (FOKEN et al., 2004) provido pelo software EddyPro®. O método foi denominado **Método Combinado** por combinar o sistema de qualidade dos fluxos e os métodos de pós-FBE.

Finalmente, obteve-se o conjunto final de dados de fluxo de energia após o preenchimento das lacunas nos fluxos devido a falhas e a rejeição de dados pelos diferentes procedimentos de controle de qualidade e de Pós-FBE. O preenchimento dessas lacunas dos fluxos foi realizado pelo método de Amostragem de Distribuição Marginal (REICHSTEIN et al., 2005). O conjunto de dados de fluxo de energia final foi usado para caracterizar a sazonalidade da partição de energia da pastagem natural do Sul do Brasil em resposta as

condições meteorológicas. A seguir descreve-se mais detalhadamente cada etapa do fluxograma da Figura 3.1.

3.1 ÁREA DE ESTUDO

Os dados deste trabalho foram coletados por uma torre de medidas de fluxo ($29^{\circ}43'26,76''$ S, $53^{\circ}34'92''$ W, altitude de 88 m acima do nível médio do mar) da rede SULFLUX (ROBERTI et al., 2013) localizada na região fisiográfica denominada Depressão Central do Rio Grande do Sul, no Município de Santa Maria, dentro da área de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Vacacaí (Figura 3.1.1.a).

O sítio experimental é coberto por vegetação campestre característica do bioma Pampa e está situado em uma área de 24 ha do Departamento de Zootecnia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) (Figura 3.1.1.c), a sudeste da área urbana de Santa Maria (Figura 3.1.1.b).

Historicamente a área tem sido manejada como internada do rebanho de cria e recria de bovinos de corte, sob pastejo leve, e fisionomia de campo com predomínio de espécies cespitosas (*Saccharum angustifolius*, *Aristida laevis* e *Andropogon lateralis*) (QUADROS & PILLAR, 2001). Não há registros históricos e nem indícios em campo de que a área tenha sofrido algum tipo de preparo de solo para fins agrícolas, podendo-se assumir que seja uma pastagem natural há centenas de anos (QUADROS & PILLAR, 2001). Entre 2005 e 2010, 6 plots de 100 m² foram submetidos a queimada controlada (VOGELMANN et al., 2012).

O solo é classificado como Planossolo Háplico Eutrófico, segundo o sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA, 2005), a textura da camada superficial (até 30 cm) é franco-siltosa (VOGELMANN et al., 2012), o relevo é suave-ondulado, o substrato silito-arenito e muito ácido (pH entre 5,0-5,5) (QUADROS & PILLAR, 2001), e o lençol freático é raso, com cerca de 1 metro. A porosidade total média ($n = 18$) da camada de 0-5 cm do solo ($0,45 \pm 0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) é maior que a porosidade da camada sub-superficial de 5-15 cm ($0,41 \pm 0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). A densidade aparente do solo na camada superficial é menor ($1,47 \pm 0,13 \text{ g cm}^{-3}$) que na camada sub-subsuperficial ($1,56 \pm 0,14 \text{ g cm}^{-3}$). Essas diferenças decorrem ao maior conteúdo de matéria orgânica da camada superficial e a compactação da camada sub-superficial, provavelmente devido ao pisoteamento animal (VOGELMANN et al., 2012). A condutividade hidráulica de saturação diminui com a profundidade ($120 \pm 21 \text{ mm h}^{-1}$ na camada de 0-5 cm, $40 \pm 10 \text{ mm h}^{-1}$ na camada de 5-10 cm e $35 \pm 8,5 \text{ mm h}^{-1}$ na camada de 10-15cm (VOGELMANN et al., 2012).

O clima da região é chuvoso e úmido com as estações do ano bem definidas. A temperatura anual média é de 19 °C, sendo as máximas registradas em Dezembro (30 °C) e as mínimas em Junho (9 °C). A precipitação anual acumulada média é aproximadamente 1686 mm sendo bem distribuída ao longo do ano.

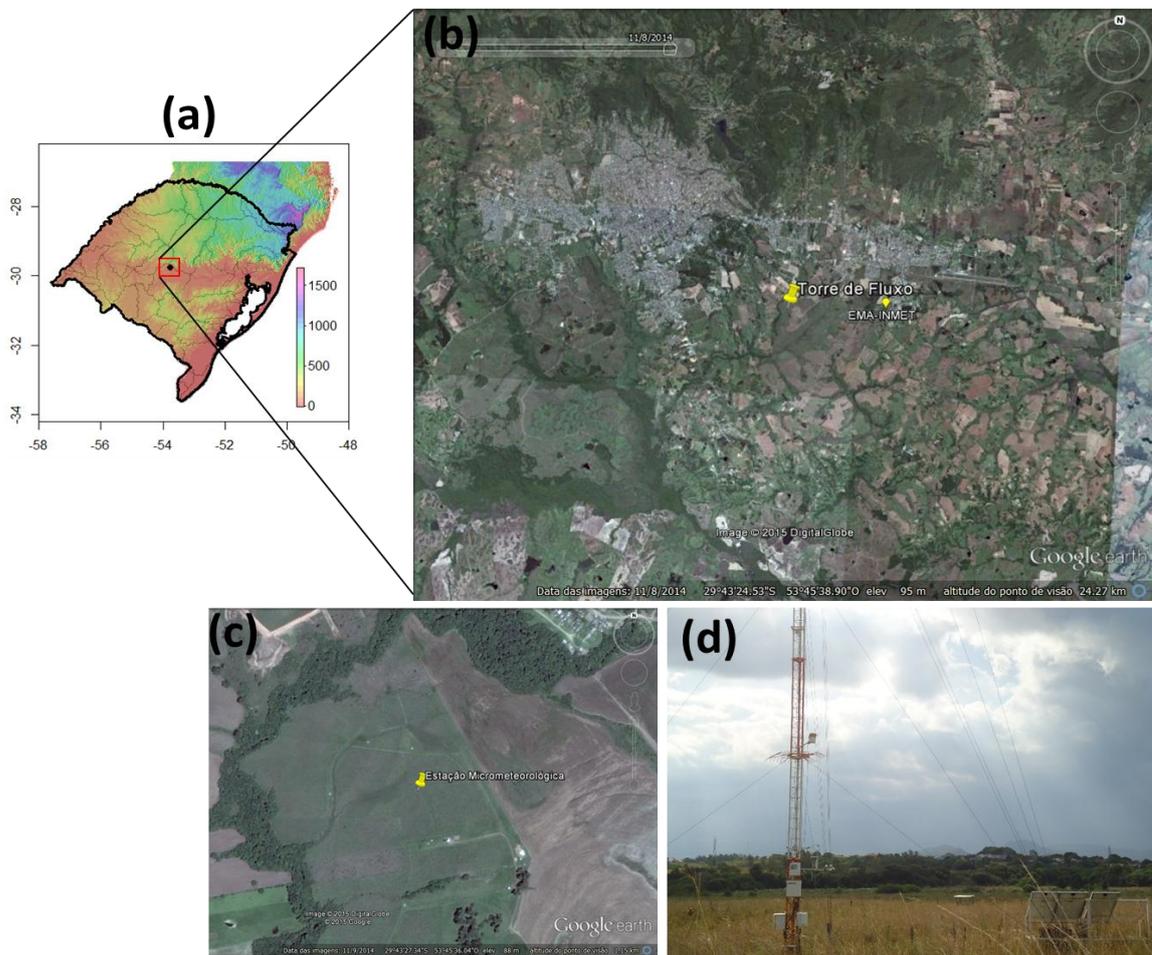


Figura 3.1.1 – Localização da Estação micrometeorológica com sistema de covariância dos vórtices turbulentos para medidas dos fluxos superficiais sobre pastagem natural em diferentes escalas espaciais. (a) Topografia do RS (barra de cores) com delimitação do estado do RS (linha preta grossa) e das bacias hidrográficas do RS (linha preta fina). A localização da torre é indicada pelo ponto preto. A elevação do terreno foi obtida do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (FARR et al., 2007) com resolução horizontal de ~90 m. (b) Área de 20 km × 20 km em torno da torre micrometeorológica (marcador amarelo) localizada à Sudeste da área urbana do Município de Santa Maria-RS (Fonte: GOOGLE, 2015). A estação meteorológica automática (EMA) do INMET é indicada por um ponto amarelo. (c) Área de 1 km × 1 km em torno da torre micrometeorológica instalada nas imediações do Campus da Universidade Federal de Santa Maria (Fonte: GOOGLE 2015). (d) Fotografia com vista da torre micrometeorológica para a direção Nordeste (Fonte: Lumet-UFSM).

3.2 MEDIDAS DE FLUXOS

O sítio experimental consiste em uma torre metálica de 30 metros de altura, equipada com um ECOS, uma estação meteorológica automática (Tabela 3.3.1) e um sistema de aquisição de dados (Figura 3.1.1.d). O monitoramento micrometeorológico iniciou em 20 de novembro de 2013. A plataforma instrumental é mantida por um sistema de alimentação de energia formado por três painéis solares de 140 W cada e 3 baterias de 150 A.

O ECOS é composto por um anemômetro sônico tridimensional e um analisador de CO₂/H₂O de caminho fechado, até 15 de dezembro de 2014, e de caminho aberto (após 15 de dezembro de 2014), permitindo medir de forma contínua os fluxos de dióxido de carbono, vapor de água, calor sensível e momentum. Especificações sobre os sensores e a altura de instalação na torre são informadas na Tabela 3.3.1. As medidas necessárias para estimativa dos fluxos são realizadas com resolução temporal de 10 Hz e armazenadas em um *datalogger* modelo Sutron. Devido ao mal funcionamento do analisador de gás de caminho fechado (LI 7200), houve a necessidade de substituí-lo, em 15 de dezembro de 2014, por um de caminho aberto (LI 7500 A).

A ~170 m no setor leste (direção predominante do vento) e sudeste da torre micrometeorológica é realizado o cultivo de culturas, no verão a soja e no inverno trigo ou aveia (Figura 3.1.1.c). Mata ciliar ou ripária ocorrem a uma distância maior que 300 m nos setores de Nordeste a Sudoeste. Na direção sul, a 120 m da torre, também se observa mata ciliar, porém com uma fração de cobertura bem inferior àquela observada nas demais direções. Diante dessa situação é provável que a área de abrangência da medida da torre (*footprint*) eventualmente não seja representativa da pastagem natural, mas a seleção do local teve que considerar outras condições necessárias, como logística, acessibilidade, segurança e disponibilidade elétrica. Adicionalmente, encontrar as condições necessárias para validade do método sobre ecossistemas naturais é uma tarefa difícil na prática, mas podem ser amenizadas efetuando-se medidas a uma distância de *fetch* (BALDOCCHI et al., 1988) suficientemente grande de bordas com mudanças de rugosidade da superfície.

3.3 MEDIDAS METEOROLÓGICAS

As medidas meteorológicas (Tabela 3.3.1) são realizadas a cada 5 s e armazenadas como médias de intervalos de 1 minuto. As condições meteorológicas no período de 20/11/2013 a 07/09/2015, foram caracterizadas pelas variáveis: temperatura do ar (T_{ar}),

umidade relativa (UR), déficit da pressão de vapor d'água ($DPV = e - e_s$, e : pressão parcial de vapor d'água e e_s : pressão de vapor de saturação), pressão atmosférica (p), precipitação ($Prec$), velocidade horizontal do vento (Vh), direção do vento, radiação solar incidente (R_{gi}), radiação solar refletida (R_{gr}), saldo de radiação (R_n) e o albedo da superfície (α_{sup}).

O pluviômetro foi instalado à ~6 metros acima do solo por medidas de segurança, visto que foi instalado na torre uma grade anti-subida, que tem o papel de impedir a subida de pessoal não autorizado.

Os sensores de solo instalados inicialmente (fluxímetro de calor no solo, termômetro e o reflectômetro no domínio do tempo – TDR) foram colocados em três pontos horizontalmente distintos em volta da torre na profundidade de 0,05 m abaixo do solo. Em 11 de novembro de 2014 foi instalado um fluxímetro de calor no solo adicional a 0,10 m de profundidade, um perfil de temperatura do solo nas profundidades de 0,05; 0,15 e 0,30 m, e um perfil de umidade do solo em 0,10; 0,30 e 0,50 m abaixo da superfície. Os dados de instrumentos auxiliares instalados posteriormente na plataforma instrumental (ver Tabela 3.3.1) foram armazenadas em outro *datalogger* (CR1000). Dados das estações meteorológicas automática e convencional do INMET de Santa Maria (localizada ~3,7 Km a leste da torre micrometeorológica, 53,720469°W; 29,724960° S, 103 m acima do nível médio do mar) foram usados para a sincronização dos dados da estação micrometeorológica (detalhes no Apêndice A) e no preenchimento de falhas de variáveis meteorológicas (R_{gi} , T_{ar} , $Prec$) e para comparação das condições meteorológicas registradas no período de estudo com as normais climatológicas (T_{ar} e a $Prec$).

3.4 PROCESSAMENTO DE DADOS DO ECOS

O processamento de dados do ECOS para calcular os fluxos turbulentos, a partir dos dados brutos de alta frequência, é complexo e depende dos instrumentos utilizados, seu arranjo na torre, as características do sítio experimental e das condições da turbulência atmosférica. Nessa seção descreve-se o conjunto de operações realizadas para o processamento dos dados de fluxos, desde a ingestão de dados brutos até o cálculo dos fluxos corrigidos. Os dados brutos de alta frequência foram armazenados em arquivos diários e processados no software EddyPro® (versão 5.1.1, disponível em: www.licor.com/eddypro), desenvolvido pela LI-COR para servir como ferramenta para o cálculo dos fluxos de energia, CO₂, H₂O e CH₄ a partir das medidas do ECOS.

Tabela 3.3.1 – Instrumentação do Sítio Experimental de Santa Maria, RS.

Instrumento	Variável medida (símbolo)	Unidade	Modelo/Fabricante	Altura (m)	Período
Anemômetro Sônico*	Velocidade zonal (u), meridional (v) e vertical (w); Temperatura do sônico (T_{son})	$m\ s^{-1}$; °C	Wind Master Pro/Gill Instruments	3	20/11/2013 - atual
Analizador de Gás Infravermelho (IRGA) de caminho fechado*	Concentração de CO ₂ ([CO ₂]) e H ₂ O ([H ₂ O])	$mmol\ m^{-3}$	LI-7200/LI-COR	3	20/11/2013 - 15/12/2014
Analizador de Gás Infravermelho (IRGA) de caminho aberto*	[CO ₂] e [H ₂ O]	$mmol\ m^{-3}$	LI-7500/LI-COR	3	15/12/2014 - atual
PAR Radiômetro	Radiação fotossinteticamente ativa incidente (RFA_i)	$W\ m^{-2}$	Li-190SL/Kipp & Zonen	3	20/11/2013 - atual
Saldo radiômetro	Radiação de onda curta incidente (R_{gi}) e refletida (R_{gr}), radiação de onda longa incidente (L_i) e emegente (L_e)	$W\ m^{-2}$	CNR4/ Kipp & Zonen	3	20/11/2013 - atual
Termohigrômetro	Temperatura do ar (T_{ar}), umidade relativa (UR)	°C, %	HMP155/Vaisala	3	20/11/2013 - atual
			CS215/Campbell Scientific	0,5	11/11/2014 - atual
Pluviômetro	Precipitação ($Prec$)	mm	TR525USW/Texas electronics, Inc.	6	20/11/2013 - atual
Radiômetro infravermelho	Temperatura da superfície (T_0)	°C	SI-111/Campbell Scientific	0,43	11/11/2014 - atual
Fluxímetro	Fluxo de calor do solo (G)	$W\ m^{-2}$	HFP01/Hukseflux	-0,05**	20/11/2013 - atual
				-0,10	11/11/2014 - atual
Termômetro de Solo	Temperatura do solo (T_s)	°C	T108/Campbell Scientific	-0,05**	20/11/2013 - atual
				-0,05	11/11/2014 - atual
				-0,15	
Reflectômetro no domínio do tempo (TDR)	Umidade volumétrica do solo (θ)	$m^3\ m^{-3}$	Theta probe type ML2x/Delta-T Device	-0,05**	20/11/2013 - atual
				-0,10	11/11/2014 - atual
				-0,30	
			CS 616/Campbell Scientific	-0,50	

* Sistema de Covariância de Vórtices Turbulentos.

**3 sensores localizados em pontos horizontalmente distintos em volta da torre na profundidade de 0,05 m abaixo do solo.

A coleta de dados ocorreu em intervalos aproximadamente quinzenais e consistiu basicamente da troca do dispositivo removível (*pen drive*) e checagem do funcionamento da bateria. Os dados analisados nessa dissertação compreendem o período de 20/11/2013 a 07/09/2015.

Um esquema de processamento de dados envolve diversas etapas, cada etapa constituindo uma operação do esquema de processamento, que podem ter diferentes métodos (baseado na literatura científica) disponíveis para a sua aplicação.

Um esquema de processamento de dados pode ser dividido em pelo menos quatro etapas (Tabela 3.4.1, AUBINET et al., 2012): (a) preparação de dados brutos, (b) processamento de dados brutos (incluindo conversões e correções instrumentais), (c) correções físicas aplicadas aos fluxos brutos, avaliação e controle de qualidade (MAUDER et al., 2008).

As correções instrumentais são aplicadas aos dados brutos de alta frequência para o cálculo dos fluxos. Após essas correções preliminares, são calculados os fluxos (covariâncias) sobre os quais são aplicadas as correções físicas (MASSERONI et al., 2014). Esses procedimentos são necessários a fim de se obter estimativas mais confiáveis (LI-COR Inc., 2015).

3.5 COMBINAÇÕES DE MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS

Dada as opções de processamento de dados disponíveis no programa, um objetivo específico foi determinar a combinação de opções de processamento que fornecesse um melhor fechamento do balanço de energia (FBE).

Para isto foram realizadas 107 rodadas apenas para os meses de fevereiro/2014 (representativo do verão) e junho/2014 (representativo do inverno). As opções alteradas no EddyPro® podem ser vistas no Diagrama 1, as demais opções foram mantidas iguais. A codificação utilizada e as combinações das opções de processamento testadas foram:

a) Remoção de tendência das flutuações turbulentas:

MB (Média do bloco) ou L (Tendência Linear) ou MM (Média Móvel) ou MME (Média Móvel Exponencial) com variação das constantes de tempo para 30s ou 1800s;

b) Defasagem temporal entre os sensores:

Constante (Cte) ou Maximização da Covariância Pré-definida (MCP) ou Maximização da Covariância (MC) ou Defasagem Automática (DA).

Tabela 3.4.1 – Etapas de processamento de dados para o cálculo dos fluxos e opções de conversões e correções. Em negrito são as opções de processamento testadas no programa EddyPro® para diferentes combinações (ver seção seguinte para detalhes).

(continua)

Etapa	Opções	Descrição resumida	Referência
Preparação de dados	<u>Remoção de <i>spikes</i></u>	Testes estatísticos sobre a série temporal para detecção de pontos com saltos abruptos (<i>spikes</i>) nas variáveis;	VICKERS & MARHRT (1997) MAUDER et al. (2013)
	<u>Remoção de tendência das flutuações turbulentas</u> média do bloco (MB), tendência linear (L); média móvel (MM); média móvel ponderada exponencial (MME)	Métodos para extrair as flutuações turbulentas das séries temporais. Para remoção de tendência linear e médias móveis deve-se definir uma constante de tempo.	GASH & CULF (1996) MONCRIEFF et al. (2004) MCMILLEN (1988); RANNIK & VESALA (1999)
	<u>Defasagem temporal entre os sensores</u> Constante – Cte (não recomendada para IRGA de caminho fechado); Maximização da Covariância (MC); Maximização da Covariância Pré-definida (MCP); Defasagem Automática (DA)	Compensação devido o tempo de atraso das medições das concentrações relativamente às medições da componente vertical da velocidade do vento, devido à separação dos sensores e à deficiência no tempo de resposta do analisador.	RUNKLE et al. (2012) FAN et al. (1990)
Rotação de coordenadas	Rotação dupla – R2 (vegetação baixa e terreno plano); Rotação tripla – R3 Ajuste planar (vegetação de porte alto e terreno complexo)	Em terrenos irregulares as linhas de corrente do escoamento do vento não são perpendiculares ao anemômetro sônico. Assim, para forçar a velocidade vertical média ser nula ($w = 0$) os eixos do sistema são rotacionados.	WILCZAK et al. (2001) VAN DIJK et al. (2004)
Ângulo de ataque	Depende do modelo de Anemômetro sônico: Gill R2, R3 WindMaster, WindMaster Pro	Correção das componentes do vento para compensar os efeitos de distorção do escoamento induzido pela estrutura do anemômetro.	NAKAI et al. (2006) NAKAI & SHIMOYAMA (2012)

Tabela 3.4.1 – Etapas de processamento de dados para o cálculo dos fluxos e opções de conversões e correções. Em negrito são as opções de processamento testadas no programa EddyPro® para diferentes combinações (ver seção seguinte para detalhes).

(conclusão)			
Correções espectrais	Baixa frequência Alta frequência	Essas correções são necessárias para corrigir as estimativas de fluxos por perdas no intervalo de baixa e alta frequência do espectro devido a configuração instrumental, limites de amostragem dos instrumentos e algumas escolhas de processamento.	MONCRIEFF et al. (2004) MONCRIEFF et al. (1997) HORST (1997) IBROM et al. (2007a)
Correções de densidade do ar	Depende do tipo de IRGA: Caminho aberto Caminho aberto (LI- 7500) Caminho fechado	Associada aos efeitos de mudança na densidade do ar causados pelas flutuações de temperatura e vapor d'água. Se as concentrações são fornecidas como razão de mistura não é necessária a aplicação dessa correção.	WEBB et al. (1980) BURBA et al. (2012) IBROM et al. (2007b)
Correção da temperatura do sônico pela umidade	Única	Conversão da temperatura do sônico em temperatura do ar considerando o efeito da umidade do ar.	VAN DIJK et al. (2004)
Controle de qualidade	Testes Esquema de classificação	Testes baseados na análise dos dados brutos de alta frequência de u , v , w , T_{ar} e das concentrações de água e CO_2 . Níveis de qualidade são atribuídos de acordo com a estacionariedade do escoamento e da turbulência desenvolvida. A combinação desses critérios produz classes de níveis de qualidade individuais para os fluxos de momentum, calor sensível, latente e de CO_2 . As classes variam de 1 a 9, sendo melhor qualidade quanto mais próximo de 1.	MAUDER & FOKEN (2006) FOKEN (2003) GÖKEDE et al. (2006)

c) Rotação de coordenadas:

R2 (Rotação Dupla) ou R3 (Rotação Tripla) ou AP (Ajuste Planar);

d) Correções de densidade do ar:

I (Ibrom) ou B (Burba);

Exemplos da combinação de diferentes opções são: I_R2_MB_30s_Cte ou I_AP_MM_30s_MC. A lista completa de combinações testadas encontra-se na Tabela 4.3.1 (seção 4.3).

Das 107 rodadas, a primeira foi feita com a configuração padrão do programa, 72 com a constante de tempo de 30s e 9 com 1800s. Em 24 combinações com a opção Média do Bloco, a constante de tempo não foi necessária.

As constantes de tempo foram definidas após alguns testes em que modificou-se a mesma a partir do valor padrão de 250s para mais (300, 600 e 1800s) e para menos (100, 60, 30 e 15s). Das 72 feitas com a constante de tempo de 30s, em 36 utilizou-se a metodologia proposta por Ibrom et al. (2007) e em outras 36 a de Burba et al. (2012), intercalando-se os outros parâmetros. A seguir, testou-se 9 combinações com a constante de tempo de 1800s, sendo todas com a correção de Ibrom et al. (2007) e o ajuste de defasagem de tempo MCP, variando-se apenas as correções para rotação do eixo das coordenadas (R2, R3, AP) e remoção da tendência (L, MM, MME). Após a definição da melhor combinação de opções, foi realizada uma rodada sem a correção das flutuações de densidade (I ou B) para avaliar seu impacto nos fluxos.

A escolha da melhor combinação foi baseada na análise dos coeficientes da reta de regressão linear entre a soma dos fluxos ($H + LE$) e a radiação disponível ($R_n - G$): coeficiente angular (CA), linear (CL) e o de determinação (R^2). Em geral, o melhor fechamento do balanço de energia é obtido quando: $CA = 1$, $CL = 0$ e $R^2 = 1$. O CA foi o principal critério usado para a definição da melhor combinação das correções dos fluxos (resultados na seção 4.3). No período de medidas com o IRGA caminho aberto, a correção para flutuações de densidade aplicada foi a de Webb.

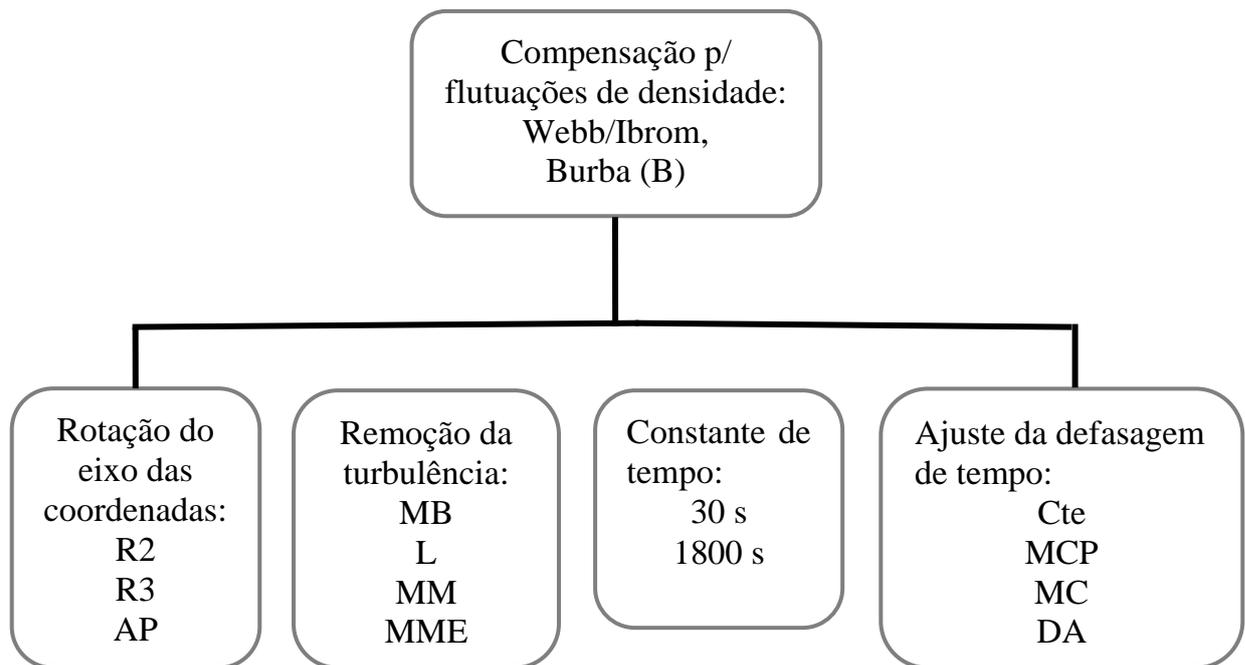


Diagrama 1 – Parâmetros alterados no programa EddyPro®.

3.6 DIAGNÓSTICO DE DADOS ESPÚRIOS NOS FLUXOS MÉDIOS DE 30 MIN

A partir da análise da série temporal dos fluxos de energia médios de 30 min verificou-se a ocorrência de saltos abruptos na série temporal fora do intervalo de variação esperado. Esses valores fisicamente inconsistentes (*spikes*) foram mais frequentes nos fluxos de calor no solo ($G1$, $G2$ e $G3$) e de energia (H e LE). Para detectar automaticamente estes casos foi elaborado um método simples baseado na comparação entre a diferença do valor de cada meia-hora em relação a meia-hora anterior (d_i , primeira diferença) e amplitude do ciclo diário mediano móvel (CDMM) com uma janela de N dias antes e após a meia hora considerada.

$$d_i = F_i - F_{i-1} \quad (3.6.1)$$

Onde F_i é o fluxo na meia-hora i e i indica o elemento da série temporal de tamanho n , assumindo que CDMM é representado pelo vetor \overline{F}_h , em que $h = 0, \dots, 23$. A amplitude A de \overline{F}_h é obtida como: $A = \max(\overline{F}_h) - \min(\overline{F}_h)$.

O valor d_i é rotulado como um *spike* se $|d_i| > A$. A quantidade de dados rejeitados pela aplicação do filtro baseado na série das primeiras diferenças e a amplitude do CDMM será relatada na seção 4.7. Testes foram realizados com o valor de N visualizando-se graficamente

os pontos da série rotulados como *spikes*. Dessa análise, chegou-se ao consenso de que $N = 60$ dias foi suficiente para detectar a grande maioria dos *spikes*

3.7 PREENCHIMENTO DE FALHAS DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS E FLUXOS SUPERFICIAIS

A EMA do INMET de Santa Maria disponibiliza medidas de Rg_i , T_{ar} , UR , p , $Prec$ e Vh . Essas variáveis são coletadas a cada minuto e integradas a cada hora (INMET, 2011). No período de falhas nas medidas da EMA da torre utilizaram-se as medidas da EMA do NMET para o preenchimento. No caso de falhas na precipitação, a precipitação do INMET foi usada diretamente para o preenchimento da falha. Para as variáveis T_{ar} , UR , p e Rg_i o preenchimento das falhas foi realizado a partir da equação da reta de regressão linear ajustada entre os valores da variável medida na torre e a medida do INMET (ver Figura B.1 do Apêndice B para resultados da regressão linear).

Nos eventos de falhas simultâneas entre a EMA da torre e a do INMET utilizou-se a regressão linear com medidas auxiliares redundantes da plataforma instrumental da torre, como por exemplo a T_{ar} e a UR medida pelo termohigrômetro (Tabela 3.3.1) instalado à 0,5 m acima do solo.

A temperatura do solo (T_s) à -0,05 m de profundidade foi preenchida a partir da equação da reta de regressão linear ajustada com as medidas de outro termômetro instalado a mesma profundidade, mas em outra posição horizontal próxima (ver Figura B.2 do Apêndice B). Para o período até 10 de novembro de 2014, as falhas foram preenchidas pelo método do Ciclo Diurno Médio (CDM), descrito com mais detalhes abaixo.

O preenchimento das variáveis H , LE , $G1$, $G2$, $G3$, T_s e Rg_i ocorreu pela aplicação do método de Amostragem de Distribuição Marginal (do termo em inglês *Marginal Distribution Sampling* - MDS) (REICHSTEIN et al., 2005). O método considera a covariação dos fluxos de energia (H e LE) com as variáveis meteorológicas disponíveis (Rg_i , T_{ar} e DPV) além da própria auto correlação temporal dos fluxos.

A sequência padrão do método é a verificação da disponibilidade das variáveis meteorológicas, assumindo que estas não apresentam falhas. Se houver falhas de T_{ar} e DPV , apenas Rg_i é utilizada para o preenchimento. Caso Rg_i também seja faltante, outro procedimento é adotado.

Para o caso de não haver falhas das variáveis meteorológicas, as posições faltantes dos fluxos são substituídas pelo valor médio das condições meteorológicas semelhantes dentro de

uma janela móvel de 7 dias. Define-se como condições meteorológicas semelhantes para intervalos de 50 W m^{-2} (Rg_i), $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (T_{ar}) e 5 hPa (DPV) entre os valores máximos e mínimos de cada variável. Se não houver condições semelhantes dentro dessa janela de tempo, aumenta-se para 14 dias. Se apenas Rg_i não possui falhas, a mesma abordagem descrita acima é realizada, porém, utilizando-se somente Rg_i . Se todas as variáveis meteorológicas apresentarem falhas, o fluxo faltante é preenchido pelo seu valor médio horário dentro da janela de tempo móvel, isto é, pelo CDM.

Após os testes, definiu-se que a janela de tempo mais adequada para o preenchimento foi 8 dias. Sendo que para H e LE foi adotado o segundo procedimento, que considera apenas Rg_i . Enquanto que as demais variáveis, foram preenchidas pelo CDM.

Ressalta-se que o preenchimento das falhas dos fluxos de energia (H e LE) foi necessária em dois momentos. Primeiro, após a remoção dos dados espúrios pelo Método do CDMM, os quais foram usados para análise nas seções 4.4 e 4.5. Segundo, após a exclusão de dados pelo Método pós-fechamento, descrito na seção 3.9, sendo este conjunto utilizado para a análise da partição de energia relatada na seção 4.8.

Para todas as variáveis preenchidas foi estimada a incerteza do método de preenchimento por meio dos índices estatísticos: RMSE (Raiz do Erro Médio Quadrático), PBIAS (Porcentagem do Viés) e R^2 , já definido previamente. Os métodos de preenchimento de falhas foram aplicados a todo período de dados. Essas estimativas dos fluxos e os fluxos de energia observados (obtidos com a melhor combinação de métodos de processamento de dados, remoção de dados espúrios e após a correção do balanço de energia pelo método combinado – detalhes nas seções seguintes) foram usados nos cálculos dos índices estatísticos.

Os valores simulados são dados pelo método utilizado para o preenchimento das falhas e os observados são provenientes dos medidos na Estação Micrometeorológica.

O RMSE fornece a média do módulo dos erros e é definido como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{sim,i} - X_{obs,i})^2}{n}} \quad (3.7.1)$$

onde: X_{sim} é o valor simulado e X_{obs} , o valor observado nas posições i a n . Valores de RMSE tendendo a zero indicam maior acurácia do método testado.

O PBIAS mede a tendência de subestimativa ou superestimativa dos valores simulados em relação aos observados e é calculado pela equação (3.7.2):

$$PBIAS = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{sim,i} - X_{obs,i})}{\sum_{i=1}^n X_{obs,i}}} \quad (3.7.2)$$

O valor ideal de PBIAS é 0, indicando um método sem tendências de sub ou superestimativa. O PBIAS é expresso em porcentagem (%).

O R^2 é o coeficiente de correlação de Pearson ao quadrado e determina o quanto da variância dos valores observados pode ser explicada pelo modelo ou método. Seu valor varia de 0 à 1 e o valor ótimo do R^2 é 1, indicando que o modelo explica todos os valores observados. Seu cálculo é efetuado como na equação (3.7.3).

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})(X_{sim,i} - \bar{X}_{sim}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - \bar{X}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (X_{sim,i} - \bar{X}_{sim})^2} \quad (3.7.3)$$

3.8 CÁLCULO DO ARMAZENAMENTO DE CALOR NO SOLO

A componente de solo (fluxo e armazenamento) são termos importantes no balanço de energia para o sítio de estudo, visto que este possui vegetação rasteira.

A transferência de calor no solo é dada em função da sua condutividade térmica e do gradiente de temperatura local. Assim, o fluxo de calor no solo é descrito por:

$$G_z = -\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (3.8.1)$$

em que G_z ($W\ m^{-2}$) é o fluxo de calor no solo na profundidade z , λ_s ($W\ m^{-1}\ ^\circ C^{-1}$) é a condutividade térmica do solo, $\partial T_s / \partial z$ ($^\circ C\ m^{-1}$) é o gradiente vertical da temperatura do solo na profundidade z .

A medição de G_z é feita por uma placa de fluxo, localizada a poucos centímetros de profundidade da superfície (geralmente à 5 cm). O fluxo obtido nessa profundidade é menor do que o fluxo na camada superficial do solo, que é o fluxo de interesse no balanço de energia. Por isso, uma forma de se estimar o fluxo na superfície ($z = 0$) é através do método calorimétrico que leva em conta o calor armazenado na camada entre a superfície e a placa de fluxo (MOENE E VAN DAM, 2014, p. 60-61), conforme equação abaixo:

$$G_0 = G_z + C_s \underbrace{\frac{\partial T_s}{\partial t}}_{s_g} dz \quad (3.8.2)$$

O segundo termo do lado direito da equação (3.8.2) representa o armazenamento de

calor no solo (Sg), em que C_s ($J m^{-3} °C$) é a capacidade volumétrica de calor do solo e, $\partial T_s/\partial t$ ($°C s^{-1}$) é a variação no tempo da temperatura do solo na camada dz .

A capacidade volumétrica de calor do solo varia com o conteúdo de água e é de difícil estimativa. Ela pode ser obtida através da razão entre λ_s e a difusividade térmica κ_s ($m^2 s^{-1}$):

$$C_s = \frac{\lambda_s}{\kappa_s} \quad (3.8.3)$$

A λ_s pode ser estimada invertendo-se a equação (3.8.1), havendo medidas dos demais termos.

A difusividade térmica pode ser derivada a partir da profundidade de amortecimento (D), calculada na forma abaixo:

$$D = \sqrt{\frac{2\kappa_s}{\omega}} \quad , \text{ em que } \omega = \frac{2\pi}{P} \quad (3.8.4)$$

D tem unidade de comprimento (m), ω (s^{-1}) é a frequência da onda com o período P . Se for considerado o ciclo diário, $P = 86400$ s.

Pela equação (3.8.4) não é possível obter κ_s , então uma solução é derivar D por outro método. O método descrito na equação (3.8.5) depende da diferença entre os horários ($t_2 - t_1$) de pico da temperatura do solo nas duas profundidades (z_2 e z_1).

$$t_2 - t_1 = \left(\frac{P}{2\pi} \right) \left(\frac{z_2 - z_1}{D} \right) \quad (3.8.5)$$

Substituindo D , obtido a partir da equação (3.8.5), na equação (3.8.4), determina-se a difusividade térmica do solo (κ_s) e conseqüentemente C_s , necessário para o cálculo do termo de armazenamento de calor no solo.

Seguindo a descrição acima, estimou-se o fluxo de calor na superfície do solo, através da média do fluxo de calor no solo de três fluxímetros e das temperaturas de três termômetros de solo, todos à 0,05 m de profundidade.

3.9 MÉTODO DE PÓS FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA

Existem diferentes métodos para a correção do fechamento do balanço de energia (ver seção 2.7), tais como o Método Bowen (TWINE et al., 2000), Método H ($H^\# = H + Res$, $H^\#$ é o H corrigido) e o Método LE ($LE^+ = LE + Res$, LE^+ é o LE corrigido). Esses métodos são referenciados como métodos pós-fechamento (INGWERSEN et al., 2015).

Nesta dissertação é proposto um novo método para gerar um conjunto de dados de fluxos de energia fisicamente consistentes para pronta aplicação em estudos de modelagem da

superfície terrestre. O método é simples e usa as informações referentes ao nível de classificação da qualidade dos fluxos fornecido pelo software EddyPro® e os métodos de correção do balanço de energia descritos no parágrafo prévio.

As classes de controle de qualidade variam de 1 a 9 e são determinados por critérios de estacionariedade e de turbulência desenvolvida, em que 1 representa um fluxo de melhor qualidade e 9 o fluxo deve ser rejeitado (FOKEN et al., 2004). A classificação de qualidade é independente para cada fluxo, p.ex.: em uma meia-hora o rótulo de qualidade do Fluxo H pode ser 1 ($qc_H = 1$) e a de LE pode ser 5 ($qc_LE = 5$), logo a estimativa de H nessa meia-hora é de qualidade superior à de LE . As classes foram reagrupadas em 3 classes (Tabela 3.9.1), conforme Foken (2008): (1) com fluxo de melhor qualidade e inclui as classes 1-3; (2) com fluxos de qualidade boa e inclui as classes 4-6; (3) com fluxos de qualidade baixa e inclui as classes 7-8.

Tabela 3.9.1 – Classes de qualidade dos fluxos H e LE e sua reclassificação, de acordo com Foken (2008).

Classe	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Reclassificação	1			2			3		x

Com esta nova reclassificação da qualidade dos fluxos, o método de pós-fechamento do balanço de energia utilizado é definido para uma dada meia-hora da seguinte forma:

- Se $qc_H = qc_LE$, aplica-se o Método Bowen;
- Se $qc_H > qc_LE$, aplica-se o Método H;
- Se $qc_H < qc_LE$, aplica-se o Método LE;

Foram considerados somente os valores de fluxo em que $0 \leq RBE \leq 2$, similar ao limiar adotado por Ingwersen et al., 2015. Casos em que a Razão de Bowen foi próxima a -1 também foram rejeitados, pois ocasionava em valores dos fluxos tendendo ao infinito.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Nessa seção descreve-se a variação sazonal das variáveis meteorológicas medidas pela estação meteorológica automática instalada na torre micrometeorológica sobre a área experimental com vegetação representativa do bioma pampa.

A Figura 4.1.1 mostra as séries médias diárias de T_{ar} , UR , DPV e p no período de estudo. A T_{ar} variou entre o mínimo de $\sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$, em junho de 2014, e o máximo de $\sim 32\text{ }^{\circ}\text{C}$, em janeiro de 2014. A amplitude sazonal da T_{ar} média mensal é de $\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.1.2). No inverno, ocorreu eventualmente dias com T_{ar} acima de $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (valor médio da T_{ar} no verão), como observado em 5 casos entre o inverno e a primavera de 2014 (Figura 4.1.1.a). Tal fato, decorre do fenômeno típico da região central do estado chamado “Vento Norte”. O vento com direção predominante de Norte aporta ar relativamente mais quente e seco para a região, elevando a T_{ar} e o DPV (Figura 4.1.1) a valores acima da média dessas variáveis no período de verão (Figura 4.1.2).

A temperatura média mensal (Figura 4.1.2) na área experimental foi acima da normal climatológica (1961-1990) nos meses de junho a dezembro e bem próxima da normal para os demais meses do ano. O maior desvio ocorreu em agosto de 2015, quando a T_{ar} média mensal foi até $\sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ acima da normal. A temperatura média anual de 2014 foi $\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, quase $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ acima da normal climatológica anual ($\sim 19\text{ }^{\circ}\text{C}$).

A UR apresentou padrão de variação inverso a T_{ar} e ao DPV . No verão, a UR média diária foi de $\sim 75\%$ e no inverno $\sim 85\%$. Os extremos observados foram de 42% e 98% . O DPV variou entre os extremos $0,2$ a 23 hPa .

A p média diária (Figura 4.1.1.d) variou entre 989 no verão e 1018 hPa no inverno. A Vh média diária (Figura 4.1.1.e) variou entre $0,42$ e $5,24\text{ m s}^{-1}$, com média no período de $1,8\text{ m s}^{-1}$.

A direção do vento (Figura 4.1.3) é predominante do setor leste, com $\sim 63\%$ de frequência de ocorrência entre os setores NE-SE e de intensidade fraca ($0-2\text{ m s}^{-1}$) a moderada ($4-6\text{ m s}^{-1}$). O regime da direção do vento é forçado pela configuração topográfica da região (depressão periférica Sul-rio-grandense) na forma de vale que se estende na direção Leste-Oeste favorecendo a canalização do vento originado do centro de alta pressão semipermanente do oceano Atlântico Sul. Os casos com intensidade superior a 6 m s^{-1} foram raros ($< 1\%$), mas dentro dessa classe mais de 50% da direção do vento foi de N-NE.

A variação sazonal da direção do vento é mostrada na Figura 4.1.4. A maior frequência de ocorrência de ventos do setor leste é recorrente em todas as estações do ano. Os casos de velocidade superior a 6 m s^{-1} foram mais frequentes no inverno e com direção dos setores N-NE (fenômeno chamado de Vento Norte, conforme mencionado anteriormente).

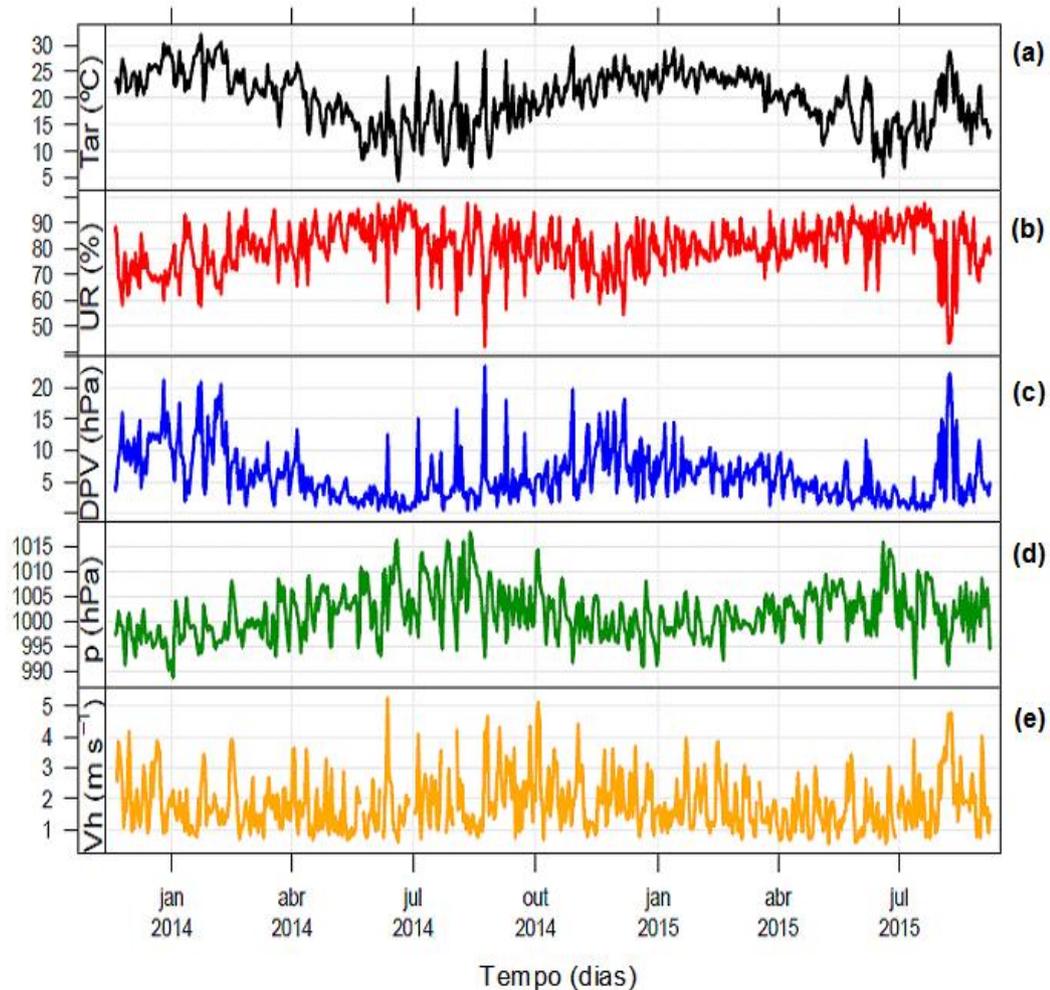


Figura 4.1.1 – Médias diárias das variáveis meteorológicas observadas no período de novembro de 2013 a setembro de 2015, sobre a área de vegetação representativa do bioma pampa em Santa Maria - RS. (a) T_{ar} , (b) UR , (c) DPV , (d) p e (e) Vh .

A Figura 4.1.5.a mostra a precipitação total diária e o armazenamento de água integrado na camada 0 – 5 cm da superfície. O acumulado diário de chuva variou entre 0 a ~100 mm. O armazenamento de água integrado na coluna 0 – 5 cm, representado pela curva cinza, acompanhou o padrão de variação da precipitação diária, atingindo um valor máximo (mínimo) 23 (6) mm. Quanto ao acumulado mensal da precipitação, houve meses em que este ficou acima da normal climatológica (Figura 4.1.5.b). O acumulado dos meses de Novembro/2014 e Junho/2015 foram muito abaixo da normal climatológica em razão de mais

de 10 dias de dados faltantes.

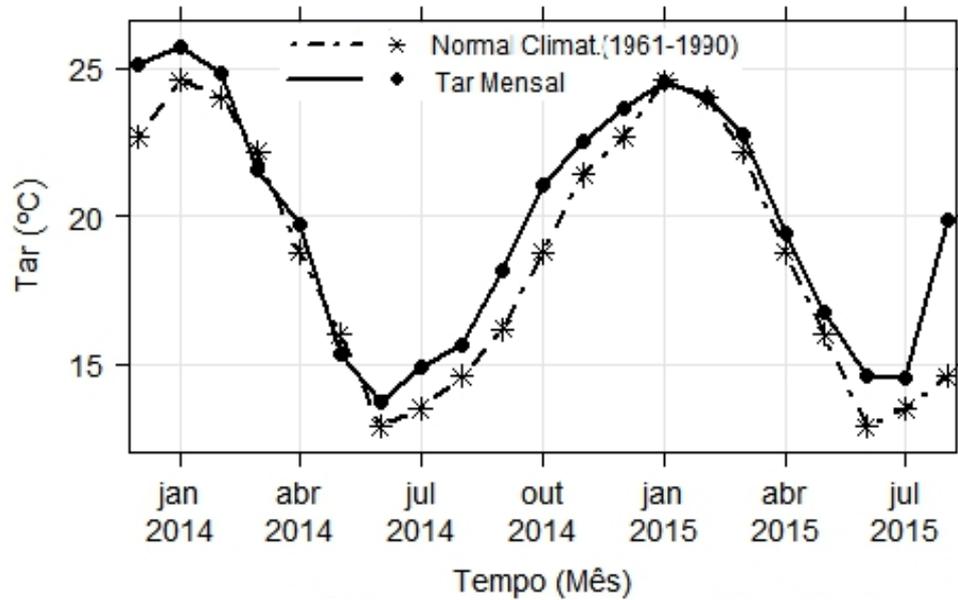


Figura 4.1.2 – Comparação entre as médias mensais de T_{ar} medida na área experimental com vegetação representativa do bioma Pampa, no período de dezembro de 2013 a agosto de 2015 e as Normas Climatológicas mensais (1961-1990) do INMET para Santa Maria - RS.

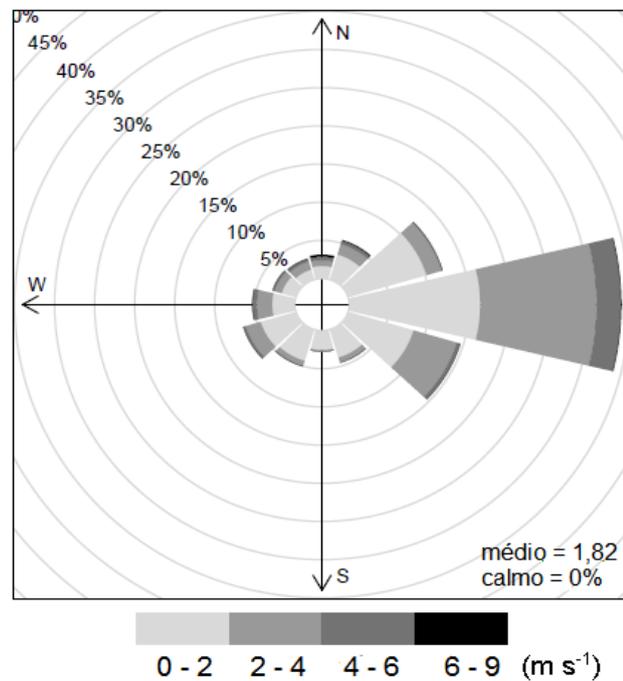


Figura 4.1.3 – Anemograma obtido a partir dos dados horários de direção e velocidade do vento no período de novembro de 2013 a setembro de 2015, sobre vegetação representativa do bioma Pampa em Santa Maria-RS.

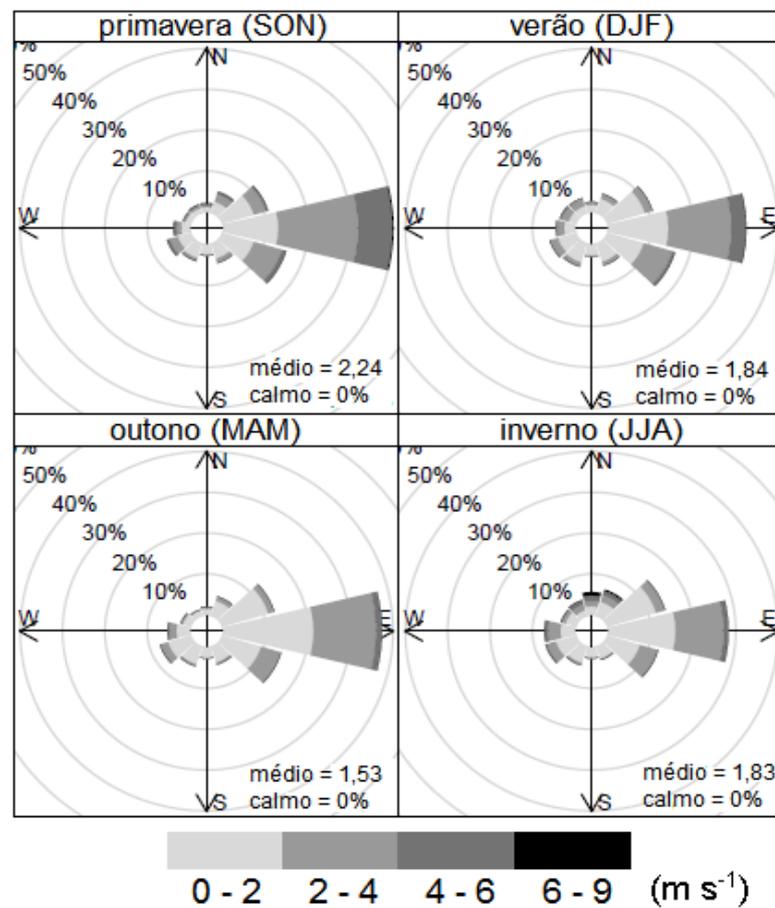
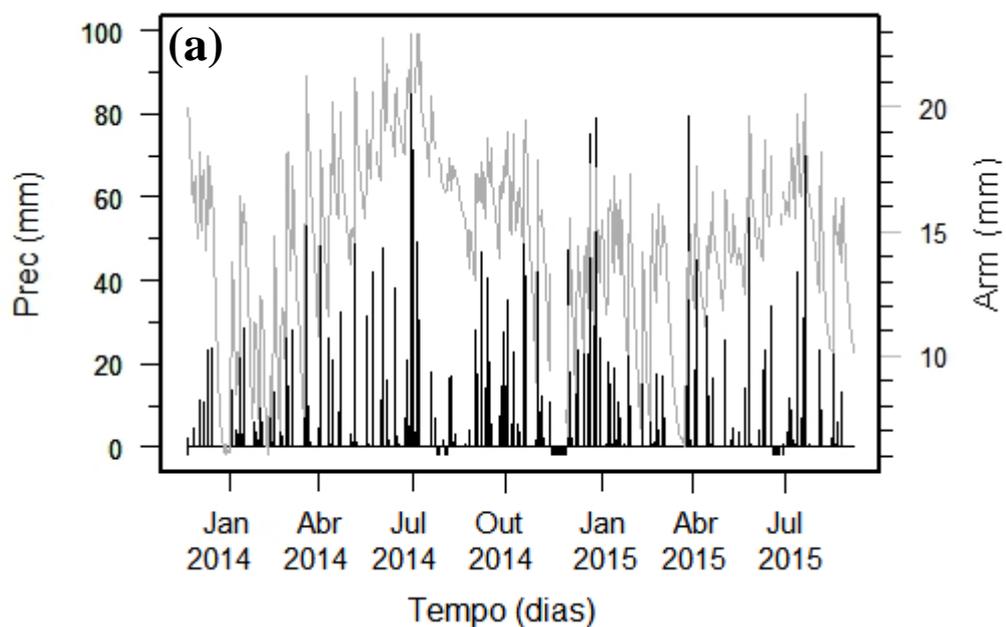


Figura 4.1.4 – Anemograma por estação do ano obtido a partir dos dados horários de direção e velocidade do vento no período de novembro de 2013 a setembro de 2015, sobre vegetação representativa do bioma Pampa em Santa Maria - RS.



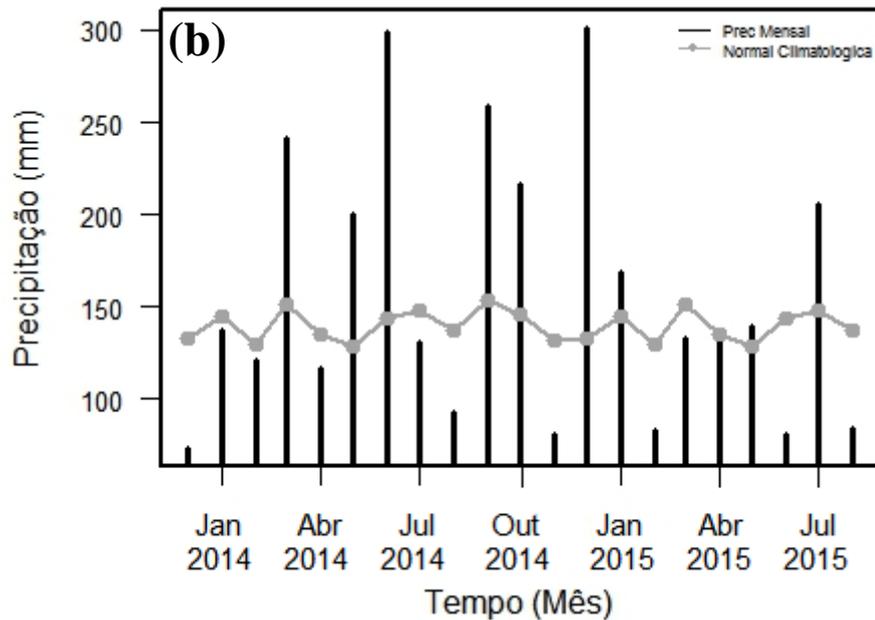


Figura 4.1.5 – (a) *Prec* total diária e Armazenamento de água (*Arm*) integrado na camada 0–5 cm do solo para o período de novembro de 2013 a setembro de 2015. As barras negativas indicam dias com ausência de dados. (b) Comparação entre a *Prec* total mensal da torre micrometeorológica sobre o Pampa, no período de dezembro de 2013 a agosto de 2015, e a as normais climatológicas mensais (1961-1990) do INMET para Santa Maria-RS.

4.2 FLUXOS RADIATIVOS

A Figura 4.2.1 mostra a variação diurna das componentes da radiação solar. Verifica-se que o padrão sazonal de R_{gi} segue a variabilidade da irradiância no topo da atmosfera esperada para essa latitude. O máximo (mínimo) de R_{gi} no verão foi de 690 (120) $W m^{-2}$ e diminuiu para 300 (60) $W m^{-2}$ no inverno. Em relação a radiação de onda longa, os valores de L_i máximo (mínimo) dos valores médios diurnos variaram de 455 (357) $W m^{-2}$ no verão para 423 (273) $W m^{-2}$ no inverno, enquanto que L_e foi de 520 (425) $W m^{-2}$ no verão e de 472 (354) $W m^{-2}$. O saldo de radiação (R_n) médio diurno foi diretamente influenciado pelo padrão de oscilação, principalmente de R_{gi} , apresentando os seguintes valores máximos (mínimos) 480 (54) $W m^{-2}$ no verão e 267 (-30) $W m^{-2}$.

A razão entre R_{gi} e R_{gr} , o albedo de superfície (α_{sup}), alcançou máximo (mínimo) de 0,21 (0,16) no verão e 0,24 (0,12) no inverno. A refletividade média da superfície coberta por campo nativo foi de 0,18. Observando ainda a série temporal diurna de α_{sup} , nota-se um sutil aumento no inverno, principalmente em 2014, que pode ser devido a fase de senescência da vegetação.

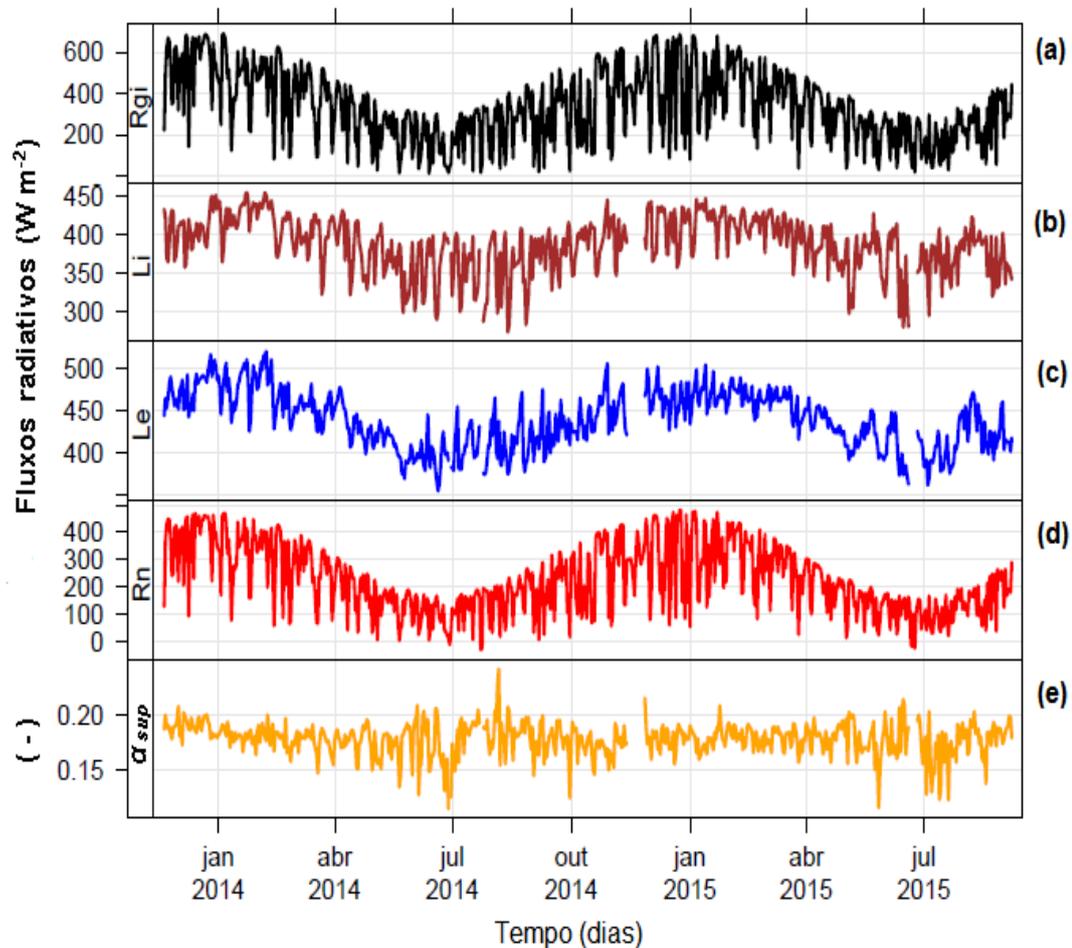


Figura 4.2.1 – Variação diurna média (7:19) da: (a) radiação solar incidente (R_{gi}), (b) radiação de onda longa incidente (L_i), (c) radiação de onda longa emitida pela superfície (L_e), (d) saldo de radiação (R_n) e, (e) albedo de superfície (α_{sup}) para o período 20/11/2013 a 07/09/2015.

4.3 EFEITO DAS COMBINAÇÕES DE MÉTODOS DE PROCESSAMENTO DE DADOS NO FBE

Os resultados do fechamento de balanço de energia para as diferentes combinações de métodos utilizados no processamento de dados com o software EddyPro® são apresentados na Tabela 4.3.1. Todas as combinações empregaram a correção da densidade do ar de Ibrom et al. (2007), exceto a última (Nº 59). Testes com combinações empregando a densidade do ar de Burba et al. (2012) não mostraram diferenças nos valores dos coeficientes de regressão em comparação às combinações usando a correção de Ibrom et al. (2007). Por esta razão, não foram mostradas, visto que as duas metodologias mostraram resultados equivalentes.

As combinações 2 a 49 (até a I_AP_MME_30s_DA), efetuadas com a remoção de tendência das flutuações turbulentas com constante de tempo de 30 segundos resultou que as

combinações com a média do bloco (MB) e média móvel exponencial (MME) tiveram CA mais parecidos, em que as com MME, em geral, alcançaram valores maiores, mas nunca a diferença foi superior a 0,02, quando a regressão foi feita com os dois meses juntos (Fev. e Junho).

Tabela 4.3.1 – Coeficientes da regressão linear (CA: coeficiente angular, CL: coeficiente linear) e coeficiente de determinação (R^2) para as diferentes combinações de métodos de processamento dos fluxos com o programa EddyPro®. As abreviaturas usadas nas combinações foram: I (Ibrom), B (Burba); R2 (Rotação Dupla), R3 (Rotação Tripla), AP (Ajuste Planar); MB (Média do bloco), L (Tendência Linear), MM (Média Móvel), MME (Média Móvel Exponencial); 30s (30 segundos), 1800s (1800 segundos); Constante (Cte), Maximização da Covariância Pré-definida (MCP), Maximização da Covariância (MC), Defasagem Automática (DA). Detalhes são descritos na **seção 3.4**. Os meses de fevereiro e junho de 2014 foram selecionados por serem os meses com melhor e pior fechamento do balanço de energia, respectivamente. A linha destacada em negrito corresponde a combinação que foi escolhida por fornecer o melhor fechamento do BE e baseado no tempo de processamento. As duas últimas linhas correspondem aos valores máximos e mínimos dos coeficientes, retirados a partir da análise das 59 combinações mostradas na tabela.

(continua)

Nº	Nome da Combinação	Fev. e Junho (2014)			Fevereiro/2014			Junho/2014		
		CA	CL	R^2	CA	CL	R^2	CA	CL	R^2
1	CONFIG. PADRÃO	0,7272	-4,0628	0,9401	0,7356	-0,5881	0,9496	0,6431	-5,0275	0,8699
2	I_R2_MB_Cte	0,7283	-3,4894	0,9412	0,7314	-0,1676	0,9513	0,6807	-5,1980	0,8679
3	I_R2_L_30s_Cte	0,5125	-4,7562	0,9322	0,5200	-2,7713	0,9456	0,4489	-4,8749	0,8377
4	I_R2_MM_30s_Cte	0,7910	1,7489	0,9364	0,7904	0,5088	0,9566	0,8100	2,3936	0,8137
5	I_R2_MME_30s_Cte	0,7381	-3,1619	0,9498	0,7427	0,2875	0,9590	0,6806	-4,6876	0,8853
6	I_R2_MB_MCP	0,7449	-2,6447	0,9437	0,7471	1,0803	0,9545	0,6994	-4,7505	0,8688
7	I_R2_L_30s_MCP	0,5297	-4,0226	0,9356	0,5365	-1,6117	0,9494	0,4662	-4,4915	0,8418
8	I_R2_MM_30s_MCP	0,8104	2,7331	0,9401	0,8092	1,8995	0,9604	0,8291	3,0444	0,8162
9	I_R2_MME_30s_MCP	0,7579	-2,2729	0,9529	0,7616	1,6592	0,9628	0,7017	-4,2296	0,8871
10	I_R2_MB_MC	0,7452	-2,7682	0,9434	0,7475	0,8869	0,9541	0,6994	-4,7980	0,8684
11	I_R2_L_30s_MC	0,5296	-4,1875	0,9356	0,5367	-1,9385	0,9494	0,4662	-4,5254	0,8417
12	I_R2_MM_30s_MC	0,8095	2,4266	0,9407	0,8088	1,6222	0,9604	0,8244	2,7885	0,8172
13	I_R2_MME_30s_MC	0,7572	-2,4350	0,9527	0,7612	1,3618	0,9627	0,7016	-4,2911	0,8867
14	I_R2_MB_DA	0,7446	-2,7700	0,9434	0,7469	0,8486	0,9541	0,6991	-4,7845	0,8686
15	I_R2_TL_30s_DA	0,5293	-4,0482	0,9347	0,5362	-1,7067	0,9482	0,4662	-4,4705	0,8419
16	I_R2_MM_30s_DA	0,8102	2,5949	0,9393	0,8089	1,7098	0,9598	0,8306	2,9151	0,8152
17	I_R2_MME_30s_DA	0,7574	-2,3695	0,9523	0,7612	1,4769	0,9621	0,7014	-4,2615	0,8869
18	I_R3_MB_Cte	0,7275	-3,7528	0,9417	0,7298	-0,4404	0,9517	0,6830	-5,5703	0,8668
19	I_R3_L_30s_Cte)	0,5081	-4,7380	0,9312	0,5155	-2,7146	0,9447	0,4452	-4,9080	0,8368
20	I_R3_MM_30s_Cte	0,7845	1,4317	0,9364	0,7838	0,4011	0,9559	0,8015	1,9365	0,8154
21	I_R3_MME_30s_Cte	0,7303	-3,1432	0,9494	0,7349	0,2705	0,9587	0,6736	-4,6618	0,8854
22	I_R3_MB_MCP	0,7432	-2,9165	0,9445	0,7444	0,8296	0,9551	0,7022	-5,1951	0,8684
23	I_R3_L_30s_MCP	0,5258	-3,9929	0,9345	0,5326	-1,5166	0,9483	0,4622	-4,5225	0,8407

(conclusão)

24	I_R3_MM_30s_MCP	0,8037	2,6772	0,9381	0,8024	1,8454	0,9596	0,8229	2,9723	0,8093
25	I_R3_MME_30s_MCP	0,7513	-2,2771	0,9522	0,7551	1,6321	0,9619	0,6945	-4,2060	0,8867
26	I_R3_MB_MC	0,7435	-2,9125	0,9448	0,7448	0,8499	0,9556	0,7020	-5,1922	0,8680
27	I_R3_L_30s_MC	0,5258	-4,1111	0,9344	0,5328	-1,7481	0,9482	0,4622	-4,5450	0,8406
28	I_R3_MM_30s_MC	0,8033	2,4187	0,9385	0,8020	1,6702	0,9595	0,8217	2,6559	0,8123
29	I_R3_MME_30s_MC	0,7508	-2,3909	0,9519	0,7548	1,4364	0,9617	0,6943	-4,2576	0,8862
30	I_R3_MB_DA	0,7428	-3,0877	0,9438	0,7443	0,4722	0,9542	0,7019	-5,2079	0,8681
31	I_R3_L_30s_DA	0,5254	-4,0472	0,9338	0,5323	-1,6757	0,9473	0,4623	-4,5009	0,8408
32	I_R3_MM_30s_DA	0,8035	2,3835	0,9388	0,8021	1,6005	0,9591	0,8227	2,6361	0,8154
33	I_R3_MME_30s_DA	0,7508	-2,4020	0,9518	0,7548	1,3922	0,9614	0,6943	-4,2418	0,8865
34	I_AP_MB_Cte	0,7343	-3,6473	0,9427	0,7382	-0,9114	0,9548	0,6847	-4,8995	0,8570
35	I_AP_L_30s_Cte	0,5129	-4,7469	0,9338	0,5199	-2,7706	0,9460	0,4530	-4,9480	0,8480
36	I_AP_MM_30s_Cte	0,7917	1,8504	0,9394	0,7909	0,3801	0,9583	0,8145	2,6158	0,8246
37	I_AP_MME_30s_Cte	0,7376	-2,7175	0,9505	0,7426	0,1863	0,9607	0,6837	-3,8689	0,8825
38	I_AP_MB_MCP	0,7510	-2,8229	0,9453	0,7540	0,3451	0,9579	0,7036	-4,5108	0,8587
39	I_AP_L_30s_MCP	0,5307	-3,9832	0,9369	0,5371	-1,5241	0,9496	0,4704	-4,5719	0,8505
40	I_AP_MM_30s_MCP	0,8116	3,0352	0,9417	0,8096	1,8732	0,9621	0,8399	3,4302	0,8226
41	I_AP_MME_30s_MCP	0,7530	-1,8494	0,9519	0,7581	1,7315	0,9627	0,6901	-3,4537	0,8796
42	I_AP_MB_MC	0,7509	-2,7684	0,9456	0,7536	0,4242	0,9582	0,7050	-4,5193	0,8592
43	I_AP_L_30s_MC	0,5307	-4,0274	0,9370	0,5372	-1,5941	0,9498	0,4708	-4,6043	0,8502
44	I_AP_MM_30s_MC	0,8116	2,7339	0,9430	0,8095	1,8447	0,9622	0,8377	2,9413	0,8279
45	I_AP_MME_30s_MC	0,7580	-1,8242	0,9539	0,7620	1,5483	0,9646	0,7061	-3,4141	0,8852
46	I_AP_MB_DA	0,7505	-2,9395	0,9451	0,7535	0,1107	0,9577	0,7041	-4,5498	0,8589
47	I_AP_L_30s_DA	0,5303	-4,0408	0,9362	0,5368	-1,7185	0,9486	0,4709	-4,5397	0,8508
48	I_AP_MM_30s_DA	0,8110	2,7910	0,9418	0,8091	1,5935	0,9615	0,8390	3,2263	0,8250
49	I_AP_MME_30s_DA	0,7575	-1,9039	0,9534	0,7616	1,3215	0,9639	0,7061	-3,3835	0,8854
50	I_R2_L_1800s_MCP	0,7406	-3,7001	0,9413	0,7481	0,1387	0,9508	0,6598	-5,1077	0,8727
51	I_R2_MM_1800s_MCP	0,7355	-3,9119	0,9438	0,7420	-0,3507	0,9545	0,6663	-5,2667	0,8708
52	I_R2_MME_1800s_MCP	0,7355	-3,9119	0,9438	0,7420	-0,3507	0,9545	0,6663	-5,2667	0,8708
53	I_R3_L_1800s_MCP	0,7382	-3,9956	0,9460	0,7448	-0,1762	0,9553	0,6653	-5,4675	0,8816
54	I_R3_MM_1800s_MCP	0,7318	-3,9913	0,9439	0,7387	-0,4483	0,9545	0,6579	-5,2202	0,8706
55	I_R3_MME_1800s_MCP	0,7318	-3,9913	0,9439	0,7387	-0,4483	0,9545	0,6579	-5,2202	0,8706
56	I_AP_L_1800s_MCP	0,7442	-3,4254	0,9467	0,7512	0,2732	0,9586	0,6681	-4,7419	0,8670
57	I_AP_MM_1800s_MCP	0,7391	-3,6011	0,9467	0,7453	-0,1195	0,9583	0,6675	-4,8644	0,8660
58	I_AP_MME_1800s_MCP	0,7391	-3,6011	0,9467	0,7453	-0,1195	0,9583	0,6675	-4,8644	0,8660
59	R2_MM_30s_MCP	0,7903	-3,0194	0,9517	0,7946	0,7144	0,9608	0,7334	-4,7494	0,8888
	VALORES MÁXIMOS	0,8116	3,0352	0,9539	0,8096	1,8995	0,9646	0,8399	3,4302	0,8888
	VALORES MÍNIMOS	0,5081	-4,7562	0,9312	0,5155	-2,7713	0,9447	0,4452	-5,5703	0,8093

Em contrapartida, as combinações com a remoção linear (L) tiveram os menores CA, entre 0,51 a 0,53. As combinações que resultaram em CA mais próximo de 1 foram as com remoção por média móvel (MM), entre 0,79 a 0,81 (Figura 4.3.1). Em relação ao CL, as combinações com MB e MME apresentaram-se semelhantes com valores variando entre -2 a -4 W m⁻², enquanto que com L ficou em torno de -4 W m⁻², mais afastado do valor ideal igual

a zero (0). Para a MM o CL oscilou entre 1 a 3 W m^{-2} (Figura 4.3.2). Para o R^2 , todas combinações tiveram valores entre 0,93 a 0,95 (Figura 4.3.3).

Analisando o fechamento do balanço de energia para cada mês, observa-se que, em geral, fevereiro teve os melhores resultados para os três coeficientes comparado a junho. O CA segue o padrão do CA determinado para a série com os dois meses juntos. A hierarquia do fechamento do balanço de energia foi tal que $MM > MME > MB > L$.

Para as combinações de 50 a 58, determinadas com o método de defasagem temporal por MCP e constante de tempo de 1800s (ou 30 min), os três coeficientes foram muito parecidos. Além disso, os resultados das opções com MM e MME foram muito semelhantes. O método de defasagem temporal Constante (Cte) apresentou valores de CA em torno de ~2% menores em relação as outras três opções (MC, MCP, DA). Assim, pode-se optar por uma das três MCP, MC ou DA.

Os coeficientes de regressão mostraram pouca sensibilidade aos métodos de rotação dos eixos (R2, R3 e AP) sugerindo que qualquer uma dessas opções pode ser utilizada.

A constante de tempo foi o parâmetro com maior sensibilidade, uma vez que quando esta foi 1800s não houve diferença notável nos coeficientes de regressão entre as combinações. Por outro lado, quando se diminuiu para 30s as diferenças foram bem evidentes, principalmente com as que envolviam as opções de remoção da turbulência L e MM que tiveram os valores extremos, ou seja, as com a opção L tiveram os menores CA (mais afastados de 1) e maiores CL (mais distantes de 0), enquanto que com as opções MM o CA foram os mais próximos de 1 e CL se aproximando de 0.

Além disso, as combinações com a opção L e constante de tempo de 30 s resultaram em pior fechamento do balanço de energia, com um CA em torno de 30-40% menor em relação as outras, porque os fluxos calculados com este método embora produzam uma série mais limpa, isto é, sem *spikes*, a magnitude dos fluxos de energia, principalmente de *LE* diminui cerca de 200 W m^{-2} , que faz com que a soma $H + LE$ subestime consideravelmente os fluxos.

Portanto, a partir da análise realizada nesse estudo, a combinação de correções disponibilizadas pelo EddyPro® que promoveu melhor fechamento do BE foi a N° 8 (Tabela 4.3.1): *I_R2_MM_30s_MCP* e com essa configuração foi realizada a rodada para todo o período de dados. No período com IRGA de caminho aberto, a única diferença foi o uso da correção de Web et al. (1980) no lugar da Ibrom et al. (2007), ou seja, assumiu-se que a combinação de métodos de processamento dos fluxos determinada no período de caminho fechado fosse adequada para o período medido com IRGA de caminho aberto. Essa

aproximação parece ser razoável diante do fechamento do balanço de energia obtido para este último período.

O efeito da exclusão da correção da densidade do ar (sem a correção de Ibrom et al. 2007, I, N° 59 da Tabela 4.3.1) é de redução de 2% de CA s dois meses combinados. Porém, em junho essa diminuição foi em torno de 9%. Isso mostra, então a importância de uso dessa correção.

Quanto aos valores máximos e mínimos, a diferença entre os CA foi de ~30% (Fev. e Junho juntos e Fevereiro) e ~40% em Junho. O CL foi em torno de 7-8 $W m^{-2}$ em Fev. e Junho juntos e Junho e ~3 $W m^{-2}$ em Fevereiro. E, o R^2 foi somente 2% em Fev. e Junho juntos e Fevereiro, mas em Junho essa diferença passou para 7%.

Contudo, o principal destaque nessa análise foi o resultado da comparação entre os coeficientes do fechamento do balanço de energia da configuração padrão do programa EddyPro® (CONFIG. PADRÃO) e a combinação escolhida com os melhores coeficientes (N° 8). Houve um ganho de ~9% (em relação ao CA) na qualidade dos dados obtidos apenas com processamento de dados. Isto evidencia a importância de se realizar estes tipos de testes considerando o aumento significativo na qualidade dos dados mostrados nesse estudo.

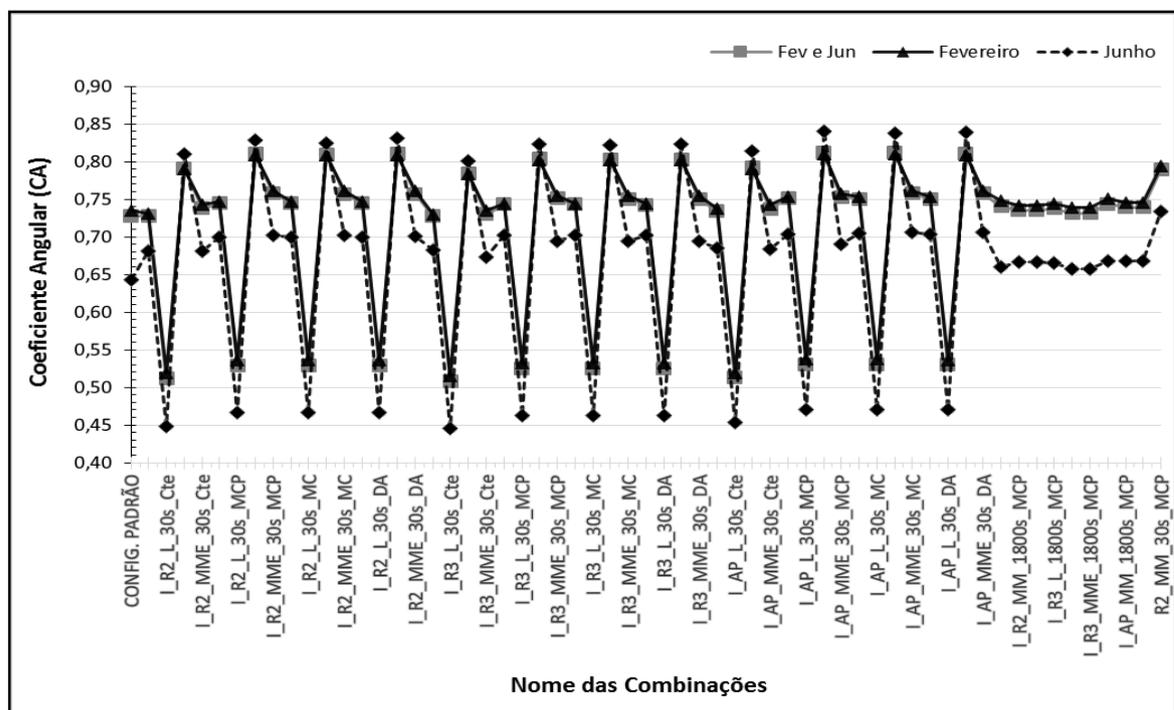


Figura 4.3.1 – Coeficiente angular da regressão linear entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.

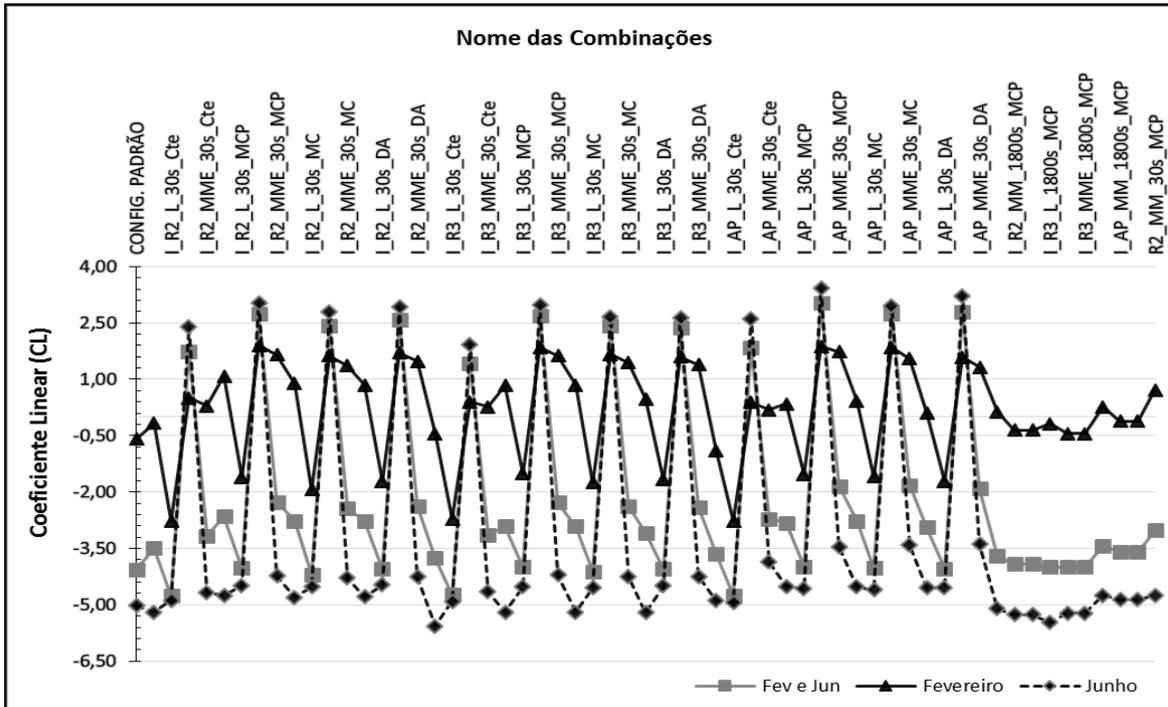


Figura 4.3.2 – Coeficiente linear da regressão linear entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.

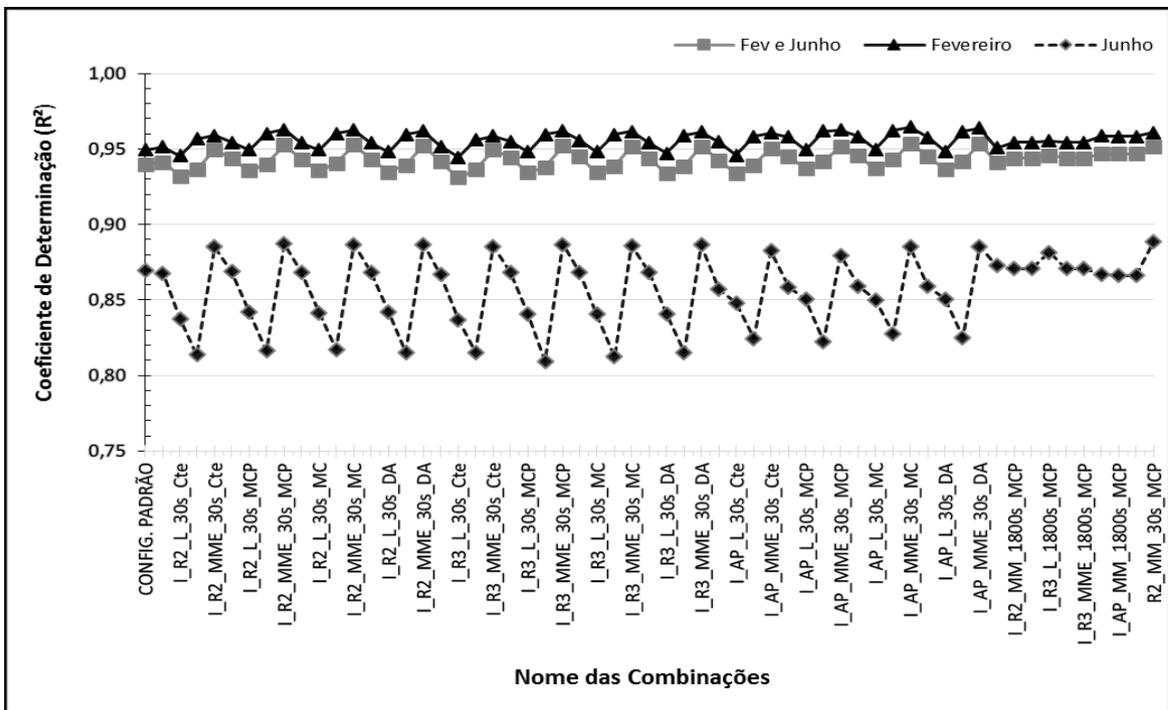


Figura 4.3.3 – Coeficiente de determinação entre as séries de 30 min de $H + LE$ e $R_n - G$ para os meses de fevereiro e junho de 2014 e ambos os meses.

4.4 QUALIDADE DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE ENERGIA

A distribuição da ocorrência das classes de qualidade dos fluxos de energia obtidos da melhor combinação de métodos de processamento de dados é descrita nessa seção. A frequência de ocorrência das classes de qualidade dos fluxos para o calor sensível (latente) qc_H (qc_{LE}) foi a seguinte: 65% (50%) na classe 1; 23 % (25%) na classe 2 e 10% (16%) na classe 3 e 1% (0,73%) foram rejeitados por não atenderem as condições de estacionariedade do escoamento e de turbulência desenvolvida.

A frequência de ocorrência da qualidade dos fluxos varia mensalmente (Figura 4.4.1), mais marcadamente para o LE . A classe 1 (melhor qualidade) é mais frequente para ambos H e LE ao longo do ano.

No período com IRGA de caminho fechado, a frequência mensal de $qc_H = 1$ é superior a 55% em todo o período, sendo que a maior ocorrência desta classe foi cerca de 80% em novembro de 2013 e a menor ~58% em junho de 2014. No período com IRGA de caminho aberto (a partir de dezembro de 2014), a frequência de ocorrência máxima da classe $qc_H = 1$ foi ~77% em fevereiro e a menor ocorrência em Junho (~55%) (Figura 4.4.1.a).

Para as duas classes de qualidade superior de qc_{LE} (1 e 2) verifica-se sazonalidade, com diminuição da qualidade do verão para o inverno (Figura 4.4.1.b). Outro aspecto marcante é que a sazonalidade na frequência das classes de qualidade do LE é mais perceptível no período com IRGA de caminho fechado.

A ocorrência de $qc_{LE} = 1$ diminuiu gradativamente de 75%, em novembro de 2013, para 30%, em junho de 2014. A mudança para o IRGA de caminho aberto aumentou de forma geral a ocorrência de melhores níveis de qualidade do LE , mas particularmente no inverno, a ocorrência de $qc_{LE} = 1$ duplicou (~60%) em relação ao mesmo período com IRGA de caminho fechado.

Portanto, verifica-se que a mudança do IRGA de caminho fechado para o de caminho aberto melhorou consideravelmente a qualidade dos fluxos de energia, mais destacadamente de LE que apresentava sazonalidade e qualidade mais inferior em relação à H .

4.5 DIAGNÓSTICO DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA

A Figura 4.5.1 mostra o efeito da adição do termo GO no fechamento do balanço com os fluxos médios de 30 minutos. O coeficiente angular (CA) da regressão linear entre $H + LE$ e R_n foi de 0,81 e o coeficiente linear (CL) 15 W m^{-2} . Enquanto que o CA entre $H+LE$ e $R_n -$

G_0 (Figura 4.5.1.b) aumentou 5% (0,85) e o CL diminuiu para $\sim 8,6 \text{ W m}^{-2}$. Em ambos os casos o $R^2 = 0,91$.

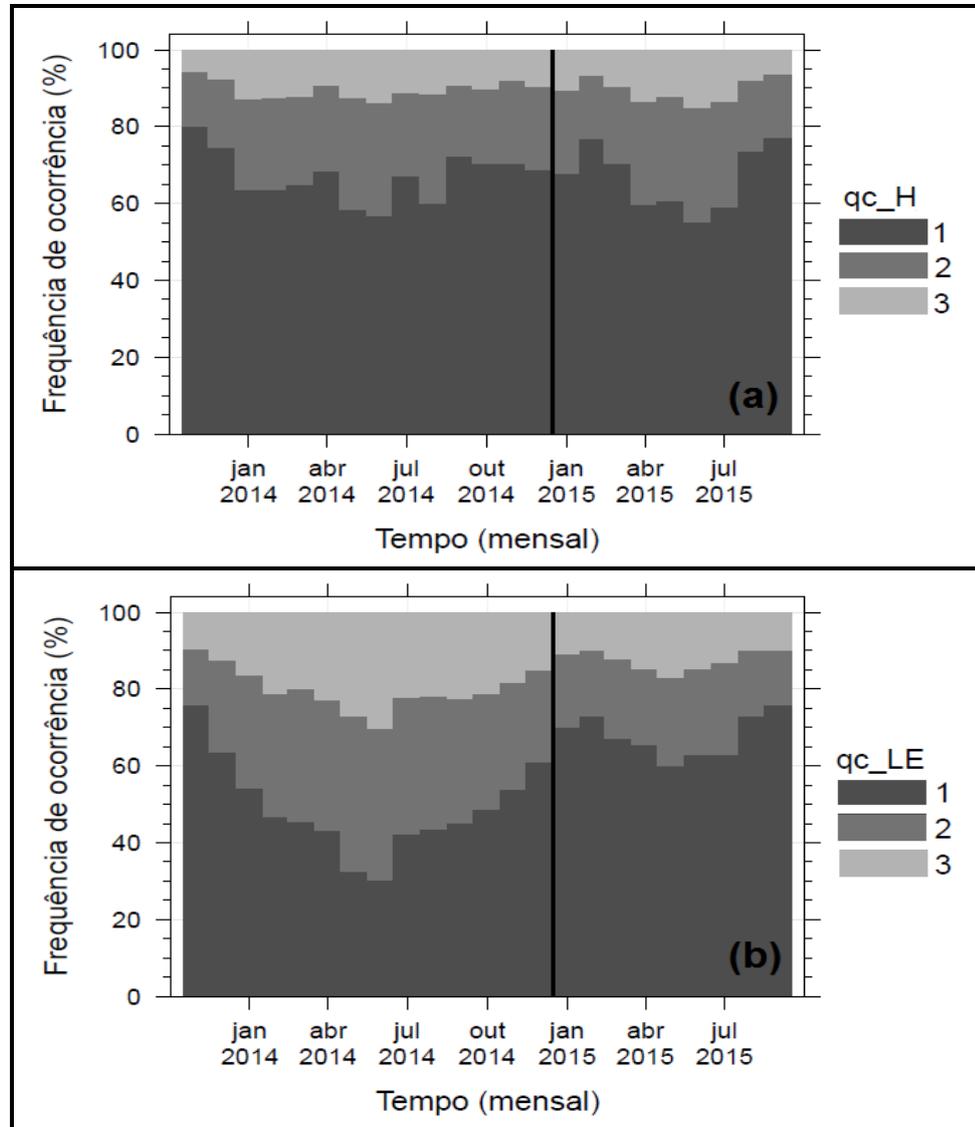


Figura 4.4.1 – Variação média mensal da frequência de ocorrência da qualidade dos fluxos de energia, H (qc_H) e LE (qc_{LE}). A linha vertical preta identifica período de mudança do IRGA do tipo caminho fechado para caminho aberto.

A Figura 4.5.2 apresenta o ciclo diário médio das componentes do balanço de energia. $H + LE$ é inferior a R_n no período da manhã, com uma diferença máxima de $\sim 90 \text{ W m}^{-2}$ ao meio dia, valores próximos a R_n no período da tarde e maiores que R_n (em torno de 30 W m^{-2}) à noite (Figura 4.5.2.a). A inclusão do termo G_0 (Figura 4.5.2.b), reduz a diferença entre $R_n - G_0$ e $H + LE$ para cerca de 10 W m^{-2} no período noturno. Durante o dia houve uma pequena redução na diferença entre os dois termos.

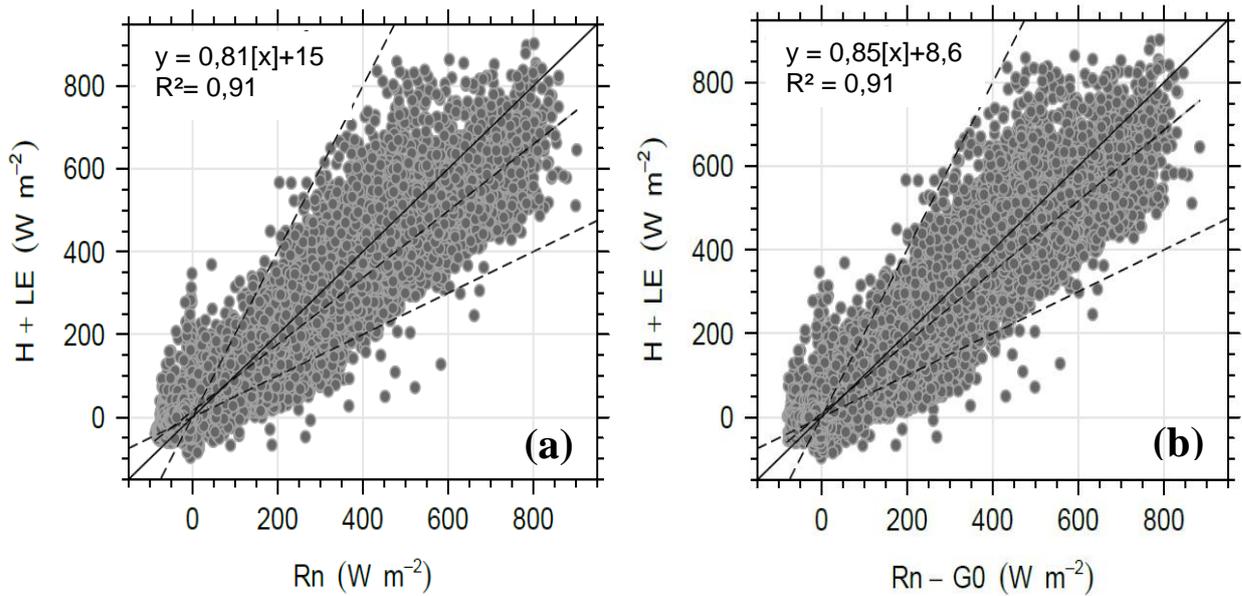


Figura 4.5.1 – Dispersão na escala média de meia hora entre a componente $H + LE$ versus: (a) R_n e (b) $R_n - G_0$ para o período 20/11/2013 a 07/09/2015. A linha sólida é a 1:1 e as linhas tracejadas representam a reta ajustada (mais próxima da 1:1); a 1:0,5 (extremidade direita da 1:1) e a 1:2 (extremidade esquerda da 1:1).

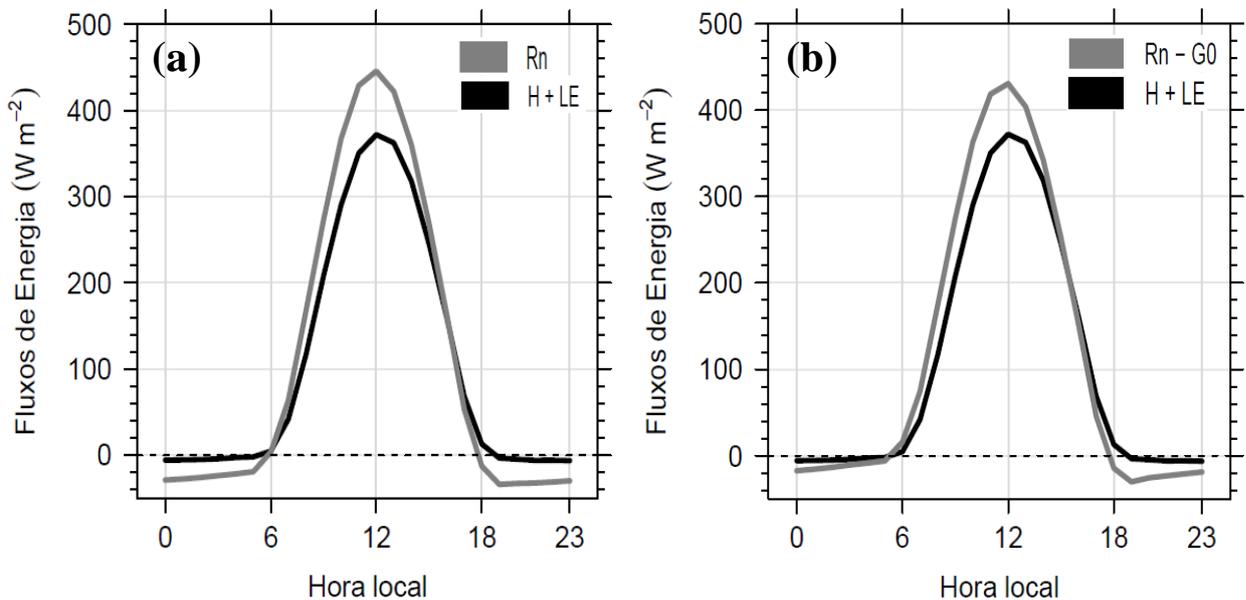


Figura 4.5.2 – Ciclo Diurno Médio de (a) R_n e $H + LE$ e (b) $R_n - G_0$ e $H + LE$.

A falta de FBE na escala de 30 minutos pode ser devida a erros de representatividade da medida na área, pois a fração de cobertura do solo pela pastagem é variável. Além disso a camada efetiva de condução de calor no solo pode estar subestimada levando a erros no termo de armazenamento de calor no solo. Por isso verificou-se o FBE na escala diária quando G_0 tende a ser compensado. A Figura 4.5.3.a mostra que sem o termo G_0 o CA é 0,84 e o CL 10

W m^{-2} . Quando a componente $G0$ é considerada (Figura 4.5.3.b) há um aumento de 5% no CA (0,89), o CL diminui para $\sim 3,5 \text{ W m}^{-2}$ e o R^2 também aumenta (0,82).

Ao considerar que não existe um erro sistemático entre os termos $H + LE$ e $R_n - G0$ na escala diária, isto é, quando a reta de regressão é forçada a passar pela origem ($CL = 0$) o CA aumenta para 0,91 e o R^2 para 0,95 (Tabela 4.5.1). A maior correlação ao forçar o $CL = 0$ na origem (em relação a reta com CL) sugere que o FBE pode ser analisado por esse ajuste.

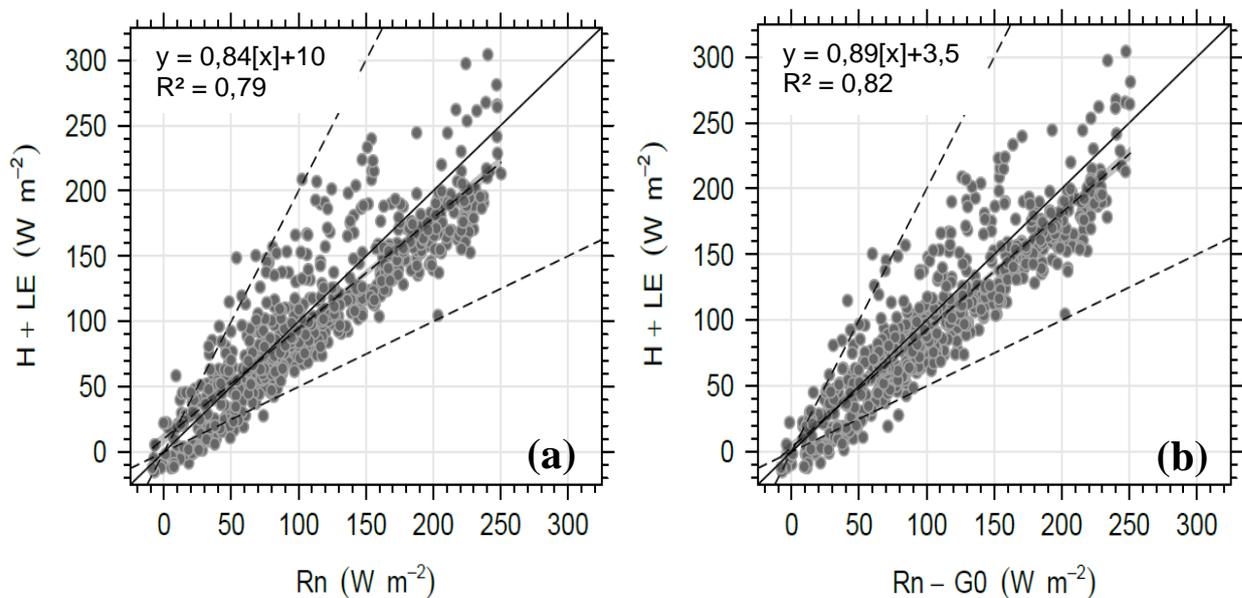


Figura 4.5.3 – Regressão na escala média diária entre $H + LE$ versus: (a) R_n e (b) $R_n - G0$ para o período completo de dados. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.

A análise do FBE também foi realizada para avaliar o efeito da mudança do IRGA de caminho fechado para o de caminho aberto (Figura 4.5.4). Há uma melhoria significativa do FBE evidenciada pelo aumento do CA de 0,80 (período com IRGA de caminho fechado) para 0,92 (período com IRGA de caminho aberto) e o R^2 muito próximo nos dois períodos (Tabela 4.5.1). Padrão semelhante ocorre para regressão linear forçada pela origem, porém o aumento do CA é de $\sim 17\%$ (Tabela 4.5.1), sugerindo uma subestimativa dos fluxos de energia de apenas 3%.

Na escala diária, o CA foi $\sim 0,91$ nos dois períodos de sensores diferentes, mas diferiram quanto ao R^2 por 10%. Para regressão linear forçada pela origem, o CA aumenta de 0,83 ($R^2 = 0,97$) para 1,05 ($R^2 = 0,96$) para os períodos de IRGA de caminho fechado e aberto, respectivamente.

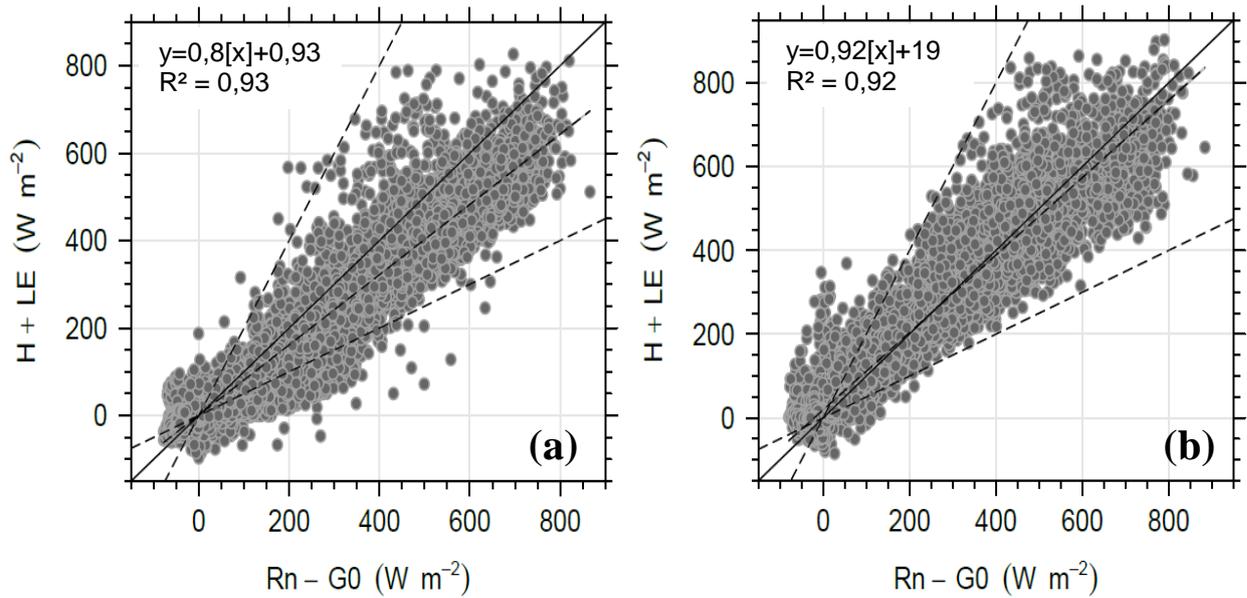


Figura 4.5.4 – Regressão linear na escala de tempo de meia hora entre $H + LE$ versus $R_n - G_0$ para: (a) o período de 20/11/2013 a 15/12/2014 e (b) o período de 16/12/2014 a 07/09/2015. O termo G_0 foi estimado na coluna de 5 cm abaixo do solo. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.

Tabela 4.5.1 – Coeficientes da regressão linear de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em escalas temporais de meia hora e diária para o período completo de dados e para os dois períodos com IRGA diferentes.

Período Analisado (sensor)	Meia Hora		Diária		Meia Hora			Diária		
	CA	R ²	CA	R ²	CA	CL	R ²	CA	CL	R ²
20/11/2013 a 07/09/2015 (IRGA fechado e aberto)	0,865	0,934	0,914	0,954	0,847	8,65	0,913	0,891	3,482	0,819
20/11/2013 a 15/12/2014 (IRGA fechado)	0,805	0,946	0,833	0,973	0,803	0,934	0,930	0,914	-12,34	0,912
16/12/2014 a 07/09/2015 (IRGA aberto)	0,966	0,935	1,054	0,960	0,924	19,21	0,920	0,907	21,06	0,840

Algumas observações importantes sobre o melhor fechamento no período de IRGA de caminho aberto são destacadas a seguir. No período de IRGA fechado a condição $H + LE < 0,5 R_n - G_0$ ocorreu em ~40% dos pontos de 30 minutos, enquanto que no período de caminho aberto essa condição ocorreu em apenas 15% dos dados (Figura 4.5.4.b). Os casos de alta subestimativa da componente $H + LE$ aconteceram predominantemente no horário noturno e nas primeiras horas do dia. No entanto, não foi feita uma análise detalhada a respeito das condições ambientais que favorecem essa ocorrência. Outro aspecto foi relacionado à frequência das classes de qualidade dos fluxos de H (qc_H) e LE (qc_{LE}). A Figura 4.5.5 mostra a variação mensal do CA da regressão do FBE com a média mensal da Razão de Bowen (β). O CA varia de forma inversa com β no período de IRGA fechado, o que

não se observa no período de medidas com o IRGA aberto. Quando β foi superior a 0,7 o CA foi inferior a 0,8 e, a partir de Fevereiro de 2015 quando β fica entre 0,4 e 0,7, o CA passa a ser superior a 0,9 chegando a um máximo de 1,1. Os valores de β evidenciam a importância da LE , termo dominante na partição de energia sobre pastagem natural no Sul do Brasil.

A análise acima mostrou que o termo $G0$ contribui para uma melhoria do fechamento do balanço de energia, porém outros fatores devem ser levados em conta, como a advecção e a heterogeneidade da superfície na direção predominante do vento. Uma análise de *footprint* é recomendada para saber se a distância de abrangência da medida ultrapassa os limites da borda da pastagem natural. Um diagnóstico complementar sobre FBE em função das classes de qualidade dos fluxos de energia (qc_H e qc_{LE}), da direção do vento e do parâmetro de instabilidade (z/L) é disponibilizado no Apêndice C.

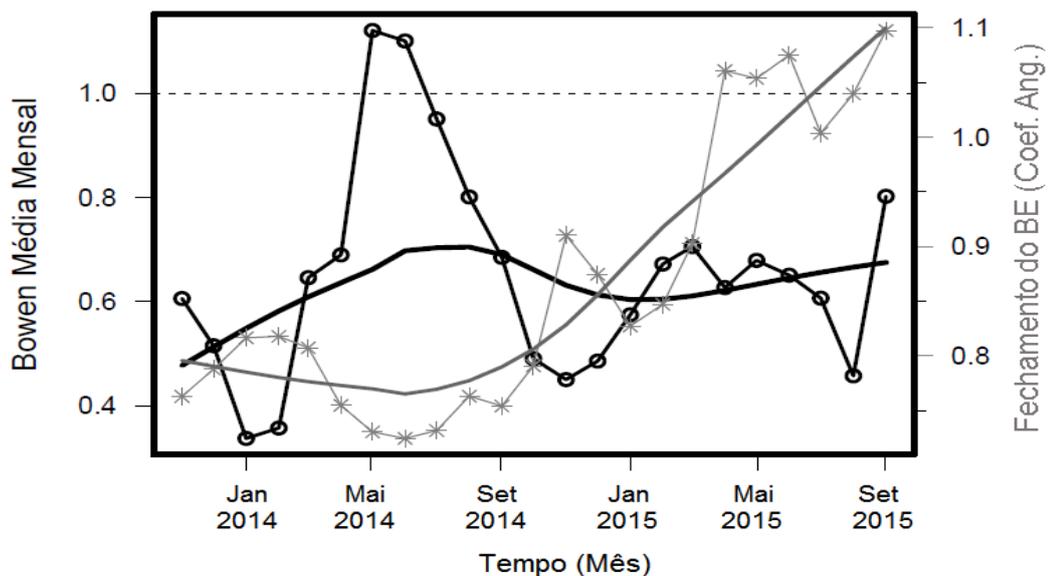


Figura 4.5.5 – Variação média mensal da Razão de Bowen (linha preta com círculo) e do Coeficiente Angular (CA) do Fechamento do Balanço de Energia (linha cinza com asterisco). As linhas lisas contínuas representam a tendência das séries.

4.6 PÓS-FECHAMENTO DO BALANÇO DE ENERGIA SUPERFICIAL

A porcentagem de dados válidos dos fluxos turbulentos após todos controles de qualidade aplicados foi de ~91% para os fluxos corrigidos pelos Métodos H, LE e Bowen e 82% para os fluxos corrigidos pelo Método Combinado. A menor porcentagem de dados restantes pelo Método Combinado foi devido aos dados faltantes iniciais de qc_H e qc_{LE} .

A partir destes dados, foi feita a comparação dos fluxos corrigidos pelos quatro métodos de pós-FBE. O Método Combinado diversifica o método de correção pela qualidade do fluxo instantâneo. A frequência de ocorrência de cada método é mostrada na Tabela 4.6.1. Verifica que ~63% dos fluxos foram corrigidos pelo Método Bowen, ~22% pelo Método LE e menos de 8% pelo Método H. Cerca de 50% dos fluxos diurnos foram corrigidos pelo método de correção de Bowen.

A Figura 4.6.1 mostra o ciclo diurno médio dos fluxos de calor latente e sensível medidos e os corrigidos. LE é sempre maior que a de H no período diurno. As maiores diferenças entre os fluxos corrigidos e os sem correção do FBE ocorreram no período diurno. É importante destacar que a área entre os envelopes formados pelas linhas dos fluxos corrigidos pelos diferentes métodos fornecem a banda de incerteza nos fluxos por causas desconhecidas. Para LE , a incerteza máxima dos métodos foi em torno de 50 W m^{-2} (Método LE – Método H), $\sim 40 \text{ W m}^{-2}$ (Método Bowen – Método H e Método Combinado – Método H). Enquanto que em relação a H , essa incerteza foi aproximadamente 65 W m^{-2} (Método H – Método LE) e $\sim 40 \text{ W m}^{-2}$ (Método Bowen – Método LE e Método Combinado – LE).

Analisando os valores ajustados pelo Método Combinado, observa-se que a curva é muito próxima da ajustada pelo Método Bowen ou fica entre as curvas do Método Bowen e Método LE, isto porque no período diurno, ~48% dos dados foram corrigidos pelo Método Bowen e pouco mais de 7% pelo Método LE. À noite a linha do Método Combinado, em geral, está entre as curvas dos Métodos de Bowen e de LE porque a frequência de dados ajustados por cada método foi dividida quase que igualmente (Tabela 4.6.1).

Tabela 4.6.1 – Procedimento realizado para a escolha do método de correção para o Método Combinado e a frequência de ocorrência para o dia completo e por turno, em cada caso.

Teste	Método de Correção	Frequência de ocorrência (%)	Frequência de ocorrência por turno (%)	
qc_H = qc_LE	Bowen	62,94	48,17	Diurno
			14,77	Noturno
qc_H > qc_LE	H	7,31	4,09	Diurno
			3,22	Noturno
qc_H < qc_LE	LE	22,15	7,10	Diurno
			15,05	Noturno

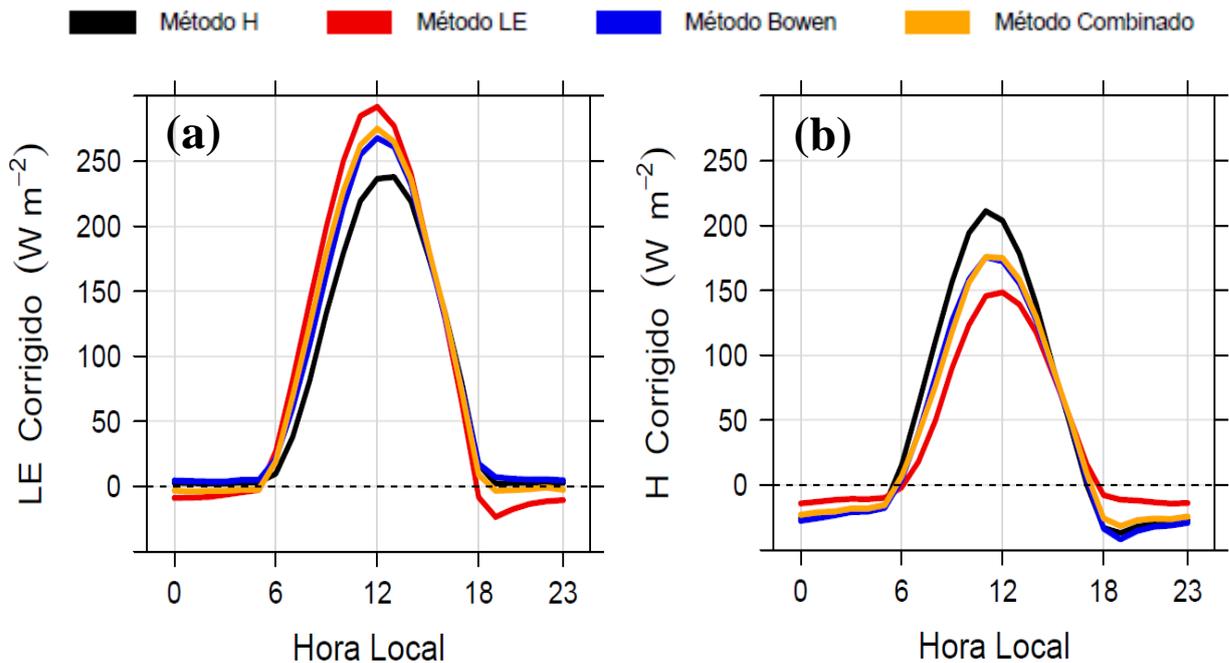


Figura 4.6.1 – Ciclo Diurno Médio de: (a) LE e (b) H corrigido pelos quatro métodos descritos neste trabalho.

A Figura 4.6.2 também mostra o ciclo diurno dos fluxos corrigidos de (a) LE e (b) H por estação do ano. Nota-se que os valores dos fluxos foram maiores no verão, diminuindo no outono e mais ainda no inverno.

A diferença máxima de LE foi de ~ 60 (100) W m^{-2} (Método LE – Método H) e ~ 25 (85) W m^{-2} (Método Bowen – Método H e Método Combinado – Método H) na primavera (verão); passando para ~ 40 (15) W m^{-2} (Método LE – Método H) e ~ 10 (5) W m^{-2} (Método Bowen – Método H e Método Combinado – Método H) no outono (inverno).

Em relação a H essa diferença foi ~ 75 (105) W m^{-2} (Método H – Método LE) e ~ 25 (45) W m^{-2} (Método Bowen – Método LE e Método Combinado – Método LE) na estação primavera (verão), enquanto que no outono (inverno) essa diferença foi de ~ 55 (20) W m^{-2} (Método H – Método LE) e ~ 25 (20) W m^{-2} (Método Bowen – Método LE e Método Combinado – Método LE).

Verifica-se ainda, uma queda considerável de LE no inverno por todos os métodos de pós-fechamento. Essa diminuição chegou a ser duas vezes menor em relação ao verão, enquanto que o mesmo não se observa com H .

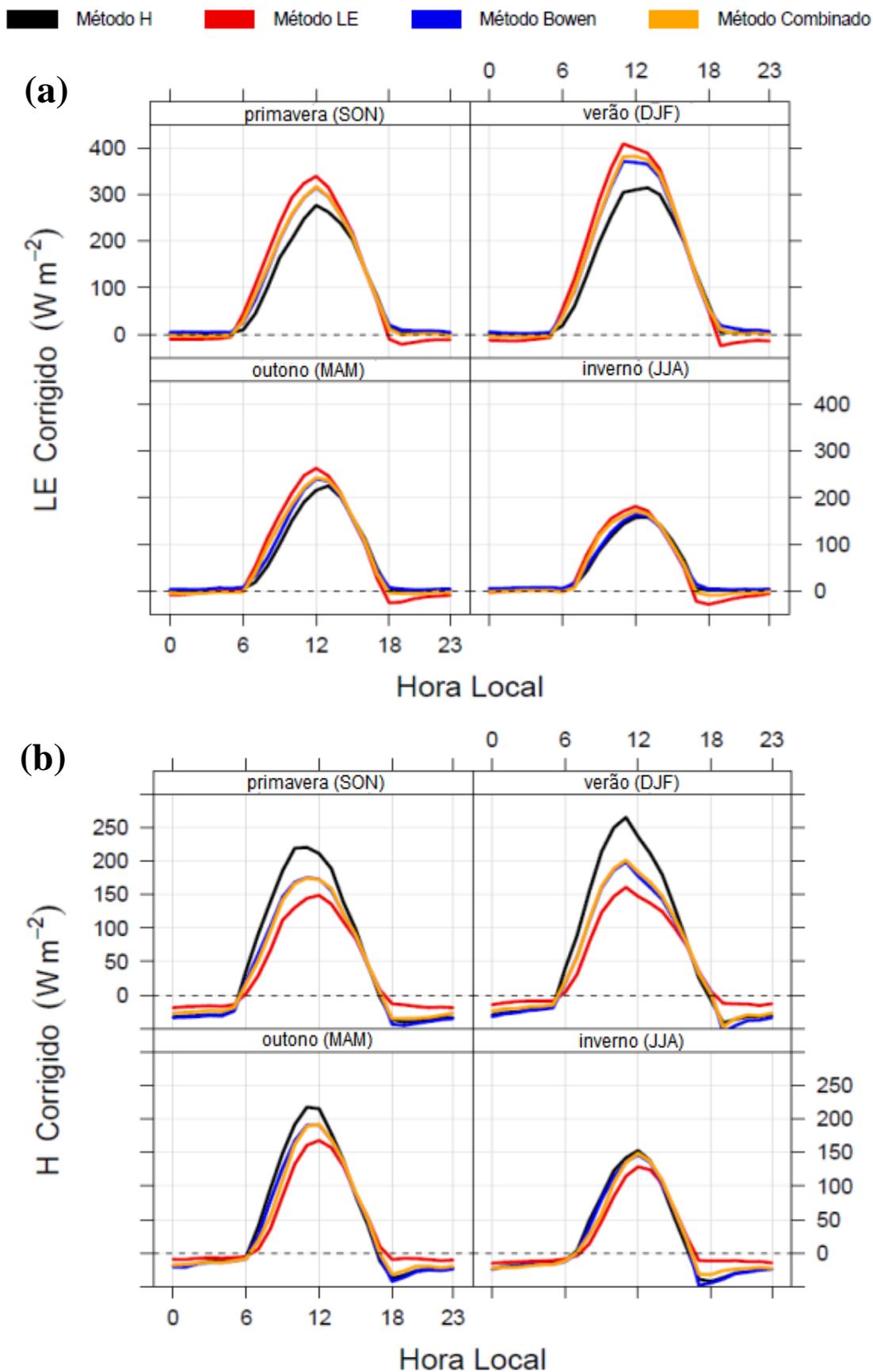


Figura 4.6.2 – Ciclo Diurno Médio por estação do ano para os fluxos corrigidos (a) *LE* e (b) *H*.

4.7 INCERTEZA DOS MÉTODOS DE PREENCHIMENTO DE FALHAS

A tabela 4.7.1 apresenta a disponibilidade de dados após a aplicação do Método Ciclo Diário Mediano Móvel (CDMM) sobre os dados corrigidos pelo Método Combinado para eliminar dados inconsistentes, como p.ex. *spikes*, após inspeção visual dos gráficos dia a dia da série dos fluxos. A aplicação do CDMM foi necessária apenas aos fluxos *H*, *LE*, *G1*, *G2* e *G3*.

A porcentagem de dados faltantes máxima foi para o *LE*, 9% do total. Deste total de falhas (2764 no total) ~95% foram faltantes e apenas 5% foram rejeitados pelo método CDMM. *H* teve a menor quantidade de falhas (974 no total) em relação às demais variáveis e pouco mais da metade (~57%) foram rejeitadas pelo CDMM. As falhas iniciais e os dados rejeitados pelo método CDMM de *H* e *LE* ocorreram possivelmente devido ao mau funcionamento do IRGA de caminho fechado ou a falta de calibração.

Em relação ao *G* medido, a maioria das falhas ocorreram por problemas de conexão com o *datalogger*. Dos pontos removidos pela aplicação do CDMM, o *G2* teve 47 retirados, *G1* apenas 10 e *G3* somente 6.

Tabela 4.7.1 – Quantidade de dados faltantes e rejeitados após a aplicação do filtro baseado no CDMM.

Variável	Faltantes	Rejeitados	Faltantes e rejeitados (%)
<i>H</i>	418	556	3,09
<i>LE</i>	2619	145	8,76
<i>G1</i>	1389	10	4,44
<i>G2</i>	1389	47	4,55
<i>G3</i>	1389	6	4,42

No apêndice D apresenta-se a quantidade de pontos preenchidos por cada método, seja pela regressão com variáveis do INMET ou por outras formas que incluem o CDM e a partir da média dos fluxos para condições meteorológicas semelhantes.

A Tabela 4.7.2 apresenta os índices estatísticos para método de preenchimento. O método que utiliza as variáveis meteorológicas para o preenchimento de *H* e *LE*, indicam que a diferença entre os valores preenchidos foram satisfatórios: RMSE de ~23 W m⁻² para *H* e ~37 W m⁻² para *LE*. Observa-se uma tendência do método de subestimar os valores (PBIAS = -2,20% para *H* e PBIAS = -1,30 % para *LE*). R² foi geralmente maior ou igual a 0,91.

O fluxo de calor no solo ($G1$, $G2$ e $G3$), preenchidos pelo CDM, tiveram RMSE de 8 W m^{-2} , PBIAS ≈ 0 e $R^2 \approx 0,7$. Em relação a Rg_i , o primeiro método de preenchimento que se deu pela regressão com o INMET, teve um RMSE relativamente baixo ($51,67 \text{ W m}^{-2}$), o PBIAS de $-4,40 \%$ indicando leve subestimativa e o R^2 alto ($0,97$). Pelo segundo método, CDM, o RMSE foi maior ($134,2 \text{ W m}^{-2}$) indicando menor acurácia. O PBIAS de $0,1\%$ o $R^2 = 0,77$ foram satisfatórios considerando que os dados baseiam-se na própria série temporal da variável preenchida. O RMSE para preenchimento de R_n foi de $\sim 96 \text{ W m}^{-2}$, o PBIAS foi 0% e R^2 foi $0,80$.

As estimativas para as demais variáveis meteorológicas também foram em geral satisfatórias (Tabela 4.7.2).

Tabela 4.7.2 – Índices estatísticos usados para estimar a incerteza dos métodos de preenchimento de falhas.

Variável	RMSE (W m^{-2})			PBIAS (%)			R^2		
	INMET	CDM	Outro	INMET	CDM	Outro	INMET	CDM	Outro
H	-	26,74	-	-	-2,00	-	-	0,91	-
LE	-	29,20	-	-	-0,80	-	-	0,96	-
$G1$	-	7,77	-	-	0,30	-	-	0,72	-
$G2$	-	6,00	-	-	-0,20	-	-	0,66	-
$G3$	-	7,09	-	-	0,00	-	-	0,71	-
Rg_i	51,67	134,2	-	-4,40	0,10	-	0,97	0,77	-
R_n	-	95,51	-	-	0,00	-	-	0,80	-
T_{ar}	1,12	-	5	0,20	-	1,90	0,97	-	0,93
UR	4,95	-	6,70	2,00	-	3,50	0,92	-	0,91
p	1,77	-	-	0,20	-	-	0,97	-	-
T_s	-	0,99	0,96	-	0,00	3,60	-	0,96	0,99

4.8 PARTIÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA

A Figura 4.8.1 mostra a variação diária média dos fluxos de energia medidos na área de pastagem natural do sul do Brasil. Os fluxos superficiais de energia (H e LE) foram obtidos a partir da correção pós-FBE pelo Método Combinado e preenchimento de falhas.

O saldo de radiação (R_n) mostrou médias diárias entre $\sim 170 \text{ W m}^{-2}$ no verão e $\sim 50 \text{ W m}^{-2}$ no inverno. A alta variabilidade dia-a-dia do R_n está relacionada a frequente ocorrência de precipitação e nebulosidade.

O termo $G0$ que inclui o fluxo e o armazenamento de calor no solo, variou de valores máximo (mínimo) de $14,3$ ($-10,6$) W m^{-2} no verão para $11,9$ ($-32,9$) W m^{-2} no inverno.

H apresentou baixa amplitude de variação sazonal: variando de 60 W m^{-2} no verão a 20 W m^{-2} no inverno. Tal magnitude de variação é comparável a variação dia-a-dia de H , o que sugere fraca sazonalidade de H sobre a pastagem natural. Apesar da oferta de água abundante ($Prec$ sempre acima de 80 mm em todos meses) e bem distribuída ao longo dos anos, LE teve marcada sazonalidade, variando de 125 W m^{-2} no verão a 30 W m^{-2} no inverno.

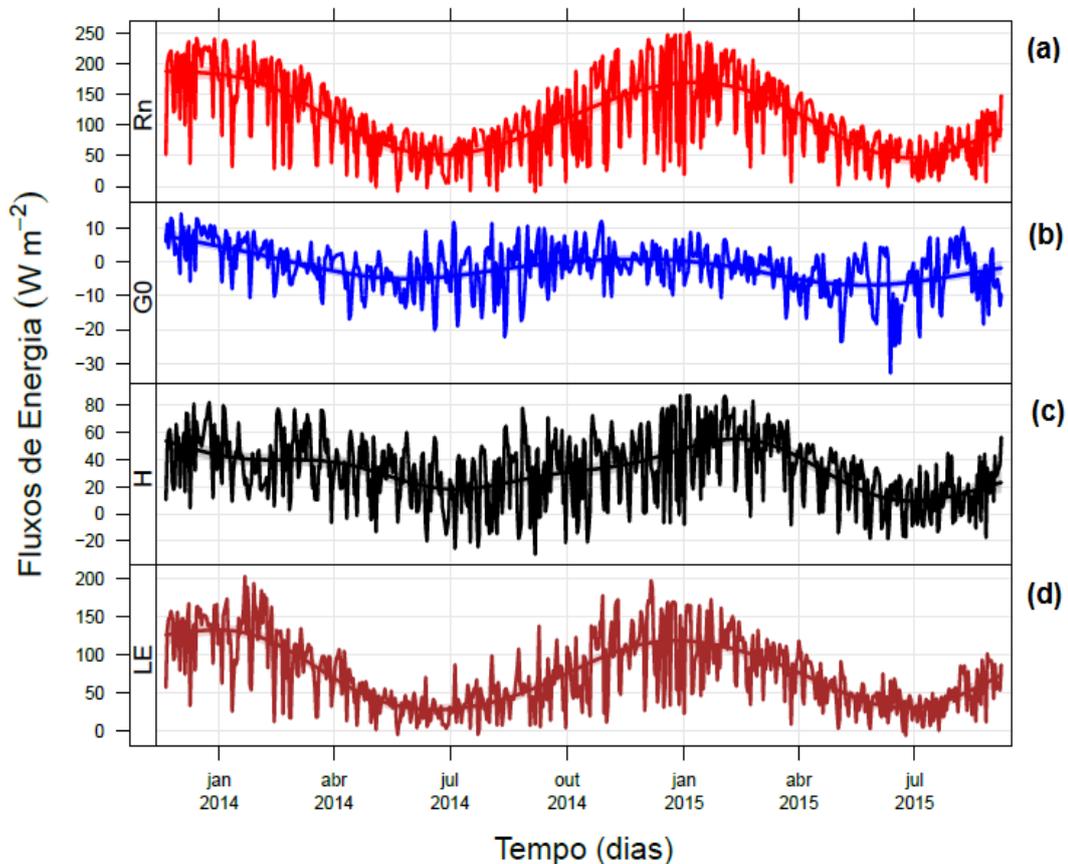


Figura 4.8.1 – Variação média diária do: (a) saldo de radiação (R_n), (b) fluxo de calor no solo ($G0$), (c) fluxo de calor sensível (H) e (d) fluxo de calor latente (LE) para o período completo de dados.

A variação do LE é bem correlacionada com R_n e DPV (Figura 4.8.2) conforme mostrado por BRONDANI (2015) para o mesmo local de estudo. Tal queda acentuada de LE está associada ao menor R_n , a baixa atividade fotossintética decorrente das menores temperaturas, consequentemente reduzindo a transpiração, além da menor demanda evaporativa nesse período (Figura 4.1.1.c e 4.8.2). A disponibilidade de água no solo não restringiu LE e por isso o controle determinante na sua variação sazonal foi altamente

correlacionada às forçantes atmosféricas (R_n e DPV), o que indica também que seus valores devem ter ocorridos próximos a evapotranspiração potencial.

A partição da energia entre H e LE é expressa pela Razão de Bowen ($\beta = H/LE$) na Figura 4.8.3 para o período diurno (das 7 às 19 horas). Na maior parte do período β ficou abaixo de 1, evidenciando que a evapotranspiração da pastagem natural é o termo dominante do BE. Nos meses de Abril a Setembro de 2014, β foi superior ou muito próximo de 1, em virtude da queda dos valores de LE , e pouca variação de H .

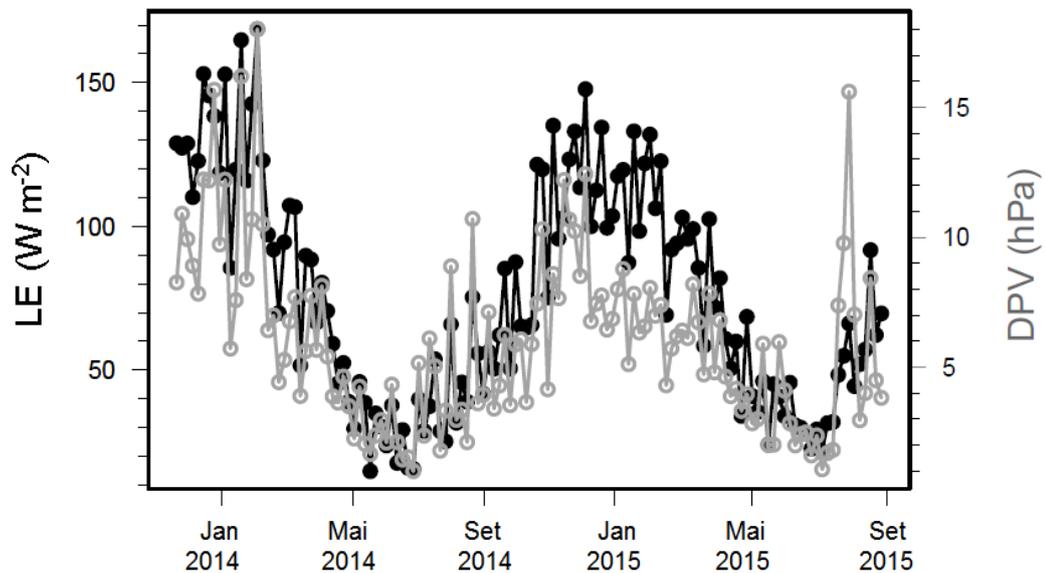


Figura 4.8.2 – Média de 5 dias de LE (curva preta) e DPV (curva azul) para todo o período de estudo.

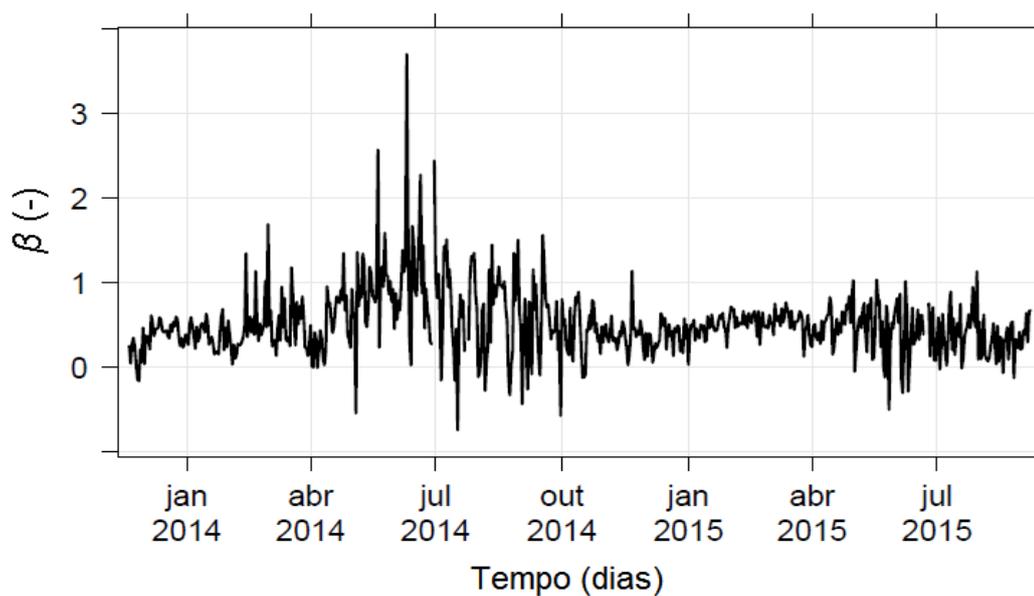


Figura 4.8.3 – Variação diurna média (7:19) da Razão de Bowen (β).

Os casos com valores negativos ocorreram por dias em $H < 0$ e LE baixo, durante a passagem de frentes frias. β média diária (diurna) foi de 0,31 (0,51) com aumento da variabilidade em torno desse valor em eventos precipitantes. A sazonalidade de β é mais evidente na sua variância do que nos seus valores médios. O valor médio diurno máximo (mínimo) foi de 3,37 (-1,58).

A fração evaporativa (F_{ev}) apresentada na Figura 4.8.4, definida como a razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível ($F_{ev} = LE / R_n - G_0$), oscilou predominantemente entre ~0,5 no inverno e 0,7 no verão. A F_{ev} média diurna para todo o período indica que 61% de R_n é usado para evapotranspiração.

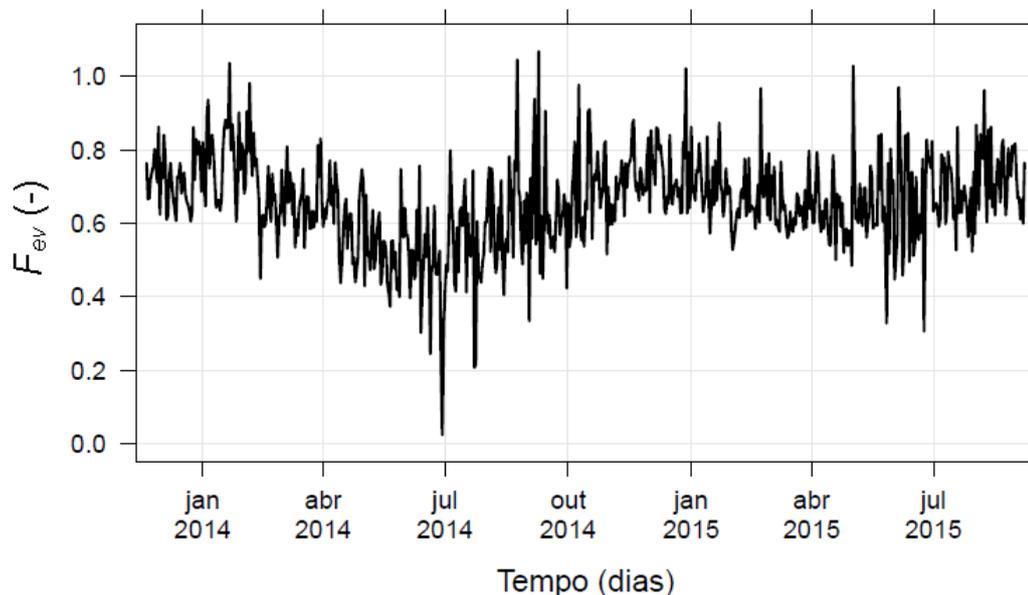


Figura 4.8.4 – Variação diurna média (7:19) da Fração evaporativa (F_{ev}).

Por fim, apresenta-se a variação temporal da evapotranspiração diária (ET) que mostrou picos de até $7,6 \text{ mm dia}^{-1}$ no verão e mínimos em torno de zero no inverno. Em termos médios a variação é de $\sim 4 \text{ mm dia}^{-1}$ no verão e $\sim 1 \text{ mm dia}^{-1}$ no inverno. Observa-se que em eventos de Vento Norte no inverno a ET eleva-se significativamente acima da tendência sazonal média, devido ao aumento de DPV , da V_h e da plena disponibilidade hídrica de água no solo.

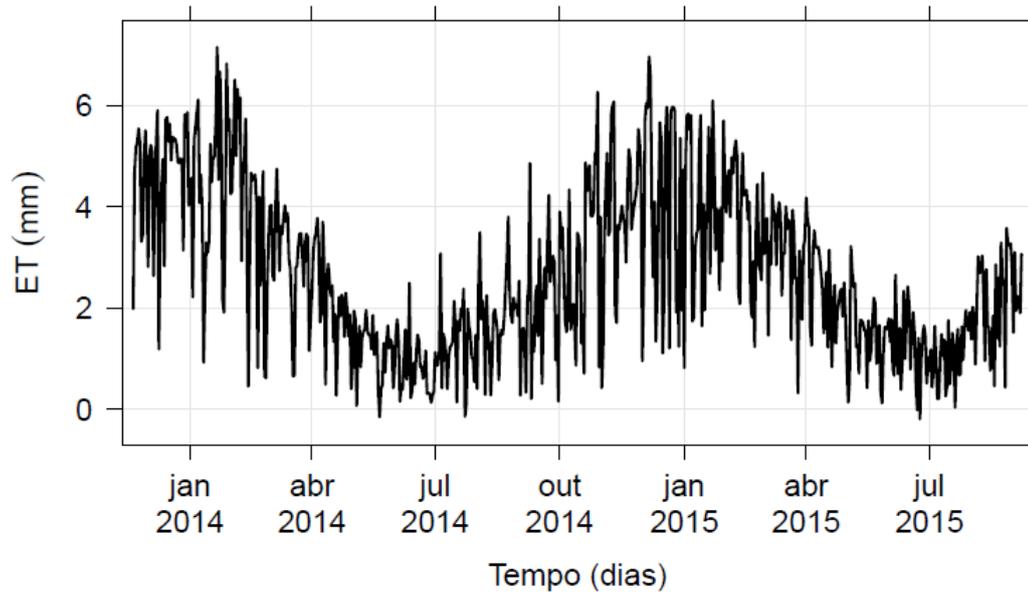


Figura 4.8.5 – Evapotranspiração diária (ET) para o período 20/11/2013 a 07/09/2015.

5 CONCLUSÃO

Os resultados dessa dissertação proveram métodos para a padronização do processamento de dados de fluxos de energia medidos pelo ECOS sobre diferentes ecossistemas. Mostrou-se que os diferentes métodos para as correções instrumentais e físicas dos fluxos calculados podem produzir fluxos com diferentes níveis de qualidade em termos do fechamento do balanço de energia. A variação no fechamento do balanço de energia entre diferentes combinações de métodos de processamento dos dados de alta frequência pode ser de até 30% (0,51-0,81, no caso da pastagem natural do sul do Brasil) para um intervalo de 30 min para o cálculo das médias dos fluxos de energia. Nesta comparação constatou-se que a constante de tempo e o método para determinação das flutuações turbulentas são os que mais afetam o fechamento do balanço de energia.

A melhor combinação de métodos de processamento dos fluxos de energia obtida para o sítio de pastagem natural é provavelmente específica e deve diferir para outros sítios de acordo com a topografia, arranjo instrumental e condições meteorológicas.

A análise do FBE dos fluxos médios de 30 min resultante da combinação de métodos com melhor FBE mostrou uma grande melhoria do FBE na mudança do IRGA de caminho fechado ($CA = 0,80$ e $R^2 = 0,94$) para o aberto ($CA = 0,92$ e $R^2 = 0,94$). A deficiência do IRGA fechado decorre provavelmente de mal funcionamento do instrumento ou falta de calibração. A inclusão do fluxo de calor conduzido no solo aumentou o FBE em ~4%, indicando uma contribuição importante para o BE de pastagem natural. Tendo em vista que a vegetação atenua a transferência de calor para o solo e que se houver disponibilidade de dados de biomassa, seria interessante estimar o calor armazenado na vegetação (p. ex. HAVERD et al., 2007).

Nessa dissertação foi proposto um novo método de Pós-fechamento do BE para gerar conjunto de dados de fluxos de energia fisicamente consistentes para aplicações de modelagem da superfície terrestre, hidrológica e validação de produtos de sensoriamento remoto. O método é simples, mas criterioso uma vez que define o método de correção do balanço de energia baseado no nível de classificação da qualidade dos fluxos de H e LE . Essa série de fluxos corrigida é essencial para calibração e validação dos fluxos de energia simulados por modelos da superfície terrestre.

O albedo médio diário da pastagem natural do sul do Brasil é de 18% com pouca variabilidade sazonal. A evapotranspiração é predominante na partição de energia ($F_{ev} = 61\%$ da radiação disponível, $\beta = 51\%$) e apesar da precipitação mensal uniforme no ano a ET tem

variabilidade sazonal marcada. A ET média diária varia de $\sim 4 \text{ mm dia}^{-1}$ no verão e $\sim 1 \text{ mm dia}^{-1}$ no inverno, mas atingindo picos de até $7,6 \text{ mm dia}^{-1}$. A disponibilidade de água no solo não restringiu ET e, por isso, o controle determinante na sua variação sazonal foi altamente correlacionada às forçantes atmosféricas (R_n , DPV , T_{ar}), o que indica também que seus valores devem ter ocorridos próximos a evapotranspiração potencial. A redução da ET no inverno está associada ao menor R_n e DPV , a baixa atividade fotossintética decorrente das menores temperaturas, que conseqüentemente reduzem a transpiração.

Como recomendação final sugere-se que os procedimentos aqui utilizados sejam inseridos na padronização do processamento de dados dos sítios da SULFLUX.

REFERÊNCIAS

- ARYA, S. P. S. **Introduction to micrometeorology**. Academic Press, San Diego, 307 p., 1988.
- AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis**. Springer, Dordrecht Heidelberg London, New York, 460 p., 2012.
- BALDOCCHI, D. D.; HINCKS, B. B.; MEYERS, T. P. **Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods**. *Ecology*, 69 (5), p. 1331-1340, 1988.
- BALDOCCHI, D. D.; FALGE, E.; GU, L. H.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, CH.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G.; LAW, B.; LEE, X. -L.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW U, K. T.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. **FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapour and energy flux densities**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, p. 2415-2434, 2001.
- BALDOCCHI, D. **Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere – the state and future of the eddy covariance method**. *Global Change Biology*, 20, p. 3600-3609, 2014.
- BARR, A. G.; KING, K. M.; GILLESPIE, T. J.; DEN HARTOG, G.; NEUMANN, H. H. **A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest**. *Boundary-Layer Meteorology*, 71, p. 21-41, 1994.
- BILLESBACH, D. P. **Estimating uncertainties in individual eddy covariance flux measurements: A comparison of methods and a proposed new method**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, p. 394-405, 2011.
- BONAN, G. B. **Ecological Climatology: Concepts and Applications**. Cambridge University Press, Cambridge. 678 p., 2002.
- BRONDANI, D. V. **Estimativa da partição de energia na superfície a partir de séries meteorológicas de temperatura e umidade específica do ar**. 2015. 54 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2015.
- BURBA, G.; SCHMIDT, A.; SCOTT, R. L.; NAKAI, T.; KATHILANKAL, J.; FRATINI, G.; HANSON, C.; LAW, B.; MCDERMITT, D. K.; ECKLES, R.; FURTAW, M.; VELGERSDYK, M. **Calculating CO₂ and H₂O eddy covariance fluxes from an enclosed gas analyzer using an instantaneous mixing ratio**. *Global Change Biology*, 18, p. 385-399, 2012.
- CABRERA, A. L.; WILLINK, A. **Biogeografia da America Latina**. 2. ed. OEA, Washington, 117 p., 1980.

CHEN, F. F.; MANNING, K. W.; LEMONE, M. A.; TRIER, S. B.; ALFIERI, J. G.; ROBERTS, R.; TEWARI, M.; NIYOGLI, D.; HORST, T. W.; ONCLEY, S. P.; BASARA, J. B.; BLANKEN, P. D. **Description and evaluation of the characteristics of the NCAR high-resolution land data assimilation system.** *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, p. 694-713, 2007.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos (2nd ed.)**. EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro, RJ, 306 p., 2006.

FALGE, E.; RETH, S.; BRÜGGEMANN, N.; BUTTERBACH-BAHL, K.; GOLDBERG, V.; OLTCHEV, A.; SCHAAF, S.; SPINDLER, G.; STILLER, B.; QUECK, R.; KÖSTNER, B.; BERNHOFER, C. **Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany.** *Ecological Modelling*, 188(2-4), p. 174-216, 2005.

FAN, S. M.; WOFSY, S. C.; BAKWIN, P. S.; JACOB, D. J.; FITZJARRALD, D. R. **Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the Central Amazon Forest.** *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 16851-16864, 1990.

FARR, T. G., et al. **The Shuttle Radar Topography Mission.** *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, 2007.

FOKEN, T.; WICHURA, B. **Tools for quality assessment of surface-based flux measurements.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 78, p. 83-105, 1996.

FOKEN, T. *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden.* Springer, Berlin, Heidelberg, 289 p., 2003.

FOKEN, T.; GÖCKEDE, M.; MAUDER, M.; MAHRT, L.; AMIRO, B. D.; MUNGER, J. W. **Post-field data quality control**, in: *Handbook of Micrometeorology: A guide for Surface Flux Measurements*, edited by: LEE, X.; MASSMAN, W. J.; LAW, B. E., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 181-208, 2004.

FOKEN, T. **Micrometeorology.** Springer, Berlin, Germany, 2008a.

FOKEN, T. **The energy balance closure problem: an overview.** *Ecological Applications*, 18, p.1351-1367, 2008b.

FOKEN, T.; AUBINET, M.; FINNIGAN, J. J.; LECLERC, M. Y.; MAUDER, M.; PAW U, K. T. **Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases.** *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 92 (4), p. ES13–ES18, 2011.

FOKEN, T.; LEUNING, R.; ONCLEY, S. P.; MAUDER, M.; AUBINET, M. **Corrections and Data Quality Control.** In: *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, edited by: AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D., Springer, Dordrecht, p. 85-132, 2012.

FRANSSSEN, H.J. H.; STÖCKLI, R.; LEHNER, I.; ROTENBERG, E.; SENEVIRATNE, S.I. **Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 150, p. 1553-1567, 2010.

GASH, J. H. C.; CULF, A. D. **Applying linear de-trend to eddy correlation data in real time.** *Boundary-Layer Meteorology*, 79, p. 301-306, 1996.

GÖCKEDE, M.; MARKKANEN, T.; CHARLOTTE, B. H.; FOKEN, T. **Update of a footprint-based approach for the characterisation of complex measurement sites.** *Boundary-Layer Meteorology*, 118, p. 635-655, 2006.

GOOGLE. Google Earth. Version 7.1.2.2041. 2013. Santa Maria, RS (53°45'35.83"O, 29°43'29.48"S) 28 de janeiro de 2014. Acesso em janeiro de 2016. Disponível em: <<https://www.google.com/earth/>>.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; COSTA, B. S. C. **Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul.** In: II Simpósio de Forrageiras e Produção Animal. Depto. Forrageiras e Agrometeorologia/UFRGS, edited by: DALL'AGNOL, M.; NABINGER, C.; SANT'ANNA, D. M.; SANTOS, R. J., Porto Alegre. p. 15-21, 2007.

HAVERD, V.; CUNTZ, M.; LEUNING, R.; KEITH, H. **Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy:** within a soil vegetation atmosphere transfer model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 147, p. 125-139, 2007.

HORST, T. W. **A simple formula for attenuation of eddy fluxes measured with first-order-response scalar sensors.** *Boundary-Layer Meteorology*, 82, p. 219-233, 1997.

IBROM, A.; DELLWIK, E.; FLYVBJERG, H.; JENSEN, N. O.; PILEGAARD, K. **Strong low-pass filtering effects on water vapor flux measurements with closed-path eddy correlation systems.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 147, p. 140-156, 2007a.

IBROM, A.; DELLWIK, E.; LARSE, S. E.; PILEGAARD, K. 2007b. **On the use of the Webb-Pearman-Leuning theory for closed-path eddy correlation measurements.** *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 59, p. 937-946, 2007b.

INGWERSEN, J.; STEFFENS, K.; HÖGY, P.; WARRACH-SAGI, K.; ZHUNUSBAYEVA, D.; POLTORADNEV, M.; GÄBLER, R.; WIZEMANN, H. D.; FANGMEIER, A.; WULFMEYER, V.; STRECK, T. **Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter wheat stand.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, p. 345-355, 2011.

INGWERSEN, J.; IMUKOVA, K.; HÖGY, P.; STRECK, T. **On the use of the post-closure methods uncertainty band to evaluate the performance of land surface models against eddy covariance flux data.** *Biogeosciences*, 12, p. 2311-2326, 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa da vegetação do Brasil**, 2004. Disponível em: <www.ibge.gov.br/home/geociencias/default_prod.shtm#USO>. Acesso em: 2 out. 2011.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Nota Técnica No. 001/2011/SEGER/LAIME/CSC/INMET.** 2011. Disponível em: http://www.inmet.gov.br/portal/css/content/topo_iframe/pdf/Nota_Tecnica-Rede_estacoes_INMET.pdf. Acesso em: out. 2015.

- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows – Their Structure and Measurement**. Oxford University Press, New York, p. 234-240, 1994.
- KOLLE, O.; REBMANN, C. **EddySoft – Documentation of a Software Package to Acquire and Process Eddy Covariance Data**. Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena, Technical Report 10, 85 p., 2007.
- LEUNING, R.; VAN GORSEL, E.; MASSMAN, W. J.; ISAAC, P. R. **Reflections on the surface energy imbalance problem**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 156, p. 65-74, 2012.
- LI-COR Inc. **EddyPro**, LI-COR, Inc. Lincoln, NE, 2012.
- LI-COR, Inc. **EddyPro® 5 Help and User's Guide**. LI-COR, Inc. Lincoln, NE, 2015.
- MASSERONI, D.; CORBARI, C.; MANCINI, M. **Limitations and improvements of the energy balance closure with reference to experimental data measured over a maize field**. *Atmosfera*, 27(4), p. 335-352, 2014.
- MAUDER, M.; FOKEN, T. **Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2**. Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, 45 p., 2004.
- MAUDER, M.; FOKEN, T. **Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure**. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, p. 597-609, 2006.
- MAUDER, M.; FOKEN, T.; CLEMENT, R.; ELBERS, J. A.; EUGSTER, W.; GRÜNWARD, T.; HEUSINKVELD, B.; KOLLE, O. **Quality control of CarboEurope flux data – Part 2: Inter-comparison of eddy-covariance software**. *Biogeosciences*, 5, p. 451-462, 2008.
- MAUDER, M.; CUNTZ, M.; DRÜE, C.; GRAF, A.; REBMANN, C.; SCHMID, H. P.; SCHMIDT, M.; STEINBRECHER, R. **A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 169, p. 122-135, 2013.
- MCMILLEN, R. T. **An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain**. *Boundary-Layer Meteorology*, 43, p. 231-245, 1988.
- MMA - Ministério do Meio Ambiente. **Monitoramento do desmatamento dos biomas brasileiros por satélites**. Brasília: MMA, 2011. Disponível em: www.mma.gov.br. Acesso em: 25 Set. 2014.
- MOENE, A. F.; VAN DAM, J. C. **Transport in the Atmosphere-Vegetation-Soil Continuum**. Cambridge University Press, Nova York, 436 p., 2014.
- MONCRIEFF, J. B.; MASSHEDER, J. M.; DE BRUIN, H.; EBERS, J.; FRIBORG, T.; HEUSINKVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, H.; VERHOEF, A. **A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide**. *Journal of Hydrology*, 188-189, p. 589-611, 1997.

MONCRIEFF, J. B.; CLEMENT, R.; FINNIGAN, J.; MEYERS, T. **Averaging, detrending and filtering of eddy covariance time series**. In Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements, eds. Lee, X.; MASSMAN, W. J.; LAW, B. E. Dordrecht: Kluwer Academic, p. 7-31, 2004.

NAKAI, T.; VAN DER MOLEN, M. K.; GASH, J. H. C.; KODAMA, Y. **Correction of sonic anemometer angle of attack errors**. Agricultural and Forest Meteorology, 136, p. 19-30, 2006.

NAKAI, T.; SHIMOYAMA, K. **Ultrasonic anemometer angle of attack errors under turbulent conditions**. Agricultural and Forest Meteorology, 18, p. 162-163, 2012.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. Second Edition. Routledge Kegan & Paul Methuen, London, 435 p., 1987.

ONCLEY, S. P.; FOKEN, T.; VOGT, R.; KOHSIEK, W.; DEBRUIN, H. A. R.; BERNHOFER, C.; CHRISTEN, A.; VAN GORSEL, E.; GRANTZ, D.; FEIGENWINTER, C.; LEHNER, I.; LIEBETHAL, C.; Liu, H.; MAUDER, M.; PITACCO, A.; RIBEIRO, L.; WEIDINGER, T. **The energy balance experiment EBEX-2000, Part I: Overview and energy balance**. Boundary-Layer Meteorology, 123, p. 1-28, 2007.

OVERBECH, G. E.; MULLER, S. C.; FIDELIS, A.; PFADENHAUER, J.; BLANCO, C. C.; BOLDRINI, I. I.; BOTH, R.; FORNECK, E. D. **Brazil's neglected biome: The South Brazilian Campos**. Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics 9, p. 101-116, 2007.

QUADROS, F. L. F.; PILLAR, V. P. **Dinâmica vegetacional em pastagem natural submetida a tratamentos de queima e pastejo**. Ciência Rural, 31, p. 863-868, 2001.

RANNIK, Ü.; VESALA, T. **Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method**. Boundary-Layer Meteorology, 91, p. 258-280, 1999.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; GILMANOV, T.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; HAVRÁNKOVÁ, K.; ILVESNIEMI, H.; JANOUS, D.; KNOHL, A.; LAURILA, T.; LOHILA, A.; LOUSTAU, D.; MATTEUCCI, G.; MEYERS, T.; MIGLIETTA, F.; OURCIVAL, J.-M.; PUMPANEN, J.; RAMBAL, S.; ROTENBERG, E.; SANZ, M.; TENHUNEN, J.; SEUFERT, G.; VACCARI, F.; VESALA, T.; YAKIR, D.; E VALENTINI, R. **On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm**. Global Change Biology, 11, p. 1424-1439, 2005.

REICHSTEIN, M.; MOFFAT, A. M. **REddyProc**: Data processing and plotting utilities of (half-) hourly eddy-covariance measurements. R package version 0.6-0/r9, 2014. URL: <http://R-Forge.R-project.org/projects/reddyproc/>.

ROBERTI, D. R.; TATSCH, J. D.; OLIVEIRA, P. E. S.; TEICHRIEB, C. A.; MORAES, O. L. L. de; ACEVEDO, O. C.; ZIMERMANN, H. R. **SULFLUX - Rede Sul-Brasileira de Fluxos Superficiais e mudança climáticas**: resultados preliminares. Sensoriamento Remoto

Aplicado à Agricultura: Resultados Projeto SIMTECO. 1. ed. Porto Alegre: Evangraf, 1, p. 11-42, 2013.

RUNKLE, B. K.; WILLE, C.; GAŽOVIČ, M.; KUTZBACH, L. **Attenuation Correction Procedures for Water Vapour Fluxes from Closed-Path Eddy-Covariance Systems.** *Boundary-Layer Meteorology*, 142, p. 1-23, 2012.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Kluwer Academic Publishes. Dordrecht. The Netherlands, 665 p., 1988.

THOMAS, C., FOKEN, T. **Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterizations.** 15th Conference on Turbulence and Boundary Layers, Am. Meteorol. Soc., p. 129-132, 2002.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. **Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland.** *Agricultural and Forest Meteorology*, 103, p. 279-300, 2000.

VALENTE, F. C. P.; TATSCH, J. D.; ROBERTI, D. R.; TEICHRIEB, C. A.; DIAZ, M. B.; RUBERT, G. C. D.; AIMI, D. M. **Método de pós-fechamento do Balanço de Energia para avaliação dos fluxos de modelos da superfície terrestre.** *Ciência & Natura, Edição Especial*, [2015?]. No Prelo.

VAN DIJK, A.; MOENE, A. F.; DE BRUIN, H. A. R. **The principles of surface flux physics: Theory, practice and description of the ECPack library.** Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, 99 p., 2004.

VICKERS, D.; L. MAHRT. **Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, p. 512-526, 1997.

VOGELMANN, E. S.; REICHERT, J. M.; PREVEDELLO, J.; DE BARROS, C. A. P.; DE QUADROS, F. L. F.; MATAIX-SOLERA, J. **Soil hydro-physical changes in natural grassland of southern Brazil subjected to burning management.** *Soil Research*, 50, p. 465-472, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1071/SR12106>.

WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING R. **Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, p. 85-100, 1980.

WILCZAK, J. M.; ONCLEY, S. P.; STAGE, S. A. **Sonic anemometer tilt correction algorithms.** *Boundary-Layer Meteorology*, 99, p. 127-150, 2001.

WILLIAMS, C. A.; REICHSTEIN, M.; BUCHMANN, N.; BALDOCCHI, D.; BEER, C.; SCHWALM, C.; WOHLFAHRT, G.; HASLER, N.; BERNHOFER, C.; FOKEN, T.; PAPALE, D.; SCHYMANSKI, S.; SCHAEFER, K. **Climate and vegetation controls on the surface water balance: synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers.** *Water Resources Research*, 48 (6), W06523, 2012.

WILLIAMS, M.; RICHARDSON, A. D.; REICHSTEIN, M.; STOY, P. C.; PEYLIN, P.; VERBEECK, H.; CARVALHAIS, N.; JUNG, M.; HOLLINGER, D. Y.; KATTGE, J.; LEUNING, R.; LUO, Y.; TOMELLERI, E.; TRUDINGER, C. M.; WANG, Y. P. **Improving land surface models with FLUXNET data**. *Biogeosciences* 6 (7), p. 1341-1359, 2009.

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* 113 (1-4), p. 223–243, 2002.

WOHLFAHRT, G.; HASLWANTER, A.; HÖRTNAGL, L.; JASONI, R. L.; FENSTERMAKER, L. F.; ARNONE III, J. A.; HAMMERLE, A. **On the consequences of the energy imbalance for calculating surface conductance to water vapour**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (9), p. 1556-1559, 2009.

WOHLFAHRT, G.; WIDMOSER, P. **Can an energy balance model provide additional constraints on how to close the energy imbalance?**. *Agricultural and Forest Meteorology* 169, p. 85- 91, 2013

ZITOUNA-CHEBBI, R.; PRÉVOT, L.; JACOB, F.; MOUGOU, R.; VOLTZ, M. **Assessing the consistency of eddy covariance measurements under conditions of sloping topography within a hilly agricultural catchment**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 164, p. 123-135, 2012.

APÊNDICE A – SINCRONIZAÇÃO DOS DADOS DA TORRE COM OS DA ESTAÇÃO DO INMET

É comum utilizarem-se os dados disponibilizados pelas Estações Meteorológica Automáticas (EMA) do INMET como uma base comparativa dos dados meteorológicos coletados pelas EMA instaladas nas torres micrometeorológicas. Essa comparação permite verificar eventuais inconsistências nas medidas meteorológicas realizadas na estação micrometeorológica que podem estar associadas ao posicionamento de sensores ou a configuração do sistema de armazenamento de dados.

Em pesquisas com experimentos de campo é inerente a ocorrência de falhas no sistema de medidas devido a intempéries (rajadas de vento, descargas elétricas, chuvas intensas), mal funcionamento dos instrumentos e problemas no sistema de alimentação de energia. Esses fatores podem causar problemas técnicos no sistema de armazenamento de dados (p. ex., mudanças na configuração do programa, dessincronização do relógio do *datalogger* e etc.) que nem sempre são prontamente identificados ou em alguns casos não podem ser resolvidos à curto prazo por questões logísticas. Por estas razões deve-se ter cuidado ao comparar dados de diferentes fontes de medida, pois ambos podem estar sujeitos a esses efeitos.

A EMA do INMET mais próxima da estação micrometeorológica está ~3,7 Km de distância a leste da torre micrometeorológica. Esse fato, possibilita também o preenchimento de falhas das variáveis meteorológicas da torre após a verificação da consistência entre os dados.

O INMET utiliza como padrão o Tempo Universal Coordenado (UTC). Entretanto, os dados meteorológicos horários fornecidos pelo INMET referem-se a média (ou o acumulado, no caso da precipitação) da variável registrada na hora anterior: por exemplo, a T_{ar} do INMET fornecida às 14 h, refere-se a média dos valores da T_{ar} registrados entre às 13 h e às 13 h e 59 minutos, conforme informado por Renan Quintana (8°DISME/RS-SEOMA) em correspondência por e-mail. Essa convenção de registro da amostragem temporal do INMET difere da convenção usada por redes de torre de fluxo (p.ex. FLUXNET) em que o valor de uma variável às 14 h corresponde à média de seus valores instantâneos no intervalo entre as 14 h e às 14 h e 59 minutos. Portanto, para converter os dados da EMA do INMET para o horário local precisamos subtrair 4 horas (3 horas devido ao fuso horário e 1 hora pelo sistema de amostragem do INMET) no caso das EMA localizadas no RS.

Após esse procedimento era de se esperar a sincronização dos dados da torre com os

da EMA do INMET. Mas a comparação entre a Rg_i da torre com a Rg_i da EMA (Figura A.1) revelou que nas datas de início (término) do horário de verão há um adiantamento (atraso) entre essas variáveis. Por esta razão, determinou-se Rg_i potencial (REICHSTEIN & MOFFAT, 2014) como uma variável auxiliar, dada em função das coordenadas do sítio experimental e da data fornecida com os dados do INMET.

Após a identificação dos períodos com defasagem, foi feita a correção do horário no conjunto de dados da torre devido a problemas de sincronização do relógio do *datalogger* da torre. Entretanto, em períodos de falhas nos dados do INMET, a Rg_i potencial serviu como referência para sincronização dos dados.

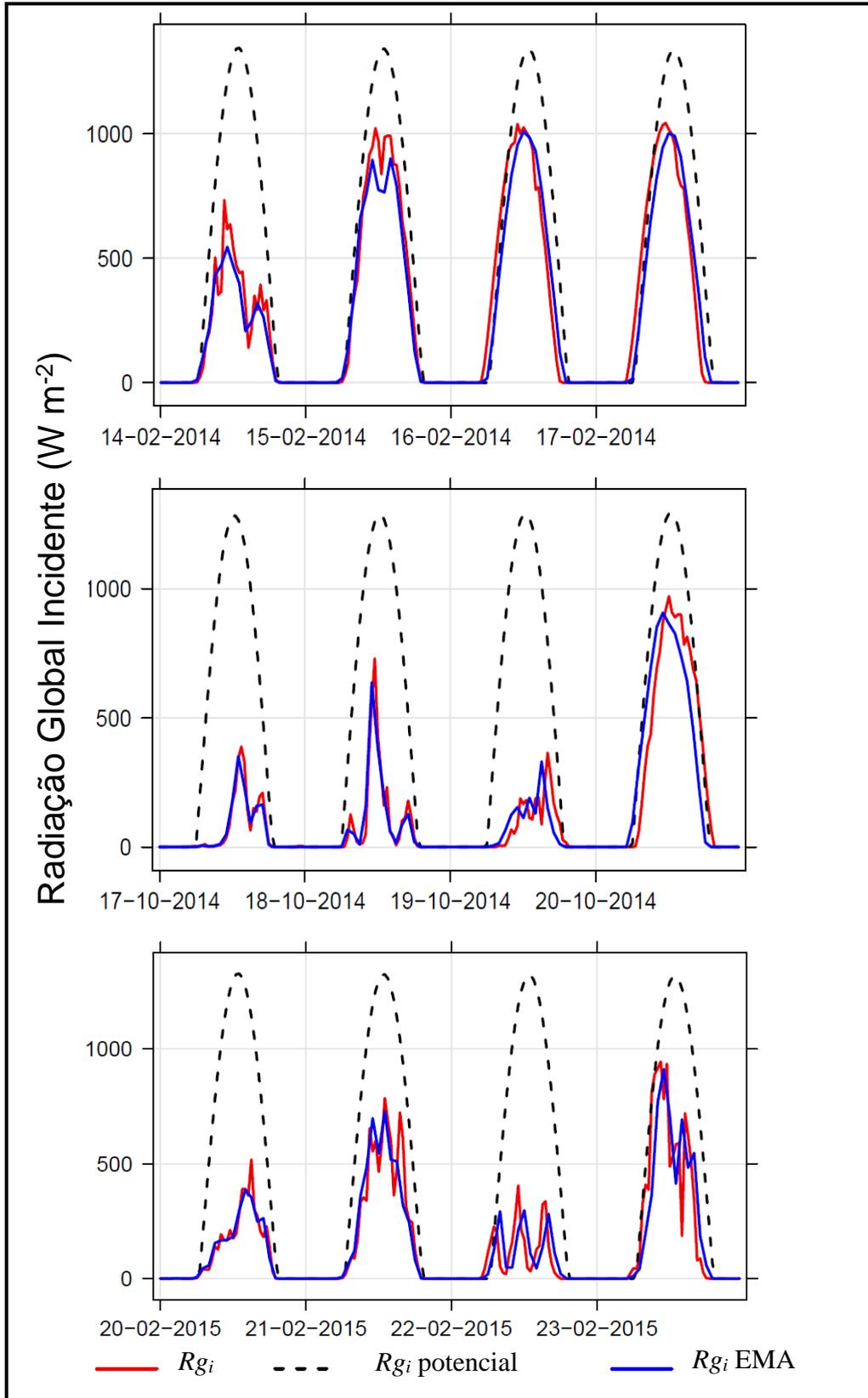


Figura A.1 – Valores médios horários de R_{g_i} medidos na torre micrometeorológica (linha vermelha) sobre o bioma pampa (R_{g_i}), na EMA do INMET (linha azul) e a radiação potencial calculada (linha pontilhada). (a) No período de 14 a 17 de fevereiro de 2014. (b) No período de 17 a 20 outubro de 2014. (c) No período de 20 a 23 de fevereiro de 2015.

APÊNDICE B - REGRESSÃO LINEAR PARA PREENCHIMENTO DE FALHAS DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

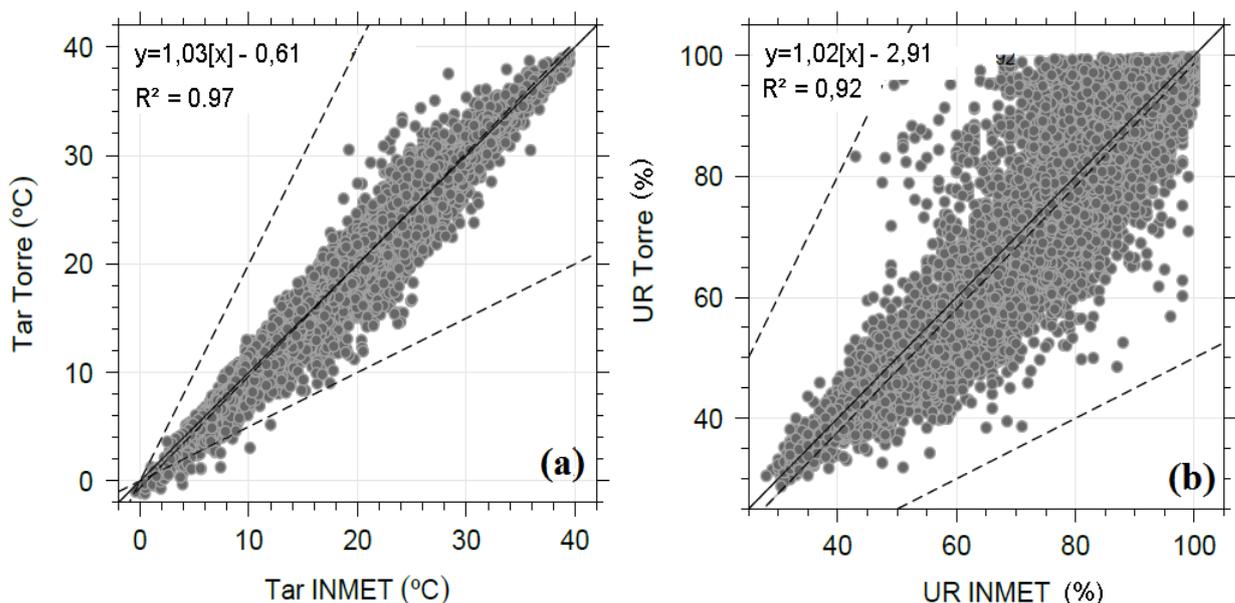
O preenchimento de falhas das variáveis meteorológicas foi feito pela regressão linear, primeiramente de acordo com a disponibilidade de dados da EMA do INMET. Na ausência destes, foi utilizado medidas de sensores auxiliares instalados em 11 de novembro de 2014 na área experimental (descritos na Tabela 3.3.1, da seção 3.3).

A Figura B.1 mostra o diagrama de dispersão para as seguintes variáveis: temperatura do ar, (T_{ar}) umidade relativa (UR), radiação global incidente (Rg_i) e pressão (p). A regressão linear foi feita com os dados do INMET.

Enquanto que a Figura B.2 correspondem a regressão linear com as medidas auxiliares (AUX) para as variáveis T_{ar} , UR e temperatura do solo (T_s).

Como pode ser observado, em geral, a regressão com as variáveis do INMET apresentou melhores resultados para os três coeficientes (CA, CL e R^2), comparado aos obtidos com as medidas dos sensores auxiliares.

Essa diferença fica mais ressaltada comparando-se o coeficiente angular (CA), por exemplo, em relação à T_{ar} e UR , obteve-se os valores um pouco acima de 1 com o INMET, em contrapartida, utilizando-se as medidas obtidas com instrumentação auxiliar, resultou em CA de 0,78 e 0,81, respectivamente, mais distantes do valor ideal. Isso indica, então, que o preenchimento de falhas com as variáveis do INMET foi mais satisfatória.



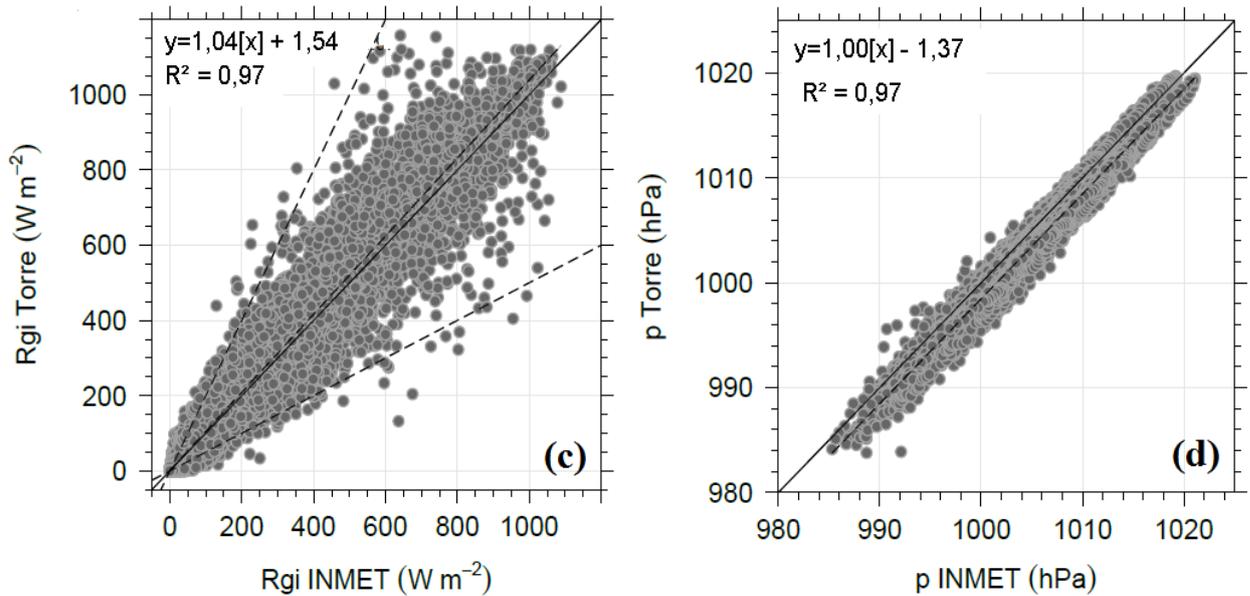


Figura B.1 – Regressão linear das variáveis meteorológicas: (a) temperatura do ar (T_{ar}), (b) umidade relativa (UR), (c) radiação global incidente (Rg_i) e (d) pressão (p) para o período de novembro de 2013 a setembro de 2015. A variável independente corresponde as medidas obtidas pelo INMET e a variável dependente se refere as medições realizadas pela estação micrometeorológica da SULFLUX.

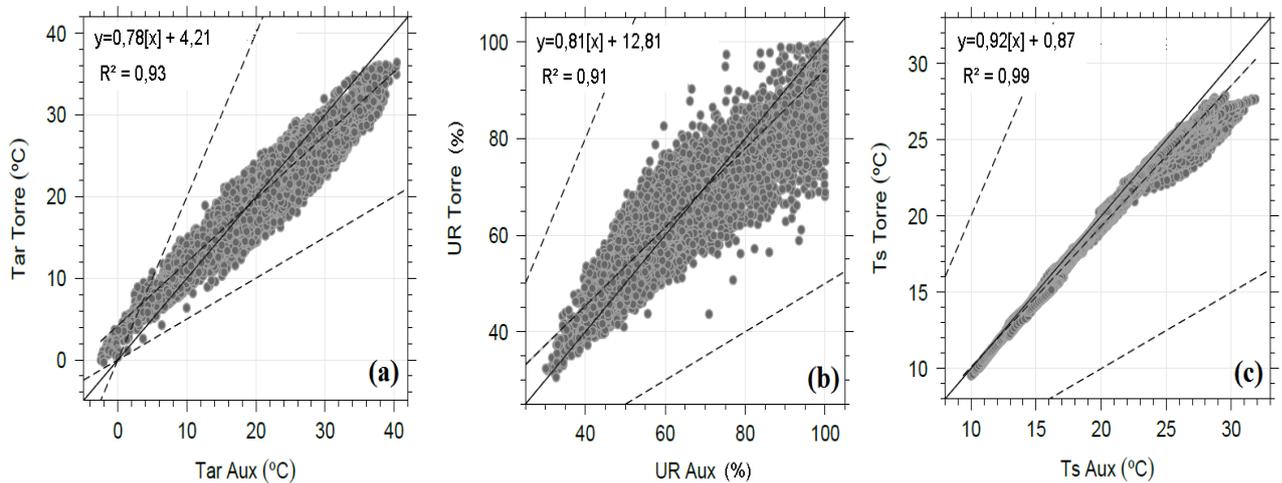


Figura B.2 – Regressão linear das variáveis: (a) temperatura do ar (T_{ar}), (b) umidade relativa (UR) e (c) temperatura do solo (T_s) para o período de novembro de 2014 a setembro de 2015. A variável independente (x) corresponde as medidas obtidas por instrumentos auxiliares instalados no sítio experimental, e a variável dependente (y) se refere as medições realizadas desde a época de funcionamento da estação micrometeorológica.

APÊNDICE C – DIAGNÓSTICO COMPLEMENTAR DO FBE

C.1 FECHAMENTO DO BE EM FUNÇÃO DAS CLASSES DE QUALIDADE DOS FLUXOS DE ENERGIA

Verificou-se que uma das causas para a melhoria do fechamento do BE no período de 16/12/2014 a 07/09/2015 se deveu a maior frequência de ocorrência da classe de qualidade 1 para ambos os fluxos. Por isso foi feito o fechamento em função dessas classes, isto é, para qc_H e qc_LE .

A Figura C.1.1.a mostra que o fechamento em função das classes de qualidade de H (qc_H) foi melhor quando $qc_H = 1$, o que previamente já era esperado. O CA foi 16 (21) % maior comparado a classe 2 (3), porém o CL também aumentou e o R^2 foi 0,91, enquanto que nas classes 2 (3) foi 0,69 (0,59).

Em relação as classes de qualidade de LE (Figura C.1.1.b), o fechamento quando $qc_LE = 1$ foi melhor ainda em comparação as outras duas classes, pois o CA foi 27 (41) % maior do que pelas classes 2 (3), em consequência o CL da classe 1 foi alto, e o $R^2 = 0,9$ enquanto que nas classes 2 (3) foi 0,65 (0,51).

C.2 FECHAMENTO DO BE EM FUNÇÃO DA DIREÇÃO DO VENTO

O fechamento do BE em função da direção do vento (Figura C.2.1) quanto ao CA foi superior ou igual a 0,82 e o R^2 nunca foi inferior a 0,88. O quadrante sul e o setor oeste foram os que tiveram CA mais próximo de 1, sendo 0,85 no setor O (ou W), 0,87 no SW, 0,89 no setor SE e 0,93 no S. Por outro lado o quadrante norte teve os menores CA, com 0,82 nos setores N e NE e 0,83 no NW. Entretanto, o setor com maior predominância de chegada dos ventos foi o leste (L ou E), mostrado na Figura 4.3.4, e o CA para este setor foi 0,82.

Dessa forma, seria interessante fazer uma análise de footprint, especialmente para esse setor do vento de modo a avaliar se os fluxos medidos pelo ECOS são representativos da região experimental ou são provenientes de outras fontes. A Figura 3.1.1.c mostra que o lado leste tem a menor representatividade espacial do campo nativo, então com esse tipo de abordagem seria possível identificar ainda se a altura de instalação dos sensores é a mais apropriada para o local.

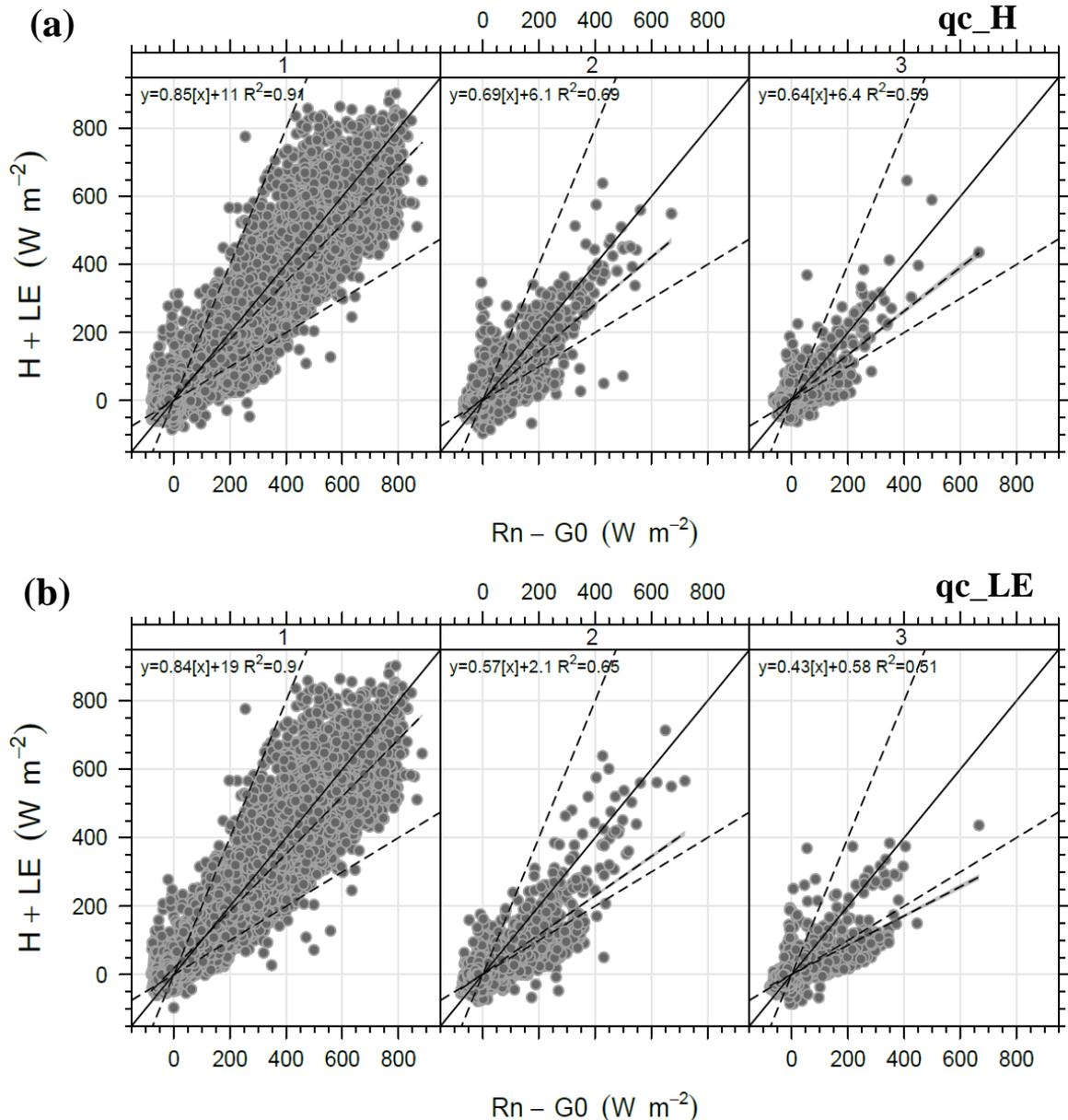


Figura C.1.1 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $Rn - G0$ em função de: (a) qc_H e (b) qc_LE . O termo $G0$ foi estimado a uma profundidade de 0,05 m abaixo da superfície. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.

C.3 FECHAMENTO DO BE EM FUNÇÃO DO PARÂMETRO DE ESTABILIDADE

A condição de estabilidade da atmosfera também é um fator essencial para o diagnóstico do fechamento do balanço de energia. Um parâmetro utilizado para definir a turbulência da atmosfera é o parâmetro de estabilidade ($z - d / L$).

A Figura C.3.1 apresenta o histograma com a frequência de ocorrência das classes de estabilidade, em que as classes $(-4, -1]$, $(-1, -0.5]$ e $(-0.5, -0.025]$ representam a condição instável, a $(-0.025, 0.025]$ condição neutra e a $(0.025, 0.1]$ condição estável.

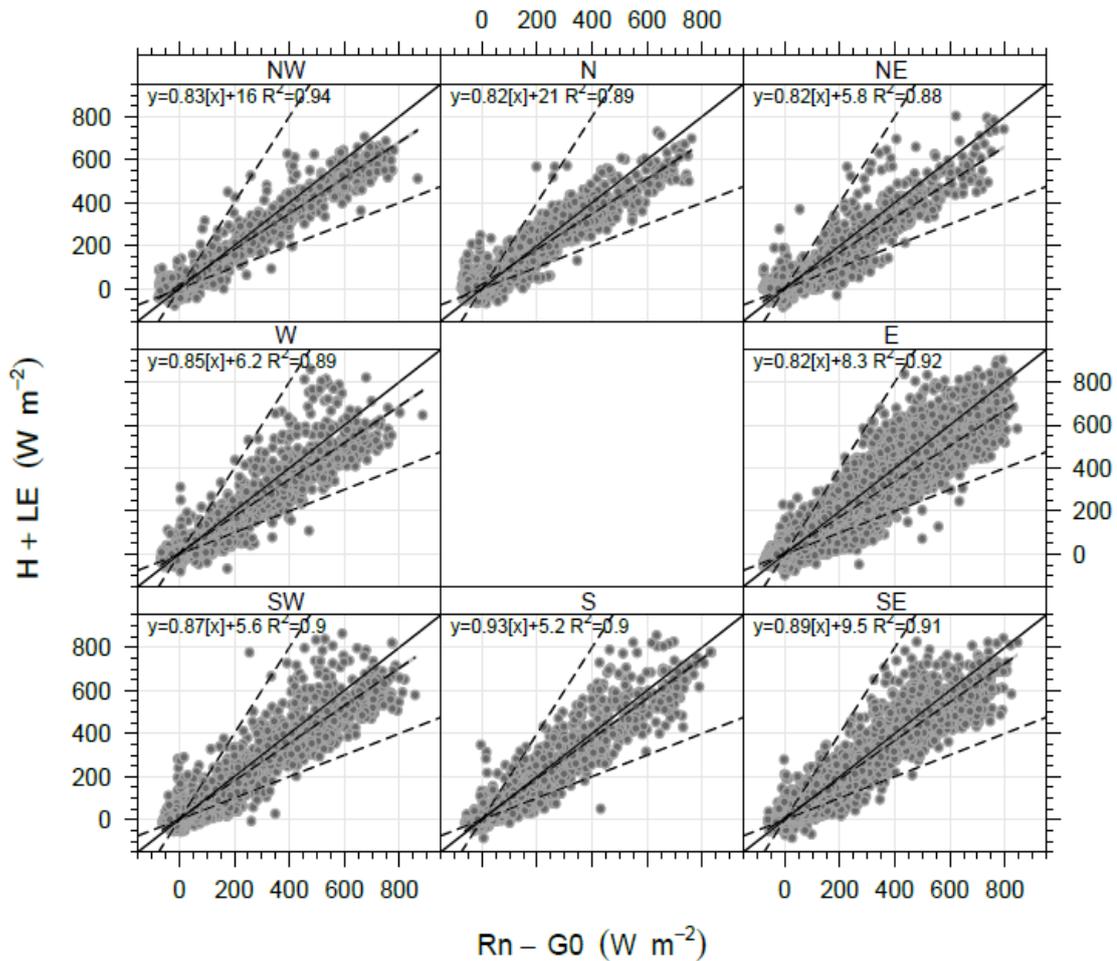


Figura C.2.1 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $Rn - G0$ em função da direção do vento. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1.

Como pode ser observado na figura, ~51% dos dados de 30 minutos ocorrem quando a condição é instável, ~31% em condição neutra e ~18% em condição estável.

A Figura C.3.2 mostra o fechamento do balanço de energia em função dessas classes de qualidade. O CA foi de 0,45 (condição estável), 0,75 (condição neutra) e 0,96 (condição instável), comprovando que quanto mais instável a atmosfera melhor o fechamento. A condição de instabilidade indica uma atmosfera mais turbulenta, condição que favorece uma maior mistura do ar e contribui também para a performance do ECOS.

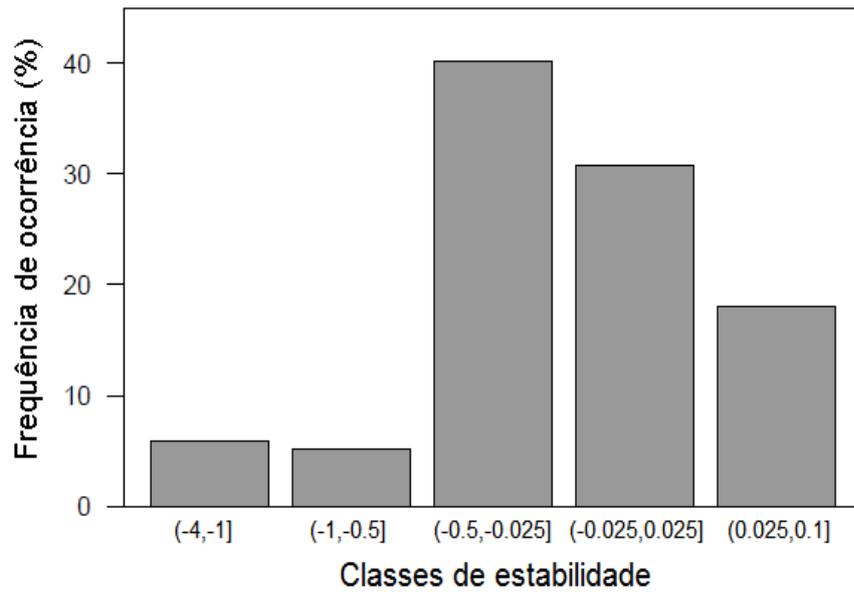


Figura C.3.1 – Histograma com a frequência de ocorrência das classes de estabilidade da atmosfera.

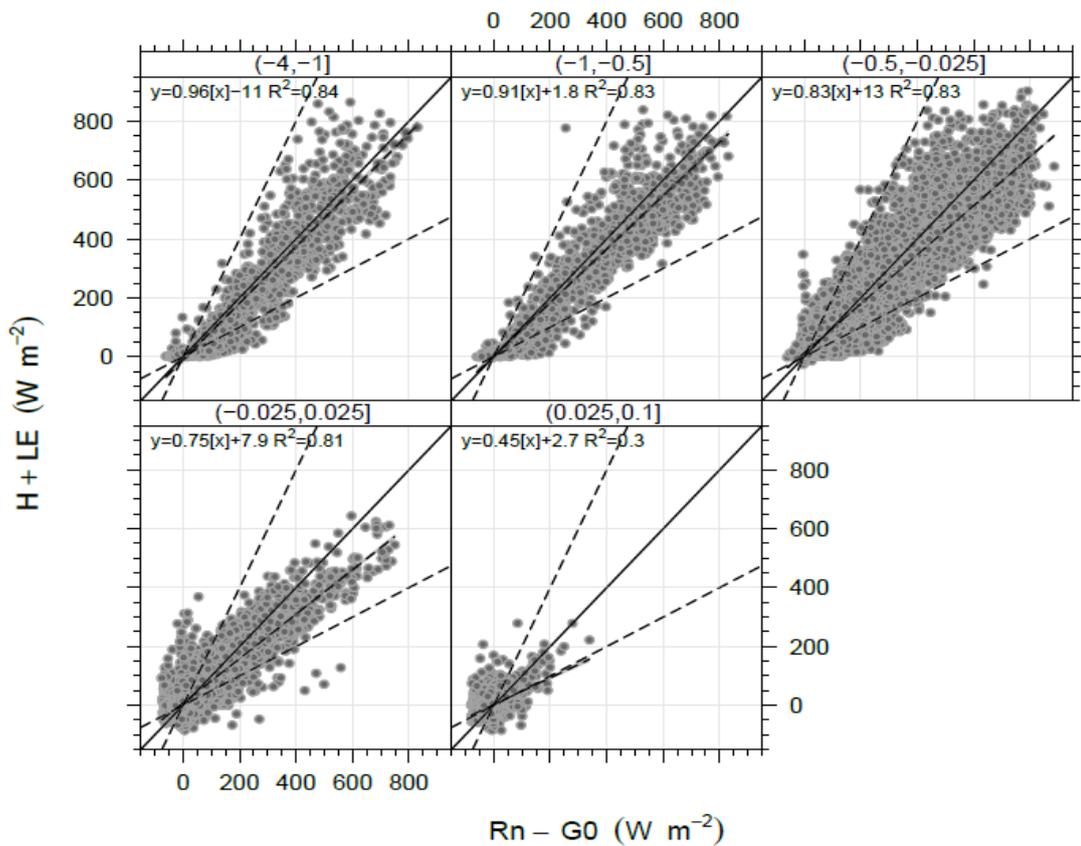


Figura C.3.2 – Diagrama de dispersão de $H + LE$ versus $R_n - G_0$ em função do parâmetro de estabilidade. A descrição do significado das linhas nas figuras segue a da Figura 4.5.1

APÊNDICE D – QUANTITATIVO DO PREENCHIMENTO DE FALHAS

Assim como o G , a maior parte dos dados faltantes das variáveis meteorológicas ocorreu por problemas de conexão com o datalogger.

Pouco mais da metade das falhas de Rg_i (707) foram preenchidas pela regressão com o INMET e 682 pelo CDM. O R_n foi preenchido exclusivamente pelo CDM, porém dos 1389 pontos faltantes, 218 foram rejeitados porque resultou em $R_n > Rg_i$ o que é fisicamente incorreto. Tanto a T_{ar} quanto a UR que tiveram 1389 falhas cada, 854 foram preenchidas pela regressão com o INMET e 534 pela regressão com os dados disponibilizados por um termohigrômetro instalado na Estação Micrometeorológica. As falhas da pressão (p) também resultou em preenchimento apenas pelo INMET. Quanto a T_s , $G1$, $G2$ e $G3$, o método de preenchimento escolhido foi o CDM. E, para H e LE , preencheu-se a partir das variáveis meteorológicas.

Tabela D.1 – Demonstrativo da quantidade falhas preenchidas pela regressão com os dados do INMET e/ou pelo Ciclo Diurno Médio (CDM).

Variável	Nº de falhas	Preenchidas pelo INMET	Preenchidas de outra forma
Rg_i	1389	707	682
R_n	1389	-	1171
T_{ar}	1389	854	534
UR	1389	854	534
p	418	415	-
T_s	1389	-	1389
H	974	-	974
LE	2764	-	2764
$G1$	1399	-	1399
$G2$	1436	-	1436
$G3$	1395	-	1395