

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

Daniele Morgenstern Aimi

**ESTIMATIVAS DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA
REGIÃO DE PAMPA GAÚCHO**

Santa Maria, RS, Brasil

2017

Daniele MorgensternAimi

**ESTIMATIVAS DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA REGIÃO DE
PAMPA GAÚCHO**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Física, Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e Suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Física**.

ORIENTADORA: Prof.^a Dra. Débora Regina Roberti

COORIENTADORA: Profa. Dra. Silvana Maldaner

Santa Maria, RS

2017

Aimi, Daniele Morgenstern
ESTIMATIVAS DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA
REGIÃO DE PAMPA GAÚCHO / Daniele Morgenstern Aimi.- 2017.
79 p.; 30 cm

Orientador: Débora Regina Roberti
Coorientador: Silvana Maldaner
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Física, RS, 2017

1. Fluxo de radiação de onda longa incidente 2. Equação
EAI 3. Modelo SiB2 I. Roberti, Débora Regina II.
Maldaner, Silvana III. Título.

©2017

Todos os direitos autorais reservados a Daniele Morgenstern Aimi. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

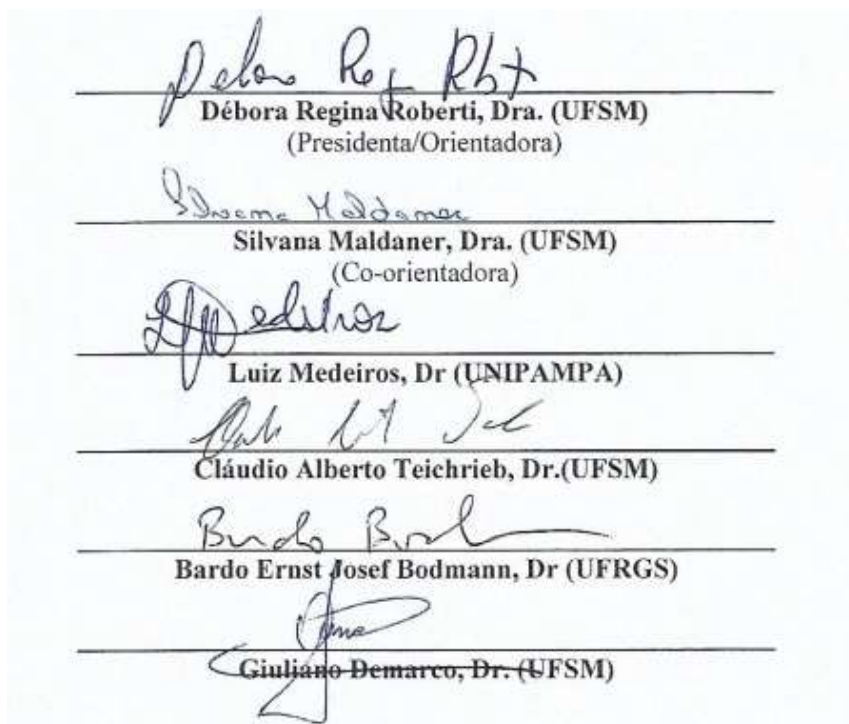
End. Eletr.: danielefm@gmail.com

Daniele Morgenstern Aimi

**ESTIMATIVAS DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA REGIÃO DE
PAMPA GAÚCHO**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Física, Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e Suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Física**.

Aprovado em 20 de Dezembro de 2017



Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)
(Presidenta/Orientadora)

Silvana Maldaner, Dra. (UFSM)
(Co-orientadora)

Luiz Medeiros, Dr (UNIPAMPA)

Cláudio Alberto Teichrieb, Dr.(UFSM)

Bardo Ernst Josef Bodmann, Dr (UFRGS)

Giuliano Demarco, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS

2017

DEDICATÓRIA

A minha mãe

AGRADECIMENTOS

Primeiramente meus agradecimentos vão a Deus por ter me resgatado e mostrado que Seu amor é misericordioso e que nunca estou só neste mundo.

À minha mãe Marisa Morgenstern, por me amar incondicionalmente, me apoiando em qualquer circunstância. Por sempre acreditar em mim e nunca me deixar desistir.

À minha tia Selma, por todas as orações diárias por acreditar em mim mesmo não entendendo muito que eu faço.

Aos meus avós, Miguel e Santa, por todo apoio dado neste tempo de luta. Aos tios Sandra e Edson e sua família por todos os momentos partilhados nesses quase cinco anos.

À minha orientadora, Profa. Dra. Débora Regina Roberti pela orientação, paciência, amizade e todo o conhecimento transmitido durante o doutorado.

À Profa. Dra. Silvana Maldaner por me acompanhar, incentivar, por ser uma pessoa extremamente especial e contribuir com o meu trabalho durante o doutorado.

À minha grande amiga Vanessa Arruda, por TODA ajuda, nos momentos mais difíceis que passei, pela “co-orientação no artigo” e amizade.

Ao colega Roilan Hernandez pela colaboração fantástica nas simulações.

À colega Tamíres Zimmer pelo apoio, motivação e paciência sempre.

À minha querida Gisele Rubert, por toda ajuda e paciência.

Aos meus colegas do Laboratório em especial, Marcelo, Maurício e Leugim pela amizade e conhecimentos compartilhados.

Aos meus amigos do Grupo de Oração São Pedro, pelas orações, pela amizade e torcida.

Ao meu companheiro, amor da minha vida, Lucas da Silva, por todo apoio, amor e paciência. Segurando minha mão e muitas vezes limpando minhas lágrimas.

Aos professores do Departamento de Física da UFSM.

A UFSM, pela oportunidade de estudo e utilização do espaço físico.

Ao INPE pela utilização de suas instalações.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro do doutorado.

A todos que de certa forma contribuíram direta ou indiretamente na construção deste trabalho - Muito Obrigada!

*Ainda que a minha mente e o meu corpo enfraqueçam,
Deus é a minha força, Ele é tudo o que eu preciso.
(Salmo 73:26)*

RESUMO

ESTIMATIVAS DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA REGIÃO DE PAMPA GAÚCHO

AUTORA: Daniele Morgenstern Aimi

ORIENTADORA: Débora Regina Roberti

O fluxo de radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}) é um parâmetro que influencia diretamente o balanço de radiação na superfície. Medidas desta variável são escassas, onde o emprego de equações clássicas podem ser uma alternativa para estimá-la. Desta forma, este trabalho tem como objetivo avaliar o desempenho de equações clássicas presentes na literatura e propor uma nova equação para descrever L_{\downarrow} sobre as áreas de estudo localizadas no Pampa do Sul do Brasil. Primeiramente foram avaliadas doze equações de L_{\downarrow} para o sítio experimental de Santa Maria – RS, onde encontramos erros acima de 20 W m^{-2} . Na tentativa de reduzir os erros foram associadas aos modelos de L_{\downarrow} parametrizações de cobertura de nuvens. Somente em condições de céu nublado (CN) os erros foram inferiores ao limiar. Sendo assim, fez-se necessário uma calibração local dos coeficientes das equações de L_{\downarrow} , bem como dos parâmetros de cobertura de nuvens. Entretanto, os resultados encontrados após estas calibrações não apresentaram valores muito diferentes dos encontrados anteriormente. Uma nova equação é proposta a qual utiliza a umidade relativa, a temperatura do ar e a pressão de vapor d'água sem necessidade de parametrizações de cobertura de nuvens. Foram utilizados dados do ano de 2014 do sítio experimental de Santa Maria – RS para calibrar a equação e dados do ano de 2015 para validá-la. Utilizaram-se dados do sítio de Pedras Altas – RS para testar a nova L_{\downarrow} . A equação proposta neste estudo (EAI) apresentou valores estatísticos de RMSE que varia entre 12 a 19 W m^{-2} e R^2 entre 0,65 a 0,84. Foram testados modelos já descritos na literatura de L_{\downarrow} para regiões de Pampa e a equação EAI apresentou melhores resultados. A equação proposta foi testada para analisar o saldo de radiação do modelo SIB2. Os resultados mostram que o uso da nova equação melhora consideravelmente os valores do saldo de radiação do SIB2. Portanto, recomendamos a utilização da equação proposta para o cálculo de L_{\downarrow} , quando apresentadas coberturas vegetais e condições meteorológicas semelhantes às deste estudo.

Palavras chaves: Fluxo de radiação de onda longa incidente, equação EAI, modelo SIB2.

ABSTRACT

ESTIMATES OF LONG WAVE INCIDENT RADIATION IN THE PAMPA GAÚCHO REGION

AUTHOR: Daniele Morgenstern Aimi

ADVISOR: Débora Regina Roberti

The incident long wave radiation flux ($L \downarrow$) is a parameter that directly influences the radiation balance on the surface. Measures of this variable are scarce, where the use of classical equations may be an alternative to estimate it. In this way, this work aims to evaluate the performance of classic equations present in the literature and propose a new equation to describe $L \downarrow$ about the study areas located in Pampa do Sul do Brasil. First, twelve equations of $L \downarrow$ were evaluated for the experimental site of Santa Maria - RS, where we found errors above 20 W m^{-2} . In the attempt to reduce the errors were associated to the models of $L \downarrow$ cloud coverage parametrizations. Only under cloudy conditions (NC) the errors were lower than the threshold. Thus, a local calibration of the coefficients of the equations of $L \downarrow$, as well as the cloud cover parameters, was necessary. However, the results found after these calibrations did not present values very different from those previously found. A new equation is proposed which uses relative humidity, air temperature and water vapor pressure without the need for cloud coverage parametrizations. Data from the year 2014 of the experimental site of Santa Maria - RS were used to calibrate the equation and data from the year 2015 to validate it. Data from the Pedras Altas-RS site were used to test the new $L \downarrow$. The equation proposed in this study (EAI) presented statistical values of RMSE ranging from 12 to 19 W m^{-2} and R^2 between 0.65 and 0.84. We have tested models already described in the literature of $L \downarrow$ for regions of Pampa and the EAI equation presented better results. The proposed equation was tested to analyze the radiation balance of the SIB2 model. The results show that the use of the new equation considerably improves the values of the radiation balance of SIB2. Therefore, we recommend the use of the proposed equation for the calculation of $L \downarrow$, when presented vegetation cover and meteorological conditions similar to those of this study.

Keywords: Incident long wave radiation flux, EAI equation, model SIB2.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1:	Representação do Bioma Pampa, delimitando sua área na América do Sul, no Brasil e no Estado do Rio Grande do Sul.....	20
Figura 3.1:	Torre micrometeorológica da cidade de Santa Maria.....	30
Figura 3.2:	Torre micrometeorológica da cidade de Pedras Altas RS.....	31
Figura 3.3	Esquema de representação dos tipos básicos de nuvens, a altura de suas bases e seus desenvolvimentos verticais.....	35
Figura 3.4	Fluxograma com as etapas que serão realizadas neste estudo.....	39
Figura 4.1	Média diária da radiação global para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS.....	41
Figura 4.2:	Gráfico da média diária do índice de claridade para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS. Os dias de céu claro foram àqueles encontrados acima da linha contínua, entre as linhas contínua e tracejada estão representados os dias de céu parcialmente nublado e abaixo de linha contínua os dias de céu nublado.....	42
Figura 4.3:	Média diária da temperatura do ar para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria RS.....	43
Figura 4.4:	Média diária da umidade relativa para os anos de 2014 e 2015 no sítio de Santa Maria, a linha tracejada representa o valor de 70% da umidade relativa.....	44
Figura 4.5:	Gráfico da média diária da precipitação para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS.....	45
Figura 4.6:	Média diária da radiação global para o sítio de Pedras Altas – RS.....	46
Figura 4.7:	Gráfico da média diária do índice de claridade para o sítio de Pedras Altas – RS. Os dias de céu claro foram àqueles encontrados acima da linha contínua, entre as linhas contínua e tracejada estão representados os dias de céu parcialmente nublado e abaixo de linha contínua os dias de céu nublado.....	47
Figura 4.8:	Média diária da temperatura do ar para o sítio de Pedras Altas – RS	47
Figura 4.9:	Média diária da umidade relativa para o período de estudo no sítio de Pedras Altas – RS, a linha tracejada representa o valor de 75% da umidade relativa.....	48
Figura 4.10:	Gráfico da média diária da precipitação para o período analisado, Pedras Altas – RS.....	49
Figura 4.11:	Gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de onda longa incidente calculada pela equação EAI, utilizando dados de 2014 para calibração.....	57
Figura 4.12:	Ciclo médio diurno para céu claro, nublado e parcialmente nublado do ano de 2014 comparando a nova equação EAI (vermelho) com os valores de medições instrumentais (preto) na área de estudo. As áreas sombreadas mostram o nível de confiança de 95%.....	58
Figura 4.13:	Gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de onda longa incidente calculada pela equação EAI, utilizando dados do ano de 2015 para validação.....	60
Figura 4.14:	Ciclo médio diurno para céu claro, nublado e parcialmente nublado do ano de 2015 comparando a nova equação EAI (vermelho) com os valores de medições instrumentais (preto) na área de estudo.	

	sombreadas mostram o nível de confiança de 95%.....	61
Figura 4.15:	Gráfico de dispersão de radiação de onda longa incidente, valores observados (eixo X) e os valores calculados (eixo Y). A linha vermelha representa o ajuste linear entre os dados calculados e observados para L↓ e a azul a linha 1:1, usando coeficientes calibrados para Santa Maria – RS	64
Figura 4.16:	Gráfico de dispersão de radiação de onda longa incidente, valores observados (eixo X) e os valores calculados (eixo Y). A linha vermelha representa o ajuste linear entre os dados calculados e observados para L↓ e a azul a linha 1:1, calibrando coeficientes localmente.....	66
Figura 4.17:	Dispersão entre dados experimentais e simulados, para todo período de dados, com a equação de radiação de onda longa incidente <i>default</i> do modelo SiB2 (Brunt (1932) – CLM) (a) e a equação de radiação de onda longa incidente proposta neste estudo EAI (b). A linha sólida vermelha representa o ajuste linear e a linha sólida azul a linha 1:1.....	70
Figura 4.18:	Ciclo diário médio do saldo de radiação. Linhas coloridas contínuas representam os resultados simulados pelo modelo SiB2 para os diferentes testes e a linha tracejada preta representa os dados experimentais.....	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 –	Instrumentação do sítio Experimental de Santa Maria no período de estudo.....	31
Tabela 3.2 –	Instrumentação do sítio Experimental de Pedras Altas para o período de estudo.....	32
Tabela 3.3 –	Equações avaliadas para estimativa da $\mathcal{E}(T_{ar}, e_a, K_t)$	34
Tabela 3.4	Funções para estimativa da fração de cobertura do céu (C, todas as estimativas foram limitadas a estar entre 0 e 1).....	36
Tabela 4.1 –	Cálculo da radiação de onda longa incidente através de doze modelos da literatura com os coeficientes originais e separando as simulações por índices de claridade.....	50
Tabela 4.2 –	Cálculo da radiação de onda longa incidente através de doze modelos da literatura com os coeficientes originais, separando as simulações por índices de claridade e associando a elas o termo de correção para quantidade de nuvens.....	52
Tabela 4.3 –	Melhores associações considerando cada cobertura de céu, com coeficientes ajustados.....	54
Tabela 4.4 –	Melhores desempenhos de $L\downarrow$ considerando os valores dos coeficientes (A, B e C) presentes na Tabela 4.3 para toda a série.....	54
Tabela 4.5 –	Equação EAI com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.....	56
Tabela 4.6 –	Equação EAI com valores estatísticos para a série completa de 2014.....	57
Tabela 4.7 –	Equação EAI validada para o ano de 2015, com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.....	59
Tabela 4.8 –	Equação EAI, cálculo da estatística para a toda série de dados.....	61
Tabela 4.9 –	Avaliação da equação EAI para o sítio de Pedras Altas – RS, com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.....	63
Tabela 4.10 –	Calibração local da equação EAI para o sítio de Pedras Altas – RS, com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.....	65
Tabela 4.11	Comparação das equações de Carmona et al, 2013 para os sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS.....	68

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	17
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
2.1	BIOMA PAMPA	20
2.2	BALANÇO DE RADIAÇÃO	21
2.3	A EMISSIVIDADE DE UM CORPO.....	22
2.4	ÍNDICE DE CLARIDADE (Kt).....	23
2.5	DIFERENTES EQUAÇÕES CLÁSSICAS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE	25
2.5.1	Estimativa de L_{\downarrow} por Ångstrom (1918) – (EAN).....	25
2.5.2	Estimativa de L_{\downarrow} por Brunt (1932) – (EBR).....	25
2.5.3	Estimativa de L_{\downarrow} por Garrat (1992) – (EGR).....	26
2.5.4	Estimativa de L_{\downarrow} por Niemala (2001) – (EMN).....	26
2.5.7	Estimativa de L_{\downarrow} por Brutsaert (1975) – (EBT).....	27
2.5.8	Estimativa de L_{\downarrow} por Satterlund (1979) – (EST).....	27
2.5.9	Estimativa de L_{\downarrow} por Idso (1981) - (EID).....	27
2.5.10	Estimativa de L_{\downarrow} por Prata (1996) - (EPR).....	28
2.5.11	Estimativa de L_{\downarrow} por Dilley e O’Brien (1998) - (EDO).....	28
2.5.12	Estimativa de L_{\downarrow} por Konzelmann et al., (1994) - (EKZ).....	29
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	30
3.1	LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS.....	30
3.1.1	Sítio de Santa Maria.....	30
3.1.2	Sítio de Pedras Altas.....	31
3.2	MODELOS CLÁSSICOS PARA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE (L_{\downarrow}).....	31
3.3	PARAMETRIZAÇÕES DE COBERTURA DE NUVENS.....	34
3.4	ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	36
3.5	ETAPAS DA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DA EQUAÇÃO DE L_{\downarrow}	37
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	40
4.1	COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS NO SÍTIO DE SANTA MARIA – RS.....	40
4.1.1	Radiação Global.....	40

4.1.2	Índice de Claridade.....	41
4.1.3	Temperatura do ar.....	42
4.1.4	Umidade Relativa.....	43
4.1.5	Precipitação.....	44
4.2	COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS NO SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS.....	45
4.2.1	Radiação Global.....	46
4.2.2	Índice de Claridade.....	46
4.2.3	Temperatura do ar.....	47
4.2.4	Umidade Relativa.....	48
4.2.5	Precipitação.....	48
4.3	CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE COM COEFICIENTES (A, B e C) ORIGINAIS DAS EQUAÇÕES.....	49
4.4	CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE COM OS COEFICIENTES (A, B e C) DA LITERATURA EMPREGANDO A PARAMETRIZAÇÃO DE COBERTURA DE NÚVENS ($g(K_t)$).....	50
4.5	AJUSTE DOS COEFICIENTES (A, B e C) DAS EQUAÇÕES DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE.....	52
4.6	PROPOSTA DE UMA NOVA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA – RS.....	55
4.7	VALIDAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE PROPOSTA PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA – RS.....	58
4.8	AVALIAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (EAI) PARA O SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS.....	62
4.9	CALIBRAÇÃO LOCAL DOS COEFICIENTES A, B e C DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (EAI) PARA O SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS.....	64
4.10	COMPARAÇÃO ENTRE EQUAÇÕES DE L_{\downarrow} DESENVOLVIDAS PARA REGIÕES DO BIOMA PAMPA.....	66
4.11	INFLUÊNCIA DA EQUAÇÃO EAI NO FECHAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NO MODELO SiB2.....	68

4.11.1	Dados Experimentais de entrada do modelo SiB2.....	68
4.11.2	O Simple Biosphere Model (SiB2).....	69
4.11.3	Resultados obtidos pelo modelo SiB2.....	70
5	CONCLUSÃO.....	72
6	PERSPECTIVAS FUTURAS.....	74
	REFERÊNCIAS.....	75

1 INTRODUÇÃO

O fluxo de radiação de onda longa ($L\downarrow$) proveniente da atmosfera é uma variável relevante para estudos meteorológicos e climáticos, sendo um importante componente do balanço radiativo. No entanto, sua estimativa com métodos analíticos é de difícil obtenção, pois exigem medidas detalhadas dos perfis atmosféricos de temperatura, umidade relativa do ar, pressão e propriedades radiativas dos constituintes atmosféricos (ALADOS et al., 1993; LHOMME et al., 2007). Boas estimativas de $L\downarrow$ são importantes na determinação correta do saldo de radiação, que, por sua vez, modula a magnitude dos termos no balanço de energia em superfície (CRAWFORD; DUCHON, 1999; GRÖBNER et al., 2009).

Em teoria, $L\downarrow$ é obtido a partir da Lei de Stefan-Boltzmann. Segundo esta lei, todos os corpos emitem energia na forma de radiação, dependente apenas da sua emissividade e da quarta potência de sua temperatura. No caso da atmosfera, a emissividade, em geral, é representada como uma função dependente da temperatura do ar e/ou do conteúdo de vapor d'água na atmosfera (umidade relativa do ar) (BRUNT, 1932; BRUTSAERT, 1975; IDSO; JACKSON, 1969; SATTERLUND, 1979; SWINBANK, 1963). A dificuldade em representar a emissividade da atmosfera está diretamente relacionada às diversas situações ambientais e climatológicas. Para superar esse problema, a emissividade atmosférica e a temperatura do ar (T_{ar}) são geralmente parametrizadas a partir dos valores ao nível da superfície (SOUZA, 2012). Desta forma, o uso de dados próximos à superfície é justificado, uma vez que grande parte da radiação de onda longa incidente tem origem nas camadas mais baixas da atmosfera (OHMURA, 1998).

Ao longo dos anos, inúmeras equações, normalmente empíricas, têm sido ajustadas para representar medidas de $L\downarrow$ em superfície. A primeira proposta para o cálculo de $L\downarrow$, utilizando uma abordagem empírica, foi conduzida por Ångström (1918) e Brunt (1932). Estes autores desenvolveram equações simples para o cálculo de $L\downarrow$ que dependem apenas da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar (T_{ar}). Diversos autores têm ajustado os coeficientes da equação de Brunt (1932) e sugerindo novas estimativas considerando diferentes condições de cobertura de céu (fração de nuvem, índice de claridade, etc.) para diferentes biomas do ecossistema (SWINBANK, 1963; IDSO; JACKSON, 1969; BRUTSAERT, 197; IDSO, 1981; DILLEY; O'BRIEN, 1998; GARRAT, 1992; NIEMALÄ, 2001).

Swinbank (1963) propôs um ajuste dos coeficientes da equação de Brunt (1932) para estimar radiação de ondas longas incidente para céu claro em função apenas da temperatura do ar (T_{ar}). Idso e Jackson (1969) por sua vez propuseram uma equação para cálculo da $L\downarrow$ sob condições de céu claro e nublado, sendo função apenas da temperatura do ar (T_{ar}). Em dias de céu nublado eles incluem um termo na equação que indica as condições em que há a presença de nuvens (*cf*).

Brutsaert (1975) sugere uma equação para dias de céu claro e nublado em condições atmosféricas próximas à atmosfera padrão em função da e_a e da T_{ar} , incluindo a *cf* quando o dia for nublado. Satterlund (1979) apresenta uma equação para estimar a $L\downarrow$, para condições de céu claro, com base em dados de temperatura do ar e da pressão de vapor. Esta equação foi proposta visando obter melhor ajuste para os dados medidos em condições extremas de temperatura e umidade relativa (UR). Idso (1981) propôs uma equação empírica para estimar a irradiância para céu claro que é função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}). Garrat (1992) e Nielmalã (2001) criaram um modelo de determinação da $L\downarrow$, que leva em conta apenas a pressão de vapor d'água (e_a) para dias de céu claro.

Em seu modelo Prata (1996) leva em consideração a temperatura do ar (T_{ar}) e pressão de vapor d'água para dias de céu claro, utilizando dados de sondagem na Austrália. Posteriormente, o autor realizou testes usando dados observados, tanto em regiões polares, o que possibilitou testar o modelo sob condições de temperaturas abaixo de zero e baixa pressão de vapor d'água, bem como em regiões de deserto, o que possibilitou avaliar seu modelo considerando altas temperaturas e elevada concentração de aerossóis.

Konzelmann et al., (1994) e Dilley e O'Brien (1998), propuseram uma equação empírica para estimar $L\downarrow$ em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}) para dias de céu claro e com nuvens.

A região Sul do Brasil é caracterizada pelo bioma Pampa, pradaria utilizada para pastagem de gado. Este bioma têm um papel importantíssimo, pois apresenta flora e fauna próprias e grande biodiversidade, ainda não completamente bem descrita (BINKOWSKI, 2009). O estudo do $L\downarrow$ no bioma Pampa é de fundamental importância para o conhecimento e entendimento deste conjunto de ecossistemas. No entanto, praticamente não existem medidas regulares de radiação de onda longa atmosférica (RIGHI et al., 2015). Estudos acerca de $L\downarrow$ em vegetação de pastagem ainda são poucos, dos quais podemos citar dois trabalhos atuais, Pashiardis et al., (2017) e Carmona et al., (2013). Pashiardis et al., (2017) utilizaram três anos de dados experimentais de $L\downarrow$, e_a e T_{ar} obtidos em dois locais distintos de Athalassa (Cyprus),

onde testaram nove modelos de $L\downarrow$ comparando-os com os dados obtidos experimentalmente. Os resultados desta comparação mostraram que o modelo de Idso (1981) pode ser usado para estimar o $L\downarrow$ em condições de céu claro naquela região. Carmona et al., (2013) analisaram e testaram seis modelos conhecidos na literatura para estimar $L\downarrow$ no período diurno, em condições de céu claro e com nuvens, a partir de dados meteorológicos obtidos em Tandil (Argentina), região caracterizada por pradarias. Além disso, sugeriram dois modelos de regressão linear múltipla para estimar $L\downarrow$ na superfície, para todas as condições de cobertura de céu. Estas novas equações mostraram melhor desempenho do que os outros modelos testados.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é combinar diferentes equações de $L\downarrow$ com diferentes parametrizações de cobertura de céu, calibrando seus coeficientes a regiões do Pampa no Sul do Brasil. Além disso, é proposta uma nova equação para $L\downarrow$ que não necessita parametrização de cobertura de nuvens. A nova equação de $L\downarrow$ é comparada com outros modelos desenvolvidos para regiões semelhantes ao do estudo e é testada em relação à estimativa do saldo de radiação através do modelo de superfície SiB2.

Este trabalho é apresentado em cinco capítulos. No segundo capítulo é realizada uma breve revisão dos principais tópicos da pesquisa; o terceiro capítulo descreve os dados e a metodologia utilizada; o quarto capítulo apresenta os resultados bem como a discussão dos principais tópicos; já no quinto capítulo são apresentadas as conclusões.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo apresenta uma revisão dos principais tópicos que motivaram a pesquisa, através dos quais, permitiram compreender melhor os parâmetros utilizados, suas características bem como as relações com as propriedades físicas analisadas neste trabalho.

2.1 BIOMA PAMPA

Na América do Sul o bioma Pampa pode ser chamado também de campos sulinos, estende-se por uma área de aproximadamente 750 mil km² compreendidos entre Brasil, Uruguai e Argentina. No Brasil, o bioma Pampa abrange uma área de aproximadamente 176.496 km² no extremo sul do Brasil (IBGE, 2011), correspondendo a 63% do território do estado do Rio Grande do Sul e a 2,07% do território brasileiro conforme ilustrado na Figura 2.1 (BOLDRINI, 2010). As paisagens naturais do Pampa se caracterizam pelo predomínio dos campos nativos, mas há também a presença de matas ciliares, matas de encosta, matas de pau-ferro, formações arbustivas, butiazais, banhados, afloramentos rochosos entre outros (BORBA, 2007).

O clima no bioma Pampa é caracterizado como subtropical úmido, Cfa, com altas temperaturas no verão, chegando a 35°C, e o inverno marcado com geadas e neve em algumas regiões, podendo ocorrer temperaturas negativas, de acordo com a classificação de Köppen (PEEL et al., 2007).

Figura 2.1: Representação do Bioma Pampa, delimitando sua área na América do Sul, no Brasil e no Estado do Rio Grande do Sul.



Fonte: Adaptado do Google.

Sendo o menos complexo dos biomas brasileiros, o Bioma Pampa compreende um conjunto ambiental de diferentes litologias e solos recobertos por fitofisionomias campestres. É caracterizado por clima chuvoso, sem período seco sistemático, mas marcado pela frequência de frentes polares e temperaturas negativas no período de inverno, que produzem uma estacionalidade fisiológica vegetal típica de clima frio seco, evidenciando intenso processo de evapotranspiração, principalmente no Planalto da Campanha (SOLÓRZANO et al., 2009). Tem como característica marcante a tipologia vegetal herbáceo/arbustiva, composta por hemicriptófitas, geófitas e nanofanerófitas, que recobre superfícies com formas de relevo aplainadas ou suave onduladas. As formações florestais, pouco expressivas neste bioma, restringem-se à vertente leste do Planalto Sul-Rio-Grandense e às margens dos principais rios e afluentes da Depressão Central (GRAGSON, 2005).

2.2 BALANÇO DE RADIAÇÃO

O processo de transferência de energia por radiação acontece por meio de ondas eletromagnéticas. Todo corpo emite radiação eletromagnética para o meio devido à sua temperatura. A energia irradiada por um corpo negro, por unidade de tempo e área (F), é proporcional a quarta potência de sua temperatura (EISBERG; RESNICK, 1979). Relação esta denominada lei de Stefan-Boltzman e escrita como:

$$F = \epsilon\sigma T^4 \quad (2.1)$$

onde, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T é a temperatura do corpo e ϵ a emissividade de cada corpo.

Radiação solar é um termo genérico para toda a energia que provem do sol e atinge o planeta Terra. Essa energia é a principal controladora do clima, formando ventos, chuvas, aquecendo superfícies, causando diversos fenômenos meteorológicos. Sabe-se que a radiação solar é grande responsável pelo desenvolvimento das plantas, em processos como fotossíntese, transpiração, formação e crescimento de tecidos, floração, entre outros (MCCREE, 1972; GATES, 1976; CARMENÑO, 1990).

Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida e volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera

(VIANELLO, 2000). A radiação eletromagnética oriunda do Sol é denominada de onda curta (K), e a radiação eletromagnética da superfície da atmosfera é chamada de onda longa (L). O balanço de radiação que ocorre na superfície está relacionado aos saldos de ondas curtas e ondas longas, incidentes e emitidas pela superfície, e é descrito pela relação:

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (2.2)$$

em que R_n é o saldo de radiação, $K \downarrow$ a radiação de onda curta incidente, $K \uparrow$ a radiação de onda curta refletida, $L \downarrow$ a radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera e $L \uparrow$ a radiação de onda longa emitida pela superfície, expressas em $W m^{-2}$ (OKE; CLEUGH, 1987).

Bisht et al., (2005), define o saldo de radiação (R_n) como uma componente importante no balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola. Leitão (1989) também afirma que o R_n desempenha papel importante nas estimativas de perdas d'água em superfícies vegetadas, considerando o saldo de radiação muito importante no planejamento das atividades agrícolas.

2.3 A EMISSIVIDADE DE UM CORPO

A emissividade depende dos constituintes atmosféricos envolvidos no processo de emissão. Segundo Sloam (1956) e Niemelä (2001), o constituinte atmosférico que mais contribui para a variação da emissividade, tanto no aspecto quantitativo, quanto no aspecto da variabilidade, é o vapor d'água. Sloam (1956) mostrou que mudanças na emissividade do vapor d'água podem ser descritas através da temperatura e da umidade absoluta. Brutsaert (1975) foi capaz de mostrar que a emissividade, para o caso de céu sem nuvens poderia ser descrita em termos da temperatura absoluta e da pressão de vapor d'água presente no ar. Sendo assim, a emissividade atmosférica pode ser apresentada como uma função cuja variação depende do conteúdo de vapor d'água na atmosfera (umidade relativa [hPa]) e da temperatura do ar [K], porém a maioria das equações de $L \downarrow$ não considera a umidade relativa (HEITOR et al., 1991).

2.4 ÍNDICE DE CLARIDADE (K_t)

A radiação solar ao entrar na atmosfera é atenuada. Sua intensidade é modificada por três processos físicos: reflexão, absorção por gases atmosféricos; e espalhamento, causado por moléculas de gases, vapor d'água, poeira, e outras partículas de aerossóis. Ao atingir a superfície terrestre recebe o nome de radiação solar global (R_g) (IQBAL, 1983).

A radiação solar global é composta por duas componentes: radiação solar direta (D), que é a parcela transmitida diretamente e radiação solar difusa (d), proveniente do espalhamento da radiação por gases e partículas suspensas na atmosfera e das multi-reflexões ocorridas na atmosfera (SOUZA, 2012).

O índice de claridade (K_t) é necessário para cálculos de estimativa dos componentes de radiação solar pode também ser utilizado como variável independente em modelos de estimativa de $L\downarrow$. Contudo um problema no estudo da radiação solar é o fato de que sua magnitude pode variar dependendo da latitude local, da época do ano e da hora do dia. Há dificuldades na comparação de seus valores brutos, principalmente em localidades com condições ambientais muito diferentes (SANTOS, 2003).

Conforme Rensheng et al. (2004) define-se o índice de claridade (K_t) como a razão entre a radiação solar global (R_g) e a radiação que chega no topo da atmosfera (R_0), dado pela equação:

$$K_t = \frac{R_g}{R_0} \quad (2.3)$$

a Eq.(2.3) depende da hora do dia, do dia do ano e da localidade (latitude). O índice de claridade é adimensional, variando de 0 a 1 (com 1 correspondendo a 100%), expressando o quanto da radiação incidente no topo da atmosfera efetivamente atinge a superfície terrestre.

A radiação que chega ao topo da atmosfera (R_0) pode ser obtida através da equação descrita por Iqbal (1983) que é calculada em função da constante solar (S_0), o raio do vetor da órbita terrestre (E_0), da latitude local (φ), da declinação solar (δ), e do ângulo zenital (Z):

$$R_0 = S_0 E_0 \cos Z \quad (2.4)$$

com

$$E_0 = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi d_n}{365} \right) \quad (2.5)$$

em que d_n é o dia do ano correspondente ao calendário Juliano. O ângulo zenital solar (Z) consiste no ângulo entre o vetor que liga os centros da Terra e do Sol e o zênite local, utilizou-se a seguinte expressão para o cálculo do mesmo:

$$\cos(Z) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(H) \quad (2.6)$$

em que, δ é a declinação solar que é considerada a latitude (celeste) onde se encontra o Sol, podendo variar de 0° a $\pm 23^\circ$ ao longo do ano, e pode ser calculada da seguinte maneira:

$$\delta = 23,45 \operatorname{sen} \left[\frac{360(284 + d_n)}{365} \right] \quad (2.7)$$

O ângulo horário (H), que é uma medida indicativa da posição do astro no sistema equatorial horário de coordenadas, assume valores entre -90° e $+90^\circ$. O valor $H = 0^\circ$ é atribuído ao meio-dia solar, enquanto valores negativos referem-se ao período anterior ao meio-dia solar e os positivos ao período posterior (PLANA-FATTORI; CEBALLOS, 1996). H é dado pela equação

$$H = (\text{Hora} - 12) 15 \quad (2.8)$$

A relação para a radiação solar pode ser realizada na partição horária e na partição diária. Na partição horária a radiação solar global horária é dividida pela radiação solar no topo da atmosfera horária. Na partição diária o valor da radiação solar global diária é dividida pela radiação solar no topo da atmosfera diária (ESCOBEDO et al., 2009). A distribuição da radiação solar, o índice de claridade e o conhecimento do tipo de cobertura do céu são de suma importância para a região de estudo, pois influencia diretamente em diversos processos termodinâmicos e no desenvolvimento de diversas culturas.

Há diversos estudos para determinar com maior precisão os índices de claridade em diversas regiões do Brasil, (DALLACORT, 2004), podendo ser estimado por métodos estatísticos e por técnicas de rede neural artificial. Baseado no índice de claridade, IQBAL (1983) determinou uma metodologia para obtenção do tipo de cobertura do céu classificando-o em função do índice de claridade (K_t) como: céu nublado (CN) quando (K_t de 0 a 0,3), céu parcialmente nublado (CPN) (K_t de 0,3 a 0,65), e céu claro (CC) (K_t de 0,65 a 1).

A pressão de vapor d'água (e_a , hPa) foi obtida como sugere Allen et al., (1998):

$$e_a = e_s \left(\frac{UR}{100} \right) = \left(6,1078 e^{\left[\frac{17,27 T_{ar}}{T_{ar} + 237,3} \right]} \right) \left(\frac{UR}{100} \right) \quad (2.9)$$

em que, e_s é a pressão de vapor de saturação (hPa). A temperatura do ar T_{ar} e a umidade relativa UR são expressos em graus Celsius e porcentagem, respectivamente.

2.5 DIFERENTES EQUAÇÕES CLÁSSICAS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE

Nesta sessão serão descritos os doze modelos de equações de radiação de onda longa incidente utilizados neste trabalho bem como as unidades de cada um dos seus coeficientes (A, B, C).

2.5.1 Estimativa de L_{\downarrow} por Ångström (1918) – (EAN)

O primeiro modelo empírico proposto na literatura foi o modelo de Ångström (1918), o qual levava em consideração a pressão de vapor d'água (e_a) no calculo da radiação de onda longa incidente, os coeficientes (A, B, C) de todas as equações de L_{\downarrow} apresentadas neste trabalho possuem unidades diferentes a fim de tornar a emissividade adimensional (CARMONA et al., 2013):

$$L_{\downarrow} = (A - B \times 10^{-C e_a}) \cdot \sigma T_{ar}^4 \quad (2.10)$$

em que, $A=0,83$, $B=0,18$, $C=0,067$ (hPa^{-1}) e σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). A justificativa para a equação de Ångström baseia-se na suposição de que o espectro de absorção do vapor d'água pode ser dividido em duas regiões, uma transparente e outra quase opaca. Ångström assumiu uma dependência exponencial do vapor d'água na região opaca.

2.5.2 Estimativa de L_{\downarrow} por Brunt (1932) – (EBR)

O modelo proposto por Brunt (1932) difere pouco da formulação de Ångström, sendo que os coeficientes de ambos são ajustados para concordar com as observações. O modelo de

Brunt relaciona a radiação de ondas longas incidentes da atmosfera com a temperatura do ar T_{ar} (K) e a pressão de vapor e_a (hPa), é definido pela seguinte equação:

$$L\downarrow = (A + B \cdot e_a^{1/2}) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.11)$$

onde originalmente $A=0,52$ e $B=0,065$ [$\text{hPa}^{-0,5}$].

2.5.3 Estimativa de $L\downarrow$ por Garrat (1992) – (EGR)

Ao estudar modelos de estimativa da temperatura da superfície em várias regiões dos Estados Unidos, Garrat (1992) propôs um modelo para estimar radiação de onda longa incidente para céu claro em função da pressão de vapor d'água e_a em (hPa) e da temperatura do ar próximo à superfície, T_{ar} em (K):

$$L\downarrow = (A + B * \exp(-e_a * C)) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.12)$$

em que, originalmente $A=0,79$ (K^{-2}), $B=0,17$ e $C=0,96$ (hPa^{-1}).

2.5.4 Estimativa de $L\downarrow$ por Niemala (2001) – (EMN)

Niemala (2001) propôs uma equação para estimar a radiação de onda longa incidente que leva em consideração apenas a pressão de vapor d'água e_a para dias de céu claro:

$$L\downarrow = (A + (B(e_a - 2))) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.13)$$

em que, originalmente $A=0,72$ $B=0,009$ (hPa^{-1}).

2.5.5 Estimativa de $L\downarrow$ por Swinbank (1963) – (ESW)

Swinbank em 1963 utilizando dados da Austrália, Oceano Índico, Inglaterra e França, apresentou um modelo com alta exatidão para estimativa da radiação de onda longa para dias de céu claro, baseado apenas na temperatura do ar T_{ar} (K) (SWINBANK, 1963):

$$L\downarrow = (A T_{ar}^2) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.14)$$

em que, originalmente $A=9,2 \times 10^6$ (K^{-2}).

2.5.6 Estimativa de L_{\downarrow} por Idso e Jackson (1969) - (EIJ)

Idso e Jackson (1969) desenvolveram uma equação, que leva em consideração a relação entre água precipitável, pressão de vapor de saturação e temperatura do ar.

$$L_{\downarrow} = (1 - A * \exp(-B * (273 - T_{ar})^2)) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.15)$$

em que, originalmente $A=0,261$, $B=7,77 \times 10^{-4} \text{ (K}^{-2}\text{)}$.

2.5.7 Estimativa de L_{\downarrow} por Brutsaert (1975) – (EBT)

Brutsaert (1975) desenvolveu uma equação para calcular a L_{\downarrow} em dias de céu claro e condições atmosféricas próximas à atmosfera padrão, a partir da integração da equação de Schwarzschild sobre todas as direções e todos os comprimentos de onda e que está em função da pressão de vapor d'água (hPa) e da temperatura do ar (K):

$$L_{\downarrow} = A * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{1/7} \sigma T_{ar}^4 \quad (2.16)$$

em que, originalmente $A=1,24 \left(\frac{\text{K}}{\text{hPa}}\right)^{1/7}$.

2.5.8 Estimativa de L_{\downarrow} por Satterlund (1979) – (EST)

Satterlund (1979) propôs uma equação para estimar a radiação de onda longa incidente sobre condições de céu claro. Este modelo foi proposto visando obter uma melhor estimativa para L_{\downarrow} em condições extremas de temperatura e umidade. Este modelo exibiu acurácia comparável a valores intermediários de temperatura e umidade e é escrita como:

$$L_{\downarrow} = A * [B - \exp(-e_a^{T_{ar}/2016})] \sigma T_{ar}^4 \quad (2.17)$$

em que, originalmente $A=1,08$ $B=1,0 \text{ (hPa}^{-1}\text{)}$.

2.5.9 Estimativa de L_{\downarrow} por Idso (1981) - (EID)

Idso em 1981 destacou a necessidade de se considerar moléculas de água na atmosfera e propôs um modelo baseado em dados coletados em Phoenix, Arizona, que leva em consideração vapor d'água na estimativa da L_{\downarrow} , além de ser aplicável para qualquer região

que se encontre numa faixa de temperatura entre -10 e $+45^{\circ}\text{C}$ (IDSO, 1981). O autor concluiu que a inserção do vapor d'água na estimativa fornece resultados satisfatórios para modelar a estimativa da radiação de onda longa incidente com dados de superfície. O modelo de Idso (1981) é descrito como:

$$L \downarrow = (A + B (e_a * \exp(1500/T_{ar}))) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.18)$$

em que, originalmente $A=0,7$ $B=5,95 \times 10^{-4}$ (hPa^{-1}).

2.5.10 Estimativa de $L \downarrow$ por Prata (1996) - (EPR)

Prata (1996) propôs um modelo que leva em consideração a temperatura do ar e pressão de vapor d'água para dias de céu claro, utilizando dados da Austrália e de outras localidades próximas. Posteriormente, o autor realizou testes usando dados observados, tanto em regiões polares, o que possibilitou testar o modelo para de temperaturas abaixo de zero e baixa pressão de vapor d'água, bem como em regiões de deserto, o que possibilitou avaliar o modelo considerando altas temperaturas e grandes concentrações de aerossóis. Prata concluiu que para estimar a radiação de onda longa incidente é necessário apenas um simples modelo exponencial e que a equação pode ser aplicada em atmosferas de latitudes polar, temperadas e tropical. Este modelo é descrito por:

$$L \downarrow = \{1 - (1 + w) \exp[-(A + B * w)^{0,5}]\} \sigma T_{ar}^4 \quad (2.19)$$

$$w = 46,5 * e_a / T_{ar}$$

Onde, w é o conteúdo de água precipitável na atmosfera em kg m^{-2} , $A=1,2$ e $B=3,0$ ($\text{m}^2 \text{Kg}^{-1}$) são os coeficientes originais.

2.5.11 Estimativa de $L \downarrow$ por Dilley e O'Brien (1998) - (EDO)

Dilley e O'Brien (1998) desenvolveram um sistema para calcular a radiação de ondas longas incidente em condições de céu claro, que depende da temperatura do ar T_{ar} e do conteúdo de água precipitável da atmosfera (w). Eles ajustaram a sua parametrização empiricamente utilizando um modelo de transferência radiativa e obtiveram bons resultados usando este modelo.

$$L \downarrow = \left\{ (A + B * (T_{ar}/273,16)^2 + C * ((w/2,5)^{\frac{1}{2}}) \right\} \sigma T_{ar}^4 \quad (2.20)$$

$$w = 46,5 * e_a / T_{ar}$$

em que, originalmente $A=59,38$, $B=113,7$ e $C=96,96$ ($m^2 \text{ Kg}^{-1}$).

2.5.12 Estimativa de $L \downarrow$ por Konzelmann et al., (1994) - (EKZ)

Konzelmann et al., (1994) propuseram uma equação empírica para estimar a irradiância dada em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}). A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas para céu claro é escrita como:

$$L = \left(A + B \left(\frac{e_a}{T_{ar}} \right)^{\frac{1}{c}} \right) \sigma T_{ar}^4 \quad (2.21)$$

em que, originalmente: $A = 0,23$; $B = 0,48$ (K hPa^{-1}) e $C = 8,00$.

Neste trabalho foram utilizados doze modelos de $L \downarrow$ descritos na literatura associados a oito equações de cobertura de nuvens. A fim de estimar a radiação de onda longa para a região do Pampa no Sul do Brasil. Para isto utilizam-se dados de temperatura do ar, umidade relativa, precipitação, radiação global e radiação de onda longa incidente obtidos experimentalmente nos sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS. A descrição dos sítios e dos equipamentos serão feitas na próxima sessão.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta sessão será feita uma descrição dos sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS, dos equipamentos instalados nas mesmas bem como dos modelos de radiação de onda longa incidente e as diferentes equações utilizadas para classificar a cobertura de nuvens.

3.1 LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS

3.1.1 Sítio de Santa Maria

O sítio micrometeorológico de Santa Maria-RS localiza-se numa área de campo nativo do bioma Pampa, pertencente à Universidade Federal de Santa Maria – UFSM (Latitude: $-29^{\circ} 43' 26,76''$; Longitude: $-53^{\circ} 45' 34,92''$; Altitude: 88 m).

Figura 3.1: Torre micrometeorológica da cidade de Santa Maria.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados experimentais foram medidos através de sensores instalados em uma torre de fluxo, funcionando por um sistema de energia renovável, proveniente de dois painéis solares e duas baterias. Foram efetuadas medidas contínuas das variáveis meteorológicas com as seguintes amostragens temporais: 1 minuto para dados de baixa frequência, e de 10 Hz (10 medidas por segundo) para dados de alta frequência.

As variáveis utilizadas neste estudo estão descritas na Tabela 3.1. Foram utilizados 24 meses de dados, entre os anos de 2014 a 2015, obtidos do sítio experimental de Santa Maria.

Tabela 3.1- Instrumentação do Sítio Experimental de Santa Maria – RS no período de estudo.

Instrumento	Variável medida	Modelo/Marca	Altura (m)
Componentes da radiação	Saldo de radiação	CNR4/ Kipp&Zonen	3
	Radiação de onda longa (L↓ e L↑)		
	Radiação de onda curta (K↓ e K↑)		
	Radiação Global		
Pluviômetro	Precipitação	TR525USW/Texas electronics, Inc.	6
Termohigrômetro	Temperatura e umidade relativa do ar	HMP155/Vaisala	3

Foram utilizados dados de precipitação da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizada no município de Santa Maria próxima da área de estudo, aproximadamente 4 km de distância medidos em linha reta. Este procedimento foi utilizado devido à falta de medidas de precipitação que podem ter ocorrido em função de falha do sensor em função de entupimento do mesmo devido à sujeira ou pássaros que fazem seus ninhos no mesmo e também por falta de energia das baterias.

3.1.2 Sítio de Pedras Altas

O Sítio de Pedras Altas (PA) situa-se em uma propriedade particular no município de Pedras Altas-RS, latitude: - 31° 43' 33'' e Longitude: 53° 32' 2'', 395 m de altitude, Figura 3.2.

Figura 3.2: Torre micrometeorológica da cidade de Pedras Altas – RS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados experimentais do sítio de Pedras Altas também foram obtidos por meio de sensores instalados na torre micrometeorológica instalada no município de Pedras Altas – RS. Foram efetuadas medidas contínuas das variáveis meteorológicas com as seguintes amostragens temporais: 1 minuto para dados de baixa frequência, e de 10 Hz (10 medidas por segundo) para dados de alta frequência. As variáveis utilizadas neste estudo estão descritas na Tabela 3.2. Foram utilizados 116 dias de dados, do ano de 2016 obtidos do sítio experimental de Pedras Altas.

Tabela 3.2- Instrumentação do Sítio de Pedras Altas – RS no período de estudo.

Instrumento	Variável medida	Modelo/Marca	Altura (m)
Componentes da radiação	Saldo de Radiação	CNR2/Campbell Scientific	3
	Radiação global	LI200S/LICOR	3
	Radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$)	CG1/KIPPE&ZONE	3
Termohigrômetro	Temperatura e umidade relativa do ar	CS215-L/Campbell Scientific	3
Pluviômetro	Precipitação	TE525MM/ Campbell Scientific	3

Foram utilizados dados de precipitação da estação automática do INMET, que se localiza na cidade de Bagé, a 67 km de distância ($-31^{\circ} 20'24''$, $54^{\circ}0'36''$, 226 m de altitude). Este procedimento foi utilizado devido à falta de dados em alguns períodos que estão relacionados a falhas dos equipamentos ou questões ambientais como, por exemplo, falta de energia nas baterias, pássaros fazendo ninhos nos sensores entre outros.

3.2 MODELOS PARA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE ($L\downarrow$)

A radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$) pode ser medida direta ou indiretamente. Na medida direta, faz-se uso de pirgeômetro ou saldo-radiômetro, que são equipamentos sensíveis às radiações de ondas longas. Saldo-radiômetros são equipamentos que possuem sensores tanto para ondas longas como para ondas curtas e já fornecem valores calculados dos saldos de radiação enquanto que o pirgeômetro capta e armazena apenas a radiação de onda longa (BLONQUIST JR, 2009).

A radiação de onda longa incidente também pode ser estimada por modelos empíricos, que de acordo com Brunt (1932), são formulações que se ajustam aos dados, sem que tenha havido uma justificativa teórica precisa para sua utilização. Desde o trabalho de Ångström

(1918), surgiram muitas destas parametrizações de L_{\downarrow} , principalmente envolvendo a temperatura do ar e a umidade relativa. Estas parametrizações são desenvolvidas visando a sua aplicação em estimativas simples e rápidas. A seguir explicitam-se os modelos empíricos utilizados neste trabalho.

A radiação de onda longa emitida da atmosfera para a superfície pode ser estimada através da equação de Stefan-Boltzman:

$$L_{\downarrow} = \epsilon \sigma T_{\text{ar}}^4 \quad (3.1)$$

sendo, ϵ é a emissividade da atmosfera e σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_{ar} a temperatura do ar (K). A emissividade pode ser descrita de forma genérica como função temperatura do ar e_a da pressão do vapor d'água, corrigida pela presença de nuvens na atmosfera, segundo a metodologia de Crawford e Duchon's (1999):

$$\epsilon(T_{\text{ar}}, e_a, K_t) = f(T_{\text{ar}}, e_a, K_t) (1 + \mu g(K_t)^\lambda) \quad (3.2)$$

em que, $f(T_{\text{ar}}, e_a, K_t)$ é uma função ajustada que depende da temperatura do ar e da pressão de vapor d'água, e dos coeficientes de ajuste. A função $g(K_t)$ depende do índice de claridade (K_t) e dos coeficientes μ e λ , fatores ajustáveis para representar o efeito das nuvens ou aerossóis (JACOBS (1978); MAYKUT; CHURCH (1973); SUGITA; BRUTSAERT (1993); KONZELMANN et al., (1994); CRAWFORD; DUCHON (1999)). O termo $(\mu g(K_t)^\lambda)$ garante o aumento da emissividade quando há a presença de nuvens.

Na literatura existem inúmeras equações para descrever a emissividade $f(T_{\text{ar}}, e_a, K_t)$, (MARTHEWS, 2011). Neste estudo doze modelos de L_{\downarrow} e seus coeficientes originais serão avaliados. Estes modelos foram descritos na seção 2.5 e resumidos na tabela 3.1. As equações de Angstrom (1918), Brunt (1932), Garrat (1992) e Niemalä (2001) utilizam apenas pressão de vapor d'água (e_a) em sua formulação (primeiras cinco equações). Os métodos de Swinbank (1963), e Idso e Jackson (1969) dependem apenas da temperatura do ar (T_{ar}). Já Brutsaert (1975), Satterlund (1979), Idso (1981), Prata (1996) e Dilley e O'Brien (1998) utilizam as duas variáveis meteorológicas para cálculo da emissividade.

Tabela 3.3. Equações avaliadas para estimativa da $\xi(T_{ar}, e_a, K_t)$.

Referência	Sigla	$f(T, e_a)$	Coeficientes		
			A	B	C
Angstron (1918)	EAN	$(A - B \times 10^{-C.e_a})$	0,83	0,18	0,067
Brunt (1932)	EBR	$(A + B e_a)^{\frac{1}{2}}$	0,52	0,205	---
Garrat (1992)	EGR	$(A + B * \exp(-e_a C))$	0,79	0,17	0,96
Niemalä 2001	ENM	$(A + (B(e_a - 2)))$	0,72	0,009	---
Swinbank (1963)	ESW	$A * T_{ar}^2$	$9,2 \times 10^{-6}$	---	---
Idso e Jackson (1969)	EIJ	$(1 - A * \exp(-B(T_{ar} - 273,13)^2))$	0,261	0,00077	-----
Brutsaert (1975)	EBT	$(A(e_a/T_{ar})^{\frac{1}{7}})$	1,723	---	---
Satterlund (1979)	EST	$A [1 - \exp(-(B * e_a)^{T_{ar}/2016})]$	1,08	10,00	---
Idso (1981)	EID	$(A + B (e_a * \exp(1500/T_{ar})))$	0,70	$5,95 \times 10^{-4}$	---
Prata (1996)	EPR	$\{1 - (1 + w) \exp[-(A + B * w)^{0,5}]\}$ $w = 46,5 * e_a/T_{ar}$	1,20	3,00	---
Dilley e O'Brien (1998)	EDO	$(A + B * (T_{ar}/273,16)^2 + C$ $* ((W/2,5)^{\frac{1}{2}})$ $w = 46,5 * e_a/T_{ar}$	59,38	113,70	96,96
Konzelmann (1994)	EKZ	$A + B (\frac{e_a}{T_{ar}})^{\frac{1}{C}} \sigma T_{ar}^4$	0,23	0,48	8,00

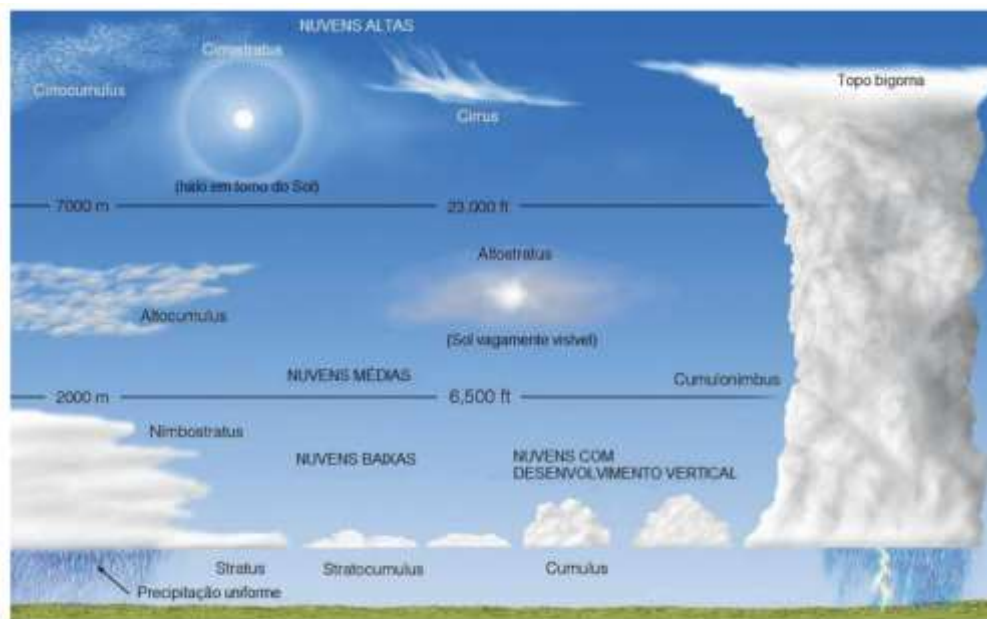
3.3 PARAMETRIZAÇÕES DE COBERTURA DE NUVENS

As nuvens são compostas de agregados visíveis de gotículas de água e cristais de gelo em suspensão dispersas pela atmosfera com diferentes características (forma, textura, altura etc). O mecanismo básico que leva à formação das nuvens é a supersaturação do ar em relação a pressão de saturação, ocasionada normalmente, pela ascensão de parcelas de ar quente e úmido. As parcelas resfriam ocasionando a condensação do vapor d'água presente nelas. (AHRENS, 2009; WALLACE; HOBBS, 2006).

A intensidade da emissão das nuvens varia diretamente com a sua temperatura e também depende de vários outros fatores, tais como a sua espessura, composição e distribuição de tamanhos das partículas. Mudanças na nebulosidade e nos tipos de nuvem irão desempenhar um papel importante na variabilidade do clima do planeta.

A classificação de nuvens é estabelecida pelo Atlas Internacional de Nuvens, da Organização Meteorológica Mundial. Nele são definidos dez gêneros de nuvens, associados às características observadas com maior frequência em superfície, que podem ser divididos em diferentes espécies de acordo com a altura de sua base (VAREJÃO; SILVA, 2006). A Figura 3.3 mostra a representação dos tipos básicos de nuvens, a altura de suas bases e seus desenvolvimentos verticais.

Figura 3.3 Esquema de representação dos tipos básicos de nuvens, a altura de suas bases e seus desenvolvimentos verticais.



Fonte: Adaptado de Ahrens (2009).

Funções relacionadas à parametrização de cobertura de nuvens têm sido utilizadas na literatura junto ao cálculo de L_{\downarrow} . Neste trabalho, oito parametrizações de cobertura de nuvens foram utilizadas para a estimativa de L_{\downarrow} , sendo apresentadas na (Tabela 3.4), as quais utilizam o índice de claridade para determinar quantidade de nuvens presentes em um determinado período.

Tabela 3.4 Funções para estimativa da fração de cobertura do céu ($g(K_t)$), todas as estimativas foram limitadas a estar entre 0 e 1).

MÉTODO	SIGLA	$g(K_t)$
Regressão Quadrática de Black (1956)	CQB	$0,34 - ((0,34)^2 + 4 * 0,458 * (0,83 - K_t))^{0,5}$
Kasten e Czplak (1980)	CKC	$(3/4(1 - K_t))^{1/3,4}$
Campbell (1985)	CCB	$2,33 - 3,33K_t$
Konzelmann et al., (1994)	CKZ	$(1/(1/0,78 * \exp(-0,00085 * (\text{altitude})))) * (1 - K_t)^{0,5}$
Wheishampel e Urban (1996)	CWU	$1 + 252,7 + (R_g * 60 * 60 * 24 / (4,19 * 10.000)) / 0,695 (R_o * 60 * 60 * 24) / (4,19 * 10.000)$
Jegade et al., (2006)	CJG	$1,1 - K_t$ $0 \leq K_t < 0,9$ $2 * (1 - K_t)$ $0,9 \leq K_t \leq 1,9$
Stöckli (2007)	CLM	$(1 - K_t)$
Kasten e Czplak (1980)	CFG	$(1 - K_t / \max(K_t) / 0,75)^{1/3,4}$

3.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA

Com o aumento crescente do número de modelos meteorológicos e ambientais, há uma grande necessidade de técnicas eficazes para avaliação dos mesmos, visto que esta análise é uma etapa fundamental no processo de modelagem.

Os métodos empíricos são os mais empregados nas estimativas de L_{\downarrow} , utilizando dados meteorológicos disponíveis. Entretanto, estes métodos foram desenvolvidos em condições climáticas específicas, existindo, portanto, uma necessidade de testá-los sobre diferentes regiões.

As estimativas de L_{\downarrow} foram comparadas com dados observados no sítio experimental de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS. Logo após foi realizada uma análise estatística dos casos simulados. Foram utilizados o erro quadrático médio (RMSE), Pbias e R^2 (Coeficiente de determinação). Os índices estatísticos são definidos através das seguintes equações:

$$RMSE = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (L_{\downarrow} - L_{\text{exp} \downarrow})^2 \right)^{1/2} \quad (3.3)$$

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^N (L_{\text{exp} \downarrow} - \overline{L_{\text{exp} \downarrow}}) L_{\downarrow i})^2}{\sum_{i=1}^N (L_{\text{exp} \downarrow} - \overline{L_{\text{exp} \downarrow}})^2 \sum_{i=1}^N (L_{\downarrow i} - \overline{L_{\downarrow}})^2} \quad (3.4)$$

$$P_{\text{bias}} = \frac{\sum \frac{L_{\downarrow} - L_{\text{exp}\downarrow}}{N}}{\left(\frac{1}{N}\right) \sum L_{\text{exp}\downarrow}} \times 100 \quad (3.5)$$

onde, L_{\downarrow} é a radiação de onda longa atmosférica simulada, $L_{\text{exp}\downarrow}$ é a radiação de onda longa atmosférica experimental, L_{\downarrow} é a média dos valores simulados e $L_{\text{exp}\downarrow}$ é a média dos valores experimentais.

A raiz quadrada do desvio quadrático médio RMSE (Root Mean Square Error) fornece informação do desempenho do modelo quanto a seu espalhamento em torno do modelo. Quanto menor seu valor, menor a dispersão dos dados em torno do modelo. O RMSE é um indicador que estima bem o erro sistemático de um modelo.

O coeficiente de determinação (R^2) mostra o percentual da variância de uma das variáveis que pode ser explicado a partir do valor da outra, ou seja, o R^2 indica quanto da variância da variável estimada é explicada pela variância das variáveis medidas. Seu valor está no intervalo de 0 a 1: Quanto maior, mais explicativo é o modelo. O P_{bias} representa o percentual do erro sistemático ou tendenciosidade, ou seja, o P_{bias} é a diferença entre o valor esperado da predição do nosso modelo (média das predições) e o valor real que queremos prever em porcentagem.

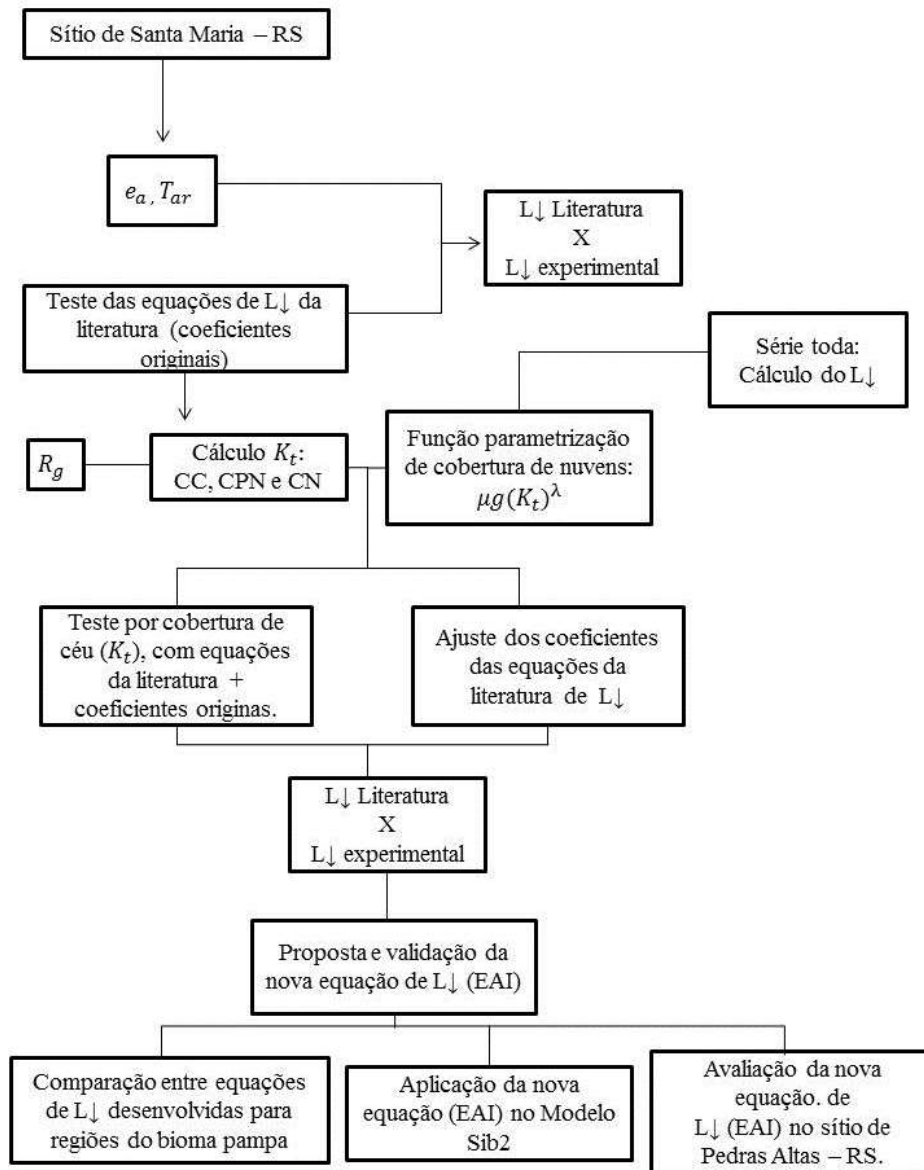
3.5 ETAPAS DA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DA EQUAÇÃO DE L_{\downarrow}

Este estudo está organizado da seguinte maneira:

- Comparação dos dados de L_{\downarrow} obtidos experimentalmente, com doze equações de L_{\downarrow} bem conhecidas na literatura, utilizando seus coeficientes originais (A, B e C) e com dados de entrada para as equações (T_{ar} e e_a) obtidos por sensores instalados no local.
- Associação das parametrizações de cobertura de nuvens ($g(K_t)$) às equações de L_{\downarrow} , com coeficientes originais e mantendo fixo os valores de μ e λ da equação 3.2.
- Determinação de novos coeficientes (A, B, C, μ e λ) para as equações de radiação de onda longa incidente, utilizando a técnica de mínimos quadrados, com e sem o uso das equações de cobertura de nuvens ($g(K_t)$).
- Apresentação de uma nova equação de L_{\downarrow} (EAI) para o sítio experimental de Santa Maria – RS.

- Associação das parametrizações de cobertura de céu ($g(K_t)$) à equação EAI.
- Validação da equação EAI para o sítio experimental de Santa Maria – RS com dados do ano de 2015 obtidos no mesmo local.
- Aplicação da equação EAI para o sítio de Pedras Altas – RS.
- Calibração local dos coeficientes da equação EAI para o sítio de Pedras Altas – RS.
- Comparação da equação EAI proposta com outras equações de $L\downarrow$ para de Pampa.
- Implementação da equação EAI para analisar o saldo de radiação do modelo SiB2.

Figura 3.4: Fluxograma com as etapas que serão realizadas neste estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS NO SÍTIO DE SANTA MARIA – RS

Neste estudo foram analisadas algumas variáveis meteorológicas do sítio experimental de Santa Maria – RS, como a radiação global, o índice de claridade, a temperatura do ar, a umidade relativa e a precipitação para os anos de 2014 e 2015. A radiação global é utilizada para calcular o índice de claridade que é utilizado tanto para dividir os dias em céu claro (CC), nublado (CN) e parcialmente nublado (CPN) quanto para a classificação da quantidade de nuvens em cada período $g(K_t)$. A temperatura do ar em conjunto com a umidade relativa foram as variáveis de maior importância para este estudo, visto que elas foram as variáveis ambientais utilizadas nas equações de estimativas de emissividade atmosférica e L_{\downarrow} . Portanto, fez-se necessário estudar o comportamento de cada uma destas componentes.

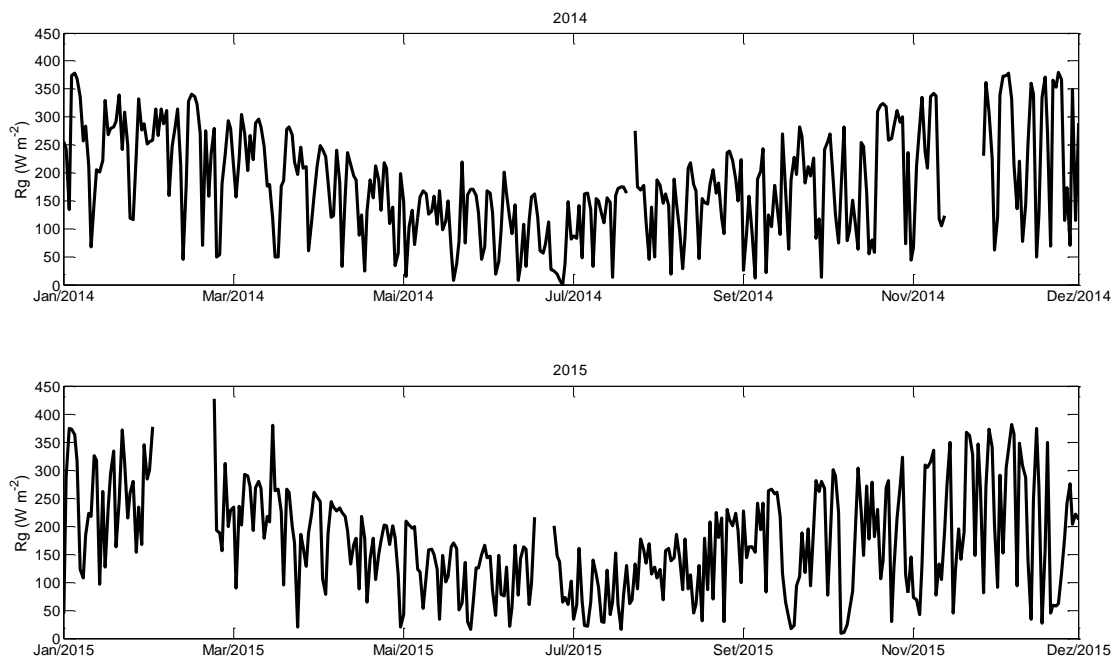
4.1.1 Radiação Global

A média diária do comportamento de R_g para o período de estudo é apresentada na Figura 4.1, onde verifica-se que no ano de 2014 houve uma falha de 4,38% nos dados, do dia 13 ao dia 28 de Novembro e em 2015 no período de 02 a 24 de Fevereiro também há um registro de falha de dados isto pode estar relacionado a problemas no sensor ou falta de energia na estação.

Observa-se que para ambos os anos de estudo, os maiores valores ocorrem durante os períodos de Janeiro a Março e Novembro a Dezembro, enquanto os menores durante os meses de Maio a Agosto, com variações máximas chegando próximas de 380 W m^{-2} para 2014 e 427 W m^{-2} para o ano de 2015.

A média de R_g para o sítio de Santa Maria – RS para o ano de 2014 foi de $180,02 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que para o ano de 2015 foi de $173,3 \text{ W m}^{-2}$. A radiação de onda curta incidente, R_g apresenta forte sazonalidade em ambos os anos, onde verifica-se uma significativa variação da incidência dos raios solares para cada período do ano.

Figura 4.1 Média diária da radiação global para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS.



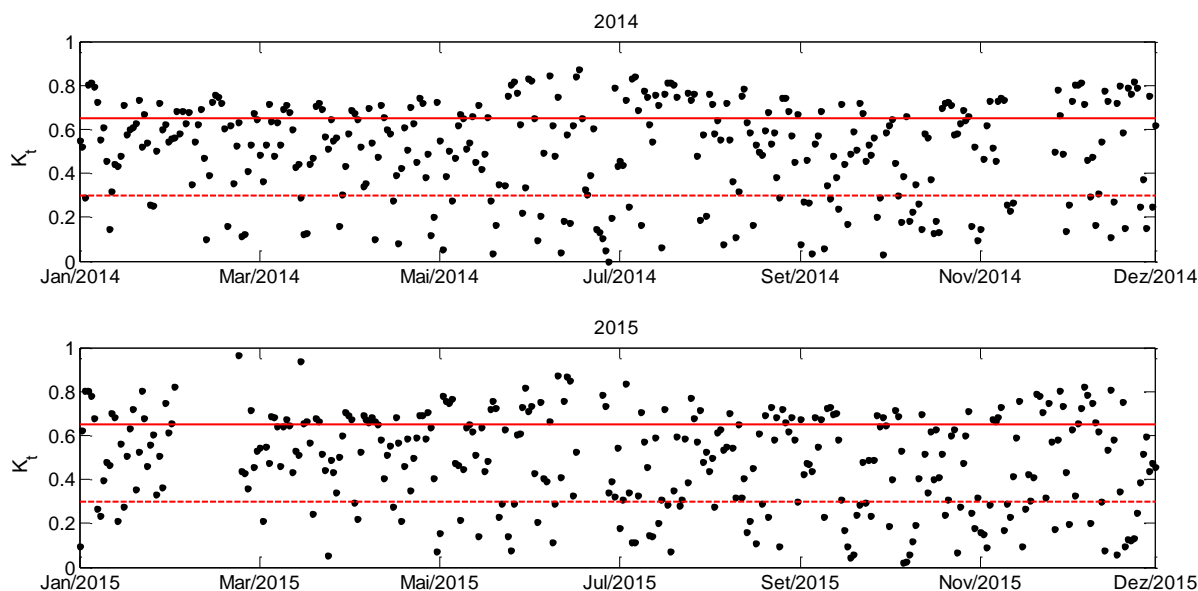
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.1.2 Índice de Claridade

A média diária do índice de claridade (K_t) para o período de estudo é apresentada na Figura 4.2. Podemos observar que para ambos os anos há uma significativa variação de K_t para todo o período, onde os maiores valores foram encontrados para os meses de Janeiro, Julho e Dezembro. Os dias considerados como de céu claro foram àqueles encontrados acima da linha contínua, entre as linhas contínua e tracejada estão representados os dias de céu parcialmente nublado e abaixo de linha contínua os dias de céu nublado.

No ano de 2014 o índice de claridade apresenta 27,40% dos dados de céu claro, 46,57% de céu parcialmente nublado e 21,64% de dias nublados. E no ano de 2015, 25,20% dos dias são de céu claro, 43,28% de céu parcialmente nublado e 24,10% de céu nublado. Esta classificação de cobertura de nuvem foi realizada conforme descrição na seção 2.4.

Figura 4.2: Gráfico da média diária do índice de claridade para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS. Os dias de céu claro foram àqueles encontrados acima da linha contínua, entre as linhas contínua e tracejada estão representados os dias de céu parcialmente nublado e abaixo de linha contínua os dias de céu nublado.

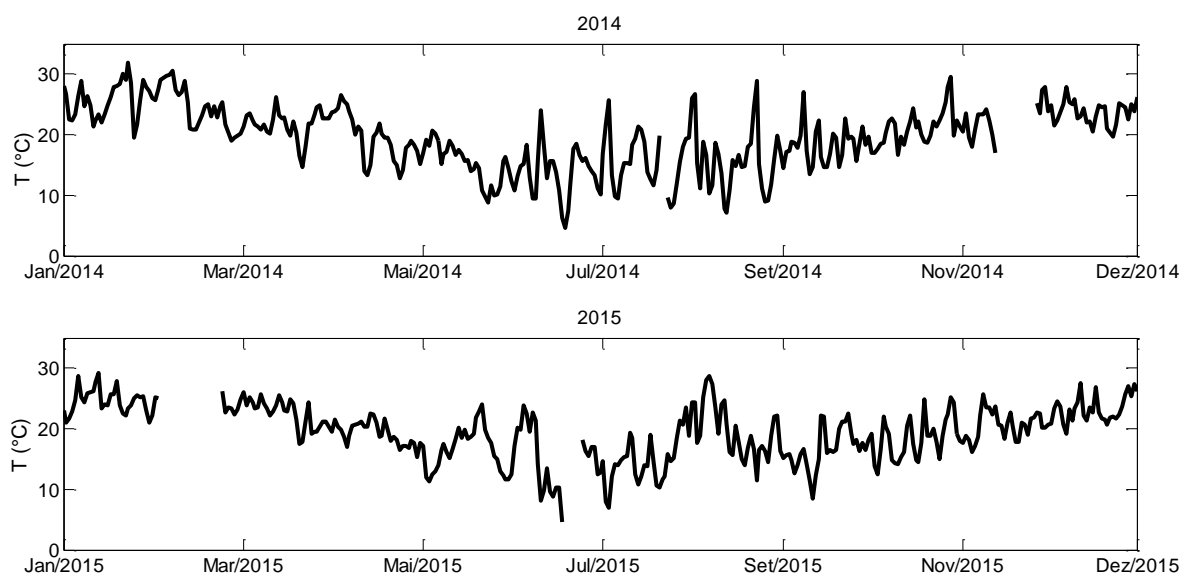


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.1.3 Temperatura do ar

A média diária da temperatura do ar para ambos os anos esta representada na Figura 4.3. No ano de 2014 a T_{ar} oscilou entre o mínimo de 4,5 °C (20 de Junho) e o máximo de 31,9 °C (23 de Janeiro), o que remete a amplitude térmica de 27,4 °C entre os dois extremos, sendo que a temperatura média desse período foi de 19,7 °C. Para o ano de 2015 a temperatura do ar oscilou entre o mínimo de 4,6 °C (19 de Junho) e máximo de 29,3 °C (13 de Janeiro) apresentando média para todo o período de 19,44 °C e uma amplitude térmica de 24,7 °C. Considerando essa pequena diferença entre essas médias anuais (2014 - 2015) pode-se inferir que os valores da temperatura média do ar em todo período analisado estiveram distribuídos praticamente de forma equivalente entre os valores de mínimo até a média e os valores da média até o máximo.

Figura 4.3: Média diária da temperatura do ar para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria – RS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

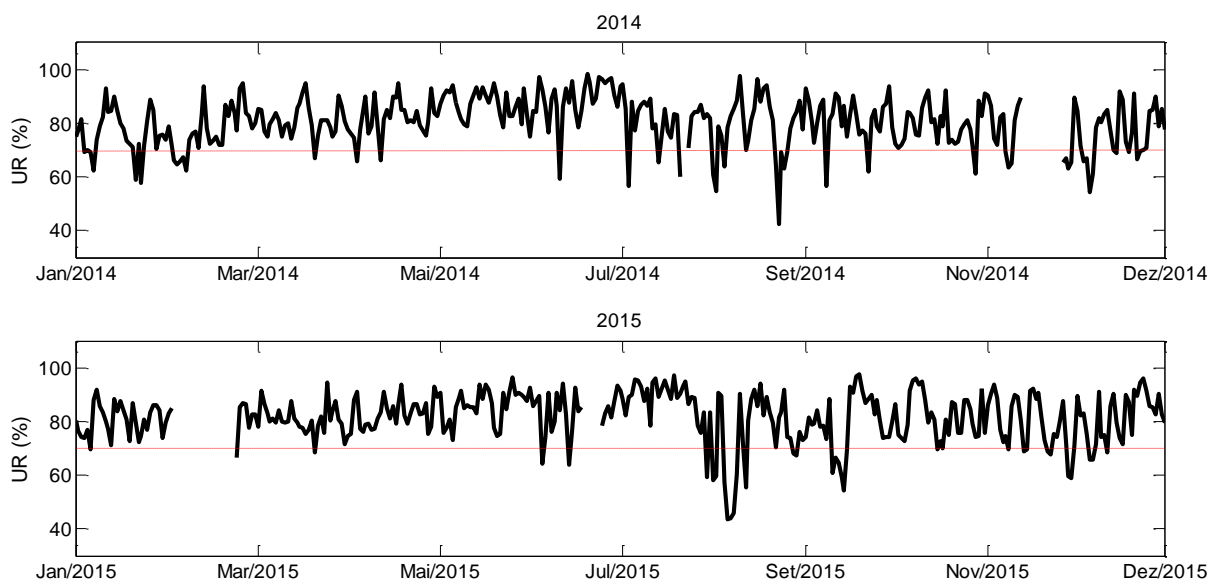
4.1.4 Umidade Relativa

A umidade relativa (UR) indica o conteúdo de vapor d'água existente na atmosfera, ou seja, o quanto o ar está úmido ou o percentual de vapor d'água contida na atmosfera em relação ao total necessário para que haja a saturação. É um indicativo de como se comporta a atmosfera com relação à absorção energia de ondas longas, visto que o vapor d'água absorve significativamente as radiações dessa faixa do espectro eletromagnético.

A Figura 4.4 mostra o comportamento da umidade relativa nos períodos de 2014 e 2015, os valores médios diários da umidade relativa o ano de 2014 oscilaram entre 98,44% no dia 21 de Junho a 42,35% no dia 24 de Agosto apresentando uma média no período de 80,50% que é relativamente alta, mas está de acordo com Biúdes (2008). E para o ano de 2015 os valores diários de umidade relativa variaram de 97,70% a 43,63% com média de 80,63%.

Podemos observar que os valores médios diários são relativamente altos com a grande maioria dos dias ultrapassando os 70% e chegando acima dos 80% da umidade específica.

Figura 4.4: Média diária da umidade relativa para os anos de 2014 e 2015 no sítio de Santa Maria – RS, a linha tracejada representa o valor de 70% da umidade relativa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.1.5 Precipitação

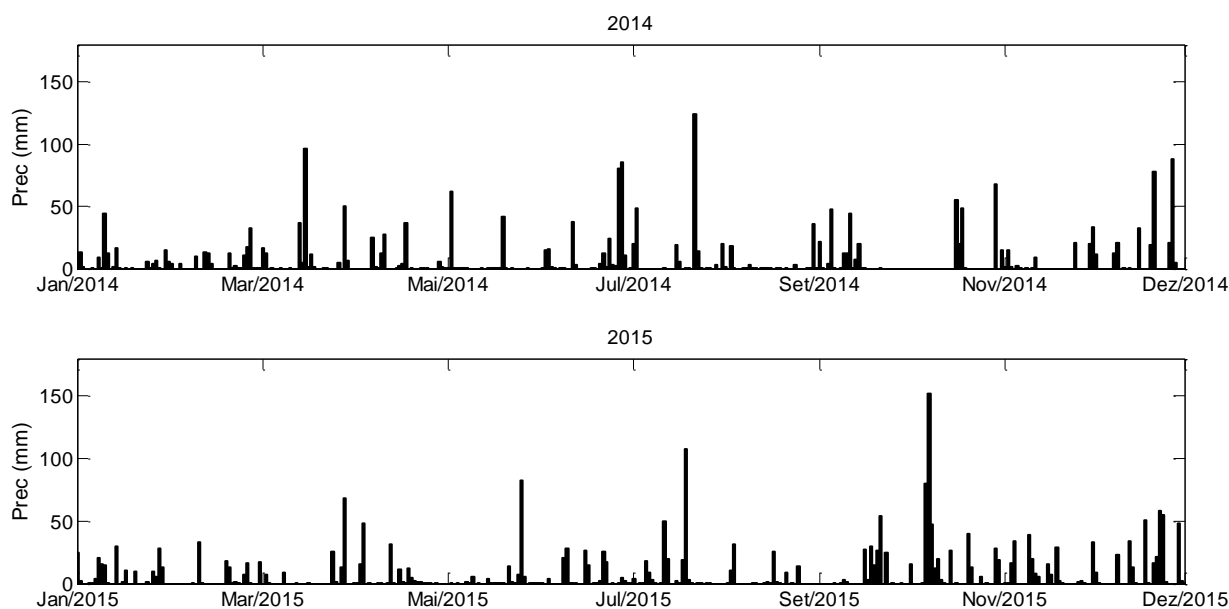
Por precipitação entende-se toda a água meteórica que, provindo do vapor de água da atmosfera, atinge a superfície do Globo. Por água meteórica, deve entender-se aquela constituinte da chuva, chuvisco, aguaceiro, neve, granizo, orvalho e geada. Pela sua importância no gerar do escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante em hidrologia (ABOAL, 2000). A precipitação esta ligada diretamente ligada a $L\downarrow$, pois o vapor d'água influencia na quantidade de nuvens na atmosfera.

O acumulado diário de precipitação esta apresentado na Figura 4.5. A variabilidade da precipitação na região de Santa Maria é marcada pela influência de frentes frias e quentes que frequentemente ocorrem no Rio Grande do Sul. A variação sazonal de precipitação exhibe um padrão de chuvas bem distribuídas, como observamos na Figura 4.5. As diferenças nas distribuições das chuvas estão associadas a eventos climatológicos, como o El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e La Niña que ocorre no Pacífico Equatorial também influenciam na taxa de precipitação da região (GRIMM et al., 1996).

A Figura 4.5 mostra a distribuição da precipitação para os anos de 2014 e 2015 respectivamente. A precipitação acumulada, registrada durante o período de estudo, foi de 2112 mm para o ano de 2014 e 2344 mm para o ano de 2015. Estes valores elevados podem

estar associados à atuação dos fenômenos climatológicos, que tendem a aumentar a taxa de precipitação na região Sul do Brasil (GELMAN, 1989).

Figura 4.5: Gráfico da média diária da precipitação para os anos de 2014 e 2015 no sítio experimental de Santa Maria - RS



Fonte: Elaborado pelo autor.

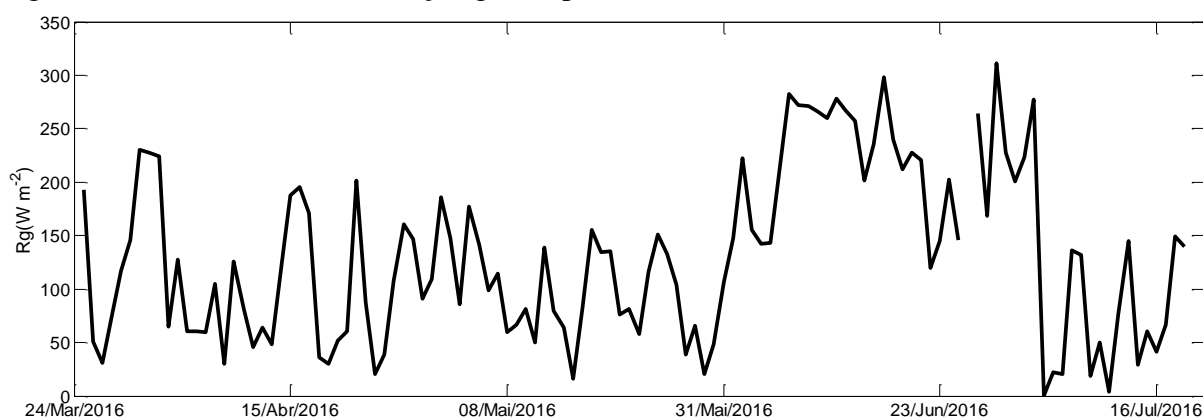
4.2 COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS NO SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS

Para a aplicação da equação proposta neste estudo (EAI) selecionaram-se 118 dias do ano de 2016 no sítio experimental de Pedras Altas – RS onde o sensor de radiação de onda longa incidente pirgeômetro (CG1/KIPPE&ZONE) foi instalado para coletar os dados que serão utilizados neste trabalho. Também foram analisadas algumas variáveis meteorológicas do sítio experimental de Pedras Altas – RS, como a radiação global, a temperatura do ar, a umidade relativa e a precipitação. A radiação global é utilizada para calcular o índice de claridade. A temperatura do ar e a umidade relativa são variáveis que estão presentes na equação EAI. Portanto, fez-se necessário estudar o comportamento de cada uma destas componentes.

4.2.1 Radiação Global

A média diária do comportamento de R_g para o período de estudo é apresentada na Figura 4.6, onde verifica-se uma significativa variação da incidência dos raios solares para o período compreendido entre 26 de Junho a 16 de julho de 2016, com variações máximas chegando próximas de 271 W m^{-2} e 311 W m^{-2} , respectivamente. Observa-se forte sazonalidade no período de estudo.

Figura 4.6: Média diária da radiação global para o sítio de Pedras Altas – RS.



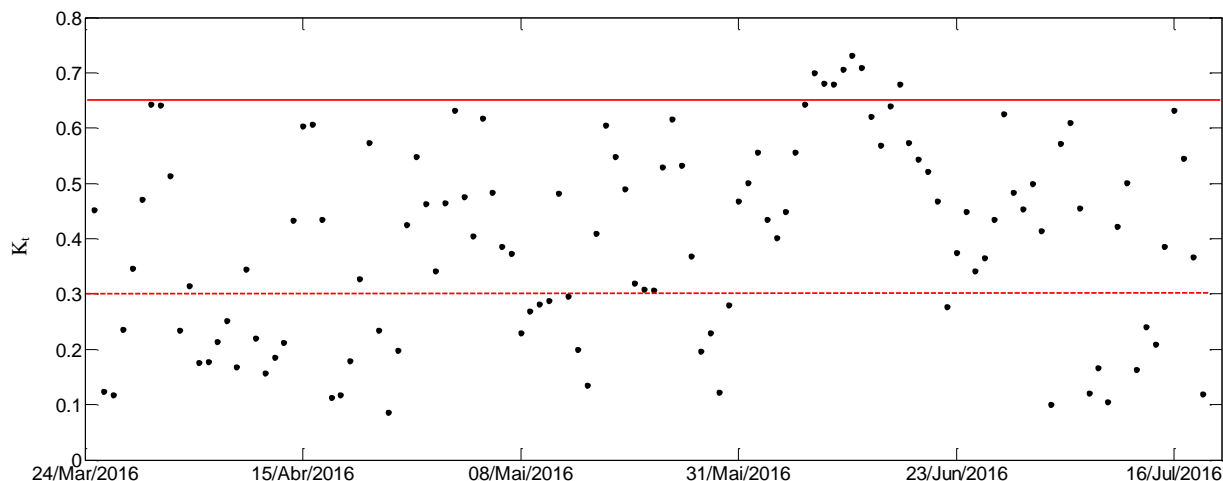
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.2 Índice de Claridade

A média diária do índice de claridade (K_t) para o período de estudo é apresentada na Figura 4.7. Podemos observar que a poucos dias de céu claro (17 dias), entretanto dias de céu parcialmente nublado somam-se 61 e nublados 38.

No período estudado o índice de claridade apresenta 14,4% dos dados de céu claro, 51,7% de céu parcialmente nublado e 32,20% de dias nublados. Esta classificação de cobertura de nuvem foi realizada conforme descrição na seção 2.4.

Figura 4.7: Gráfico da média diária do índice de claridade para o sítio experimental de Pedras Altas – RS. Os dias de céu claro foram àqueles encontrados acima da linha contínua, entre as linhas contínua e tracejada estão representados os dias de céu parcialmente nublado e abaixo de linha contínua os dias de céu nublado.

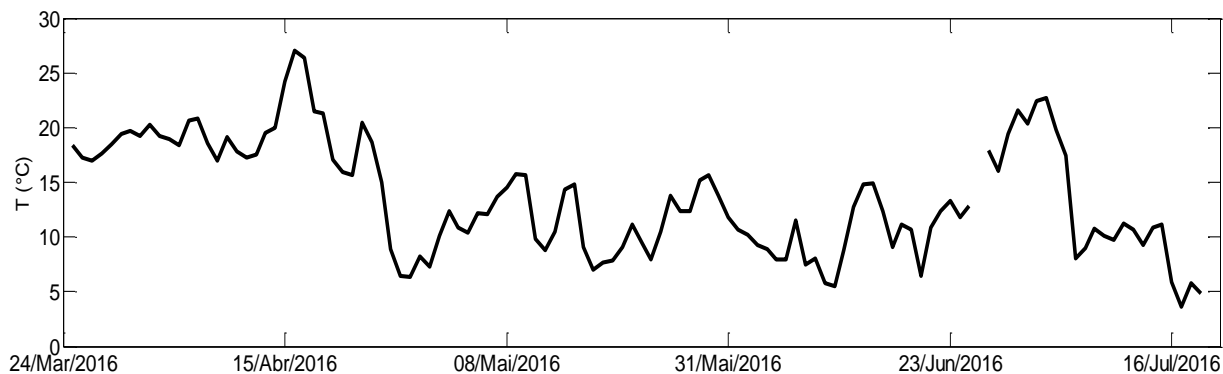


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.3 Temperatura do ar

A média diária da temperatura do ar para o período de estudo esta representada na Figura 4.8. No período de estudo a T_{ar} oscilou entre o mínimo de 3,6 °C (17 de Julho) e o máximo de 27,06 °C (15 de Abril), o que remete a amplitude térmica de 25,6 °C entre os dois extremos, sendo que a temperatura média desse período foi de 13,56 °C. Avaliando o período estudado podemos observar que há uma pequena diferença entre essas médias, logo os valores da temperatura média do ar em todo período analisado estiveram distribuídos praticamente de forma equivalente entre os valores de mínimo até a média e os valores da média até o máximo.

Figura 4.8: Média diária da temperatura do ar para o sítio de Pedras Altas – RS.

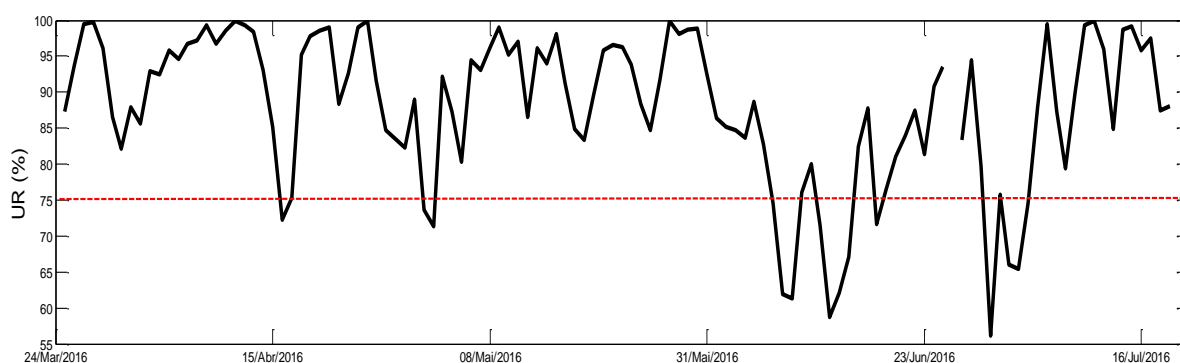


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.4 Umidade Relativa

A Figura 4.9 mostra o comportamento da umidade relativa nos meses de estudo no sítio experimental de Pedras Altas, os valores médios diários da umidade relativa o ano de 2014 oscilaram entre 100% no dia 11 de Maio a 56,13% no dia 30 de Junho apresentando uma média no período de 87,98% que é relativamente alta, mas está de acordo com Biúdes (2008). Podemos observar que os valores médios diários são relativamente altos com a grande maioria dos dias ultrapassando os 75% de conteúdo de vapor d'água na atmosfera.

Figura 4.9: Média diária da umidade relativa para o período de estudo no sítio de Pedras Altas – RS, a linha tracejada representa o valor de 75% da umidade relativa.

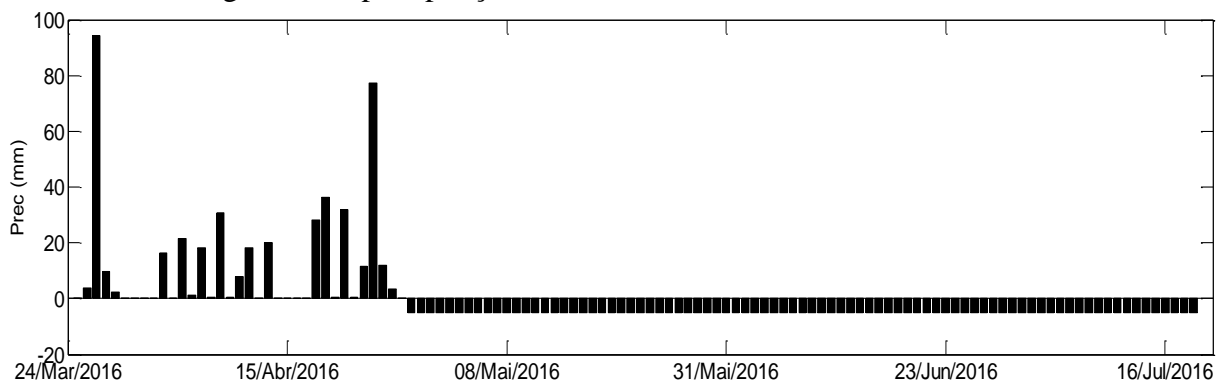


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.5 Precipitação

A Figura 4.10 mostra a distribuição da precipitação para os trinta e cinco primeiros dias de coleta de dados no sítio de Pedras Altas – RS. Os dados coletados pelo sensor presentes na torre apresentou inconsistência nos dados para todo período, desta forma utilizou-se os dados de precipitação da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizada no município de Bagé estação mais próxima da área de estudo, 67 km de distância. A precipitação acumulada, neste intervalo de foi de 448,400 mm. A falta de dados por problemas no sensor deixa uma lacuna enorme nos dados de precipitação neste período, mais de 60% de dados faltantes.

Figura 4.10: Gráfico da média diária da precipitação para o período analisado, Pedras Altas – RS, os valores negativos de precipitação indicam falha na coleta de dados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3 CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE COM COEFICIENTES (A, B e C) ORIGINAIS DAS EQUAÇÕES

A radiação de onda longa incidente foi calculada através dos doze modelos descritos acima (Sessão 3.2) utilizando os coeficientes originais propostos pelos autores e separando as simulações por índices de claridade, segundo a classificação proposta por IQBAL (1983). Estas estimativas foram comparadas com a radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}) experimental para Santa Maria – RS para o ano 2014.

Na Tabela 4.1 são apresentados os cinco melhores desempenhos da simulação de L_{\downarrow} através dos valores de RMSE, R^2 e Pbias, para as diferentes classificações de cobertura de céu. Os modelos analisados superestimaram o L_{\downarrow} medido, pois apresentam valores de Pbias negativos em todos os casos.

Na Tabela 4.1, observa-se que os erros são elevados em todas as situações quando se aplicam os modelos em suas formas originais. Nota-se que a equação EID apresenta melhor resultado estatístico para todas as condições de céu, principalmente para condições de CC. Os modelos de EPR e EBT para dias de CN apresentaram os maiores erros com relação aos demais ($RMSE \sim 53 \text{ W m}^{-2}$), no entanto, os coeficientes de determinação não foram os menores encontrados entre os métodos, porém os valores de Pbias apresentaram as maiores subestimativas. Verifica-se que o modelo ENM apresenta um erro menor em relação aos EPR e EBT, com o pior valor de R^2 , entretanto apresenta o Pbias mais próximo à zero.

Diversos trabalhos têm testado as equações de L_{\downarrow} na sua forma original, assim como neste estudo, onde alguns obtiveram bons resultados, tais como: Bilbao e De Miguel (2007)

onde apontaram que Brunt (1932) forneceu as melhores estimativas L_{\downarrow} em condições de CC em Valladolid, Espanha; Choi et al., (2008) também testou os parâmetros originais de Brunt (1932) e verificou que ao calibrar parâmetros locais, estes foram muito semelhantes aos originais. Segundo Barbaro et al., (2010), não há garantia de que as expressões para cálculo de L_{\downarrow} sem calibração dos coeficientes proporcionem os melhores resultados, indicando que o uso de expressões disponíveis, mesmo quando elas são calibradas com dados locais, não é a maneira mais eficiente de estimar L_{\downarrow} em condições de CC. Além disso, Juszak e Pellicciotti (2013) sugere que é importante uma calibração das parametrizações de L_{\downarrow} para diferentes locais. Deste modo, conforme Marthews (2011) é necessário aplicar um limiar arbitrário com valores abaixo ou igual a 20 W m^{-2} para o cálculo de L_{\downarrow} , sendo considerados aceitáveis os resultados neste limiar. Logo, nenhuma das equações em suas formulações originais podem ser utilizadas para descrever o local de estudo.

Tabela 4.1: Cálculo da radiação de onda longa incidente através de doze modelos da literatura com os coeficientes originais e separando as simulações por índices de claridade.

COBERTURA DE NUVENS	$f(T_{ar}, e_a)$	RMSE	R^2	PBIAS
CC	EID	22,15	0,80	-1,0
CC	EST	23,84	0,75	-1,9
CC	EPR	26,45	0,78	-4,1
CC	EBT	27,25	0,79	-4,2
CC	EAN	28,47	0,74	-5,0
CPN	EID	23,96	0,72	-2,1
CPN	EST	34,48	0,66	-6,8
CPN	EBT	37,29	0,70	-7,7
CPN	EPR	37,71	0,70	-7,9
CPN	EAN	44,55	0,65	-10,1
CN	EID	31,68	0,69	-6,8
CN	ENM	34,67	0,14	-0,2
CN	EST	49,9	0,63	-11,9
CN	EBT	52,4	0,67	-12,5
CN	EPR	53,26	0,66	-12,8

4.4 CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE COM OS COEFICIENTES (A, B e C) DA LITERATURA EMPREGANDO A PARAMETRIZAÇÃO DE COBERTURA DE NÚVENS ($g(K_t)$)

Com a utilização das doze equações da literatura, observamos que as variações estatísticas não foram satisfatórias (Tabela 4.1), além destas equações não considerarem a quantidade de nuvens e aerossóis na atmosfera. Nesta seção, a radiação de onda longa incidente foi calculada utilizando as eq. (3.1) e (3.2) com os valores das funções $f(T_{ar}, e_a, K_t)$

e com as parametrizações de cobertura de céu listadas na Tabela 3.3. Os valores de μ e λ da eq (3.2) utilizados nesta sessão são $\mu = 0,22$ e $\lambda = 1$, onde Brutsaert (1975) descreve pela primeira vez a correção para quantidade de nuvens $g(K_t)$. Considerando que tais associações geram um número grande de combinações, e que algumas delas não se ajustam, foram selecionadas as cinco que apresentaram melhor desempenho, para cada caso de cobertura de céu, sendo apresentadas na Tabela 4.2.

A Tabela 4.2 apresenta os índices estatísticos entre o $L\downarrow$ observado e estimados pelos modelos. A equação EDO associada ao parâmetro de cobertura de nuvens CLM e CJG apresentam os melhores índices estatísticos para condições de CC e CPN. Já CN apresenta os menores RMSE para todos os modelos, sendo o melhor resultado para EBR associado à parametrização CWU. Por outro lado, os valores mais expressivos de erros ocorrem para a cobertura de CC. De modo geral, erro entre os modelos para os diferentes parâmetros de $g(K_t)$ resultou em uma variação de $\pm 4,67$, $\pm 2,08$, $\pm 0,93 \text{ W m}^{-2}$, para CC, CPN e CN, respectivamente.

Juszak e Pellicciotti (2013) testaram 13 equações de céu claro combinadas com 7 parametrizações de cobertura de nuvem em um local no Haut Glacier d'Arolla, onde o melhor desempenho foi obtido pela equação de EDO associada à parametrização de cobertura de nuvem proposta por Unsworth e Monteith (1975), encontrando um RMSE de 26 W m^{-2} . Flerchinger et al., (2009), utilizou 13 equações de $L\downarrow$, entretanto associadas a 10 funções de $g(K_t)$, onde também encontrou a melhor parametrização para a equação EDO. Os resultados apresentados neste trabalho estão de acordo com os citados acima na literatura.

Os modelos EBR e EAN com diferentes $g(K_t)$ mostraram desempenho semelhantes aos encontrados por Choi et al., (2008) para condições de CN, porém o autor não utilizou parâmetros de parametrização de cobertura de céu em seu trabalho.

Analizando os coeficientes de determinação para os diferentes modelos encontramos que o melhor valor ocorre para dias de CC, enquanto os menores valores ocorrem para dias de CPN. Já Pbias apresenta maior subestimativa para CC e maior superestimativa para CN. A fim de melhorar a precisão dos modelos sobre os sítios estudados, será realizado na próxima seção o ajuste local dos coeficientes das combinações obtidas pelas equações (3.1) e (3.2), tendo em vista uma melhor estimativa de $L\downarrow$.

Tabela 4.2: Cálculo da radiação de onda longa incidente através de doze modelos da literatura com os coeficientes originais, separando as simulações por índices de claridade e associando a elas o termo de correção para quantidade de nuvens.

COBERTURA DE NUVENS	f (T_{ar},e_a) -g(K_t)	RMSE	R²	PBIAS
CC	EDO_CLM	24,37	0,75	1,2
CC	EGR_CKC	26,23	0,76	-4,0
CC	EGR_CKZ	26,62	0,76	-4,2
CC	EGR_CWU	26,72	0,78	-4,9
CC	EBR_CLM	29,04	0,76	-0,8
CPN	EDO_CLM	22,73	0,63	-1,1
CPN	EDO_CJG	22,72	0,69	0,8
CPN	EDO_CQB	23,76	0,67	-1,0
CPN	EAN_CQB	24,70	0,63	-0,2
CPN	EAN_GJG	24,80	0,61	1,7
CN	EBR_CWU	18,72	0,66	0,5
CN	EAN_CKC	19,00	0,59	2,4
CN	EAN_CKZ	19,09	0,71	1,7
CN	EBR_CKC	19,43	0,66	-0,1
CN	EBT_CKZ	19,65	0,62	2,6

Nota-se que uma mesma equação não responde bem para diferentes tipos de cobertura de céu. É importante salientar que os parâmetros e desempenho do modelo físico e empírico são significativamente afetados pela localização geográfica e pelas condições atmosféricas locais e requerem validação e parametrização específicas locais (CHOI et al., 2008), desta forma realizou-se um ajuste para os coeficientes das equações da literatura, levando-se em consideração dados obtidos experimentalmente.

4.5 AJUSTE DOS COEFICIENTES (A, B e C) DAS EQUAÇÕES DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE

Nesta seção, a radiação de onda longa incidente foi calculada utilizando as equações (3.1) e (3.2) com os valores das funções $f(T_{ar},e_a)$ descritos na sessão 3.2, e com as parametrizações de cobertura de céu apresentadas na Tabela 3.3, ajustando os coeficientes (A, B, C, λ , μ) através da técnica de mínimos quadrados não linear para o sítio experimental de Santa Maria utilizando os dados do ano de 2014 (Tabela 4.3) (neste texto omitimos as unidades dos coeficientes).

Os resultados dos cinco melhores desempenhos para cada classificação de cobertura de nuvens estão apresentados na Tabela 4.3. Observa-se que com a calibração dos coeficientes A, B, C, λ , μ , há uma mudança significativa em seus valores comparados aos originais da

literatura. A maioria dos trabalhos propõe que os coeficientes regionais, validos apenas para a localidade de seu desenvolvimento. É o caso de Monteith (1961) com $A=0,53$ e $B=0,065$ na Inglaterra; Swinbank (1963) com $A=0,64$ e $B=0,037$ na Austrália; Berger et al., (1984) com $A=0,66$ e $B=0,040$ na França; Berdahl e Martin (1984) com $A=0,56$ e $B=0,059$ nos EUA; Heitor et al., (1991) com $A=0,59$ e $B=0,044$ em Portugal; Korsgaard et al., (1991) com $A=0,63$ e $B=0,054$ na Dinamarca e Iziomon et al., (2003) com $A=0,60$ e $B=0,064$ na Alemanha.

O melhor desempenho foi obtido pelo modelo EDO sem parametrização, seguido de EID para diferentes $g(K_t)$, ambos para dias de CN. Os valores são similares aos encontrados por outros pesquisadores, por exemplo, Iziomon et al., (2003), onde em seus estudos compararam diferentes modelos clássicos com dados experimentais obtidos na Alemanha, (SWINBANK, 1963; IDSO; JACKSON, 1969; BRUNT, 1932; BRUTSAERT, 1975), e encontraram valores de RMSE variando de 9 a 21 $W m^{-2}$ sob as mesmas condições de céu.

Os maiores erros ocorreram para condições CPN utilizando as equações de EID e EMN com $g(K_t) = CWU$. O coeficiente de determinação mais expressivo foi para as condições de CC, enquanto valores mais baixos ocorreram para CN, variando $\pm 0,12$ e $\pm 0,09$, respectivamente. A menor diferença de R^2 entre as formulações ocorre para CPN, variando $\pm 0,08$. Para todos os modelos observamos que não houve mudanças significativas em Pbias, obtendo-se valores iguais à zero em alguns casos.

Devemos ressaltar ainda que para condições de CC a parametrização para cobertura de nuvens CWU obteve o melhor desempenho, cerca de 80% quando associada a diferentes equações de $L\downarrow$, este fato deve-se a esta parametrização ter sido desenvolvida para descrever dias de CC ou com poucas quantidades de nuvens (INAVOV, 2007).

Tabela 4.3: Melhores associações considerando cada cobertura de céu, com coeficientes ajustados.

COBERTURA DE NUVENS	$f(T_{ar,e_a}) - g(K_t)$	A	B	C	μ	λ	RMSE	R^2	PBIAS
CC	EDO_CWU	92,16	94,08	111,58	0,03	0,54	18,41	0,81	0,0
CC	EDO	100,17	81,32	130,72	----	----	18,60	0,81	0,0
CC	EID_CWU	0,73	$2,85 \times 10^{-5}$	----	0,07	0,86	19,49	0,79	0,1
CC	EMN_CWU	0,81	$6,45 \times 10^{-3}$	$-1,72 \times 10^{-3}$	0,08	0,94	19,8	0,79	0,1
CC	EPR_CWU	0,08	0,23	----	2,60	0,07	19,85	0,69	0,1
CPN	EDO_CJG	127,80	64,00	130,10	0,05	0,59	18,42	0,73	0,0
CPN	EDO_CLM	128,95	64,53	131,37	0,04	0,63	18,43	0,74	0,0
CPN	EDO	133,36	64,57	137,33	---	---	18,55	0,74	0,0
CPN	EID_CWU	0,75	$2,26 \times 10^{-5}$	----	0,12	0,50	20,99	0,66	0,2
CPN	EMN_CWU	0,93	0,04	----	0,12	0,51	20,40	0,69	0,1
CN	EDO	173,98	50,89	132,83	---	---	12,99	0,70	0,1
CN	EID_CJG	0,90	$1,53 \times 10^{-5}$	---	0,02	9,28	15,07	0,64	0,1
CN	EID_CLM	0,90	$1,61 \times 10^{-5}$	---	0,03	5,30	15,11	0,64	0,1
CN	EID_CQB	0,90	$1,6 \times 10^{-5}$	---	0,03	6,30	15,11	0,64	0,1
CN	EID_CFG	0,90	$1,58 \times 10^{-5}$	---	0,01	30,69	15,14	0,61	0,1

Considerando toda a série temporal do ano de 2014, foram calculados os valores de $L\downarrow$ a partir das diferentes classificações de cobertura de céu, utilizando todas as combinações das parametrizações de $g(K_t)$ apresentadas neste estudo, juntamente com os coeficientes ajustados apresentados na Tabela 4.3. A partir disso, foram selecionados os melhores modelos, ou seja, com RMSE inferior 20 W m^{-2} e realizada à média independente da cobertura de nuvens, resultando nos valores da Tabela 4.4.

Tabela 4.4: Melhores desempenhos de $L\downarrow$ considerando os valores dos coeficientes (A, B e C) presentes na Tabela 4.3 para toda a série.

$f(T_{ar,e_a}) - g(K_t)$	RMSE	PBIAS	R^2
EDO	17,46	0,0	0,80
ENM_CWU	19,21	0,1	0,77
EPR_CWU	19,24	0,1	0,77
EKZ_CWU	19,25	0,1	0,77
EBR_CWU	19,30	0,1	0,77

A parametrização de cobertura de céu CWU está presente em quatro dos cinco melhores resultados, conforme a Tabela 4.4. Contudo, a equação de EDO sem nenhuma parametrização de nuvens, foi a que apresentou os melhores valores estatísticos para o ano de 2014. Os demais modelos apresentaram estatísticas bastante semelhantes quando comparados entre si. Sridhar e Elliott (2002), encontram valores de RMSE semelhantes aos apresentados

neste estudo 20 W m^{-2} considerando o fator de cobertura de nuvens $g(K_t)$. Com a finalidade de melhorar os resultados estatísticos obtidos até então a próxima sessão irá apresentar um novo modelo de $L\downarrow$.

4.6 PROPOSTA DE UMA NOVA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA – RS

Um novo modelo de emissividade para a radiação de onda longa incidente foi desenvolvido para o sítio experimental de Santa Maria e avaliado aplicando a mesma metodologia descrita na sessão 3.2. A nova proposta é descrita através da equação abaixo:

$$EAI = f(T_{ar}, e) = A \left(\frac{T_{ar} - 273.16}{es} \right) + B \left(\frac{UR}{100} \right) + C \left(\frac{T_{ar}}{273.16} \right) \quad (8)$$

onde: T_{ar} é a temperatura do ar (em Kelvin, K), UR é a umidade relativa do ar (em %) e e_a a pressão de vapor d'água (hPa). Os valores de A, B e C são os parâmetros de ajuste do modelo. A fim de calibrar a nova equação foram utilizados os dados experimentais do ano de 2014, e validado o modelo com dados de 2015.

A Tabela 4.5 apresenta os coeficientes ajustados e as análises estatísticas para o novo modelo proposto neste trabalho, bem como as diferentes parametrizações que se ajustaram a ele sobre diferentes tipos de cobertura de nuvens. A partir dos resultados obtidos verificamos que os coeficientes (A, B, C) variam casas decimais para as diferentes combinações. Para os coeficientes μ e λ foram determinados valores bastante distintos dos propostos por Brutsaert (1975), exceto para CJG em λ .

As análises estatísticas realizadas no modelo proposto foram ajustadas a partir do menor RMSE, Pbias e maior R^2 . Sendo assim, todas as parametrizações apresentaram Pbias igual à zero, o menor RMSE foi obtido para a o novo modelo sem parametrizações sobre condições de cobertura de nuvens CN. Já R^2 foi maior para condições de CC em EAI e EAI_CCB. Os maiores erros foram encontrados para condições de cobertura de nuvens CPN, no entanto esses valores não foram muito diferentes dos encontrados para condições de CC.

Tabela 4.5: Equação EAI com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.

COBERTURA DE NUVENS	$f(T_{ar}, e_a)$ - $g(K_t)$	A	B	C	μ	λ	RMSE	PBIAS	R^2
CC	EAI	-0,09	0,10	0,82	---	---	17,04	0,0	0,84
CC	EAI_CCB	-0,09	0,10	0,82	9×10^{-3}	7,00	17,00	0,0	0,84
CPN	EAI	-0,04	0,20	0,74	---	---	17,98	0,0	0,75
CPN	EAI_CJG	-0,04	0,20	0,72	0,03	0,99	17,86	0,0	0,75
CN	EAI	-0,03	0,31	0,61	---	---	12,88	0,0	0,71
CN	EAI_CKC	-0,01	0,27	0,70	-2×10^{-3}	-0,78	12,73	0,0	0,71

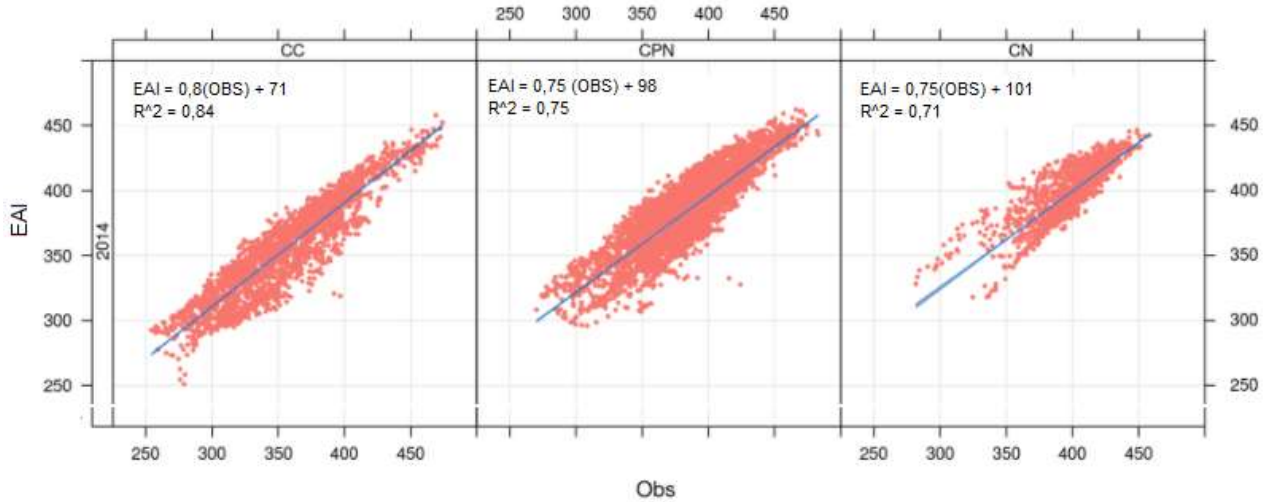
A equação proposta EAI apresentou bom ajuste para estimativa de L_{\downarrow} no sítio experimental de Santa Maria com valores similares aos obtidos por Carmona et al., (2013), onde suas variações foram de 12 a 16 $W m^{-2}$ com $R^2 > 0.85$. O modelo de Carmona et al., (2013) foi desenvolvido para uma região de vegetação semelhante a analisada neste trabalho.

Utilizando os dados experimentais para condições com cobertura de nuvens CPN a equação EAI sem a parametrização de $g(K_t)$ foi a que obteve o melhor desempenho, apresentando valores semelhantes ao encontrado por Crawford e Duchon (1999) (17 $W m^{-2}$ e $R^2 = 0.83$) para condições de cobertura de nuvens semelhantes.

Para condições de céu nublado os valores encontrados para o modelo proposto foram semelhantes aos de Iziomon et al., (2003) sob mesmas condições de céu. De modo geral, a equação EAI responde bem para todas as coberturas de céu (CC, CPN, CN) não necessitando da parametrização da cobertura de nuvens ($g(K_t)$).

A Figura 4.11 mostra o gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de L_{\downarrow} e calculadas pela equação EAI com os dados experimentais, para cada cobertura de nuvens nos períodos de ajuste (2014) No ano de 2014, para céu claro, observamos maior coeficiente de determinação (0,84), o que piora nas condições de CPN e CN (0,75 e 0,71, respectivamente), isto em função do aumento da quantidade de nuvens/aerossóis (CRAWFORD; DUCHON, 1999).

Figura 4.11: Gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de onda longa incidente calculada pela equação EAI, utilizando dados de 2014 para calibração.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A avaliação da série completa foi realizada conforme apresentado na sessão 4.5. Utilizando a equação EAI com dados do ano de 2014, observamos que a mesma se uso de parametrizações de cobertura de céu apresentou o menor RMSE e o maior R^2 e, com o uso de $g(K_t)$ não há mudanças expressivas nos parâmetros estatísticos. Juszak e pellicciotti (2013) realizou o ajuste de parametrização para diferentes estações do ano, indicando que as estações de primavera e outono são mais representativas para a calibração dos coeficientes.

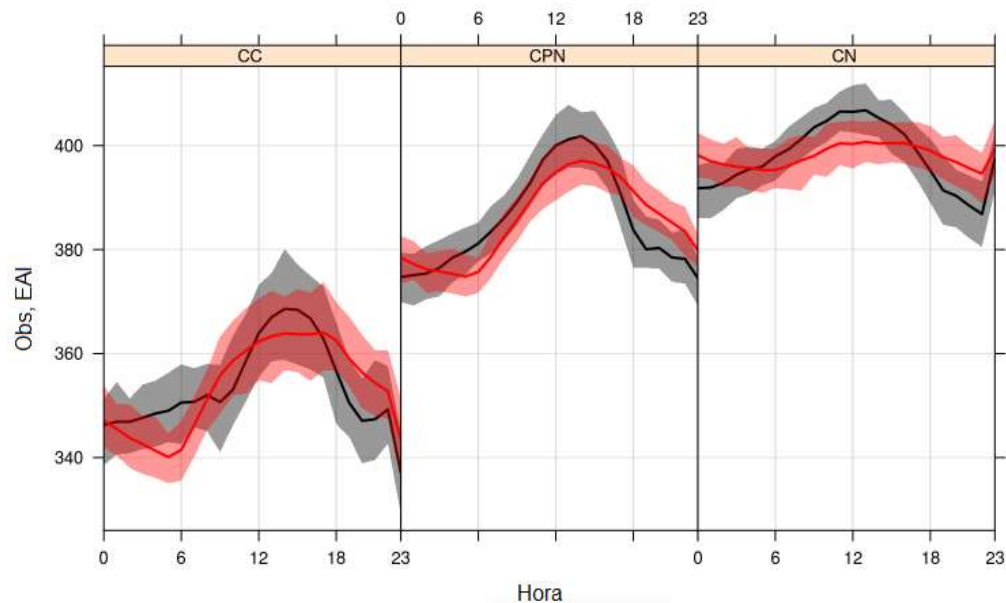
Tabela 4.6: Equação EAI com valores estatísticos para a série completa de 2014.

$f(T_{ar}, e_a) - g(K_t)$	RSME	PBIAS	R2
EAI ---	16,68	0	0,82
EAI CJG	17,86	0	0,75
EAI CLM	17,86	0	0,75
EAI CQB	17,86	0	0,75

Os ciclos diários médios de L_{\downarrow} , para o ano de 2014, calculados utilizando a equação EAI estão representados na Figura 4.12. Para dias de céu claro (CC) a equação EAI no início da manhã (0 e as 8 horas) subestima os valores experimentais, com valores máximos em fase próximo às 15h, porém há uma subestimativa, após as 15 horas há uma diminuição mais lenta da L_{\downarrow} calculada. Em condições de céu parcialmente nublado o ciclo de L_{\downarrow} apresenta um deslocamento, enquanto que para céu nublado EAI subestima a amplitude do ciclo médio diário observado. De modo geral, o modelo proposto subestima os valores de L_{\downarrow} sobre todas

as condições de cobertura de céu, para o período entre 11h às 15h. Kruk et al., (2010), ajustou um modelo de L_{\downarrow} para a região de Sertãozinho em São Paulo, Brasil, encontrado o comportamento do ciclo médio diário sobre todas as condições de cobertura de nuvens semelhantes aos resultados obtidos neste estudo.

Figura 4.12: Ciclo médio diurno para céu claro, nublado e parcialmente nublado do ano de 2014 comparando a nova equação EAI (vermelho) com os valores de medições instrumentais (preto) na área de estudo. As áreas sombreadas mostram o nível de confiança de 95%.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para validar a equação proposta, selecionamos o ano de 2015 do sítio experimental de Santa Maria – RS. Este ano apresenta 27 dias de dados faltantes, o restante foi dividido em céu claro (92 dias), céu nublado (88 dias) e céu parcialmente nublado (158 dias). Também foi utilizada a série completa na validação.

4.7 VALIDAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE PROPOSTA PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE SANTA MARIA – RS

Os dados de CC, CPN e CN do ano de 2015 foram utilizados para calibrar a equação EAI no sítio experimental de Santa Maria – RS. Os coeficientes A , B , C , μ e λ foram selecionados os que melhor responderam para o ano de 2014, em cada condição de céu, e então comparados com os valores de L_{\downarrow} obtidos experimentalmente. Na Tabela 4.7 estão representados por faixa de claridade os melhores desempenhos da simulação de L_{\downarrow} através dos valores de RMSE, R^2 e P_{bias} .

Para dias de CC a nova equação apresenta os maiores valores de Pbias e um erro menor quando não associada a $g(K_t)$. Sobre condições de CPN não houve mudança com a adição da cobertura de nuvens. Entretanto, os dias de CN foram os que apresentaram menores erros, porém os coeficientes de determinação não foram os melhores. Choi et al., (2008) utilizaram a equação proposta por Crawford e Duchon (1999) com dados coletados na Flórida e encontram valores de RSME entre 10 e 18 $W m^{-2}$ afirmando que estas são estimativas com uma precisão relativamente alta sendo aceitáveis para determinação de $L\downarrow$.

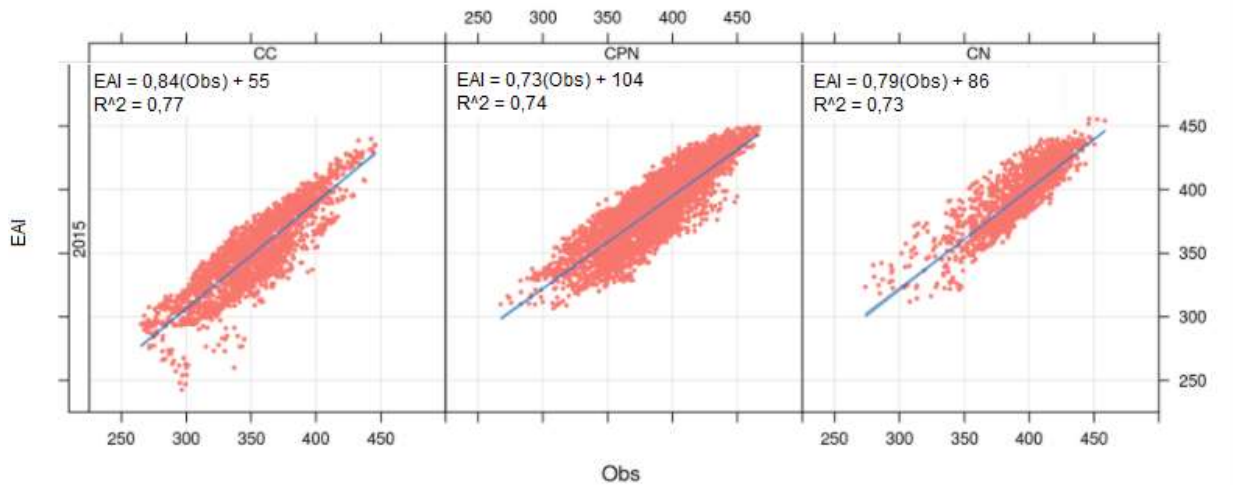
Tabela 4.7: Equação EAI validada para o ano de 2015, com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.

COBERTURA DE NUVENS	$f(T_{ar}, e_a) - g(K_t)$	RSME	PBIAS	R2
CC	EAI	16,85	-0,7	0,77
CC	EAI_CCB	17,02	-0,5	0,77
CPN	EAI	17,58	-0,3	0,74
CPN	EAI_CJG	17,58	-0,3	0,74
CN	EAI	13,25	0,4	0,73
CN	EAI_CKC	13,37	0,3	0,72

Para o ano de 2015 o RMSE foi de 1,6% inferior ($RMSE=16,41 W m^{-2}$) e o R^2 3,6% inferior ($R^2=0.79$), comparados aos valores obtidos em 2014, ambos os resultados não apresentam diferenças estatisticamente significativas.

A Figura 4.13 mostra o gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de onda longa incidente calculada pela equação EAI (eixo y) com os dados experimentais (eixo x), para o ano de 2015 o RMSE foi 1.6% inferior a 2014 ($RMSE=16.41 W m^{-2}$) e o R^2 3.6% inferior a 2014 ($R^2=0.79$).

Figura 4.13: Gráfico de dispersão e a relação linear das equações de radiação de onda longa incidente calculada pela equação EAI, utilizando dados do ano de 2015 para validação.



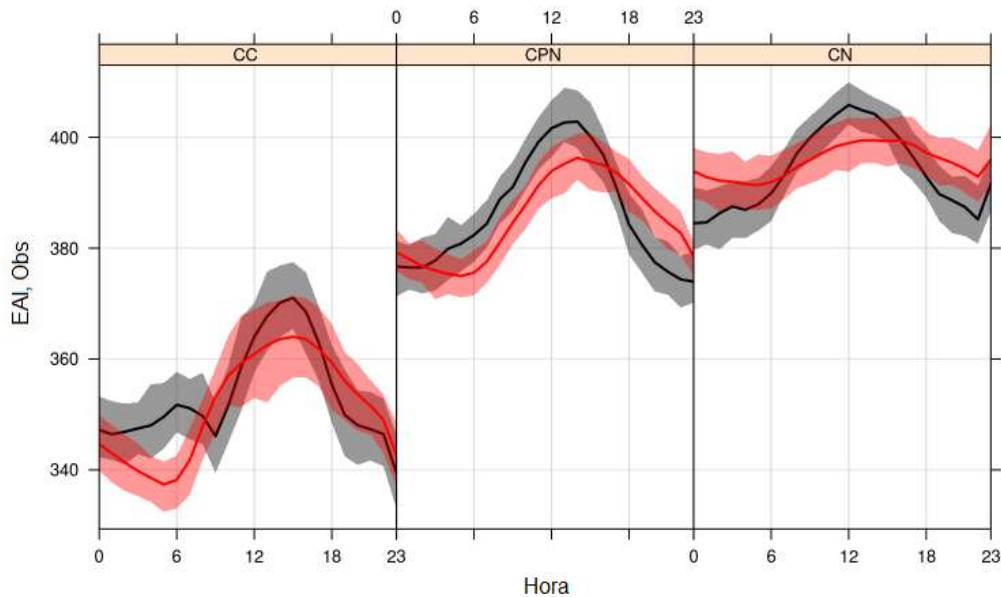
Fonte: Elaborado pelo autor.

Finalmente, quando utilizamos toda a série sem considerar cobertura de céu, a EAI mostra um bom desempenho, não necessitando de ajuste para a cobertura de nuvens. Os resultados mostram que a equação nova (EAI) tem boa concordância com os dados experimentais e pode ser utilizada para a região de Santa Maria – RS.

Na Figura 4.14 estão apresentadas as imagens dos ciclos médios diurnos de L_{\downarrow} para CC, CPN e CN do ano de 2015, comparando a nova equação EAI (vermelho) com os valores de medições instrumentais (preto) na área de estudo.

Para condições de CC a equação EAI no início da manhã (0h e às 8 horas) subestima os valores experimentais, com picos máximos, em fase, próximo às 15h. Após este máximo verificamos uma superestimativa do modelo proposto em relação aos dados experimentais, com diminuição da L_{\downarrow} em função do ciclo médio diário. Para condições de CPN, o ciclo de L_{\downarrow} apresenta um deslocamento, subestimando os valores observados até próximo às 18h e superestimando após este horário. Já para CN a equação EAI, apresenta um deslocamento do pico máximo de radiação, e superestima os valores experimentais nos intervalos das 0h às 7h e das 16h às 23h aproximadamente. De modo geral, o modelo proposto subestima os valores de L_{\downarrow} sobre todas as condições de cobertura de céu, independente do ano, para o período entre 11h às 15h. Valores semelhantes encontrados por Wang et al., (2012), utilizando dados de L_{\downarrow} de diversos sítios experimentais disponíveis no American Flux, onde os autores compram estes com equações clássicas de L_{\downarrow} .

Figura 4.14: Ciclo médio diurno para céu claro, nublado e parcialmente nublado do ano de 2015 comparando a nova equação EAI (vermelho) com os valores de medições instrumentais (preto) na área de estudo. As áreas sombreadas mostram o nível de confiança de 95%.



A Tabela 4.8 mostra os resultados da nova equação (EAI) para a serie completa do ano de 2015. A equação EAI apresenta o maior coeficiente de determinação (0,79) quando analisada a serie completa, observamos também que podemos utilizar a EAI sem ajuste de cobertura de nuvens evidenciando que ela pode ser utilizada para determinar a $L\downarrow$ do sítio experimental de Santa Maria – RS. O modelo ajustado EAI apresentou erros inferiores a 1,0% em comparação com os valores medidos. Estes resultados estão de acordo com os resultados encontrados por Duarte et al., (2006), Kjaersgaard et al., (2007) e Kruk et al., (2010) na determinação de $L\downarrow$. Além disso, a validação da equação EAI ficou bem similar ao ajuste de R^2 apresentando uma diferença de 8% (1,2%) [2,4%] CC (CPN) [CN].

Tabela 4.8: Equação EAI, cálculo da estatística para a toda série de dados.

	$f(T_{ar,e}) - g(K_t)$	RSME	PBIAS	R2
EAI	---	16,41	-0,2	0,79
EAI	CLM	17,56	-0,3	0,74
EAI	CQB	17,56	-0,3	0,74
EAI	CJG	17,58	-0,3	0,74

Neste trabalho utilizaram-se dados diurnos e noturnos para os cálculos de $L\downarrow$ coletados no sítio de Santa Maria. A equação EAI responde bem para todas as coberturas de céu (CC, CPN, CN) não dependendo da parametrização de cobertura de nuvens $g(K_t)$. A maioria dos estudos, até o momento, não conseguem reproduzir períodos inteiros de dados com apenas

uma equação. Sugita e Brutsaert (1993) utilizando dados obtidos durante um experimento de campo do projeto International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE) conseguiram empiricamente calibrar os parâmetros de sua equação, porém (somente para o verão e o outono) encontraram valores de RMSE em torno de $15-18 \text{ W m}^{-2}$, maiores do que os erros encontrados neste estudo. Culf e Gash (1993), ajustando o coeficiente Brutsaert (1975) para a estação seca na Nigéria em 1990, conseguiram obter um RMSE de 12 W m^{-2} . Entretanto, utilizaram um conjunto de dados limitado a estação do verão e início do outono, válido apenas para dias de céu claro.

4.8 AVALIAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (EAI) PARA O SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS

A proposta desta sessão é avaliar se a equação de L_{\downarrow} (EAI) obtida (avaliada e testada) para o sítio experimental de Santa Maria – RS descreve adequadamente a radiação de onda longa incidente em locais distintos, com cobertura vegetal e condições climáticas semelhantes, para isso foi utilizado o sítio de Pedras Altas – RS.

Os dados obtidos experimentalmente no sítio de Pedras Altas – RS foram separados por cobertura de nuvens segundo Iqbal (1983). Da equação proposta (EAI) foram utilizados os coeficientes A, B e C que melhor se ajustaram para o sítio experimental de Santa Maria – RS. Estas estimativas foram comparadas com os dados obtidos pelo sensor de L_{\downarrow} instalado no local. A diferença entre a L_{\downarrow} calculada e L_{\downarrow} observada foi avaliada através erros RMSE, R^2 e Pbias (Tabela 4.9), onde para o RSME aplicou-se um limiar de 20 W m^{-2} em que abaixo deste valor a equação foi considerada aceitável para uso seguindo a mesma metodologia de Marthews (2011).

Para dias de CC a equação EAI aplicada ao sítio de Pedras Altas – RS, apresenta uma diferença de 8.5% em relação ao RMSE obtido em Santa Maria – RS, evidenciando que a equação proposta para esta cobertura de céu é eficiente e fornece estimativas razoáveis com uma alta precisão. Para CPN foi encontrado o maior valor de RMSE quando comparado as diferentes condições de cobertura de nuvens. Sobre condições de CN a equação EAI obteve os melhores valores para Pbias e R^2 , esta relação pode ser observada para o sítio de Santa Maria – RS, tanto na calibração quanto na validação da mesma. Carmona et al., (2013) desenvolveu um novo modelo de L_{\downarrow} e comparou com outros da literatura para a região de Tandil na Argentina, encontrando erros que variam entre 12 e 16 W m^{-2} e $R^2 \geq 0,85$, similares aos obtidos neste trabalho. Este resultado é bastante satisfatório, pois a maioria das equações

apresentadas na literatura não leva em consideração a condição de céu nublado (IDSO, 1981), e também há poucos modelos específicos para esta característica.

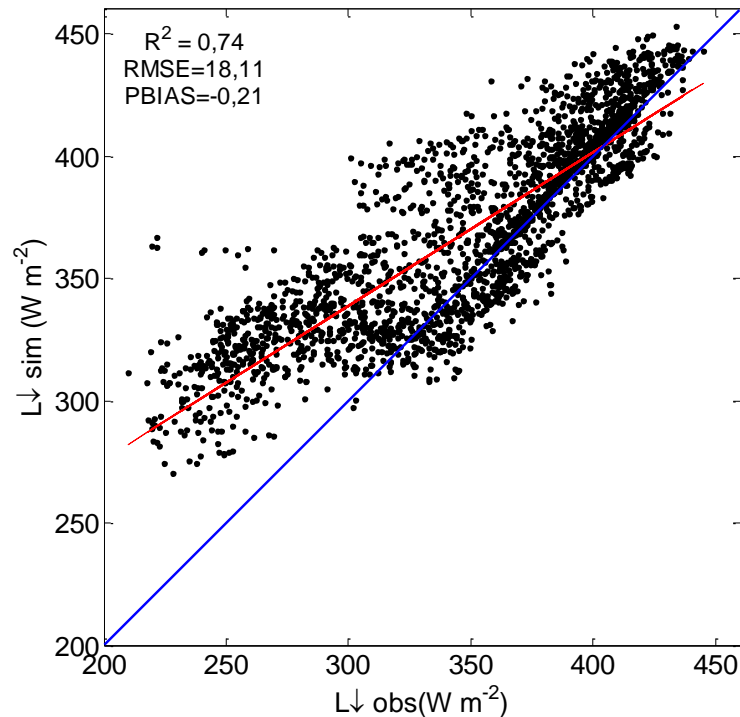
A Figura 4.15 representa o gráfico de dispersão de $L\downarrow$ dos dados modelados em função dos dados observados. Ao analisar o período completo de estudo em Pedras Altas – RS, ou seja, sem separar por cobertura de nuvens, a equação EAI apresenta o maior coeficiente de determinação (0,74). A diferença de RMSE é em torno de 15% dos dados separados por cobertura de nuvens e da série completa.

Duarte et al., 2006, testou dados no sítio experimental de Ponta Grossa no sul do Brasil, usando todos os pontos de dados disponíveis e ajuste de mínimos quadrados não linear para dois conjuntos de dados (céu claro e céu com nuvens), verificando ao utilizar toda a série disponível que não se reduz a estatística de erro para Bias, RMSE e demais análises para qualquer medida significativa e que os coeficientes do ano são suficientes para fins práticos. Diversos trabalhos, tais como: Juszak e Pellicciotti, (2013); Pashiardis et al., (2017); Sridhar e Elliott, (2002); Niemalä et al., (2001); Sicart et al., (2010), utilizam somente dias com cobertura de CC para a estimativa de $L\downarrow$. A proposta do novo modelo apresentado neste trabalho demonstrou-se válida através dos resultados obtidos acima, em que a equação EAI se ajusta bem sobre os tipos de cobertura de céu, sem necessidade de parametrização $g(K_t)$ de cobertura de nuvens.

Tabela 4.9 – Avaliação da equação EAI para o sítio de Pedras Altas RS, usando coeficientes calibrados para Santa Maria – RS e divisão por cobertura de céu.

COBERTURA	f (T_{ar,e})	RMSE	PBIAS	R²
DE NUVENS				
CC	EAI	15,57	-0,3	0,66
CPN	EAI	19,98	-0,2	0,65
CN	EAI	15,69	-0,1	0,69

Figura 4.15: Gráfico de dispersão de radiação de onda longa incidente, valores observados (eixo X) e os valores calculados (eixo Y). A linha vermelha representa o ajuste linear entre os dados calculados e observados para L_{\downarrow} e a azul a linha 1:1, usando coeficientes calibrados para Santa Maria – RS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Com objetivo de analisar a influencia de uma calibração local para os coeficientes da equação EAI, foram realizados os testes descritos na sessão abaixo.

4.9 CALIBRAÇÃO LOCAL DOS COEFICIENTES A, B e C DA EQUAÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (EAI) PARA O SÍTIO DE PEDRAS ALTAS – RS

Com os dados separados por cobertura de céu CC, CPN e CN de Pedras Altas – RS foram os coeficientes A, B e C da equação EAI calibrados localmente pela técnica de mínimos quadrados. Na Tabela 4.10 estão representados por faixa de claridade os melhores desempenhos da simulação de L_{\downarrow} através dos valores de RMSE, R^2 e Pbias.

Ao ajustarmos localmente os coeficientes da equação EAI, observamos estatisticamente que não houve mudanças significativas, para dias de CPN e CN. Para dias de CC o RMSE ajustado para Pedras Altas – RS ficou 26,75% superior ao sem ajuste local e o coeficiente de determinação também não foi o melhor apresentado. Alados Alboledas et al., (1995), em seu estudo afirmam que diferenças menores que 6% no RMSE são pouco

relevantes, logo não faria sentido fazer um ajuste local e sim utilizar a equação EAI com os coeficientes calculados para o sitio experimental de Santa Maria – RS. O que se pode observar é que os valores dos coeficientes (A, B e C) mudaram, porém a estatística mostra que esta mudança não é relevante.

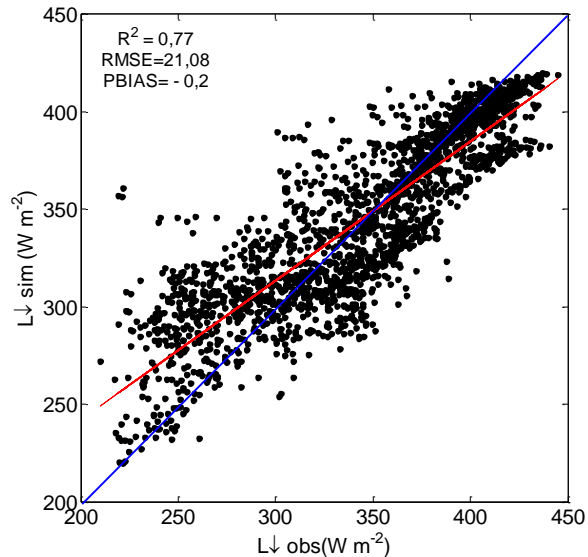
Tabela – 4.10: Calibração local da equação EAI para o sitio de Pedras Altas – RS, com valores estatísticos e divisão por cobertura de céu.

COBERTURA	f (T_{ar},e_a)	A	B	C	RMSE	PBIAS	R²
DE NUVENS							
CC	EAI	-0,24	0,93	0,65	19,73	-0,2	0,77
CPN	EAI	-0,06	0,36	0,57	19,88	-0,1	0,69
CN	EAI	-0,26	0,59	0,10	15,31	-0,1	0,70

Contudo realizou-se um teste utilizando todos os dados de L_↓ coletados em Pedras Altas – RS, para tal os dados não foram separados por cobertura de nuvens, e foram utilizados os coeficientes A, B e C ajustados localmente por mínimos quadrados. Na Figura 4.16 esta apresentado o gráfico de dispersão de radiação de onda longa incidente, onde temos os valores observados no eixo X e os valores calculados representados no eixo Y.

Para o período de estudo notamos que o coeficiente estatístico RMSE apresentou um valor de 21,08 W m⁻², maior que o observado nos outros testes realizados. Segundo Marthews, (2011) valores acima de 20 W m⁻² não são considerados valores estatísticos aceitáveis. Desta forma é evidente que fazer ajuste local para Pedras Altas – RS não se faz necessário e podendo utilizar os coeficientes calibrados para o sitio experimental de Santa Maria – RS.

Figura 4.16: Gráfico de dispersão de radiação de onda longa incidente, valores observados (eixo X) e os valores calculados (eixo Y). A linha vermelha representa o ajuste linear entre os dados calculados e observados para L_{\downarrow} e a azul a linha 1:1, calibrando coeficientes localmente.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.10 COMPARAÇÃO ENTRE EQUAÇÕES DE L_{\downarrow} DESENVOLVIDAS PARA REGIÕES DO BIOMA PAMPA

Carmona et al., (2013), propuseram dois modelos para descrever L_{\downarrow} em uma região de bioma Pampa localizada em Tandil na Argentina, com vegetação semelhante a deste estudo. A equação de L_{\downarrow} Carmona1 (ECM1) considera céu com nuvens, enquanto que a equação de L_{\downarrow} Carmona2 (ECM2) considera condições de céu claro, sendo testadas com a finalidade de comparar as estimativas de L_{\downarrow} das mesmas com a equação proposta (EAI) neste trabalho. As equações de Carmona et al., (2013) estão apresentadas a seguir e levam em consideração a cobertura de nuvens em sua formulação:

L_{\downarrow} Carmona1:

$$ECM1 = [-A + B * T_{ar} + C * UR + D * c] * \sigma T_{ar}^4$$

Sendo, $A = 0,34 \text{ (K}^{-1}\text{)}$; $B = 3,36 \times 10^{-3}$; $C = 1,94 \times 10^{-3}$; $D = 0,213$; c é o termo que caracteriza a presença de nuvens.

$L\downarrow$ Carmona2:

$$ECM2 = [(-A + B * T_{ar} + C * UR) * (1 - c) + c] * \sigma T_{ar}^4$$

sendo, $A = 0,88 \text{ (K}^{-1}\text{)}$; $B = 5,2 \times 10^{-3}$; $C = 2,02 \times 10^{-3}$; c é o termo que caracteriza a presença de nuvens.

Os testes das equações de $L\downarrow$ de Carmona et al., (2013) foram realizados sobre os sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS, empregando os coeficientes originais. Foi utilizado o período de dados experimentais dos anos de 2014 e 2015 para Santa Maria – RS, e para Pedras Altas – RS foi o período de dados disponível do ano de 2016. A tabela 4.11 mostra os valores estatísticos de RMSE, Pbias e R^2 .

A equação ECM2 para dias de céu claro apresenta o menor valor de RMSE para o ano de 2014, com Pbias superestimando os valores obtidos experimentalmente. O pior coeficiente de determinação foi obtido com a equação ECM1 para o ano de 2014, seguida da mesma equação aplicada ao sítio de Pedras Altas – RS (PA). Podemos observar que a equação que utiliza parametrização de cobertura de nuvens apresenta em todos os casos uma superestimativa com relação aos dados experimentais. Enquanto que, a equação desenvolvida para dias de céu claro mostra uma subestimativa em relação aos dados experimentais.

Os resultados apresentados neste estudo em relação às equações desenvolvidas por Carmona et al., (2013) não foram satisfatórios, apresentando valores de erro acima do limiar aceitável (20 W m^{-2}) para ambos os sítios, isto pode estar relacionado a posição geográfica dos sítios estudados ou mesmo por analisarmos períodos diferentes aos do autor. Por outro lado, utilizando a equação proposta de $L\downarrow$ EAI os resultados estatísticos foram melhores sobre o bioma Pampa no sul do Brasil. Desta forma, se evidencia que EAI representa melhor as estimativas de $L\downarrow$ na região de estudo.

Tabela – 4.11: Comparação das equações de Carmona et al., (2013) para os sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS.

$L\downarrow$ ($W\ m^{-2}$)	RMSE	PBIAS	R^2
ECM1 – SM – 2014	35,78	-1,40	0,44
ECM2 – SM – 2014	30,56	2,20	0,68
ECM1 – SM – 2015	36,71	-1,53	0,50
ECM2 – SM – 2015	31,27	2,25	0,72
ECM1 – PA – 2016	40,69	-1,78	0,48
ECM2 – PA – 2016	38,20	2,17	0,66

4.11 INFLUÊNCIA DA EQUAÇÃO EAI NO FECHAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NO MODELO SiB2

O saldo de radiação representa a energia utilizada para os processos de trocas entre a superfície, a atmosfera e o solo ou ainda aos processos físicos e biológicos que ocorrem no sistema superfície-atmosfera (OKE, 2002). O saldo de radiação é composto por quatro componentes de radiação: a radiação solar incidente ($K\downarrow$) e refletida ($K\uparrow$) e a radiação emitida pela superfície ($L\uparrow$) e emitida pela atmosfera para a superfície ($L\downarrow$). Este saldo é particionado em diferentes processos que utilizam a energia na forma de calor para ocorrerem na natureza, como: condução, convecção, evaporação, condensação, transpiração e fotossíntese.

O modelo SiB2 (Simple Biosphere Model versão 2) foi desenvolvido para representar os ecossistemas e fornecer estimativas das trocas de energia, massa e momentum entre a superfície e a atmosfera terrestre (SELLERS et al., 1996). Estas trocas são dependentes da correta prescrição dos parâmetros que representam o solo, da vegetação e das condições atmosféricas observadas no período de simulação.

O objetivo desta sessão é testar a equação de radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$ - EAI) através do modelo SiB2, no período entre os anos de 2014 e 2015 e analisar a influência desta no fechamento do saldo de radiação comparando com resultados obtidos experimentalmente no sítio experimental de Santa Maria – RS, para tal utilizou-se os parâmetros de solo e vegetação *default* do SiB2.

4.11.1 Dados Experimentais de entrada do modelo SiB2

Foram utilizados 24 meses de dados, entre os anos de 2014 a 2015, obtidos do sítio experimental de Santa Maria – RS. Os dados experimentais são obtidos em alta frequência (10

Hz) e depois processados em médias de 60 minutos. Devido a falhas na armazenagem e quedas de energia foram utilizadas técnicas de preenchimento de falhas para os períodos com falta de dados. A primeira técnica de preenchimento utilizou os dados da estação meteorológica automática do INMET a qual se encontra a 4 km de distância da torre micrometeorológica. O preenchimento foi obtido através da regressão linear das seguintes variáveis: pressão atmosférica, radiação de onda curta incidente, umidade relativa do ar, intensidade do vento e temperatura do ar. A segunda técnica utilizou a interpolação linear quando houvesse até 4 dados faltantes.

4.11.2 O Simple Biosphere Model (SiB2)

O modelo SiB2 estima o saldo de radiação em superfície (R_n) como a soma da radiação de onda curta incidente K_{\downarrow} e refletida K_{\uparrow} e a radiação de onda longa emitida pela superfície L_{\uparrow} e emitida pela atmosfera L_{\downarrow} , resultando na seguinte equação:

$$R_n = K_{\downarrow} + K_{\uparrow} + L_{\downarrow} + L_{\uparrow} \quad (4.2)$$

A componente K_{\downarrow} é obtida experimentalmente e inserida como dado de entrada para inicialização do modelo. Dessa forma, o SiB2 calcula as outras componentes de R_n . As componentes de radiação de onda longa L_{\uparrow} e L_{\downarrow} são estimadas pela lei de Stefan-Boltzmann e adaptadas para representar a superfície e a atmosfera, respectivamente. L_{\uparrow} é expressa pela seguinte equação:

$$L_{\uparrow} = (v_c(1 - T_k) * \sigma T_c^4) + ((1 - v_c(1 - T_k)) * \sigma T_g^4) \quad (4.3)$$

onde, σ é a constante de Stefan Boltzmann e vale $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, T_c e T_g , são as temperaturas da vegetação e da superfície, respectivamente, v_c é a fração verde da vegetação e T_k é a radiação térmica da vegetação. Para o cálculo de L_{\downarrow} foram selecionadas, a equação *default* do SiB2 que é a equação de Brunt (1932) com a correção para cobertura de nuvens de Regressão Quadrática de Black (1956) (CQB) (mesma EBR_CQB, Tabelas 3.3 e 3.4) e a equação de radiação de onda longa incidente proposta neste estudo EAI.

A radiação de onda curta refletida é calculada pela seguinte expressão:

$$K_{\uparrow} = \text{alb} * K_{\downarrow} \quad (4.4)$$

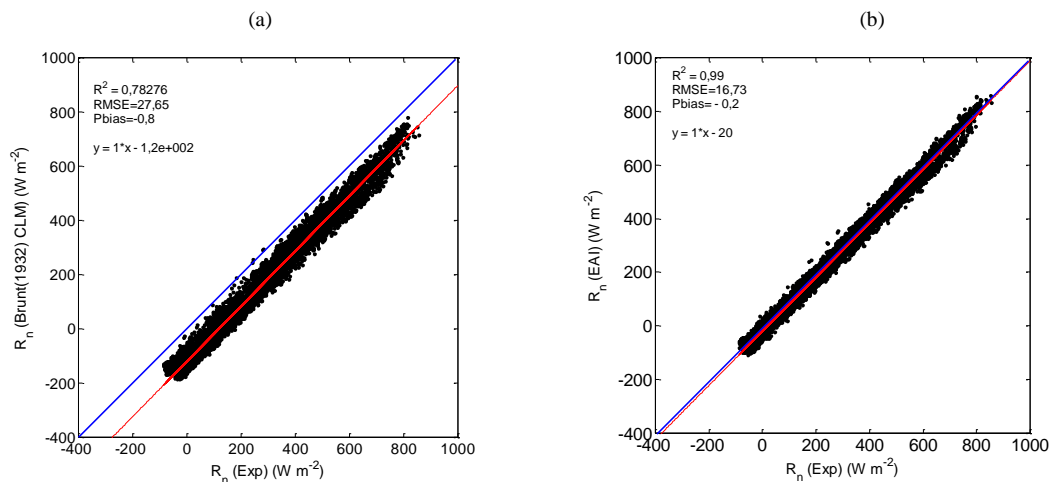
em que, alb é o albedo da superfície.

4.11.3 Resultados obtidos pelo modelo SiB2

Na Figura 4.17 é apresentada a dispersão entre os dados do saldo de radiação (R_n) experimentais e simulados pelo modelo SiB2 com a equação *default* do modelo (Figura 4.7 (a)) e a radiação de onda longa incidente EAI (Figura 4.7 (b)) para todo período de dados. Nesta figura também são apresentados os índices estatísticos.

Analisando a Figura 4.17 (a) observa-se que o dado de simulado pelo SiB2 subestima os dados experimentais para todo período de estudo. Entretanto, o mesmo não é observado para o teste com a equação proposta neste trabalho (EAI), Figura 4.17 (b). Analisando o coeficiente de determinação (R^2) nota-se que o melhor resultado foi obtido para a equação EAI, sem a necessidade de nenhuma correção para cobertura de nuvens. Isto pode estar relacionado ao fato de a equação EAI utilizar em sua formulação além da pressão de vapor d'água, unidade relativa e temperatura do ar.

Figura 4.17 - Dispersão entre dados experimentais e simulados, para todo período de dados, com a equação de radiação de onda longa incidente *default* do modelo SiB2 (Brunt (1932) – CLM) (a) e a equação de radiação de onda longa incidente proposta neste estudo EAI (b). A linha sólida vermelha representa o ajuste linear e a linha sólida azul a linha 1:1.

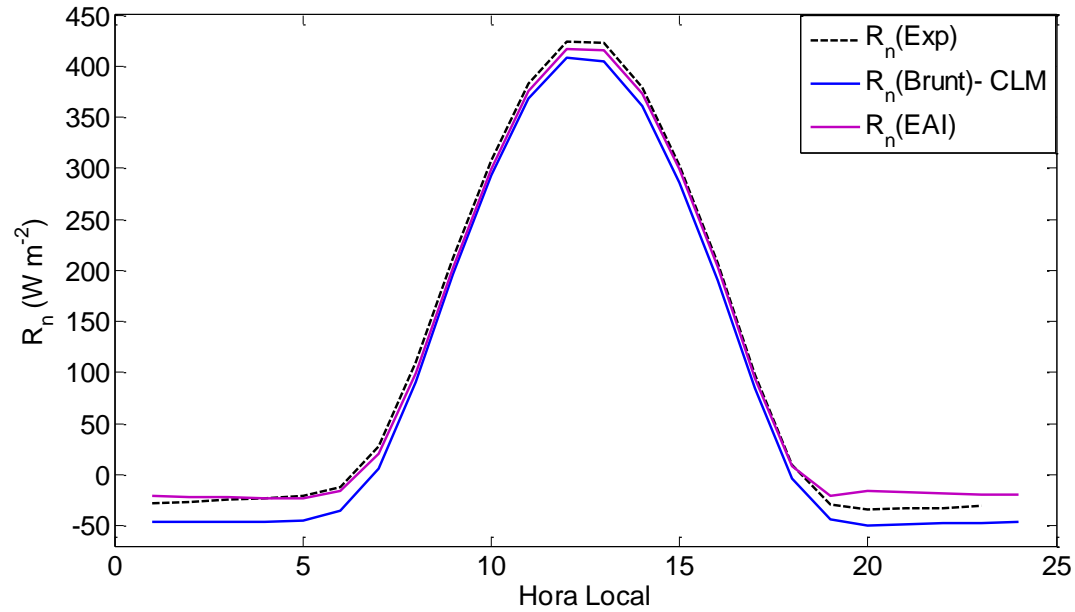


Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 4.18 são mostrados os ciclos diários médios do saldo de radiação experimental e para equações simuladas. Observa-se que os resultados simulados pela equação *default* do modelo SiB2 subestimam os valores experimentais tanto para o período

diurno quanto o noturno, com valor máximo de R_n próximo ao meio dia (408 W m^{-2}). Já para a equação proposta neste estudo EAI, no período noturno percebe-se uma superestimativa em relação aos dados experimentais, onde a maior variação ocorre das 19h às 24h. No período diurno observa-se uma subestimativa em relação aos dados experimentais.

Figura 4.18: Ciclo diário médio do saldo de radiação. Linhas coloridas contínuas representam os resultados simulados pelo modelo SiB2 para os diferentes testes e a linha tracejada preta representa os dados experimentais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5 CONCLUSÃO

Neste trabalho, apresentamos uma análise detalhada da estimativa da $L\downarrow$ utilizando dados experimentais medidos nos sítios de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS. Primeiro testamos doze modelos de estimativa de $L\downarrow$ bem conhecidos na literatura para o sítio experimental de Santa Maria – RS, a fim de testar sua acurácia no local de estudo em condições de cobertura de nuvens (CC, CPN e CN). Os resultados mostraram que todos os modelos apresentaram valores de erro elevados e subestimativa dos mesmos em relação ao experimental. Por conseguinte, foi adicionado o parâmetro de cobertura de nuvens $g(K_t)$ aos modelos com a finalidade de melhorar as estimativas de $L\downarrow$, bem como determinar o quão influenciam a presença de nuvens e aerossóis nos diferentes períodos analisados. Notamos uma melhora considerável no RMSE em relação aos modelos sem $g(K_t)$, principalmente para condições de CN, porém para condições de CC e CNP os erros ainda encontraram-se acima do limiar aceitável. Desta forma, fez-se necessária uma calibração dos coeficientes A, B, C, λ e μ tentando um melhor ajuste dos modelos de $L\downarrow$. Entretanto, os índices estatísticos obtidos não foram satisfatórios.

A partir disto, uma nova equação (EAI) foi desenvolvida para reproduzir com maior acurácia os dados de $L\downarrow$ na região de estudo no sul do Brasil. A nova equação (EAI) foi ajustada e calibrada para o sítio experimental de Santa Maria – RS, e posteriormente avaliada para o sítio de Pedras Altas – RS, mostrando melhor desempenho do que os outros modelos testados, com RMSE variando entre 13 e 18 $W\ m^{-2}$, viés próximo a zero e valores mais elevados do coeficiente de determinação.

Quando avaliada a equação EAI em relação as já existentes na literatura para o bioma Pampa, os resultados encontrados foram mais satisfatórios em relação às mesmas. Logo, sugere-se o emprego de EAI para estimativas de $L\downarrow$ sobre estas áreas, principalmente no Sul do Brasil.

As equações de radiação de onda longa incidente podem influenciar no fechamento do balanço de radiação no modelo SiB2. Neste trabalho observamos que a equação proposta de $L\downarrow$ - EAI é uma boa escolha pra implementação no modelo, podendo gerar resultados mais condizentes com a região de estudo.

A equação EAI responde bem aos testes realizados neste estudo observando os valores de RMSE e R^2 , que são muito semelhantes para ambos os anos avaliados (2014 - 2015). O modelo proposto neste estudo de radiação de onda longa incidente - EAI tem uma parametrização simples, utilizando umidade relativa, pressão de vapor d'água e temperatura

do ar em sua formulação, não necessitando de parametrização de cobertura de nuvens $g(K_t)$ e podendo ser utilizada em condições diurnas e noturnas.

Com base nestes resultados obtidos para o sítio experimental de Santa Maria, a radiação de onda longa incidente estimada pela equação (8) é suficientemente precisa para ser usada como entrada nos modelos de superfície terrestre. Os erros absolutos médios são inferiores a 8% da radiação de onda longa incidente medida experimentalmente. Desta forma, fica evidente que a equação EAI, desenvolvida neste trabalho, apresenta resultados satisfatórios para o cálculo de L_{\downarrow} na região de Santa Maria – RS e Pedras Altas – RS.

6 PERSPECTIVAS FUTURAS

- Avaliar a equação EAI para outros sítios experimentais;
- Implementar a equação EAI em modelos de agrometeorologia (SiB, Agrolbis, etc) e testar sua acurácia no fechamento do balanço de radiação e energia, calibrando os modelos para diferentes locais;
- Analisar a influencia da radiação de onda curta e propor modelos para o fechamento do balanço de energia.

REFERÊNCIAS

- ABOAL, J. R.; JIMENEZ, M. S.; MORALES, D.; GIL, P. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest - The role of fog. *Journal of Hydrology*, 238 (3-4), 2000. pp. 218-230.
- ALADOS-ARBOLEDAS, L. (1993), Estimation of hourly values of downward atmospheric radiation under cloudless skies during day- and night-time conditions, *Theor. Appl. Climatol.*, 48, 127–131.
- AHRENS, C. D. *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Belmont, CA: Brooks/Cole, 2009. 621 p
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-fao irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. *Smithson. Misc. Collect.*, v. 65, p. 1-159, 1918.
- ASSUNÇÃO, H. F., ESCOBEDO, J. F., OLIVEIRA, A. P. A new algorithm to estimate sky conditions based on clearness index and optic air mass. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 90, p. 235-248, 2007.
- BASTABLE, H. G.; SUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observation of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. *Int. J. of Climatol.*, Chicester, v.13, p. 783-796, 1993.
- BECK, E. G. 180 Years of Atmospheric CO₂ Gas Analysis by Chemical Methods. Reprinted from *energy & environment*, v.18, 2007.
- BILBAO, J.; DE MIGUEL, A. H. Estimation of daylight downward longwave atmospheric irradiance under clear-sky and all-sky conditions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 46, n. 6, p. 878-889, 2007
- BINKOWSKI, P. Conflitos ambientais e significados sociais em torno da expansão da silvicultura de eucalipto na "metade sul" do rio grande do sul. 2009.
- BOLDRINI, I. L. B. *Bioma Pampa: diversidade florística e fisionômica*. [S.l.]: Editora Pallotti, 2010.
- BLONQUIST JR, J. M., TANNER, B.D., BUGBEE, B. Evaluation of measurement accuracy and comparison of two new and three traditional net radiometers. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, p. 1709- 1721, 2009.
- BUTT, N.; NEW, M.; MALHI, Y.; COSTA, A. C. L.; OLIVEIRA, P.; SILVAESPEJO, J. E. Diffuse radiation and cloud fraction relationships in two contrasting Amazonian rainforest sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 150, p. 361-368, 2010.
- BRUNT, D., 1932: Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 58, 389–420.

BRUTSAERT, W. A derivable formula for long-wave radiation from a clear skies. *Water Resour.*, v. 11, p. 742-744, 1975.

BASTABLE, H. G., SHUTTLEWORTH, W. J., DALLAROSA, R. L. G., FISCH, G., NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed amazonian forest. *International Journal of Climatology*, v.13, n. 7, p. 783-796 , 1993.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere, *Quarterly Journal Royal Meteorology Society*, London, v. 58, p.389-418, 1932.

CARMEÑO, Z. S. **Estufas: instalação e manejo**. Lisboa: Litexa, 1990.

CARMONA, F. RIVAS, R. & CASELLES, V. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theor Appl Climatol* (2014) 115:281–295.

CHOI, M., 2013. Parameterizing daytime downward longwave radiation in two Korean regional flux monitoring network sites. *J. Hydrol.* 476, 257–264.

CRAWFORD TM, DUCHON CE (1999) An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *J Appl Meteorol* 38 (4):474–480

CULF AD, GASH JHC (1993) Long-wave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas. *J Appl Meteorol* 32:539–547.

DALLACORT, R.; RICIERI, R.P.; SILVA, S. de L.; PAULO, S.L. de F.; SILVA, F.F da; Análises do comportamento de um actinógrafo bimetálico (R. Fuess-Berlin-Steglitz) em diferentes tipos de cobertura do céu. *Acta Scientiarum Agronomy*, Maringá, vol.26, n 4, p.413-419, 2004.

DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F. Série temporal diária média horária e anual média mensal diária da irradiação solar difusa anisotrópica. *Energia na Agricultura*, v. 21, p. 1-15, 2006.

DILLEY, A.C., O'BRIEN, D.M. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 124, p. 1391-1401, 1998.

DRUMMOND, A. J. On the measurements of sky radiation. *Archiv*

EISBERG, R.; RESNICK, R. *Física Quântica*, Edit. [S.l.]: Elsevier, Rio de Janeiro, 1979.

FLERCHINGER GN, XAIO W, MARKS D, SAUER TJ, YU Q (2009) Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. *Water Resour Res* 45:W03423

GALVÃO, J. A. C., FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Santa Maria, v. 8, n. 1, p. 1-10, 2000.

GARRATT, J. R., 2001: Clear-sky longwave irradiance at the earth's surface—Evaluation of climate models. *J. Climate*, 14, 1647–1670.

GATES, W. L. Modeling the ice-age climate. *Science*, v. 191, p. 1138-1144, 1976.

GRAGSON, T.L. Time in Service to Historical Ecology. *Ecological and Environmental Anthropology*, v. 1, n. 1, 2005. p. 2-9.

GRIMM, A. M. et al. Anomalias de precipitação no sul do Brasil em eventos El Niño. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE METEOROLOGIA CAMPOS DO JORDÃO. Congresso Brasileiro de Meteorologia. [S.l.], 1996. v. 9, p. 1098–1102.

GELMAN, M. Climate prediction center. *Satellite Observations*, v. 1450, n. 1990, 1989.

IDSO, S.B., JACKSON, R.D. Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 74, p. 5397–5403, 1969.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Nova Iorque, Academic Press, 1983. 390p.

JACOBS JD (1978) Radiation climate of Broughton Island. In: Barry RG, Jacobs JD (eds) Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait, Institute of Arctic and Alp. Research. Occas. Paper No.26, University of Colorado. Boulder, CO, pp 105–120.

KJAERGAARD, J.H., PLAUBORG, F.L., Hansen, S., 2007. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. *Agr. Forest Meteorol.* 143, 49–63.

KONZELMANN T, VAN DE WAL RSW, GREUILL W, BINTANJA R, HENNEKEN EAC, Abeouchi A (1994) Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. *Global Planet Change* 9:143–164

KRUK, N., VENDRAME, I., DA ROCHA, H., CHOU, S., CABRAL, O., 2010. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 115–123.

LHOMME, J.P, VACHER, J.J., ROCHETEAU, A. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano, Bolivia, *Agricultural and Forest Meteorology* 145 (2007) 139–148.

LIU, K.N. An introduction to atmospheric radiation, San Diego: Academic Press, 1980. 392 p.

MAYKUT GA, CHURCH PE (1973) Radiation climate of Barrow, Alaska. *J Appl Meteorol* 12:620–628

MENDONÇA, E.D.D., CAMPELO JR, J.H., PRIANTI FILHO, N. Estimativa da emissividade atmosférica em Santo Antônio do Leverger-MT. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Santa Maria, v. 4, n. 2, p. 63-71, 1996.

MCCREE, K. J. Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data. *Agric. Meteorol.*, v. 10, p. 443-453, 1972.

NIEMELÄ, S., RÄISÄNEN, P., SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterization part I: longwave radiation, *Atmos. Res.*, v. 58, p. 1-18, 2001.

OHMURA, A., et al. (1998), Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79(10), 2115–2136,

OKE, T.; CLEUGH, H. Urban heat storage derived as energy balance residuals. *BoundaryLayer Meteorology*, Springer, v. 39, n. 3, p. 233–245, 1987.

PRATA, A.J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 122, p. 1127-1151, 1996.

PASHIARDIS S., KALOGIROU S.A., PELENGARIS A. Characteristics of longwave radiation through the statistical analysis of downward and upward longwave radiation and inter-comparison of two sites in Cyprus. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 164 (2017) 60–80

PEREIRA, A. R., GREEN, S., VILLA NOVA, N. A. Relationships between single tree canopy and grass net radiation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 142, p. 45-49, 2007.

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, v. 13, n. 2–3, p. 125-153, 2000.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the köppengeiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions*, v. 4, n. 2, p. 439–473, 2007.

RICIERI, R.P. Modelos de estimativa e avaliação dos métodos de medida da radiação solar difusa, UNESP, Botucatu, 1998. 81 p. Tese (Doutorado) – Programa de Pós Graduação em Energia na Agricultura - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 1998.

RIGHI, E. Z., HELDWEIN, A. B.; MALDANER, I. C.; PITTOL, D. D.; STÜKER, L. P. E. Balance of longwave radiation employing the rate of solar radiation for Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brazil. *evista Ciência Agronômica*, v. 46, n. 1, p. 29-37, jan-mar, 2015

SANTOS, J. M.; PINAZO, J. M.; CAÑADA, J. Methodology for generating daily vclearness index values Kt starting from the monthly average daily value Kt. determining the daily sequence using stochastic models. *Renewable Energy*, v. 28, p. 1523-1544, 2003.

SATTERLUND, D.R. An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. *Water Resour. Res.*, v. 15, p. 1649– 1650, 1979.

SICART, J. E., J. W. POMEROY, R. L. H. ESSERY, AND D. BEWLEY (2006), Incoming longwave radiation to melting snow: Observations, sensitivity and estimation in northern environments, *Hydrol. Processes*, 20, 3697–3708, doi:10.1002/hyp.6383

SLOAM, R., SHAW, J. H., VILLANUEVA, J. Thermal radiation from the atmosphere. *J. Opt. Soc. Am.*, v. 46, p. 543-547, 1956.

SWINBANK, W.C. Long-Wave Radiation from clear skies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

SILVA, R. C. da et al. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no pantanal matogrossense durante o período seco de 1999. *CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 12, 2002, Foz do Iguaçu, Anais, Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, 1 CD-ROM.

SOLÓRZANO, A.; OLIVEIRA, R.B. de & GUEDES-BRUNI, R.R. Geografia, História e Ecologia: criando pontes para a interpretação da paisagem. *Ambiente & Sociedade*, Campinas, v. XII, n.1, 2009. p. 49-66.

SOUZA, A.P. DE; GOMES, E. N.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, A. Annual evolution of global, direct and diffuse radiation and fractions in tilted surfaces. *Engenharia Agrícola*, v. 32, p. 247-260, 2012.

SOUZA, A.P. DE; GOMES, E. N.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, A. Annual evolution of global, direct and diffuse radiation and fractions in tilted surfaces. *Engenharia Agrícola*, v. 32, p. 247-260, 2012.

SUGITA M, BRUTSAERT WH (1993) Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. *Water Resour Res* 29(3):599–605

Unsworth MH, Monteith JL, (1990) *Principles of environmental physics*, 2nd edn. Butterworth, Oxford

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia. Versão Digital 2*. Recife: [s.n.], 2006. 449 p.

WANG, K., LIANG, S., 2009. Global atmospheric downward longwave radiation over land surface under all-sky conditions from 1973 to 2008. *J. Geophys. Res.* 114, D19101

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. Estados Unidos: Academic Press, 2006. 483 p.

se