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

Tamíres Zimmer

# DINÂMICA DAS PROPRIEDADES TÉRMICAS E DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO BIOMA PAMPA

Santa Maria, RS 2017

**Tamíres Zimmer** 

## DINÂMICA DAS PROPRIEDADES TÉRMICAS E DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO BIOMA PAMPA

Dissertação de Mestrado 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 **Mestre em Física**.

ORIENTADORA: Prof.ª Débora Regina Roberti

COORIENTADOR: Prof. Virnei Silva Moreira

Santa Maria, RS 2017

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

Zimmer, Tamíres Dinâmica das propriedades térmicas e do fluxo de calor no solo em uma área de pastagem no Bioma Pampa / Tamíres Zimmer.- 2017. 60 p.; 30 cm Orientadora: Débora Regina Roberti Coorientador: Virnei Silva Moreira Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Física, RS, 2017 1. Propriedades térmicas do solo 2. Fluxo de calor no solo 3. Bioma Pampa I. Roberti, Débora Regina II. Silva Moreira, Virnei III. Título. ©2017

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

End. Eletr.: tz.tamireszimmer@gmail.com

**Tamíres Zimmer** 

## DINÂMICA DAS PROPRIEDADES TÉRMICAS E DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO BIOMA PAMPA

Dissertação de Mestrado 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 **Mestre em Física**.

Aprovado em 7 de agosto de 2017:

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

Lidiane Buligon, Dra. (UFSM)

Dirceu Herdies, Dr. (CPTEC/ INPE )

Santa Maria, RS 2017

## DEDICATÓRIA

Aos meus pais

#### AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Alberto e Loane, por todo o apoio, compreensão e carinho recebido em qualquer circunstância e por sempre acreditarem em mim e nunca me deixarem desistir.

À minha irmã Tainara, pela convivência, risadas, desabafos e palavras de incentivo. Ao meu noivo Marlon, por toda a compreensão.

À minha família por todo apoio.

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

À Profa. Dra. Lidiane Buligon por acompanhar e contribuir com o meu trabalho durante o mestrado, e pelos conhecimentos transmitidos desde a graduação.

À minha amiga Vanessa, por toda ajuda, "coorientação" e amizade. Obrigado pelas palavras positivas nos momentos mais difíceis.

À meu amigo Michel, pelo apoio, risadas, estudo desde o segundo semestre da graduação e também por nunca me deixar desistir. Obrigado por me acompanhar há tantos anos em todas as situações.

Aos meus colegas do Laboratório em especial, Daniele, Gisele, Iván, Leugim e Marcelo pelo apoio, companheirismo e conhecimentos compartilhados.

Aos meus amigos pela amizade e torcida, mesmo que às vezes a correria do dia a dia impeça os nossos encontros.

Aos meus amores de quatro patas, por me fazerem sorrir todos os dias, independentemente da situação.

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 na forma de bolsa de mestrado.

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

A persistência é o menor caminho do êxito.

(Charles Chaplin)

## RESUMO

# DINÂMICA DAS PROPRIEDADES TÉRMICAS E DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO BIOMA PAMPA

# AUTORA: Tamíres Zimmer ORIENTADORA: Débora Regina Roberti COORIENTADOR: Virnei Silva Moreira

Para a caracterização térmica de um solo é necessário a determinação das suas propriedades térmicas, pois elas descrevem como ocorre o armazenamento e a propagação da energia térmica em função do tempo e da profundidade. Este conhecimento é importante para caracterizar o microclima local, sendo essencial para os estudos da germinação de sementes e do crescimento das plantas. Este trabalho tem como objetivo estudar a dinâmica do fluxo de calor no solo e das propriedades térmicas, estimadas através de séries temporais, obtidas experimentalmente, em um solo localizado no Bioma Pampa. Além disso, foram testados dois métodos analíticos para estimativa do fluxo de calor no solo: o método da amplitude e o método da mudança de fase. Todas as estimativas foram realizadas para diferentes configurações de cobertura de céu e umidade do solo. Os valores encontrados de condutividade térmica, difusividade térmica e a capacidade térmica volumétrica estão dentro da faixa de valores obtidos na literatura. Além disso, as propriedades do solo analisadas mostraram dependência com a umidade do solo e as diferentes coberturas de céu. As diferenças entre os resultados experimentais e os modelados de fluxo de calor no solo foram muito pequenas, sugerindo que os dois modelos sejam aceitáveis para a estimativa do fluxo de calor no solo. Portanto, os resultados apresentados fornecem subsídios para estudos de técnicas ecológicas adeguada para o solo no Bioma Pampa.

**Palavras-chave:** FLUXO DE CALOR NO SOLO. PROPRIEDADES TÉRMICAS DO SOLO. BIOMA PAMPA.

# ABSTRACT

# DYNAMICS OF THERMAL PROPERTIES AND SOIL HEAT FLUX IN A PASTURE AREA IN THE PAMPA BIOME

# AUTHOR: Tamíres Zimmer ADVISOR: Débora Regina Roberti CO-ADVISOR: Virnei Silva Moreira

For the thermal characterization of a soil it is necessary to determine its thermal properties, because they describe how the storage and the propagation of thermal energy vary a function of time and depth. This knowledge is important to characterize the local microclimate, essential for studies of seed germination and plant growth. The objective of this study was to study the dynamics of thermal properties and soil heat flux in a pasture area in the Pampa Biome. In addition, two analytical methods were used to estimate soil heat flux: the amplitude method and the phase change method. All the estimates were made for different conditions of sky cover and soil moisture. The values of thermal conductivity, thermal diffusivity and volumetric thermal capacity are within the range of values found in the literature. Additionally, the soil properties presented dependence on soil moisture and different sky coverages. The differences between the experimental and the model results of soil heat flux were very small, suggesting that the two models are acceptable for estimating the soil heat flux. Therefore, the presented results provide subsidies for studies of ecological techniques suitable for the soil in the Pampa Biome.

Keywords: SOIL HEAT FLUX. SOIL THERMAL PROPERTIES. PAMPA BIOME.

## 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.	14
Figura 2.2 –	Representação dos componentes do balanço de energia: (a) durante o	
Figura 2.3 –	dia e (b) durante a noite Dependência da condutividade térmica com o teor de água em um meio poroso. O contato entre os grãos é restrito a pequenas regiões (vermelho) e a área de seção transversal correspondente é limitante para o fluxo de calor em um meio completamente seco (a). À medida que o teor de água aumenta, as vias se ampliam consideravelmente, levando a uma maior	17
<b>-</b>	condutividade (b à d).	19
Figura 3.1 -	Ímagem da localização e instrumentação da torre de fluxo instalada na área de estudo.	25
Figura 4.1 –	Média diária da radiação global para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.	31
Figura 4.2 –	Média diária da temperatura do ar para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015	32
Figura 4.3 –	Média diária do índice de claridade para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.	33
Figura 4.4 –	Acumulado diário da precipitação para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.	33
Figura 4.5 –	Dados horários da temperatura do solo para as profundidades de 0,05 $m$ e 0,15 $m$ para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015	34
Figura 4.6 –	Dados horários da umidade do solo para a profundidade de 0,10 <i>m</i> para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015	35
Figura 4.7 –	Média diária do fluxo de calor no solo para a profundidade de 0,10 <i>m</i> para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.	35
Figura 4.8 –	Relação entre a umidade do solo e a condutividade térmica pelo método da mudança de fase para todo o período de estudo (01 de setembro de	
Figura 4.9 –	2014 a 01 de setembro de 2015) Dispersão entre a condutividade térmica e a umidade do solo para o mé- todo da mudança de fase: (a) período de CCS; (b) período de CCU; (c) período de CPNS; (d) período de CPNU; (e) período de CNS; (f) período	36
Figura 4.10	– Gráfico de dispersão do fluxo de calor no solo horário modelado ( $G_{mod}$ ) em comparação ao experimental ( $G_{exp}$ ). (a) Método da amplitude e (b) método da mudança de fase para a condição de CCS; (c) método da amplitude e (d) método da mudança de fase para a condição de CCU; (e) método da amplitude e (f) método da mudança de fase para a condição de CPNS; (g) método da amplitude e (h) método da mudança de fase para a condição de CPNU; (i) método da amplitude e (j) método da mudança de fase para a condição de CNS; (k) método da amplitude e (l) método da mudança de fase para a condição de CNU. A linha sólida amarela	38

representa o ajuste linear e a linha sólida preta a linha 1:1. ..... 42

## LISTA DE TABELAS

Tabela	3.1 - Instrumento de medida, variáveis medidas, nível de instalação e modelo	
	dos sensores instalados na torre de fluxo da área de estudo	26
Tabela	3.2 - Características físico-hídricas do solo em diferentes profundidades na	
	área de estudo. Sendo que Prof é a profundidade (m), $\rho_{solo}$ é a densidade	
	do solo ( $kg \ m^{-3}$ ), P é a porosidade total, Macro é a macroporosidade,	
	Micro é a microporosidade, CC é a capacidade de campo ( $m^3 \ m^{-3}$ ) e	
	PMP é o ponto de murcha permanente ( $m^3 m^{-3}$ )	27
Tabela	3.3 - Características físicas do solo em diferentes profundidades na área de	
	estudo. Sendo que Prof é a profundidade $(m)$ , e as unidades, de areia	
	total, areia fina, areia grossa, silte e argila, é dado em (%). $\ldots$	27
Tabela	4.1 – Valores encontrados para a condutividade térmica $\lambda$ ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ), difusi-	
	vidade térmica $k$ $(m^2s^{-1})$ e capacidade térmica volumétrica $c_v$ $(Jm^{-3}K^{-1})$ ,	
	para o método da amplitude e método da mudança de fase para cada	
	umas das classificação do período de estudo	37
Tabela	4.2 – Média dos valores do fluxo de calor no solo $G$ ( $Wm^{-2}$ ), temperaturas do	
	solo $T_{solo5}$ e $T_{solo15}$ , nas profundidades de 0.05 (m) e 0.15 (m), respectiva-	
	mente, gradiente de temperatura $dTdz^{-1}$ ( $Km^{-1}$ ) e do saldo de radiação	
	$R_n$ ( $Wm^{-2}$ ) para a classificação do período de estudo	40
Tabela	4.3 – Valores estatísticos encontrados para comparação de $G_{mod}$ horário pelo	
	método da amplitude e método da mudança de fase	41

## **SUMÁRIO**

1	INTRODUÇÃO	11
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
2.1	O BIOMA PAMPA	14
2.2	BALANÇO DE RADIAÇÃO	15
2.3	BALANÇO DE ENERGIA	16
2.4	FLUXO DE CALOR NO SOLO	17
2.5	PROPRIEDADES TÉRMICAS DO SOLO	19
2.5.1	Condutividade térmica	19
2.5.2	Difusividade térmica	20
2.5.3	Capacidade térmica volumétrica	20
2.6	CONTRIBUIÇÃO DA ÁGUA NO COMPORTAMENTO TÉRMICO DOS SOLOS	20
2.6.1	Umidade do solo	21
2.6.2	Água disponível	21
2.7	ÍNDICE DE CLARIDADE	22
3	MATERIAIS E MÉTODOS	25
3.1	LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	25
3.1.1	Variáveis atmosféricas e do solo	25
3.1.2	Descrição do solo	26
3.2	CLASSIFICAÇÃO DOS DADOS EXPERIMENTAIS	27
3.2.1	Cobertura do céu	27
3.2.2	Umidade no solo	27
3.2.3	Classificação final proposta	28
3.3	MODELO: EQUAÇÃO DE CONDUÇÃO TÉRMICA CLÁSSICA	28
3.3.1	Método da Amplitude e Mudança de Fase	29
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1	MEDIDAS EXPERIMENTAIS	31
4.1.1	Variáveis atmosféricas	31
4.1.2	Variáveis do solo	34
4.2	CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SOLO	36
4.3	ANÁLISE DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EXPERIMENTAL E MODELADO	
	PELOS METODOS DA AMPLITUDE E MUDANÇA DE FASE	40
5	CONCLUSAO	45
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46
	ANEXO A – SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE CONDUÇÃO TÉRMICA CLÁSSICA	50

### 1 INTRODUÇÃO

A complexa interação entre o solo, a vegetação e a atmosfera precisa ser entendida para melhorar as previsões meteorológicas e o desempenho dos modelos hidrológicos e ecológicos (ALKHAIER; FLERCHINGER; SU, 2012). A compreensão e a estimativa das trocas de energia e das propriedades térmicas do solo desempenham um papel importante na descrição e na modelagem das diferentes interações entre o solo-planta-atmosfera, balanço de energia de superfície, ciclo hidrológico, modelos de previsão do tempo e de previsão de produção agrícola, entre outros.

As propriedades térmicas do solo influenciam a partição da energia na superfície, pois estão relacionadas à transferência de calor através do solo (NWADIBIA; UGWU; ADU-LOJU, 2010). Assim, considerando-se que diferentes tipos de solo apresentam características peculiares, faz-se necessário que sejam identificadas as suas propriedades térmicas, para cada uma destas situações particulares. Tais propriedades são resultantes de um conjunto de fatores, incluindo a textura, a composição e a umidade do solo (REICHARDT; TIMM, 2004).

O conhecimento das propriedades térmicas do solo é essencial para o estudo do balanço de energia superficial, para quantificar a temperatura tanto do solo como da superfície, e para estimar o armazenamento de calor (ROXY; SUMITHRANAND; RENUKA, 2014). Sendo assim, a busca por informações das propriedades térmicas do solo, em especial, do fluxo de calor no solo, é de fundamental importância para a compreensão e avaliação das variações no microclima da vegetação, nas diversas condições de solo e das variações da atmosfera. Segundo Arya (2001) a energia térmica do solo é um dos fatores fundamentais que controlam o crescimento e o desenvolvimento dos vegetais, influenciando na velocidade de germinação das sementes.

A quantidade de energia térmica utilizada para aquecer o solo é denominado fluxo de calor no solo (G), ou seja, representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo para aquecê-lo (GALVANI; ESCOBEDO; PEREIRA, 2001). Este fluxo nas diferentes profundidades pode variar bastante no espaço e com o tempo. Para Wang e Bras (1999) a medida precisa do fluxo de calor no solo é uma tarefa difícil.

Todavia existem diversos tipos de metodologias para estimar G, a mais frequente utiliza sensores tipo placas que são usados para fazer medições diretas. No entanto, estes sensores geralmente precisam ser instalados em uma certa profundidade no solo, normalmente alguns centímetros abaixo da superfície de acordo com Oke e Cleugh (1987) para evitar distúrbios. Segundo Kimball et al. (1976), o movimento relativamente rápido da água perto da superfície do solo afeta a precisão das medidas de fluxo de calor devido ao mau contato térmico entre as placas e o solo. Heusinkveld et al. (2004) afirma que o G é frequentemente medido de forma incorreta, sendo introduzidos erros nos cálculos do balanço de energia.

Diante destes fatos, muitos pesquisadores utilizam métodos analíticos para o cálculo de G, a partir de equações diferencias que modelam a temperatura do solo, usando como condição de contorno dados experimentais em duas profundidades. A partir destas equações é possivel determinar a condutividade térmica ( $\lambda$ ), a difusividade térmica (k) e a capacidade térmica volumétrica ( $c_v$ ), as quais são parâmetros vitais para esta estimativa de G.

Na literatura são encontradas diferentes metodologias para a estimativa das propriedades térmicas do solo. No trabalho de Souza et al. (2006) os autores adotaram metodologias laboratoriais para a determinação da difusividade térmica, assim como Araujo et al. (2004) para obtenção dos valores de condutividade térmica. Por outro lado, Alvalá et al. (2002), Horton, Wierenga e Nielsen (1983) e Antonino et al. (1997) estimaram as difusividades térmicas a partir de medidas experimentais da temperaturas do solo com uma boa aproximação.

Gao et al. (2008) utilizaram três métodos (amplitude, mudança de fase e conduçãoconvecção) para estimar a difusividade térmica do solo e validaram usando dados coletados no experimento de campo em Loess Plateau (LOPEX), China. Gao, Wang e Horton (2009) compararam seis métodos para determinar a difusividade térmica do solo (amplitude, mudança de fase, arco-tangente, logarítmica, harmônica e condução-convecção) usando dados coletados sob uma única condição climática em um sítio no Planalto Loess da China e os resultados mostraram-se confiável para a estimativa.

Otunla e Oladiran (2013) avaliaram o desempenho destes mesmos métodos para estimar a difusividade térmica em ambas as estações seca e úmida na África Ocidental, utilizando condições climáticas semelhantes. Miao et al. (2012) propuseram usar o fluxo de calor no solo para avaliar o método da amplitude e mudança de fase para estimar a difusividade térmica. A avaliação destes métodos foi realizada com 5 dias de dados coletados em condições de céu claro. No estudo de An et al. (2016), o fluxo de calor no solo foi estimado por quatro métodos (amplitude, mudança de fase, harmônico e condução-convecção) como forma de avaliar os valores de difusividade térmica obtidos para um experimento de campo realizado em um sítio semiárido de águas subterrâneas localizado na China, em diferentes condições climáticas, sendo que o desempenho dos métodos utilizados variaram com as diferentes condições climáticas.

No entanto, estudos das propriedades térmicas do solo e *G* relacionados a pastagens ainda são poucos representativos. Um exemplo são os campos do Bioma Pampa. O Bioma Pampa brasileiro possui uma vasta área de campos naturais e é também conhecido como campos do Sul integrando grande parte do território do Estado do Rio Grande do Sul.

Para Binkowski (2009), o Pampa apresenta um papel significativo na conservação da biodiversidade, no entanto, apresenta propriedades ainda pouco pesquisadas, uma

vez que a atividade predominante, por décadas, foi a pecuária. O pouco conhecimento, justifica-se pelo fato de que são os agrossistemas que despertam maior interesse científico devido a seu impacto econômico na produção de alimentos. Porém, o estudo da dinâmica térmica do solo no Bioma Pampa é de fundamental importância para o conhecimento e entendimento deste conjunto de ecossistemas, como por exemplo analisar como a energia térmica influencia a existência e preservação de uma espécie vegetal (ou animal).

Dentro do contexto apresentado, o objetivo geral deste trabalho é estudar a dinâmica das propriedades térmicas do solo no Bioma Pampa e caracterizar a contribuição da água no solo no comportamento térmico do solo.

De maneira específica, será utilizado os métodos da amplitude e mudança de fase para obter as estimativas das propriedades térmicas, tais como a condutividade térmica  $(\lambda)$ , a difusividade térmica (k) e a capacidade térmica volumétrica  $(c_v)$ . O fluxo de calor no solo (G), a partir de séries temporais da temperatura do solo obtidas experimentalmente numa área de pastagem natural no Bioma Pampa. Variações sazonais do fluxo de calor no solo e da temperatura também são analisados, além da estimativa e da relação entre as propriedades do solo e as condições de céu e de umidade do solo.

Este trabalho é apresentado em 5 capítulos. No segundo capítulo é realizada uma breve revisão dos principais tópicos que fundamentaram a pesquisa; o terceiro capítulo descreve os dados e a metodologia utilizada neste trabalho; o quarto capítulo apresenta os resultados bem como a discussão dos principais tópicos; e no quinto capítulo é realizada as conclusões finais obtidas neste estudo.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo dedica-se a uma breve revisão dos principais tópicos que fundamentaram a pesquisa, através dos quais, a revisão permitiu compreender melhor os parâmetros utilizados, suas características e, principalmente, as relações com as propriedades físicas analisadas neste trabalho.

### 2.1 O BIOMA PAMPA

Na América do Sul o Bioma Pampa, também conhecido como campos do Sul, estende-se por uma área de aproximadamente 750 mil  $km^2$  compreendidos entre Brasil, Uruguai e Argentina. No Brasil, o Bioma Pampa possui uma área de aproximadamente 176.496  $km^2$ , correspondendo a 2,07% do território brasileiro (IBGE, 2004) e 63% do Estado do Rio Grande do Sul (BOLDRINI, 2010), conforme ilustrado na Figura 2.1.

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: Elaborado por AZEVEDO (2013).

Estas áreas passaram a sofrer mudanças desde a época da colonização, especial-

mente com a introdução da pecuária, o avanço de áreas agrícolas e o estabelecimento da estrutura fundiária de médias e grandes propriedades.

Segundo o Ministério do Meio Ambiente (ROSA, 2008) neste bioma há, aproximadamente, 3000 espécies vegetais, 100 espécies de mamíferos e 500 espécies de aves. Seu reconhecimento como bioma é recente, somente a partir do ano de 2004 o Pampa foi desmembrado do Bioma Mata Atlântica.

Os campos sulinos são caracterizados pelo predomínio de vegetação campestre do tipo herbácea rasteira com características de gramíneas, apresentando também vegetação arbustiva e áreas florestais (BOLDRINI, 2010). A agropecuária é fortemente desenvolvida nesta região, devido aos campos naturais que servem como recurso essencial de exploração (NABINGER et al., 2009).

O clima do Bioma Pampa é classificado como subtropical úmido, Cfa, de acordo com a classificação climática de Köppen (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007), com verões quentes, invernos frios e estações do ano bem definidas.

## 2.2 BALANÇO DE RADIAÇÃO

O Sol é a principal fonte de energia para a realização dos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície e na atmosfera. O processo de transferência de energia, proveniente do Sol, é chamado de radiação solar, e se dá através 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:

$$F = \sigma T^4 \tag{2.1}$$

em que,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman  $(5, 67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4})$  e T é a temperatura do corpo (°C). Entretanto, a Terra e o Sol não são considerados corpos negros, pois não estão em equilíbrio térmico, deste modo atribuímos a condição de multiplicar a Eq.(2.1) pela emissividade de cada corpo (EISBERG; RESNICK, 1979).

Ao incidir radiação eletromagnética sobre um corpo, parte desta energia é absorvida e parte é refletida pelo corpo. Este mesmo processo ocorre simultaneamente na atmosfera, devido a sua constituição gasosa, e na superfície terrestre. Partículas suspensas e vapor de água presentes na atmosfera são os responsáveis por refletirem, absorverem, espalharem e transmitirem a radiação eletromagnética vinda do Sol. O mesmo comportamento é observado para a radiação solar incidente que chega na superfície terrestre. A radiação eletromagnética oriunda do Sol é denominada de onda curta (K), e a radiação eletromagnética da superfície e 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 descrito pela relação:

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

sendo:  $R_n$  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 recebida pelo sol e  $L \uparrow$  a radiação de onda longa emitida pela superfície para o espaço, todas expressas em  $Wm^{-2}$  (OKE; CLEUGH, 1987).

#### 2.3 BALANÇO DE ENERGIA

Os ganhos e perdas de energia em uma superfície estão em equilíbrio, de acordo com a lei de conservação de energia (PEREIRA, 2002). A energia disponível na superfície pode ser quantificada pelas equações do balanço de radiação Eq.(2.2) e balanço de energia Eq.(2.3). O saldo de radiação é então particionado da seguinte maneira:

$$R_n - G = H + LE \tag{2.3}$$

sendo composto por termos que representam a transferência de energia na forma de calor para aquecer a atmosfera (calor sensível, H) e evaporar a água (calor latente, LE) e pela transferência de energia, por condução para aquecer o solo (fluxo de calor no solo, G). Os termos do lado esquerdo e direito da Eq.(2.3) são definidos como energia disponível  $(R_n - G)$  e fluxos turbulentos (H + LE), respectivamente.

O balanço de energia permite-nos avaliar as alterações no microclima da vegetação em função dos estágios de desenvolvimento da cultura e das condições do solo e da atmosfera, pois tem como base a contabilização dos diversos tipos de energia em interação com a superfície terrestre, sendo a energia solar a principal fonte e o saldo resultante, denominado de saldo de radiação ( $R_n$ ) (BISHT et al., 2005).

O saldo de radiação é normalmente positivo durante o dia e negativo durante a noite, definindo a diferença entre as perdas e os ganhos de energia na superfície. No período diurno (Figura 2.2, a) o solo recebe radiação solar, e quando aquecido cede energia para o aquecimento do ar (H), evaporação da água (LE) e aquecimento de camadas mais profundas do solo (G). Durante a noite (Figura 2.2, b), devido à ausência do Sol, a

Terra continua perdendo energia rapidamente, resfriando mais que o ar adjacente e que camadas mais profundas do solo. Como o solo está mais frio que o ar adjacente, o vapor d'água ao atingi-lo é condensado, dessa forma a Terra recebe calor latente (LE) de condensação. A superfície com temperatura baixa faz com que a condução de calor das camadas mais profundas do solo (G) seja dirigida para cima, e finalmente o ar mais aquecido imediatamente acima da superfície do solo transfere energia por meio de condução para a superfície do solo (PEREIRA, 2002).

Figura 2.2 – Representação dos componentes do balanço de energia: (a) durante o dia e (b) durante a noite.



Fonte: Elaborada pela autora.

O fechamento do balanço de energia é frequentemente analisado como meio de avaliar a qualidade das medidas de fluxos de energia obtidas pelo método de covariância de vórtices turbulentos (eddy covariance), e indiretamente como forma de aferir a acurácia das medidas de dióxido de carbono.

### 2.4 FLUXO DE CALOR NO SOLO

Quando uma porção de certa substância é aquecida, o calor gerado pelo aquecimento tende a se propagar em todas as direções até que se atinja o equilíbrio térmico. Essa propagação de calor é diferente para cada substância, devido aos vários tipos de interações que podem ocorrer entre a matéria e a energia térmica (calor) (TOULOUKIAN et al., 1973).

Entre os processos físicos de propagação de calor, o que predomina no caso de substâncias sólidas é a condução, no qual o mecanismo de propagação não altera fisicamente as propriedades da substância sólida. Portanto, a condução ocorre pela transferência de energia térmica de uma partícula para outra e é geralmente o processo mais importante de transferência nos solos. Esse processo é governado pelas propriedades térmicas do solo, por sua vez são extremamente dependentes da umidade do solo (PRE-VEDELLO, 2015).

A condução de calor nos sólidos foi inicialmente analisada por Fourier, cujo nome é associado às equações de transporte linear, que têm sido utilizadas para descrever a condução de calor. A primeira lei da condução de calor, conhecida como a lei de Fourier, estabelece que o fluxo de calor em um corpo homogêneo é proporcional ao gradiente de temperatura, e pode ser escrita como:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$
(2.4)

sendo,  $G(Wm^{-2})$  o fluxo de calor no solo (isto é, a quantidade de calor conduzida por uma unidade de área transversal por unidade de tempo),  $\lambda$  ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ) a condutividade térmica, que é função da umidade do solo, T(K) a temperatura do solo e z(m) a profundidade da superfície do solo. O sinal negativo indica que o calor flui de um ponto de temperatura mais alta para um ponto com temperatura mais baixa (HORTON; WIERENGA; NIELSEN, 1983).

O fluxo de calor no solo é a quantidade de energia utilizada para aquecer o solo e o mesmo não pode ser medido diretamente, mas seu conceito tem significado físico importante, pois está relacionado à uma quantidade escalar mensurável chamada temperatura. Uma vez que a distribuição de temperatura no interior do material é dada como uma função da posição e do tempo.

Segundo Galvani, Escobedo e Pereira (2001) *G* representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo e, geralmente, resulta em acréscimo de energia para o meio à noite, ou em diminuição, no período diurno.

Em estudos de balanço de energia a quantificação do fluxo de calor no solo tornase importante, pois representará a entrada/saída de energia de determinado meio, contribuindo, assim, para o aumento e/ou redução nos fluxos de calor latente e sensível e, consequentemente, aumentando e/ou reduzindo as taxas de evaporação e transpiração.

### 2.5 PROPRIEDADES TÉRMICAS DO SOLO

#### 2.5.1 Condutividade térmica

A condutividade térmica ( $\lambda$ ), encontrada na Eq.(2.4), é definida como a quantidade de energia que o solo pode transmitir através de uma unidade de área por unidade de tempo sob um gradiente de temperatura unitário (PREVEDELLO, 2015). Além disso, tratase de uma propriedade térmica importante, determinando a capacidade do solo em transferir energia em forma de calor.

Como o solo é um meio granulado, consistindo de frações sólidas, líquidas e gasosas, sua condutividade térmica depende das proporções volumétricas desses componentes, do tamanho e arranjo das partículas sólidas e da interface de contato entre as fases sólidas e líquidas e, em particular, do teor de água no solo (CAMPBELL; LONGWORTH, 1970).

A condução de calor em meios porosos secos ocorre quase que exclusivamente através das zonas de contato entre partículas sólidas (Figura 2.3, a). A Figura (2.3, c), representa a transferência de calor por condução no mesmo meio poroso, porém mais úmido, onde a presença de água envolvendo as partículas sólidas acarreta num aumento efetivo da seção de contato capaz de propagar calor e, com isso, a condutividade térmica se eleva rapidamente. Se a umidade aumenta (Figura 2.3, d), a condutividade térmica continua a aumentar porque o ar, que possui baixa condutividade, é colocado fora de ação (PREVEDELLO, 2015).

Figura 2.3 – Dependência da condutividade térmica com o teor de água em um meio poroso. O contato entre os grãos é restrito a pequenas regiões (vermelho) e a área de seção transversal correspondente é limitante para o fluxo de calor em um meio completamente seco (a). À medida que o teor de água aumenta, as vias se ampliam consideravelmente, levando a uma maior condutividade (b à d).



Fonte: Elaborado por Roth (1995).

#### 2.5.2 Difusividade térmica

A difusividade térmica (*k*) determina a velocidade que a temperatura se propagam no solo, variando com o tempo e o espaço, determinando a relação entre a capacidade de acumular e conduzir a energia térmica para o interior do solo (REICHARDT; TIMM, 2004).

A difusividade térmica é também dependente da umidade, da densidade e da composição do solo (REICHARDT; TIMM, 2004), aumentando à medida que cresce o teor de água no solo até atingir um valor máximo. A partir deste ponto, o acréscimo do conteúdo de água não eleva a condutividade térmica na mesma proporção da capacidade térmica volumétrica e, por conseguinte, a difusividade térmica decresce (CAMPBELL; LONGWORTH, 1970).

#### 2.5.3 Capacidade térmica volumétrica

A capacidade térmica volumétrica ( $c_v$ ) de um solo depende de vários fatores e podem ser organizados em dois grandes grupos: os inerentes ao próprio solo e os que podem ser dirigidos ou controlados até certo ponto. Os fatores ou as propriedades que são inerentes ao próprio solo incluem a sua composição mineralógica e a sua matéria orgânica (WIERENGA; NIELSEN; HAGAN, 1969).

Os fatores que influenciam a capacidade térmica do solo e podem ser gerenciados externamente, incluem a umidade volumétrica e a densidade do solo, no entanto, são difíceis de gerenciar. O manejo do solo também afeta a capacidade térmica, causando a compactação do solo, aumentando a densidade e diminuindo sua porosidade. Esse por sua vez, terá um efeito significativo sobre a capacidade térmica (WIERENGA; NIELSEN; HAGAN, 1969).

A capacidade térmica volumétrica ( $c_v$ ) de um solo pode ser representada em função da condutividade térmica ( $\lambda$ ) e da difusividade térmica (k), pela seguinte relação:

$$c_v = \frac{\lambda}{k} \tag{2.5}$$

### 2.6 CONTRIBUIÇÃO DA ÁGUA NO COMPORTAMENTO TÉRMICO DOS SOLOS

O solo pode ser considerado como um meio capaz de armazenar água de forma muito eficiente. Este armazenamento pode se dar por longos períodos de tempo, permitindo o aproveitamento pelas plantas. A água chega ao solo por meio de chuva, irrigação, escoamento superficial e ascensão capilar, e sai por drenagem, escoamento superficial e evapotranspiração.

As propriedades físicas do espaço poroso, tais como, porosidade, interconexão entre os poros e permeabilidade, influenciam no transporte de fluídos no solo. A movimentação da água no solo geralmente ocorre nas formas líquida e/ou vapor, provocando mudanças nas propriedades térmicas do solo decorrentes das variações em suas quantidades e estado. Fato este devido aos gradientes de temperatura do solo que induzem a movimentação da água no meio (FAROUKI, 1986).

#### 2.6.1 Umidade do solo

A umidade do solo pode ser descrita como sendo a quantidade de água que o solo armazena (REICHARDT, 1990). Ou seja, a umidade do solo é a razão entre o volume de água presente numa amostra de solo e o volume da amostra:

$$\theta = \frac{V}{V_T} = \frac{\rho_A(m_u - m_s)}{V_T}$$
(2.6)

sendo  $\theta$  a umidade do solo  $(m^3m^{-3})$ , V o volume ocupado pela água  $(m^3)$ ,  $V_T$  o volume total da amostra  $(m^3)$ ,  $\rho_A$  a densidade da água  $(kgm^{-3})$ ,  $m_s$  a massa da partícula sólida (kg) e  $m_u$  a massa úmida da amostra se solo (kg). A medida da umidade volumétrica  $(\theta)$ também pode ser definida em porcentagem (%).

#### 2.6.2 Água disponível

A disponibilidade de água no solo refere-se à capacidade do solo de reter a água disponível para as plantas. Após chuvas intensas ou irrigação, o solo drena a água até atingir certa capacidade, este fenômeno é denominado capacidade de campo.

A capacidade de campo (CC) é a quantidade de água que um solo bem drenado deve manter contra as forças gravitacionais, ou a quantidade de água restante quando a drenagem descendente diminuiu acentuadamente. Na ausência de fornecimento de água, o teor na zona radicular diminui como resultado da absorção de água pela cultura. À medida que a absorção de água avança, a água restante é mantida nas partículas do solo com maior força, reduzindo sua energia potencial e dificultando a extração da planta. Eventualmente, é alcançado um ponto onde a cultura não pode mais extrair a água restante. A absorção de água torna-se zero quando o ponto de murcha permanente (PMP) é atingido (ALLEN et al., 1998).

Como o teor de água acima da CC não pode ser mantido contra as forças da gravidade e será drenada, resulta que o teor de água abaixo do PMP não pode ser extraído pelas raízes da planta, a água total disponível é a diferença entre o teor de água (ALLEN et al., 1998) e é matematicamente expressa pela equação:

$$ATD = 1000 \left(CC - PMP\right) Z_r \tag{2.7}$$

com *ATD* é a água total disponível no solo na zona da raiz (*mm*), *CC* o teor de água na capacidade do campo ( $m^3m^{-3}$ ), *PMP* o teor de água no ponto de murcha permanente ( $m^3m^{-3}$ ),  $Z_r$  a profundidade da raíz (*m*).

Embora a água esteja teoricamente disponível até o PMP, a absorção de água da cultura é reduzida bem antes do alcance deste índice. À medida que o teor de água do solo diminui, a água fica mais fortemente ligada ao solo e é mais difícil de extraí-la. Quando o teor de água do solo cai abaixo de um valor limiar, a água do solo não pode mais ser transportada rápido o suficiente para as raízes, para responder à demanda de transpiração, e então a cultura começa sentir o que é chamado de estresse hídrico (ALLEN et al., 1998). A quantidade de ATD que uma cultura pode extrair da zona da raiz sem sofrer de estresse hídrico é a água facilmente disponível (AFD) e é dada pela equação:

$$AFD = pATD \tag{2.8}$$

sendo denotado p a fração média da água total disponível no solo que pode ser esgotada da zona das raízes antes de ocorrer o estresse hídrico. O fator p difere de uma cultura para outra (ALLEN et al., 1998).

#### 2.7 ÍNDICE DE CLARIDADE

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  $(R_0)$ , calculado pela equação:

$$k_t = \frac{R_g}{R_0} \tag{2.9}$$

A Eq.(2.9) depende da hora, do dia do ano e da localidade (latitude).

O índice de claridade é adimensional, variando entre 0 a 1 (com 1 correspondendo

a 100%). Este valor expressa a transmissividade atmosférica, ou seja, quanto da radiação incidente no topo da atmosfera efetivamente atinge a superfície terrestre. Além disso,  $(k_t)$  varia de acordo com a quantidade de nuvens e aerossóis na atmosfera, e com isso há um aumento ou redução das componentes direta ou difusa da radiação solar que atinge a superfície. Fato este que possibilita, ainda, a classificação da cobertura de nuvem quanto a sua nebulosidade (TAVARES, 2005).

A radiação que chega no topo da atmosfera ( $R_0$ ) pode ser calculada utilizando a equação clássica descrita por lqbal (1983), que é calculada em função da constante solar ( $S_0$ ), do raio do vetor da órbita terrestre ( $E_0$ ), da latitude local ( $\varphi$ ), da declinação solar ( $\delta$ ) e do ângulo zenital (Z) como segue:

$$R_0 = S_0 E_0 cos Z \tag{2.10}$$

com

$$E_0 = 1 + 0,0033 \cos\left(\frac{2\pi d_n}{365}\right)$$
(2.11)

sendo  $d_n$  o dia do ano correspondente ao calendário Juliano. Para o ângulo zenital solar (*Z*), que consiste no ângulo entre o vetor que liga os centros da Terra e do Sol e o zênite local, utiliza-se a seguinte equação:

$$\cos\left(Z\right) = \operatorname{sen}\varphi\,\operatorname{sen}\delta + \cos\varphi\,\cos\delta\,\cos H \tag{2.12}$$

em que  $\delta$  é a declinação solar, que é considerada a latitude (celeste) na qual se encontra o Sol, podendo variar de  $0^0$  a ±  $23^0$  ao longo do ano, e é calculada da seguinte maneira:

$$\delta = 23,45 \ sen\left[\frac{360 \left(284 + d_n\right)}{365}\right] \tag{2.13}$$

O ângulo horário (*H*), que é uma medida indicativa da posição do astro no sistema equatorial horário de coordenadas, assume valores entre  $-90^{0}$  e  $+90^{0}$ . O valor  $H = 0^{0}$  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:

$$H = (Hora - 12) \, 15 \tag{2.14}$$

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).

## **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

Este capítulo tem a finalidade de estabelecer a base teórica dos métodos utilizados e discutir as dificuldades envolvidas no estudo, bem como apresentar uma breve descrição da área de estudo.

## 3.1 LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

## 3.1.1 Variáveis atmosféricas e do solo

As observações experimentais foram realizadas em uma propriedade particular no município de Pedras Altas no Estado do Rio Grande do Sul – Brasil, onde a Rede SUL-FLUX (www.ufsm.br/sulflux) possui uma Torre Micrometeorológica instalada nas coordena-das 31º43,556' S e 53º32,036' W, 395 m de altitude, como ilustra a Figura 3.1.

Figura 3.1 – Imagem da localização e instrumentação da torre de fluxo instalada na área de estudo.



Fonte: Elaborado por FACCO, D.S.

Os dados coletados 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.

Os dados de precipitação foram obtidos da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizada no município de Bagé (Latitude: -31.347801; Longitude: -54.013292; 226 m de altitude), estação mais próxima da área de estudo, que localiza-se à 67 km de distância. Este procedimento foi utilizado devido à inconsistência das medidas.

Tabela 3.1 – Instrumento de medida, variáveis medidas, nível de instalação e modelo dos sensores instalados na torre de fluxo da área de estudo.

Instrumento	Variável medida	Altura (m)	Modelo/Marca
Piranômetro	Radiação de onda longa incidente	2,5	LI200S/ Licor
Saldo Radiômetro	Saldo de Radiação	3	CNR2/ Kipp e Zonen
Fluxímetro	Fluxo de calor no solo	- 0,10	HFP01/Hukseflux
Termômetro de solo	Temperatura do solo	- 0,05; - 0,15	T108/Campbell Sci
Reflectômetro no domínio			
do tempo (TDR)	Umidade volumétrica do solo	- 0,10	CS616/Campbell Sci
Termohigrômetro	Temperatura e Umidade do ar	2,5	CS215-L/Campbell Sci

Fonte: Elaborada pela autora.

#### 3.1.2 Descrição do solo

A cobertura vegetal da região é caracterizada por campo nativo do Bioma Pampa, sendo predomínantemente vegetação rasteira. Não há indícios de que a área onde se encontra o sítio experimental tenha sido utilizada para algum tipo de manejo diferente da pecuária.

Na área de estudo foi realizada a caracterização do solo através de amostras coletadas em diferentes pontos e profundidades. Com base nestas informações foi possível determinar diferentes parâmetros de solo descritos nas Tabelas 3.2 e 3.3. A análise destas medidas de solo foi realizada pelo Laboratório de Física do Solo do Departamento de Solos da Universidade Federal de Santa Maria.

O solo da área de estudo é denominado como Franco Arenoso e segundo CUNHA et al. (2005) a região onde se encontra o sítio, apresenta predominância de solos rasos, classificado como Neossolos e Cambissolos, com afloramento rochoso. Tabela 3.2 – Características físico-hídricas do solo em diferentes profundidades na área de estudo. Sendo que Prof é a profundidade (m),  $\rho_{solo}$  é a densidade do solo  $(kg m^{-3})$ , P é a porosidade total, Macro é a macroporosidade, Micro é a microporosidade, CC é a capacidade de campo  $(m^3 m^{-3})$  e PMP é o ponto de murcha permanente  $(m^3 m^{-3})$ .

Prof	$\rho_{solo}$	Р	Macro	Micro	CC	PMP
- 0,05	440	0,44	0,12	0,32	0,30	0,03
- 0,15	450	0,40	0,12	0,27	0,25	0,03
Total	440	0,42	0,12	0,29	0,28	0,03

Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 3.3 – Características físicas do solo em diferentes profundidades na área de estudo. Sendo que Prof é a profundidade (m), e as unidades, de areia total, areia fina, areia grossa, silte e argila, é dado em (%).

Prof	Areia total	Areia fina	Areia grossa	Silte	Argila
- 0,05	59,30	15,80	43,50	39,90	0,80
- 0,15	58,10	15,90	42,20	41,00	0,90
Total	58,70	15,85	42,85	40,45	0,85

Fonte: Elaborada pela autora.

#### 3.2 CLASSIFICAÇÃO DOS DADOS EXPERIMENTAIS

Os dados experimentais deste estudo compreendem o período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015. Este intervalo foi subdividido a partir da cobertura de céu e umidade no solo, como será descrito a seguir.

#### 3.2.1 Cobertura do céu

A classificação do tipo de cobertura do céu quanto a sua nebulosidade foi realizada em função do índice de claridade ( $k_t$ ), conforme metodologia descrito na seção 2.7, assim classifica-se como:

(i) CC = céu claro se  $k_t \ge 0,65$ (ii) CPN = céu parcialmente nublado se  $0, 3 < k_t < 0,65$ (iii) CN = céu nublado se  $k_t \le 0,3$ 

#### 3.2.2 Umidade no solo

O índice de umidade no solo foi obtido a partir do valor da água facilmente disponível (*AFD*), tal metodologia é adaptada de Allen et al. (1998) e descrita na subseção 2.6.2.

Segundo o autor, a fração média da água (p) para pastagem extensiva é de 0,60. Portanto, o valor encontrado da AFD que a cultura consegue extrair da zona da raiz sem sofrer de estresse hídrico da Eq.(2.8) foi de 0,15  $m^3m^{-3}$ . Sendo assim, o índice de umidade foi considerado:

(i) U = solo úmido se 
$$AFD \ge 0,15 \ m^3 m^{-3}$$
  
(ii) S = solo seco se  $AFD < 0,15 \ m^3 m^{-3}$ 

#### 3.2.3 Classificação final proposta

Segundo os índices ( $k_t$ ) e AFD, expostos anteriormente, propõem-se as seguintes condições para análise: céu claro com solo seco (CCS); céu claro com solo úmido (CCU); céu parcialmente nublado com solo seco (CPNS); céu parcialmente nublado com solo úmido (CPNU); céu nublado com solo seco (CNS) e céu nublado com solo úmido (CNU).

Segundo esta classificação, os dados experimentais para o período de estudo, apresentaram 15,89% de CCS; 24,38% de CCU; 18,90% de CPNS; 24,65% de CPNU; 4,10 % de CNS e 12,05% de CNU.

### 3.3 MODELO: EQUAÇÃO DE CONDUÇÃO TÉRMICA CLÁSSICA

A equação que descreve a transferência de calor no solo por condução em um meio isotrópico unidimensional pode ser escrita como sugere Arya (2001):

$$\rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} \tag{3.1}$$

com  $\rho_s$  a densidade específica do solo,  $C_s$  o calor específico do solo, T a temperatura do solo, t o tempo, G o fluxo de calor no solo e z a profundidade. Além disso, o produto entre  $\rho_s$  e  $C_s$  representa a capacidade térmica volumétrica,  $c_v$ . Desta forma a Eq.(3.1), pode ser reescrita como:

$$c_v \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} \tag{3.2}$$

Então, substituindo G pela Eq.(2.4), obtém-se que

$$c_v \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$
(3.3)

Assumindo que  $c_v \in \lambda$  são independentes da profundidade e do tempo, e substituindo a difusividade térmica do solo (k) dada pela Eq.(2.5) tem-se,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{3.4}$$

que representa a variação da temperatura, em um meio homogêneo, com extremidades isoladas e que só depende do tempo e da profundidade.

#### 3.3.1 Método da Amplitude e Mudança de Fase

A temperatura do solo medida a qualquer profundidade pode ser descrita por uma onda senoidal (VERHOEF et al., 1996), de modo que a temperatura em  $z_1$  e  $z_2$  pode ser expressa como:

$$T(z_1, t) = \bar{T}(z_1) + A_1 sen(wt + \varphi_1)$$
 (3.5)

$$T(z_2, t) = \bar{T}(z_2) + A_2 sen(wt + \varphi_2)$$
(3.6)

com  $\overline{T}(z_1)$  e  $\overline{T}(z_1)$  as médias da temperatura do solo experimentais obtidas através de média móvel nas profundidades  $z_1$  e  $z_2$ , respectivamente. A amplitude de temperatura  $A_1$  e  $A_2$ , e as mudanças de fase  $\varphi_1$  e  $\varphi_2$  foram ajustadas a partir dos dados horários de temperatura do solo experimental, usando o método de mínimos quadrados implementado para Eq.(3.5) e Eq.(3.6). A calibração foi realizada para 7 dias aleatórios de cada subdivisão do período de estudo.

A velocidade angular de rotação da Terra, w ( $rad h^{-1}$ ) é dada pela equação:

$$w = \frac{2\pi}{p} \tag{3.7}$$

com *p* representando o período do ciclo fundamental de 24 horas. A difusividade térmica do solo (*k*) foi calculada utilizando a amplitude ( $k_a$ ) e a mudança de fase ( $k_p$ ), método proposto por Horton, Wierenga e Nielsen (1983), pelas seguintes equações, respectivamente:

$$k_a = \frac{w(z_1 - z_2)^2}{2[ln(\frac{A_1}{A_2})]^2}$$
(3.8)

$$k_{p} = \frac{w(z_{1} - z_{2})^{2}}{2(\varphi_{1} - \varphi_{2})^{2}}$$
(3.9)

os índices *a* e *p* referem-se ao método da amplitude e mudança de fase, respectivamente. Utilizando a Eq.(3.5) como limite superior, a solução da Eq.(3.4) é dada como proposto por Carslaw e Jaeger (1959) e descrito no Anexo A por:

$$T(z,t) = \bar{T}(z) + A_1 e^{-\gamma(z-z_1)} sen(wt + \varphi_1 - \gamma(z-z_1))$$
(3.10)

em que  $\overline{T}$  é a temperatura média do solo na profundidade z e  $\gamma$  corresponde à profundidade à qual o sinal se propaga durante um período de p = 24 horas. O parâmetro  $\gamma$  é escrito em função da difusividade térmica como:

$$\gamma_a = \sqrt{\frac{w}{2k_a}} \tag{3.11}$$

$$\gamma_p = \sqrt{\frac{w}{2k_p}} \tag{3.12}$$

A partir da solução do problema dado pela Eq.(3.10) calcula-se o fluxo de calor no solo na profundidade z pela Eq.(2.4), sendo assim

$$G(z,t) = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} + \lambda \sqrt{2} A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} sen\left(\omega t + \varphi_1 + \frac{\pi}{4} - \gamma(z-z_1)\right)$$
(3.13)

A estimativa do fluxo de calor no solo foi realizada para os dois métodos abordados neste estudo, método da amplitude ( $G_a$ ) e pelo método da mudança de fase ( $G_p$ ). A difusividade térmica,  $k_a$  e  $k_p$ , foi determinada pelas equações (3.8) e (3.9), respectivamente. A condutividade térmica do solo,  $\lambda_a$  e  $\lambda_p$ , foi obtida a partir da Eq.(3.13) e a capacidade térmica foi determinada pela Eq.(2.5).

### 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo dedica-se a análise e discussão dos resultados encontrados a partir da estimativa das propriedades térmicas e do fluxo de calor no solo, bem como a influência das estações do ano nos processos de transferência de energia.

### 4.1 MEDIDAS EXPERIMENTAIS

#### 4.1.1 Variáveis atmosféricas

A média diária do comportamento de Rg para o período de estudo é apresentada na Figura 4.1, a qual apresenta uma significativa variação da incidência dos raios solares para cada período do ano. Os maiores valores ocorrem durante a estação de primavera/verão (novembro – janeiro), enquanto os menores durante o outono/inverno (maio – agosto), com variações máximas chegando próximas de 380  $Wm^{-2}$  e 200  $Wm^{-2}$ , respectivamente.

Figura 4.1 – Média diária da radiação global para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



Fonte: Elaborada pela Autora

A variação da média diária de  $T_{ar}$  é observada na Figura 4.2. Durante os meses de novembro a março foram encontrados os maiores valores de  $T_{ar}$  próximos a 25 °*C*. Este período compreende as estações de primavera e verão, onde temos maior incidência de radiação solar sobre a superfície. Já os menores valores de  $T_{ar}$  ocorrem durante os meses de outono/inverno (abril - agosto), devido as passagens frequentes de frentes frias de origem polar na região, juntamente com a menor incidência da radiação solar (Figura 4.1). A amplitude de variação de  $T_{ar}$  para o período de estudo foi de 22 °*C*. Utilizando a normal climatológica de Bagé, município mais próximo a área de estudo, verifica-se que durante o mês de junho ocorreu o menor valor da série com 5,1 °*C*, inferior à normal climatológica do mês de 8,7 °*C*. Além disso, observa-se que o máximo de  $T_{ar}$  foi durante o mês de outubro, com 27,1 °*C*, superior à normal climatológica de 23,8 °*C*.

Figura 4.2 – Média diária da temperatura do ar para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



#### Fonte: Elaborada pela Autora

A média diária do índice de claridade  $(k_t)$  para o período de estudo é apresentada na Figura 4.3. Verifica-se uma significativa variação de  $k_t$  para todo o período, onde os maiores valores foram encontrados para os meses de novembro a janeiro e de junho a julho. Os dias considerados como de céu claro foram aqueles encontrados acima da linha tracejada, com 37,43% dos dados. Já para valores de  $k_t$  entre a linha tracejada e continua, são os dias classificados como de céu parcialmente nublado, correspondendo a 46,45% da série, enquanto que para  $k_t$  abaixo da linha contínua foram classificados os dias como céu nublado, sendo 16,12% dos dados. Esta classificação de cobertura de nuvem foi realizada conforme descrição na Seção 2.7.

O acumulado diário de precipitação (*Prec*) é apresentado na Figura 4.4. A variabilidade interanual de *Prec* na região Sul do Brasil é marcada pela influência de frentes frias e quentes que frequentemente ocorrem no Rio Grande do Sul. A variação sazonal de precipitação exibe um padrão de chuvas bem distribuídas. As oscilações associadas a eventos climáticos, tal como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) que ocorre no Pacífico Equatorial também influenciam na taxa de precipitação da região (GRIMM et al., 1996; GRIMM; TEDESCHI, 2004). Figura 4.3 – Média diária do índice de claridade para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



Fonte: Elaborada pela Autora

Figura 4.4 – Acumulado diário da precipitação para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.





Durante o período de estudo o acumulado anual foi de 1752 *mm*, superando a normal climatológica de 1299,9 *mm*. Os valores elevados são devidos à atuação do fenômeno El Niño, o qual tende a aumentar a taxa de precipitação na região Sul do Brasil (GELMAN, 1989). O acumulado pluviométrico diário máximo ocorreu no mês de julho de 2015, período de inverno, com 121 *mm*.

#### 4.1.2 Variáveis do solo

A série temporal da temperatura do solo para as profundidades de 0,05 m e 0,15 m é apresentada na Figura 4.5. Para ambos os níveis, a média da temperatura do solo para todo o período foi de 19,7 °C. Para o período de outubro a março (Primavera/ Verão) a amplitude de temperatura do solo a 0,05 m ( $T_{solo5}$ ) apresenta a maior variação quando comparado ao período de abril a setembro (Outono/Inverno). Este fato é devido ao Rg (Figura 4.1), e por ser uma camada pouco profunda que recebe maior quantidade de energia e a transfere para níveis mais internos, tal como a camada 0,15 m ( $T_{solo15}$ ). Observando a variação sobre toda a série verifica-se que a amplitude foi de 24,8 °C e 18,1 °C para  $T_{solo5}$  e  $T_{solo15}$ , respectivamente. Além disso, a mínima foi de 7,8 °C em  $T_{solo5}$  e 10,1 °C em  $T_{solo15}$ , enquanto as máximas foram de 32,6 °C e 28,2 °C.

Figura 4.5 – Dados horários da temperatura do solo para as profundidades de 0,05 m e 0,15 m para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



Fonte: Elaborada pela Autora

A série temporal da umidade do solo ( $\theta$ ) na profundidade de 0,10 m é apresentada na Figura 4.6. Os valores de  $\theta$  variaram entre 0,06 a 0,35  $m^3m^{-3}$ , com os mínimos entre os meses de novembro e dezembro de 2014, e fevereiro a maio de 2015. Já os máximos ocorreram nos meses de outubro de 2014 e de janeiro a maio de 2015. Os dias caracterizados como de solo úmido foram aqueles com os valores para a umidade do solo acima da linha tracejada, no entanto, para  $\theta$  abaixo da linha tracejada foram classificados como solo seco. Figura 4.6 – Dados horários da umidade do solo para a profundidade de 0,10 m para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



Fonte: Elborado pela Autora

A variabilidade do fluxo de calor no solo é apresentada na Figura 4.7. Verifica-se que os maiores valores e positivos do G ocorrem durante a estação de primavera (setembro a novembro de 2014), estando ligadas ao aumento de incidência de radiação solar que chega na superfície (Figura 4.1). Nos meses de inverno (junho a agosto de 2015) a média diaria do G é em geral negativa, ou seja, o subsolo aquece a superfície.

Figura 4.7 – Média diária do fluxo de calor no solo para a profundidade de 0,10 m para a área de estudo no período de 01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015.



Fonte: Elaborado pela Autora

Para o período de janeiro a junho de 2015 observa-se as menores variações do G. Durante o período de estudo nota-se que a variabilidade do fluxo de calor no solo começa com valores positivos e diminui no decorrer da série, passando a ter predomínio de fluxo negativo, este fato está ligado a pouca quantidade de radiação que chega na superfície devido a cobertura de nuvens. Observa-se uma falha no dados de G para o período de 1 de janeiro à 12 de janeiro do ano de 2015.

### 4.2 CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SOLO

A condutividade térmica do solo ( $\lambda$ ) foi estimada através da Eq.(3.13) para o método da amplitude e mudança de fase. Entretanto,  $\lambda$  apresentou o mesmo comportamento para os dois métodos, apenas variando na segunda casa decimal (Tabela 4.1), por isso apenas o método da mudança de fase é apresentado nesta seção. A variação da condutividade térmica do solo com a umidade no solo ( $\theta$ ) para o período de estudo é apresentada na Figura 4.8.

Figura 4.8 – Relação entre a umidade do solo e a condutividade térmica pelo método da mudança de fase para todo o período de estudo (01 de setembro de 2014 a 01 de setembro de 2015).





Analisando a Figura 4.8, observa-se que quando há uma variação no conteúdo de água no solo, reflete em uma variação na condutividade térmica e que por consequência deve afetar a distribuição de energia no solo. A condução de calor em meios porosos secos ocorre quase que exclusivamente através das zonas de contato entre as partículas sólidas. Para baixos conteúdos de água no solo temos menor contato entre estas partículas e conforme o aumento da umidade do solo, a água começa a preencher os espaços antes ocupados pelo ar (Figura 2.3). Portanto com o aumento da umidade do solo temos um aumento da condutividade térmica, conforme pode ser comprovado na Figura 4.8.

Os valores médios da condutividade térmica ( $\lambda$ ), difusividade térmica (k) e da capacidade térmica volumétrica ( $c_v$ ) para as classificações de cobertura de céu e umidade do solo, do período de estudo, encontram-se na Tabela 4.1. Analisando a Figura 4.9 e Tabela 4.1, observa-se que a condutividade térmica diminui no período seco independentemente do tipo de cobertura de nuvem, e aumenta conforme maior conteúdo de água no solo (período úmido).

Tabela 4.1 – Valores encontrados para a condutividade térmica  $\lambda$  ( $Wm^{-1}K^{-1}$ ), difusividade térmica k ( $m^2s^{-1}$ ) e capacidade térmica volumétrica  $c_v$  ( $Jm^{-3}K^{-1}$ ), para o método da amplitude e método da mudança de fase para cada umas das classificação do período de estudo.

			Mét.Amplitude			Mét. Mudança de fase	
		$\lambda$	$k (10^{-7})$	$c_v (10^{-7})$	$\lambda$	$k (10^{-7})$	$c_v (10^{-7})$
CC	seco	0,98	2,35	2,30	0,97	1,98	1,92
	úmido	1,14	2,10	2,39	1,14	1,67	1,90
CPN	seco	0,98	3,05	2,98	0,97	3,05	2,95
	úmido	1,12	1,96	2,17	1,12	1,53	1,71
CN	seco	1,03	4,72	4,86	1,03	7,77	8,0
	úmido	1,13	5,02	5,67	1,14	8,33	9,49

Fonte: Elaborada pela autora.

As Figuras 4.9 (a) e 4.9 (c) apresentam um comportamento "linear" no qual há o aumento da condutividade térmica a partir do aumento da umidade do solo. Já nas Figuras 4.9 (b) e 4.9 (d) observa-se que os valores de condutividade térmica tendem a uma constante para valores de umidade do solo acima de 0,15  $m^3m^{-3}$ , exceto para o período de CNU, pois há pouca disponibilidade de dados. O mesmo comportamento descrito anteriormente é observado para todo o período de estudo (Figura 4.8). Roxy, Sumithranand e Renuka (2014), analisaram a variação da condutividade térmica do solo em conjunto com o teor de água do solo e encontraram um valor limite (pico) para a condutividade térmica em cerca de 22% do teor de água no solo. Wang et al. (2005) encontraram valor próximo de 15%, mesmo valor encontrado neste trabalho.

Comparando os valores de  $\lambda$  entre o período de solo seco e úmido verifica-se uma diferença média de aproximadamente 15% (Tabela 4.1). Isto se deve ao fato de que, o aumento do conteúdo de água no solo acarreta em um maior transporte de calor, pois a parte porosa do solo, que no período seco está preenchida com o ar, passa a ser preenchida com a água, permitindo um maior fluxo de calor por condução (PREVEDELLO, 2015). O valor máximo estimado para a condutividade térmica foi de 1,14  $Wm^{-1}K^{-1}$  para o período de CCU, e o valor médio encontrado para todo o período de estudo foi de 1,08  $Wm^{-1}K^{-1}$ . Na literatura Abu-Hamdeh e Reeder (2000) encontraram valores de  $\lambda$  para solos arenosos variando de 0,58 a 1,94  $Wm^{-1}K^{-1}$ .

Figura 4.9 – Dispersão entre a condutividade térmica e a umidade do solo para o método da mudança de fase: (a) período de CCS; (b) período de CCU; (c) período de CPNS; (d) período de CPNU; (e) período de CNS; (f) período de CNU.



Fonte: Elaborada pela Autora.

Para ambos os métodos, da amplitude e da mudança de fase, os valores dos parâmetros  $\lambda$ ,  $k \in c_v$  foram muito próximos, exceto para a classificação de CNS e CNU, onde as variáveis  $k \in c_v$  apresentaram diferenças em torno de 50% de um método para o outro.

An et al. (2016) para os mesmos métodos encontrou valores de *k* iguais a 1,0 x $10^{-6}$  e 9,7 x $10^{-7}$   $m^2s^{-1}$  para céu claro, de 8,0 x $10^{-7}$  e 7,8 x $10^{-7}$   $m^2s^{-1}$  para céu chuvoso, de 7,5 x $10^{-7}$  e 7,5 x $10^{-7}$   $m^2s^{-1}$  para céu nublado com alto teor de umidade do solo e baixo movimento da água no perfil do solo e de 7,6 x $10^{-7}$  e 7,6 x $10^{-7}$   $m^2s^{-1}$  para céu nublado com baixo teor de umidade do solo, valores estes muito semelhantes aos encontrados neste estudo para ambos os métodos.

Gao, Wang e Horton (2009) encontraram valores de k variando de 2,45 x $10^{-7}$  à 5,47 x $10^{-7}$   $m^2 s^{-1}$  para o método da mudança de fase e de 2,65 x $10^{-7}$  à 1,69 x $10^{-7}$   $m^2 s^{-1}$  para o método da amplitude, em um solo com predominância de silte localizado na China. Padmanabhamurty, Rao e Mukherjee (1998) analisaram a difusividade térmica para diferentes características do solo, tais como: umidade, textura, entre outros. Eles encontraram para o solo arenoso valores de difusividade térmica de 6,77 x $10^{-7}$  e 5,08 x $10^{-7}$   $m^2 s^{-1}$ , para teores de umidade volumétrico com valores de 0,133  $m^3 m^{-3}$  e 0,120  $m^3 m^{-3}$ .

Roxy, Sumithranand e Renuka (2014) analisaram a variação de  $c_v$  com o teor de água do solo observando que um aumento da umidade do solo de 14% para 18,5%, consequentemente o valor de  $c_v$  estimado cresce de 1,8 x10<sup>-6</sup> para 2,0 x10<sup>-6</sup>  $Jm^{-3}K^{-1}$ . Já para o inverso, ou seja, quando a umidade do solo diminuiu de 21,4% para 13,6%, o valor de  $c_v$  diminui de 2,1 x10<sup>-6</sup> para 1,8 x10<sup>-6</sup>  $Jm^{-3}K^{-1}$ . O mesmo comportamento é observado neste estudo (Tabela 4.1), no qual é possível estabelecer uma relação linear entre a capacidade térmica volumétrica do solo e o teor de água do solo.

A média dos valores do fluxo de calor no solo (*G*), temperatura do solo nas profundidades de 0.05 *m* e 0.15 *m*, gradiente de temperatura (dT/dz) e o saldo de radiação ( $R_n$ ), para a classificação utilizada neste estudo encontram-se na Tabela 4.2.

Comparando os valores médios de *G*, verificamos uma variação de aproximadamente 0,8  $Wm^{-2}$ , entre a diferença de solo seco e úmido, para os períodos de CC e CPN, enquanto que para CN este valor foi de -1,41  $Wm^{-2}$  (Tabela 4.2). Esta variação para o período CN pode estar ligada a diferença da energia relacionada ao  $R_n$  (15,61  $Wm^{-2}$ ) entre os solos seco e úmido. Para todas as análises o *G* apresentou menores valores em relação ao solo úmido, estando ligado a presença de maior conteúdo de água no solo. Durante o período CC verificamos um dos maiores valores de  $R_n$  (137,51  $Wm^{-2}$ ), juntamente com a maior  $\lambda$  (1,14  $Wm^{-1}K^{-1}$ , Tabela 4.1), ocasionando valores mais altos de *G* para o solo úmido.

Os períodos de CNS e CNU foram os que apresentaram valores negativos de G (Tabela 4.2). Desta forma, temos um predomínio do fluxo de calor no solo no sentido das camadas mais profundas para as mais superficiais, ou seja, ocasiona a perda de energia na forma de calor da superfície para a atmosfera. Analisando G para o período de um

Tabela 4.2 – Média dos valores do fluxo de calor no solo  $G(Wm^{-2})$ , temperaturas do solo  $T_{solo5}$  e  $T_{solo15}$ , nas profundidades de 0.05 (*m*) e 0.15 (*m*), respectivamente, gradiente de temperatura  $dTdz^{-1}$  ( $Km^{-1}$ ) e do saldo de radiação  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ) para a classificação do período de estudo.

		G	$R_n$	$T_{solo5}$	$T_{solo15}$	dT/dz
Todo período		10,50	106,14	19,72	19,64	-0,80
CC	seco	0,93	145,86	22,25	22,02	-2,33
	úmido	1,75	137,51	18,63	18,43	-1,98
CPN	seco	-0,67	120,36	22,90	22,79	-1,15
	úmido	0,22	87,0	17,96	17,84	-1,20
CN	seco	-5,47	44,08	22,10	21,55	4,56
	úmido	-4,06	28,47	16,83	17,15	3,21

Fonte: Elaborada pela autora.

ano de dados, verifica-se que este representa aproximadamente 10% da parcela do saldo de radiação (Tabela 4.2), o restante dessa energia é destinado para os demais fluxos (H e Le). O mesmo valor é recomendado por Allen et al. (1998), para estimativas diárias de G. O gradiente de temperatura apresentado na Tabela 4.2, foi outro fator que influenciou nos valores de  $\lambda$  (Tabela 4.1), sendo maior no período seco, e estando inversamente proporcional a  $\lambda$  e G.

## 4.3 ANÁLISE DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EXPERIMENTAL E MODELADO PELOS MÉTODOS DA AMPLITUDE E MUDANÇA DE FASE

A cobertura de nuvens é uma componente atmosférica de grande relevância nos processos de espalhamento e absorção da radiação solar que incide sobre a superfície da Terra. Devido a isso, informações sobre a cobertura de nuvens e do teor de umidade do solo nas estimativas das propriedades térmicas e do fluxo de calor no solo são de grande importância e auxiliam na compreensão do processo de transferência de energia entre o solo e a atmosfera. Para isso, foram aplicados dois métodos na estimativa do fluxo de calor no solo: método da amplitude e o método de mudança de fase, descrito na seção 3.3.1.

A Figura 4.10 (a, b, c, d) e Tabela 4.3 mostram o fluxo de calor no solo modelado  $(G_{mod})$  versos o fluxo de calor no solo experimental  $(G_{exp})$  horário, usando o método da amplitude e o método da mudança de fase para o período de estudo com o solo seco e úmido. Nas Figuras 4.10 (a, b) observa-se que os resultados modelados são bem representativos com  $G_{exp}$  para o solo seco, sendo os pontos muito próximos à linha de 1:1 para valores negativos. O maior espalhamento entre o dado modelado e experimental foi observado para valores superiores a 10  $Wm^{-2}$ . Já nas Figuras 4.10 (c, d) verifica-se que para o solo úmido, os valores entre -40 e 20  $Wm^{-2}$ , foram próximos à linha de 1:1. Os índi-

ces estatísticos para os  $G_{mod}$  e  $G_{exp}$  foram muito próximas em ambos os métodos, sendo iguais para a correlação Pearson (r) de 0,98 e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,96 para CCS, enquanto que para CCU foram de r igual a 0,99 e  $R^2$  igual a 0,98. O RMSEpara os dois métodos conforme as classificações utilizadas neste trabalho foram próximos, com o menor erro encontrado para método da mudança de fase, valor de 3,47  $Wm^{-2}$  e com diferença na segunda casa decimal em relação ao método da amplitude. O mesmo ocorre para CCS, porém com erro um pouco mais expressivo que o encontrado em CCU. O PBIAS para CCS e CCU variou entre -3% a 2,5% em relação aos métodos.

Tabela 4.3 – Valores estatísticos encontrados para comparação de  $G_{mod}$  horário pelo método da amplitude e método da mudança de fase.

			Mét.Amplitude				Mét. Mudança de fase		
		$R^2$	r	RMSE	PBIAS	$R^2$	r	RMSE	PBIAS
CC	seco	0,96	0,98	3,66	2,55	0,96	0,98	3,64	2,26
	úmido	0,98	0,99	3,49	-2,86	0,98	0,99	3,47	-3,0
CPN	seco	0,95	0,97	3,21	5,27	0,95	0,97	3,19	4,89
	úmido	0,97	0,98	2,59	-4,79	0,97	0,98	2,58	-5,04
CN	seco	0,93	0,96	2,24	-0,15	0,93	0,96	2,23	-0,31
	úmido	0,95	0,97	1,73	-8,10	0,95	0,97	1,72	-8,0

Fonte: Elaborada pela autora.

A Figura 4.10 (e, f, g, h) e Tabela 4.3 apresentam a relação entre  $G_{mod}$  vs  $G_{exp}$  horários para o período de céu parcialmente nublado com o solo seco e úmido. Nas Figuras 4.10 (e, f) verifica-se uma superestimava de  $G_{mod}$  em relação ao dado experimental para ambos os métodos utilizados neste estudo para o solo seco, pois grande parte das medidas, mesmo que próximas à linha de 1:1, encontram-se acima da mesma. Para o solo úmido nas Figuras 4.10 (g, h) observa-se uma pequena subestimativa do  $G_{mod}$  em relação ao  $G_{exp}$  para valores positivos de G, e uma superestimava para valores negativos em relação à linha 1:1. Analisando o solo seco e úmido, foram encontrados os mesmo valores de r e  $R^2$  para ambos os métodos. O RMSE apresentou diferença na ordem decimal para ambas as classificações. Além disso, o PBIAS apresentou a maior diferença para o período de CPNS, em torno de 1,71% de um modelo para o outro.

A Figura 4.10 (i, j, k, l) e Tabela 4.3 apresentam a relação entre  $G_{mod}$  vs  $G_{exp}$  horários para a cobertura de céu nublado com solo seco e úmido. Observa-se um comportamento semelhante entre  $G_{exp}$  e o estimado pelos modelos, com maior dispersão para o solo seco (Figuras 4.10 i, j). O solo úmido apresenta um comportamento próximo à linha de 1:1 para o intervalo de -10 a 10  $Wm^{-2}$  (Figuras 4.10 k, l). Os coeficientes estatísticos de r e  $R^2$  apresentaram o mesmo valor para os dois métodos utilizados, com valores de r = 0,96 e  $R^2$  = 0,93 para CNS, e com valores de r = 0,97 e  $R^2$  = 0,95 para CNU. O menor RMSE (1,72  $Wm^{-2}$ ) foi encontrado para o solo úmido com o método da mudança de fase, porém a diferença entre os modelos e para as mesmas classificações de solo foram iguais a 0,01  $Wm^{-2}$ , não sendo significativas. O *PBIAS* para CNS foi o menor encontrado para

todas as classificações deste estudo, em ambos os métodos, podendo estar relacionado a pouca quantidade de dados. Já para CNU foram encontrados as maiores diferenças nos valores de *PBIAS*, próximas a -8% dos modelos em relação ao dado experimental.

De modo geral, os melhores resultados foram encontrados para os períodos classificados como solo úmido, onde os maiores coeficientes de  $r \in R^2$  entre  $G_{exp} \in G_{mod}$  ocorreram para CCU. Entretanto, menor valor de RMSE foi encontrado para CNU. Quando se varia o conteúdo de água no solo, há também uma variação na condutividade térmica, alterando G e consequentemente o gradiente térmico. An et al. (2016) na sua pesquisa para o método da amplitude e mudança de fase encontrou valores de RMSE iguais a 1,05 e 1,17  $Wm^{-2}$  para céu claro, de 4,64 e 3,44  $Wm^{-2}$  para céu chuvoso, de 2,09 e 1,72  $Wm^{-2}$ para céu nublado com alto teor de umidade do solo e baixo movimento da água no perfil do solo e de 2,13 e 2,04  $Wm^{-2}$  para céu nublado com baixo teor de umidade do solo e alta movimentação de água no perfil do solo, valores estes semelhantes aos encontrados neste estudo.

Figura 4.10 – Gráfico de dispersão do fluxo de calor no solo horário modelado ( $G_{mod}$ ) em comparação ao experimental ( $G_{exp}$ ). (a) Método da amplitude e (b) método da mudança de fase para a condição de CCS; (c) método da amplitude e (d) método da mudança de fase para a condição de CCU; (e) método da amplitude e (f) método da mudança de fase para a condição de CPNS; (g) método da amplitude e (h) método da mudança de fase para a condição de CPNU; (i) método da amplitude e (j) método da mudança de fase para a condição de CPNU; (i) método da amplitude e (j) método da mudança de fase para a condição de CNU; (k) método da amplitude e (l) método da mudança de fase para a condição de CNU. A linha sólida amarela representa o ajuste linear e a linha sólida preta a linha 1:1.







Fonte: Elaborada pela Autora.

### 5 CONCLUSÃO

Neste trabalho, o objetivo foi analisar a dinâmica das propriedades térmicas do solo bem como a caracterizaçõs e contribuição da água no comportamento térmico do solo em uma área de pastagem natural do Bioma Pampa no Sul do Brasil.

Assim sendo, pode-se concluir que as estações do ano influenciam os processos de transferência de energia relacionados ao solo no Bioma Pampa. A variabilidade das condições ambientais mostrou um comportamento bastante característico entre as estações de inverno e verão, mostrando a grande amplitude na temperatura do solo.

Os valores de difusividade térmica estimados para o Bioma Pampa são próximos aos encontrados na literatura, apresentando as maiores estimativas para o solo úmido, independente da cobertura de nuvem. Além disso, a condutividade térmica mostrou um aumento com a umidade do solo, porém para valores de umidade acima de 0,15  $m^3m^{-3}$  tende a uma constante.

A estimativa do fluxo de calor no solo utilizando o método da amplitude e o método da mudança de fase mostrou-se confiável, pois permitiu uma boa aproximação entre valores modelados e experimentais. Apesar de pequenas diferenças, o método da fase mostrou-se mais acurado para a modelagem numérica, apresentando os menores erros.

Como um estudo inicial para o Bioma Pampa, recomenda-se a utilização do método da amplitude e da mudança de fase para estimativa de fluxo de calor no solo em áreas de pastagem natural, auxiliando como um parâmetro chave na modelagem do balaço hídrico da superfície, bem como modelos meteorológicos e estudos agrícolas, principalmente quando não há disponibilidde de medidas diretas de fluxo.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ABU-HAMDEH, N. H.; REEDER, R. C. Soil thermal conductivity effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter. **Soil science society of America Journal**, Soil Science Society, v. 64, n. 4, p. 1285–1290, 2000.

ALKHAIER, F.; FLERCHINGER, G.; SU, Z. Shallow groundwater effect on land surface temperature and surface energy balance under bare soil conditions: modeling and description. **Hydrology and earth system sciences**, Copernicus GmbH, v. 16, n. 7, p. 1817, 2012.

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.

ALVALÁ, R. d. S. et al. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in rondônia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, 2002.

AN, K. et al. Estimation from soil temperature of soil thermal diffusivity and heat flux in subsurface layers. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 158, n. 3, p. 473–488, 2016.

ANTONINO, A. et al. Influência do posicionamento de sondas térmicas na determinação da difusividade térmica e do fluxo de calor do solo em condições de campo. **Revista brasileira de ciência do solo**, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 21, n. 2, p. 165–172, 1997.

ARAUJO, R. L. C. d. et al. Influência ambiental sobre a estrutura geotermal rasa. **Revista brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 22, n. 1, p. 33–44, 2004.

ARYA, P. S. Introduction to micrometeorology. [S.I.]: Academic press, 2001. v. 79.

AZEVEDO, L. SABERES E PRÁTICAS TRADICIONAIS: uma análise do modo de apropriação da natureza pelos pecuaristas familiares da Serra do Sudeste/RS. 2013. Tese (Doutorado) — Dissertação de mestrado. UFSM, 2013.

BINKOWSKI, P. Conflitos ambientais e significados sociais em torno da expansão da silvicultura de eucalipto na"metade sul"do rio grande do sul. 2009.

BISHT, G. et al. Estimation of the net radiation using modis (moderate resolution imaging spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, Elsevier, v. 97, n. 1, p. 52–67, 2005.

BOLDRINI, I. L. B. **Bioma Pampa: diversidade florística e fisionômica**. [S.I.]: Editora Pallotti, 2010.

CAMPBELL, K.; LONGWORTH, J. W. Economía agrícola: fundamentos de agricultura moderna. [S.I.], 1970.

CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C. Conduction of heat in solids. **Oxford: Clarendon Press**, **1959, 2nd ed.**, 1959.

CUNHA, N. da et al. Estudo dos solos do município de pedras altas-rs. **Embrapa Clima Temperado-Circular Técnica (INFOTECA-E)**, Pelotas: Embrapa Clima Temperado, 2005., 2005. EISBERG, R.; RESNICK, R. Física Quântica, Edit. [S.I.]: Elsevier, Rio de Janeiro, 1979.

ESCOBEDO, J. F. et al. Modeling hourly and daily fractions of uv, par and nir to global solar radiation under various sky conditions at botucatu, brazil. **Applied Energy**, Elsevier, v. 86, n. 3, p. 299–309, 2009.

FAROUKI, O. T. Thermal properties of soils. Trans Tech Pub., Rockport, MA, 1986.

GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. **Bragantia**, SciELO Brasil, v. 60, n. 2, p. 139–147, 2001.

GAO, Z. et al. Comparison of two soil temperature algorithms for a bare ground site on the loess plateau in china. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 113, n. D18, 2008.

GAO, Z.; WANG, L.; HORTON, R. Comparison of six algorithms to determine the soil thermal diffusivity at a site in the loess plateau of china. **Hydrology and Earth System Scien**ces Discussions, Copernicus GmbH, v. 6, n. 2, p. 2247–2274, 2009.

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

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. Influência de eventos el niño e la niña sobre a freqüência de eventos extremos de precipitação no brasil. In: SBMET FORTALEZA. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.I.], 2004. v. 13.

GRIMM, A. M. et al. Anomalias de precipitação no sul do brasil em eventos el niño. In: SO-CIEDADE BRASILEIRA DE METEOROLOGIA CAMPOS DO JORDÃO. **Congresso Bra**sileiro de Meteorologia. [S.I.], 1996. v. 9, p. 1098–1102.

HEUSINKVELD, B. et al. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, Elsevier, v. 122, n. 1, p. 21–37, 2004.

HORTON, R.; WIERENGA, P.; NIELSEN, D. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. **Soil Science Society of America Journal**, Soil Science Society of America, v. 47, n. 1, p. 25–32, 1983.

IBGE. Mapa de vegetação do brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2004.

IQBAL, M. An introduction to solar radiation. 1983. 1983.

KIMBALL, B. A. et al. Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes. **Soil Science Society of America Journal**, Soil Science Society of America, v. 40, n. 1, p. 18–25, 1976.

MIAO, Y.-C. et al. A comparative study of computing methods of soil thermal diffusivity, temperature and heat flux. **Diqiu Wuli Xuebao**, Kexue Chubanshe, 16 Donghuangchenggen North Street Beijing 100717 journalspg. net http://www. geophysics. ac. cn, v. 55, n. 2, p. 441–451, 2012.

NABINGER, C. et al. Produção animal com base no campo nativo: aplicações de resultados de pesquisa. **Campos Sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade. Brasília: MMA**, p. 175–197, 2009.

NWADIBIA, N.; UGWU, E.; ADULOJU, K. Theoretical analysis of the influence of the thermal diffusivity of clay soil on the thermal energy distribution in clay soil of abakaliki, nigeria. **Research Journal of Applied Sciences, Engineering and Technology**, Maxwell Science Publishing, v. 2, n. 3, p. 216–221, 2010.

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

OTUNLA, T. A.; OLADIRAN, E. O. Evaluation of soil thermal diffusivity algorithms at two equatorial sites in west africa. **Annals of Geophysics**, v. 56, n. 1, p. 0101, 2013.

PADMANABHAMURTY, B.; RAO, K. A.; MUKHERJEE, R. A preliminary analysis of soil temperature at five different sites under land surface processes experiment in the sabarmati rive basin. NISCAIR-CSIR, India, 1998.

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.

PEREIRA, A. R. Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas. [S.I.]: Agropecuária, 2002.

PLANA-FATTORI, A.; CEBALLOS, J. Glossário de termos técnicos em radiação atmosférica. Série Ciências Atmosféricas, n. 004, 1996.

PREVEDELLO, C. L. Física do solo com problemas resolvidos-2°Ed. [S.I.: s.n.], 2015.

REICHARDT, K. A água em sistemas agrícolas. [S.I.]: Manole, 1990.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. [S.I.]: Manole São Paulo, 2004.

RENSHENG, C. et al. Estimation of horizontal diffuse solar radiation with measured daily data in china. **Renewable energy**, Elsevier, v. 29, n. 5, p. 717–726, 2004.

ROSA, M. Áreas prioritárias para conservação, uso sustentável e repartição de benefícios da biodiversidade brasileira. Brasília, DF (Brazil), 2008.

ROTH, K. Soil physics lecture notes. Institute of Environmental Physics, Heidelberg University, v. 2, 1995.

ROXY, M.; SUMITHRANAND, V.; RENUKA, G. Estimation of soil moisture and its effect on soil thermal characteristics at astronomical observatory, thiruvananthapuram, south kerala. **Journal of earth system science**, Springer, v. 123, n. 8, p. 1793–1807, 2014.

SOUZA, J. et al. Thermal properties and heat fluxes in soils, beneath forest and pasture areas. **Marabá, PA, Brazil Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 89–103, 2006.

TAVARES, P. Observação e análise da radiação solar global e fotossinteticamente ativa na região de maceió. 2005.

TOULOUKIAN, Y. et al. Thermophysical Properties of Matter, Volume 10-Thermal Diffusivity. [S.I.]: IFI/Plenum Data Corporation, 1973.

VERHOEF, A. et al. Thermal soil properties for vineyard (efeda-i) and savanna (hapex-sahel) sites. Agricultural and Forest Meteorology, Elsevier, v. 78, n. 1-2, p. 1–18, 1996.

WANG, J.; BRAS, R. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. **Journal of hydrology**, Elsevier, v. 216, n. 3, p. 214–226, 1999.

WANG, K. et al. Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western tibetan plateau. **Boundary-Layer Meteoro-***logy*, Springer, v. 116, n. 1, p. 117–129, 2005.

WIERENGA, P.; NIELSEN, D.; HAGAN, R. Thermal properties of a soil based upon field and laboratory measurements. **Soil science society of America Journal**, Soil Science Society of America, v. 33, n. 3, p. 354–360, 1969.

ZILL, D. G.; CULLEN, M. R. Equações diferenciais, vol. 1. São Paulo, Makron, 2001.

## ANEXO A – SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE CONDUÇÃO TÉRMICA CLÁSSICA

Segundo Carslaw e Jaeger (1959) o problema para a transferêcia de calor em regime transitório, dado pela Equação (3.4), sujeito as condições iniciais e de contorno, definidas, respectivamente, por:

$$T(z,0) = f(z) \tag{A.1}$$

$$T(\infty, t) = T_1 \tag{A.2}$$

$$T(0,t) = T_0 + A.sen(\omega t + \varphi)$$
(A.3)

A solução proposta pelos autores é descrita a seguir. Inicialmente, faz-se uma mudança de variável com o objetivo de transformar as condições de contorno em condições homogêneas:

$$T^* = T(z,t) - T_1$$
  
 $T(z,t) = T^* + T_1$  (A.4)

como  $T^* = T^*(z, t)$ . Substituindo na Eq.(3.4) obtém-se a equação modificada dada por:

$$\frac{\partial T^*}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2} \tag{A.5}$$

com a condição inicial

$$T^*(z,0) = T(z,0) - T_1$$
  
=  $f(z) - T_1$  (A.6)

e de contorno

$$T^*(\infty, t) = T(\infty, t) - T_1$$
  
=  $T_1 - T_1$  (A.7)  
= 0

е

$$T^{*}(0,t) = T(0,t) - T_{1}$$
  
=  $(T_{0} - T_{1}) + A_{1} sen(\omega t + \varphi)$  (A.8)

A Eq.(A.5) pode ser reescrita:

$$\frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2} - \frac{1}{k} \frac{\partial T^*}{\partial t} = 0 \tag{A.9}$$

Supondo que a solução da Eq.(A.9) seja da forma  $T^*(z,t) = X(z)Y(t)$ , ou seja, o produto de duas funções que dependem exclusivamente da profundidade e do tempo. Equações diferenciais parciais desta forma permitem solução pelo método denominado Separação de Variáveis em que as funções X(z) e Y(t) são independentes entre si (ZILL; CULLEN, 2001).

Admitindo que Y(t) seja dado por

$$Y(t) = e^{i(\omega t - \varepsilon_0)}$$
(A.10)

então,

é:

$$T^*(z,t) = X(z) e^{i(\omega t - \varepsilon_0)}$$
(A.11)

Sendo assim, substituindo Eq.(A.11) na Eq.(A.9) tem-se para, X = X(z), que:

$$e^{i(\omega t - \varepsilon_0)} \frac{\partial^2 X}{\partial z^2} - \frac{i\omega}{k} e^{i(\omega t - \varepsilon_0)} X = 0$$
  
$$\frac{\partial^2 X}{\partial z^2} - \frac{i\omega}{k} X = 0$$
 (A.12)

A equação característica associada a equação diferencial ordinária (EDO)(Eq.(A.12))

$$r^2 - \frac{i\omega}{k} = 0 \tag{A.13}$$

portanto, as raízes (autovalores) serão dados por:

$$r = -\frac{1}{2} \sqrt{\frac{\omega}{k}} \sqrt{i} \tag{A.14}$$

Ou seja,

$$r_{1} = \sqrt{\frac{\omega}{k}} \frac{(1+i)}{\sqrt{2}}$$

$$r_{2} = -\sqrt{\frac{\omega}{k}} \frac{(1+i)}{\sqrt{2}}$$
(A.15)

Então, a solução para X(z) será:

$$X(z) = Ae^{\sqrt{\frac{\omega}{2k}}(1+1)z} + Be^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}}(1+1)z}$$

Como  $T^*$  é finito (Eq.(A.7)), implica que A = 0, consequentemente:

$$X(z) = Be^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}(1+i)z}}$$
 (A.16)

considerando

$$\gamma = \sqrt{\frac{\omega}{2k}}$$
(A.17)

tem-se

$$X(z) = Be^{-\gamma(1+i)z}$$
(A.18)

Sendo assim, substituindo a Eq.(A.18) em Eq.(A.11) resulta:

$$T^{*}(z,t) = Be^{-\gamma(1+i)z}e^{i(\omega t-\varepsilon_{0})}$$
  
=  $Be^{-\gamma z}e^{i(\omega t-\varepsilon_{0}-\gamma z)}$  (A.19)

Aplicando a condição de contorno dada pela Eq.(A.8), porém escrita na forma complexa, como segue:

$$T^*(0,t) = (T_0 - T_1) + Ae^{i(\omega t + \varphi)}$$
(A.20)

e, então, comparando com a Eq.(A.19) para z = 0, tem-se

$$Be^{i(\omega t - \varepsilon_0)} = (T_0 - T_1) + A_1 e^{i(\omega t + \varphi)}$$
 (A.21)

o que implica,

$$B = (T_0 - T_1) e^{-i(\omega t - \varepsilon_0)} + A_1 e^{i(\varphi + \varepsilon_0)}$$
(A.22)

considerando  $\varphi = -\varepsilon_0$ , então

$$B = (T_0 - T_1) e^{-i(\omega t - \varepsilon_0)} + A_1$$
 (A.23)

Substituindo a Eq.(A.23) na Eq.(A.19), resulta que:

$$T^{*}(z,t) = (T_{0} - T_{1}) e^{-\gamma(1+i)z} + A e^{-\gamma z} e^{i(\omega t - \varepsilon_{0} - \gamma z)}$$
(A.24)

Note que a Eq.(A.24) só satisfaz a condição de contorno (Eq.(A.8)) se  $T^*(z,t)$  for escrita como:

$$T^*(z,t) = (T_0 - T_1) e^{-\gamma z} \cos(\gamma z) + A e^{-\gamma z} \sin(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma z)$$
(A.25)

agora se  $T_0=T_1$ 

$$T^*(z,t) = A_1 e^{-\gamma z} \operatorname{sen}(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma z)$$
(A.26)

Lembrando que

$$T(z,t) = T_1 + T^*(z,t)$$
 (A.27)

tem-se:

$$T(z,t) = T_1 + A_1 e^{-\gamma z} \operatorname{sen}(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma z)$$
(A.28)

A Eq.(A.28) representa a solução do problema original descrito por Carslaw e Jaeger (1959). Para que esta solução satisfaça a condição para  $z=z_1$  vamos supor que:

$$T(z_1,t) = T_1 + A_1 e^{-\gamma z_1} sen(\omega t - \varphi_1)$$
 (A.29)

escrita na forma complexa por

$$T(z_1,t) = T_1 + A_1 e^{-\gamma z_1} e^{i(\omega t - \varphi_1)}$$
(A.30)

No entanto a solução encontrada para o problema resolvido para  $T^*$  (Eq.(A.19)) para  $z=z_1$ , deve também condizer com a solução dada pela Eq.(A.30), sendo assim,

$$Be^{-\gamma z_1} e^{i(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma z_1)} = A_1 e^{i(\omega t - \varphi_1)} e^{-\gamma z_1}$$

$$B = A_1 e^{i\gamma z_1} e^{\gamma z_1}$$

$$= A_1 e^{\gamma(1+i)z_1}$$

$$= A_1 e^{\gamma z_1} e^{i\gamma z_1}$$
(A.32)

então pela Eq.(A.19)

$$T^{*}(z,t) = A_{1}e^{\gamma z_{1}} e^{-\gamma z} e^{i(\omega t - \varepsilon_{0} - \gamma z)} e^{i\gamma z_{1}}$$
  
$$= A_{1}e^{-\gamma(z-z_{1})} e^{i(\omega t - \varepsilon_{0} - (z-z_{1})\gamma)}$$
(A.33)

tomando a parte imaginária para satisfazer a condição de contorno,

$$T^*(z,t) = A_1 e^{-\gamma(z-z_1)} sen(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma(z-z_1))$$
(A.34)

substituindo na Eq.(A.4), obtém-se:

$$T(z,t) = T_1 + A_1 e^{-\gamma(z-z_1)} sen(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma(z-z_1))$$
(A.35)

De forma similar para  $z=z_2$ , a Eq.(A.35) é reescrita:

$$T(z_2,t) = T_1 + A_1 e^{-\gamma(z_2 - z_1)} sen(\omega t - \varepsilon_0 - \gamma(z_2 - z_1))$$
(A.36)

nomeando,

$$A_2 = A_1 e^{-\gamma(z_2 - z_1)} \tag{A.37}$$

$$\varphi_2 = \varepsilon_0 + \gamma(z_2 - z_1) \tag{A.38}$$

$$T_1 = T_2 \tag{A.39}$$

tem-se:

$$T(z_2, t) = T_2 + A_2 sen(\omega t - \varphi_2)$$
 (A.40)

Para obter G substitui-se a Eq.(A.35) na Eq.(2.4)

$$G(z,t) = \lambda \left[ \frac{\partial T}{\partial z} - A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} \operatorname{sen}(\omega t + \varphi_1 - \gamma(z-z_1)) \right] + \lambda \left[ -A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} \cos(\omega t + \varphi_1 - \gamma(z-z_1)) \right]$$

$$G(z,t) = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - \lambda A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} (sena + cosa)$$
(A.41)

com  $a = (\omega t + \varphi_1 - \gamma(z - z_1))$ . Usando as seguintes relações trigonométricas abaixo:

$$sen\left(a + \frac{\pi}{2}\right) = sen(a)\cos\left(\frac{\pi}{2}\right) + cos(a)sen\left(\frac{\pi}{2}\right)$$

$$= cos(a)$$
(A.42)
(A.43)

$$cos(a)$$
 (A.43)

$$sen(u)cos(v) = \frac{1}{2} [sen(u+v) + sen(u-v)]$$
 (A.44)

tem-se:

$$sen(a) + cos(a) = sen(a) + sen\left(a + \frac{\pi}{2}\right)$$
(A.45)

se

$$a = b - \frac{\pi}{4} \tag{A.46}$$

$$b = a + \frac{\pi}{4} \tag{A.47}$$

e daí,

$$a + \frac{\pi}{2} = b - \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{2}$$
 (A.48)

$$= b + \frac{\pi}{4}$$
(A.49)

Então:

$$sen(a) + cos(a) = sen\left(b - \frac{\pi}{4}\right) + sen\left(b + \frac{\pi}{4}\right)$$

$$= 2 sen(b)cos\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

$$= \sqrt{2} sen(b)$$

$$= \sqrt{2} sen\left(a + \frac{\pi}{4}\right)$$
(A.50)
(A.51)

Portanto combinando as Eq.(A.41) e Eq.(A.51) obtém-se:

$$G(z,t) = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - \lambda A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} \left(\sqrt{2} \operatorname{sen}\left(a + \frac{\pi}{4}\right)\right)$$
(A.52)

como  $a = (\omega t + \varphi_1 - \gamma(z - z_1))$ , finalmente, a equação para o fluxo de calor no solo (*G*) é dado por:

$$G(z,t) = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} + \lambda \sqrt{2} A_1 \gamma e^{-\gamma(z-z_1)} sen\left(\omega t + \varphi_1 + \frac{\pi}{4} - \gamma(z-z_1)\right)$$
(A.53)