

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ANÁLISE E PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS EMPÍRICOS
DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA NO PANTANAL
MATO-GROSSENSE**

SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO

**ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
COORIENTADOR: PROF. DR. FLAIR JOSÉ CARRILHO SOBRINHO**

Cuiabá, MT

Dezembro de 2018.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ANÁLISE E PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS EMPÍRICOS
DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA NO PANTANAL
MATO-GROSSENSE**

SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO

Tese apresentada junto ao programa de pós-graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Física Ambiental.

**ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
COORIENTADOR: PROF. DR. FLAIR JOSÉ CARRILHO SOBRINHO**

Cuiabá, MT

Dezembro de 2018.

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D278a de Paula Carrilho, Soilce Beatriz.
ANÁLISE E PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS EMPÍRICOS DA
RADIAÇÃO DE ONDA LONGA NO PANTANAL MATO-GROSSENSE / Soilce
Beatriz de Paula Carrilho. -- 2018
127 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.
Co-orientador: Flair José Carrilho Sobrinho.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2018.
Inclui bibliografia.

1. Pantanal. 2. Índice de claridade. 3. Irradiância de ondas longas. 4. Equações empíricas. 5. Índices estatísticos. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

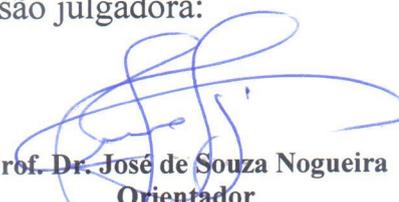
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: ANÁLISE E PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS EMPÍRICOS
DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA NO PANTANAL MATO-
GROSSENSE**

AUTORA: SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 18 de dezembro de 2018, pela
comissão julgadora:


Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
Instituto de Física - UFMT


Prof. Dr. Rafael da Silva Palácios
Examinador Interno
Programa Nacional de Pós-Doutorado - CAPES


Prof. Dr. João Basso Marques
Examinador Interno
Programa Nacional de Pós-Doutorado - CAPES


Profa. Dra. Vanessa Rakel de Moraes Dias
Examinadora Externa
Universidade do Estado de Mato Grosso/UNEMAT


Prof. Dr. Marlon Leão
Examinador Externo
Universidade do Estado de Mato Grosso/UNEMAT

DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado à Deus, pela saúde, pela fé e perseverança que sem isso, nada seria possível, aos meus amados e fiéis escudeiros Flair e Samuel que, com muito carinho e apoio, não mediram esforços para que eu chegasse até aqui e aos amigos do Programa de Pós Graduação em Física Ambiental, por me desafiarem a concluí-lo.

*"Alguns homens veem as coisas como são e dizem, 'Por quê?'
Eu sonho com as coisas que nunca foram e digo, 'Por que não?'"*

George Bernard Shaw

*"A fé na VITÓRIA tem que ser INABALÁVEL"
(Anjos - O Rappa)*

AGRADECIMENTOS

À Deus;

À minha querida e amada família: Flair e Samuel por me fazerem acreditar que nada é impossível, muito obrigado!

Ao meu pai Soênio Zeferino de Paula e a meu irmão Zé (*in memoriam*) que mesmo não estando mais entre nós, sempre se fizeram presentes através das minhas lembranças a minha mãe Nilce grande mulher, exemplo de Fé e Amor ao próximo e aos meus irmãos Soenil, Silvio, Silvana, Sandra, e Nico, que sempre demonstraram amor, carinho e me dando incentivos – fontes da minha força de vontade e dedicação.

Ao Professor Dr. José de Souza Nogueira, meu orientador e acima de tudo um grande amigo, pelo apoio, incentivo, confiança, e conhecimentos compartilhados ao longo desses anos, tornando este trabalho possível;

Ao Dr. Flair José Carrilho Sobrinho, meu co-orientador, pela orientação concedida, pelo incentivo, empenho, dedicação, paciência amizade e grande companheiro de todas as horas, fatores que contribuíram de forma substancial e incentivaram a produção deste trabalho, peço desculpas pelos momentos de ira;

À Prof.^a Dra. Marta Nogueira, pela carinho, apoio e acolhimento de sempre, além de tudo, grande amiga;

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, por compartilhar seus conhecimentos e experiências; dos quais levo grandes lições e exemplos de vida;

Ao Prof. Dr. Higo José Dalmagro por ter me concedido os seus dados na maior boa vontade;

Aos colegas do Programa de Pós-graduação em Física Ambiental, turma 2013; em especial Rafael Palácios; pelo apoio ao longo desses anos, os quais se tornaram grandes amigos e com eles aprendi muito.

Aos professores Eladyr (Inglês), Luci Miranda (Espanhol), Élton, Marisa e Gabriel (Hidroginástica), por compartilhar conhecimentos, experiências e momentos de descontração nesse período;

Ao Cesário, Jô e Juliana, pela ajuda e colaboração sempre;

A vocês, muito obrigado, de coração.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	6
LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS	X
LISTA DE SÍMBOLOS	XI
LISTA DE EQUAÇÕES.....	XIII
RESUMO	XVI
ABSTRACT	XVII
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. PROBLEMÁTICA.....	1
1.2. JUSTIFICATIVA	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. A REGIÃO DO PANTANAL.....	5
2.2. TEMPERATURA.....	8
2.2.1. <i>Noções Básicas</i>	9
2.2.2. <i>Temperatura do ar à superfície</i>	9
2.2.3. <i>Temperatura do ar afastado da superfície</i>	10
2.2.4. <i>Oscilações da Temperatura do ar</i>	12
2.3. RADIAÇÃO SOLAR	15
2.3.1. <i>Origem da Radiação Solar</i>	15
2.3.2. <i>Ondas Eletromagnéticas</i>	17
2.3.3. <i>Unidades de Medida da Radiação Eletromagnética</i>	22
2.3.4. <i>Atmosfera Terrestre e sua Interação com a Radiação Solar</i>	23
2.4. RADIAÇÃO DE ONDA CURTA.....	33
2.5. RADIAÇÃO DE ONDA LONGA	35
2.6. BALANÇO DE RADIAÇÃO	40
3. MATERIAL E MÉTODOS	44
3.1. ÁREA DE ESTUDO	44
3.1.1. <i>Localização e Características Climáticas e Geográficas</i>	44
3.1.2. <i>Caracterização do Solo e da Vegetação</i>	46
3.2. INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS.....	46
3.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE	51
3.4. CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS ATMOSFÉRICA	52
3.5. MODELOS PARA A ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA (L ₀)	53
3.5.1. <i>Equação proposta por Ångström (1918) e por Brunt (1932)</i>	53

3.5.2.	<i>Equação proposta por Elsasser (1942)</i>	54
3.5.3.	<i>Equação proposta por Anderson (1954)</i>	54
3.5.4.	<i>Equação proposta por Efimova (1961)</i>	54
3.5.5.	<i>Equação proposta por Bliss (1961)</i>	55
3.5.6.	<i>Equação proposta por Swinbank (1963)</i>	55
3.5.7.	<i>Equação proposta por Marshunova (1966)</i>	55
3.5.8.	<i>Equação proposta por Idso & Jackson (1969)</i>	56
3.5.9.	<i>Equação proposta por Zillman (1972)</i>	56
3.5.10.	<i>Equação proposta por Maykut & Church (1973)</i>	56
3.5.11.	<i>Equação proposta por Brutsaert (1975)</i>	57
3.5.12.	<i>Equação proposta por Clark & Allen (1978)</i>	57
3.5.13.	<i>Equação proposta por Satterlund (1979)</i>	57
3.5.14.	<i>Equação proposta por Idso (1981)</i>	58
3.5.15.	<i>Equação proposta por Ohmura (1981)</i>	59
3.5.16.	<i>Equação proposta por Centeno (1982)</i>	59
3.5.17.	<i>Equação proposta por Andreas & Ackley (1982)</i>	59
3.5.18.	<i>Equação proposta por Berdahl & Fromberg (1982)</i>	60
3.5.19.	<i>Equação proposta por Berdahl & Martin (1984)</i>	60
3.5.20.	<i>Equação proposta por Berger et al. (1984)</i>	60
3.5.21.	<i>Equação proposta por Konzelmann et al. (1994)</i>	61
3.5.22.	<i>Equação proposta por Prata (1996)</i>	61
3.5.23.	<i>Equação proposta por Dilley & O'Brien (1998)</i>	62
3.5.24.	<i>Equação proposta por Crawford & Duchon (1999)</i>	62
3.5.25.	<i>Equação proposta por Zapadka et al. (2001)</i>	63
3.5.26.	<i>Equação proposta por Iziomon et al. (2003)</i>	63
3.5.27.	<i>Equação proposta por Abramowitz et al. (2012)</i>	64
3.5.28.	<i>Classificação dos modelos quanto aos parâmetros</i>	64
3.6.	COBERTURA DO CÉU	65
3.7.	PRESSÃO DE VAPOR D'ÁGUA.....	66
3.8.	TEMPERATURA DE PONTO DE ORVALHO	67
3.9.	ANÁLISE DOS DADOS	68
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	72
4.1.	CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO	72
4.2.	AVALIAÇÃO DOS MODELOS.....	75
5.	CONCLUSÃO	91
6.	BIBLIOGRAFIAS	92
6.1.	BIBLIOGRAFIAS CITADAS	92
6.2.	BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS	102
7.	ANEXO	105

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da distribuição geográfica dos Biomas de Mato Grosso.....	6
Figura 2: Representação das fisionomias de vegetação dos três biomas mato-grossense.	7
Figura 3: Radiossondas	11
Figura 4: Esquema de um termograma (registro termográfico).....	13
Figura 5: Médias mensais das temperaturas máxima (t_x), compensada (t_M) e mínima (t_N) do ar à superfície ($^{\circ}C$) e da radiação global (Q) incidente ($cal\ cm^{-2}\ dia^{-1}$).....	14
Figura 6: Curvas representativas dos valores médios mensais da temperatura compensada.....	15
Figura 7: Esquema do Sol mostrando sua constituição.....	16
Figura 8: Esquema de uma onda eletromagnética: campo elétrico (E_z),.....	18
Figura 9: Decomposição da luz branca através de um prisma	20
Figura 10: Espectro Eletromagnético.....	21
Figura 11: Espectro de emissão do Sol e da Terra.....	22
Figura 12: Zonas e Camadas da Atmosfera Terrestre	24
Figura 13: Causas das atenuações da energia solar ao atravessar atmosfera terrestre.....	27
Figura 14: Curva de irradiância solar mostrando a absorção da radiação	28
Figura 15: Efeito do espalhamento Rayleigh na coloração do céu	30
Figura 16: Curva espectral da radiação solar e da Terra e janelas atmosféricas, representadas pelas cores roxa, amarela, vermelha e marrom.	32
Figura 17: Distribuição média da radiação global ($cal.cm^{-2}.dia^{-1}$, painel superior) e da.....	36
Figura 18: a) Mapa do Brasil, Mato Grosso com a localização da área de estudo em Poconé, MT, nas coordenadas geográficas $6^{\circ}29'$ Sul e $56^{\circ}25'$ Oeste. b) Destaque para a Reserva Particular do Patrimônio Natural RPPN – Sesc Pantanal e Torre Micrometeorológica da Baía das Pedras, c) Foto da Torre da Baía das Pedras, d) Base Avançada de Pesquisas do Pantanal/UFMT..	44
Figura 19: Torre micrometeorológica instalada na Baía das Pedras, em Poconé, MT.	47
Figura 20: Gráfico da Integração diária da radiação global incidente (R_{gi}) em $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$.....	72
Figura 21: Comportamento da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo.	73

Figura 22: Gráfico de precipitação acumulada mensal. Na estação seca a precipitação acumulada foi de 28,2 mm e no período de chuva com 340,4 mm totalizando no ano de 2013 368,6 mm.	74
Figura 23: Evolução da cobertura do céu nos meses considerados no estudo....	74
Figura 24: Porcentagem das categorias presentes nos vinte e oito modelos analisados.....	77
Figura 25: Porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997).....	78
Figura 26: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "BOM".....	79
Figura 27: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "SOFRÍVEL".....	80
Figura 28: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "MAU".....	81
Figura 29: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "PÉSSIMO".....	82
Figura 30: Bliss (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise.....	84
Figura 31: Bliss (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.....	85
Figura 32: Efimova (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.....	85
Figura 33: Idso (1981) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.....	86
Figura 34: Satterlund (1979) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.....	86
Figura 35: Idso & Jackson (1969) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.....	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação de cores e faixas espectrais na região do visível.....	20
Tabela 2: Composição média do ar seco próximo ao solo, em porcentagem de volume ou ppm.	26
Tabela 3: Partículas presentes na atmosfera e respectivos tamanhos.....	29
Tabela 4: Proposta de classificação para o valor de r	70
Tabela 5: Critério de interpretação do desempenho dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas através do índice (c).	71
Tabela 6: Evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados em cada mês), da Temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$), da R_{gi} ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{mês}^{-1}$) e da Precipitação mensal acumulada (mm) em cada mês do período de estudo.	75
Tabela 7: Avaliação dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas (L_d).	76
Tabela 8: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "BOM"	78
Tabela 9: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "MEDIANO".	79
Tabela 10: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "SOFRÍVEL".....	80
Tabela 11: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "MAU"	81
Tabela 12: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "PÉSSIMO".	82
Tabela 13: Comparação dos índices estatísticos entre os modelos originais e parametrizados.....	88
Tabela 14: Comparação entre os coeficientes dos modelos originais e pós-parametrização assim como as suas categorias.	89

LISTA DE SÍMBOLOS

\bar{O}	representa a média dos valores observados
\bar{P}	representa a média dos valores estimados
μ_e	massa específica
μm	micro metro
Å	ângström
C	constante de Wien
c	índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas
c	velocidade da luz
$^{\circ}C$	escala Celsius
d	índice de concordância de Willmott
DJ	dia Juliano
E	energia
E_0	fator de correção da excentricidade da órbita terrestre
e_a	pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície
E_L	módulo de elasticidade longitudinal do material
EMA	erro médio absoluto
EQM	erro quadrático médio
ERM	erro relativo médio
G	fluxo de calor no solo
GHz	gigahertz
G_L	módulo de elasticidade transversal do material
h	constante de Planck
H	hidrogênio
He	hélio
Hz	hertz
K	kelvin
k	constante de Boltzmann
Kg	quilograma
KHz	quilohertz
$km.s^{-1}$	quilometro por segundo
kPa	quilo Pascal
K_T	índice de claridade
L_d	radiação de ondas longas atmosférica
L_u	radiação de ondas longas terrestre
m	mês do ano (1 a 12)
$mbar$	mili bar
MHz	megahertz
$mmHg$	milímetros de mercúrio
$M\lambda$	radiação emitida

nm	nano metro
O_3	gás ozônio
OC	ondas curtas
O_i	representa os valores observados (medidos)
OL	ondas longas
PAR_i	radiação fotossinteticamente ativa incidente
PAR_r	radiação fotossinteticamente ativa refletida
P_i	representa os valores estimados pelos modelos
ppt	precipitação pluviométrica
P_{wv}	conteúdo de água precipitável da atmosfera em $kg.m^{-2}$
r	coeficiente de correlação de Pearson
R_0	irradiação no topo da atmosfera
r^2	coeficiente de determinação
R_{gi}	radiação solar global incidente
R_{gr}	radiação global refletida
R_H	umidade relativa do ar
R_n	saldo de radiação
$RPPN$	reserva particular do patrimônio natural
$SESC$	serviço social do comércio
T	temperatura
T_a	temperatura do ar próximo à superfície
T_B	temperatura de brilho
T_{DP}	temperatura do ponto de orvalho
$TOVS$	Sondador Vertical Operacional do Satélite TIROS
T_R	temperatura real
T_{solo}	temperatura do solo
T_{sup}	temperatura da superfície
u	velocidade do vento
$U_{r_{solo}}$	umidade do solo
V	velocidade de uma onda
w	conteúdo de água precipitável da atmosfera em $cm.m^{-2}$
W_s	ângulo solar em graus
α	absortância
δ	declinação solar em graus
ε	emissividade do corpo.
η	índice de refração do meio
λ	comprimento de onda
ν	frequência da radiação
ρ	reflectância
σ	constante de Stefan-Boltzmann
φ	latitude local em graus
α	radiação alfa
β	radiação beta
γ	radiação gama

LISTA DE EQUAÇÕES

EQUAÇÃO 01 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 1ª etapa.....	17
EQUAÇÃO 02 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 2ª etapa.....	17
EQUAÇÃO 03 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 3ª etapa.....	17
EQUAÇÃO 04 – Velocidade de propagação de onda eletromagnética.....	34
EQUAÇÃO 05 – Lei de Snell.....	34
EQUAÇÃO 06 – Lei de Snell.....	34
EQUAÇÃO 07 – Fluxo de saldo de radiação.....	53
EQUAÇÃO 08 – Balanço de radiação de ondas curtas.....	53
EQUAÇÃO 09 – Balanço de radiação de ondas longas.....	53
EQUAÇÃO 10 – Lei de Stefan-Boltzmann.....	54
EQUAÇÃO 11 – Saldo de Radiação.....	54
EQUAÇÃO 12 – Radiação de ondas longas da atmosfera.....	54
EQUAÇÃO 13 – Equação de Ångström (1918).....	55
EQUAÇÃO 14 – Equação de Brunt (1932).....	55
EQUAÇÃO 15 – Equação de Elsasser (1942).....	56
EQUAÇÃO 16 – Equação de Anderson (1954).....	56
EQUAÇÃO 17 – Equação de Efimova (1961).....	56
EQUAÇÃO 18 – Equação de Bliss (1961).....	57
EQUAÇÃO 19 – Equação de Swinbank (1963) modelo 1.....	57
EQUAÇÃO 20 – Equação de Swinbank (1963) modelo 2.....	57
EQUAÇÃO 21 – Equação de Marshunova (1966).....	58
EQUAÇÃO 22 – Equação de Idso & Jackson (1969).....	58
EQUAÇÃO 23 – Equação de Zillman (1972).....	58

EQUAÇÃO 24 – Equação de Maykut & Church (1973).....	58
EQUAÇÃO 25 – Equação de Brutsaert (1975).....	59
EQUAÇÃO 26 – Equação de Clark & Allen (1978).....	59
EQUAÇÃO 27 – Equação de Satterlund (1979).....	60
EQUAÇÃO 28 – Equação de Idso (1981).....	60
EQUAÇÃO 29 – Equação de Ohmura (1981).....	61
EQUAÇÃO 30 – Equação de Centeno (1982).....	61
EQUAÇÃO 31 – Equação de Andreas & Ackley (1982).....	61
EQUAÇÃO 32 – Equação de Berdahl & Fromberg (1982).....	62
EQUAÇÃO 33 – Equação de Berdahl & Martin (1984).....	62
EQUAÇÃO 34 – Equação de Berger et al (1984).....	63
EQUAÇÃO 35 – Equação de Konzelmann (1994).....	63
EQUAÇÃO 36 – Equação de Prata (1996).....	63
EQUAÇÃO 37 – Equação de Dilley & O’Brien (1998).....	64
EQUAÇÃO 38 – Equação de Crawford & Duchon (1999).....	64
EQUAÇÃO 39 – Equação de Zapadka et al (2001).....	65
EQUAÇÃO 40 – Equação de Iziomon et al(2003).....	65
EQUAÇÃO 41 – Equação proposta por Abramowitz et al. (2012).....	66
EQUAÇÃO 42 – Índice de claridade (K_t).....	67
EQUAÇÃO 43 – Radiação no topo da atmosfera.....	68
EQUAÇÃO 44 – Fator de correção da excentricidade da órbita terrestre.....	68
EQUAÇÃO 45 – Ângulo solar diário em graus.....	68
EQUAÇÃO 46 – Ângulo solar em graus.....	68
EQUAÇÃO 47 – Declinação solar em graus.....	68
EQUAÇÃO 48 – Pressão de saturação de vapor d’água.....	69
EQUAÇÃO 49 – Pressão parcial de vapor d’água no ar.....	69
EQUAÇÃO 50– Temperatura do ponto de orvalho.....	69
EQUAÇÃO 51 – Função $\alpha(T_a, R_H)$ para a equação da temperatura do ponto de orvalho.....	69
EQUAÇÃO 52 – Temperatura do ponto de orvalho.....	70
EQUAÇÃO 53 – Erro quadrático médio.....	71
EQUAÇÃO 54 – Erro médio absoluto.....	71

EQUAÇÃO 55 – Erro relativo médio.....	71
EQUAÇÃO 56 – Coeficiente de correlação de Pearson.....	72
EQUAÇÃO 57 – Índice de concordância de Willmott (1982).....	73
EQUAÇÃO 58 – Índice de confiança de Camargo & Camargo (2000).....	73
EQUAÇÃO 59 – Equação para o modelo de Bliss (1961).....	92

RESUMO

CARRILHO, S.B.P. *Análise e parametrização de modelos empíricos da radiação de onda longa no pantanal mato-grossense*. 2018. 127f. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2018.

Este trabalho teve por objetivo geral avaliar os modelos para a análise estimativa da radiação de onda longa (L_d) no Pantanal Mato-grossense, considerando a cobertura do céu nas condições de céu-claro. Levando-se em conta que medidas da L_d são raras, e que este parâmetro quase sempre é obtido de forma indireta através de vários modelos disponíveis na literatura, é que se optou neste trabalho, analisar 29 modelos para a estimativa da L_d . Os dados foram obtidos através de equipamentos instalados em uma torre de 28 metros na Baía das Pedras – Pantanal no município de Poconé – MT, nos meses de janeiro a dezembro de 2013. Das estimativas da L_d obtidas a partir destas formulações, aquelas com melhores desempenhos foram as que apresentaram os menores erros estatísticos e os maiores coeficientes como os de determinação (r^2), de correlação de Pearson (r) indicando uma correlação muito forte entre os valores estimados e os medidos, os melhores índices de concordância e, conseqüentemente, os melhores índices de desempenho. Dos 29 modelos analisados 44,8 % tiveram desempenho “SOFRÍVEL”, 24,1 % “PÉSSIMO”, 17,2 % “MAU”, 6,9 % “MEDIANO”, 6,9 % “BOM” e 0 % para os desempenhos “ÓTIMO” e “MUITO BOM”. Nesta primeira análise, pode-se observar que o modelo de estimativa da irradiância de ondas longas, em sua formulação original, que apresentou os melhores índices estatísticos e, portanto, aquele que melhor se adaptou ao pantanal mato-grossense, para o período estudado e para as condições de céu claro, foi o modelo BLISS (1961).

Palavras-chave: Pantanal, índice de claridade; irradiância de ondas longas; equações empíricas; índices estatísticos.

ABSTRACT

CARRILHO, S.B.P. *Analysis and parameterization of empirical models of long-wave radiation in the Pantanal of Mato Grosso*. 2018. 127f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2018.

The objective of this work was to evaluate the models for the estimation of long-wave (Ld) radiation in the Mato Grosso Pantanal, considering the sky cover in the clear sky conditions. Taking into account that measurements of Ld are rare, and that this parameter is almost always obtained indirectly through several models available in the literature, it is opted in this work, to analyze 29 models for the estimation of Ld. Data were obtained through equipment installed in a tower 28 meters on the Baía das Pedras - Pantanal in the municipality of Poconé - MT, from January to December 2013. From the estimates of Ld obtained from these formulations, those with the best performance were those with the lowest statistical errors and the highest coefficients, such as those of determination (r^2), of Pearson's correlation (r), indicating a very strong correlation between the estimated values and the measured, the best indexes of agreement (d) and, consequently, the best indexes of performance (c). Of the 29 models analyzed, 44.8% had a "SOFRÍVEL" performance, 24.1% "PÉSSIMO", 17.2% "MAU", 6.9% "MÉDIO", 6.9% "BOM" and 0% with performances "ÓTIMO" and "MUITO BOM". In this analysis, it can be observed that the long wave irradiance estimation model that, in its original formulation and after its parametrization, presented the best statistical indices and, therefore, the one that best adapted to the Pantanal of Mato Grosso, for the studied period and for the conditions of clear sky, was the model BLISS (1961).

Keywords: *Mato Grosso's Pantanal*, cloud cover index, long-wave irradiance; empirical equations, statistical indices.

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

Como resposta à industrialização do século XIX, pode-se expressar que o movimento ambiental deu início há muito tempo atrás. Nessa época românticos poetas britânicos já louvavam as maravilhas naturais. Em 1969, a primeira imagem da Terra observada do espaço, emocionou a humanidade com a sua beleza e simplicidade. A imagem deste grande mar azul em uma imensa galáxia chamou a atenção de muitos para o fato de que vivemos em uma única Terra, com um ecossistema frágil e interdependente. Daí veio a responsabilidade de proteger a saúde e o bem-estar desse ecossistema.

No Brasil, infelizmente, desde a chegada dos portugueses em 1500, vem ocorrendo um processo contínuo e crescente de desmatamento. As atividades agropecuárias, o desmatamento e a exploração de madeira assim como a disponibilização de grandes áreas para a construção civil foram aos poucos diminuindo as áreas de vegetação nativa dos biomas brasileiros.

Porém, os tipos de clima e de solo no Brasil são muito variados, o que se observa diferentes condições ambientais proporcionando o surgimento de diferentes ecossistemas. Com a sua dimensão continental, o Brasil é formado por vários biomas, seis de características distintas: Amazônia, Caatinga, Cerrado, Mata Atlântica, Pampa e Pantanal. Cada bioma abriga diversos tipos de fauna e vegetação.

Em seu território, Mato Grosso possui três biomas: a Amazônia, o Cerrado e Pantanal. O bioma Amazônia situa-se na região norte do estado com vegetação predominantemente florestal. O Cerrado, na parte central do estado, agrupa formações florestais (cerradão, florestas estacionais) e principalmente savânicas. E o Pantanal, no sul do estado, é o bioma com menor ocupação em área, apresenta formações florestais com grande variedade de espécies ou monodominantes como o Cambarazal (*Vochysia divergens*) e o Paratudal (*Tabebuia aurea*).

A palavra Pantanal não define uma área apenas pantanosa como o nome sugere, pois não são águas paradas e lodosas e sim águas em movimento, pois formam vazantes, corixos, e também lagoas de águas salobra, que são as salinas.

Ocupando uma área aproximada de 150 mil km², o Pantanal, como seu ciclo especial de águas, que transforma durante boa parte do ano imensas planícies em áreas semi-alagadas, abriga uma fauna riquíssima.

Esse ecossistema frágil e extremamente complexo vem sofrendo com o desmatamento principalmente às margens dos rios que cortam a região, todos eles ligados à bacia hidrográfica do rio Paraguai. Os garimpos de ouro e pedras preciosas também causam assoreamento de rios que chegam ao Pantanal, todas estas atividades incluindo a pesca e a caça predatórias, o turismo descontrolado e o crescimento da população são alguns dos problemas da região.

A região do Pantanal desperta muita atenção não apenas pelos aspectos que permeiam seu ecossistema original, mas também pelas características do homem pantaneiro acostumado a percorrer as longas distâncias entre fazendas de gado passando por áreas alagadas. Assim, a exploração cada vez maior das fontes de energia renováveis e não renováveis, o aumento da produção e do consumo de bens materiais para atender a demanda da sociedade, tudo isso vem intensificando a destruição dos recursos naturais e alterando o ciclo de vida tanto da flora quanto da fauna. E se não ocorrer uma mudança consciente no modo como as pessoas usam os recursos e ambientes naturais pode-se dizer que nossas interferências no planeta serão irreversíveis e conduzirão a consequências desastrosas.

A caracterização de elementos ambientais a partir de dados e informações atualizadas e abrangentes deve constituir objeto de estudos detalhados que visem melhor conhecer os mecanismos de funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico, hidrológico e os impactos das mudanças dos usos da terra.

Estudos abarcando o tema “radiação solar” são importantes por ser esta a principal fonte de energia para todos os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no sistema biosfera-atmosfera, além de interferir em outros elementos meteorológicos como a evaporação, evapotranspiração, temperatura, umidade relativa e outros que ocorrem na biosfera. A radiação solar age na determinação do clima, além de afetar todos os processos fisiológicos da vida vegetal e animal.

Portanto, conhecer a quantidade de radiação solar que incide em um determinado ponto da superfície terrestre é de grande importância para as diversas atividades humanas.

1.2. JUSTIFICATIVA

A radiação solar ao penetrar na atmosfera sofre uma série de processos, provocando diversas alterações, pois a maior parte da radiação incidente é refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pela atmosfera.

Quando ela interage com a atmosfera uma parte é absorvida pelas nuvens, aerossóis e moléculas que reemitem esta energia na forma de calor, sendo denominada radiação de ondas longas atmosféricas.

Para se identificar e medir os efeitos que as ações antropogênicas podem provocar no tempo e no clima são utilizados estudos de trocas radiativas no nível da superfície, sendo essas, de fundamental importância no que se refere a regiões que abrangem importantes biomas, como o Pantanal.

O fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia, pois, estudos meteorológicos e climatológicos bem como em projetos com a finalidade de prever seus balanços térmicos e consequentes climas internos.

Diferentes modelagens têm sido propostas para calcular a radiação de onda longa da atmosfera à superfície terrestre mesmo havendo instrumentação adequada para se medir a radiação de onda longa da atmosfera, pois estes instrumentos também absorvem parte da radiação que neles incidem, se aquecem e reemitem radiação de comprimento de onda e intensidade comparável aos da suposta medida fazendo com que este valor seja maior do que realmente deveria ser.

Modelos analíticos e empíricos podem determinar o valor da radiação a partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou do ponto de orvalho, medidas no nível do abrigo. A principal diferença entre os métodos analíticos e empíricos está no fato dos primeiros terem sido derivados a partir de uma base física, enquanto os últimos são obtidos a partir de correlações empíricas.

Métodos detalhados utilizam perfis específicos dos constituintes atmosféricos, e incluem o conhecimento de suas propriedades radiativas para derivar a emissão atmosférica. Em princípio, estes métodos detalhados são preferidos, embora, na prática, necessitem de informações iniciais específicas do estado da atmosfera, bem como de informações fundamentais referentes às propriedades radiativas dos constituintes atmosféricos, em especial do vapor d'água.

Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar e parametrizar modelos analíticos e empíricos que consideram a cobertura do céu nas condições de céu claro para estimar a radiação solar de ondas longas proveniente da atmosfera no pantanal mato-grossense.

Os objetivos específicos para este estudo foram: cálculo do índice de claridade (kT); cálculo da pressão de vapor d'água e da temperatura do ponto de orvalho necessários em alguns modelos e a determinação dos índices estatísticos fundamentais para a análise dos modelos.

Assim, como na Floresta Amazônica e no Cerrado, no Pantanal Mato-grossense, praticamente não existe medidas regulares de radiação de onda longa da atmosfera, mesmo sendo uma variável importante no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água. No entanto, esforços vêm sendo desenvolvidos no sentido de melhorar esta condição e, portanto, a utilização de equações analíticas e/ou empíricas para estimativa da irradiância de ondas longas tornou-se um modo alternativo largamente utilizado.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A fundamentação teórica designada para este estudo buscou esclarecer os conceitos envolvidos na estimativa da radiação de ondas longas da atmosfera.

Basicamente serão tratados assuntos acerca da temperatura; radiação solar e sua interação com a atmosfera.

Um conhecimento mais aprofundado sobre estes assuntos possibilitará um maior esclarecimento sobre a importância do estudo da Radiação Solar e de sua estimativa, sobretudo o da radiação solar de ondas longas que, por meio de medidas (séries temporais) ou por modelos de estimativas (Ångström, 1918; Brunt, 1932; Swinbank, 1963; Brutsaert, 1975; Dilley e O'Brien, 1998; Idso, 1981; Prata, 1996, entre outros), são importantes para os estudos climáticos, balanço de energia em superfícies, e ciências térmicas.

2.1. A REGIÃO DO PANTANAL

O Pantanal é reconhecido como Patrimônio Nacional pela Constituição Federal de 1988 (Art. 225, § 4º) e considerado Reserva da Biosfera e Patrimônio Natural da Humanidade pela UNESCO em 2000. É uma das maiores áreas alagadas contínuas do planeta com uma planície de inundação periódica reconhecida nacional e internacionalmente pela exuberância de sua biodiversidade como uma das áreas úmidas de maior importância do globo.

A planície pantaneira situa-se na depressão do Alto Paraguai, delimitado a oeste pela Cordilheira dos Andes e a leste pelo Planalto Central Brasileiro. "Em território brasileiro cobre uma área de aproximadamente 150.355 km², nos estados de Mato Grosso (40,3%) e Mato Grosso do Sul (59,7%), cerca de 2% da área brasileira" (IBGE, 2004), ocorrendo também em partes do Paraguai e da Bolívia.

A planície se estende por aproximadamente 250 km na direção Leste-Oeste e 450 km na norte-sul. Apesar de serem observados alguns afloramentos rochosos dentro da planície, sua altitude varia de 60 a 150 m, com média de 100 m (FERNANDES et al., 2010).

Mato Grosso tem representação de três biomas brasileiros no seu território (Figura 1). A Amazônia é o mais abrangente, com 480.215 Km² (53,6%), o Cerrado ocupa 354.823 km² (39,6%) e a menor área é do Pantanal, com 60.593 km² (6,8%).

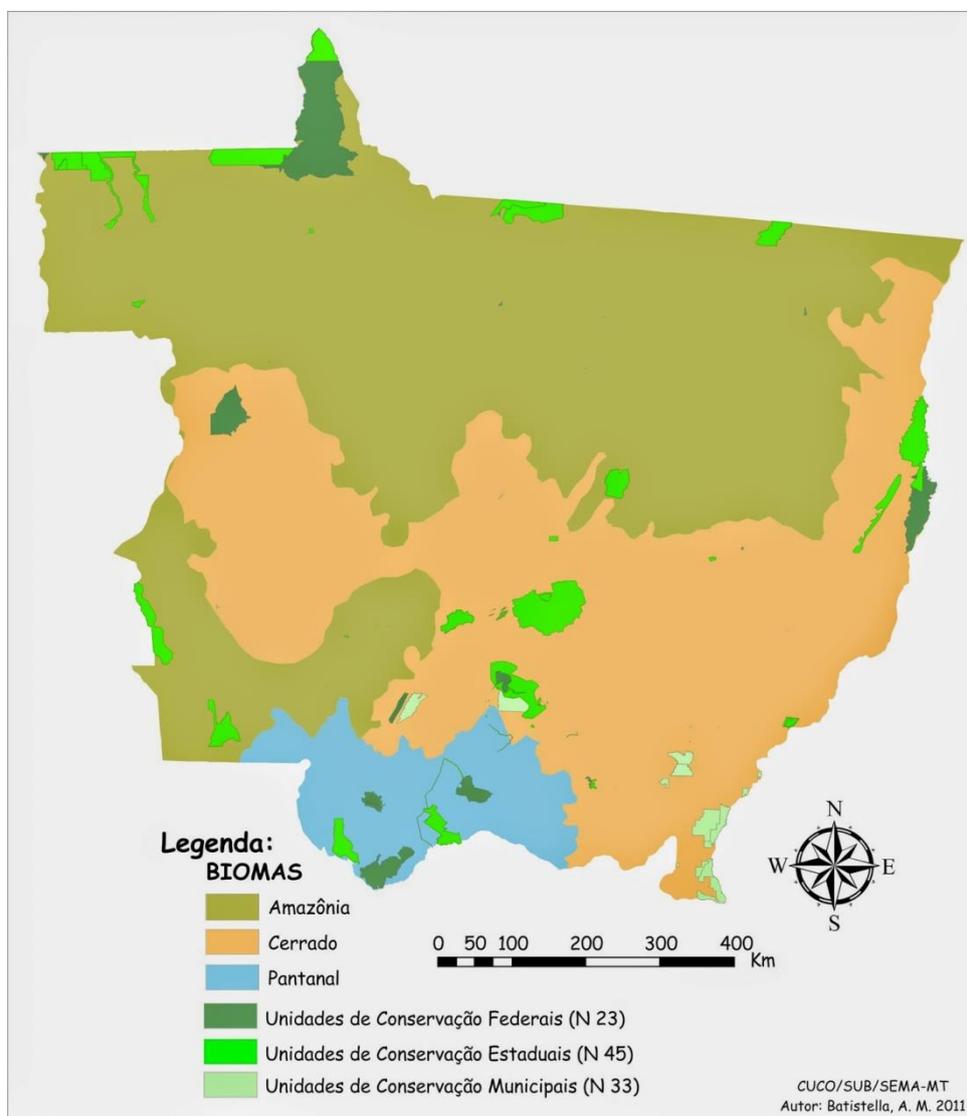


Figura 1: Mapa da distribuição geográfica dos Biomas de Mato Grosso
Fonte: SEMA – Secretaria do Meio Ambiente de Mato Grosso – 2011.

O bioma Amazônia situa-se ao norte do estado com vegetação predominantemente florestal (floresta ombrófila, florestas estacionais, campinarana florestada). O Cerrado, na parte central do estado, reúne formações florestais (cerradão, florestas estacionais) e principalmente savânicas (cerrado, campo cerrado, campo limpo, campo de murundus). O Pantanal possui formações florestais com grande diversidade de espécies ou monodominantes, como o Cambarazal (*Vochysia*

divergens Pohl), o Paratudal (*Tabebuia aurea* Benth & Hook.f), estão associadas com outras savânicas (Figura 2).

Segundo Junk e Nunes (2005), o Pantanal é o bioma com menor representação em área, é um mosaico composto pela floresta Amazônica, Cerrado e Chacos bolivianos e Paraguaios.

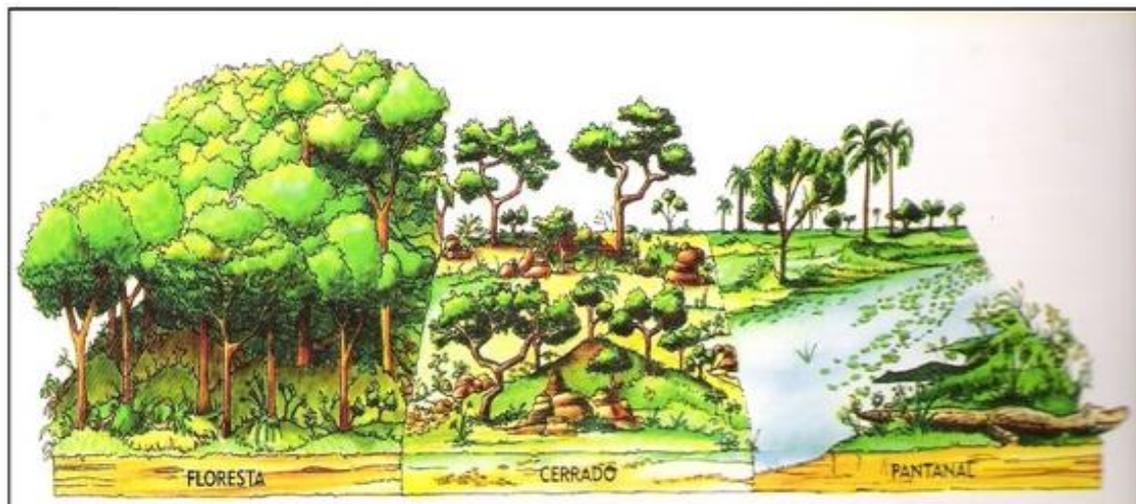


Figura 2: Representação das fisionomias de vegetação dos três biomas mato-grossense.
Fonte: Maranda e Amorim, Mato Grosso: Mato Grosso: Atlas geográfico, ed. Entrelinhas, 2001.

A região em questão apresenta uma dinâmica de pulso de inundação, com níveis de enchente, cheia, vazante e seca, que modifica a paisagem e ecologia do local periodicamente. No período chuvoso, grandes extensões de planície são inundadas pela água enquanto as regiões mais altas, os capões e cordilheiras, permanecem secas.

Em 2003, a RPPN SESC–Pantanal é reconhecida pela Convenção RAMSAR (Convenção sobre Zonas Úmidas de Importância Internacional), primeiro sítio brasileiro em área privada, que é um tratado de cooperação internacional para proteção de áreas úmidas (FERREIRA, 2013). É uma estância de muita importância ecológica pois abriga várias espécies de peixes e aves aquáticas.

O padrão sazonal da precipitação, temperatura e umidade relativa do ar da região onde se localiza a área de estudo é controlado principalmente por sistemas de grande porte e de mesoescala. O Centro-Oeste está sob influência climática de sistemas atmosférico tropical e subtropical (ALVES, 2009).

Como área de transição, a região do Pantanal apresenta um mosaico de ecossistemas: a vegetação não é homogênea e há um padrão diferente de flora de

acordo com o solo e a altitude. Nas partes mais baixas, predominam as gramíneas, que são áreas de pastagens naturais para o gado — a pecuária é a principal atividade econômica do Pantanal.

O bioma tem sido alterado pela ação humana, principalmente pela atividade agropecuária, especialmente nas áreas de planalto adjacentes ao bioma assim como as atividades garimpeiras, a caça, a pesca, o turismo, além da construção de rodovias e hidrelétricas. Diante destas ameaças, as estratégias de conservação são tímidas: até o momento, apenas 4,4% do Pantanal encontra-se protegido por Unidades de Conservação dos quais 2,9% correspondem a unidades de proteção integral e 1,5% de uso sustentável (O ECO, 2014).

O efeito da mudança de cobertura atua significativamente nessa dinâmica alterando o balanço de energia, a temperatura da superfície e do ar e, conseqüentemente, o ciclo hidrológico regional (PEREIRA et al., 2010b).

Em alguns anos o mês de outubro costuma ser mais quente do que dezembro ou janeiro em virtude da radiação solar ser, geralmente, mais intensa, podendo reduzir-se devido à alta nebulosidade nos dias chuvosos do verão. Como o inverno é seco, quase sem nuvens, e as latitudes são relativamente pequenas, a radiação solar nesta época também é intensa, elevando-se a temperatura ao longo das horas próximas ao meio do dia. Em agosto-setembro esta intensidade pode reduzir-se um pouco em virtude da abundância de névoa seca produzida pelos incêndios e queimadas da vegetação, tão frequentes neste período do ano. Para entender com mais clareza os processos biofísicos na interface solo-vegetação-atmosfera em um ecossistema, é vantajoso medir continuamente as variáveis climáticas e os fluxos turbulentos. O monitoramento de longo prazo é fundamental para a compreensão dos padrões de escala sazonal e anual (MEYERS, 2001).

2.2. TEMPERATURA

2.2.1. Noções Básicas

Os átomos e moléculas que constituem um corpo não se movimentam sempre com a mesma velocidade, isto, significa que há diferentes níveis de energia associada a estes movimentos (energia cinética) entre as moléculas. Em um gás, por exemplo, as moléculas se movimentam em direções aleatórias e em distintas velocidades, ou seja, algumas se movem rapidamente e outras não.

Portanto, a temperatura, é uma medida da energia cinética média das partículas deste corpo. Uma vez que é uma medida média, não depende do número de partículas em um objeto. Quanto maior for o movimento médio destas partículas, maior é o valor da temperatura e quanto menor for o movimento médio destas partículas, menor é o valor da temperatura.

2.2.2. Temperatura do ar à superfície

As expressões como: *temperatura do ar à superfície* e *temperatura do ar à sombra* são usadas em meteorologia para traduzir a temperatura predominante em um ponto da atmosfera próximo à superfície da Terra.

Para os propósitos da análise sinótica do estado da atmosfera, as observações da temperatura do ar à superfície devem ser efetuadas a uma altura de 1,25 a 2,00 m acima do terreno. São observações simultaneamente realizadas em todas as estações integrantes da rede sinótica mundial, de conformidade com horários estabelecidos por acordo entre os países partícipes.

Seria relevante para fins climatológicos, que as observações da temperatura do ar fossem feitas de acordo com a hora solar média local, já que pode haver uma grande defasagem entre esta e a hora legal.

Esta recomendação restringe-se ao fato de ser o Sol o principal responsável pelo comportamento temporal da temperatura do ar. A pequena diferença (em geral de poucos minutos) existente entre a hora solar verdadeira e a hora solar média local não deve introduzir erros apreciáveis.

No Brasil, a maioria das estações meteorológicas realiza uma rotina de observações orientada à previsão do tempo (aplicação sinótica) e não à Climatologia.

Desse modo, as médias dos valores da temperatura do ar, obtidos simultaneamente (durante uma mesma observação sinótica) em duas estações localizadas em regiões diferentes, não se referem ao mesmo momento do dia solar desses locais. Mesmo levando em conta duas localidades situadas em um dado fuso horário legal, a diferença entre a hora solar em ambas pode ultrapassar 60 minutos.

O horário adotado para a realização de observações agrometeorológicas e micrometeorológicas depende das imposições da pesquisa a ser conduzida.

A temperatura do ar, nesses casos, é normalmente tomada, simultaneamente, a diversas distâncias do solo, procedimento indispensável quando se deseja conhecer sua variação com a altura (perfil de temperatura do ar). Tal conhecimento é necessário quando se pretende estudar o fluxo turbulento de calor na camada atmosférica justaposta à superfície.

A expressão *temperatura do ar à superfície* aplica-se, ainda, à temperatura do ar adjacente à superfície do oceano ou de lagos, determinada através de instrumentos instalados em boias, em plataformas flutuantes, ou em navios.

Nestes, o local de observação (quase sempre o tombadilho) dificilmente permite que as determinações sejam feitas entre 1,25 e 2,00 m acima da superfície líquida. Na prática não é fácil fixar precisamente essa altura, dada à presença de ondas.

A temperatura à superfície terrestre propriamente dita também pode ser obtida através de sensores instalados em satélites meteorológicos, desde que não haja nuvens presentes no céu.

2.2.3. Temperatura do ar afastado da superfície

Em suas atividades de acompanhamento e de previsão do estado prevalecente do tempo, os meteorologistas também usam dados coletados por aeronaves em voo.

Pesquisas especiais, relativas à temperatura do ar na alta atmosfera, podem requerer, ainda, o emprego de foguetes. A partir de imagens de satélites meteorológicos obtém-se rotineiramente a temperatura do topo da mais elevada camada de nuvens, se houver.

As prospecções aerológicas ou sondagens atmosféricas destinam-se a obter informações sobre a distribuição vertical da pressão, *temperatura*, umidade e vento

(direção e velocidade), com o objetivo de estudar as propriedades físicas da atmosfera, quanto aos aspectos dinâmico, termodinâmico etc.

Nessas sondagens são normalmente usados aparelhos denominados radiossondas. Uma radiossonda é um pequeno transmissor de rádio, dotado de sensores de pressão, de temperatura e de umidade, que é lançado na atmosfera (Figura 3).



Figura 3: Radiossondas

Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 161
2ª Edição – Recife 2006

A radiossonda é conduzida por um balão de borracha, inflado com gás hidrogênio ou hélio. A razão ascensional do balão é supostamente conhecida.

Conectados sucessivamente, de modo automático, os sensores alteram a frequência do sinal emitido, em função da variação da pressão, da temperatura e da umidade relativa reinantes em cada nível, à medida que a radiossonda vai atravessando a atmosfera.

Na superfície, um receptor apropriado analisa continuamente os sinais recebidos e transforma aquelas mudanças de frequência em valores das variáveis observadas.

É evidente que o vento desloca o balão, de modo que a radiossonda não sobe verticalmente. Os dados obtidos não se referem, rigorosamente, ao perfil da atmosfera. Caso o vento não seja muito forte, porém, o erro cometido não deve ser significativo, já que, com a elevação, a componente horizontal do gradiente das variáveis observadas normalmente diminui.

Isso quer dizer que, a 10 km de altitude, por exemplo, os valores (pressão, temperatura e umidade) observados em um ponto devem ser representativos de uma

área bastante ampla, ao mesmo nível. As radiossondas alcançam cerca de 30 km de altitude (o limite é determinado pela ruptura do balão).

Dados aerológicos podem ser obtidos, ainda, com o auxílio de balões aprisionados, de aviões, de foguetes etc. Os satélites meteorológicos têm sido igualmente utilizados, principalmente com o objetivo de obter informações gerais sobre áreas muito amplas.

Destaca-se, em particular, a identificação e monitoramento de perturbações atmosféricas, estimativa de temperatura no topo das nuvens e da superfície, distribuição espacial do vapor d'água, mapeamento de parâmetros etc.

2.2.4. Oscilações da Temperatura do ar

2.2.4.1 Oscilações quase-instantâneas

A temperatura do ar normalmente apresenta acentuadas variações temporais, mesmo quando são considerados intervalos de tempo relativamente pequenos. Usando equipamento bastante sensível para a época, Middleton (1943) já havia mostrado que não são raras as flutuações da ordem de ± 2 °C em poucos minutos.

As variações quase-instantâneas da temperatura do ar à superfície são atribuídas à passagem de turbilhões (redemoinhos ou vórtices) convectivos pelo instrumento de medida. A periodicidade e a amplitude dessas oscilações dependem da frequência e do tamanho dos redemoinhos, que caracterizam o estado de agitação do ar (turbulência) em um dado local e instante.

Nas vizinhanças da superfície terrestre, tais vórtices decorrem, principalmente, da resistência que a rugosidade natural da superfície oferece ao movimento do ar (turbulência mecânica) e da convecção, devida ao aquecimento da superfície pelo Sol. A turbulência mecânica tende a diminuir com a altura, o mesmo acontecendo com a amplitude e a frequência das oscilações da temperatura.

As aplicações sinóticas e climatológicas de rotina não exigem o conhecimento das flutuações quase-instantâneas da temperatura do ar. A frequência e a amplitude dessas oscilações, no entanto, são informações importantes para investigações efetuadas no âmbito da agrometeorologia e da micrometeorologia, pois estão

associadas à eficiência dos vórtices turbulentos em transferir verticalmente energia térmica, vapor d'água, poluentes etc., próximo da superfície.

Em tais estudos é conveniente usar sensores de resposta rápida, diretamente interligados a computadores capazes de processar os dados coletados.

2.2.4.2 Oscilação diária da temperatura do ar

A temperatura do ar à superfície apresenta um ciclo diário (Figura 4), passando por um máximo (temperatura máxima do dia) e por um mínimo (temperatura mínima do dia). Em situações normais, valor máximo ocorre cerca de duas horas depois da culminação do Sol; o mínimo acontece pouco antes do nascimento do Sol.

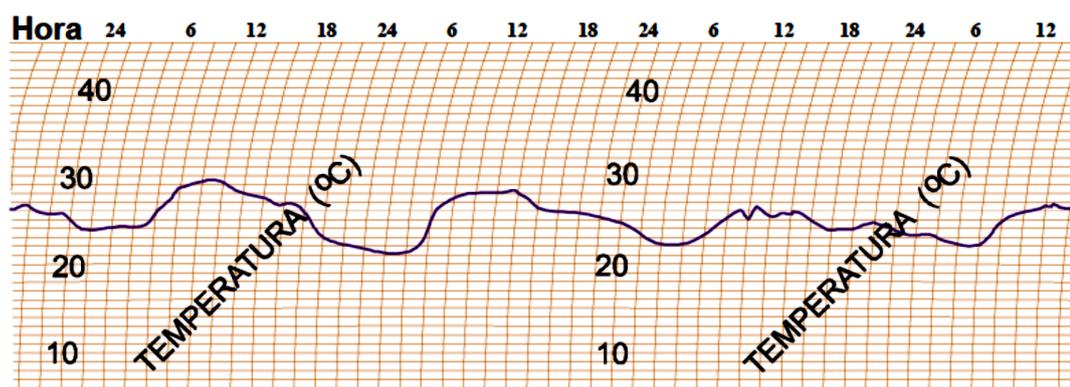


Figura 4: Esquema de um termograma (registro termográfico)
Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 69
 2ª Edição – Recife 2006

A presença de fenômenos capazes de perturbar o estado prevalecente da atmosfera (como uma invasão de ar a temperaturas baixas, por exemplo), pode alterar a expectativa quanto aos horários prováveis de ocorrência das temperaturas extremas.

A curva diária típica da temperatura do ar à superfície, para um determinado local e período, pode ser obtida tomando-se a média aritmética dos valores horários, extraídos dos termogramas. A comparação de curvas que exprimem a variação diária da temperatura do ar revela que, nas regiões tropicais, a amplitude térmica diária é, em geral, muito maior que a observada em latitudes não tropicais. De fato, nos trópicos é normalmente grande a diferença entre as temperaturas extremas diárias.

2.2.4.3 Oscilação anual da temperatura do ar

Para verificar a oscilação anual das temperaturas máxima, compensada e mínima, devem-se obter, inicialmente, as respectivas médias mensais. As curvas que representam a variação mês a mês dessas temperaturas revelam uma acentuada correlação com a energia recebida do Sol (Figura 5). Nota-se que o valor anual mais baixo das médias das temperaturas (máxima, compensada e mínima) ocorre um ou dois meses após o mínimo de energia solar ter acontecido; fato semelhante se verifica com respeito às médias mais elevadas.

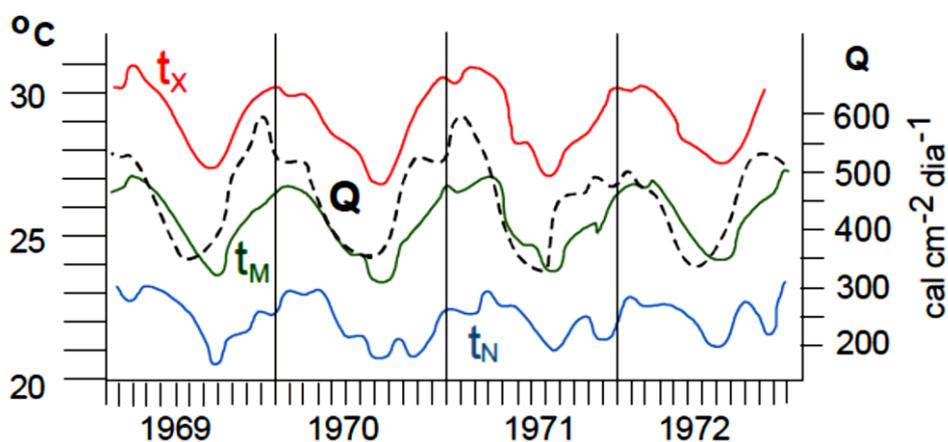


Figura 5: Médias mensais das temperaturas máxima (t_x), compensada (t_M) e mínima (t_N) do ar à superfície ($^{\circ}\text{C}$) e da radiação global (Q) incidente ($\text{cal cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) no Recife ($8^{\circ} 11' \text{ S}$, $34^{\circ} 55' \text{ W}$, 4 m), entre 1969 e 1972.

Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 76
2ª Edição – Recife 2006

O efeito que a variação do suprimento de energia solar causa na temperatura apresenta, portanto, certa defasagem. Isso se torna mais evidente quando são comparadas as médias de temperatura e energia solar, calculadas em relação a um período de vários anos (Figura 6), pois, com o aumento da série de dados, ambas as curvas tendem à forma típica da localidade.

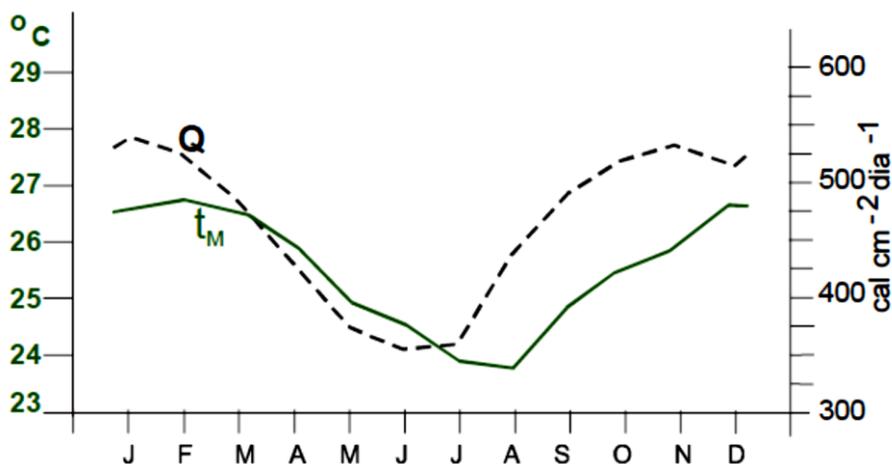


Figura 6: Curvas representativas dos valores médios mensais da temperatura compensada (t_M °C) e da energia solar (Q $\text{cal cm}^{-2} \text{dia}^{-1}$) incidente no Recife ($8^\circ 11' \text{ S}$, $34^\circ 55' \text{ W}$, 4 m), entre 1969 e 1972.

Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 76 - 2ª Edição – Recife 2006

2.3. RADIAÇÃO SOLAR

Desde os primórdios da astronomia, um dos principais focos de estudo das civilizações foi o Sol, já que ele era quase sempre tratado como deus, tendo sido, durante milênios, adorado pela humanidade. Entretanto, foi somente nos últimos 500 anos que o homem começou a conhecê-lo.

Hoje, sabe-se que a Terra recebe do Sol algo como a energia de 10 bilhões de “Itaipus”, o que é apenas uma ínfima parcela da luz e energia na forma de calor emitidos por ele.

O Sol, portanto, desempenha um papel fundamental, pois sem o qual nenhuma forma de vida existiria.

A radiação solar é a fonte de energia para todos os processos físico-químicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre.

2.3.1. Origem da Radiação Solar

O Sol é considerado uma estrela de quinta grandeza, constituída por um plasma, contendo cerca de 71% de hidrogênio e 26% de hélio. Sua superfície aparente é denominada fotosfera, cujo diâmetro é aproximadamente de $1,3914 \times 10^6$ km. Possui

uma massa em torno de $1,99 \times 10^{35}$ kg, da qual cerca de 90% se concentra na metade interna do seu raio.

A temperatura superficial média do Sol é de 5.770 K; entretanto, por causa da pressão exercida por sua massa colossal, a temperatura no seu núcleo é de 14.000.000 K. Na figura 7 é mostrado um esquema da constituição do Sol.

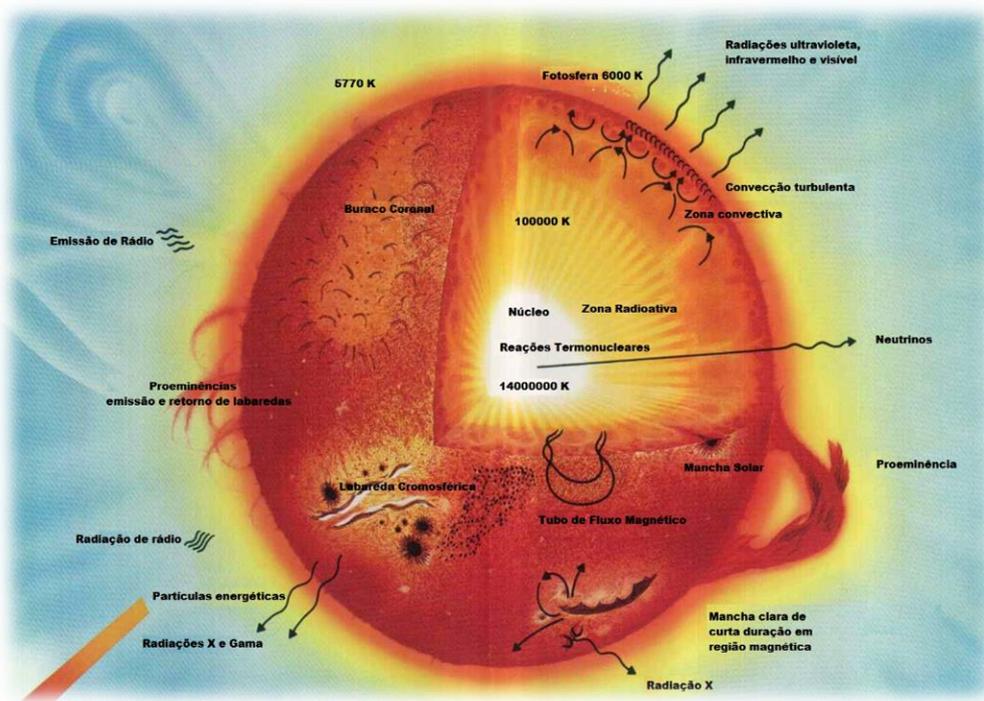


Figura 7: Esquema do Sol mostrando sua constituição

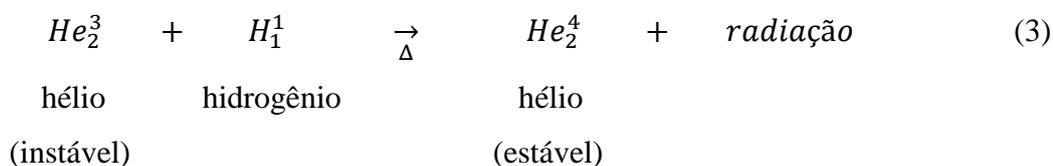
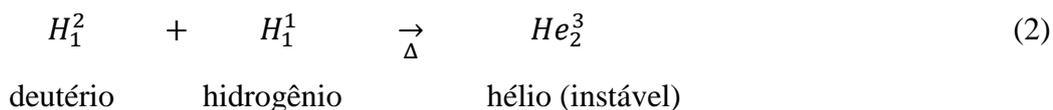
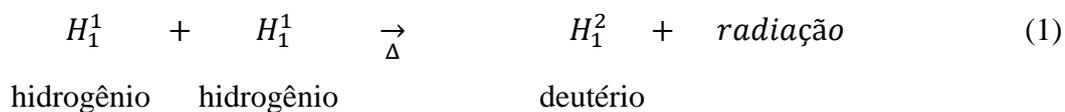
Fonte: Adaptação da figura disponível em <http://www.solarviews.com/raw/sun/sundiag.jpg>

Essa altíssima temperatura provoca o desencadeamento de reações nucleares, transformando o hidrogênio em hélio, por meio da fusão de núcleos de hidrogênio em núcleos de hélio com perda de massa, que é compensada por emissão de energia.

Por ser reação que ocorre no núcleo do átomo de hidrogênio, ela é denominada radiação. As radiações, em geral, são classificadas por letras do alfabeto grego (α , β , δ etc.), que podem ou não ser radioativas. Para se ter uma ideia da quantidade de radiação liberada no processo de fusão nuclear, que ocorre na zona radioativa do Sol, a cada segundo 657 milhões de toneladas de hidrogênio são transformadas em 653 milhões de toneladas de hélio, havendo uma diferença de 4 milhões de toneladas de massa de hidrogênio que, nesta fusão, é convertida em radiação.

Esta radiação pode ser um *póson* (*elétron positivo*) localizado no núcleo do átomo.

As Equações 1, 2 e 3 descrevem a sequência em três etapas das reações nucleares que resultam na fusão do núcleo de hidrogênio em núcleo de hélio.



sendo H o símbolo do hidrogênio; He , o do hélio; os números subscritos, os nêutrons; e os sobrescritos, os prótons.

2.3.2. Ondas Eletromagnéticas

Na física clássica, mais especificamente nos temas que tratam de eletricidade e magnetismo, encontra-se um postulado, segundo o qual, "quando o elétron absorve uma quantidade discreta de energia (quanta), ele fica excitado e gera em torno de si uma região que influencia uma carga de prova que for ali colocada. Esta região de influência é chamada de campo elétrico e existe sempre em torno de cargas elétricas".

Até o século XIX acreditava-se não haver nenhuma relação entre eletricidade e os fenômenos do magnetismo. Esta situação mudou quando o físico dinamarquês H.C. Oersted montou em seu laboratório um circuito elétrico próximo a uma agulha magnética.

Ao passar uma corrente elétrica pelo fio, ele observou que a agulha se movimentava e se colocava perpendicularmente ao fio. Este fato permitiu-lhe concluir que a corrente elétrica atuava como ímã, porque provocava o desvio na agulha magnética.

Assim, ficou provado que entre duas cargas elétricas em movimento existem o campo elétrico e o magnético, ou seja, criam-se um campo elétrico e um campo magnético.

Na mesma época, o físico escocês Maxwell desenvolveu os princípios matemáticos da teoria eletromagnética para explicar a radiação eletromagnética. Neste estudo, Maxwell concluiu que, quando um campo magnético sofre variações em dada região, aparece nesta um campo elétrico, que, por sua vez, faz aparecer um campo magnético e assim sucessivamente.

Dessa forma, a perturbação das cargas elétricas gera uma onda eletromagnética (Figura 8).

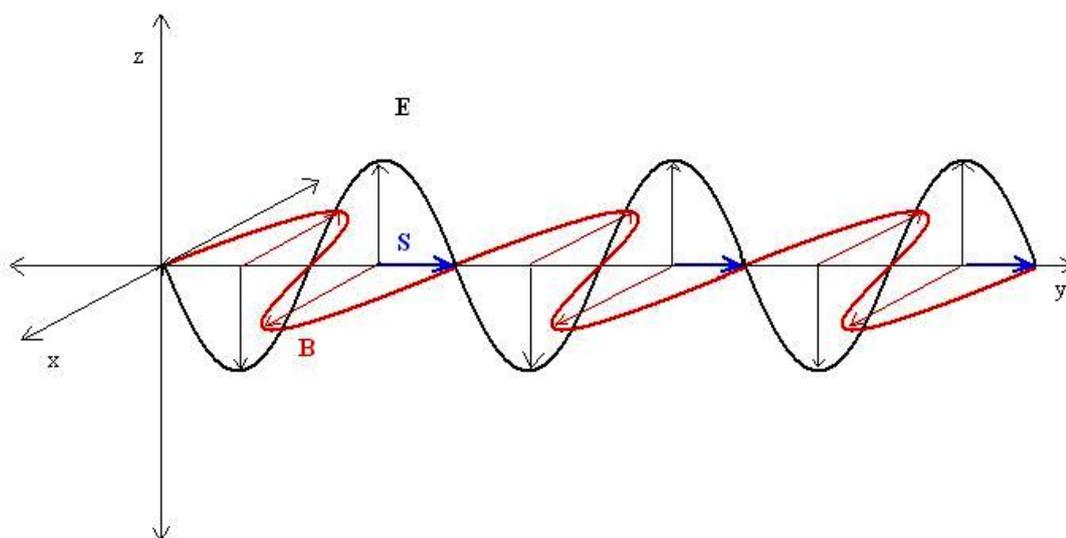


Figura 8: Esquema de uma onda eletromagnética: campo elétrico (E_z), campo magnético (B_x) e sentido de propagação (S_y).

Fonte: Figura encontrada em “http://static.infoescola.com/wp-content/uploads/2010/01/art32_fig01_dispersao_da_luz.JPG”

Hoje, sabe-se que existem diversas denominações para as radiações eletromagnéticas, que variam de acordo com a frequência e o comprimento de onda. Essas diferentes radiações receberam denominações de natureza histórica ou decorrente dos processos utilizados na sua produção ou determinação (STEFFEN, 1996).

A *Radiação gama* emitida por materiais radioativos e pelo Sol localiza-se no espectro eletromagnético antes dos *raios X*, ou seja, aquém de 1 ângström. Possui altas frequências e, por isso, é muito penetrante (alta energia). Na prática, tem aplicações na medicina (radioterapia) e em processos industriais, principalmente na conservação de alimentos.

Os *Raios X* são radiações cujas frequências de onda estão acima das da *radiação ultravioleta*, ou seja, possuem comprimentos de onda menores. Esta

denominação foi dada por seu descobridor, o físico alemão Wilhelm Röntgen, em 1895, por não conhecer suas trajetórias. Os *raios X* surgem do interior da eletrosfera do átomo, por rearranjos eletrônicos. São muito usados em radiografias e em estudos de estruturas cristalinas de sólidos. Os *raios X* provenientes do Sol são absorvidos pelos gases na alta atmosfera.

A *Radiação ultravioleta* (UV) é constituída por um conjunto de radiações compreendidas na faixa espectral de 0,01 a 0,40 μm . Estas radiações são muito produzidas durante as reações nucleares no Sol. Entretanto, ao atingir o topo da atmosfera terrestre, são quase totalmente absorvidas pelo gás ozônio (O_3). O espectro do UV é dividido em três bandas: UV próximo (0,32 a 0,40 μm), UV distante (0,28 a 0,32 μm) e UV máximo (0,1 a 0,28 μm).

A *Radiação visível* (luz) é formada por um conjunto de radiações eletromagnéticas compreendidas entre 0,39 e 0,70 μm . As radiações contidas nesta faixa de comprimento de onda, ao incidirem no sistema visual humano, são capazes de provocar uma sensação de cor no cérebro.

O fato de o ser humano enxergar cores está ligado aos estímulos do cérebro, que utiliza este recurso para diferenciar uma onda da outra, ou melhor, uma frequência da outra.

Assim, o vermelho possui uma frequência diferente do violeta, por esta razão, pode-se dizer que na natureza não existem cores, apenas objetos que refletem ondas de frequências diferentes, que provocam no cérebro humano a sensação de cores.

Isaac Newton provou que a radiação solar poderia ser separada (dispersa) em um espectro colorido, como acontece num arco-íris.

Sua teoria foi mais tarde demonstrada ao decompor a luz branca através de um prisma. Além disso, as experiências também provaram que determinada cor é constituída por várias energias de comprimento de onda diferentes.

Por exemplo, todas as energias do espectro eletromagnético, com comprimentos de ondas entre 0,446 e 0,500 μm (ou 446 e 500 nm) provocam, no sistema visual humano, a sensação de cor azul.

No entanto, há um comprimento de onda centrado em 0,450 μm (450 nm) que o azul mais puro (100%).

Por outro lado, não existe um limite rígido entre duas cores do espectro visível. Os limites tabulados apresentados na literatura são apenas teóricos, para fins didáticos.

Este fato é bem ilustrado na figura 9, onde se percebe claramente que a transição entre duas cores é difusa.

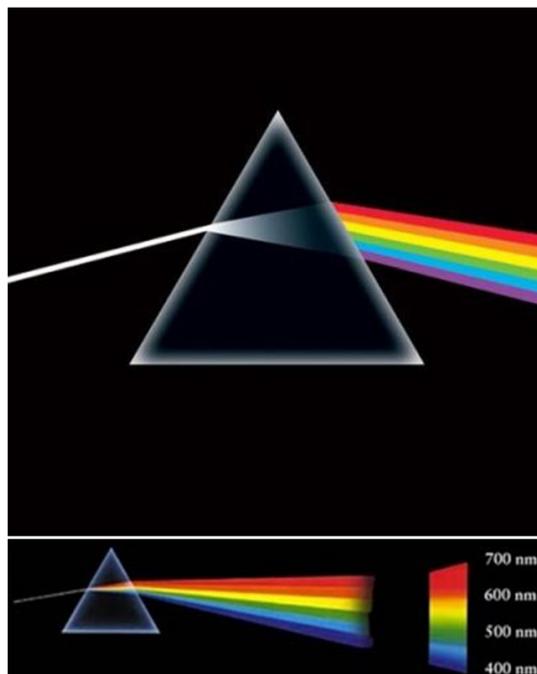


Figura 9: Decomposição da luz branca através de um prisma

Fonte: Composição das figuras disponíveis em

“<http://designdescomplicado.files.wordpress.com/2009/07/peny.jpg?w=400&h=396>” e
http://4.bp.blogspot.com/_ymz9B9RG2EQ/StN3lim0CwI/AAAAAAAAAL0/kSLJZEYPm_o/s320/newton3.jpg

Na Tabela 1 estão contidas as cores que compõem a luz branca e as respectivas faixas do espectro eletromagnético expressas em nanômetro (nm) e micrômetro (μm).

Tabela 1: Relação de cores e faixas espectrais na região do visível

Cor	Comprimento de onda	
	Nano metro (nm)	Micro metro (μm)
Violeta	400 a 446	0,400 a 0,446
Azul	446 a 500	0,446 a 0,500
Verde	500 a 578	0,500 a 0,578
Amarela	578 a 592	0,578 a 0,592
Laranja	592 a 620	0,592 a 0,620
Vermelha	620 a 700	0,620 a 0,700

Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 23.

A *radiação infravermelha* (IV) constitui-se do conjunto de radiações eletromagnéticas cujos comprimentos de onda variam de 0,7 a 1.000 μm . Situam-se no espectro eletromagnético entre a luz vermelha e as microondas; às vezes recebem a denominação de radiação térmica. Esta radiação é dividida em três faixas espectrais: IV próximo (0,7 a 1,1 μm), IV médio (1,1 a 3,0 μm) e IV distante (3,0 a 1.000 μm).

As *microondas* são radiações eletromagnéticas que se estendem pela região do espectro de 1.000 μm até cerca de $1 \times 10^6 \mu\text{m}$ (1 m). São mais comumente referenciadas em Hertz e seus múltiplos, estando, neste caso, compreendidas entre 300 GHz a 300 MHz.

As *ondas de rádio* são compostas por um conjunto de radiações com frequências menores que 300 MHz (comprimento de onda maior que 1 m). Estas ondas são utilizadas principalmente em telecomunicação e radiodifusão.

O conjunto de todas estas radiações, desde os raios gama até as ondas de rádio, forma o espectro eletromagnético, que nada mais é do que a ordenação destas radiações em função do comprimento de onda e da frequência (Figura 10).

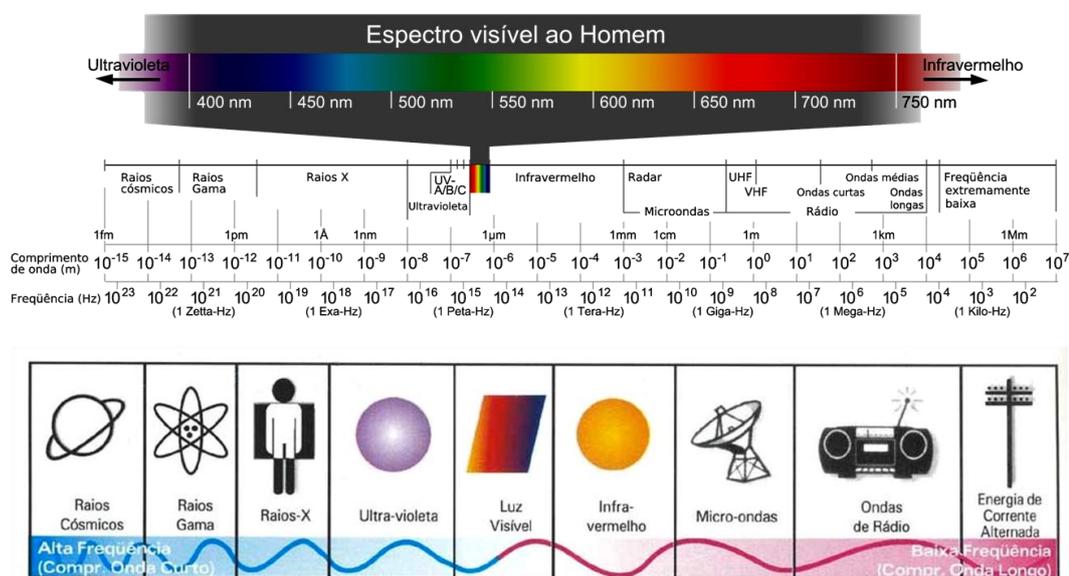


Figura 10: Espectro Eletromagnético

Fonte: Composição de figuras disponíveis em

“http://www.pion.sbfisica.org.br/pdc/var/eznewsletter_site/storage/imagens/multimedia/imagens/eletromagnetismo/espectro_eletromagnetico/24488-1-por-BR/espectro_eletromagnetico.jpg” e
 “http://www.cena.usp.br/irradiacao/principios_files/espectrodeondas.jpg”

As reações nucleares que ocorrem no Sol produzem várias radiações eletromagnéticas, com diferentes comprimentos de onda contidos no intervalo entre

0,3 e 4,0 μm . Por esta razão, elas são denominadas radiações de ondas curtas, enquanto aquelas produzidas pela emissão de energia da Terra são chamadas de radiações de ondas longas (Figura 11). Além disso, o Sol emite radiações eletromagnéticas com diferentes intensidades radiantes, e as de maiores intensidades localizam-se na região do visível e do infravermelho próximo.

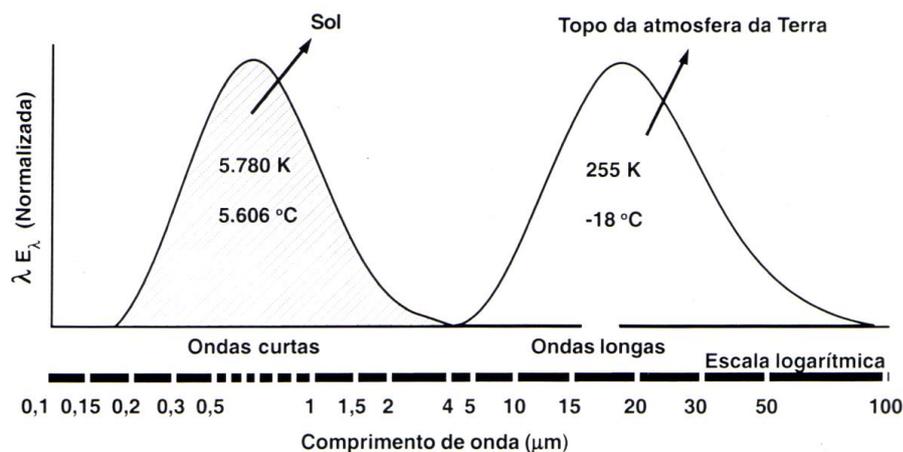


Figura 11: Espectro de emissão do Sol e da Terra

Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 24.

2.3.3. Unidades de Medida da Radiação Eletromagnética

A radiação eletromagnética é expressa em várias unidades, em função do comprimento de onda, para certas faixas do espectro eletromagnético e, da frequência, para outras faixas.

No caso das radiações eletromagnéticas de comprimento de onda com dimensões muito pequenas, ou seja, aquelas radiações localizadas nas regiões do infravermelho, visível, ultravioleta, raios gama etc, utilizam-se, como unidades de referência, os submúltiplos do metro, como o nano metro ($1 \text{ nm} = 0,000000001 \text{ m}$ ou 10^{-9} m), micro metro ($1 \mu\text{m} = 0,000001 \text{ m}$ ou 10^{-6} m) e ângström ($1 \text{ \AA} = 0,0000000001 \text{ m}$ ou 10^{-10} m).

No caso da radiação com grandes comprimentos de onda, como ondas de rádio, a unidade de referência é dada em função da frequência. Como unidade de referência, empregam-se os múltiplos do Hertz.

Assim, têm-se o quilohertz (1 KHz = 1.000 Hz ou 10^3 Hz), o megahertz (1 MHz = 1.000.000 ou 10^6 Hz) e o gigahertz (1 GHz = 1.000.000.000 ou 10^9 Hz).

2.3.4. Atmosfera Terrestre e sua Interação com a Radiação Solar

2.3.4.1 A Atmosfera Terrestre

Do ponto de vista biológico, a atmosfera terrestre é indispensável à vida em virtude dos gases que contém e por ser o filtro protetor de radiações solares com alto poder de penetração, como a radiação ultravioleta, os raios X etc.

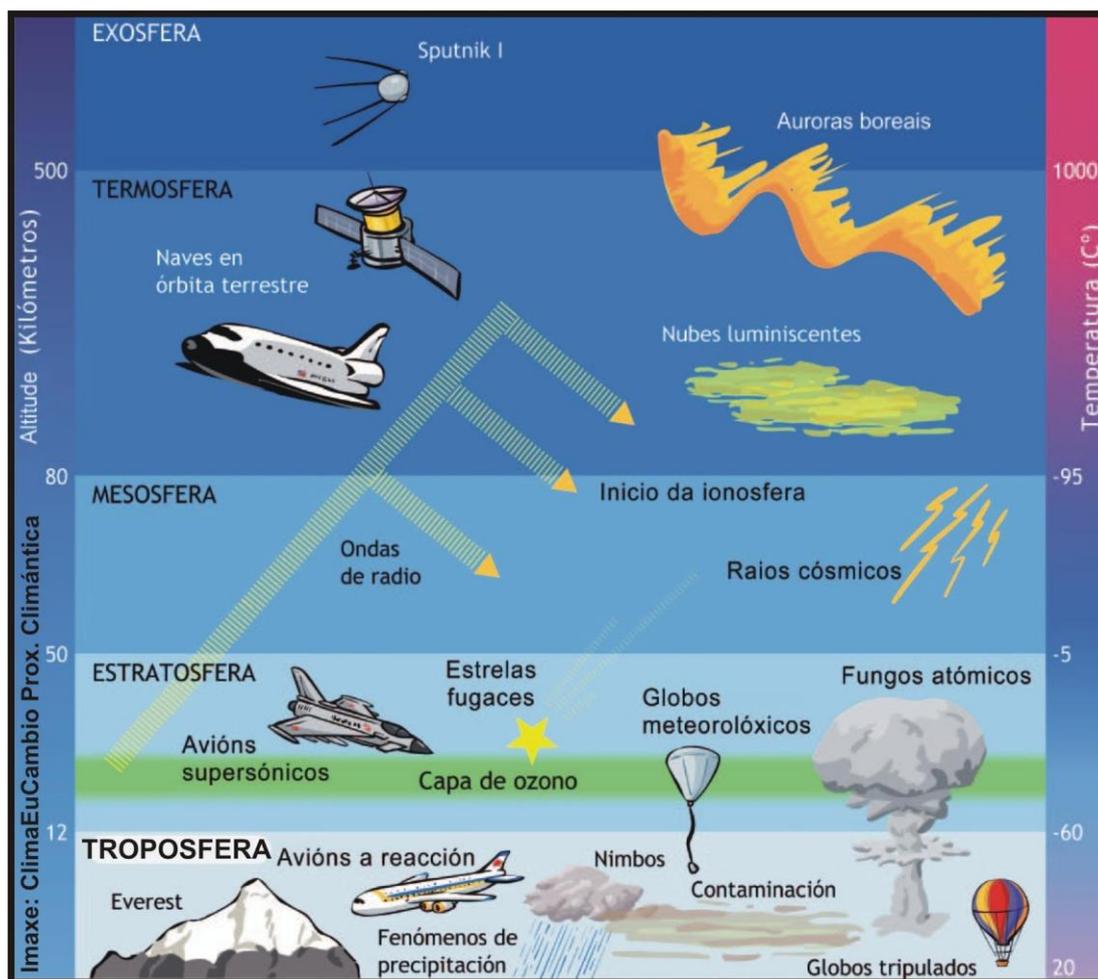
A atmosfera terrestre possui uma massa que corresponde a 0,001% do total do planeta Terra e é constituída por uma mistura gasosa, por vapor de água e aerossóis. Essa camada gasosa apresenta espessura variável, podendo chegar a mais de 1.000 km de altitude. Apesar dessa extensa camada, a massa total dos gases que a compõem concentra-se, praticamente, nos primeiros 10 km de altitude.

A atmosfera exerce uma pressão sobre a superfície terrestre, que é expressa por pogramada quadrada. Ao nível do mar, a pressão é de aproximadamente 101 kPa, o que equivale a 1103 milibares (mbar) ou a 760 milímetros de mercúrio (mmHg).

Devido às dimensões da Terra (que gera uma força gravitacional muito grande), à densidade dos gases e ao processo de aquecimento, a atmosfera possui uma estrutura vertical estratificada em zonas, designadas pelo sufixo “*sfera*”, separadas por camadas identificadas pelo sufixo “*pausa*”.

Entretanto, não existe uma separação nítida entre zonas e camadas e nem uma definição exata da espessura de cada uma dessas divisões. De acordo com Cruz (1997), existem cinco zonas atmosféricas, a saber: troposfera, estratosfera, mesosfera, ionosfera e exosfera (Figura 12).

A troposfera é a zona mais importante do ponto de vista biológico, porque é dela que depende a vida da maioria dos seres terrestres. Entretanto, para o sensoriamento remoto, o estudo da atmosfera terrestre como um todo é fundamental, porque constitui um meio natural que interfere tanto na radiação incidente (irradiância) quanto na parte da radiação que é refletida (radiância) pelos alvos da superfície que, eventualmente, será coletada pelos sistemas sensores.



Em geral, essa interferência se manifesta na trajetória (fenômenos de refração, difração), e na velocidade e absorção (total ou parcial) da radiação solar em determinadas faixas do espectro eletromagnético.

Figura 12: Zonas e Camadas da Atmosfera Terrestre

Fonte: Adaptação da figura encontrada em <http://4.bp.blogspot.com/-2BPg2glMzOU/Vkzg8BaTzjI/AAAAAAAAAF9c/0KsUZz8zk94/s1600/capas-da-atmosfera.jpg>

As descrições que se seguem, sobre as camadas da atmosfera, são baseadas em Cruz (1997):

A **Troposfera** é a camada que está em contato com a superfície terrestre, cuja espessura varia em função da latitude. Na linha do equador a troposfera atinge cerca de 15 a 18 km e, nos pólos, cerca de 2 a 8 km de altura. Contém aproximadamente 80% da massa total da atmosfera e é a camada de ar mais influenciada pelas transferências de energias que ocorrem na superfície do globo.

É nesta camada que ocorrem os fenômenos meteorológicos, como chuva, vento, nuvens, neblina, granizo, neve etc. Nesta região, a temperatura diminui com o aumento da altitude, na razão de 6 °C para cada 1.000 metros. O calor na troposfera provém tanto do interior do planeta quanto da energia solar absorvida pelo ar.

Esta camada é limitada na parte superior pela tropopausa, cuja principal função é servir de "armadilha de frio" para as moléculas de água, impedindo que elas escapem para as camadas superiores.

A *Estratosfera* estende-se, a partir do final da tropopausa, podendo atingir uma altura aproximada de até 30 km a partir da superfície terrestre. Nesta região, a quantidade de oxigênio é bem pequena e não existe umidade. Ao contrário da troposfera, a temperatura sobe à medida que aumenta a altitude.

Assim, enquanto em sua parte inferior a temperatura é aproximadamente de -40 °C, na sua parte mais alta, ela cai para -2 °C. O aumento da temperatura é consequência da absorção da radiação ultravioleta pelo ozônio (O₃), que constitui cerca de 1% do ar atmosférico. A camada que limita a estratosfera e a mesosfera é denominada estratopausa.

A *Mesosfera* inicia-se logo após a estratopausa e pode atingir até 80 km acima da superfície terrestre. É uma região rica em ozônio. Na mesosfera, a temperatura continua a aumentar até cerca de 10 °C, a uma altitude de mais ou menos 50 km, em relação à superfície da Terra. No topo da camada, a temperatura decresce de forma acentuada, chegando a -90 °C.

A composição dos gases na mesosfera é mais ou menos constante e constituída de 78% de nitrogênio e 21% de oxigênio, predominando no restante dos gases (1%) o dióxido de carbono, vapor d'água e argônio. Esta camada, do ponto de vista do sensoriamento remoto, é importante porque é nela que ocorre a absorção de quase todas as radiações ultravioleta.

A *Ionosfera* é a região da atmosfera superior da Terra, estendendo-se aproximadamente até 600 km de altitude. Nesta camada, o ar apresenta uma condutividade elétrica alta, em razão da separação das moléculas em íons e elétrons (ionização) pela radiação solar ultravioleta.

A ionosfera é um refletor eficiente de ondas de rádio, na faixa espectral que vai das ondas curtas até as longas, permitindo que as comunicações sejam feitas a grande

distância ao redor da superfície terrestre. Todavia, a ionosfera não reflete ondas de rádio de alta frequência (inclusive televisão), razão pela qual a transmissão de comunicações por estas ondas se faz por satélite.

A *Exosfera* é a zona mais externa da atmosfera, podendo chegar a 1.000 km ou mais de altura em relação à superfície da Terra. Na exosfera predomina o hidrogênio (o gás mais leve que se conhece), sendo por isso também, denominada camada hidrogenada. Nesta região, as temperaturas variam de 2.000 °C, durante o dia, a - 300 °C, durante a noite.

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM), a atmosfera terrestre é formada por uma mistura de gases que variam em concentração, sendo, porém, o nitrogênio e o oxigênio os gases mais abundantes conforme pode ser visto na Tabela 2.

Tabela 2: Composição média do ar seco próximo ao solo, em porcentagem de volume ou ppm.

Componentes estáveis	PPM ou (%)	Componentes variáveis	ppm ou (%)
Nitrogênio (N ₂)	78,084 %	Ozônio (O ₃)	0 a 0,07 ppm
Oxigênio (O ₂)	20,946 %	Dióxido de Enxofre (SO ₂)	0 a 1,00 ppm
Gás Carbônico (CO ₂)	0,033 %	Óxido Nítrico (NO ₂)	0 a 0,02 ppm
Argônio (Ar)	0,934 %	Formaldeído (CH ₂ O)	traços
Neônio (Ne)	18,180 ppm	Iodo (I ₂)	20 ppm
Hélio (He)	5,240 ppm	Cloreto de Sódio (NaCl)	20 ppm
Criptônio (Kr)	1,140 ppm	Amônia (NH ₃)	traços
Xenônio (Xe)	0,090 ppm	Monóxido de Carbono (CO)	traços
Hidrogênio (H ₂)	0,500 ppm	Radônio (Rn)	6 x 10 ⁻¹² ppm
Metano (CH ₄)	2,000 ppm		
Óxido Nitroso (N ₂ O)	0,500 ppm		

Fonte: Reichardt (1993).

2.3.4.2 Interação da Radiação Solar com a Atmosfera Terrestre

Tão logo foi conhecida a distância da Terra ao Sol, em 1673, por Jean Richer (1630-1696) e Giovanni Domênico Cassini (1625-1712), como 140 milhões de km (150 milhões de km é o valor atual), foi possível determinar a sua luminosidade, que é a potência que ele produz.

As medidas mostram que cada metro quadrado no topo da atmosfera recebe do Sol uma potência (energia/segundo) de 1.400 watts [James Watt (1736-1819)], o que

equivale a $2,0 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, ou seja, a potência de 14 lâmpadas de 100 W.m^{-2} (SZEICZ, 1974; GARDNER et al., 1985).

O valor mais preciso da constante solar é $1.367,5 \text{ W.m}^{-2}$, com variação de 0,3% durante o ciclo solar de 11 anos ($1.364,55$ a $1.367,86 \text{ W.m}^{-2}$). Quando a radiação solar penetra na atmosfera terrestre, sofre atenuações causadas por reflexão, espalhamento e absorção pelos constituintes atmosféricos, por partículas dispersas e nuvens.

Dependendo do grau e dos tipos de atenuações, a radiação global que chega à superfície terrestre pode ser fortemente atenuada, conforme é mostrado na figura 13.

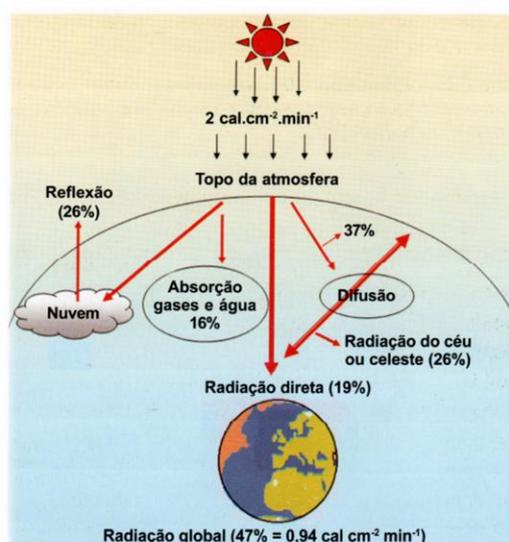


Figura 13: Causas das atenuações da energia solar ao atravessar atmosfera terrestre
Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 36.

A radiação solar que volta para o espaço sideral corresponde a 37%, sendo 26% refletida pelas nuvens e 11% pela dispersão das partículas que se encontram na atmosfera. Os gases e vapor de água são responsáveis pela absorção de 16% da radiação. Dessa forma, somando as quantidades de radiações que voltaram para o espaço com aquela que foi absorvida pelos gases e vapor de água, tem-se um total de 53% de perda da radiação global, o que corresponde a $1,06 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$.

Assim, do total que chega ao topo da atmosfera somente 47% atinge a superfície terrestre. Esta radiação recebe o nome de radiação global incidente (R_{gi}) e equivale, em média, a $0,94 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$. A radiação global incidente é composta de raios solares diretos (19%) e raios difusos (26%) e é comumente chamada de radiação do céu ou celeste.

Toda vez que um feixe de radiação passa de um meio menos denso para um mais denso, ele sofre uma mudança na trajetória, em consequência do decaimento na sua velocidade, o qual é denominado processo de refração. A rigor, a radiação solar sofre vários processos de refração porque a concentração dos gases que compõem a atmosfera é bastante variada nas diferentes zonas e camadas.

Além do processo de refração, certos gases constituintes, como o ozônio e o CO_2 , absorvem a radiação solar em certos comprimentos de ondas. Essa absorção pode ser total, como é o caso da radiação ultravioleta (absorvida pelo ozônio), ou parcial, como ocorre em quase todo o espectro a partir de 0,3 μm , conforme é mostrado na figura 14.

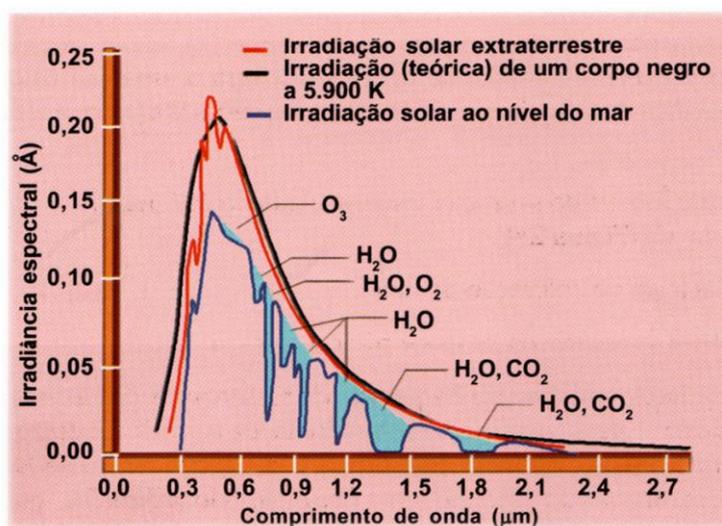


Figura 14: Curva de irradiância solar mostrando a absorção da radiação pelos gases e vapor de água.

Fonte: <http://br.geocities.com/kawakami.enc/>

Existem também outros fatores complicadores, como partículas dispersas e presença de nuvens, que provocam o espalhamento da radiação.

2.3.4.3 Espalhamento

O espalhamento é um processo físico que resulta da obstrução das ondas eletromagnéticas, por partículas existentes nas suas trajetórias, ao penetrarem na atmosfera terrestre. Essa obstrução pode ser tanto da energia incidente quanto da reirradiada (refletida).

Na atmosfera, as partículas responsáveis pelo espalhamento de energia apresentam tamanhos variáveis. Há desde moléculas de gases naturais até grandes

gotas de chuva e partículas de granizo, conforme é mostrado na Tabela 3.

Tabela 3: Partículas presentes na atmosfera e respectivos tamanhos

Partícula	Varição no Diâmetro (μm)
Fumaça, bruma	0,001 – 0,5
Fumos industriais	0,5 – 50
Poeira	1 – 5
Neblina, nuvens	2 – 30
Névoa	20 – 50
Garoa	50 – 200
Chuva	200 – 2000

Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 37.

A intensidade e a direção do espalhamento dependem fortemente da razão entre os diâmetros das partículas presentes na atmosfera e o comprimento de onda da energia eletromagnética incidente e/ou reirradiada. De acordo com os tamanhos das partículas, podem ocorrer três tipos de espalhamento: molecular ou Rayleigh, Mie e não-seletivo.

2.3.4.4 Espalhamento Molecular ou Rayleigh

Quando a relação entre o diâmetro da partícula e o comprimento da onda eletromagnética é menor que 1, o espalhamento é considerado isotrópico, ou seja, é simétrico em relação à direção da onda incidente e à intensidade. Esse espalhamento é denominado molecular, ou Rayleigh, e é produzido, essencialmente, por moléculas de gases constituintes da atmosfera.

As moléculas dos gases presentes na atmosfera terrestre espalham mais eficientemente a energia eletromagnética de menores comprimentos de ondas. A quantidade de radiação espalhada (E) é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda (λ), expressa pela relação $E = 1/\lambda^4$. Assim, quanto menor for o comprimento de onda, maior será o espalhamento.

Por exemplo, a luz azul é espalhada cerca de 5 vezes mais do que a luz vermelha porque tem comprimento de onda menor que esta. Este tipo de espalhamento explica o motivo da sensação visual azulada do céu durante o dia e a avermelhada no crepúsculo e pôr do sol (Figura 15).



Figura 15: Efeito do espalhamento Rayleigh na coloração do céu

Fonte: Combinação de figuras disponíveis em “http://4.bp.blogspot.com/_7KRdS9C0_Is/TFsuvi-QJLI/AAAAAAAAADYY/52fkMZ3IfR4/s1600/Ceu+Azul.jpg” e “http://fc06.deviantart.com/fs4/i/2005/140/f/a/Sunset_1920x1200_wallpaper_by_Vova145.jpg”

A luz azul, por ter uma frequência muito próxima da frequência de ressonância dos átomos constituintes das moléculas dos gases da atmosfera terrestre, ao contrário da luz vermelha, interage muito mais facilmente com a matéria (moléculas e átomos). Isso provoca um ligeiro atraso na luz azul, que é reemitida em todas as direções, através do espalhamento *Rayleigh*.

A luz vermelha, que não é dispersa e sim transmitida, continua em sua direção original. Por isso, quando se olha para o céu, é a luz azul que se vê pelo fato de ela ter sido mais dispersada pelas moléculas dos gases em todas as direções. Por outro lado, a luz violeta é muito mais dispersada do que a luz azul. No entanto, não se vê o céu na cor violeta porque o sol produz muito mais luz azul do que violeta.

Quando o sol se encontra perto do horizonte os raios diretos que chegam aos nossos olhos atravessam uma massa de ar maior e a dispersão aumenta sua intensidade; a maior atenuação no azul faz com que a luz do sol seja avermelhada no espectro visível. Este efeito se acentua quando há poeira em suspensão na atmosfera (figura 15 b).

2.3.4.5 Espalhamento Mie

O espalhamento *Mie* ocorre quando os diâmetros das partículas na atmosfera são da mesma ordem ou próximos ao tamanho do comprimento de onda da radiação. Quando os diâmetros das partículas são de mesmo tamanho do comprimento de onda, o espalhamento *Mie* é proporcional a $1/\lambda^2$. Se o diâmetro for da ordem de $3/2$ de λ , o espalhamento será proporcional a $1/\lambda$.

2.3.4.6 Espalhamento não-seletivo

Quando o tamanho das partículas na atmosfera deixa de ter influência no espalhamento, este é denominado *não-seletivo*, isto é, ele vai se tornando independente do comprimento de onda à medida que aumenta o tamanho das partículas. Nesta situação, a energia é espalhada, preferencialmente, na direção da frente.

Geralmente, este tipo de espalhamento ocorre quando o tamanho das partículas é muito maior do que os comprimentos das radiações eletromagnéticas que incidem sobre elas. Esse espalhamento é o responsável pela aparência branca das nuvens, como é mostrado no primeiro plano da figura 15 (a).

2.3.4.7 Absorção Atmosférica

A absorção da radiação solar na atmosfera dá-se por meio de dois processos: dissociação e fotoionização na alta atmosfera; e vibração e transição rotacional de moléculas. No primeiro caso, tem-se a absorção da radiação nas faixas dos raios X e do ultravioleta e, no segundo caso, absorção na região do infravermelho. Na região do visível, a absorção da radiação é muito pequena.

As moléculas de gases e vapor que causam esses efeitos são: ozônio (O_3) e oxigênio (O_2), responsáveis pela absorção da radiação na região do ultravioleta; e vapor de água, dióxido de carbono (CO_2) e óxido nitroso (N_2O), dentre outros, responsáveis pela absorção da radiação na região do infravermelho e de microondas.

As regiões do espectro eletromagnético, para as quais a radiação não é absorvida, ou seja, a atmosfera é transparente, são denominadas de "janelas", conforme é mostrado na figura 16.

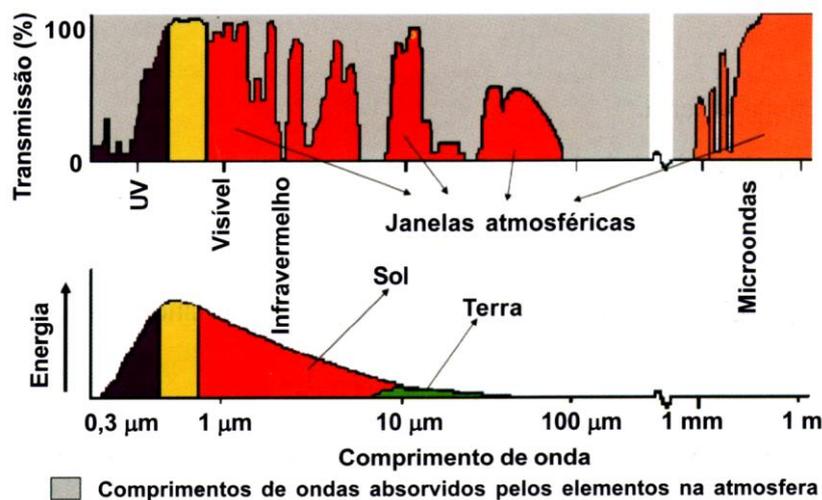


Figura 16: Curva espectral da radiação solar e da Terra e janelas atmosféricas, representadas pelas cores roxa, amarela, vermelha e marrom.

Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 39.

Quando a radiação de determinados comprimentos de onda é pouco atenuada pela atmosfera (pouco absorvida), define-se aí uma janela atmosférica para esta radiação. Observe na figura 16 que as radiações de comprimentos de onda entre 100 μm e 1 mm são todas absorvidas pela atmosfera terrestre. Neste caso, deve-se evitar construir sensores para medir essas radiações, pois nenhuma quantidade chegaria a eles.

Quando a radiação eletromagnética passa do vácuo para outro meio, ela se refrata e sua velocidade diminui de um fator η (eta), que é função do meio. Neste caso, o que modifica é o comprimento de onda, mantendo constante a frequência. A velocidade da radiação eletromagnética, no outro meio, é calculada por:

$$V = \frac{c}{\eta} \quad (4)$$

sendo V a velocidade no novo meio, c a velocidade da radiação no vácuo (300000 km/s) e η o índice de refração do meio.

O fenômeno de refração é atribuído às diferentes velocidades da radiação ao passar por diferentes meios, sofrendo mudanças de direção. Para mostrar este fenômeno Snell estabeleceu uma lei que relaciona o seno do ângulo de incidência da radiação com o ângulo da radiação refratada.

Esta lei postula que "quando a luz passa de um meio para outro mais denso, o seno do ângulo de incidência da radiação mantém uma razão constante com o seno do ângulo da radiação refratada". Esta relação é expressa por:

$$\eta_1 \cdot \text{sen}\theta_1 = \eta_2 \cdot \text{sen}\theta_2 \quad (5)$$

em que θ_1 e θ_2 são os ângulos de incidência e de refração, respectivamente, e η_1 o índice de refração do meio 1 e η_2 o do meio 2.

Considerando a passagem da radiação no vácuo igual à unidade ($\eta_1 = 1$), tem-se:

$$\text{sen}\theta_1 = \eta \cdot \text{sen}\theta_2 \quad (6)$$

O índice de refração η é o valor com o qual se mede a capacidade do material de causar refração. Por exemplo, entre o ar e o vidro, $\eta = 1,6$; entre o ar e a água a 25 °C, $\eta = 1,3$. Isto equivale a dizer que a luz viaja com velocidade de 1,6 vezes mais rápida no ar do que no vidro e de 1,3 vezes mais rápida no ar do que na água.

Radiações com diferentes comprimentos de ondas são refratadas em quantidades diferentes. Este processo é conhecido por dispersão.

2.4. RADIAÇÃO DE ONDA CURTA

O Sol é a fonte primária de toda a energia disponível para os processos naturais ocorrentes na superfície da Terra. A produção de energia pelo Sol é uma quantidade aproximadamente constante, mas a que alcança a superfície do solo, em um lugar qualquer, não o é.

A radiação proveniente do Sol tem a maioria de sua energia contida em comprimentos de onda que vão de 0,1 a 4 μm , correspondendo às bandas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo (Brutsaert, 1982), sendo também denominada radiação de onda curta.

Ao atravessar a atmosfera, a radiação de onda curta é modificada pelo espalhamento, absorção e reflexão pelos diferentes tipos de moléculas e partículas presentes na atmosfera; portanto, a radiação solar global que alcança a superfície é constituída pela radiação solar difusa e direta.

Processos seletivos semelhantes aos ocorridos na atmosfera também são observados com a radiação ao penetrar em uma comunidade vegetal. A quantidade de radiação que chega à superfície do solo em áreas vegetadas depende do ângulo de elevação do Sol e das condições atmosféricas, além da estrutura do dossel (BALDOCCHI et al., 1984).

A radiação incidente sobre uma comunidade vegetal pode influenciar cumulativamente a utilização de água, armazenagem de glicose (fotossíntese), crescimento das plantas e atuar diretamente sobre a temperatura dos elementos do dossel que, por sua vez, governa as taxas dos processos bioquímicos (LEITÃO, 1994).

As quantidades de radiação absorvida, transmitida e refletida pela vegetação diferem de dossel para dossel, pois cada comunidade vegetal tem suas peculiaridades, como altura e distribuição dentro do dossel, inclinação, tamanho e coloração das folhas, além das condições de exposição e do tipo de solo.

A radiação difusa constitui uma fonte de calor da maior importância para a superfície da Terra, especialmente em altas latitudes, onde, nos meses de inverno, a radiação solar global é bastante reduzida (NIEUWOLT, 1977). Mesmo em latitudes médias, ela corresponde a 30 – 40% da radiação solar total incidente. A nebulosidade aumenta consideravelmente a razão entre as radiações difusa e a solar total (ARYA, 1988).

Considerando a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e as dificuldades inerentes à sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando estimar as radiações solar global, difusa e direta. Entre eles, citam-se os modelos de Erbs et al. (1982); Jain et al. (1988); Becker e Weingarten (1991); Beyer et al. (1991); Bivona et al. (1991); Moriarty (1991); McCormick e Suehrcke (1991); Gopinathan (1992); Major (1992); Satyamurty e Lahiri (1992), entre outros.

Estes modelos consideram como base outras variáveis meteorológicas rotineiramente medidas. Igualmente, ressalta-se que o conhecimento do balanço de radiação de ondas curtas em dosséis de vegetação é de grande relevância em estudos ecológicos, climatológicos e de sensoriamento remoto.

2.5. RADIAÇÃO DE ONDA LONGA

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra. Todos os materiais sobre a Terra possuem temperatura mais baixa que a do Sol, tal que eles emitem radiação em comprimentos de ondas maiores que o da radiação solar.

A maioria da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e, por isto, é denominada radiação de onda longa ou radiação termal, em comparação com o espectro da radiação solar que está contido no intervalo de 0,1 a 4,0 μm (BRUTSAERT, 1982).

A atmosfera e a superfície terrestre emitem esta radiação, comportando-se, aproximadamente, como um corpo negro às respectivas temperaturas. Assim, conhecidas essas temperaturas, as densidades dos fluxos emitidos podem ser estimadas através da equação de Stefan-Boltzman.

Por outro lado, de conformidade com a Lei de Wien pode-se verificar que a emissão de energia radiante, tanto pela superfície, como pela atmosfera, situa-se na faixa espectral do infravermelho, pois suas temperaturas são baixas.

A figura 17 mostra algumas cartas de distribuição média da radiação global no nordeste onde, na interpretação dessas, deve-se ter em mente que atuam vários sistemas meteorológicos geradores de precipitação e os três meses consecutivos mais chuvosos (quando se espera haver maior nebulosidade e, conseqüentemente, menor insolação)

mudam de uma área para outra e, frequentemente, de um ano para outro, no mesmo local.

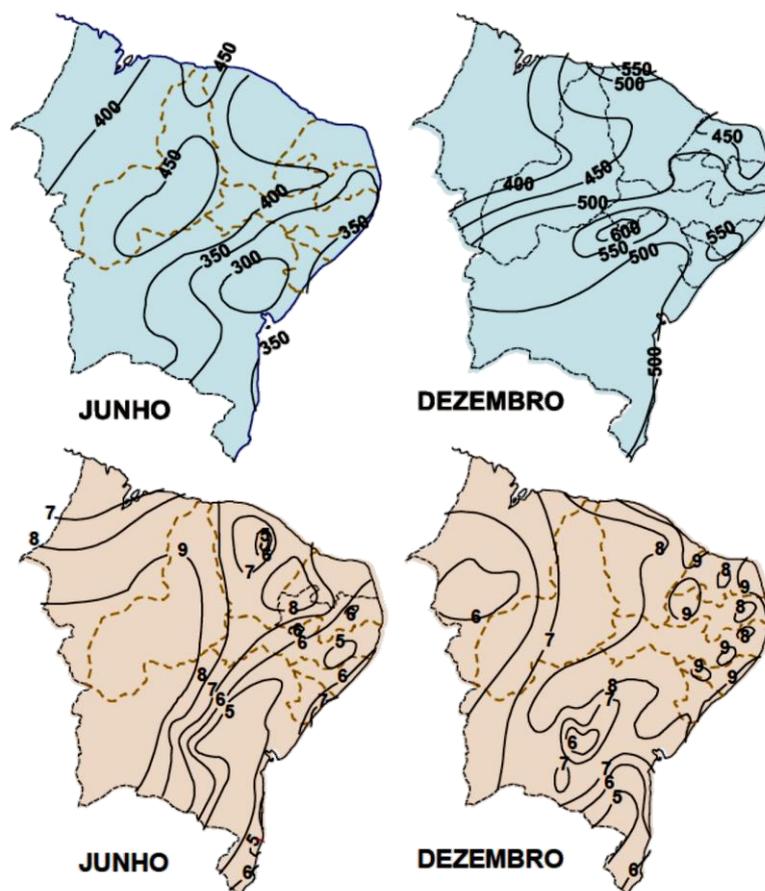


Figura 17: Distribuição média da radiação global ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, painel superior) e da insolação (horas, painel inferior) no Nordeste do Brasil, em junho e dezembro.

Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 204
2^a Edição – Recife 2006

A emissão de energia radiante infravermelha pela atmosfera depende da concentração instantânea dos constituintes radiativamente ativos, destacando-se a água (fases sólida, líquida e gasosa), o dióxido de carbono e o ozônio.

É evidente que, sendo a concentração dos dois últimos praticamente inalteráveis, as variações mais acentuadas na emissão e absorção atmosféricas são causadas por mudanças na umidade específica do ar e na distribuição de gotículas de água e de cristais de gelo em suspensão (nuvens, nevoeiros e névoa úmida).

Eventualmente, a presença anormal de poeira pode causar mudança acentuada no comportamento radiativo da atmosfera.

O conhecimento da radiação de onda longa é de grande importância em diversos estudos meteorológicos, como, por exemplo, para previsão de variações diurnas de temperatura, geadas e nevoeiros noturnos, bem como em avaliações do resfriamento radiativo noturno de construções (JIMENEZ et al., 1987).

Portanto, o fluxo de saldo de radiação de onda longa é um mecanismo controlador da formação de geadas, enquanto a força dirigente da evapotranspiração é o fluxo líquido de radiação total (saldo de radiação), que fornece o calor latente de vaporização exigido, embora a condução de calor e a convecção também contribuam para a evapotranspiração (HEITOR et al., 1991).

Os gases atmosféricos absorvem parte da radiação de onda curta incidente e parte da radiação de onda longa radiada pela superfície da Terra e emitem, por sua vez, uma fração da radiação que seria emitida por um corpo negro à mesma temperatura (HEITOR et al., 1991). Com condições de céu claro, a emissividade atmosférica é uma função da temperatura do ar e, em menor extensão, do conteúdo de vapor d'água do ar.

As nuvens são corpos de duas ou três fases, constituídas de vapor d'água, gotículas e cristais de gelo, as quais absorvem muito fortemente radiação solar e termal, e irradiam similarmente, como um corpo negro, no intervalo de bandas do infravermelho. Logo, a emissividade atmosférica aumenta consideravelmente com a nebulosidade; com condições de céu nublado, a radiação atmosférica é fortemente influenciada pela nebulosidade e também pela temperatura do ar.

A radiação de onda longa proveniente da atmosfera é seguramente a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Embora haja instrumentos para sua medida, esses emitem radiação em comprimento de onda e intensidade comparáveis àsquelas da suposta medida. No entanto, em muitas situações práticas em meteorologia pode-se estimar a radiação de onda longa através de variáveis mais facilmente medidas (Brutsaert, 1982), ou por diferença, através da equação do balanço de radiação, como nos trabalhos de MANZI et al. (1986); ANDRÉ et al. (1988); VISWANADHAM et al. (1990); BASTABLE et al. (1993); RIBEIRO (1994); FEITOSA (1996); RESCHKE (1996), entre outros.

Vários modelos têm sido propostos para calcular a radiação de onda longa da atmosfera à superfície terrestre. Métodos empíricos e analíticos estimam a radiação a

partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou ponto de orvalho, medidas no nível do abrigo (PRATA, 1996). A principal diferença entre os métodos analíticos e empíricos está no fato dos primeiros terem sido derivados a partir de uma base física, enquanto os últimos são obtidos a partir de correlações empíricas.

Métodos detalhados utilizam perfis específicos dos constituintes atmosféricos, e incluem o conhecimento de suas propriedades radiativas, para derivar a emissão atmosférica. Em princípio, estes métodos detalhados são preferidos, embora, na prática, necessitem de informações iniciais minuciosas do estado da atmosfera, bem como de informações fundamentais referentes às propriedades radiativas dos constituintes atmosféricos, em especial das propriedades do vapor d'água no intervalo de 8 - 13 μm .

A maioria das equações que estimam a radiação de onda longa da atmosfera tais como: Ångström, 1918; Brunt, 1932; Elsasser, 1942; Swinbank, 1963; Idso e Jackson, 1969; Brutsaert, 1975; Satterlund, 1979; Idso, 1981; Sugita e Brutsaert, 1993; Duarte et al., 2006; e outros, só tem validade para dias de céu claro e apresentam melhor desempenho quando se considera base diária ou média a longo prazo.

Portanto, estimativas horárias, frequentemente exigidas em modelos de balanço de energia à superfície, são mais sujeitas a erros tendo, muitas vezes, que serem ajustadas de acordo com a hora do dia (ALADOS-ARBOLEDAS E JIMENEZ, 1988). Em dias cobertos devem ser efetuados ajustes para incluir os efeitos da nebulosidade. Conforme ressaltou Brutsaert (1982), dentre as equações empíricas que estimam a radiação atmosférica, as mais conhecidas e usadas na prática são as de BRUNT (1932) e a de SWINBANK (1963).

Dados observados de radiação de onda longa da atmosfera em condições de céu claro sobre a Nigéria, oeste da África, medidos por um pirgeômetro da Eppley, foram comparados com valores calculados a partir de perfis atmosféricos e de diversas equações, com base em variáveis medidas no nível do abrigo (CULF e GASH, 1993). Os resultados apresentaram erros em suas medidas durante ao período diurno porém, estas foram satisfatoriamente corrigidas.

Perfis atmosféricos medidos da temperatura e da densidade de vapor d'água foram utilizados para estimativas com a equação de Brutsaert (1975), considerando-se condições atmosféricas da estação seca. A forma ajustada da equação de Brutsaert

descreveu os dados de modo satisfatório, indicando que sua dedução analítica torna-a mais facilmente adaptável do que outras equações similares, empiricamente derivadas.

Considerando a possibilidade atual de se obter dados mais detalhados sobre as distribuições verticais de temperatura e de umidade, as parametrizações da radiação de onda longa têm considerado soluções completas da equação de transferência radiativa.

Assim sendo, as parametrizações propostas por Gupta (1989) e por Gupta et al. (1992) foram obtidas utilizando-se dados de perfis brutos de temperatura e de umidade, deduzidos a partir de medidas com radiômetros no espectro do infravermelho e de microondas, obtidos via pacote TOVS (Sondador Vertical Operacional do Satélite TIROS).

Ultimamente, os módulos de radiação utilizados nos modelos de circulação geral da atmosfera, tais como os de dois fluxos desenvolvidos por Edwards e Slingo (1996), possibilitam calcular os perfis de irradiância e de aquecimento atmosférico, embora exijam perfis verticais detalhados de temperatura, umidade e nuvens.

Conforme já mencionado, Gupta (1989) e Gupta et al. (1992) parametrizaram a irradiância de onda longa em termos de uma temperatura efetiva (T_e) para a atmosfera e da água precipitável, ambas estimadas a partir de perfis brutos de temperatura e de umidade derivados das radiancias do TOVS. No modelo de Gupta a temperatura efetiva é uma média ponderada da temperatura da superfície e das temperaturas médias das duas camadas mais baixas do TOVS.

Os pesos foram determinados a partir de uma análise de sensibilidade da irradiância de onda longa para cada uma das três temperaturas. As parametrizações de Gupta deram excelentes resultados para céu claro e podem ser adaptadas para céu nublado; entretanto, para sua utilização faz-se necessário dispor de dados de perfis de temperatura e de umidade, altura e temperatura da base das nuvens e a fração de céu coberto pelas nuvens.

Por outro lado, as parametrizações propostas por Dilley e O'Brien (1998), embora conservem a simplicidade das parametrizações empíricas, propõem uma melhoria na acurácia das parametrizações para condições de céu claro, ao adotar como variáveis dependentes para a irradiância de onda longa, além da temperatura do abrigo, a água precipitável.

Assim sendo, uma primeira parametrização baseia-se num modelo físico simples, enquanto a segunda é uma extensão do modelo de Swinbank, através da adição de um termo envolvendo água precipitável.

Os resultados apresentaram desvios padrão de aproximadamente 5 W.m^{-2} quando comparados com cálculos detalhados da transferência radiativa para perfis de temperatura e de umidade obtidos a partir do conjunto de dados derivados do sondador TOVS. Ambos os modelos são mais acurados do que o modelo de Swinbank, e outros que são expressos em termos de temperatura e da pressão de vapor d'água no nível do abrigo.

2.6. BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação solar, ao penetrar na atmosfera, sofre uma série de processos que a modificam. Uma considerável porção da radiação incidente é refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pela atmosfera. Outras perdas ocorrem devido à absorção de radiação pelos gases do efeito estufa, ozônio, vapor d'água e dióxido de carbono.

Apenas uma parte atinge diretamente a superfície da Terra, enquanto que o restante representa as contribuições difusa e térmica da atmosfera (OKE, 1987). O estudo da interação da radiação solar entre a atmosfera e uma superfície vegetada reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a área vegetada (culturas, florestas, pastagens) e a atmosfera (MARQUES FILHO, 1997).

O entendimento das trocas de energia em áreas do cerrado é de grande importância, já que ela afeta os regimes radiativos e de temperatura, o transporte de água, o crescimento e a produtividade das plantas. Embora diversos estudos tenham sido realizados para avaliar as componentes do balanço de energia em várias áreas vegetadas, há pouca informação disponível sobre fluxos de energia sobre áreas abertas do cerrado. Portanto, mais informações sobre as magnitudes e padrões de evaporação e armazenamento de calor fazem-se necessárias para um melhor entendimento do funcionamento destes ecossistemas.

Por outro lado, muitos estudos têm sido realizados para avaliar o balanço de radiação em áreas com monoculturas (p. ex. OGUNTOYINBO, 1970); ROSS, 1981); (ANDRÉ E VISWANADHAN, 1983); terrenos não homogêneos (p. ex. ANDRÉ et

al., 1990); áreas urbanas (p. ex. ADEBAYO, 1992; PADMANABHAMURTHY E BANDOPADHYAY, 1994) e áreas de florestas com diferentes tipos de espécies (STEWART E THOM, 1973; BALDOCCHI et al., 1984; SHUTTLEWORTH, 1989; VISWANADHAN et al., 1990; MCNAUGHTON et al., 1992, BASTABLE et al., 1993).

Algumas regiões podem ser consideradas como mosaicos constituídas de elementos que apresentam propriedades térmicas distintas. As características da transferência de energia são influenciadas por estas propriedades; portanto, os climas local e regional são afetados pela integração espacial da troca de energia sobre muitos tipos de elementos da superfície.

Gay (1979), ao avaliar as trocas radiativas diárias em quatro superfícies naturais contrastantes (deserto, campina, floresta e pântano), todas situadas em altas altitudes (1250-1600m) no platô semiárido da região central do Oregon, EUA, verificou que os resultados mostraram que a radiação incidente foi muito similar em todos os sítios, com diferenças substanciais na eficiência da transformação, conforme expresso pelo saldo de radiação. Este foi maior sobre a floresta, menor sobre o deserto e intermediário sobre a campina e o pântano.

O saldo de radiação mais alto sobre a campina, uma anomalia aparente, apesar da maior absorvidade do pântano para radiação solar, poderia ser explicado considerando outros fluxos de energia, o que não foi avaliado no estudo.

Provavelmente, o saldo de radiação sobre o pântano foi efetivamente reduzido pela transferência de calor para a superfície evaporante, através da convecção (advecção) a partir de áreas adjacentes mais quentes e pela transferência de calor a partir do fluxo de armazenamento. Ou seja, menos energia radiante é requerida para manter uma dada taxa de evaporação no pântano, se comparado à campina, devido à energia adicional que vem das áreas adjacentes e do substrato.

Considerando a importância da Floresta Amazônica, apresentam-se, a seguir, resultados de estudos do balanço de radiação deste ecossistema.

Os estudos sobre balanço de radiação em ambientes de floresta basearam-se, inicialmente, em informações sobre coberturas vegetais localizadas em latitudes médias (SHUTTLEWORTH et al., 1984). Entretanto, nas porções equatoriais dos continentes cobertos por florestas naturais é que se encontra uma das principais fontes

de aquecimento da atmosfera (MOLION, 1987). Dessas, a maior em extensão é a floresta Amazônica, considerada importante fonte de calor para a circulação geral da atmosfera, uma vez que a grande quantidade de radiação solar incidente é absorvida pela superfície e transformada em calor latente.

Devido à sua importância, vários experimentos micro - meteorológicos integrados foram realizados nas duas últimas décadas com o intuito de melhor entender o acoplamento entre a floresta tropical, a atmosfera e as implicações nos biomas adjacentes entre os quais se destacam os projetos “Amazon Region Micrometeorological Experiment - (ARME)” realizado em Manaus (AM) entre 1983 e 1985 (Shuttleworth, 1989) e o “Anglo - Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS)” realizado entre 1990 e 1994 (Shuttleworth et al., 1991; Gash et al., 1996), em que o balanço de radiação foi avaliado no bioma Floresta Amozônica, quanto nos demais biomas adjacentes sobretudo no Pantanal mato grossense.

Igualmente, os impactos ambientais causados pela atividade antropogênica, através do desmatamento, das queimadas e do assoreamento dos rios despertaram o interesse da comunidade científica sobre as possíveis modificações do microclima e do ciclo hidrológico local.

Estudos têm mostrado que a substituição da vegetação natural por pastagem em áreas desmatadas afeta consideravelmente o balanço de radiação à superfície (GASH E SHUTTLEWORTH, 1991; BASTABLE et al., 1993; RIBEIRO, 1994; CULF et al., 1996; GALVÃO, 1999).

Como alertou Galvão (1999), a influência de aerossóis provenientes da combustão de biomassa e do vapor d'água no balanço de radiação também tem sido avaliada em diversos estudos. Feitosa et al. (1998) avaliaram a variação média horária da radiação solar global em Rondônia, em áreas de pastagem e de floresta, durante as estações seca e chuvosa do período de 1992 a 1996.

Os resultados mostraram que a transmitância atmosférica durante a estação seca na área de pastagem (0,58) é menor do que na floresta (0,66), correspondendo a uma diminuição de $2,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ de energia incidente na superfície. Para a estação chuvosa a transmitância é de 0,52 na pastagem e de 0,50 na floresta.

Logo, os diferentes tipos de vegetação alteram as características da radiação solar global incidente, tendo em vista a influência do tipo de superfície na cobertura de nuvens e, principalmente, na liberação de aerossóis para a atmosfera.

O impacto da absorção por aerossóis, particularmente aqueles produzidos pela queima da biomassa tropical, sobre a estimativa da troca de radiação solar à superfície (TRSS) e sobre as investigações dos efeitos das nuvens sobre a absorção atmosférica da energia solar usando a razão da forçante radiativa de nuvem (CRF) foi avaliado por LI, (1998).

Para tal propósito, múltiplas séries de dados globais foram consideradas, incluindo aquelas referentes às trocas de radiação no topo da atmosfera (TA), dados de superfície, de precipitação e de queima da biomassa tropical obtidos via satélites.

A comparação em diferentes zonas latitudinais da TRSS obtidas de diferentes fontes (experimentos) usando algoritmos de recuperação, contra dados medidos à superfície, mostraram uma tendência zonal similar, isto é, melhor concordância em latitudes médias do que nos trópicos onde há ocorrência de queima da biomassa.

Enquanto as incertezas estatísticas das diferenças entre dados medidos e calculados são muito maiores nos trópicos do que nas latitudes médias devido às poucas estações de observação e ao período mais curto de obtenção de dados, a tendência comum revela a influência da forte absorção pelos aerossóis produzidos pela queima de biomassa sobre a TRSS.

Segundo o autor, atribuiu-se a este efeito a produção da razão CRF muito mais alta do que os valores modelados em seus trabalhos prévios (LI et al., 1995; LI e MOREAU, 1996). O estudo de Li (1998) mostrou que a variação da razão da forçante radiativa de nuvem no topo da atmosfera e à superfície é aproximadamente 1 na maioria das circunstâncias, exceto quando há forte poluição urbana/industrial ou queimadas.

Estas exceções indicaram que há discrepâncias entre a TRSS observada e a modelada que aumentam com o decréscimo da nebulosidade; logo, o tratamento dos aerossóis deve ter prioridade sobre o das nuvens, embora outros fatores de influência menor possam também existir.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

3.1.1. Localização e Características Climáticas e Geográficas

O local onde foram realizadas as medidas encontra-se na Base Avançada de Pesquisas do Pantanal – Baía das Pedras, pertencente a Universidade Federal de Mato Grosso na Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) do Serviço Social do Comércio (SESC-Pantanal), situada no município de Poconé/MT ($16^{\circ}29'52''\text{S}$; $56^{\circ}24'47''\text{O}$), distante cerca de 160 km de Cuiabá, foram realizadas em campanhas de campo que ocorreram de janeiro a dezembro de 2013.

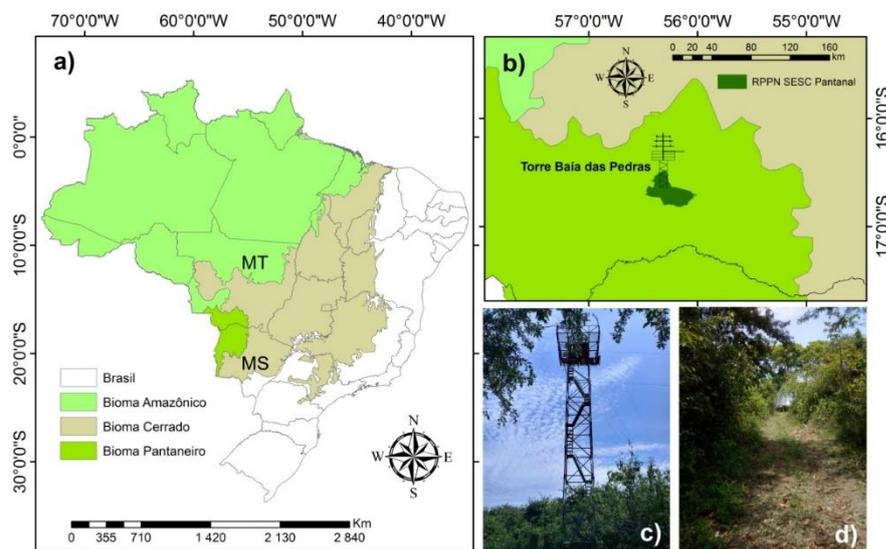


Figura 18: a) Mapa do Brasil, Mato Grosso com a localização da área de estudo em Poconé, MT, nas coordenadas geográficas $6^{\circ}29'$ Sul e $56^{\circ}25'$ Oeste. b) Destaque para a Reserva Particular do Patrimônio Natural RPPN – Sesc Pantanal e Torre Micrometereológica da Baía das Pedras, c) Foto da Torre da Baía das Pedras, d) Base Avançada de Pesquisas do Pantanal/UFMT.

A área encontra-se inserida dentro da porção do Pantanal que abrange parte do Estado de Mato Grosso. Assim sendo, está sujeita ao pulso de inundação característico do Pantanal, contrastando períodos de seca e cheia.

O clima regional é Aw de acordo com a classificação de Köppen-Geiger, que representa um clima tropical semi-úmido (PEEL et al., 2007). A média anual de precipitação é de 1220 mm e seu regime apresenta dois períodos distintos, um chuvoso de outubro a abril e um seco de maio a setembro (CHIARANDA et al., 2012).

Durante o período de cheia a lâmina de água sobre o solo pode atingir até 2 m de altura (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2004).

A temperatura média anual do ar varia entre 29 e 32 °C (máxima) e entre 17 e 20 °C (mínima) (BIUDES et al., 2014).

O padrão sazonal da precipitação, temperatura e umidade relativa do ar da região Centro-Oeste do Brasil onde se localiza a área de estudo é controlado principalmente por sistemas de grande porte e de mesoescala. O Centro-Oeste está sob influência climática de sistemas atmosféricos tropical e subtropical (ALVES, 2009).

Durante a estação chuvosa, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) está associada a uma saída convergente de umidade da Amazônia que passa pelo Centro-Oeste em direção ao Sudeste do Brasil, que é responsável por eventos extremos de chuva. Por outro lado, a ausência da ZCAS pode causar supressão da chuva e longos períodos de seca (CARVALHO E JONES, 2009). Durante a estação seca, a convecção e precipitação são suprimidas devido à saída anticiclônica a partir de um sistema de alta pressão de nível superior denominado de “Alta da Bolívia” (HARDY et al., 1998).

A “Alta da Bolívia” é gerada a partir de um forte aquecimento convectivo (liberação de calor latente) da atmosfera durante os meses de verão na Amazônia (ALVES, 2009). Como consequência dessa circulação anticiclônica, uma região de baixa pressão é formada nos baixos níveis da atmosfera (VIRJI, 1981), e a convergência de ar ocorre causando o período de seca no Centro-Oeste (KOUSKY e KAYANO, 1994).

Além disso, há ondas de frio provocadas por surtos de ar polar durante o inverno (maio-agosto) com baixas temperaturas em latitudes médias, que afetam o sul do Brasil, com o arrefecimento considerável no centro e no norte da Amazônia (PARMENTER, 1976; MARENGO et al., 1997).

3.1.2. Caracterização do Solo e da Vegetação

A topografia da planície de inundação é praticamente plana, levando a inundações durante a estação chuvosa (FANTIM CRUZ et al., 2010).

Os solos da região são de origem sedimentar e ocorrem com dominância de solos hidromórficos (Coringa et al., 2012), mas com predominância de argila na área de estudo (MACHADO et al., 2015b).

A vegetação predominante na área de estudo é composta por estande monodominante de *Combretum lanceolatum* Pohl, também conhecido como pombeiro (MACHADO et al., 2016).

3.2. INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS

Na Base Avançada de Pesquisas do Pantanal/UFMT foi instalada uma torre em estrutura metálica de 28 m de altura com equipamentos de medições micrometeorológicas que permitiram a coleta e registros de dados, durante 24 horas por dia (Figura 19). Para realização deste trabalho, foram utilizados os dados micrometeorológicos coletados nos meses de janeiro a dezembro de 2013.

As medidas de saldo de radiação (R_n) sobre a vegetação foram obtidas por meio de um saldo radiômetro (NR LITE, Kipp e Zonen, Delft, Inc., The Netherlands) instalado a 20 m de altura. A radiação de onda longa atmosférica e terrestre foram medidas pelo Net Radiômetro (CNR4-L, Campbell Scientific, Inc., USA) instalado a 20 m de altura. A radiação global incidente (R_{gi}) e a radiação global refletida (R_{gr}) foram medidas por meio de piranômetros (LI-200X-L, Campbell Scientific, Inc., USA) instalados a 20 metros de altura, um com a face voltada para cima (R_{gi}) e o outro para baixo (R_{gr}), assim como a radiação fotossinteticamente ativa incidente (PAR_i) e a refletida (PAR_r), medidas através de sensores quantum (PAR Lite - Kipp & Zonen, Delft, Inc., The Netherlands) a 20 metros um com a face voltada para cima (PAR_i) e o outro para baixo (PAR_r).



Figura 19: Torre micrometeorológica instalada na Baía das Pedras, em Poconé, MT.

Fonte: Acervo próprio

A temperatura do ar (T_{ar}) e a umidade relativa do ar (UR_{ar}) foram medidas por meio de três termohigrômetros (HMP 45AC, Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) instalados a 22, 25 e 31 m de altura do solo, e (HMP155A – Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) instalado a 2, 5, 8, 12 e 16m.

A velocidade do vento (u) foi medida por meio de dois anemômetros de conchas (03101-L Wind Sentry Anemometer, RM Young, Inc., USA), instalados a 2, 5, 8, 12 e 16 m de altura do solo, e um anemômetro de concha e medidor da direção do vento (03001 – Wind Sentry Set, RM Young, inc., USA) instalado a 16 m de altura do solo.

A densidade de fluxo de calor no solo (G), a umidade (UR_{solo}) e a temperatura (T_{solo}) do solo foram medidos próximos a torre micrometeorológica por um conjunto de sensores composto por uma placa de fluxo de calor HFP01SC (Hukseflux, Inc., The Netherlands) a 1 cm de profundidade a partir da superfície, e cinco termopares tipo T, nas profundidades 1, 3, 5, 10 e 20 cm a partir da superfície e devidamente calibrados, respectivamente.

A precipitação pluviométrica (ppt) foi medida usando um pluviômetro de balança (TR-525M Rainfall Sensor, Texas Electronics, Inc., USA) instalado a 22 m de altura do solo.

O Conteúdo de água no solo foi medido pelo sensor (CS616 - Campbell Scientific, Inc., USA) instalado a 20 cm e 50 cm.

O Perfil vertical da concentração de CO₂ e H₂O foi medido pelo sensor (CIRAS/SC - PP Systems, USA) instalado a 30 cm, 1, 3, 10, 18, 22, 25 e 31m de altura.

Os termohigrômetros foram calibrados no local de estudo, colocando-os nas mesmas alturas. Após sete dias de medida foi realizada uma regressão linear simples com os valores medidos de T_{ar} e UR_{ar} .

Os equipamentos da torre micrometeorológica foram alimentados com tensão de 12 V por uma bateria de 150 A, carregada por meio de um painel solar de 65 W e com regulador de tensão.

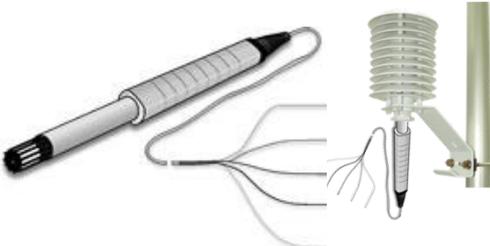
Os dados micrometeorológicos foram coletados por meio de sensores de aquisição de dados, ligados a dois dataloggers (CR 1000, Campbell Scientific, Inc., USA), instalado a 22 m com intervalo de leitura de 30 segundos e registro das médias a cada 30 minutos para os dados de radiação (R_g , R_{gi} , L_d , PAR_i , etc) e a cada 10 min para as demais medidas micrometeorológicas (T_{ar} , UR_{ar} , etc).

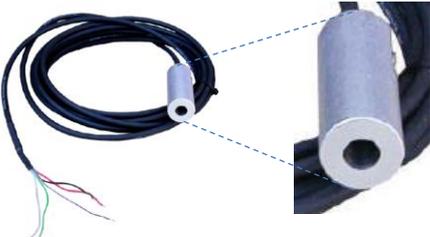
Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora (AM16/32^a-ST-SW, Campbell Scientific, Inc., USA).

Os dados coletados e armazenados nos Dataloggers são transmitidos via internet para um servidor no Programa de Pós-graduação em Física Ambiental na Universidade Federal de Mato Grosso/UFMT. Verificações do funcionamento e o estado de conservação dos sensores também eram realizados a cada visita no local.

No quadro 1 segue os principais instrumentos instalados na torre micrometeorológica da Baía das Pedras.

Quadro 1: Instrumentos instalados na torre micrometeorológica – Baía das Pedras.

	<p>Sensor: Saldo radiômetro NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc., The Netherlands)</p> <p>Utilização: Saldo de radiação (R_n)</p> <p>Instalação: a 20 m de altura.</p>
	<p>Sensor: Piranômetros LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA)</p> <p>Utilização: radiação global incidente (R_{gi}) e radiação global refletida (R_{gr})</p> <p>Instalação: a 20 metros de altura.</p>
	<p>Sensor: Quantum LI-190SB-L (Campbell Scientific, Inc., USA)</p> <p>Utilização: radiação fotossinteticamente ativa incidente (PAR_i) e a refletida (PAR_r)</p> <p>Instalação: a 20 metros de altura.</p>
	<p>Sensor: Termohigrômetros HMP45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland)</p> <p>Utilização: Temperatura do ar (T_{ar}) e umidade relativa do ar (UR_{ar})</p> <p>Instalação: a 22, 25, e 31 m altura do solo.</p>
	<p>Sensor: Anemômetros de conchas 03101-L Wind Sentry Anemometer (RM Young, Inc., USA)</p> <p>Utilização: A velocidade do vento (u)</p> <p>Instalação: a 2, 5, 8, 12 e outro a 16 m de altura do solo.</p>

	<p>Sensor: <i>Anemômetro de concha e medidor da direção do vento 03001-L Wind Sentry Set (RM Young, inc., USA)</i></p> <p>Utilização: Velocidade e direção do vento</p> <p>Instalação: a 16 m de altura do solo.</p>
	<p>Sensor: <i>Placa de fluxo de calor HFPO1 (Hukseflux, Inc., The Netherlands)</i></p> <p>Utilização: fluxo de calor no solo (G)</p> <p>Instalação: a 1 cm de profundidade a partir da superfície.</p>
	<p>Sensor: <i>Reflectômetro CS616 Soil Moisture Sensor (Campbell Scientific, Inc., USA)</i></p> <p>Utilização: umidade do solo (UR_{solo})</p> <p>Instalação: a 20 cm de profundidade a partir da superfície.</p>
	<p>Sensor: <i>Termopares tipo T (Campbell Scientific, Inc., USA)</i></p> <p>Utilização: Temperatura do solo (T_{solo})</p> <p>Instalação: nas profundidades 1, 3, 5, 10 e 20 cm a partir da superfície.</p>
	<p>Sensor: <i>Radiômetro Infravermelho de Precisão - SI-111 (Campbell Scientific, Inc., USA)</i></p> <p>Utilização: Temperatura da superfície (T_{sup})</p> <p>Instalação: a 2m de altura perpendicularmente à superfície.</p>

	<p>Sensor: <i>Pluviômetro de báscula TR-525M Rainfall Sensor (Texas Eletronics, Inc., USA)</i></p> <p>Utilização: Precipitação pluviométrica (ppt)</p> <p>Instalação: a 22 m de altura do solo.</p>
	<p>Datalogger CR 1000 (Campbell Scientific, Inc., USA)</p> <p>Utilização: Armazenagem de dados coletados pelos sensores.</p> <p>Placa Multiplexadora AM16/32^a-ST-SW (Campbell Scientific, Inc., USA)</p> <p>Utilização: Estender o número de portas de entrada do datalogger.</p>

3.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE

O fluxo de saldo de radiação (R_n) resulta do balanço entre as radiações de ondas curtas (OC) e de ondas longas (OL) próximo à superfície, o qual pode ser escrito como:

$$R_n = OC + OL \quad (7)$$

Os termos do balanço de radiação OC e OL são definidos por:

$$OC = R_{g_i} - R_{g_r} \quad (8)$$

$$OL = L_d - L_u \quad (9)$$

sendo R_{g_i} a radiação de ondas curtas incidente (ou radiação global incidente), R_{g_r} a radiação de ondas curtas refletida pela superfície (ou radiação global refletida), L_d a radiação de ondas longas proveniente da atmosfera (ou radiação de ondas longas incidente) e L_u a radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre. No presente trabalho, todos os fluxos acima mencionados são considerados em $W.m^{-2}$.

Como a superfície terrestre se comporta, aproximadamente, como um corpo negro, a radiação de ondas longas emitida pela superfície pode ser estimada através da equação de Stefan-Boltzman.

$$L_u = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (10)$$

Assim, ε é a emissividade da superfície (adimensional), σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura absoluta da superfície, em K.

Para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre a emissão real de uma superfície e a emissão de um corpo negro à mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98 (HARTMAN, 1994). Segundo Brutsaert (1982), em áreas gramadas a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. Contudo, em muitas aplicações práticas pode-se assumir simplesmente que $\varepsilon = 1$ (ALVALÁ, 1993).

A equação (7) pode, então, ser escrita da seguinte forma:

$$R_n = R_{g_i} - R_{g_r} + L_d - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (11)$$

3.4. CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS ATMOSFÉRICA

De acordo com a equação do balanço de radiação, equação (11), podemos calcular o valor da radiação de onda longa atmosférica a partir dos dados medidos do saldo de radiação (R_n), da radiação global incidente (R_{g_i}) e refletida (R_{g_r}) e da temperatura da superfície terrestre (T_{sup}).

A equação (11) ficará reescrita na seguinte forma:

$$L_d = R_n - R_{g_i} + R_{g_r} + \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (12)$$

3.5. MODELOS PARA A ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA (L_d)

Levando-se em conta que medidas de L_d são raras, este parâmetro quase sempre é obtido de forma indireta, através de vários modelos disponíveis na literatura, alguns dos quais têm validade somente para dias de céu claro. Para dias com nuvens, devem ser efetuados ajustes para incluir os efeitos da nebulosidade (BRUTSAERT, 1982). No presente trabalho L_d será estimada por 29 modelos diferentes e originais, ou seja, preservados os valores originais dos parâmetros, propostos para condições de céu claro.

3.5.1. Equação proposta por Ångström (1918) e por Brunt (1932)

A primeira obra significativa sobre o cálculo da irradiância de onda longa, utilizando a abordagem empírica, foi conduzida por *Ångström (1918)* e *Brunt (1932)*, cada um dos quais desenvolveu uma equação simples para o cálculo da L_d que dependia apenas da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

A equação de Ångström assume a forma:

$$L_d = [A - (B \cdot 10^{-C \cdot e_a})] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (13)$$

Em que, originalmente: A = 0,82; B = 0,25; C = 0,168.

A equação proposta por Brunt é dada por:

$$L_d = [A + B \cdot (\sqrt{e_a})] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (14)$$

Em que, originalmente: A = 0,52; B = 0,065.

3.5.2. Equação proposta por Elsasser (1942)

Elsasser (1942) propôs uma equação para estimar a irradiância de ondas longas para céu claro em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

$$L_d = [A + B \cdot \ln(e_a)] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (15)$$

Em que, originalmente: A = 0,672; B = 0,0412.

3.5.3. Equação proposta por Anderson (1954)

Anderson propôs uma equação para a estimativa da irradiância de onda longa similar a equação proposta por BRUNT (1932).

$$L_d = [A + B \cdot (\sqrt{10 \cdot e_a})] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (16)$$

Em que, originalmente: A = 0,68; B = 0,036.

3.5.4. Equação proposta por Efimova (1961)

Efimova (1961) propôs uma equação para estimar a irradiância de ondas longas para condições de céu claro e para o local da antiga URSS. Esta equação está em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

$$L_d = (A + B \cdot e_a) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (17)$$

Em que, originalmente: A = 0,746; B = 0,0066.

3.5.5. Equação proposta por Bliss (1961)

Bliss (1961) propôs um modelo para a estimativa da irradiância de ondas longas dependente da temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (°C) e da temperatura do ar próximo à superfície T_a (K).

$$L_d = [A \cdot (T_{DP} + 273,16) - B] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (18)$$

Em que, originalmente: $A = 0,00344$; $B = 0,037$.

3.5.6. Equação proposta por Swinbank (1963)

Swinbank (1963) propôs duas equações para estimar a irradiância de ondas longas para céu claro em função apenas da temperatura do ar T_a (K).

Modelo 1:

$$L_d = (A \cdot T_a^2) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (19)$$

Em que, originalmente: $A = 9,365 \cdot 10^{-6}$

Modelo 2:

$$L_d = A \cdot \sigma \cdot T_a^4 - B \quad (20)$$

Em que, originalmente: $A = 1,195$; $B = 171$.

3.5.7. Equação proposta por Marshunova (1966)

Marshunova (1966) propôs uma equação similar à equação de Brunt (1932) para estimar a irradiância de ondas longas para condições de céu claro.

$$L_d = (A + B \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (21)$$

Em que, originalmente: $A = 0,5893$; $B = 5,351 \cdot 10^{-3}$.

3.5.8. Equação proposta por Idso & Jackson (1969)

A equação proposta por Idso e Jackson (1969), integrada sobre todos os comprimentos de onda, é função apenas da temperatura do ar T_a (K).

$$L_d = \{1 - A \cdot \exp[-B(273 - T_a)^2]\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (22)$$

Em que, originalmente: $A = 0,261$; $B = 7,77 \cdot 10^{-4}$.

3.5.9. Equação proposta por Zillman (1972)

Zillman (1972) propôs uma equação para estimar a irradiância de ondas longas para céu claro em função apenas da temperatura do ar T_a (K) similar à equação de Swinbank.

$$L_d = (A \cdot T_a^2) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (23)$$

Em que, originalmente: $A = 9,2 \cdot 10^{-6}$

3.5.10. Equação proposta por Maykut & Church (1973)

Maykut e Church propuseram uma equação para o cálculo de L_d em condições de céu claro e dependente apenas da temperatura do ar (T_a) em Kelvin.

$$L_d = A \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (24)$$

Em que, originalmente: $A = 0,7248$.

3.5.11. Equação proposta por Brutsaert (1975)

Brutsaert (1975) deduziu uma equação para estimar a irradiância de onda longa da atmosfera 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 novamente está em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

$$L_d = A \cdot \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{\frac{1}{7}} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (25)$$

Em que, originalmente: $A = 1,24$.

3.5.12. Equação proposta por Clark & Allen (1978)

Clark e Allen (1978) empregou a temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (°C) para resumir o resultado de 800 medições da radiação infravermelha atmosférica em condições de céu claro em “*San Antonio, Texas – USA*”. Eles encontraram uma relação logarítmica entre a emissividade do céu e a T_{DP} , na forma:

$$L_d = \left\{ A + B \cdot \ln \left[\frac{(T_{DP} + 273)}{273} \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (26)$$

Em que T_{DP} é dada em °C e T_a em K e originalmente $A = 0,787$; $B = 0,764$.

3.5.13. Equação proposta por Satterlund (1979)

Satterlund (1979) propôs uma equação para estimar a irradiância de onda longa, para condições de céu claro, com base em dados de temperatura do ar e da pressão de vapor ao nível do abrigo. Esta equação foi proposta visando obter melhor ajuste para os dados medidos em condições extremas de temperatura e umidade.

Esta equação ajustou-se aos dados medidos em extremos de temperatura e umidade melhor do que as equações existentes até então, exibiu acurácia comparável em valores intermediários de temperatura e umidade e é escrita como:

$$L_d = A \left\{ 1 - \exp \left[-e_a^{\left(\frac{T_a}{B} \right)} \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (27)$$

Em que, originalmente: A = 1,08; B = 2016.

3.5.14. Equação proposta por Idso (1981)

Idso (1981) propôs uma equação empírica para estimar a irradiância 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_a), dada como:

$$L_d = \left\{ A + B \cdot e_a \cdot \left[\exp \left(\frac{1500}{T_a} \right) \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (28)$$

Em que, originalmente: A = 0,7; B = 5,95. 10⁻⁵

A formulação apresentada pela equação (28) considera o espectro total de radiação termal; entretanto, Idso (1981) também considerou aquelas frações contidas dentro das sub-regiões de 8 - 14 μm e 10,5 - 12,5 μm , tendo apresentado formulações específicas para a emissividade efetiva naquelas bandas de comprimento de onda.

Estas bandas foram consideradas levando-se em conta que a principal fonte de variabilidade da emitância atmosférica total está associada com o contínuo de emissão do vapor d'água na região da janela de 8 - 14 μm , assim como na sub-região de 10,5 - 12,5 μm , a qual exclui os efeitos do ozônio e do dióxido de carbono que penetram na janela de 8 - 14 μm .

3.5.15. Equação proposta por Ohmura (1981)

Ohmura (1981) propôs uma equação para condições de céu claro similar à Swinbank (1963) dependente da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a), dada por:

$$L_d = (A \cdot T_a^B) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (29)$$

Em que, originalmente: $A = 8,733 \cdot 10^{-3}$; $B = 0,788$.

3.5.16. Equação proposta por Centeno (1982)

Em uma abordagem diferente, Centeno (1982) conduziu um longo estudo de mais de 20 anos de medições de radiação de onda longa atmosférica sobre diferentes locais da Venezuela usando vários métodos. Ele descobriu que a emissividade atmosférica pode ser calculada sob uma variedade de condições: a temperatura do ar (T_a) de -10°C a $+30^\circ \text{C}$; umidade relativa do ar (U_R) na faixa de 40% a 100%; altitude local (Z) de 0 a 3 km acima da média do nível do mar, e fator de nebulosidade (N) para condições de “céu claro” à de “céu completamente nublado”. A equação simplificada para somente condições de céu claro para a estimativa da irradiância de ondas longas é dada por:

$$L_d = \{[A + B \cdot (0,6017)^Z] \cdot 10^{-4} \cdot T_a^{1,1893} \cdot U_R^{0,0665}\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (30)$$

Em que, originalmente: $A = 5,7723$; $B = 0,955$.

3.5.17. Equação proposta por Andreas & Ackley (1982)

Andreas & Ackley (1982) propôs um modelo dependente da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

$$L_d = \left\{ A + B \cdot e_a \cdot \left[\exp\left(\frac{1500}{T_a}\right) \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (31)$$

Em que, originalmente: $A = 0,601$; $B = 5,95 \cdot 10^{-5}$.

3.5.18. Equação proposta por Berdahl & Fromberg (1982)

Berdhal e Fromberg (1982) propuseram um modelo para a estimativa da irradiância de ondas longas atmosférica com coeficientes adequados para o período noturno e outros para o período diurno. Para médias mensais, a emissividade atmosférica, em condições de céu claro, é dependente apenas da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}).

Para o período diurno, a equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = \left[A + B \cdot \left(\frac{T_{DP}}{100} \right) \right] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (32)$$

Em que T_{DP} é dada em °C e T_a em K e originalmente: $A = 0,727$; $B = 0,60$.

3.5.19. Equação proposta por Berdahl & Martin (1984)

Berdhal e Martin (1984) projetaram um radiômetro especialmente para obter dados, em 6 regiões por 57 meses, da distribuição angular e espectral da radiação atmosférica. Eles concluíram que, para médias mensais, a emissividade atmosférica, em condições de céu claro, é dependente da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}).

A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = \left[A + B \cdot \left(\frac{T_{DP}}{100} \right) + C \cdot \left(\frac{T_{DP}}{100} \right)^2 \right] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (33)$$

Em que T_{DP} é dada em °C e T_a em K e originalmente: $A = 0,711$; $B = 0,56$; $C = 0,73$.

3.5.20. Equação proposta por Berger et al. (1984)

Berger et al. (1984) propôs um modelo para a estimativa da irradiância de ondas longas dependente da temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (°C) e da temperatura do ar próximo à superfície T_a (K). A equação é dada por:

$$L_d = (A + B \cdot T_{DP}) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (34)$$

Em que, originalmente: A = 0,77; B = 0,0038.

3.5.21. Equação proposta por Konzelmann et al. (1994)

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_a). A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = \left(0,23 + A \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{B}} \right) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (35)$$

Em que, originalmente: A = 0,4393; B = 7.

3.5.22. Equação proposta por Prata (1996)

No modelo de Prata (1996), a emissividade é estimada levando-se em consideração que uma aproximação razoável para representar o espectro de onda longa deve ser um modelo de banda exponencial modificada. Assim, levou-se em conta que a contribuição para a irradiância na região da janela atmosférica (8 - 14 μm) pode depender da pressão parcial do vapor d'água e que a trajetória do vapor d'água deve ser modificada para representar trajetórias não homogêneas. Estas características podem ser incluídas num modelo para a estimativa da irradiância de ondas longas descrito por:

$$L_d = \{1 - (1 + w) \cdot \exp[-(A + B \cdot w)^{0,5}]\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (36)$$

Em que, originalmente:

A = 1,2; B = 3;

w é o conteúdo de água precipitável da atmosfera em cm.m^{-2} , $w = 46,5 \cdot \frac{e_a}{T_a}$

3.5.23. Equação proposta por Dilley & O'Brien (1998)

Dilley e O'Brien (1998) desenvolveram um sistema para calcular a radiação de ondas longas (L_d) em condições de céu claro, que depende da temperatura do ar próximo à superfície (T_a) e do conteúdo de água precipitável da atmosfera em kg.m^{-2} (P_{WV}). Eles ajustaram a sua parametrização empiricamente utilizando um modelo de transferência radiativa e obtiveram bons resultados usando este modelo. É interessante notar que o modelo pode ser considerado como uma extensão do modelo de Swinbank (1963), devido ao termo $T_a^6 = T_a^2 \cdot T_a^4$ presente em sua equação.

$$L_d = \left[A + B \cdot \left(\frac{T_a}{273,16} \right)^6 + C \cdot \sqrt{\frac{P_{WV}}{25}} \right] \quad (37)$$

Em que, originalmente:

$$A = 59,38; B = 113,7; C = 96,96.$$

P_{WV} é o conteúdo de água precipitável da atmosfera em kg.m^{-2} , $P_{WV} = 465 \cdot \frac{e_a}{T_a}$

3.5.24. Equação proposta por Crawford & Duchon (1999)

Crawford e Duchon (1999) propuseram um modelo para a estimativa da irradiância de ondas longas com um coeficiente variando de acordo com a época do ano e desenvolveu um ajuste sinusoidal sazonal para este coeficiente. Este modelo é dependente da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a), da temperatura do ar próximo à superfície (T_a) e da época do ano (mês do ano). A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = \left\{ A + B \cdot \text{sen} \left[(m + 2) \cdot \left(\frac{\pi}{6} \right) \right] \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (38)$$

Em que, originalmente:

$A = 1,22$; $B = 0,06$.

m é o mês do ano (1 a 12)

3.5.25. Equação proposta por Zapadka et al. (2001)

Zapadka et al. (2001) estudaram o balanço de radiação de onda longa, no Mar Báltico e propuseram uma equação empírica para estimar a irradiância em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) em mb e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a) em K . A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = \left\{ 1 - A \cdot \exp \left[\frac{-e_a}{(T_a)} \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (39)$$

Em que, originalmente: $A = 0,35$.

3.5.26. Equação proposta por Iziomon et al. (2003)

Ao estudar a radiação infravermelha na atmosfera em dois sítios em altitude diferente, Iziomon et al. (2003) propôs um modelo para estimar a irradiância em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) em mb e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a) em K .

As constantes empíricas A e B na equação têm valores de $0,35$ e $10 \text{ K} \cdot (\text{mb})^{-1}$, respectivamente, para regiões de terras baixas e os valores de $0,43$ e $11,5 \text{ K} \cdot (\text{mb})^{-1}$ para regiões montanhosas.

A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é dada por:

$$L_d = \left[1 - A \cdot \exp \left(\frac{-B \cdot e_a}{T_a} \right) \right] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (40)$$

Em que, para as condições de altitude em que se encontra o pantanal:

$A = 0,35$;

B = 10.

3.5.27. Equação proposta por Abramowitz et al. (2012)

O modelo global L_d recentemente proposto por Abramowitz et al. (2012) mostraram estimativas da radiação de ondas longas atmosféricas razoáveis para todas as condições do céu em função da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_a). A equação para a estimativa da irradiância de ondas longas é escrita como:

$$L_d = (A \cdot e_a + B \cdot T_{ar} - 522,5) \quad (41)$$

Em que, originalmente: A = 0,031 e B = 2,84.

3.5.28. Classificação dos modelos quanto aos parâmetros

Os modelos utilizados para o cálculo da irradiância de ondas longas em condições de céu claro foram categorizados e se enquadraram em uma das seis categorias (Cat) abaixo:

1. (Cat 1) – Aqueles que contêm somente a variável temperatura do ar próximo à superfície (T_a) em diferentes formas: linear, exponencial e outras.
2. (Cat 2) – Aqueles que contêm as variáveis: “pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a)” e a temperatura do ar próximo à superfície (T_a) em diferentes formas nos modelos.
3. (Cat 3) – Modelos que contêm a irradiância de ondas longas em função da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}) além das variáveis “pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a)” e/ou a temperatura do ar próximo à superfície (T_a).
4. (Cat 4) – Modelos que, além das variáveis “pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a)” e/ou a temperatura do ar próximo à superfície (T_a)

em diferentes formas nos modelos, contêm a variável “água precipitável da atmosfera”: P_{wv} (kg.m^{-2}) ou w (cm.m^{-2}).

5. (Cat 5) – Modelos que contêm, além das variáveis “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície (e_a)” e/ou a temperatura do ar próximo à superfície (T_a), as variáveis: “umidade relativa” (R_H em %) e a “altitude local” (z em km).
6. (Cat 6) – Modelos que contêm a variável “época do ano”, mês do ano ($m = 1, 2, 3, \dots, 12$) além das variáveis “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície (e_a)” e/ou a temperatura do ar próximo à superfície (T_a).

3.6. COBERTURA DO CÉU

Conforme mencionado, como a maior parte das equações propostas para a estimativa da irradiância de onda longa são válidas somente para condições de céu claro, é necessário selecionar no período considerado apenas os dias em condições de “céu claro” para análise. A nebulosidade pode ser expressa em termos da transmissividade (Nkemdirim, 1972), determinada pelo índice de claridade (K_T) definido como a razão entre a radiação solar global incidente (R_{gi}) em $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e a irradiação no topo da atmosfera (R_0) dada em $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

$$K_T = \frac{R_{gi}}{R_0} \quad (42)$$

A classificação da cobertura do céu (K_T) foi baseada no trabalho de Dallacort et al. (2004) que, no intervalo de $0 \leq K_T < 0,3$ foi definido como *céu nublado*, entre $0,3 \leq K_T \leq 0,65$ como *céu parcialmente nublado* e entre $0,65 < K_T \leq 1$ como *céu limpo*.

A irradiação no topo da atmosfera R_0 ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$) foi calculada pela equação (43).

$$R_0 = \frac{24}{\pi} \cdot 1367 \cdot E_0 \cdot \left(\frac{\pi}{180} \cdot W_s \cdot \text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\varphi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{sen}W_s \right) \quad (43)$$

Em que E_0 é o fator de correção da excentricidade da órbita terrestre (equação 44), W_s é o ângulo solar em graus (equação 60), φ é a latitude local em graus e δ é a declinação solar em graus (equação 47).

$$E_0 = A + B \cdot \cos\Phi + C \cdot \sin\Phi + D \cdot \cos 2\Phi \quad (44)$$

Em que: A = 1,000110; B = 0,034221; C = 0,00128; D = 0,000719

Em que Φ , o ângulo solar diário em graus, é definido pela equação (45) em função do dia Juliano (DJ).

$$\Phi = \frac{2\pi \cdot (DJ-1)}{365,242} \quad (45)$$

$$W_s = \arccos(\operatorname{tg}\varphi \cdot \operatorname{tg}\delta) \quad (46)$$

$$\delta = 23.45 \cdot \operatorname{sen} \left[\frac{360}{365} (284 + DJ) \right] \quad (47)$$

3.7. PRESSÃO DE VAPOR D'ÁGUA

A pressão de vapor d'água considerada em alguns dos modelos para estimar L_d foi obtida como segue.

O conteúdo de umidade do ar pode ser expresso, direta ou indiretamente, a partir de diferentes variáveis. Destas, a mais frequentemente usada em micrometeorologia é a umidade específica, a qual não difere significativamente da razão de mistura. Ambas estão diretamente relacionadas com a pressão parcial do vapor d'água (e_a), uma medida da pressão parcial exercida pelas moléculas de vapor d'água no ar.

A pressão de vapor d'água é sempre menor que a pressão de saturação do vapor d'água (e_s) em mb é expressa pela equação polinomial apresentada por Wright (1982):

$$e_s = A + B \cdot T_a + C \cdot T_a^2 + D \cdot T_a^3 + E \cdot T_a^4 + F \cdot T_a^5 \quad (48)$$

Em que: $A = 6,105$; $B = 4,44 \cdot 10^{-1}$; $C = 1,434 \cdot 10^{-2}$; $D = 2,623 \cdot 10^{-4}$; $E = 2,953 \cdot 10^{-6}$;
 $F = 2,559 \cdot 10^{-8}$; T_a em $^{\circ}\text{C}$.

A pressão parcial de vapor d'água no ar (e_a) em mb foi calculada pela equação de definição da umidade relativa (U_R) em %:

$$e_a = \frac{U_R}{e_s \cdot 100} \quad (49)$$

3.8. TEMPERATURA DE PONTO DE ORVALHO

O ponto de orvalho define a temperatura à qual o vapor de água presente no ar ambiente passa ao estado líquido sob a forma de pequenas gotas. Ou seja, é a temperatura para a qual o vapor de água presente na atmosfera satura o ar e começa a condensar-se para formar o orvalho. A temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (em $^{\circ}\text{C}$), é sempre inferior ou igual à temperatura do ar ambiente T_a .

O cálculo da temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (em $^{\circ}\text{C}$), em função da temperatura do ar T_a ($^{\circ}\text{C}$) e da umidade relativa R_H (%), pode ser efetuado da seguinte forma:

$$T_{DP} = \frac{b \cdot \alpha(T_a, R_H)}{a - \alpha(T_a, R_H)} \quad (50)$$

Em que:

$$\alpha(T_a, R_H) = \left(\frac{a \cdot T_a}{b + T_a} \right) + \ln(R_H) \quad (51)$$

$$a = 17,27$$

$$b = 237,7 \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

Podemos também, para o cálculo da temperatura de ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), utilizar a Equação (52), proposta por Zolnier (1994), que apresenta resultados mais precisos e

maior estabilidade, quando utilizada nos cálculos relacionados aos processos de trocas de energia, umidificação adiabática e mistura de dois fluxos de ar.

$$T_{DP} = \frac{186,4905 - 237,3 \cdot [\log_{10}(10 \cdot e_a)]}{[\log_{10}(10 \cdot e_a)] - 8,2859} \quad (52)$$

Em que: e_a é dada em mb e T_a em $^{\circ}C$.

3.9. ANÁLISE DOS DADOS

Com o crescente aumento do número e tipos de modelos meteorológicos e ambientais, aumenta também a necessidade de técnicas eficazes para avaliar esses modelos, já que a avaliação é uma etapa fundamental no processo de modelagem.

Os métodos empíricos são os mais empregados nas estimativas da irradiância de ondas longas, visto que estes utilizam dados meteorológicos facilmente disponíveis. Entretanto, estes métodos foram desenvolvidos em condições climáticas específicas, existindo, portanto a necessidade de testá-los em uma determinada região, através da comparação dos valores estimados com os valores medidos em equipamento padrão. Desta forma, obtêm-se os métodos mais apropriados à região, os quais podem ser utilizados em outras regiões climaticamente semelhantes.

Muitos trabalhos discutem sobre quais formulações e medidas de erros são mais adequadas para avaliar modelos (FOX , 1980; WILLMOTT, 1981, 1982; WILLMOTT ET AL., 1985; LEGATES E MCCABE JR., 1999; WILLMOTT E MATSUURA, 2005). A avaliação de um modelo é feita comparando-se os resultados estimados com os valores observados da variável em questão. Essa comparação geralmente é feita através de medidas que retornam valores numéricos representando o quanto os dados simulados se ajustam aos dados observados.

Fica evidente, portanto, a importância da escolha de uma estatística adequada para se avaliar corretamente um modelo.

Diversas estatísticas e técnicas são citadas na literatura e utilizadas para determinar o erro entre os dados simulados por um modelo (P) e os dados observados (O). Dentre elas destacam-se o coeficiente de correlação de Pearson (r), o coeficiente de determinação (r^2), o erro médio absoluto (EMA), o erro quadrático médio (EQM); o erro relativo médio (ERM); o índice de concordância de Willmott (1982) - (d); o

índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (1997) - (c); e a equação da reta de regressão dos dados simulados versus observados (FOX, 1980; WILLMOTT *et al.*, 1985; YAPO *et al.*, 1998; LEGATES E MCCABE JR., 1999; TANG *et al.*, 2006; DUAN *et al.*, 2006).

O erro quadrático médio (*EQM*) indica o grau de desvio entre as determinações experimentais e os valores simulados pelo modelo, expresso como uma percentagem da média das determinações experimentais. O valor de *EQM* tende a zero, quando os valores estimados e teóricos tende a ser iguais (ANTONINO, 2001).

$$EQM = \left[\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \right] \cdot \frac{100}{\bar{O}} \quad (53)$$

O *EMA* e *EQM* são indicadores do erro acumulado nas simulações. A equação para o cálculo do erro médio absoluto é dada por:

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{n} \quad (54)$$

O erro relativo médio (%) (equação 55) indica a diferença (em valor absoluto) relativa do erro cometido pelo modelo, tendo como objetivo verificar o cenário mais aproximado às condições reais.

$$ERM = \left[\frac{\sum_{i=1}^n \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right|}{n} \right] \cdot 100 \quad (55)$$

A *precisão* de um modelo é dada pelo coeficiente de correlação que indica o grau de dispersão dos dados obtidos em relação à média, ou seja, o erro aleatório. A *exatidão* está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados. Matematicamente essa aproximação é dada pelo índice de concordância (*d*) (CAMARGO & SENTELHAS, 1997).

O coeficiente de correlação de Pearson (*r*) é um índice estatístico que indica o grau de associação entre duas variáveis e é dada por:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(O_i - \bar{O}) \cdot (P_i - \bar{P})]}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2] \cdot [\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2]}} \quad (56)$$

Em que:

O_i representa os valores observados (medidos);

\bar{O} representa a média dos valores observados;

P_i representa os valores estimados pelos modelos;

\bar{P} representa a média dos valores estimados.

A tabela 5 ilustra uma proposta de classificação/interpretação dos valores do coeficiente de correlação de Pearson (r).

Tabela 4: Proposta de classificação para o valor de r

Valor de r (+ ou -)	Interpretação
0,00 a 0,19	Uma correlação bem fraca
0,20 a 0,39	Uma correlação fraca
0,40 a 0,69	Uma correlação moderada
0,70 a 0,89	Uma correlação forte
0,90 a 1,00	Uma correlação muito forte

Fonte: Adaptação das classificações propostas por Cohen (1988) e Dancey & Reidy (2006).

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.

Por exemplo, se o r^2 de determinado modelo é 0,8234, significa que 82,34% da variância dos valores estimados é explicada pela variância dos valores medidos.

Para quantificar matematicamente o índice de concordância (d), Willmott (1982) propôs uma equação em que os valores gerados variam de zero, para nenhuma concordância, a 1 para a concordância perfeita; dada por:

$$d = 1 - \left\{ \frac{[\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2]}{[\sum_{i=1}^n (|P_i - O| + |O_i - O|)^2]} \right\} \quad (57)$$

O índice de confiança (c) reúne as indicações dos dois coeficientes, (r) e (d), corresponde à equação (58), sendo o valor zero de (c) para confiança nula e 1 significando confiança perfeita (CAMARGO & CAMARGO, 2000).

$$c = r \cdot d \quad (58)$$

O critério adotado para interpretar o desempenho dos modelos para a estimativa da irradiância de ondas longas pelo índice (c) foi representado na Tabela 6 (CAMARGO & SENTELHAS, 1997).

Tabela 5: Critério de interpretação do desempenho dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas através do índice (c).

Valor de (c)	Desempenho
$> 0,85$	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito Bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
$\leq 0,40$	Péssimo

Fonte: Proposto por Camargo & Sentelhas (1997).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO

Durante o período de estudo, nos meses de janeiro a dezembro 2013, as condições meteorológicas em que as observações foram realizadas, caracterizaram-se por apresentar variações semelhantes àquelas observadas de acordo com as normais climatológicas da região (INMET 2010) com exceção à precipitação anual cujo acumulado 368,6 mm (valores medidos no local de estudo) foi menor que o esperado 1100 – 1220 mm (INMET 2010).

A radiação solar global incidente (R_{gi}) no período de estudo, variou de 3,8 MJ.m⁻².dia⁻¹ (valor mínimo) a 28,3 MJ.m⁻².dia⁻¹ (valor máximo) e valor médio de 17,5 MJ.m⁻².dia⁻¹ (Figura 20).

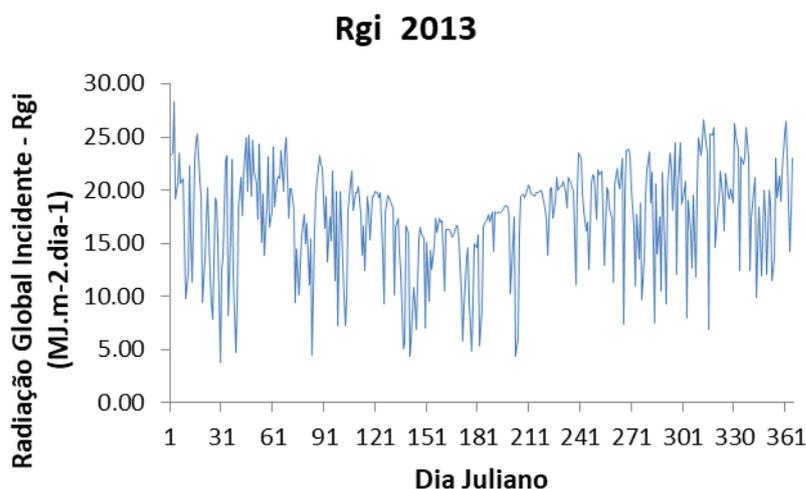


Figura 20: Gráfico da Integração diária da radiação global incidente (R_{gi}) em MJ.m⁻².dia⁻¹.

Os valores médios diários de temperatura do ar variaram de 10,7 °C a 30,9 °C; os valores máximos diários variaram de 12,5 °C a 38,1°C e os valores mínimos de 7,6

°C a 26,4 °C. A figura 21 ilustra a evolução da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo.

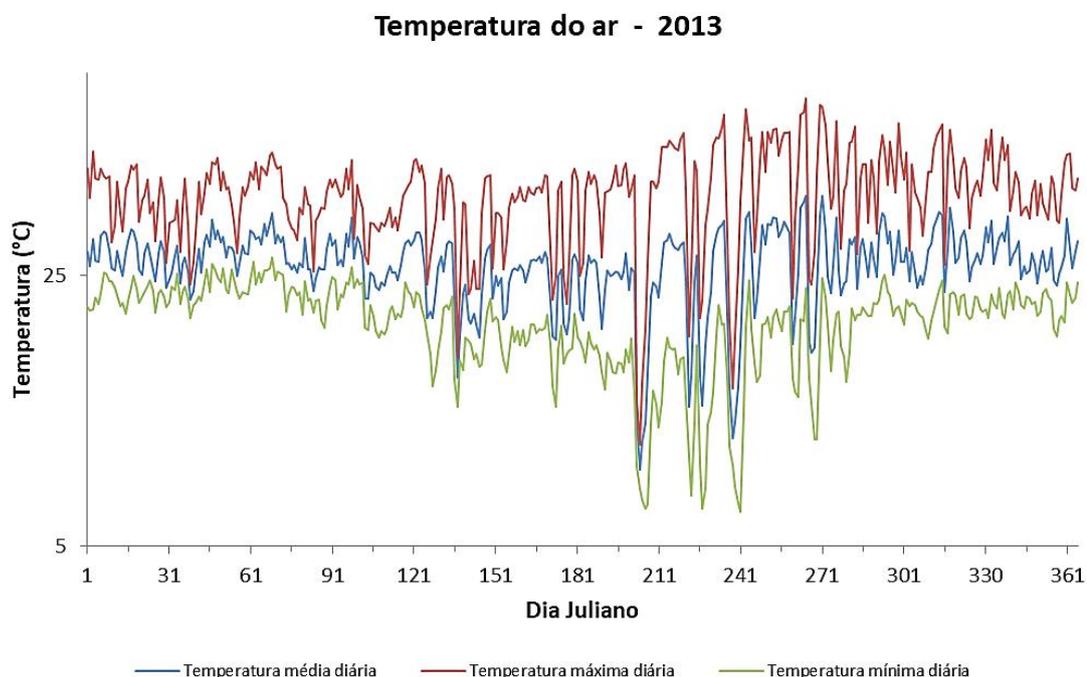


Figura 21: Comportamento da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo.

A precipitação acumulada, registrada durante o período de estudo, foi de 368,6 mm. Na figura 22 é possível observar períodos definidos de seca (maio a setembro) e chuva (outubro a abril). No período compreendido entre os meses de maio e setembro podemos observar o período definido como estação seca com precipitação acumulada neste período de 28,2 mm e no período compreendido entre os meses de outubro e abril a estação úmida ou também chamada período de chuva com precipitação acumulada de 340,4 mm.

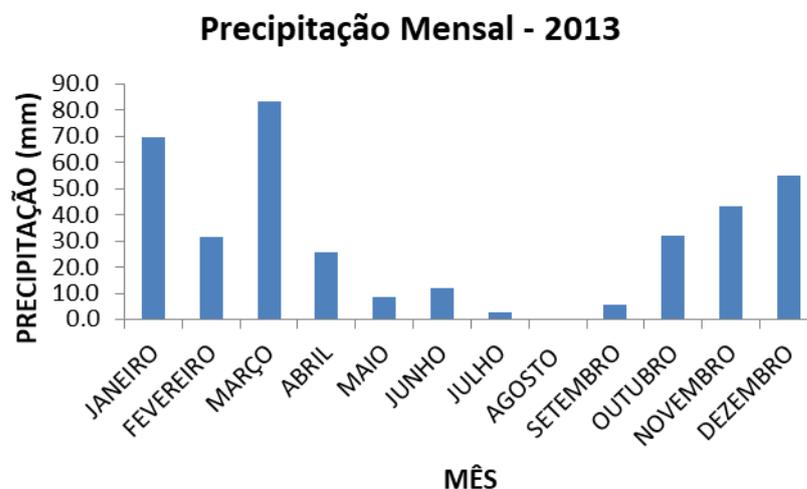


Figura 22: Gráfico de precipitação acumulada mensal. Na estação seca a precipitação acumulada foi de 28,2 mm e no período de chuva com 340,4 mm totalizando no ano de 2013 368,6 mm.

A cobertura do céu nos meses considerados neste estudo é apresentada na figura 23.



Figura 23: Evolução da cobertura do céu nos meses considerados no estudo.

Durante o período de estudo, a maior porcentagem dos dias refere-se às condições de “céu parcialmente nublado” (72%) seguido de “céu claro” (17%) e de “céu nublado” (11%).

Na estação seca observa-se a maior porcentagem de dias em condições de “céu claro” (32 %). No mês de julho houve o maior número de dias em condições de céu claro. Neste mês houve uma precipitação acumulada de 2,5 mm enquanto a radiação solar global incidente foi de $501,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{mês}^{-1}$ com temperatura média mensal de $22,9 \text{ }^\circ\text{C}$. O ano de 2013 foi um ano atípico considerando a normal climatológica da região para a precipitação (INMET, 2010).

Na estação úmida nota-se a maior porcentagem em condições de “céu parcialmente nublado” (84 %) tendo o mês de novembro o maior número de dias em condições de

“céu parcialmente nublado” com precipitação acumulada neste mês de 43,4 mm, radiação solar global incidente de $606,8 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{mês}^{-1}$ com temperatura média mensal de $26,9 \text{ }^\circ\text{C}$.

A tabela 7 ilustra a evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados em cada mês), da Temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$), da R_{gi} ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{mês}^{-1}$) e da Precipitação mensal acumulada (mm) nos meses de 2013.

Tabela 6: Evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados em cada mês), da Temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$), da R_{gi} ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{mês}^{-1}$) e da Precipitação mensal acumulada (mm) em cada mês do período de estudo.

Mês	Céu Claro	Céu Parcialmente Nublado	Céu Nublado	Temperatura média mensal	Radiação solar global incidente	Precipitação mensal acumulada
Janeiro	3%	71%	26%	26,5	538,4	69,5
Fevereiro	0%	85,7%	14,3%	26,5	517	31,4
Março	6,5%	84%	9,5%	26,8	560,3	83,3
Abril	6,7%	86,7%	6,6%	26	500,25	25,7
Mai	22,6%	58,1%	19,3%	24,4	432,5	8,3
Junho	20%	73,3%	6,7%	24,5	414,1	12
Julho	71%	19,4%	9,6%	22,9	501,7	2,5
Agosto	58%	42%	0%	23,4	603,1	0
Setembro	10%	86,7%	3,3%	26,6	561	5,4
Outubro	0%	83,9%	16,1%	26,5	545,1	32,1
Novembro	3,3%	90%	6,7%	26,9	606,8	43,4
Dezembro	0%	87,1%	12,9%	26,4	592,6	55

4.2. AVALIAÇÃO DOS MODELOS

Os modelos utilizados para o cálculo da irradiância de ondas longas em condições de céu claro foram categorizados e se enquadraram em uma das seis categorias propostas de acordo com os seus parâmetros.

A tabela 7 mostra a avaliação dos vinte e nove (29) modelos categorizados e classificados por data com suas respectivas estatísticas c , d , r , r^2 , ERM , EAM e EMQ .

Tabela 7: Avaliação dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas (L_d).

Modelo	Ano	r^2	r	d	EMQ	EMA	ERM (%)	c	Interpretação - Camargo&Sentelhas (1997)	Categoria
Ångström (1918)	1918	0.6347	0.7967	0.6548	11.8613	42.9072	10.1131	0.5217	SOFRÍVEL	2
Brunt (1932)	1932	0.6974	0.8351	0.6172	14.9255	57.1318	13.9111	0.5154	SOFRÍVEL	2
Elsasser (1942)	1942	0.6961	0.8343	0.5943	14.7821	56.527	13.6185	0.4958	MAU	2
Anderson (1954)	1954	0.6766	0.8226	0.4544	26.7533	104.1586	25.4204	0.3738	PÉSSIMO	2
Efinova (1961)	1961	0.7127	0.8442	0.8281	7.8246	26.1432	5.7668	0.6991	BOM	2
Bliss (1961)	1961	0.6988	0.8359	0.8614	6.8146	23.2609	4.5143	0.7201	BOM	3
Swinbank (1963) - modelo 1	1963	0.6132	0.7831	0.7418	10.814	38.6355	8.5161	0.5809	SOFRÍVEL	1
Swinbank (1963) - modelo 2	1963	0.6146	0.784	0.6809	12.6199	46.0352	10.8179	0.5338	SOFRÍVEL	1
Marshunova (1966)	1966	0.6488	0.8055	0.3304	33.5973	135.2081	32.8554	0.2661	PÉSSIMO	2
Idso & Jackson (1969)	1969	0.6134	0.7832	0.7653	10.212	36.2267	7.6359	0.5994	SOFRÍVEL	1
Zillman (1972)	1972	0.6132	0.7831	0.6998	12.0797	43.8299	10.1279	0.548	SOFRÍVEL	1
Maykut & Church (1973)	1973	0.6146	0.784	0.4596	21.4529	84.2312	20.3471	0.3603	PÉSSIMO	1
Brutsaert (1975)	1975	0.7055	0.8399	0.7036	11.5397	42.2735	10.2174	0.5909	SOFRÍVEL	2
Clark & Allen (1978)	1978	0.6934	0.8327	0.6967	10.8774	39.3135	9.3112	0.5801	SOFRÍVEL	3
Satterlund (1979)	1979	0.7047	0.8395	0.7589	9.374	32.8565	7.6644	0.6371	MEDIANO	2
Idso (1981)	1981	0.6496	0.806	0.796	8.5358	28.3746	6.1823	0.6415	MEDIANO	2
Ohmura (1981)	1981	0.6141	0.7836	0.5725	15.8162	60.1643	14.51	0.4486	MAU	1
Centeno (1982)	1982	0.7073	0.841	0.5347	17.8354	69.7973	16.8961	0.4497	MAU	5
Andreas & Ackley (1982)	1982	0.6234	0.7896	0.5352	18.1442	70.3354	17.062	0.4225	MAU	2
Berdahl & Fromberg (1982)	1982	0.7166	0.8465	0.682	12.0539	44.8514	10.8366	0.5774	SOFRÍVEL	3
Berdahl & Martin (1984)	1984	0.7075	0.8411	0.6754	12.5793	46.9608	11.3911	0.5681	SOFRÍVEL	3
Berger et al (1984)	1984	0.7094	0.8423	0.7016	10.9515	39.8576	9.5096	0.5909	SOFRÍVEL	3
Konzelmann et al (1994)	1994	0.7133	0.8446	0.2699	43.4314	176.073	42.9162	0.2279	PÉSSIMO	2
Prata (1996)	1996	0.7132	0.8445	0.7016	11.3707	41.7289	10.0525	0.5925	SOFRÍVEL	4
Dilley & O'Brien (1998)	1998	0.6861	0.8283	0.5871	15.2469	58.4788	14.1075	0.4863	MAU	4
Crawford & Duchon (1999)	1999	0.6639	0.8148	0.3791	31.1918	125.1513	30.8986	0.3089	PÉSSIMO	6
Zapadka et al (2001)	2001	0.6631	0.8143	0.39	27.2818	109.0575	26.457	0.3176	PÉSSIMO	2
Iziomon et al (2003)	2003	0.7085	0.8417	0.6451	13.423	50.8133	12.3069	0.543	SOFRÍVEL	2
Abramowitz et al (2012)	2012	0.615	0.7842	0.4299	21.9311	85.3084	20.4545	0.3372	PÉSSIMO	1

Dos vinte e nove modelos analisados, 24 % se enquadram na categoria (1), 45 % na categoria (2), 17 % na categoria (3), 7 % na categoria (4), 4 % na categoria (5) e 3 % na categoria (6), portanto, a maioria dos modelos possuem os parâmetros climáticos “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície (e_a)” e a temperatura do ar próximo à superfície (T_a). A figura (24) ilustra a porcentagem das seis categorias presentes nos modelos analisados.

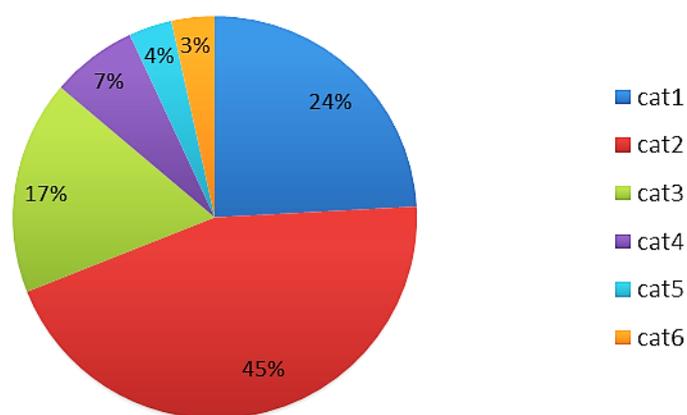


Figura 24: Porcentagem das categorias presentes nos vinte e oito modelos analisados.

Segundo a classificação de Camargo & Sentelhas (1997), dos vinte e nove modelos analisados, 45 % tiveram desempenho “SOFRÍVEL”, 24 % “PÉSSIMO”, 17 % “MAU”, 7 % “MEDIANO”, 7 % “BOM”, 0 % “MUITO BOM” e 0 % “ÓTIMO”. A figura (25) mostra um gráfico indicando a porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997).

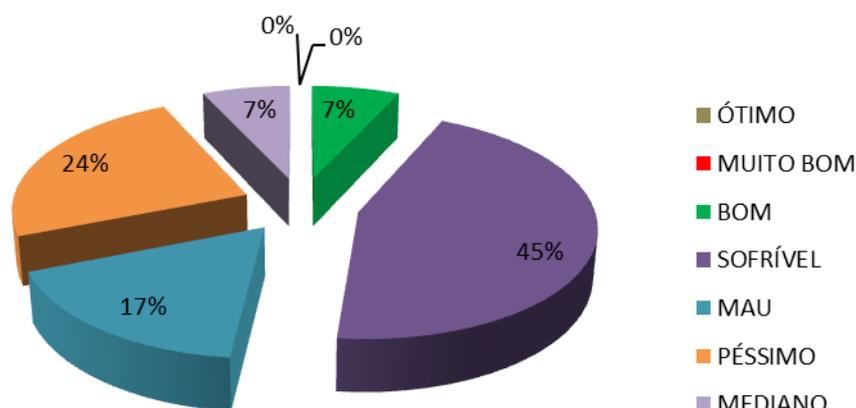


Figura 25: Porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997).

De acordo com os resultados apresentados na tabela (8), os modelos que obtiveram desempenho “BOM”, o índice de desempenho (c) variou de 0,6991 a 0,7201, o erro relativo médio (ERM) variou de 4,5143 % a 5,7668 %, o erro médio absoluto (EMA) variou de 23,2609 $W.m^{-2}$ a 26,1432 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (EMQ) variou de 6,8146 % a 7,8246 %, o índice de concordância (d) variou de 0,8281 a 0,8614, o coeficiente de correlação de Pearson (r) variou de 0,8359 a 0,8442 indicando uma correlação forte segundo a classificação de Cohen (1988) e Dancy & Reidy (2006), e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,6988 a 0,7127. A tabela (9) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “BOM”.

Tabela 8: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "BOM".

DESEMPENHO BOM							
Valor	r^2	r	D	EMQ (%)	EMA ($W.m^{-2}$)	ERM (%)	c
<i>min.</i>	0,6988	0,8359	0,8281	6,8146	23,2609	4,5143	0,6991
<i>máx.</i>	0,7127	0,8442	0,8614	7,8246	26,1432	5,7668	0,7201

Nestes modelos (desempenho “BOM”), 50 % se enquadram na categoria (2), ou seja, aqueles que contêm os parâmetros “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície (e_a)” e a temperatura do ar próximo à superfície (T_a) e 50 % se enquadram

na categoria (3), ou seja, modelos escritos em função da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}). A figura (26) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “BOM”.

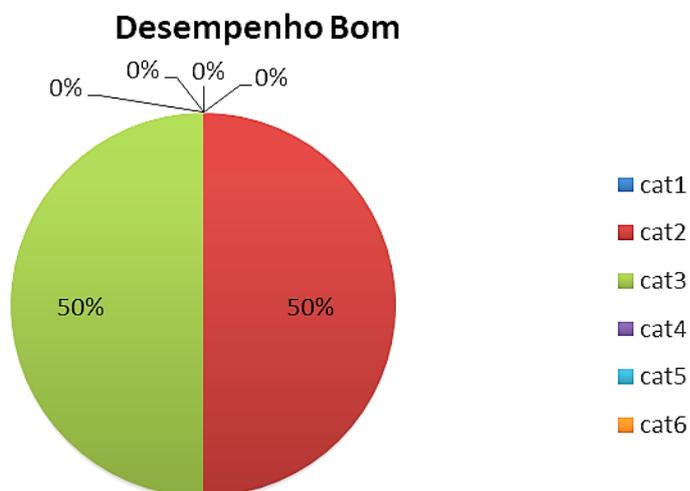


Figura 26: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "BOM".

Os modelos que obtiveram desempenho “MEDIANO”, o índice de desempenho (c) variou de 0,6371 a 0,6415, o erro relativo médio (ERM) variou de 6,1823 % a 7,6644 %, o erro médio absoluto (EMA) variou de 28,3746 $W.m^{-2}$ a 32,8565 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (EMQ) variou de 8,5358 % a 9,374 %, o índice de concordância (d) variou de 0,7589 a 0,796, o coeficiente de correlação de Pearson (r) variou de 0,806 a 0,8395 e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,6496 a 0,7047. A tabela (10) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “MEDIANO”.

Tabela 9: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "MEDIANO".

DESEMPENHO MEDIANO							
Valor	r^2	r	d	EMQ (%)	EMA ($W.m^{-2}$)	ERM (%)	c
<i>mín.</i>	0,6496	0,806	0,7589	8,5358	28,3746	6,1823	0,6371
<i>máx.</i>	0,7047	0,8395	0,796	9,374	32,8565	7,6644	0,6415

Estes modelos se enquadraram na categoria (2).

Os modelos que obtiveram desempenho “SOFRÍVEL”, o índice de desempenho (c) variou de 0,5154 a 0,5994, o erro relativo médio (ERM) variou de 7,6359 % a 13,9111 %, o erro médio absoluto (EMA) variou de 36,2267 W.m⁻² a 57,1318 W.m⁻², o erro médio quadrático (EMQ) variou de 10,212 % a 14,9255 %, o índice de concordância (d) variou de 0,6172 a 0,7653, o coeficiente de correlação de Pearson (r) variou de 0,7832 a 0,8351 e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,6134 a 0,6974. A tabela (11) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “SOFRÍVEL”.

Tabela 10: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho “SOFRÍVEL”.

DESEMPENHO SOFRÍVEL							
Valor	r^2	r	d	EMQ (%)	EMA (W.m ⁻²)	ERM (%)	c
<i>mín.</i>	0,6134	0,7832	0,6172	10,212	36,2267	7,6359	0,5154
<i>máx.</i>	0,6974	0,8351	0,7653	14,9255	57,1318	13,9111	0,5994

Estes modelos se enquadraram nas categorias (1), (2), (3) e (4). Nenhum modelo com desempenho “SOFRÍVEL” se enquadrou nas categorias (5) e (6). A figura (27) ilustra a porcentagem de cada categoria presente.

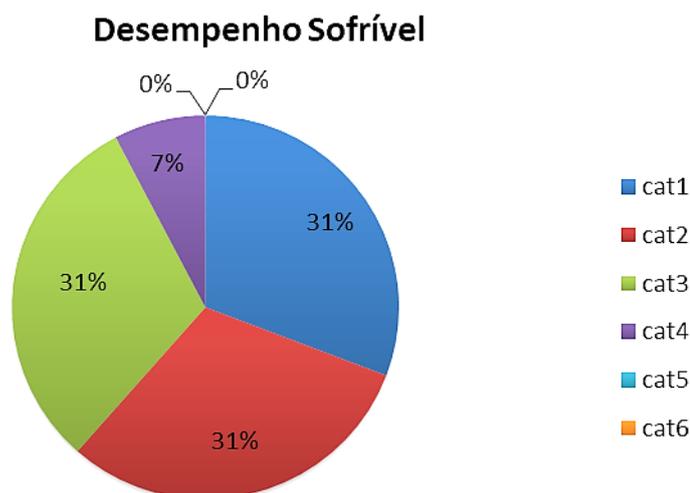


Figura 27: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho “SOFRÍVEL”.

Os modelos que obtiveram desempenho “MAU”, o índice de desempenho (c) variou de 0,4225 a 0,4958, o erro relativo médio (ERM) variou de 13,6185 % a 17,062

%, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 56,527 W.m⁻² a 70,3354 W.m⁻², o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 14,7821 % a 18,1442 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,5352 a 0,5943, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,7896 a 0,8343 e o coeficiente de determinação (*r*²) de 0,6234 a 0,6961. A tabela (12) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “MAU”.

Tabela 11: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "MAU".

DESEMPENHO MAU							
Valor	<i>r</i> ²	<i>r</i>	<i>d</i>	<i>EMQ</i> (%)	<i>EMA</i> (W.m ⁻²)	<i>ERM</i> (%)	<i>c</i>
<i>mín.</i>	0,6234	0,7896	0,5352	14,7821	56,527	13,6185	0,4225
<i>máx.</i>	0,6961	0,8343	0,5943	18,1442	70,3354	17,062	0,4958

Nos modelos de desempenho “MAU”, 20 % se enquadram na categoria (1), 40 % se enquadram na categoria (2), 20 % se enquadram na categoria (4), 20 % se enquadram na categoria (5). Nenhum modelo com desempenho “MAU” se enquadrou nas categorias (3) e (6). A figura (28) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “MAU”.

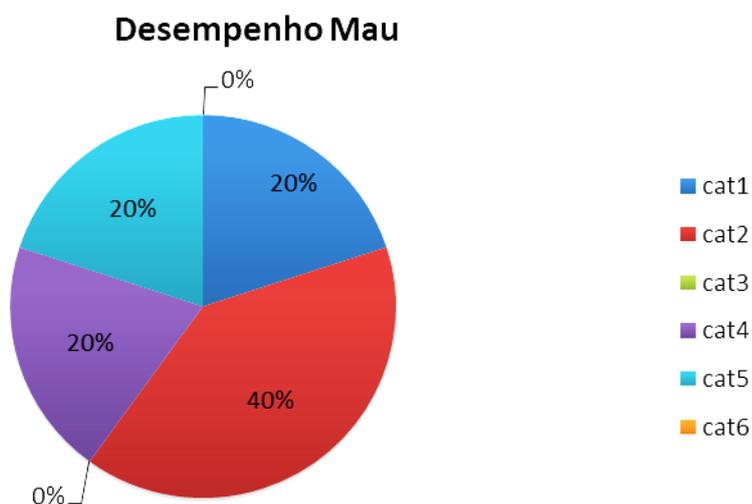


Figura 28: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "MAU".

E por fim, os modelos que obtiveram desempenho “PÉSSIMO”, o índice de desempenho (*c*) variou de 0,2279 a 0,3738, o erro relativo médio (*ERM*) variou de

25,4204 % a 42,9162 %, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 104,1586 W.m⁻² a 176,073 W.m⁻², o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 26,7533 % a 43,4314 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,2699 a 0,4544, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,8226 a 0,8446 e o coeficiente de determinação (*r*²) de 0,6766 a 0,7133. A tabela (13) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “PÉSSIMO”.

Tabela 12: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "PÉSSIMO".

DESEMPENHO PÉSSIMO							
Valor	<i>r</i> ²	<i>r</i>	<i>d</i>	<i>EMQ</i> (%)	<i>EMA</i> (W.m ⁻²)	<i>ERM</i> (%)	<i>c</i>
<i>mín.</i>	0,6766	0,8226	0,2699	26,7533	104,1586	25,4204	0,2279
<i>máx.</i>	0,7133	0,8446	0,4544	43,4314	176,073	42,9162	0,3738

Nos modelos de desempenho “PÉSSIMO”, 29 % se enquadram na categoria (1), 57 % se enquadram na categoria (2) e 14 % se enquadram na categoria (6).

Nenhum modelo com desempenho “PÉSSIMO” se enquadraram nas categorias (3), (4) e (5). A figura (29) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “PÉSSIMO”.

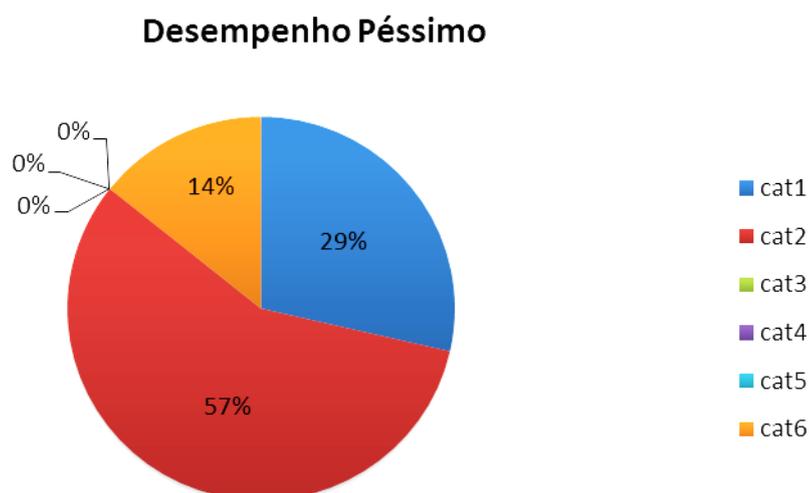


Figura 29: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "PÉSSIMO".

Nesta análise inicial, os modelos com seus coeficientes originais, podemos observar que o modelo de estimativa da irradiância de ondas longas que apresentou os

melhores índices estatísticos e, portanto, aquele que melhor se adapta às condições do pantanal mato-grossense, para o período estudado, foi o modelo de Bliss (1961).

Este modelo está escrito em função dos parâmetros micrometeorológicos temperatura do ponto de orvalho T_{DP} (°C) e da temperatura do ar próximo à superfície T_a (K) escritos na forma linear apresentou os menores valores para o erro quadrático médio ($EMQ = 6,8146 \%$), para o erro médio absoluto ($EMA = 23,2609 \text{ W.m}^{-2}$) e para o erro relativo médio ($ERM = 4,5143 \%$) indicando um menor desvio entre as determinações experimentais (valores medidos) e os valores simulados (valores estimados), ou seja, permitiu verificar que o modelo em questão foi aquele que mais se aproximou das condições reais.

Apresentou, também, um dos maiores valores para o coeficiente de determinação ($r^2 = 0,6988$) e para o coeficiente de correlação de Pearson ($r = 0,8359$) indicando uma correlação forte (COHEN 1988; DANCEY & REIDY 2006).

Apresentou também o maior valor para o índice de concordância de Willmott (1982) ($d = 0,8614$) e para o índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (1997) ($c = 0,7201$) indicando um desempenho “BOM”.

A figura (30) mostra o gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise.

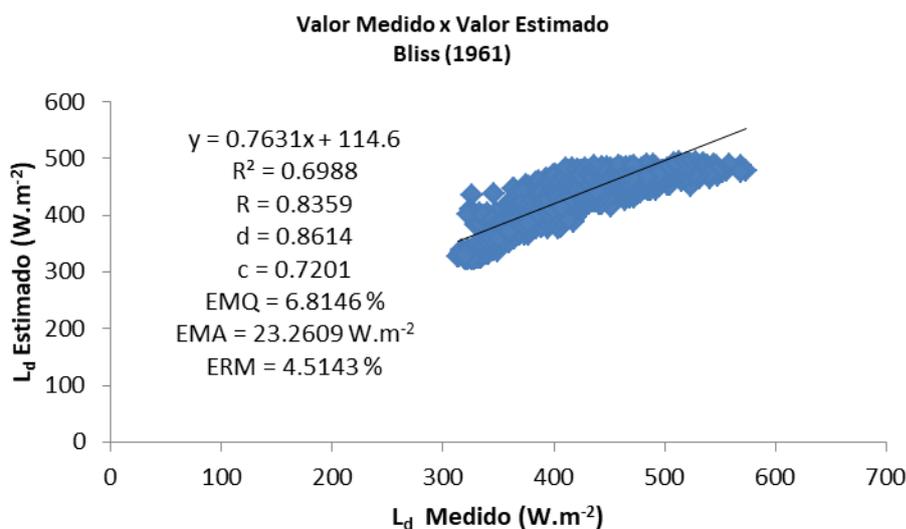


Figura 30: Bliss (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise.

Após esta avaliação e classificação iniciais dos 29 modelos originais, de acordo com os resultados obtidos dos índices estatísticos aplicados, os cinco modelos que obtiveram melhores desempenhos, ou seja, aqueles cujos valores estimados se aproximaram mais dos valores experimentais tiveram os seus coeficientes ajustados nas condições do local de estudo e, novamente, avaliados e classificados buscando, assim, o modelo que melhor se adapta as condições do Pantanal Mato-grossense sob céu claro.

Portanto, os modelos Bliss (1961), Efinova (1961), Idso (1981), Satterlund (1979) e Idso & Jackson (1969) tiveram os seus coeficientes ajustados nas condições do local de estudo e após as parametrizações houve uma melhora significativa em seus desempenhos, ou seja, menores erros estatísticos, maiores coeficientes como os de determinação (r^2), de correlação de Pearson (r), melhores índices de concordância (d) e, conseqüentemente, melhores índices de desempenho (c). Para este procedimento foi utilizado o software estatístico NCSS (2007).

As figuras (31), (32), (33), (34) e (35) mostram o gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização para os modelos de Bliss (1961), Efinova (1961), Idso (1981), Satterlund (1979) e Idso & Jackson (1969) respectivamente.

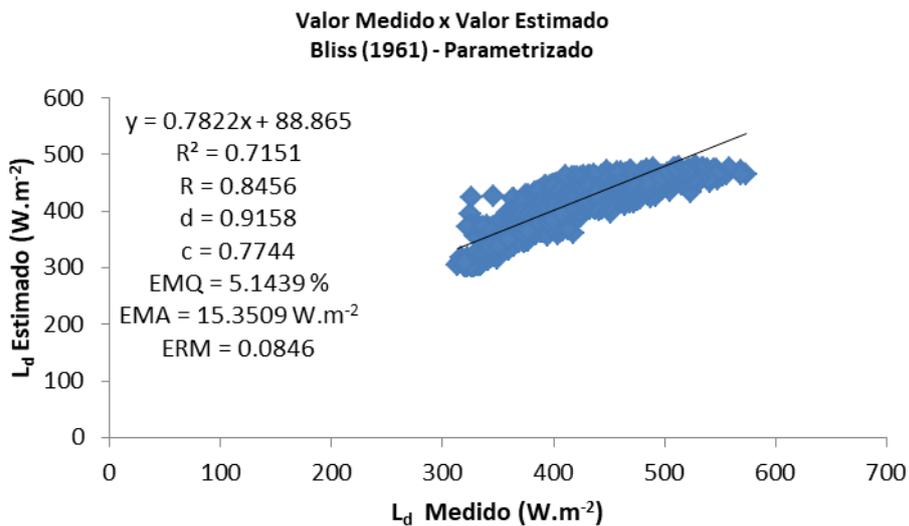


Figura 31: Bliss (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.

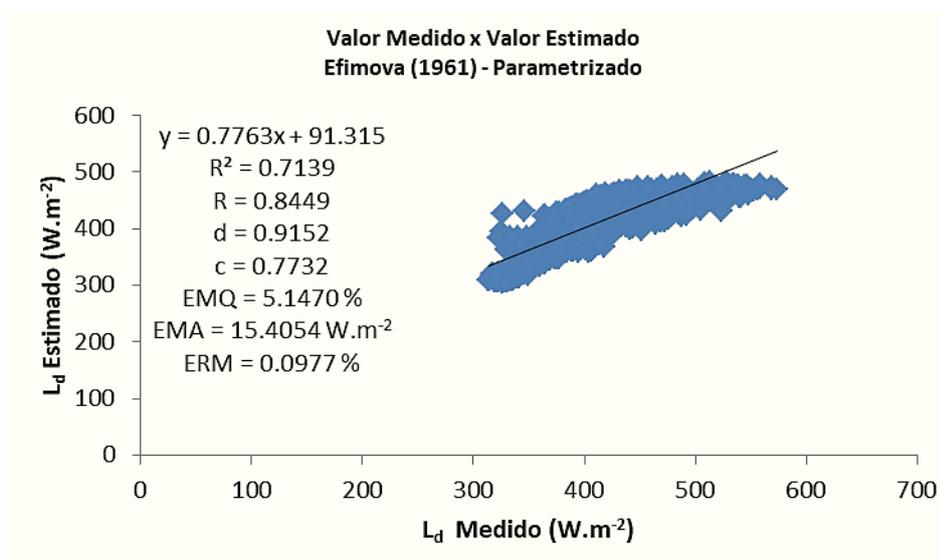


Figura 32: Efimova (1961) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.

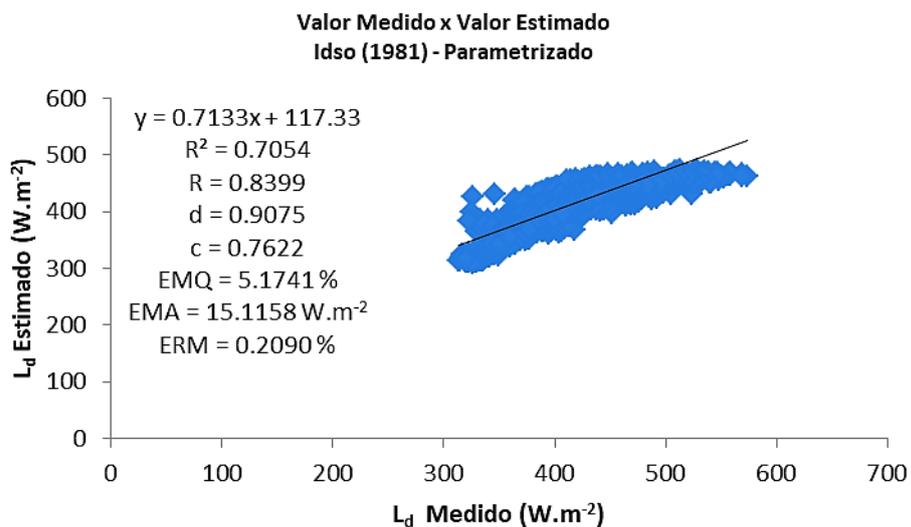


Figura 33: Idso (1981) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.

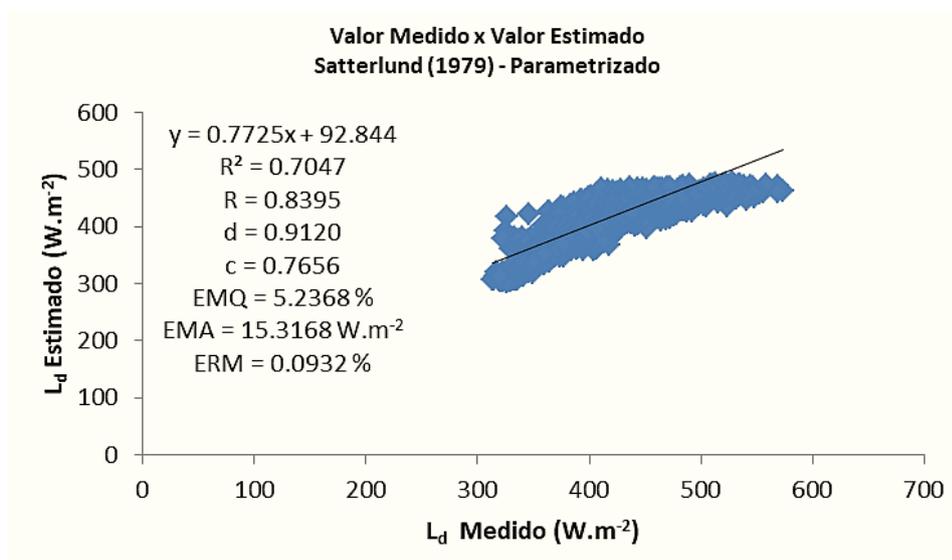


Figura 34: Satterlund (1979) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.

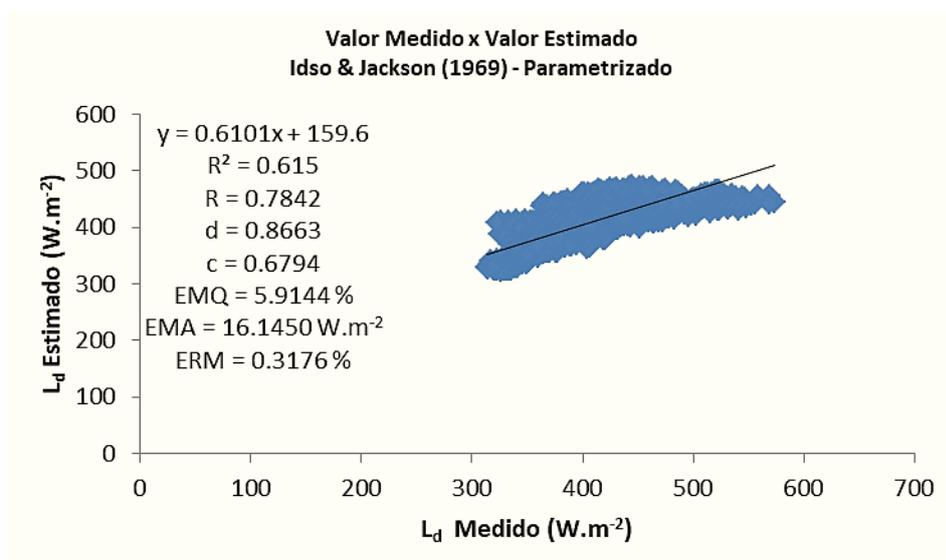


Figura 35: Idso & Jackson (1969) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise pós-parametrização.

A tabela (13) mostra a comparação dos índices estatísticos entre os modelos originais e parametrizados assim como as suas classificações e a tabela (14) mostra as equações comparando os coeficientes dos modelos originais e após a parametrização assim como as suas categorias.

Tabela 14: comparação entre os coeficientes dos modelos originais e pós- parametrização assim como as suas categorias.

Cobertura do Céu	Modelo	Ano	Equação e coeficientes	Categoria
Céu Claro	Bliss	1961	$L_d = [A \cdot (T_{DP} + 273,16) - B] \cdot \sigma \cdot T_a^4$ Original A = 0,00344 B = 0,037 Parametrizado A = 0,005049 B = 106,846	3
	Efimova	1961	$L_d = (A + B \cdot e_a) \cdot \sigma \cdot T_a^4$ Original A = 0,746 B = 0,0066 Parametrizado A = 0,8281 B = 0,004899	3
	Idso	1981	$L_d = \left\{ A + B \cdot e_a \cdot \left[\exp\left(\frac{1500}{T_a}\right) \right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4$ Original A = 0,7 B = $5,95 \cdot 10^{-5}$ Parametrizado A = 0,8284 B = $3,23 \cdot 10^{-5}$	1
	Satterlund	1979	$L_d = A \left\{ 1 - \exp\left[-e_a \left(\frac{T_a}{B}\right)\right] \right\} \cdot \sigma \cdot T_a^4$ Original A = 1,08 B = 2016 Parametrizado A = 1,1707 B = 2016	3
	Idso & Jackson	1969	$L_d = \{1 - A \cdot \exp[-B(273 - T_a)^2]\} \cdot \sigma \cdot T_a^4$ Original A = 0,261 B = $7,77 \cdot 10^{-4}$ Parametrizado A = 0,0804 B = $1,2 \cdot 10^{-4}$	3

Após a parametrização, o modelo que apresentou os melhores índices estatísticos e, portanto, aquele que melhor se adapta às condições do pantanal mato-grossense, para o período estudado, continuou sendo o modelo de Bliss (1961).

$$L_d = [A. (T_{DP} + 273,16) - B]. \sigma. T_a^4 \quad (59)$$

Em que: A = 0,005049; B = 106,846 após a parametrização.

Os trabalhos de Silva (2002), Aguiar (2007) e Galvão (1999) obtiveram os seus melhores resultados com modelos escritos em função dos parâmetros “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície (e_a)” e a temperatura do ar próximo à superfície (T_a) embora com modelos diferentes, ou seja, de outros autores cujos parâmetros estavam escritos em formas diferentes, sendo que cada um deles se adaptou diferentemente às condições do local de estudo: pantanal sul mato-grossense, pastagem e floresta em Rondônia respectivamente.

No final deste trabalho segue um anexo contendo os gráficos de todos os modelos analisados neste estudo.

5. CONCLUSÃO

Inicialmente, dos vinte e nove (29) modelos analisados exclusivamente para condições de céu claro e para as condições climatológicas do Pantanal mato-grossense, 7 % tiveram desempenho “BOM”, 7 % “MEDIANO”, 45 % “SOFRÍVEL”, 17 % “MAU” e 24 % “PÉSSIMO”. Os modelos que obtiveram melhores desempenho (“BOM”) foram os de Bliss (1961) e Efimova (1961). As estimativas de L_d obtidas a partir destas formulações foram aquelas em que apresentaram os menores erros estatísticos e os maiores coeficientes como os de determinação (r^2), de correlação de Pearson (r) indicando uma correlação forte entre os valores estimados e os medidos, os melhores índices de concordância e, conseqüentemente, os melhores índices de desempenho. A maioria dos modelos apresenta em sua formulação os parâmetros “pressão de vapor d’água no ar próximo a superfície” (e_a) e a “temperatura do ar próximo à superfície” (T_a). Nesta análise, podemos observar que o modelo de estimativa da irradiância de ondas longas, em sua formulação original e pós-parametrização, que apresentou os melhores índices estatísticos e, portanto, aquele que melhor se adaptou ao Pantanal mato-grossense, para o período estudado e para as condições de céu claro, foi o modelo de Bliss (1961).

6. BIBLIOGRAFIAS

6.1. BIBLIOGRAFIAS CITADAS

ABRAMOWITZ, G., POUYANNE, L., AJAMI, H., On the information content of surface meteorology for downward atmospheric long-wave radiation synthesis. *Geophys. Res. Lett.* 39. L04808, 2012.

ADEBAYO, Y. R. Aspects of the variation in some characteristics of radiation budget within the urban canopy of Ibadan. **Atmospheric Environment Part 13: Urban Atmosphere**, Ibadan-Nigéria, v. 24B, n. 1, p. 9-18, April, 1992.

AGUIAR, L. J. G. **Balço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia**. 2007. 70f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade de Viçosa, Viçosa, 2007.

ALADOS-ARBOLEDAS, L., JIMENEZ, J. I. Day-night differences in the effective emissivity from clear skies. **Boundary-Layer Meteorology**, Granada, Spain, v. 45, n. 1-2, p. 93-101, Oct. 1988.

ALVES, L.M. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. In. Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J., Silva, M. G. J., Silva Dias, M. A. F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. Ed. Oficina de Textos, 2009, 1ª ed. 236-241p., 2009.

ALVALÁ, R. C. S. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas)**. 1993. 152p. (INPE-5522-TDI/519) Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993.

ANDERSON, E. R. Energy-budget studies, water-loss investigations: Lake Hefner studies. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 269, p. 71–119, 1954.

ANDRÉ, J. C., BOUGEAULT, P., GOUTORBE, J. P. Regional estimates of heat and evaporation fluxes over nonhomogeneous terrain. Examples from the Hapex – Mobilhy Programme. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, n. 1-4, p. 77-108, Mar. 1990.

ANDRÉ, R. G. B., SILVA FILHO, V. P., MOLION, L. C. B., NOBRE, C. A. Balço de Radiação sobre a Floresta Amazônica (estações seca e úmida). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 2, p. 269 – 274, Dez. 1988.

ANDRÉ, R. G. B., VISWANADHAM, Y. Radiation Balance of Soybean Grown in Brazil. **Agricultural Meteorology**, v. 30, n. 3, p. 157-173, Dez.1983.

ANDREAS, E. L., ACKLEY, S. F. On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. **J. Atmos. Sci.**, v.39, p. 440– 447, 1982.

ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. **Smithsonian Miscellaneous Collection**, v. 65, p. 1-159, 1918.

ANTONINO, A. C. D. et al. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB v.5, n.2, p. 247-253, Ago. 2001.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed London: Academic Press, 2001. 402p.

BALDOCCHI, D. D., MATT, D. R., HUTHINSON, B. A., MCMILLAN, R. T. Solar radiation within an oak-hickory forest: An a evaluation of the extinction coefficients for several radiation components during fully-leafed and leafless periods. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 32, n. 3-4, p. 307-322. 1984.

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 , Nov. 1993.

BECKER, O., WEINGARTEN, D. S. A comparison of several models for separating direct and diffuse components of solar irradiation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 53, n.4, p. 347-363, fev. 1991.

BERDAHL, P., FROMBERG, R. The thermal radiance of clear skies. **Solar Energy**, v. 29, p. 299-314, Dec.1982.

BERDAHL, P., MARTIN, M. Emissivity of clear skies. **Solar Energy**, v. 32, p. 663– 664, 1984.

BERGER, X., BURIOT, D., GARNIER, F. About the equivalent radiative temperature for clear skies. **Solar Energy**, v. 32, p. 725–733, 1984.

BEYER, H. G., HENNING, H. M., LUTHER, J., SCHREITMÜLER, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, v. 47, n.5, p. 347-353, 1991.

BIUDES, M.S.; MACHADO, N.G.; DANELICHEN, V.H.M.; SOUZA, M.C.; VOURLITIS, G.L.; NOGUEIRA, J.S. Ground and remote sensing-based measurements of leaf area index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. **International Journal of Biometeorology**, v.58, v.6., p.1181-1193, 2014.

BIVONA, S., BURLON, R, LEONE, C. Instantaneous distribution of global and diffuse radiation on horizontal surfaces. **Solar Energy**, v. 46, n.4, p. 249-254, 1991.

BLISS, R. W. JR. Atmospheric radiation near the surface of the ground: a summary for engineers. **Solar Energy**, v. 5, p. 103-120, 1961.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 58, n. 247, p. 389-418, Oct. 1932.

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v. 11, n. 5, p. 742-744, Oct. 1975.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. **Dordrecht: D. Reidel**, 299p, 1982.

CAMARGO, A. P., CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, SP, v.59, n.2, p.125-137, Jul, 2000.

CAMARGO, A. P., SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.

CARRILHO SOBRINHO, F. J.; CARRILHO, S. B.; NOGUERIA, J. S.; PINTO JÚNIOR, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, Santa Maria, RS, v.12, n°12, p. 2734-2748, ago. 2013.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.J.; SILVA DIAS, M.A.F. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. **Ed. Oficina de Textos**, 2009, 1ª ed. 96-109p., 2009

CENTENO, V. M. New formulae for equivalent night sky emissivity, **Solar Energy**. v.28, p.489-498, 1982.

CHIARANDA, R. RIZZI, N. E. COLPINI, SOARES, T. S. SILVA, V. S. M. Análise da precipitação e da vazão da bacia do Rio Cuiabá. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**. v.7, n.1, p.117-122. 2012.

CLARK, G., ALLEN, C. P. The estimation of atmospheric radiation for clear and cloudy skies. **Proc. 2nd Nat. Passive Solar Conf.**, v. 2, p. 676, 1978.

COHEN, J. Statistical Power Analysis for the Behavioral Sciences. **Illsdale, NJ: Lawrence Erlbaum Associates**. 1988.

CORINGA, E. A. O.; COUTO, E. G.; PEREZ, X. L. O.; TORRADO, P. V. Atibutos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Mato-Grossense. **Acta Amazônica**, v.42, n. 1, p. 465 - 472, 2012.

CRAWFORD, T.M., DUCHON, C.E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. **Journal Applied Meteorology**, v. 38, p. 474-480, 1999.

CRUZ, D.. 1997. **Ciência e Educação Ambiental**. 20 ed. São Paulo: Editora Ática, 1997. 208 p.

CULF, A. D., GASH, J. H. C. Longwave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas. **Journal of Applied Meteorology**. v. 32, p. 539-547, Mar. 1993.

CULF, A., ESTEVES, J. L., MARQUES FILHO, A. O., ROCHA, H. R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture Amazonian. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, p. 175-191. 1996.

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

DANCEY, C.; REIDY, J. **Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows**. Porto Alegre, Artmed, 2006.

DILLEY, A. C., O'BRIEN, D. M. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, n. 549, Part A. p.1391-1401, Jul. 1998.

DUAN, Q., SCHAAKE, J., ANDR'EASSIAN, V., FRANKS, S., GOTETI, G., GUPTA, H. V., GUSEV, Y. M., HABETS, F., HALL, A., HAY, L., HOGUE, T., HUANG, M., LEAVESLEY, G., LIANG, X., NASONOVA, O. N., NOILHAN, J., OUDIN, L., SOROOSHIAN, S., WAGENER, T., WOOD, E. E. F. Model parameter estimation experiment (mopex): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops, **Journal of Hydrology**, v. 320, p. 3-17.

DUARTE, H. F.; DIAS, N.L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.139, p.171-181, 2006.

EFIMOVA, N. A. On methods of calculating monthly values of net longwave radiation (in Russian), **Meteorol. Gidrol.**, v. 10, p. 28- 33, 1961.

ELSASSER, W. M. **Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere**. Harvard: Cambridge University Press, Mass. 1942.

ERBS, D. G., KLEIN, S. A., DUFFIE, J. A. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation, **Solar Energy**, v. 28, n. 4, p. 293, 1982.

FANTIN-CRUZ, I.; GIRARD, P.; ZEILHOFER, P.; COLLISCHONN, W. AND CUNHA, C.N. Unidades fitofisionômicas em mesoescala no Pantanal Norte e suas relações com a geomorfologia. *Biota Neotrop.* Apr/Jun 2010 vol. 10, no. 2

<http://www.biotaneotropica.org.br/v10n2/pt/abstract?article+bn00410022010> ISSN 1676-0603.

FEITOSA, J. R. P. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas de pastagem e de floresta densa na Amazônia central**. 1996. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1996.

FEITOSA, J. R. P., FERREIRA DA COSTA, R., FISCH, G.; SOUZA, S. S., NOBRE, C. A. Radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. Aceito para publicação na **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 1998.

FERNANDES, I. M.; SIGNOR, C. A.; PENHA, J. Biodiversidade no Pantanal de Poconé. Cuiabá: Centro de Pesquisa do Pantanal, 2010.

FERREIRA, A. B. B. Pantanal Mato-grossense: considerações sobre a proteção constitucional para um desenvolvimento econômico sustentável. *Interações*, n.1, v. 14, p. 11 -20, 2013.

FOX, D. G. Judging air quality model performance, **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 62, p. 599–609, 1980.

GALVÃO, J. A. C. **Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1999. 125p. (INPE-7236-TDI/689). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 1999.

GARDNER, P. F., PEARCE, R. B., MITCHELL, R. L. **Physiology of crop plants**. Iowa, USA: Iowa State University Press, 1985. P. 337, 1985.

GASH, J. H. C., NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, May 1997.

GASH, J. H., NOBRE, C. A., ROBERTS, J. M., VITORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 1-14.

GASH, J. H., SHUTTLEWORTH, W. J. Tropical deforestation: albedo and surface-energy balance. **Climate Change**, v. 19, n. 1-2, p.123-134, 1991.

GAY, L. W. Radiation budgets of desert, meadow, forest, and marsh sites. **Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology**, v. 27, n. 4, p. 349-359, 1979.

GOPINATHAN, K. K. Solar sky radiation estimation techniques. **Solar Energy**, v. 49, n.1, p. 9-11, Jul. 1992.

GUPTA, S. K. A parametrization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data. **Journal of Climate**, v. 2, n. 4, p. 305-320, Apr. 1989.

GUPTA, S. K., DARNELL, W. L., WILBER, A. C. A parametrization for longwave surface radiation from satellite data: Recent improvements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 12, p. 1361-1367, Dec. 1992.

HALLIDAY, D., RESNICK, R. **Física**, parte II. Rio de Janeiro, RJ. Livro técnico, 1968. 1440 p. Cap. 27, 33; 39-46.

HARDY, D.R.; VUILLE, M.; BRAUN, C.; KEIMIG, F.; BRADLEY, R.S. Annual and Daily Meteorological Cycles at High Altitude on a Tropical Mountain. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.9, p.1899- 1913, 1998

HARTMAN, D. L. **Global physical climatology**. London: Academic Press, 1994. 411p.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; HOFMANN, G. S. O Clima da RPPN SESC Pantanal. Relatório técnico. Porto Alegre: UFRGS. 31p., 2003.

HEITOR, A., BIGA, A. J., ROSA, R. Thermal Radiation Componentes of the Energy Balance at the Ground. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 1, p. 29-48, Mar. 1991.

IDSO, S. B.. 1981. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research**, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981.

IDSO, S. B.; JACKSON R. D. Thermal Radiation from the Atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 23, p. 5397-5403, Oct. 1969.

IZIOMON, M. G.; LOHMANN, U. Optical and meteorological properties of smoke-dominated haze at the ARM Southern Great Plains central facility. **Geophysical Research Letters**, 30, 1123. 2003. doi:10.1029/2002GLO16606.

JAIN, P. C., JAIN, S., RATTO, C. F. A new model for obtaining horizontal instantaneous global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**, v. 41, n. 5, p. 397-404, 1988.

JIMENEZ, J. I., ALADOS-ARBOLEDAS, L., CASTRO-DIÉZ, Y., BALLESTER, G. On the estimation of long-wave radiation flux from clear skies. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 38, n. 1, p. 37-42, 1987.

JUNK, W. J.; NUNES DA CUNHA, C. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, 24(4):391-401, 2005.

KONZELMANN, T., VAN DE WAL, R. S. W., GREUELL, W., BINTANJA, R., HENNEKEN, E. A. C, ABEOUCHI, A. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. **Global Planet Change**, v. 9 p. 143–164. 1994.

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. Principal models of outgoing longwave radiation and 250 Mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v.7, p.1131-1143,

LEGATES, D. R., MCCABE JR, E. G. J. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation, **Water Resources Research**, v. 35 (1), p. 233–241. 1999.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa**. 1994. 135p. (INPE 5587 - TDI/549). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1994.

LI, Z., BARKER, H.W.; MOREAU, L. The variable effect clouds on atmospheric absorption of solar radiation. **Nature**, v. 376, n. 6540, p. 486–490, Aug. 1995.

LI, Z. Influence of absorbing aerosols on the inference of solar surface radiation budget and cloud absorption. **Journal of Climate**, v.11, n. 1, p. 5-17, Jan. 1998.

LI, Z.; MOREAU, L. Alteration of atmospheric solar absorption by clouds: Simulation and observation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, n. 5, p. 653–670, May. 1996.

MACHADO, N.G.; SANCHES, L.; SILVA, L.B.; NOVAIS, J.W.Z.; AQUINO, A.M.; BIUDES, M.S.; PINTO-JUNIOR, O.B.; NOGUEIRA, J.S. Soil nutrients and vegetation structure in a neotropical seasonal wetland. **Applied Ecology and Environmental Research**, v.13, p.289-305, 2015b.

MACHADO, N. J.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MÜTZENBERG, D. M. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. S.; SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. Sazonalidade do Balço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 82-91, 2016.

MAJOR, G. Estimation of the error caused by the circum-solar radiation for use with measuring global radiation as a sum of direct and diffuse radiation. **Solar Energy**, v. 48, n. 4, p. 249-252, 1992.

MANZI, A. O., SANTOS, J. M., MOLION, L. C. B. Estudos de radiação de ondas longas em floresta de terra firme na região de Manaus. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 4, 1985, Londrina. **Anais**. Londrina: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1985. v. 2, p. 113-124.

MANZI, A. O., VISWANADAM, Y., SÁ, L. D. A., ANDRÉ, R. G. B. **Um estudo sobre o balço de radiação da floresta Amazônica**. São José dos Campos: INPE, 1986. (INPE-3956-PRE/974).

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v.125, p.2759-2786, 1997.

MARQUES FILHO, A. O. Regime de radiação solar e características da vegetação – modelos de inversão. **Acta Amazônica**, v. 27, n. 2, p. 119-134, 1997.

MARSHUNOVA, M. S. Principal characteristics of the radiation balance of the underlying surface. Soviet data on the Arctic heat budget and its climatic influence. **Rand Corp. Memo**. RM-5003-PR, Santa Monica, Calif.

MAYKUT, G. A., CHURCH, P. E. Radiation climate of Barrow, Alaska. **Journal Applied Meteorology**, v. 12, p. 620–628. 1973.

MCCORMICK, P. G., SUEHRCKE, H. **Diffuse fraction correlations**. **Solar Energy**, v. 47, n.4, p. 311-312, 1991.

MCNAUGHTON, K. G. et al. Direct measurement of net radiation absorbed by a singly tree. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 62, n. 1-2, p. 87-107, Dec. 1992.

MEYERS T.P., A Comparision of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 106, p205-214. 2011

MIDDLETON, W. E. K. **Meteorological Instruments**. University of Toronto, Toronto, 1943.

MIRANDA, Leodete & AMORIM Lenice, Mato Grosso: Atlas geográfico, **ed. Entrelinhas**, 2001.

MOLION, L. C. B. Micrometeorology of an Amazonian rain forest. In: **Dickinson, R. E. ed.** The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions. **Chichester**: John Wiley, 1987. p 255-269.

MORIARTY, W. W. Estimation of diffuse from measured global solar radiation. **Solar Energy**, v. 47, n.2, p. 75-82, 1991.

NIEUWOLT, S. Tropical climatology. **Chischester**: John Wiley, 1977, 207 p.

NKEMDIRIM, L. C. A note on the albedo of surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, v. 11, n. 5, p. 867-874, Aug.1972.

NUNES DA CUNHA, C., JUNK, W.J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. – **Applied Vegetation Science**. V.7, p.103-110, 2014.

O Eco - **O que é o Bioma Pantanal**. Dicionário Ambiental. ((o))eco, Rio de Janeiro, set. 2014. Disponível em: <<http://www.oeco.org.br/dicionario-ambiental/28612-o-que-e-o-bioma-pantanal/>>. Acesso em: 29.10.2018

OGUNTOYINBO, J. S. Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surface in Nigeria. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 96, n.409, p. 430-441, 1970.

OHMURA, A. Climate and energy balance of the Arctic tundra, **Züricher Geogr. Schr.**, v. 3, p. 448. Geogr. Inst., Zürich, Switzerland. 1981.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. London: Routledge, 1987. 435p.

PADMANABHAMURTY, B.; BANDOPADHYAY, D. Radiation balance in a tropical city – Delhi (India). **Boundary – Layer Meteorology**, v. 70, n. 1 – 2, p. 197-210, July. 1994.

PARADA, A. A.; CHIQUETO, M. J. **Física**. 2 ed. São José dos Campos, SP. Scipione, 1992. 383p, v. 2.

PARMENTER, F. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.57; p.1435-1440, 1976.

PEEL, M.C., B.L. FINLAYSON, T.A. MCMAHON, 2007: Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. – *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.

PEREIRA, G. ; SILVA, M. E. S.; MORAES, E. C.; SHIMABUKURO, Y. E.; CARDOZO, F. S.; SILVA, F. B. et al. Impactos climáticos das áreas alagadas no Bioma Pantanal. In: SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL, 3., 2010, Cáceres. Anais eletrônicos... 2010b.

PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, n. 533, Part A, p. 1127-1151, July. 1996.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A.; FORTES, L. T. G.. 2010. Normais climatológicas do Brasil, 1981-2010. **INMET-2010**. Brasília, DF.

RESCHKE, G. A. **Influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em Ji-Paraná, Rondônia**. 1996. 51f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1996.

RIBEIRO, J. B. M. **Análise comparativa das características microclimáticas entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônica**. 1994. 67f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1994.

ROSS, J. **The radiation regime and architecture of plant stands**. The Hague - Boston - London: Dr. W. Junk Publishers, 1981. 391p.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**, v. 15, n. 6, p. 1649-1650, 1979.

SATYAMURTY, V. V. LAHIRI, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. *Solar Energy*, v. 48, n.1, p. 7-14, 1992.

SHUTTLEWORTH, W. I. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. B324, n. 1223, p. 299-334, 1989.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES, A., O.; FISCH, G.; SILVA, V. P.; RIBEIRO, M. N. G.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. D. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 110, v. 466, p.1163-1169, Oct. 1984.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; ROBERTS, J. M.; NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. RIBEIRO, M. N. G. Post-deforestation amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve predictions. **Journal of Hydrology**, v. 129, n. 1-4, p.71-85, Dec. 1991.

SILVA CORREIRA, F. W. **Estudo do Balanço de Radiação em Área de Policultivo na Amazônia**. 2001.137f. (INPE-8176-TDI/758). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 2001.

SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no pantanal sul mato-grossense**. 2002. 213f. (INPE-9776-TDI/860). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

STEFFEN, C. A. Técnicas radiométricas com o SPECTRON SE-590. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 8, 1996, Salvador. **Anais**. São José dos Campos, SP. INPE, 1996. V. 1, p. 9-14.

STEWART, J. B.; THOM, A. S. Energy budgets in pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 154-170, 1973.

SUGITA, M.; BRUTSAERT, W. Cloud Effect in the Estimation of Instantaneous Downward Longwave Radiation. **Water Resources Research**, v. 29, n. 3, p. 599-605, 1993.

SWINBANK, W. C. Long-Wave Radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, n. 381, p. 339-348, July. 1963.

SZEICZ, C. Solar radiation for plant growth. **The Journal of Applied Ecology**, v. 2, n. 2, p. 617-636, 1974.

TANG, Y.; REED, P.; WAGENER, E. T. How effective and efficient are multiobjective evolutionary algorithms at hydrologic model calibration?, **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 10, p. 289–307. 2006.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud wins. *Monthly. Weather Review*, v.109, p.549-610, 1981.

VISWANADHAM, Y.; MOLION, L. C. B.; MANZI, A. O.; SÁ, L. D. A.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRÉ, R. G. B.; NOGUEIRA, J. L. M.; SANTOS, R. C. Micrometeorological measurements in Amazon forest during GTE/ABLE 2A Mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D9, p. 13669-13682, Aug. 1990.

VOURLITIS, G.L.; LOBO, F.A.; BIUDES, M.S.; ORTÍZ, C.E.R.; NOGUEIRA, J.S. Spatial variations in soil chemistry and organic matter content across a *Vochysia divergens* invasion front in the Brazilian Pantanal. **Soil Science Society of America Journal**, v.75, p.1553-1560, 2011.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, p. 184-194, 1981.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin American Meteorological Society**. Boston, v. 63. n. 11. p. 1309-1313, 1982.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, H. J.; KLINK, K. M.; LEGATES, D.; O'DONNELL, R. J.; ROWE, E. C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v. 90 (C5), p. 8995–9005. 1985.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, E. K. Advantages of the mean absolute error (mae) over the root mean square error (rmse) in assessing average model performance, **Climate Research**, v. 30, p. 79–82. 2005.

YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, E. S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 204, p. 83–97. 1998.

ZAPADKA, T.; WOŹNIAK, S. B.; WOŹNIAK, B. A simple formula for Baltic Sea surface net infrared radiation flux. **Oceanology**, v. 43 (3), p. 265–277. 2001.

ZILLMAN, J. W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans. **Meteor. Stud.**, n° 26, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, p. 562. 1972.

ZOLNIER, S. **Psicrometria I** – caderno didático 13. Imprensa Universitária, Universidade Federal de Viçosa, MG. N° 13, 14 p., 1994.

6.2. BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS

AGUIAR, L. J. G. **Balanço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia**. 2007. 70f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade de Viçosa, Viçosa, 2007.

AMARAL FILHO, Z. P. Solos do Pantanal Mato-Grossense. In: Anais do 1° Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-econômicos do Pantanal, por Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro de Pesquisa agropecuária do Pantanal, Universidade

Federal de Mato Grosso do Sul. Corumbá, MS, 1984. Departamento de Difusão de Tecnologia, Brasília, DF, pp. 91-103, 1986.

BIUDES, M. S. **Balço de energia em área de vegetação mono dominante de Camará e pastagem no norte do Pantanal**. Tese (Doutorado em Agricultura Tropical) – Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, UFMT, Cuiabá, 2008.

CEBALHOS, J. C.; LIMA, W. F. A.; SOUZA, J. M. Outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere: Preliminary assessment using GOES-8 imager data. **Revista Brasileira de Geofísica**, vol. 21 (1). 2004.

COUTO, E.G.; NOVAES-FILHO, J.P.; CHIG, L.A.; MILESI, J.; Descrição e classificação de perfis do solo em experimento na RPPN SESC Pantanal, Barão de Melgaço, MT. 2008, 13p

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. 124A, p. 1391-1401. 1998.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 139, p. 171-181. 2006.

EDWARDS, J. M. SLINGO, A. Studies with a flexible new radiation code I: Choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.122, n. 531, Part A. p. 689-719, Apr 1996.

FANTIN-CRUZ, I.; PEDROLLO, O.; CASTRO, N. M.; GIRARD, P.; ZEILHOFER, P.; HAMILTON, S. K. Historical reconstruction of floodplain inundation in the pantanal (brazil) using neural networks. **Journal of Hydrology, Elsevier**, v. 399, n. 3, p. 376–384, 2011.

GALVÃO, J. A. C. **Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1999. 125p. (INPE-7236-TDI/689). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1999.

IZIOMON, M. G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**. V. 65, p.1107-1116. 2003.

KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN, S. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 143, p. 49-63. 2007.

KRUK, N. S.; VENDRAME, I. F.; ROCHA, H. R.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward logwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. **Springer-Verlag**, Published online: 24 march 2009.

MAGHRABI, A. H. **Ground based measurements of atmospheric infrared radiation from clear and cloudy skies**. 2007. 324p. Thesis submitted for the degree of doctor of philosophy at the University of Adelaide – School of Chemistry and Physics, 2007.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 3^a ed. Viçosa, Editora UFV, 2005, 422p.

SEDLAR, J., HOCK, R. Testing longwave parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären, **The Cryosphere**. Sweden, 2009. v.3, p. 75-84.

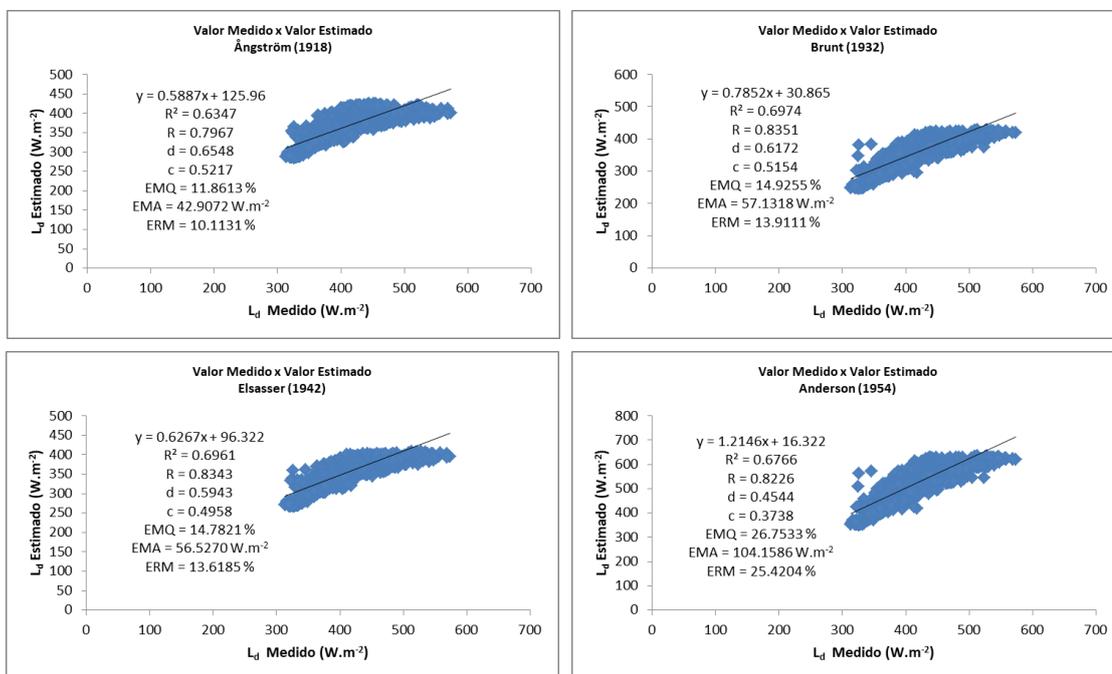
SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no pantanal sul mato-grossense**. São José dos Campos: INPE, 2002. 213p. (INPE-9776-TDI/860). 2002.

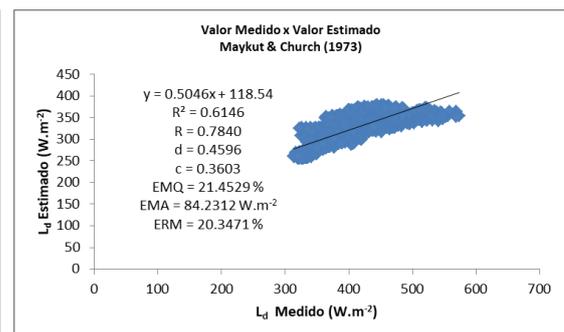
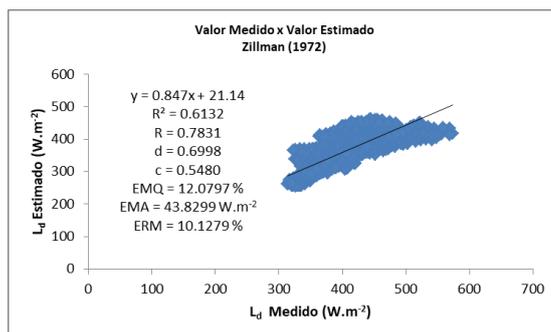
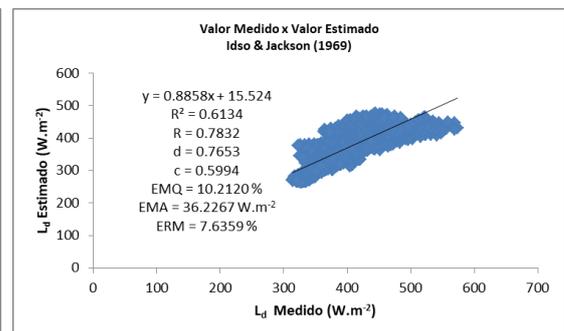
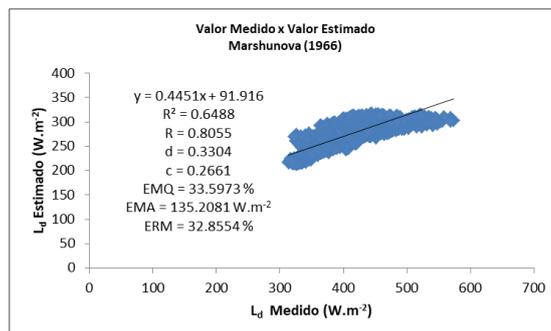
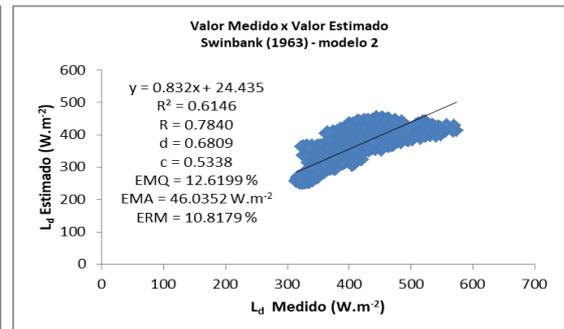
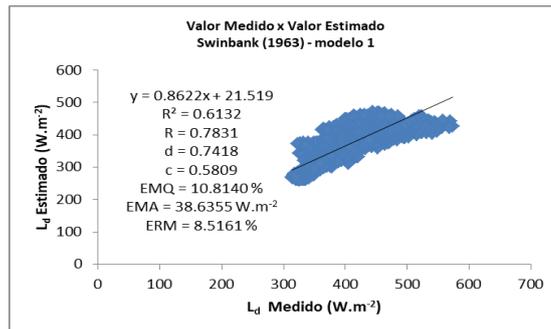
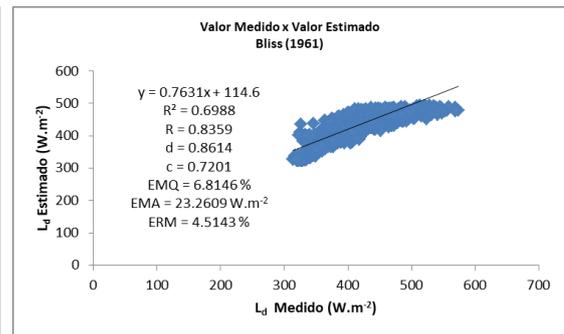
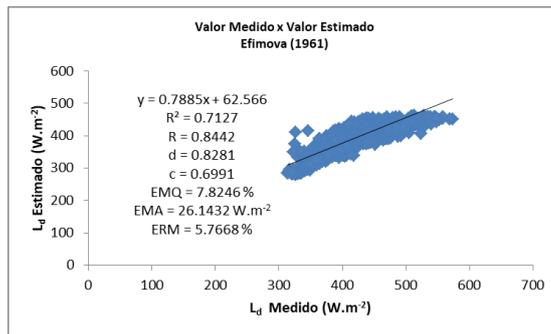
VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006.

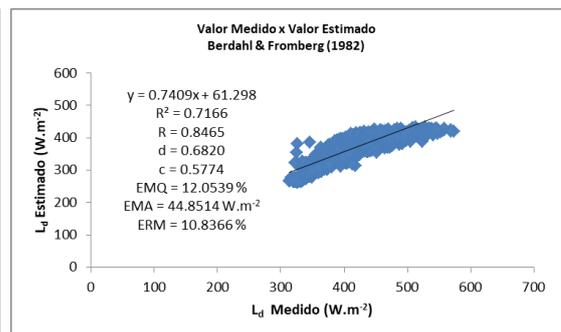
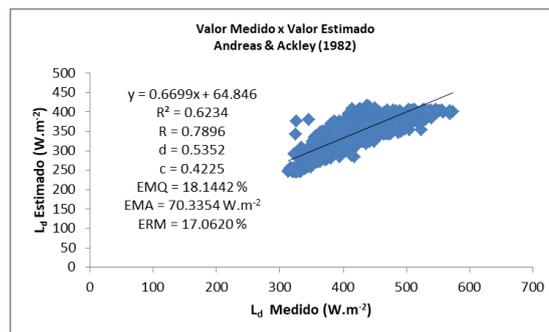
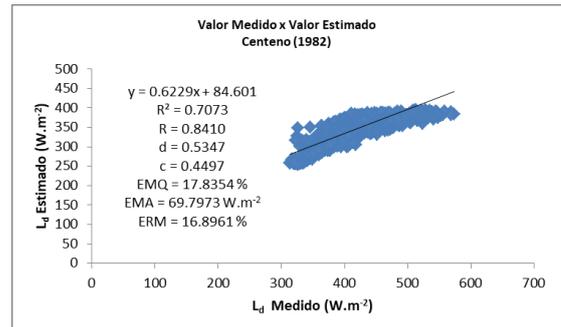
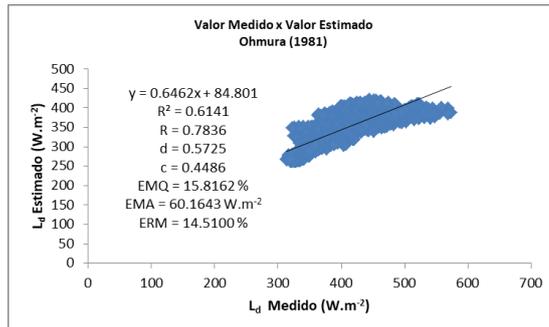
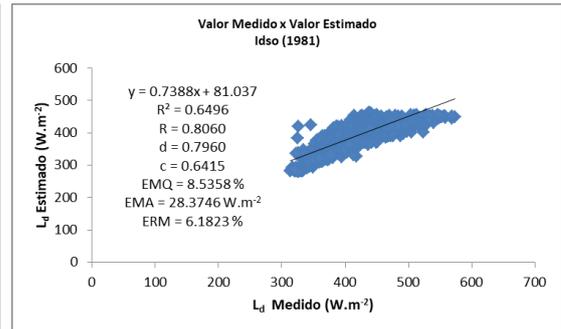
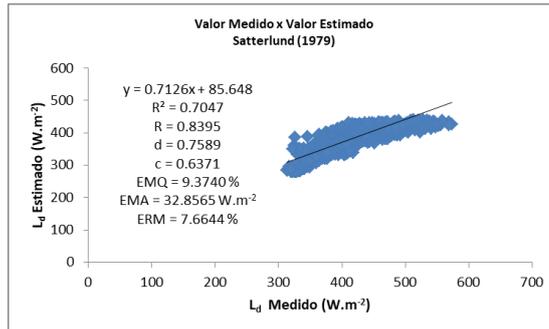
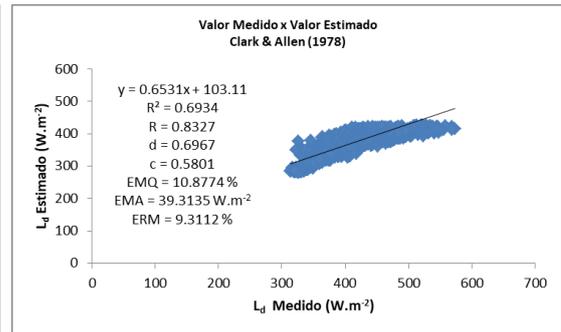
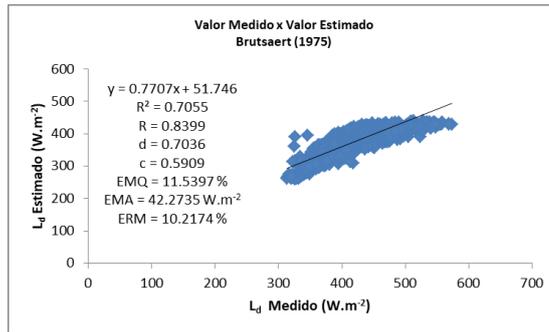
WRIGHT, J. L. New evapotranspiration crop coefficients. **Journal of the Irrigation and Drainage**, New York, v. 108, n. 1, p. 57-75, Mar. 1982.

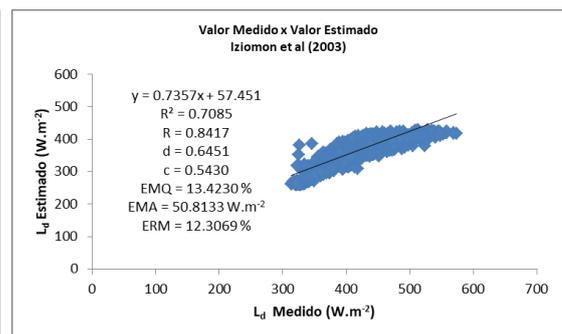
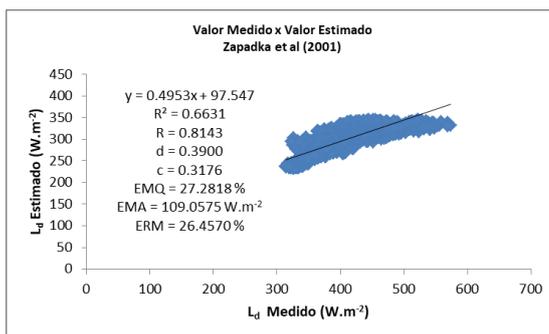
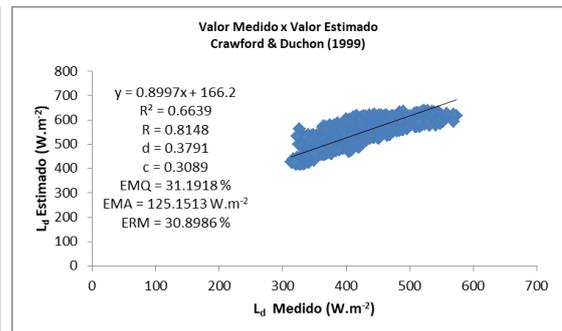
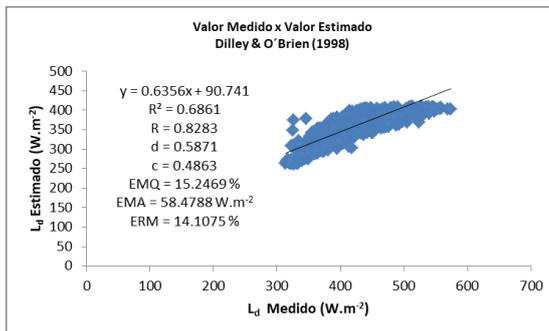
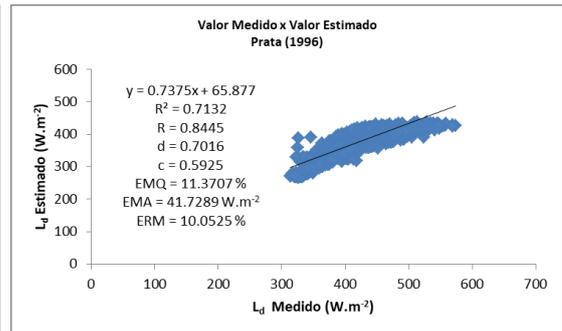
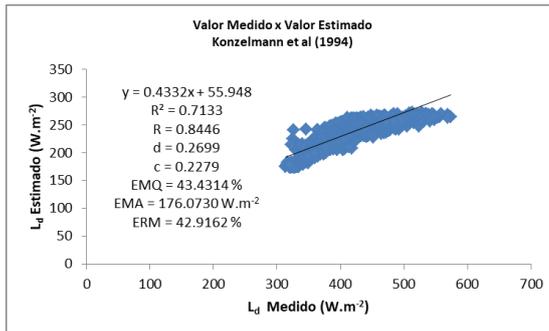
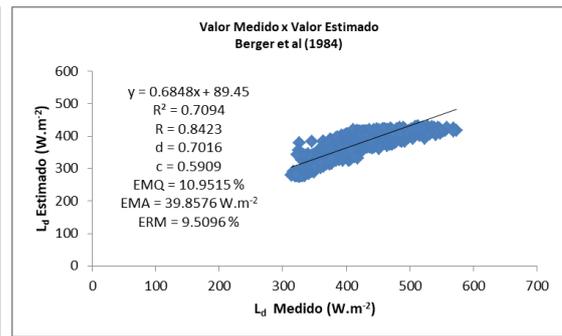
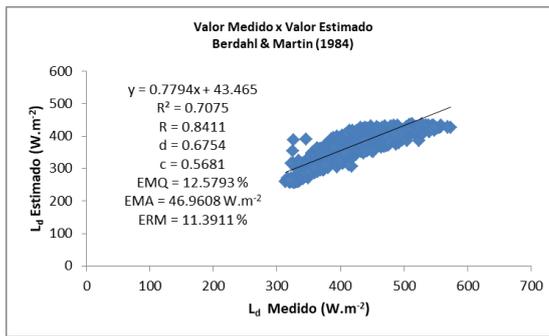
7. ANEXO

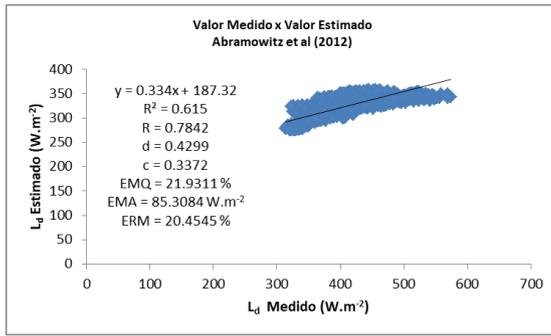
Modelos originais











Modelos parametrizados

