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

AVALIAÇÃO DE MODELOS PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NO CERRADO MATO-GROSSENSE

SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO

Orientador: **Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA**

Cuiabá, MT

Março de 2011.

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

AVALIAÇÃO DE MODELOS PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NO CERRADO MATO-GROSSENSE

SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO

Dissertação 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 Mestre em Física Ambiental.

Orientador: **Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA**

Cuiabá, MT

Março de 2011.

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte

C317a Carrilho, Soilce Beatriz de Paula.
Avaliação de modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado mato-grossense / Soilce Beatriz de Paula Carrilho. – 2011.
124 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2011.
Inclui bibliografia.

1. Radiação solar – Cerrado mato-grossense. 2. Irradiância de ondas longas. 3. Radiação de ondas longas – Cerrado mato-grossense. I. Título.

CDU 535-1:551.52(817.2)

Ficha Catalográfica elaborada pelo Bibliotecário Jordan Antonio de Souza - CRB1/2099

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: **AVALIAÇÃO DE MODELOS PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NO CERRADO MATO-GROSSENSE**

AUTORA: **SOILCE BEATRIZ DE PAULA CARRILHO**

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 31 de março de 2011, pela comissão julgadora:

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

Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo – Examinador Interno
Instituto de Física - UFMT

Profa. Dra. Carla Maria Abido Valentini - Examinadora Externa
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso – IFMT

DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado à Deus, pela saúde, pela fé e perseverança que sem isso, nada seria possível, aos meus meninos amados e fiéis escudeiros Flair e Samuel, à minha mãe e irmãos pela força e carinho incondicionais dispensados em todos os momentos e aos amigos do Programa de Pós Graduação em Física Ambiental, por me desafiarem a concluí-lo.

É o tempo da travessia...
E se não ousarmos fazê-la ...
Teremos ficado ... para sempre ...
À margem de nós mesmos...

Fernando Pessoa

AGRADECIMENTOS

À Deus;

À minha querida e amada família: Flair e Samuel e à minha mãe Nilce 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 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 MSc Flair José Carrilho Sobrinho, meu co-orientador, pela orientação concedida, pelo incentivo, empenho, dedicação, paciência e pela amizade, fatores que contribuíram de forma substancial e incentivaram a produção deste trabalho;

À Prof.ª Dra. Marta Nogueira, pela amizade, apoio e acolhimento de sempre;

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Física Ambiental e, em especial, ao professor Dr. Osvaldo Borges pelas valiosas contribuições e por compartilhar seus conhecimentos e experiências; dos quais levo grandes lições e exemplos de vida;

Aos colegas do Programa de Pós-graduação em Física Ambiental, turma 2008, pelo apoio e amizade ao longo desses anos, os quais se tornaram grandes amigos e com eles aprendi muito.

Ao Professor Dr. Marcelo Sacardi Biudes, aos Técnicos Flair José Carrilho Sobrinho e Geraldo Aparecido Rodrigues Neves e aos colegas Guilherme Barros, Oswaldo Alves (Fu) e Vicente Bellaver (in memoriam) pelo auxílio concedido nas fases iniciais do experimento e ajuda fornecida durante a coleta dos dados.

Ao Estado de Mato Grosso que por meio da Secretaria de Estado de Educação concedeu-me licença remunerada para efetivação deste.

À SEDUC e a Comissão de Qualificação Profissional pelo apoio e eficiência, e em especial ao meu amigo Dr. Fauze Nassasden, pelo carinho e otimismo.

A vocês, muito obrigado, de coração.

SUMÁRIO

SUMÁRIO **6**
LISTA DE FIGURAS ..... **VIII**
LISTA DE TABELAS ..... **X**
LISTA DE EQUAÇÕES ..... **XI**
LISTA DE SÍMBOLOS ..... **XIV**
RESUMO ..... **XVI**
ABSTRACT ..... **XVII**
1. INTRODUÇÃO **1**
1.1. PROBLEMÁTICA 1
1.2. JUSTIFICATIVA 2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA **5**
2.1. A REGIÃO DO CERRADO 5
2.2. TEMPERATURA 9
2.2.1. Noções Básicas *9*
2.2.2. Temperatura do ar à superfície *10*
2.2.3. Temperatura do ar afastado da superfície *11*
2.2.4. Oscilações da Temperatura do ar *13*
2.3. RADIAÇÃO SOLAR 16
2.3.1. Origem da Radiação Solar *16*
2.3.2. Ondas Eletromagnéticas *18*
2.3.3. Unidades de Medida da Radiação Eletromagnética *23*
2.3.4. Atmosfera Terrestre e sua Interação com a Radiação Solar *24*
2.4. RADIAÇÃO DE ONDA CURTA 35
2.5. RADIAÇÃO DE ONDA LONGA 36
2.6. BALANÇO DE RADIAÇÃO 41
3. MATERIAL E MÉTODOS **46**
3.1 ÁREA DE ESTUDO 46
3.1.1. Localização e Características Climáticas e Geográficas *46*
3.1.2. Caracterização do Solo e da Vegetação *49*
3.2. INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS 49
3.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE 54
3.4. CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS ATMOSFÉRICA 55
3.5. MODELOS PARA A ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA (L_D) 56
3.5.1. Equação proposta por Ångström (1918) e por Brunt (1932) *56*

3.5.2. Equação proposta por Elsasser (1942) *57*
3.5.3. Equação proposta por Anderson (1954) *57*
3.5.4. Equação proposta por Efimova (1961) *57*
3.5.5. Equação proposta por Bliss (1961) *58*
3.5.6. Equação proposta por Swinbank (1963) *58*
3.5.7. Equação proposta por Marshunova (1966) *58*
3.5.8. Equação proposta por Idso & Jackson (1969) *59*
3.5.9. Equação proposta por Zillman (1972) *59*
3.5.10. Equação proposta por Maykut & Church (1973) *59*
3.5.11. Equação proposta por Brutsaert (1975) *60*
3.5.12. Equação proposta por Clark & Allen (1978) *60*
3.5.13. Equação proposta por Satterlund (1979) *60*
3.5.14. Equação proposta por Idso (1981) *61*
3.5.15. Equação proposta por Ohmura (1981) *62*
3.5.16. Equação proposta por Centeno (1982) *62*
3.5.17. Equação proposta por Andreas & Ackley (1982) *62*
3.5.18. Equação proposta por Berdahl & Fromberg (1982) *63*
3.5.19. Equação proposta por Berdahl & Martin (1984) *63*
3.5.20. Equação proposta por Berger et al. (1984) *63*
3.5.21. Equação proposta por Konzelmann et al. (1994) *64*
3.5.22. Equação proposta por Prata (1996) *64*
3.5.23. Equação proposta por Dilley & O´Brien (1998) *65*
3.5.24. Equação proposta por Crawford & Duchon (1999) *65*
3.5.25. Equação proposta por Zapadka et al. (2001) *66*
3.5.26. Equação proposta por Iziomon et al. (2003) *66*
3.5.27. Classificação dos modelos quanto aos parâmetros *67*
3.6. COBERTURA DO CÉU 68
3.7. PRESSÃO DE VAPOR D'ÁGUA 69
3.8. TEMPERATURA DE PONTO DE ORVALHO 70
3.9. ANÁLISE DOS DADOS 71
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES 75
4.1. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO 75
4.2. AVALIAÇÃO DOS MODELOS 79
5. CONCLUSÃO 89
6. BIBLIOGRAFIAS 90
6.1. BIBLIOGRAFIAS CITADAS 90
6.2. BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS 100
7. ANEXO 102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da distribuição geográfica do cerrado nos estados brasileiros... 6
Figura 2: Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no cerrado. 7
Figura 3: Radiossondas 12
Figura 4: Esquema de um termograma (registro termográfico) 14
Figura 5: Médias mensais das temperaturas máxima (t_X), compensada (t_M) e mínima (t_N) do ar à superfície (°C) e da radiação global (Q) incidente (cal cm^{-2} dia^{-1}) 15
Figura 6: Curvas representativas dos valores médios mensais da temperatura compensada 15
Figura 7: Esquema do Sol mostrando sua constituição 17
Figura 8: Esquema de uma onda eletromagnética: campo elétrico (E_z), ... 19
Figura 9: Decomposição da luz branca através de um prisma 21
Figura 10: Espectro Eletromagnético 22
Figura 11: Espectro de emissão do Sol e da Terra 23
Figura 12: Zonas e Camadas da Atmosfera Terrestre 25
Figura 13: Causas das atenuações da energia solar ao atravessar atmosfera terrestre 28
Figura 14: Curva de irradiância solar mostrando a absorção da radiação 29
Figura 15: Efeito do espalhamento Rayleigh na coloração do céu 31
Figura 16: Curva espectral da radiação solar e da Terra e janelas atmosféricas, representadas pelas cores roxa, amarela, vermelha e marrom. 33
Figura 17: Distribuição média da radiação global (cal.cm^{-2}.dia^{-1}, painel superior) e da 37
Figura 18: Mapa do Brasil, Mato Grosso com a localização da área de estudo em Santo Antônio de Leverger, MT, nas coordenadas geográficas 15º43'53,65'' Sul e 56º04'18,88'' Oeste. 46
Figura 19: Mapa do Estado de Mato Grosso com a localização da área de estudo 47
Figura 20: Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda, ... 50
Figura 21: Gráfico da Integração diária da radiação global incidente (R_{gi}) em MJ.m^{-2}.dia^{-1}. 75
Figura 22: Comportamento da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo. 76
Figura 23: Gráfico de precipitação acumulada mensal. Na estação seca a precipitação acumulada foi de 153,07 mm e no período de chuva com 1440,35 mm totalizando no ano de 2009 1593,42 mm. 77
Figura 24: Evolução da cobertura do céu nos meses considerados no estudo.... 77

Figura 25: Porcentagem das categorias presentes nos vinte e oito modelos analisados. 81
Figura 26: Porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997) 82
Figura 27: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "ÓTIMO". 83
Figura 28: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "MUITO BOM" 84
Figura 29: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "BOM" 85
Figura 30: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "PÉSSIMO". 87
Figura 31: 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. 88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação de cores e faixas espectrais na região do visível..... 21
Tabela 2: Composição média do ar seco próximo ao solo, em porcentagem de volume ou ppm. 27
Tabela 3: Partículas presentes na atmosfera e respectivos tamanhos..... 30
Tabela 4– Parâmetros meteorológicos da baixada cuiabana nas quatros estações do ano 48
Tabela 5: Proposta de classificação para o valor de r 73
Tabela 6: Critério de interpretação do desempenho dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas através do índice (*c*). 74
Tabela 7: Evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados), da Temperatura média mensal (°C), da R_{gi} ($MJ.m^{-2}.mês^{-1}$) e da Precipitação mensal acumulada (mm) em cada mês do período de estudo. 78
Tabela 8: Resultados dos testes de normalidade para α = 5%: H_0 → A amostra segue uma distribuição Normal quando *p-valor* < α; H_a → A amostra não segue uma distribuição Normal quando *p-valor* > α. 79
Tabela 9: Avaliação dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas (L_d) 80
Tabela 10: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "ÓTIMO". 82
Tabela 11: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "MUITO BOM"..... 84
Tabela 12: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "BOM"..... 85
Tabela 13: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "PÉSSIMO". 86

LISTA DE EQUAÇÕES

EQUAÇÃO 01 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 1ª etapa.....18
EQUAÇÃO 02 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 2ª etapa.....18
EQUAÇÃO 03 – Reação nuclear na fusão do núcleo de Hidrogênio em núcleo de hélio – 3ª etapa.....18
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.....54
EQUAÇÃO 08 – Balanço de radiação de ondas curtas.....54
EQUAÇÃO 09 – Balanço de radiação de ondas longas.....54
EQUAÇÃO 10 – Lei de Stefan-Boltzmann.....55
EQUAÇÃO 11 – Saldo de Radiação.....55
EQUAÇÃO 12 – Radiação de ondas longas da atmosfera.....55
EQUAÇÃO 13 – Equação de Ångström (1918).....56
EQUAÇÃO 14 – Equação de Brunt (1932).....56
EQUAÇÃO 15 – Equação de Elsasser (1942).....57
EQUAÇÃO 16 – Equação de Anderson (1954).....57
EQUAÇÃO 17 – Equação de Efimova (1961).....57
EQUAÇÃO 18 – Equação de Bliss (1961).....58
EQUAÇÃO 19 – Equação de Swinbank (1963) modelo 1.....58
EQUAÇÃO 20 – Equação de Swinbank (1963) modelo 2.....58
EQUAÇÂO 21 – Equação de Marshunova (1966).....59
EQUAÇÃO 22 – Equação de Idso & Jackson (1969).....59
EQUAÇÃO 23 – Equação de Zillman (1972).....59

EQUAÇÃO 24 – Equação de Maykut & Church (1973).....59
EQUAÇÃO 25 – Equação de Brutsaert (1975).....60
EQUAÇÃO 26 – Equação de Clark & Allen (1978).....60
EQUAÇÃO 27 – Equação de Satterlund (1979).....61
EQUAÇÃO 28 – Equação de Idso (1981).....61
EQUAÇÃO 29 – Equação de Ohmura (1981).....62
EQUAÇÃO 30 – Equação de Centeno(1982).....62
EQUAÇÃO 31 – Equação de Andreas & Ackley (1982).....62
EQUAÇÃO 32 – Equação de Berdahl & Fromberg (1982).....63
EQUAÇÃO 33 – Equação de Berdahl & Martin (1984).....63
EQUAÇÃO 34 – Equação de Berger et al (1984).....64
EQUAÇÃO 35 – Equação de Konzelmann (1994).....64
EQUAÇÃO 36 – Equação de Prata (1996).....64
EQUAÇÃO 37 – Equação de Dilley & O'Brien (1998).....65
EQUAÇÃO 38 – Equação de Crawford & Duchon (1999).....65
EQUAÇÃO 39 – Equação de Zapadka et al (2001).....66
EQUAÇÂO 40 – Equação de Iziomon et al(2003).....66
EQUAÇÃO 41 – Índice de claridade (K_t).....68
EQUAÇÃO 42 – Radiação no topo da atmosfera.....68
EQUAÇÃO 43 – Fator de correção da excentricidade da órbita terrestre.....68
EQUAÇÃO 44 – Ângulo solar diário em graus.....69
EQUAÇÃO 45 – Ângulo solar em graus.....69
EQUAÇÃO 46 – Declinação solar em graus.....69
EQUAÇÃO 47 – Pressão de saturação de vapor d'água.....69
EQUAÇÃO 48 – Pressão parcial de vapor d'água no ar.....69
EQUAÇÃO 49 – Temperatura do ponto de orvalho.....70
EQUAÇÃO 50 – Função $\alpha(T_a,R_H)$ para a equação da temperatura do ponto de orvalho.....70
EQUAÇÃO 51 – Temperatura do ponto de orvalho.....70
EQUAÇÃO 52 – Erro quadrático médio.....72
EQUAÇÃO 53 – Erro médio absoluto.....72
EQUAÇÃO 54 – Erro relativo médio.....72

EQUAÇÃO 55 – Coeficiente de correlação de Pearson.....72
EQUAÇÃO 56 – Índice de concordância de Willmott (1982).....73
EQUAÇÃO 57 – Índice de confiança de Camargo & Camargo (2000).....73

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
℃	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
H_e	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
PARi	radiação fotossinteticamente ativa incidente
PARr	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
Rn	saldo de radiação
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
Ur_{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

RESUMO

CARRILHO, S.B.P. ***Avaliação de modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado mato-grossense.*** 2011. 133f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

Este trabalho tem por objetivo geral avaliar os modelos para a estimativa da radiação de onda longa atmosférica (L_d) no cerrado 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 optou-se neste trabalho, analisar 28 modelos para a estimativa da L_d. Os dados foram obtidos através de equipamentos instalados em uma torre de 19 metros na fazenda Miranda (15° 43' 53,65" Sul e 56° 4' 18,88" Oeste), no município de Santo Antônio de Leverger – MT, entre os meses de junho e julho; e outubro e novembro de 2009. 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, consequentemente, os melhores índices de desempenho. Dos 28 modelos analisados 46 % tiveram desempenho "ÓTIMO", 18 % "MUITO BOM", 11 % "BOM, 3 % "SOFRÍVEL", 4 % "MAU" e 18 % "PÉSSIMO". Nesta 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 cerrado mato-grossense, para o período estudado e para as condições de céu claro, foi o modelo de Satterlund (1979).

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

ABSTRACT

CARRILHO, S.B.P. ***Evaluation Models for estimating the longwave radiation atmospheric in the Cerrado mato-grossense.*** 2011. 133f. Dissertation (Masters in Environmental Physics), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

This study aims at evaluating the models for estimating the atmospheric longwave radiation (L_d) in the cerrado of Mato Grosso, considering the coverage of the sky in clear-sky conditions. Taking into account that measurements of L_d are rare, and that this parameter is often obtained indirectly through various models available in the literature, is that we chose in this work to analyze 28 models to estimate the L_d. Data were obtained through equipment installed in a tower 19 meters on the farm Miranda (15 ° 43 '53.65 "South and 56 ° 4' 18.88" W), in Santo Antônio de Leverger – MT, between the months of June and July, and October and November 2009. Estimates of L_d obtained from these formulations, those with best performing ones were the ones with the smallest statistical errors, the highest coefficients of determination (r^2) and the highest Pearson correlation coefficients (r) indicating a strong correlation between the estimated values and measured, the best concordance index and therefore the best index of performance. Of the 28 models surveyed 46% had performance "GREAT," 18% "VERY GOOD" 11% "GOOD, 3% " LOW RATING", 4% "BAD" and 18% "VERY BAD". In this analysis, we note that the model of estimating long-wave atmospheric radiance, in its original formulation, which showed the best statistical indices and, therefore the one that best has adapted to the cerrado mato-grossense, for the period studied and for the conditions clear sky, was the model Satterlund (1979).

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

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

O Cerrado é considerado a savana tropical mais diversa do mundo, sendo o segundo bioma em extensão no Brasil e representando cerca de 23% do território nacional, com uma área de 204,7 milhões de hectares.

A partir da década de 60, foi iniciado um processo de antropização da região devido à mudança da capital federal para a região Centro-Oeste e a concessão de incentivos fiscais para a implantação de projetos agropecuários. Com isso, a ocupação da região dos Cerrados tem levado a problemas ambientais devido a não utilização de tecnologias adequadas e a grande extensão territorial das ocupações.

A sociedade, nos últimos anos, tem manifestado grande preocupação com os problemas ambientais, decorrentes da intensificação no uso de recursos e ambientes naturais associados ao processo produtivo com inapropriadas práticas de uso e manejo.

Por exemplo, o desmatamento e as queimadas podem causar problemas como a perda de solos por erosão, poluição hídrica e atmosférica, perda de biodiversidade, além da alteração no microclima local (MANTOVANI E PEREIRA, 1998; KLINK E MACHADO, 2005).

Em consequência, o ambiente físico (componentes climático, hidrológico e solo), biótico (fauna e flora) e socioeconômico vem sendo, constantemente, submetido a crescente pressão antropogênica, com efeitos que se traduzem em alterações de propriedades, estruturas, funções, inter-relações e sinergismos. Estas alterações se refletem em uma diminuição de potencialidades, restrições e condições socioeconômicas que viabilizariam o máximo sustentável do meio ambiente, com efeitos sociais relevantes.

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, fundamentais para subsidiar o desenvolvimento autossustentado.

Portanto, 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, vem intensificando a destruição dos recursos naturais e alterando o ciclo de vida tanto da flora quanto da fauna.

Pode-se dizer que, se não ocorrer uma mudança consciente no modo como as pessoas usam os recursos e ambientes naturais, nossas interferências no planeta serão irreversíveis e conduzirão a consequências desastrosas.

Neste sentido, o conhecimento da quantidade de radiação solar que chega a um determinado ponto da superfície terrestre é de grande importância para as diversas atividades humanas, principalmente aquelas que tratam do aproveitamento dos recursos naturais, visto que a radiação solar é a principal fonte de energia disponível para todos os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no sistema terra-atmosfera, além de interferir em outros elementos meteorológicos como a evaporação, evapotranspiração, temperatura, umidade relativa e outros.

1.2. JUSTIFICATIVA

A radiação solar ao penetrar na atmosfera sofre uma série de processos, provocando várias modificações, pois uma grande 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 medir e identificar os efeitos que as atividades antropogênicas podem provocar no tempo e no clima da região 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 Cerrado.

O fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera é uma importante componente da troca radiativa no nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia.

Estes fluxos de radiação são de grande importância em estudos meteorológicos e climatológicos bem como em projetos com a finalidade de prever seus balanços térmicos e consequentes climas internos.

Diferentes formulações têm sido propostas para estimar a radiação de onda longa da atmosfera à superfície terrestre mesmo havendo instrumentos para medir a radiação de onda longa da atmosfera.

Esta não é uma medida fácil de obter, 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.

Métodos empíricos e analíticos estimam a 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.

Assim como na Floresta Amazônica e no Pantanal, no Cerrado 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, portanto, a utilização de equações analíticas e/ou empíricas para estimativa da irradiância de ondas longas tornou-se um modo alternativo largamente utilizado.

Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar 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 na área do cerrado mato-grossense chamado "cerrado stricto sensu".

Os objetivos específicos para este estudo foram: cálculo da irradiância de ondas longas através da equação do balanço de radiação utilizando-se dos dados micrometeorológicos medidos; cálculo do índice de claridade (k_T); 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.

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 CERRADO

O cerrado constitui o segundo maior bioma do Brasil ocupando uma área de aproximadamente 2.10^6 km^2 (Figura 1) e abrigando um rico patrimônio de recursos naturais renováveis adaptados às condições climáticas, edáficas e ambientais que determinam a sua existência. O cerrado é uma savana tropical na qual uma vegetação rasteira, formada principalmente por gramíneas, pequenas palmeiras e pequenas árvores estruturadas de aparência retorcida. Em Mato Grosso a área ocupada por este bioma é de aproximadamente 300 mil km², o equivalente a 34% do território estadual e encontram-se as nascentes de duas, das três maiores bacias hidrográficas da América do Sul (Amazônica e Tocantins), o que resulta em um elevado potencial aquífero e favorece a sua biodiversidade.

Figura 1: Mapa da distribuição geográfica do cerrado nos estados brasileiros
Fonte: http://saude.abril.com.br/edicoes/0296/nutricao/conteudo_289088.shtml acessado em 22/03/2011.

Um estudo da EMBRAPA e CIAT (Centro Internacional de Agricultura Tropical) identificou cerca de 25 unidades fisiográficas distintas e mais de 70 sistemas de terras diferentes para o cerrado. Contudo, ele é normalmente estruturado em cinco categorias principais (COUTINHO, 1978). Uma representação das diferentes fisionomias da vegetação do cerrado é apresentada na figura 2. De acordo com RIBEIRO & WALTER (1998), Eiten (1983), existem 5 tipos de variações fisionômicas do cerrado: campo limpo, campo sujo, campo cerrado, cerrado *sensu stricto* e cerradão, as definições dessas diferentes categorias são as seguintes:

Figura 2: Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no cerrado.
Fonte: http://www.estadao.com.br/noticias/vidae,monoculturas-soterram-a-biodiversidade,441495,0.htm. Acesso em: 19/03/11

Cerradão - é uma formação florestal com aspectos xeromórficos. Caracteriza-se pela presença de espécies que ocorrem no cerrado *sensu stricto* e também nas florestas tropicais. A copa das árvores é predominantemente contínua e a cobertura arbórea varia de 50 a 90%. A altura média do estrato arbóreo varia de 8 a 15 metros, possibilitando condições de iluminação que promovem a formação de estratos arbóreos e herbáceos diferenciados.

Cerrado sensu stricto - caracteriza-se pela presença de árvores baixas, tortuosas e com ramificações irregulares e retorcidas. Os arbustos são esparsos. Apresenta dossel descontínuo com uma vegetação predominantemente arbóreo arbustiva, com cobertura arbórea de 20 a 50% e altura média de 3 a 6 metros.

Campo cerrado - é um subtipo de vegetação arbóreo-arbustiva, com cobertura arbórea na faixa de 5 a 20% e altura média de 2 a 3 metros.

Campo sujo – é uma estrutura fisionômica exclusivamente herbáceo arbustiva, com arbustos esparsos e subarbustos que são, às vezes, formados pelos tipos menos desenvolvidos no cerrado *sensu stricto.* A vegetação lenhosa apresenta altura média de 2 metros e cobre menos que 5%.

Campo limpo – é uma fisionomia predominantemente herbácea, com arbustos raros e ausência completa de árvores. A área restante é coberta por formas fisionômicas menos representativas, tais como, campo úmido, campo rupestre, veredas, matas ciliares e matas de galerias, entre outras.

Com o avanço do antropismo vastas áreas de cerrado foram desmatadas e convertidas em pastagem, culturas de soja, arroz, cana-de-açúcar, etc, ao ponto que atualmente só 20% da área do cerrado é restante e menos de 2% estão em áreas de proteção (MITTERMEIER et al., 2000).

A conversão de áreas de Cerrado para pastagem deve trazer profundas modificações no funcionamento do ecossistema, sendo a biomassa subterrânea e sua distribuição, em conjunto com as alterações do índice de área foliar dos ecossistemas, o albedo, a rugosidade da superfície e a interceptação direta da precipitação pela vegetação, importantes fatores responsáveis por tais modificações (HOFFMAN & JACKSON 2000, JACKSON et al. 2000).

A maior parte do cerrado está localizada na região tropical, com uma temperatura média mensal superior a 18 ºC. A precipitação varia de 600 a 2.200 mm, com cerca de 90% ocorrendo no período de outubro a abril (estação chuvosa).

Durante a estação das chuvas há uma grande produção de biomassa, especialmente gramas e gramíneas. Na estação seca, a maior parte da vegetação gramínea está inativa e a maior parte da sua biomassa aérea morre e seca (KLINK & SOLBRIG, 1996), favorecendo a ocorrência de incêndios.

Atualmente, a principal causa de queimadas no cerrado está associada a práticas agrícolas ou de pastagens; ou seja, o corte raso de áreas extensas para promover o crescimento de culturas, especialmente a soja (ALHO & MARTINS, 1995) e para o gerenciamento de pastagens naturais ou plantadas (COUTINHO, 1990). A recorrência das queimadas no cerrado depende da forma fisionômica e do tipo de manejo praticado na área.

A temperatura média anual fica em torno de 22-23ºC (as médias mensais apresentam pequena estacionalidade). As máximas absolutas mensais não variam muito ao longo dos meses do ano, podendo chegar a mais de 40ºC. Já as mínimas absolutas mensais variam bastante, atingindo valores próximos ou até abaixo de zero nos meses de maio, junho e julho. A ocorrência de geadas no Domínio do Cerrado também é observada na porção meridional e em áreas elevadas.

Em geral, a precipitação média anual fica entre 1200 e 1800 mm. Ao contrário da temperatura, a precipitação média mensal apresenta uma grande estacionalidade, concentrando-se nos meses de primavera e verão (outubro a março),

que é a estação chuvosa. Curtos períodos de seca, denominados de veranicos, ocorrem em meio a esta estação das chuvas. A estação seca apresenta de 3 a 5 meses de duração. No início deste período a ocorrência de nevoeiros é comum nas primeiras horas das manhãs, formando-se grande quantidade de orvalho sobre as plantas e umedecendo o solo. Já no período da tarde, os índices de umidade relativa do ar caem bastante, podendo baixar a valores extremamente baixos, próximo de, apenas, 15%. Entretanto, a água não parece ser um fator (SETTE, 2005).

A radiação solar no Domínio do Cerrado é geralmente bastante intensa, podendo reduzir-se devido à alta nebulosidade, nos meses excessivamente chuvosos do verão. Por esta possível razão, em certos anos, outubro costuma ser mais quente do que dezembro ou janeiro. Como o inverno é seco, quase sem nuvens, e as latitudes são relativamente pequenas, a radiação solar nesta época também é intensa, aquecendo bem as horas do 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. (SETTE, 2000).

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

O que é Temperatura? - 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.

Temperatura, portanto, 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 *temperatura do ar à superfície* e *temperatura do ar à sombra* são usadas em meteorologia, de modo equivalente, para traduzir a temperatura reinante 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.

Para fins climatológicos, seria interessante 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 prende-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.

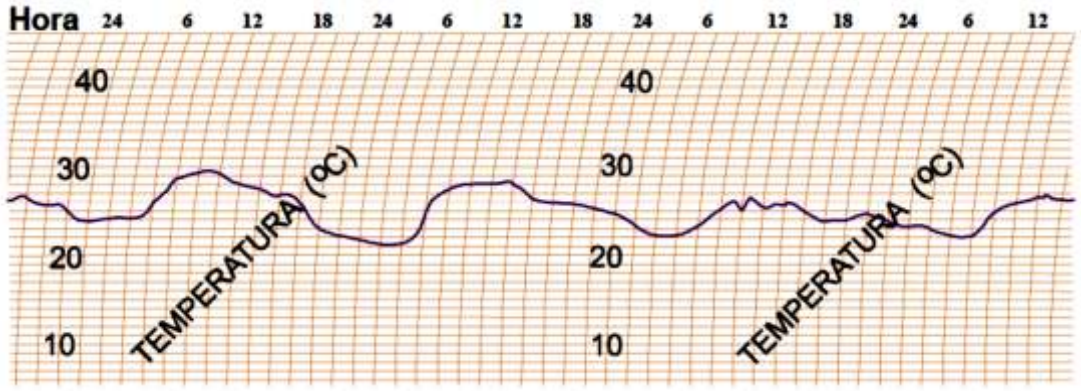


Figura 4: Esquema de um termograma (registro termográfico)
Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 69
2ª Edição – Recife 2006

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.

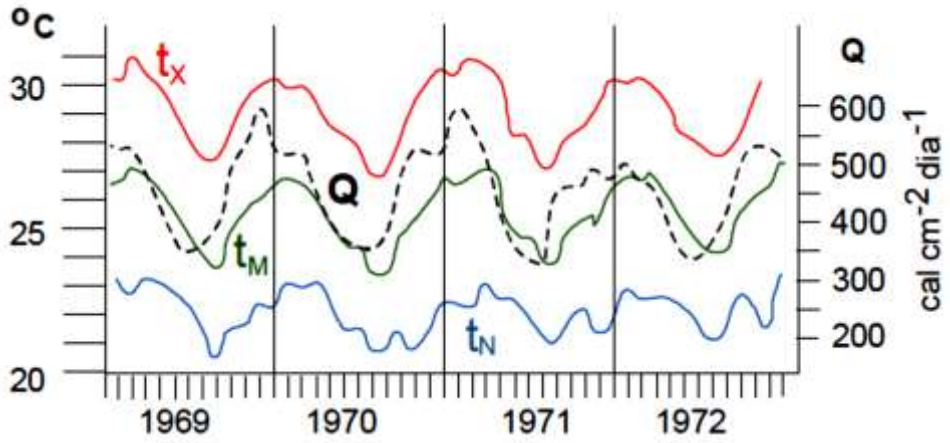


Figura 5: Médias mensais das temperaturas máxima (t_X), compensada (t_M) e mínima (t_N) do ar à superfície (°C) e da radiação global (Q) incidente (cal cm^{-2} dia^{-1})
no Recife (8° 11' S, 34° 55' W, 4 m), entre 1969 e 1972.
Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 76
2ª Edição – Recife 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.

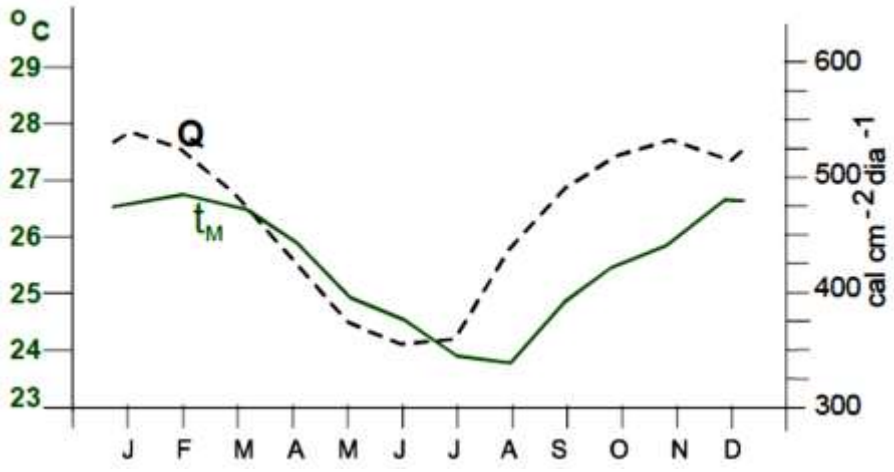


Figura 6: Curvas representativas dos valores médios mensais da temperatura compensada (t_m °C) e da energia solar (Q cal cm^{-2} dia^{-1}) incidente no
Recife (8° 11' S, 34° 55' W, 4 m), entre 1969 e 1972.
Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 76 - 2ª Edição – Recife 2006

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 x 10^6 km. Possui uma massa em torno de 1,99 x 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.

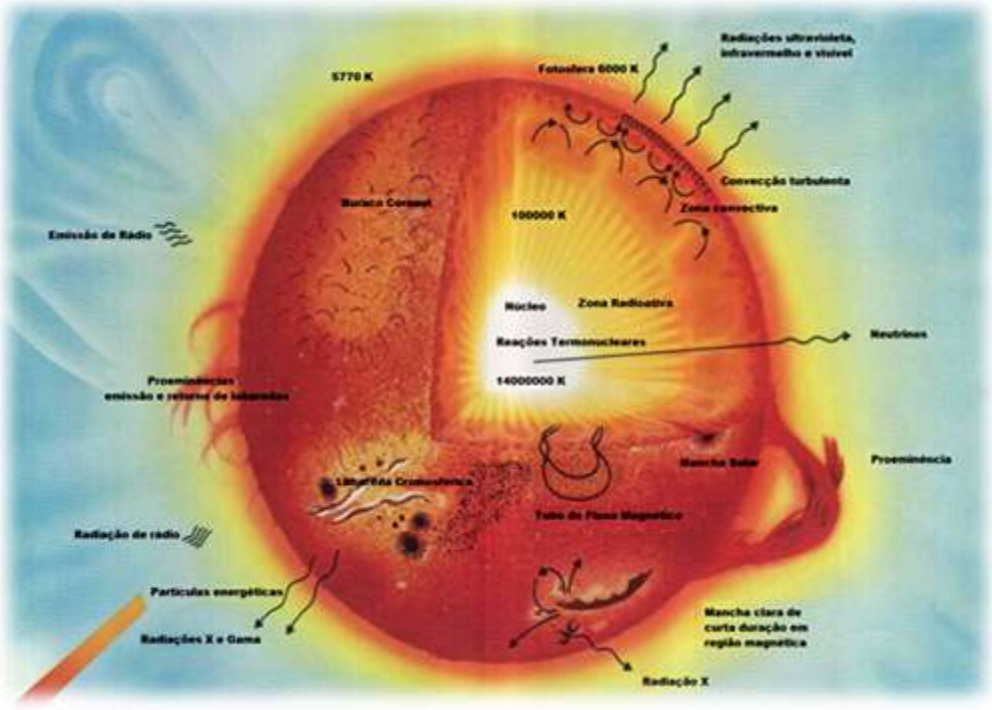


Figura 7: Esquema do Sol mostrando sua constituição
Fonte: Adaptação da figura encontrada em http://www.solarviews.com/raw/sun/sundiag.jpg

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 ***pósition (elétron positivo)*** localizado no núcleo do átomo.

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

$$H_1^1 + H_1^1 \xrightarrow[\Delta]{} H_1^2 + radiação \quad (1)$$

hidrogênio hidrogênio deutério

$$H_1^2 + H_1^1 \xrightarrow[\Delta]{} He_2^3 \quad (2)$$

deutério hidrogênio hélio (instável)

$$He_2^3 + H_1^1 \xrightarrow[\Delta]{} He_2^4 + radiação \quad (3)$$

hélio hidrogênio hélio
(instável) (estável)

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

2.3.2. Ondas Eletromagnéticas

Na física clássica, mais especificamente nos capítulos 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 tomo 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).

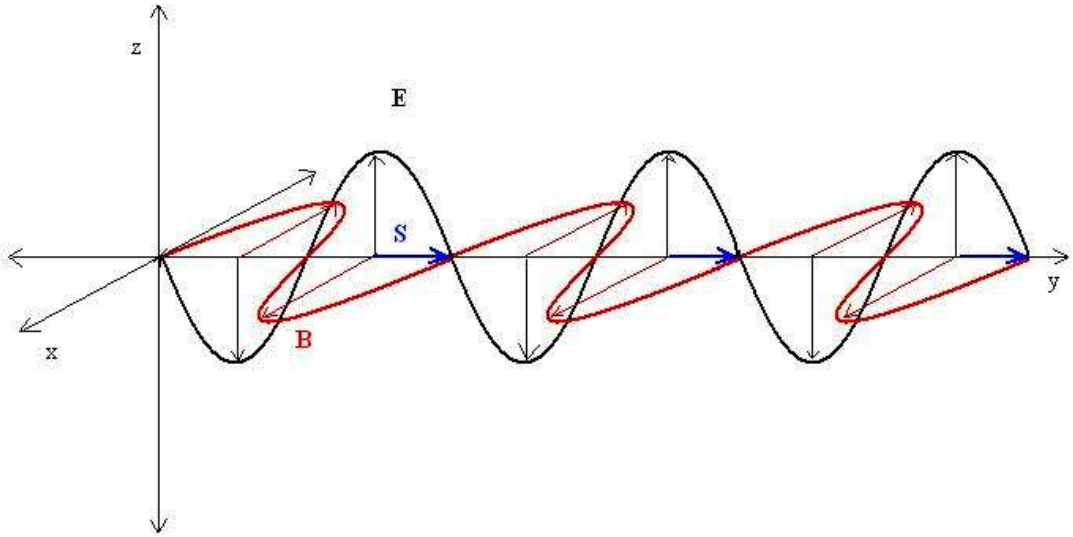


Figura 8: Esquema de uma onda eletromagnética: campo elétrico (E_z), campo magnético (B_x) e sentido de propagação (S_y).
Fonte: Figura encontrada em "http://static.infoescola.com/wp-content/uploads/2010/01/art32_fig01_dispersao_da_luz.JPG"

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 constituida 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.

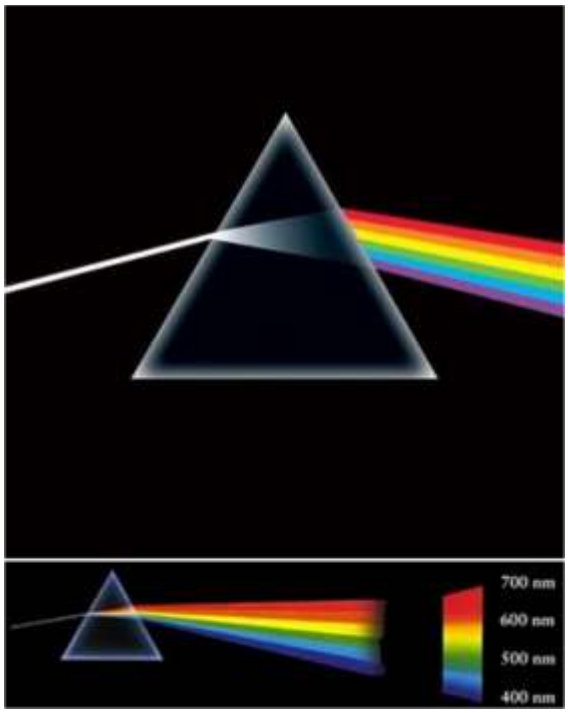


Figura 9: Decomposição da luz branca através de um prisma

Fonte: Composição das figuras encontradas 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 mm. 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 x 10^6 µm (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).

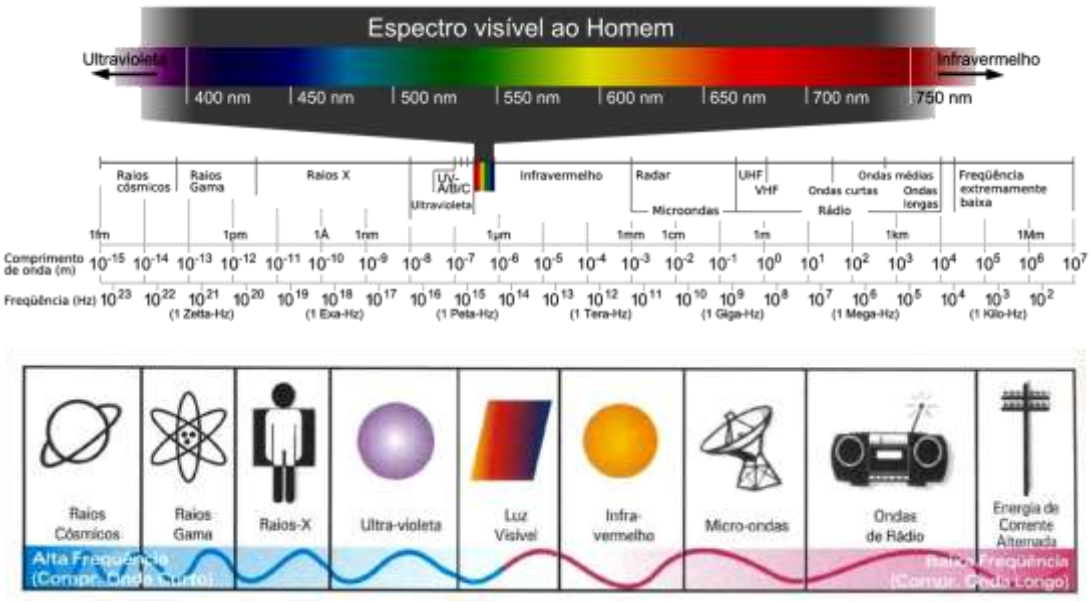


Figura 10: Espectro Eletromagnético

Fonte: Composição de figuras encontradas em "http://www.pion.sbfisica.org.br/pdc/var/eznewsletter_site/storage/images/multimidia/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.

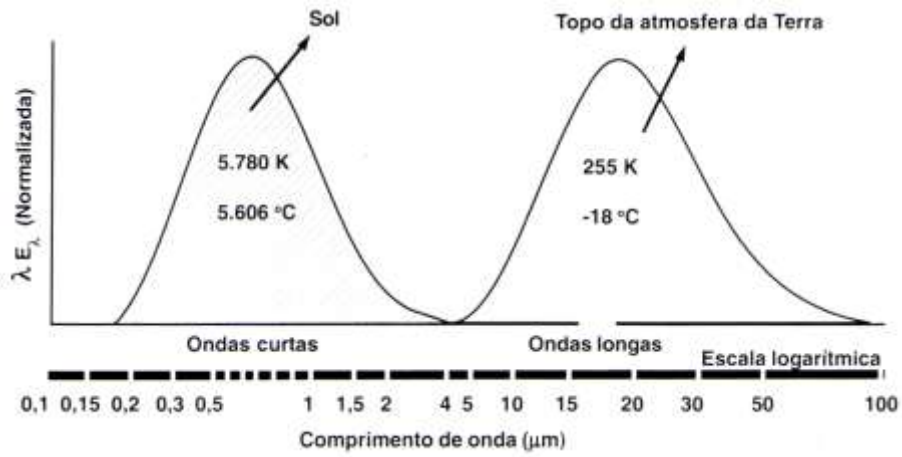


Figura 11: Espectro de emissão do Sol e da Terra
Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 24.

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 nm = 0,000000001 m ou

10^{-9} m), micro metro (1 µm = 0.000001 m ou 10^{-6} m) e ângström (1 Å = 0,0000000001 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 polegada 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.

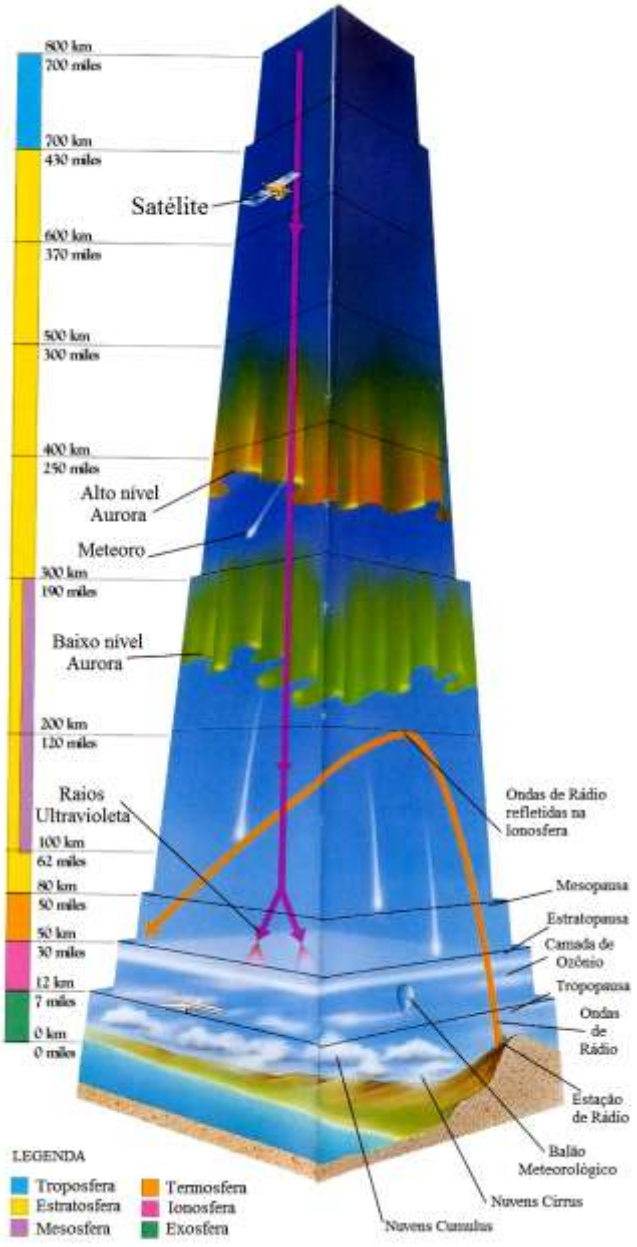


Figura 12: Zonas e Camadas da Atmosfera Terrestre
Fonte: Adaptação da figura encontrada em http://mediatheek.thinkquest.nl/~ll125/images/atmos.jpg

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 (03), 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. E 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_2O)	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)	6×10^{-12} ppm
Metano (CH_4)	2,000 ppm		
Óxido Nitroso (N_2O)	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 $cal.cm^{-2}.min^{-1}$, 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 $W.m^{-2}$, com variação de 0,3% durante o ciclo solar de 11 anos (1.364,55 a 1.367,86 $W.m^{-2}$). 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.

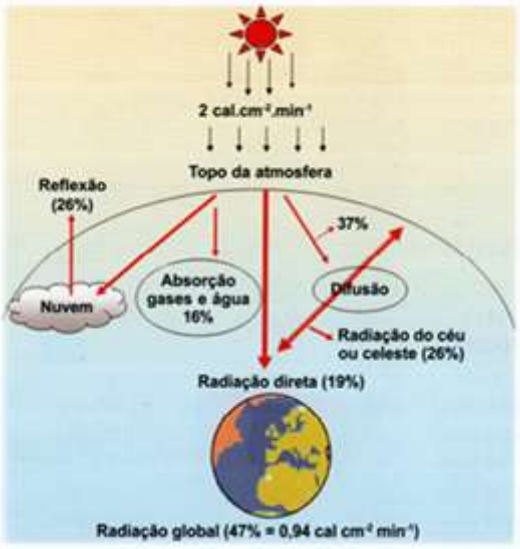


Figura 13: Causas das atenuações da energia solar ao atravessar atmosfera terrestre
Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 36.

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 $cal.cm^{-2}.min^{-1}$.

Assim, do total que chega ao topo da atmosfera somente 47% atinge a superfície terrestre. Esta radiação recebe o nome de radiação global incidente (Rg_i) e equivale, em média, a 0,94 $cal.cm^{-2}.min^{-1}$. 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 nm, conforme é mostrado na figura 14.

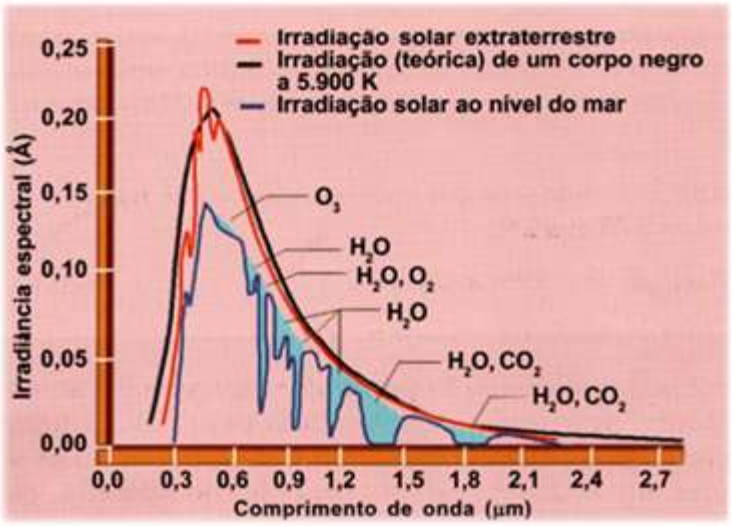


Figura 14: Curva de irradiância solar mostrando a absorção da radiação pelos gases e vapor de água.
Fonte: http://br.geocities.com/kawakami.enc/

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	Variação 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 $E = l/\lambda 4$. 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).

(a) (b)

Figura 15: Efeito do espalhamento Rayleigh na coloração do céu
Fonte: Combinação de figuras encontradas em "http://4.bp.blogspot.com/_7KRdS9C0_ls/TFsuvi-QJLI/AAAAAAAADYY/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 l/λ^2. Se o diâmetro for da ordem de 3/2 de λ, o espalhamento será proporcional a l/λ.

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 (0_3) e oxigênio (0_2), responsáveis pela absorção da radiação na região do ultravioleta; e vapor de água, dióxido de carbono ($C0_2$) e óxido nitroso (N_20), 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.

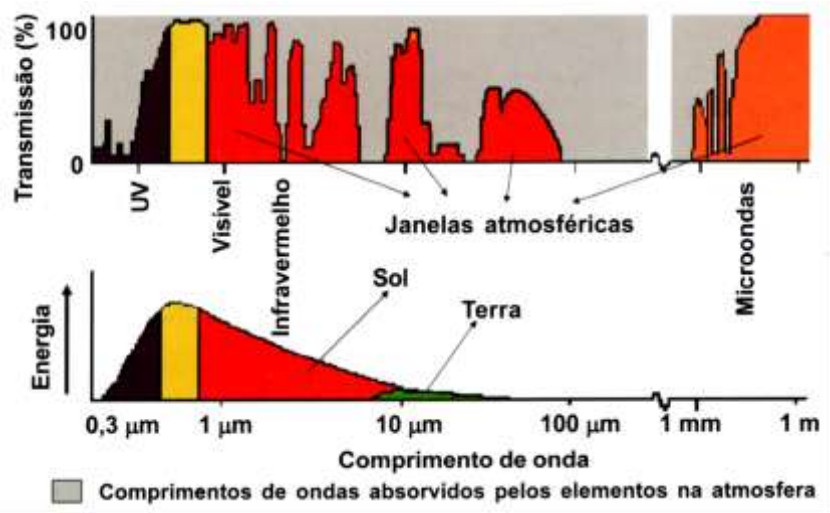


Figura 16: Curva espectral da radiação solar e da Terra e janelas atmosféricas, representadas pelas cores roxa, amarela, vermelha e marrom.
Fonte: Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação – Maurício Alves Moreira – Viçosa – MG, Editora UFV, 2005 – página 39.

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:

$$\eta_1 . sen\theta_1 = \eta_2 . sen\theta_2 \quad (5)$$

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:

$$sen\theta_1 = \eta . sen\theta_2 \quad (6)$$

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, η = 1,6; entre o ar e a água a 25 °C, η = 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 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, consequentemente, menor insolação) mudam de uma área para outra e, frequentemente, de um ano para outro, no mesmo local.

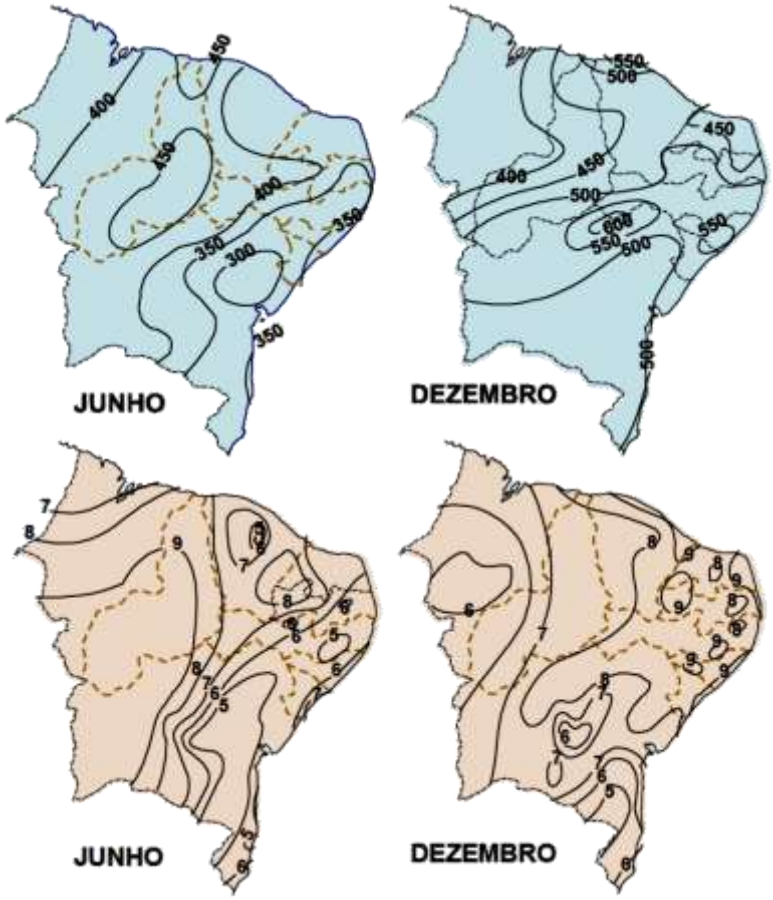


Figura 17: Distribuição média da radiação global (cal.cm^{-2}.dia^{-1}, painel superior) e da insolação (horas, painel inferior) no Nordeste do Brasil, em junho e dezembro.
Fonte: Meteorologia e Climatologia – Varejão – página 204
2ª Edição – Recife 2006

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 àquelas 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.

Diferentes formulações têm sido propostas para estimar 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 mostraram que embora as medidas apresentassem erros durante ao período diurno, 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 (Te) para a atmosfera e da água precipitável, ambas estimadas a partir de perfis brutos de temperatura e de umidade derivados das radiâncias 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 mostraram desvios padrão de aproximadamente 5 $W.m^{-2}$ quando comparados com cálculos detalhados da transferência radiativa para perfis de temperatura e de umidade do 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 absortividade 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 medias (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 e a atmosfera, 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 tanto em área de floresta, quanto em áreas desmatadas adjacentes.

Com o intuito de melhor entender os processos radiativos entre a atmosfera e a floresta tropical, diversos estudos foram feitos para avaliar as características das suas variações diárias e sazonais (SHUTTLEWORTH et al., 1984; MANZI et al., 1985; ANDRÉ et al., 1988; LEITÃO, 1994; CULF et al., 1996; GASH E NOBRE, 1997; SILVA CORREIA, 2001, entre outros).

Igualmente, os impactos ambientais causados pela atividade antropogênica, através do desmatamento e das queimadas, 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 de floresta úmida 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 MJ m^{-2} 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

A pesquisa foi realizada na Fazenda Miranda (15° 43' 53,65" Sul e 56° 4' 18,88" Oeste), no município de Santo Antônio de Leverger situado na Baixada Cuiabana, Mato Grosso, Brasil, distante aproximadamente quinze quilômetros da cidade de Cuiabá e com altitude média de 157 m.

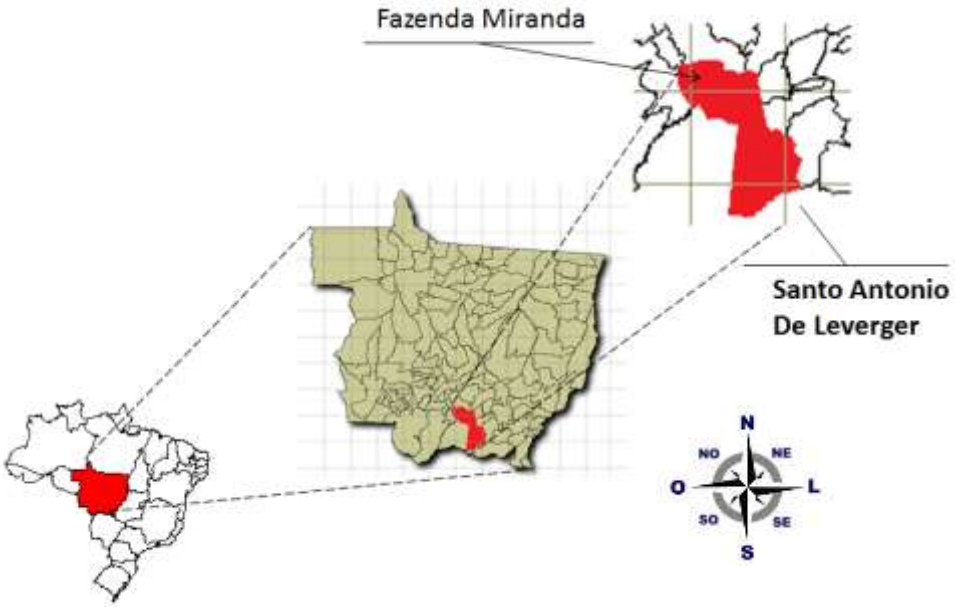


Figura 18: Mapa do Brasil, Mato Grosso com a localização da área de estudo em Santo Antônio de Leverger, MT, nas coordenadas geográficas 15º43’53,65’’ Sul e 56º04’18,88’’ Oeste.
Fonte: Adaptação da figura encontrada em http://www.ibge.gov.br/cidadesat/acessado em 24/03/2011

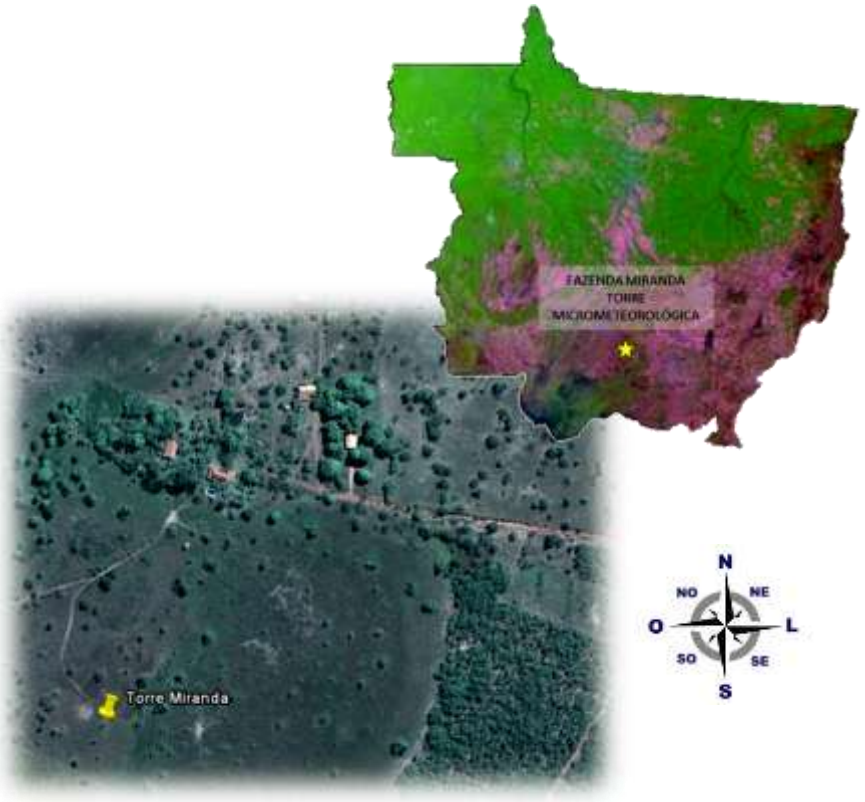


Figura 19: Mapa do Estado de Mato Grosso com a localização da área de estudo em Santo Antônio de Leverger, MT, nas coordenadas geográficas 15º43'53,65'' Sul e 56º04'18,88'' Oeste.
Fonte: Adaptação da imagem coletada do Google Earth.

O município de Santo Antônio do Leverger possui uma área de 11.753,58 km^2. A cidade limita-se pelos municípios de Chapada dos Guimarães, Campo Verde, Jaciara, Juscimeira, Rondonópolis, Itiquira, Barão de Melgaço, Nossa Senhora do Livramento, Várzea Grande e Cuiabá. Situado entre os paralelos 15º 36' e 17º 22' de latitude sul e os meridianos de 54º 48' e 56º 08' a oeste de Greenwich, o município está contido na Zona Intertropical, próximo ao Equador, sendo esta a justificativa para as pequenas diferenças existentes entre as estações e a ocorrência de altas temperaturas durante boa parte do ano.

Segundo a classificação do clima brasileiro utilizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Santo Antônio do Leverger caracteriza-se pelo clima quente e semi-úmido do cerrado, com altos índices de umidade no verão, acompanhado por uma pequena diferença de temperatura entre o dia e a noite, enquanto no inverno, seco, a amplitude das temperaturas diárias é bastante significativa (IBGE, 1978).

Segundo a classificação de Köppen, o clima de Santo Antônio do Leverger é do tipo AW, também denominado Tropical semi-úmido, possui quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca (outono-inverno) e uma chuvosa (primavera-verão).

Em média, as temperaturas mínimas ao longo dos anos são de 5ºC e as máximas chegam a 41ºC. O índice pluviométrico diferencia-se de forma significativa durante as estações, pois em sua maioria o inverno é bastante seco e o verão muito chuvoso. A média na região é de 1500 mm/ano (SAMPAIO, 2006).

Por localizar-se na porção centro-sul do estado de Mato Grosso a atuação predominante durante a estação seca é do sistema de circulação estável do Anticiclone do Atlântico Sul e também pelo sistema de correntes perturbadas de Sul e Sudoeste do Anticiclone Polar, responsável pelo fenômeno de "friagem" na região (MAITELLI, 1994).

Enquanto que na estação chuvosa atuam o sistema de correntes perturbadas de Oeste e Noroeste (linhas de instabilidades das Frentes Intertropicais) causando chuvas e temperaturas elevadas.

Outro fator importante é a influência da continentalidade, que causa elevadas amplitudes térmicas mensais (diferença entre a temperatura máxima e mínima registrada), sobretudo nos meses de seca, sendo registradas amplitudes de até 15°C nos meses de julho e agosto entre os anos de 1970 a 1992 (MAITELLI, 1994).

Tabela 4– Parâmetros meteorológicos da baixada cuiabana nas quatros estações do ano

Estação	Vento (m/s)	Direção (Azimute)	Temp. média	Média máxima	Média mínima	Temp. máxima	Temp. mínima	UR %	Chuvas (mm)
Verão	13,61	330,00	27,27	32,60	23,50	38,00	14,70	78,00	192,83
Outono	13,61	230,00	25,70	31,53	20,97	37,50	6,40	74,00	71,60
Inverno	13,61	280,00	25,57	32,33	19,53	39,80	4,30	60,00	33,37
Primavera	14,25	340,00	27,97	33,50	23,57	40,00	14,00	71,00	125,83
ANO	13,61	330,00	26,60	32,50	21,90	40,00	4,30	71,00	1270,90

Fonte: INMET, 2009

Quanto ao relevo, Santo Antônio do Leverger está localizada na depressão Cuiabana, sendo esta depressão circundada pela Província Serrana das Serras residuais do Alto Paraguai, pelo Planalto dos Guimarães e Planalto dos Alcantilados.

Segundo Maitelli (1994), a depressão cuiabana, parte integrante da depressão do Rio Paraguai, compreende uma área rebaixada, localizada à margem esquerda do Rio Cuiabá, limitando-se ao sul com Pantanal Mato-grossense.

3.1.2. Caracterização do Solo e da Vegetação

A formação vegetal predominante é o cerrado (desde campo limpo até cerradão), apresentando floresta decídua na encosta dos morros e floresta de galeria ao longo dos rios, além de, em alguns trechos, vegetação típica de áreas alagadas.

O solo da área em que a pesquisa foi desenvolvida é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta (Plintossolo Pétrico), podendo ocorrer locais com a presença de solos Litólicos Distróficos (EMBRAPA, 1999).

A área do estudo encontra-se em uma pastagem, caracterizada pela dominância da vegetação herbácea que surgiu depois da derrubada parcial da vegetação original. Observa-se apenas a cobertura parcial da vegetação no solo em locais onde a superfície é caracterizada pela textura cascalhenta.

3.2. INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS

Na Fazenda Miranda foi instalada uma torre em estrutura metálica de 19 m de altura com equipamentos de medições micrometeorológicas que permitiram a coleta e registros de dados, durante 24 horas por dia (Figura 20). Para realização deste trabalho, foram utilizados os dados micrometeorológicos coletados nos meses de junho, julho, outubro e novembro de 2009.

As medidas de saldo de radiação (*Rn*) sobre a vegetação foram obtidas por meio de um saldo radiômetro NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc., The Netherlands) instalado a 4 m de altura. A radiação global incidente (*Rgi*) e a radiação global refletida (*Rgr*) foram medidas por meio de piranômetros LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA) instalados a 4 metros de altura, um com a face voltada para cima (*Rgi*) e o outro para baixo (*Rgr*), assim como a radiação fotossinteticamente ativa incidente (*PARi*) e a refletida (*PARr*), medidas através de sensores quantum LI-

190SB-L (Campbell Scientific, Inc., USA), um com a face voltada para cima (*PARi*) e o outro para baixo (*PARr*).

Figura 20: Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda, em Santo Antônio de Leverger, 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 5, 10 e 18 m de altura do solo.

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 5 e 10 m de altura do solo, e um anemômetro de concha e medidor da direção do vento 03002-L Wind Sentry Set (RM Young, inc., USA) instalado a 18 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 HFP01 (Rukseflux, Inc., The Netherlands) a 1 cm de profundidade a partir da superfície, um reflectômetro CS616 Soil Misture Sensor (Campbell Scientific, Inc., USA) a 20 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 temperatura da superfície (T_{sup}) foi medida por um Radiômetro Infravermelho de Precisão SI-111 (*Precision Infrared Radiometer* - Campbell Scientific, Inc., USA) a 2m de altura perpendicularmente a superfície.

A precipitação pluviométrica (ppt) foi medida usando um pluviômetro de báscula TR-525M Rainfall Sensor (Texas Eletronics, Inc., USA) instalado a 5 m de altura do solo.

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.

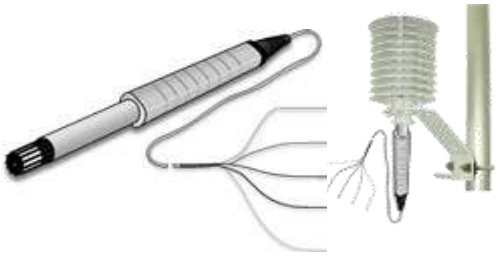
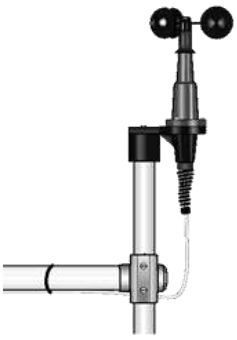
Os dados micrometeorológicos foram coletados por meio de sensores de aquisição de dados, ligados a dois dataloggers CR 1000 (Campbell Scientific, Inc., USA), com intervalo de leitura de 30 segundos e registro das médias a cada 30 minutos.

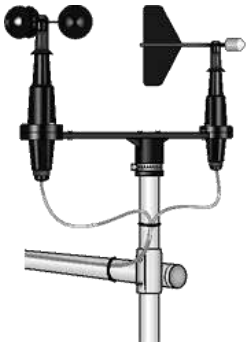
Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora AM16/32ª-ST-SW (Campbell Scientific, Inc., USA).

A cada 15 dias, os dados armazenados nos dataloggers eram transferidos para um disco rígido de um laptop. Verificações do funcionamento e o estado de conservação dos sensores também eram realizadas a cada visita no local.

No quadro 1, segue os principais instrumentos instalados na torre micrometeorológica da fazenda Miranda.

Quadro 1: Instrumentos instalados na torre micrometeorológica – Fazenda Miranda

	Sensor: *Saldo radiômetro NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc., The Netherlands)* **Utilização:** Saldo de radiação (Rn) **Instalação:** a 4 m de altura.
	Sensor: *Piranômetros LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** radiação global incidente (Rgi) e radiação global refletida (Rgr) **Instalação:** a 4 metros de altura.
	Sensor: Q*uantum LI-190SB-L (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** radiação fotossinteticamente ativa incidente (PARi) e a refletida (PARr) **Instalação:** a 4 metros de altura.
	**Sensor:** *Termohigrômetros HMP45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland)* **Utilização:** Temperatura do ar (T_{ar}) e umidade relativa do ar (UR_{ar}) **Instalação:** a 5, 10 e 18 m de altura do solo.
	**Sensor:** *Anemômetros de conchas 03101-L Wind Sentry Anemometer (RM Young, Inc., USA)* **Utilização:** A velocidade do vento (u) **Instalação:** a 5 e outro a10 m de altura do solo.

	**Sensor:** *Anemômetro de concha e medidor da direção do vento 03002-L Wind Sentry Set (RM Young, inc., USA)* **Utilização:** Velocidade e direção do vento **Instalação:** a 18 m de altura do solo.
	Sensor: *Placa de fluxo de calor HFP01 (Rukseflux, Inc., The Netherlands)* **Utilização:** fluxo de calor no solo (G) **Instalação:** a 1 cm de profundidade a partir da superfície.
	Sensor: *Reflectômetro CS616 Soil Misture Sensor (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** umidade do solo (URsolo) **Instalação:** a 20 cm de profundidade a partir da superfície.
	Sensor: *Termopares tipo T (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** Temperatura do solo (Tsolo) **Instalação:** nas profundidades 1, 3, 5, 10 e 20 cm a partir da superfície.
	Sensor: *Radiômetro Infravermelho de Precisão – SI–111 (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** Temperatura da superfície (Tsup) **Instalação:** a 2m de altura perpendicularmente à superfície.

	Sensor: *Pluviômetro de báscula TR-525M Rainfall Sensor (Texas Eletronics, Inc., USA)* **Utilização:** Precipitação pluviométrica (ppt) **Instalação:** a 5 m de altura do solo.
 	Datalogger *CR 1000 (Campbell Scientific, Inc., USA* **Utilização:** Armazenagem de dados coletados pelos sensores. ***Placa Multiplexadora*** *AM16/32ª-ST-SW (Campbell Scientific, Inc., USA)* **Utilização:** Estender o número de portas de entrada do datalogger.

3.3. BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE

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

$$R_n = OC + OL \tag{7}$$

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

$$OC = R_{g_i} - R_{g_r} \tag{8}$$

$$OL = L_d - L_u \tag{9}$$

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.

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

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

Para a maioria das superfícies naturais, a emisssividade, 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 ε = 1 (ALVALÁ, 1993).

A equação (21) pode, então, ser escrita da seguinte forma:

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

3.4. CÁLCULO DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS ATMOSFÉRICA

De acordo com a equação do balanço de radiação, equação (25), 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_{gi}) e refletida (R_{gr}) e da temperatura da superfície terrestre (T_{sup}).

A equação (25) ficará reescrita na seguinte forma:

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

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 28 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:

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

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

A equação proposta por Brunt é dada por:

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

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).

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

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).

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

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).

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

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).

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

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).

<u>*Modelo 1*</u>:

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

Em que, originalmente: A = 9,365. 10^{-6}

<u>*Modelo 2*</u>:

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

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.

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

Em que, originalmente: A = 0,5893; B = 5,351. 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).

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

Em que, originalmente: A = 0,261; B = 7,77. 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.

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

Em que, originalmente: A = 9,2. 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.

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

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).

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

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:

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

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:

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

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:

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

Em que, originalmente: A = 0,7; B = 5,95. 10^{-5}

A formulação apresentada pela equação (41) 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:

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

Em que, originalmente: A = 8,733. 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 ° C; umidade relativa do ar (R_H) 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) de 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:

$$L_d = \left\{[A + B.(0{,}6017)^z].10^{-4}.T_a^{1{,}1893}.R_H^{0{,}0665}\right\}.\sigma.T_a^4 \quad (30)$$

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).

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

Em que, originalmente: A = 0,601; B = 5,95. 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:

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

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:

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

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:

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

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:

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

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:

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

Em que, originalmente:
A = 1,2; B = 3;

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

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 $T_a^6 = T_a^2.T_a^4$ presente em sua equação.

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

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}, $P_{WV} = 465.\frac{e_a}{T_a}$

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:

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

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:

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

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 K.(mb)$^{-1}$, respectivamente, para regiões de terras baixas e os valores de 0,43 e 11,5 K.(mb)$^{-1}$ para regiões montanhosas.

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

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

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

A = 0,35;

B = 10.

3.5.27. 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 os parâmetros: "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,..., 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 MJ.m^{-2}.dia^{-1} e a irradiação no topo da atmosfera (R_0) dada em MJ.m^{-2}.dia^{-1}.

$$\mathrm{K_T} = \frac{R_{gi}}{R_0} \tag{41}$$

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

A irradiação no topo da atmosfera R_0 (MJ.m^{-2}.dia-1) foi calculada pela equação (56).

$$R_0 = \frac{24}{\pi}.1367.E_0.\left(\frac{\pi}{180}.W_s.sen\varphi.sen\delta + cos\varphi.cos\delta.senW_s\right) \tag{42}$$

Em que E_0 é o fator de correção da excentricidade da órbita terrestre (equação 57), W_s é o ângulo solar em graus (equação 59), φ é a latitude local em graus e δ é a declinação solar em graus (equação 60).

$$E_0 = A + B.cos\Phi + C.sen\Phi + D.cos2\Phi \tag{43}$$

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 (58) em função do dia Juliano (*DJ*).

$$\Phi = \frac{2\pi.(DJ-1)}{365{,}242} \quad (44)$$

$$W_s = arccos(tg\varphi.tg\delta) \quad (45)$$

$$\delta = 23.45.sen\left[\frac{360}{365}(284 + DJ)\right] \quad (46)$$

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 significantemente 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):

$$e_s = A + B.T_a + C.T_a^2 + D.T_a^3 + E.T_a^4 + F.T_a^5 \quad (47)$$

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

$$e_a = \frac{U_R}{e_s.100} \quad (48)$$

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 ºC), é sempre inferior ou igual à temperatura do ar ambiente T_a.

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

$$\mathrm{T_{DP}} = \frac{\mathrm{b.\alpha(T_a,R_H)}}{\mathrm{a-\alpha(T_a,R_H)}} \tag{49}$$

Em que:

$$\propto (T_a, R_H) = \left(\frac{a.T_a}{b+T_a}\right) + ln(R_H) \tag{50}$$

a = 17,27

b = 237,7 °C

Podemos também, para o cálculo da temperatura de ponto de orvalho (°C), utilizar a Equação (65), 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.

$$T_{DP} = \frac{186{,}4905 - 237{,}3.[log_{10}(10.e_a)]}{[log_{10}(10.e_a)] - 8{,}2859} \tag{51}$$

Em que: e_a é dada em *mb* e T_a em °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).

$$EQM = \left[\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{n}}\right].\frac{100}{\bar{O}} \quad (52)$$

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

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^{n}|P_i - O_i|}{n} \quad (53)$$

O erro relativo médio (%) (equação 67) indica a diferença (em valor absoluto) relativa do erro cometido pelo modelo, tendo como objetivo verificar o cenário mais aproximado às condições reais.

$$ERM = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}\left|\left(\frac{P_i - O_i}{O_i}\right)\right|}{n}\right].100 \quad (54)$$

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:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}[(O_i - \bar{O}).(P_i - \bar{P})]}{\sqrt{[\sum_{i=1}^{n}(O_i - \bar{O})^2].[\sum_{i=1}^{n}(P_i - \bar{P})^2]}} \quad (55)$$

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 5: 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:

$$d = 1 - \left\{ \frac{[\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2]}{[\sum_{i=1}^{n}(|P_i - O| + |O_i - O|)^2]} \right\} \quad (56)$$

O índice de confiança (*c*) reúne as indicações dos dois coeficientes, (*r*) e (*d*), corresponde à equação (70), sendo o valor zero de (*c*) para confiança nula e 1 significando confiança perfeita (CAMARGO & CAMARGO, 2000).

$$c = r.d \quad (57)$$

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 6: 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
≤ 0,40	Péssimo

Fonte: Proposto por Camargo & Sentelhas (1997).

Além destas estatísticas para a avaliação dos modelos foram feitos, também, testes de normalidade e análise dos resíduos para um nível de significância de 5 %. O Teste de normalidade é utilizado para observar o comportamento da série de dados em estudo, ou seja, determina se os dados seguem uma distribuição normal. Para isso existem diversos testes, sendo que para esse estudo utilizou-se os testes de Shapiro-Wilk; Anderson-Darling; Lilliefors; e Jarque-Bera para um nível de significância de 5%.

A análise dos resíduos é utilizada para verificar as "distâncias" entre os valores observados e os valores ajustados pelo modelo.

Os testes de normalidade e a análise dos resíduos foram feitos utilizando software estatístico.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO

Durante o período de estudo, entre os meses de junho e julho; e outubro e novembro de 2009, as condições meteorológicas em que as observações foram realizadas, caracterizou-se por apresentar variações semelhantes àquelas observadas de acordo com as normais climatológicas da região (INMET 2009).

A radiação solar global incidente (R_{gi}) no período de estudo, variou de 3,63 MJ.m^{-2}.dia^{-1} (valor mínimo) a 26,42 MJ.m^{-2}.dia^{-1} (valor máximo) e valor médio de 16,49 MJ.m^{-2}.dia^{-1} (Figura 21).

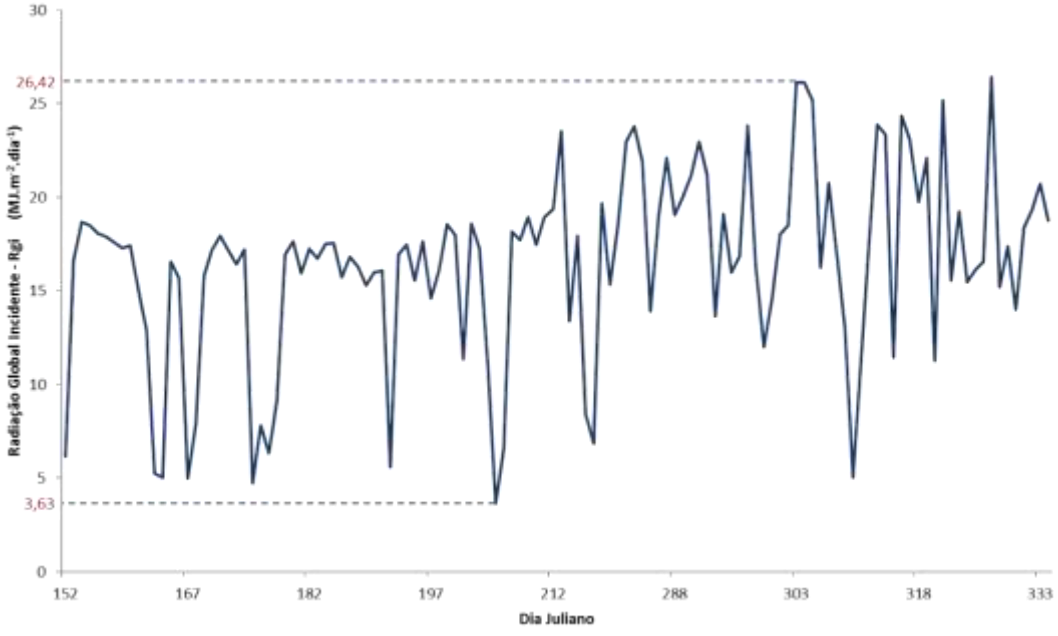


Figura 21: Gráfico da Integração diária da radiação global incidente (R_{gi}) em MJ.m^{-2}.dia^{-1}.

Os valores médios diários de temperatura do ar variaram de 12,05 ºC a 32,09 ºC; os valores máximos diários variaram de 14,35 ºC a 37,40 ºC e os valores

mínimos de 9,81 °C a 27,62 °C. A figura 22 ilustra a evolução da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo.

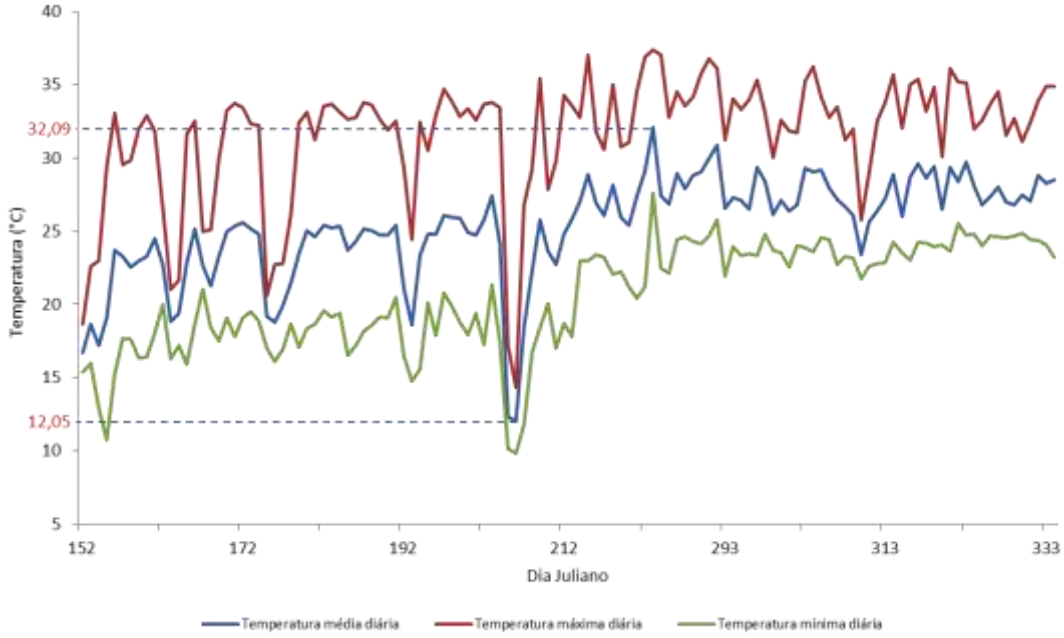


Figura 22: Comportamento da temperatura média, máxima e mínima diária do ar durante o período de estudo.

A precipitação acumulada, registrada durante o período de estudo, foi de 349,86 mm, o que correspondeu a 21,96 % do total acumulado anual. Na figura 23 é possível observar períodos definidos de seca e chuva. No período compreendido entre os meses de maio e setembro podemos observar o período definido como estação seca com precipitação acumulada neste período de 153,07 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 1440,35 mm.

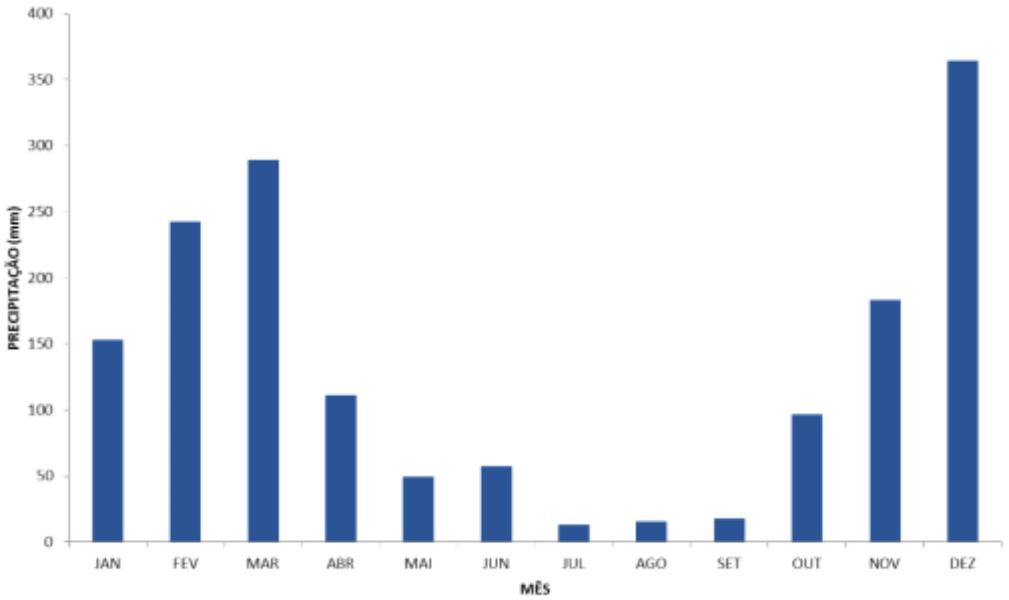


Figura 23: Gráfico de precipitação acumulada mensal. Na estação seca a precipitação acumulada foi de 153,07 mm e no período de chuva com 1440,35 mm totalizando no ano de 2009 1593,42 mm.

A cobertura do céu nos meses considerados neste estudo é apresentada na figura 24.

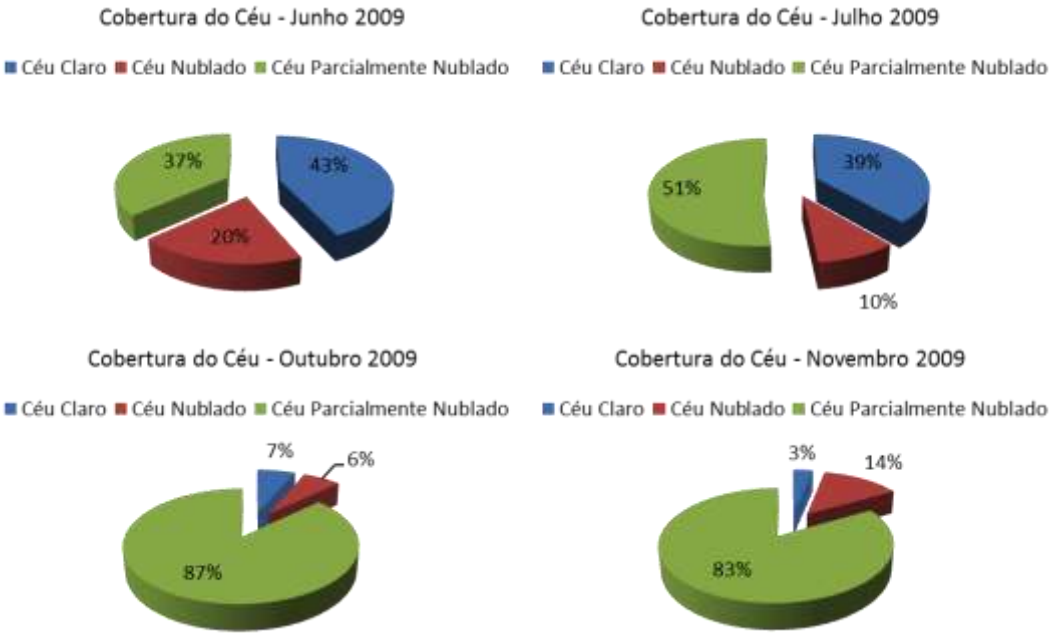


Figura 24: Evolução da cobertura do céu nos meses considerados no estudo.

Durante o período de estudo, a maior porcentagem dos dias refere-se às condições de "céu parcialmente nublado" (65%) seguido de "céu claro" (23%) e de "céu nublado" (12%).

No mês de junho observa-se a maior porcentagem de dias em condições de "céu claro" (43%) e em condições de "céu nublado" (20%). Neste mês houve uma precipitação acumulada de 57,15 mm enquanto a radiação solar global incidente foi de 411,58 $MJ.m^{-2}.mês^{-1}$ com temperatura média mensal de 22,22 °C. O ano de 2009 foi um ano atípico considerando a normal climatológica da região para a precipitação (INMET, 2009).

No mês de outubro observa-se a maior porcentagem de dias em condições de "céu parcialmente nublado" (87%) com precipitação acumulada neste mês de 96,52 mm, radiação solar global incidente de 572,44 $MJ.m^{-2}.mês^{-1}$ com temperatura média mensal de 27,83 °C.

O mês de novembro foi aquele em que tivemos a menor porcentagem de dias em condições de "céu claro" visto que houve a maior precipitação acumulada mensal, 183,2 mm, radiação solar global incidente de 543,49 $MJ.m^{-2}.mês^{-1}$ com temperatura média mensal de 27,64 °C.

A tabela 7 ilustra a evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados), da Temperatura média mensal (°C), da R_{gi} ($MJ.m^{-2}.mês^{-1}$) e da Precipitação mensal acumulada (mm) nos meses de junho, julho, outubro e novembro.

Tabela 7: Evolução da Cobertura do céu (% dos dias estudados), da Temperatura média mensal (°C), da R_{gi} ($MJ.m^{-2}.mês^{-1}$) 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
Junho	43%	37%	20%	22,22	411,58	57,15
Julho	39%	51%	10%	23,50	484,47	12,99
Outubro	7%	87%	6%	27,83	572,44	96,52
Novembro	3%	83%	14%	27,64	543,49	183,20

4.2. AVALIAÇÃO DOS MODELOS

Mesmo utilizando os 28 modelos com seus parâmetros originais pode-se observar, como será mostrado a seguir, que os resultados obtidos não foram comprometidos visto que a maioria dos modelos tiveram um ótimo desempenho.

Os testes de normalidade Shapiro-Wilk, Anderson-Darling, Lilliefors, e Jarque-Bera, foram aplicados a todos os modelos e, para o nível de significância de 5 %, o p-valor obtido foi menor que 0,01 %, logo, como o p-valor calculado é menor que o nível de significância α = 5 %, deve-se rejeitar a hipótese nula H_0 em favor da hipótese alternativa H_a, ou seja, todos os modelos analisados seguem uma distribuição normal. A tabela 8 mostra os resultados dos testes de normalidade para todos os modelos.

Tabela 8: Resultados dos testes de normalidade para α = 5%: H_0 → A amostra segue uma distribuição Normal quando *p-valor* < α; H_a → A amostra não segue uma distribuição Normal quando *p-valor* > α.

MODELO	Shapiro-Wilk	Anderson-Darling	Lilliefors	Jarque-Bera
Satterlund (1979)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Prata (1996)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Berdahl & Fromberg (1982)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Berger et al (1984)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Brutsaert (1975)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Berdahl & Martin (1984)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Clark & Allen (1978)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Iziomon et al (2003)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Efimova (1961)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Swinbank (1963) - modelo 1	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Brunt (1932)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Ångström (1918)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Swinbank (1963) - modelo 2	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Elsasser (1942)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Idso & Jackson (1969)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Dilley & O´Brien (1998)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Idso (1981)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Ohmura (1981)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Centeno (1982)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Andreas & Ackley (1982)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Bliss (1961)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Maykut & Church (1973)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Zapadka et al (2001)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%

Marshunova (1966)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Zillman (1972)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Crawford & Duchon (1999)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Anderson (1954)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%
Konzelmann et al (1994)	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%	p-valor<0,01%

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 9 mostra a avaliação dos vinte e oito (28) modelos categorizados e classificados em ordem decrescente em função de suas respectivas estatísticas *c, d, r e* r^2 e crescente em termos de *ERM*, *EAM* e *EMQ*.

Tabela 9: **Avaliação dos modelos de estimativa da irradiância de ondas longas (L_d)**

MODELO	r^2	r	d	EMQ (%)	EMA ($W.m^{-2}$)	ERM (%)	c	Interpretação Camargo & Sentelhas (1997)	Categoria
Satterlund (1979)	0,9705	0,9851	0,9925	1,4924	4,1351	0,6309	0,9778	ÓTIMO	2
Prata (1996)	0,9607	0,9801	0,9887	1,806	4,4849	0,681	0,969	ÓTIMO	4
Berdahl & Fromberg (1982)	0,9717	0,9857	0,9817	2,3151	7,3343	1,7092	0,9677	ÓTIMO	3
Berger et al (1984)	0,964	0,9818	0,9854	2,0379	6,2337	1,1814	0,9675	ÓTIMO	3
Brutsaert (1975)	0,9553	0,9774	0,9889	1,7929	4,5384	0,3701	0,9666	ÓTIMO	2
Berdahl & Martin (1984)	0,9623	0,981	0,9803	2,4408	7,2263	1,7028	0,9616	ÓTIMO	3
Clark & Allen (1978)	0,9514	0,9754	0,9799	2,38	7,3872	1,4282	0,9558	ÓTIMO	3
Iziomon et al (2003)	0,9556	0,9775	0,9579	3,513	11,4473	2,9059	0,9364	ÓTIMO	2
Efimova (1961)	0,965	0,9823	0,9473	4,1883	14,8031	3,9721	0,9305	ÓTIMO	2
Swinbank (1963) - modelo 1	0,9042	0,9509	0,9625	3,9399	13,32	2,1677	0,9152	ÓTIMO	1
Brunt (1932)	0,9503	0,9748	0,9329	4,6006	15,7	4,1059	0,9095	ÓTIMO	2
Ångström (1918)	0,9028	0,9501	0,9385	4,1658	13,506	3,1674	0,8917	ÓTIMO	2
Swinbank (1963) - modelo 2	0,9116	0,9548	0,9307	5,3537	17,9867	4,5943	0,8886	ÓTIMO	1
Elsasser (1942)	0,9527	0,9761	0,8654	6,4922	23,2249	6,047	0,8447	MUITO BOM	2
Idso & Jackson (1969)	0,7654	0,8749	0,9101	5,9971	20,004	2,6959	0,7962	MUITO BOM	1
Dilley & O´Brien (1998)	0,8206	0,9059	0,8772	0,7946	18,0457	4,57	0,7946	MUITO BOM	4
Idso (1981)	0,7847	0,8858	0,8895	5,7582	19,4301	4,9459	0,7879	MUITO BOM	2
Ohmura (1981)	0,9403	0,9697	0,8092	8,5995	31,3038	8,2928	0,7846	MUITO BOM	1
Centeno (1982)	0,9619	0,9808	0,7515	9,6742	35,5597	9,3367	0,7371	BOM	5
Andreas & Ackley (1982)	0,7342	0,8568	0,7989	7,9838	26,1419	6,7486	0,6845	BOM	2
Bliss (1961)	0,9559	0,9777	0,6729	13,6691	51,304	13,7456	0,6579	BOM	3
Maykut & Church (1973)	0,9	0,9487	0,5993	14,8358	54,6757	14,3824	0,5686	SOFRÍVEL	1
Zapadka et al (2001)	0,9341	0,9665	0,4895	20,8429	77,6147	20,4891	0,4731	MAU	2
Marshunova (1966)	0,9238	0,9611	0,3971	27,9011	104,1975	27,5509	0,3817	PÉSSIMO	2

Zillman (1972)	0,2901	0,5386	0,6489	13,5422	42,8473	7,4462	0,3495	PÉSSIMO	1
Crawford & Duchon (1999)	0,9359	0,9674	0,3361	40,1659	150,8956	40,195	0,3252	PÉSSIMO	6
Anderson (1954)	0,9259	0,9622	0,3298	40,916	153,2119	40,6946	0,3174	PÉSSIMO	2
Konzelmann et al (1994)	0,9608	0,9802	0,3136	37,8449	141,7211	37,5348	0,3074	PÉSSIMO	2

Dos vinte e oito modelos analisados, 46 % se enquadram na categoria (2), 21 % na categoria (1), 18 % na categoria (3), 7 % na categoria (4), 4 % na categoria (5) e 4 % 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 (25) ilustra a porcentagem das seis categorias presentes nos modelos analisados.

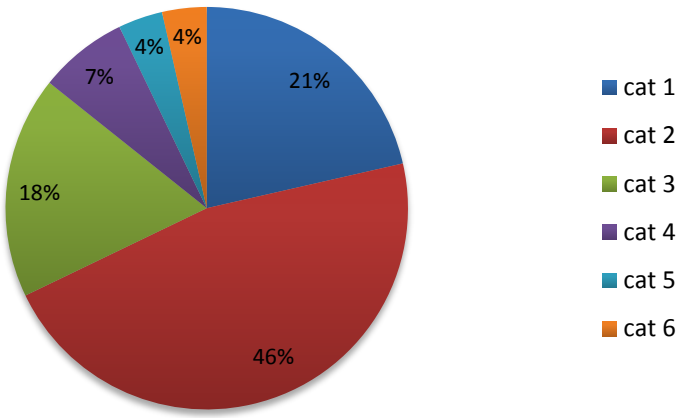


Figura 25: Porcentagem das categorias presentes nos vinte e oito modelos analisados.

Segundo a classificação de Camargo & Sentelhas (1997), dos vinte e oitos modelos analisados, 46 % tiveram desempenho "ÓTIMO", 18 % "MUITO BOM", 11 % "BOM", 3 % "SOFRÍVEL", 4 % "MAU" e 18 % "PÉSSIMO". A figura (26) mostra um gráfico indicando a porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997).

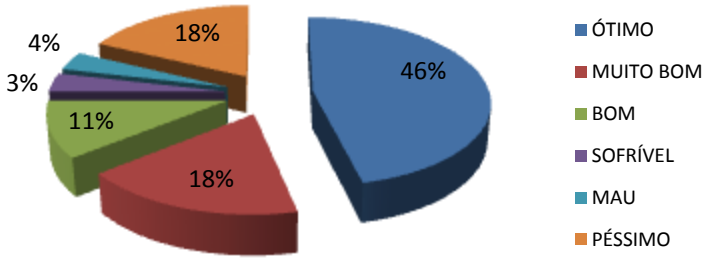


Figura 26: Porcentagem do total de modelos de acordo com a classificação de Camargo & Sentelhas (1997).

De acordo com os resultados apresentados na tabela (9), os modelos que obtiveram desempenho "ÓTIMO", o índice de desempenho (*c*) variou de 0,8886 a 0,9778, o erro relativo médio (*ERM*) variou de 0,3701 % a 4,5943 %, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 4,1351 $W.m^{-2}$ a 17,9867 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 1,4924 % a 5,3537 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,9307 a 0,9925, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,9501 a 0,9857 indicando uma correlação muito forte segundo a classificação de Cohen (1988) e Dancey & Reidy (2006), e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,9028 a 0,9717. A tabela (10) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho "ÓTIMO".

Tabela 10: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "ÓTIMO".

DESEMPENHO ÓTIMO							
Valor	r^2	*r*	*d*	*EMQ (%)*	*EMA ($W.m^{-2}$)*	*ERM (%)*	*c*
mín.	0,9028	0,9501	0,9307	1,4924	4,1351	0,37	0,8886
máx.	0,9717	0,9857	0,9925	5,3537	17,9867	4,594	0,9778

Ainda, nestes modelos (desempenho "Ótimo"), 46 % 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), 31 % se enquadram na categoria (3), ou seja, modelos escritos em função da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}), 15 % se enquadram na categoria (1), ou seja, aqueles que

contêm somente a variável temperatura do ar próximo à superfície (T_a), 8 % se enquadram na categoria (4), ou seja, aqueles que contêm a variável "água precipitável da atmosfera". Nenhum modelo com desempenho "ÓTIMO" se enquadrou nas categorias (5) e (6), ou seja, aqueles que dependem da "umidade relativa" e da "altitude local" e aqueles que dependem da variável "época do ano" (mês do ano), respectivamente. A figura (27) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho "ÓTIMO".

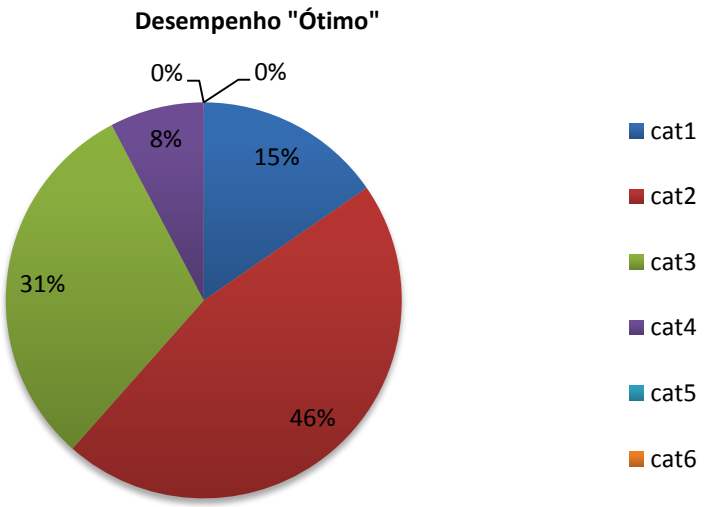


Figura 27: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "ÓTIMO".

Os modelos que obtiveram desempenho "MUITO BOM", o índice de desempenho (*c*) variou de 0,7846 a 0,8447, o erro relativo médio (*ERM*) variou de 2,6959 % a 8,2928 %, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 18,0457 $W.m^{-2}$ a 31,3038 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 0,7946 % a 8,5995 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,8052 a 0,9101, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,8749 a 0,9761 e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,7654 a 0,9527. A tabela (11) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho "MUITO BOM".

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

DESEMPENHO MUITO BOM							
Valor	r^2	*r*	*d*	*EMQ (%)*	*EMA (W.m^{-2})*	*ERM (%)*	*c*
mín.	0,7654	0,8749	0,8052	0,7946	18,0457	2,6959	0,7846
máx.	0,9527	0,9761	0,9101	8,5995	31,3038	8,2928	0,8447

Nos modelos de desempenho “MUITO BOM”, 40 % 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), 40 % se enquadram na categoria (1), ou seja, aqueles que contêm somente a variável temperatura do ar próximo à superfície (T_a), 20 % se enquadram na categoria (4), ou seja, aqueles que contêm a variável “água precipitável da atmosfera”. Nenhum modelo com desempenho “MUITO BOM” se enquadrou nas categorias (3), (5) e (6), ou seja, aqueles que dependem da temperatura do ponto de orvalho (T_{DP}), da “umidade relativa” e da “altitude local” e aqueles que dependem da variável “época do ano” (mês do ano), respectivamente. A figura (28) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “MUITO BOM”.

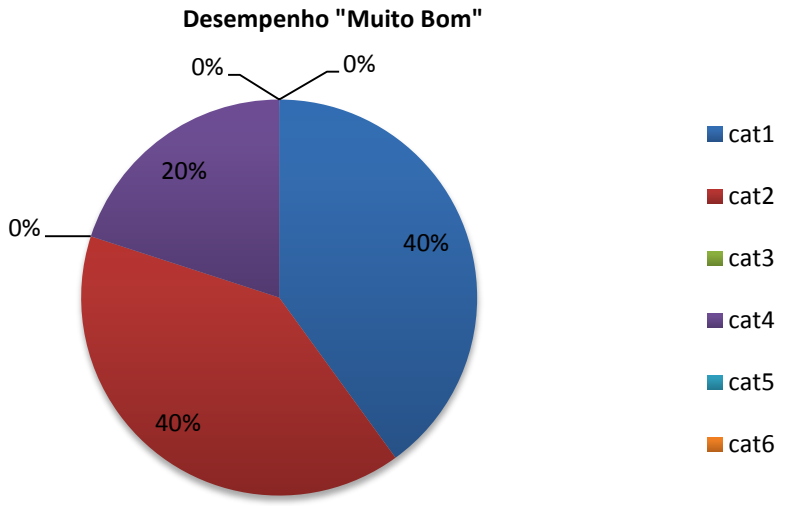


Figura 28: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "MUITO BOM".

Os modelos que obtiveram desempenho “BOM”, o índice de desempenho (*c*) variou de 0,6579 a 0,7371, o erro relativo médio (*ERM*) variou de 6,7486 % a 13,7456 %, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 26,1419 $W.m^{-2}$ a 51,3040 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 7,9838 % a 13,6690 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,6729 a 0,7989, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,8568 a 0,9808 e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,7342 a 0,9619. A tabela (12) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “BOM”.

Tabela 12: 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*
mín.	0,7342	0,8568	0,6729	7,9838	26,1419	6,7486	0,6579
máx.	0,9619	0,9808	0,7989	13,669	51,3040	13,7456	0,7371

Os três modelos que obtiveram desempenho “BOM”, se enquadraram nas categorias (2), (3) e (5). Nenhum modelo com desempenho “BOM” se enquadrou nas categorias (1) e (6). Na tabela (9) podemos observar os valores dos índices estatísticos destes três modelos. A figura (29) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “BOM”.

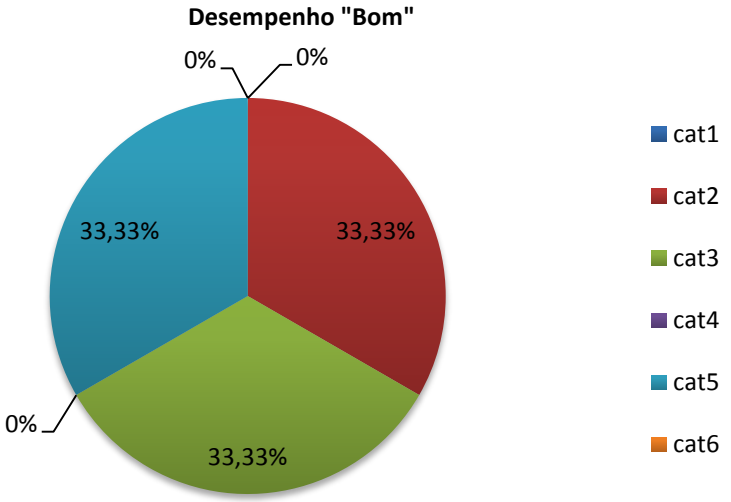


Figura 29: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "BOM".

Na análise dos 28 modelos, apenas um obteve desempenho “SOFRÍVEL” e se enquadrou na categoria (1). Da mesma forma, apenas um modelo obteve desempenho “MAU” se enquadrando na categoria (2). Na tabela (9) podemos observar os valores dos índices estatísticos destes dois modelos.

Os modelos que obtiveram desempenho “PÉSSIMO”, o índice de desempenho (*c*) variou de 0,3074 a 0,3817, o erro relativo médio (*ERM*) variou de 7,4462 % a 40,6946 %, o erro médio absoluto (*EMA*) variou de 42,8473 $W.m^{-2}$ a 153,2119 $W.m^{-2}$, o erro médio quadrático (*EMQ*) variou de 13,5422 % a 40,9160 %, o índice de concordância (*d*) variou de 0,3136 a 0,6489, o coeficiente de correlação de Pearson (*r*) variou de 0,5386 a 0,9802 e o coeficiente de determinação (r^2) de 0,2901 a 0,9608. A tabela (13) mostra os valores mínimo e máximo dos índices estatísticos para os modelos que obtiveram desempenho “PÉSSIMO”.

Tabela 13: Valores mínimo e máximo dos índices estatísticos dos modelos de desempenho "PÉSSIMO".

DESEMPENHO PÉSSIMO							
Valor	r^2	*r*	*d*	*EMQ (%)*	*EMA* ($W.m^{-2}$)	*ERM (%)*	*c*
mín.	0,2901	0,5386	0,3136	13,542	42,8473	7,4462	0,3074
máx.	0,9608	0,9802	0,6489	40,916	40,6946	40,6946	0,3817

Nos modelos de desempenho “PÉSSIMO”, 20 % se enquadram na categoria (1), 60 % se enquadram na categoria (2), 20 % se enquadram na categoria (6). Nenhum modelo com desempenho “PÉSSIMO” se enquadrou nas categorias (3), (4) e (5). A figura (30) ilustra a porcentagem de cada categoria presente nos modelos que obtiveram o desempenho “PÉSSIMO”.

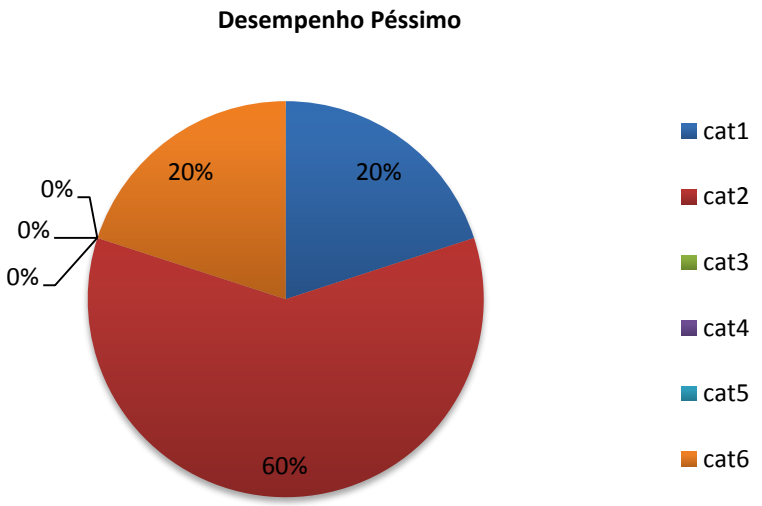


Figura 30: Porcentagem de cada categoria (cat) presente nos modelos de desempenho "PÉSSIMO".

Nesta análise, 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 cerrado mato-grossense, para o período estudado, foi o modelo de Satterlund (1979).

Este modelo está escrito em função dos parâmetros micrometeorológicos "pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (e_a)" e a temperatura do ar próximo à superfície (T_a), escritos na forma exponencial e apresentou os menores valores para o erro quadrático médio (*EMQ* = 1,4924 %), para o erro médio absoluto (*EMA* = 4,1351 $W.m^{-2}$) e para o erro relativo médio (*ERM* = 0,6309 %) 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, os maiores valores para o coeficiente de determinação (r^2 = 0,9705), para o coeficiente de correlação de Pearson (r = 0,9851) indicando uma correlação muito forte (COHEN 1988; DANCEY & REIDY 2006), para o índice de concordância de Willmott (1982) (d = 0,9925) e para o índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (1997) (c = 0,9778) indicando um desempenho "ÓTIMO".

A figura (31) 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.

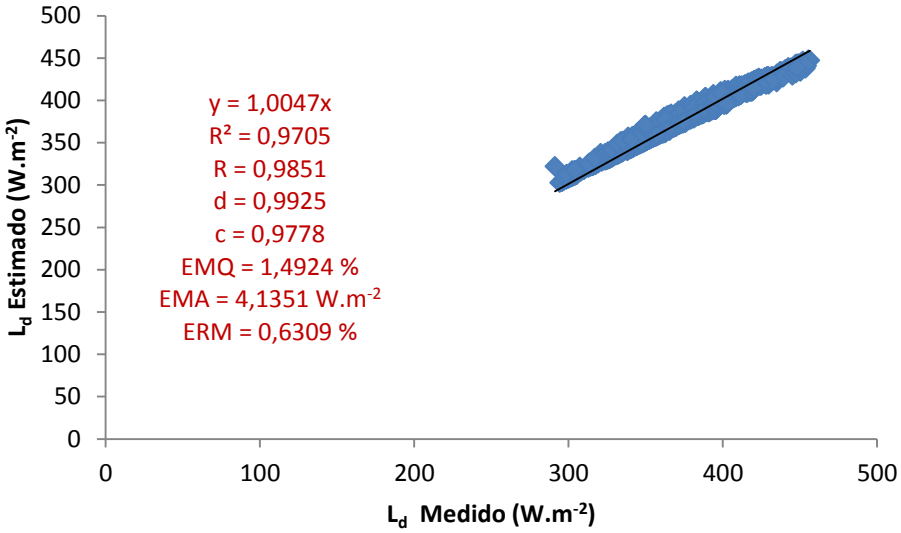


Figura 31: Satterlund (1979) - Gráfico da regressão dos valores estimados em função dos valores medidos assim como a equação da regressão e os índices estatísticos utilizados na análise.

Os trabalhos de Silva (2002), Aguiar (2007) e Galvão (1999) também 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, similares ao da figura (31).

5. CONCLUSÃO

Dos vinte e oito (28) modelos analisados exclusivamente para condições de céu claro e para as condições climatológicas do cerrado mato-grossense, 46 % tiveram desempenho "ÓTIMO", 18 % "MUITO BOM", 11 % "BOM", 3 % "SOFRÍVEL", 4 % "MAU" e 18 % "PÉSSIMO". Os modelos que obtiveram desempenho "ÓTIMO" foram os de Satterlund (1979), Prata (1996), Berdahl & Fromberg (1982), Berger et al (1984), Brutsaert (1975), Berdhal & Martin (1984), Clark & Allen (1978), Iziomon et al (2003), Efimova (1961), Swinbank (1963) modelo 1, Brunt (1932), Ångström (1918) e Swinbank (1963) modelo 2. 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 muito forte entre os valores estimados e os medidos, os melhores índices de concordância e, consequentemente, os melhores índices de desempenho. A maioria destes 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, que apresentou os melhores índices estatísticos e, portanto, aquele que melhor se adaptou ao cerrado mato-grossense, para o período estudado e para as condições de céu claro, foi o modelo de Satterlund (1979).

6. BIBLIOGRAFIAS

6.1. BIBLIOGRAFIAS CITADAS

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. **Balanço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia.** 2007. 70f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agricola) – Universidade de Viçosa, Viçosa, 2007.

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

ALHO, C.J.R. & MARTINS, E.S. **De Grão em Grão, o Cerrado Perde Espaço (Cerrado - Impactos do Processo de Ocupação)**. WWF- Fundo Mundial para a Natureza. Brasília. WWF, Brasília. 1995.

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. **Bondary-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. Balanço 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.

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.

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

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.

COUTINHO, L. M. O conceito de cerrado. **Revista Brasileira de Botânica** 1, 17-23, 1978.

COUTINHO, L. M. Fire in the Tropical Biota-Ecosystem Processes and Global Challenges. J. G. Goldammer (ed.). **Ecological Studies,** vol. 8A. Springer Verlag, Berlin, 1990.

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

CRAWFORD, T.M., DUCHON, C.E. An inproved 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.

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.

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.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: Embrapa, 1999. 412p.

EITEN, G. Vegetação do Cerrado. Pp. 17-73. In: M. N. Pinto (Org.). **Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas**. Editora Universidade de Brasília. Brasília. 1994.

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.

FEITOSA, J. R. P. **Balanço de energia e evapotranspiração em áreas de pastagem e de floresta densa na Amazônica 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.

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. **Bulletim 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 satelite 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

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

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.

HOFFMAN W.A., JACKSON R.B., Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate,** v. 13, 1593-1602, may 2000.

IBGE. **Boletim Geográfico** 257, ano 36. Abril/junho, 1978.

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.

JACKSON *et al.* Belowground Consequences Of Vegetation Change And Their Treatment In Models. **Ecological Applications**, Ecological Society of America v. 10, n. 2, p. 470– 483 q 2000

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.

KLINK, C. A. & SOLBRIG, O. T. Biodiversidad y Funcionamiento de Pastizales y Sabanas e América Latina. G. **Sarmiento & M. Cabido (eds).** CYTED y CIELAT, Venezuela, 1996.

KLINK, C. A., MACHADO, R. **A conservação do Cerrado brasileiro**. Megadiversidade, Belo Horizonte, MG. v. 1, n. 1, p. 147-155, 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.

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

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço 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 atmosheric solar absorption by clouds: Simulaton ans observation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, n. 5, p. 653–670, May. 1996.

MAITELLI, G.T. **Uma abordagem tridimensional de clima urbano em área tropical continental: o exemplo de Cuiabá-MT**. 1994. 220f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

MAJOR, G. Estimation of the error caused by the cicumsolar 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.

MANTOVANI, J.E., PEREIRA, A. **Estimativa da integridade da cobertura vegetal do Cerrado através de dados TM/Landsat**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, Santos, SP. 9, 11-18/setembro/1998.

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 balanço de radiação da floresta Amazônica**. São José dos Campos: INPE, 1986. (INPE-3956-PRE/974).

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.

MEYERS T.P., A comparison of summertime water and CO2 fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**,v.106, p205-214. 2001

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.

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

MITTERMEIER R. A.; MYERS, N.; MITTERMEIER, C. Hotspots: Earth's biologically richest and most endangered ecoregions. **CEMEX**, Mexico City, 2000.

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.

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.

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.. 2009. Normais climatológicas do Brasil, 1961-1990. **INMET-2009**. 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.

RIBEIRO, J. F.& WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do bioma cerrado. Pp.89-166. In: S. M. Sano, S. P. Almeida (Eds.). **Cerrado: Ambiente e Flora.** Embrapa CPAC. Planaltina. 1998.

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

SAMPAIO, M.M.A. **Análise do desempenho térmico e lumínico de habitações populares em Cuiabá-MT**. 2006. 110 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2006.

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 radition from daily values. **Solar Energy**, v. 48, n.1, p. 7-14, 1992.

SETTE, D. M. **O holorritmo e as interações trópico extratrópico na gênese do clima e as paisagens do Mato Grosso**. Tese de doutorado Departamento de Geografia USP, São Paulo. 2000.

SETTE, D. M. **Os climas do cerrado do Centro-Oeste**. In: Revista Brasileira de. Climatologia. Presidente Prudente, v.1, n.1, dez. 2005. 29-42 p

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-deforestration amazoniam 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.

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.

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.

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

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

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 didádico 13. Imprensa Universitária, Universidade Federal de Viçosa, MG. Nº 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.

BIUDES, M. S. **Balanço de energia em área de vegetação mono dominante de Cambará 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.

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.

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.

KJAERSGAARD, 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.

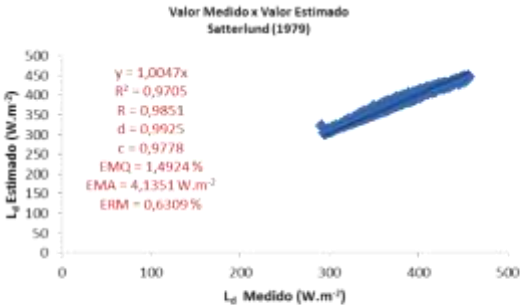
MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação.** 3ª ed. Viçosa, Editora UFV, 2005, 422p.

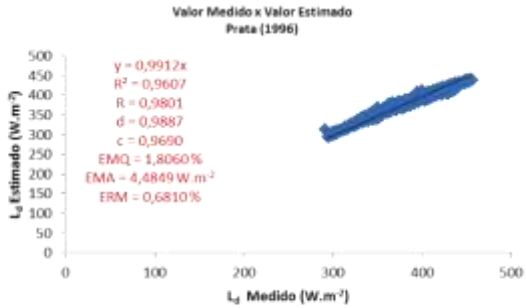
SEDLAR, J., HOCK, R. Testing longwave parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären, **The Cryosphere**. Sweden, 2009. v.3, p. 75-84.

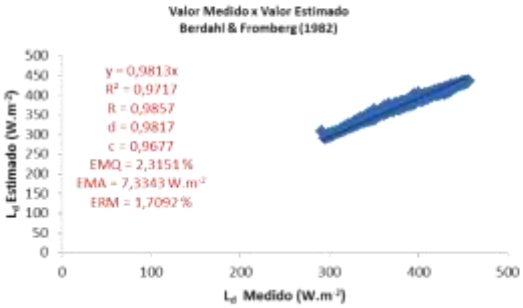
SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no pantanal sul mato-grossense**. São José dos Campos: INPE, 2002. 213p. (INPE-9776-TDI/860). 2002.

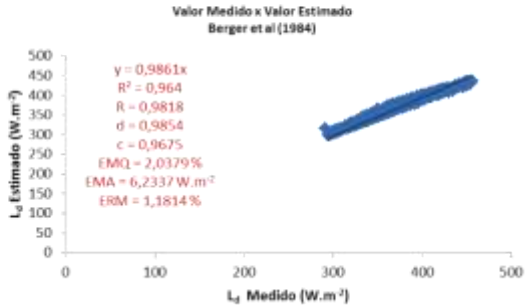
VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006.

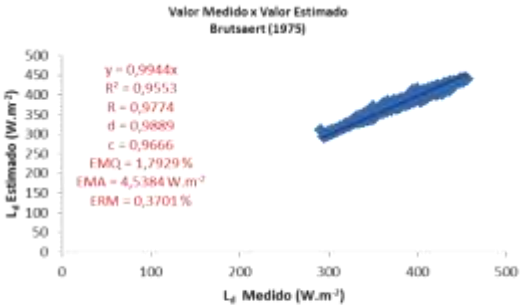
7. ANEXO

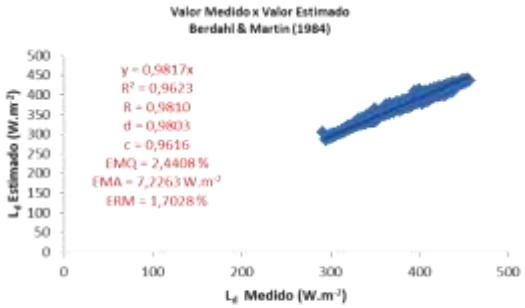

Valor Medido x Valor Estimado
Satterlund (1979)
y = 1,0047x
R² = 0,9705
R = 0,9851
d = 0,9925
c = 0,9778
EMQ = 1,4924 %
EMA = 4,1351 W.m⁻²
ERM = 0,6309 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

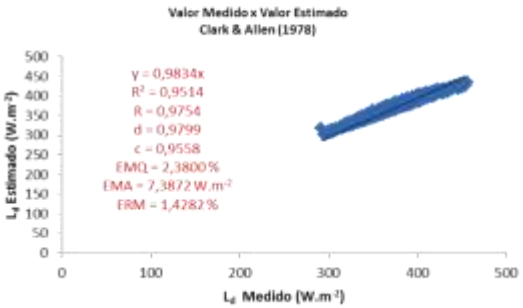

Valor Medido x Valor Estimado
Prata (1996)
y = 0,9912x
R² = 0,9607
R = 0,9801
d = 0,9887
c = 0,9690
EMQ = 1,8060 %
EMA = 4,4849 W.m⁻²
ERM = 0,6810 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

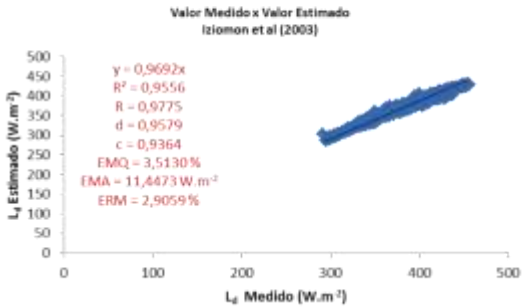

Valor Medido x Valor Estimado
Berdahl & Fromberg (1982)
y = 0,9813x
R² = 0,9717
R = 0,9857
d = 0,9817
c = 0,9677
EMQ = 2,3151 %
EMA = 7,3343 W.m⁻²
ERM = 1,7092 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

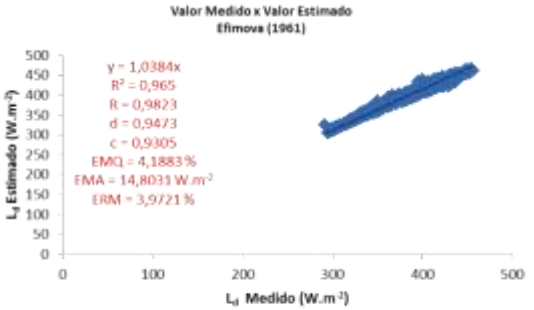

Valor Medido x Valor Estimado
Berger et al (1984)
y = 0,9861x
R² = 0,964
R = 0,9818
d = 0,9854
c = 0,9675
EMQ = 2,0379 %
EMA = 6,2337 W.m⁻²
ERM = 1,1814 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

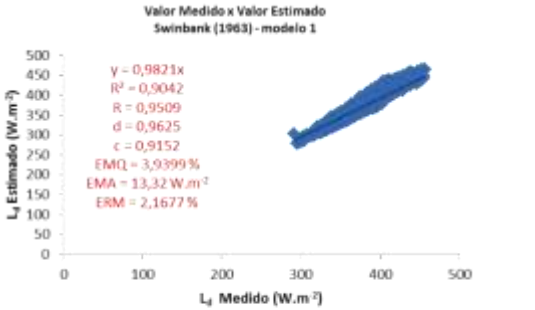

Valor Medido x Valor Estimado
Brutsaert (1975)
y = 0,9944x
R² = 0,9553
R = 0,9774
d = 0,9889
c = 0,9666
EMQ = 1,7929 %
EMA = 4,5384 W.m⁻²
ERM = 0,3701 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

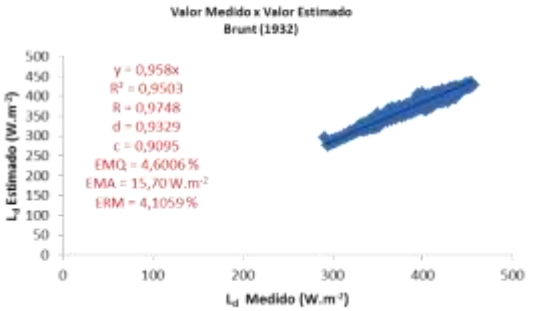

Valor Medido x Valor Estimado
Berdahl & Martin (1984)
y = 0,9817x
R² = 0,9623
R = 0,9810
d = 0,9803
c = 0,9616
EMQ = 2,4408 %
EMA = 7,2263 W.m⁻²
ERM = 1,7028 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

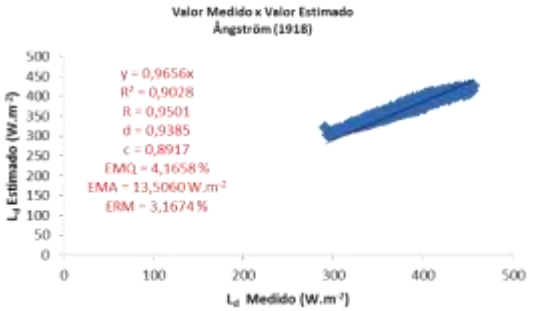

Valor Medido x Valor Estimado
Clark & Allen (1978)
y = 0,9834x
R² = 0,9514
R = 0,9754
d = 0,9799
c = 0,9558
EMQ = 2,3800 %
EMA = 7,3872 W.m⁻²
ERM = 1,4282 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

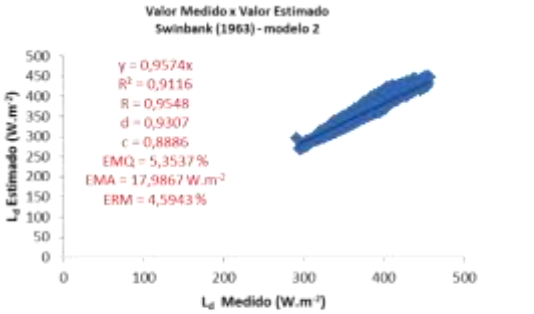

Valor Medido x Valor Estimado
Iziomon et al (2003)
y = 0,9692x
R² = 0,9556
R = 0,9775
d = 0,9579
c = 0,9364
EMQ = 3,5130 %
EMA = 11,4473 W.m⁻²
ERM = 2,9059 %
L↓ Estimado (W.m⁻²)
L↓ Medido (W.m⁻²)

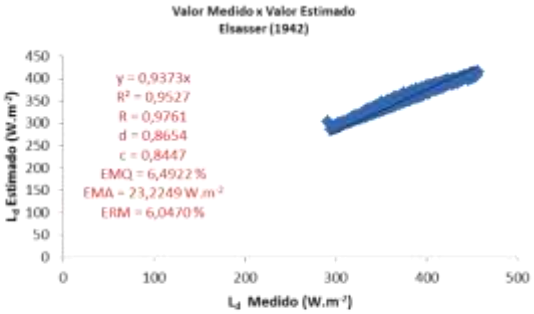

Valor Medido x Valor Estimado
Efimova (1961)
y = 1,0384x
R² = 0,965
R = 0,9823
d = 0,9473
c = 0,9305
EMQ = 4,1883 %
EMA = 14,8031 W.m⁻²
ERM = 3,9721 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

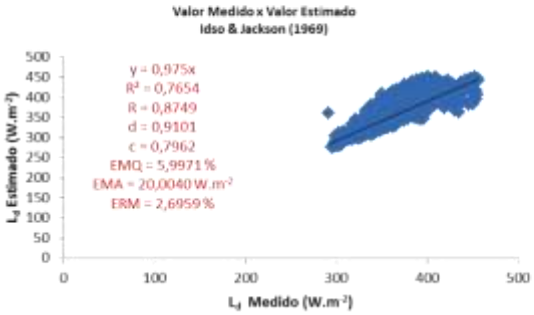

Valor Medido x Valor Estimado
Swinbank (1963) - modelo 1
y = 0,9821x
R² = 0,9042
R = 0,9509
d = 0,9625
c = 0,9152
EMQ = 3,9399 %
EMA = 13,32 W.m⁻²
ERM = 2,1677 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

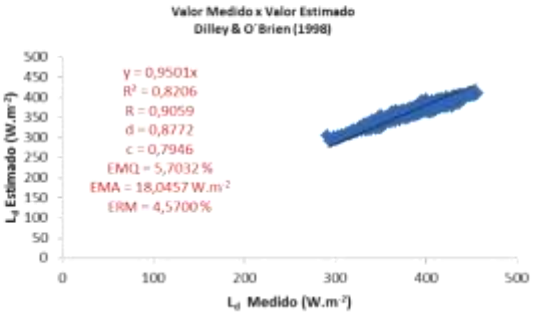

Valor Medido x Valor Estimado
Brunt (1932)
y = 0,958x
R² = 0,9503
R = 0,9748
d = 0,9329
c = 0,9095
EMQ = 4,6006 %
EMA = 15,70 W.m⁻²
ERM = 4,1059 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

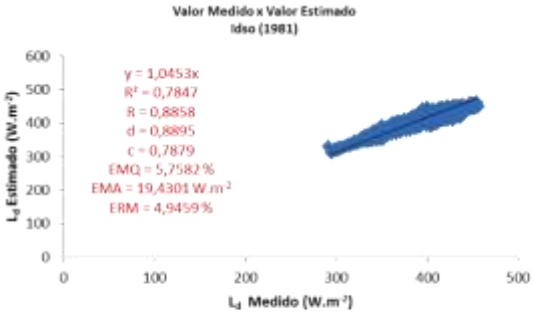

Valor Medido x Valor Estimado
Ångström (1918)
y = 0,9656x
R² = 0,9028
R = 0,9501
d = 0,9385
c = 0,8917
EMQ = 4,1658 %
EMA = 13,5060 W.m⁻²
ERM = 3,1674 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

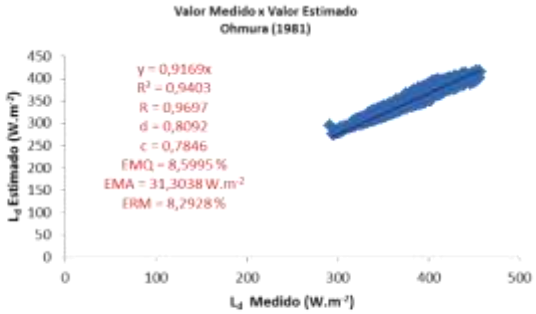

Valor Medido x Valor Estimado
Swinbank (1963) - modelo 2
y = 0,9574x
R² = 0,9116
R = 0,9548
d = 0,9307
c = 0,8886
EMQ = 5,3537 %
EMA = 17,9867 W.m⁻²
ERM = 4,5943 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

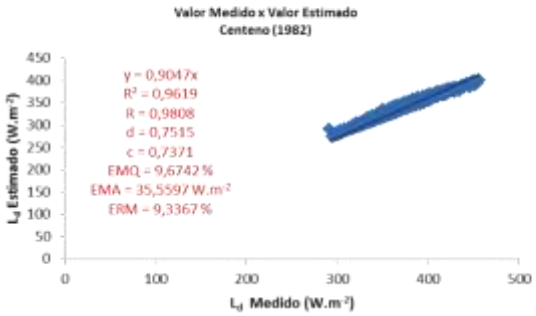

Valor Medido x Valor Estimado
Elsasser (1942)
y = 0,9373x
R² = 0,9527
R = 0,9761
d = 0,8654
c = 0,8447
EMQ = 6,4922 %
EMA = 23,2249 W.m⁻²
ERM = 6,0470 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

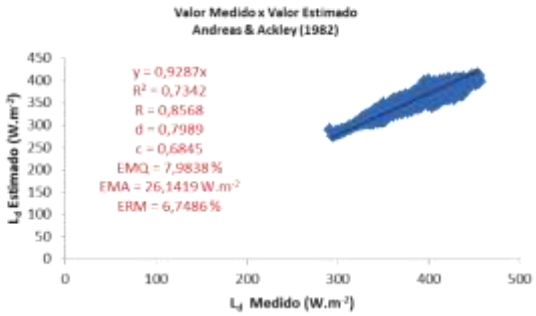

Valor Medido x Valor Estimado
Idso & Jackson (1969)
y = 0,975x
R² = 0,7654
R = 0,8749
d = 0,9101
c = 0,7962
EMQ = 5,9971 %
EMA = 20,0040 W.m⁻²
ERM = 2,6959 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

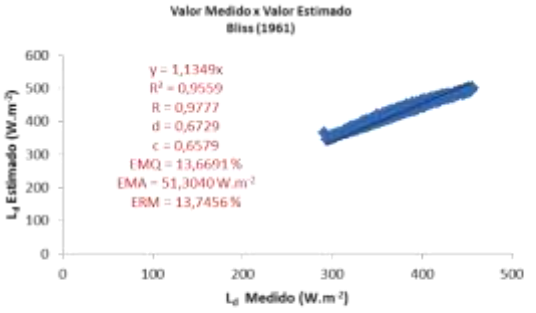

Valor Medido x Valor Estimado
Dilley & O´Brien (1998)
y = 0,9501x
R² = 0,8206
R = 0,9059
d = 0,8772
c = 0,7946
EMQ = 5,7032 %
EMA = 18,0457 W.m⁻²
ERM = 4,5700 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

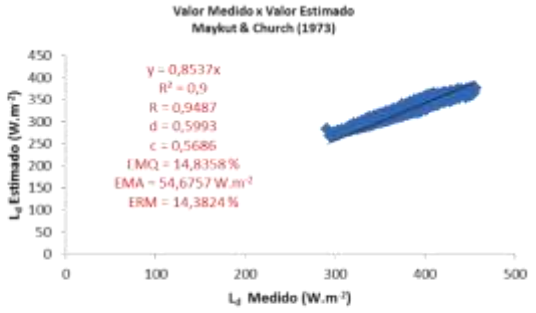

Valor Medido x Valor Estimado
Idso (1981)
y = 1,0453x
R² = 0,7847
R = 0,8858
d = 0,8895
c = 0,7879
EMQ = 5,7582 %
EMA = 19,4301 W.m⁻²
ERM = 4,9459 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

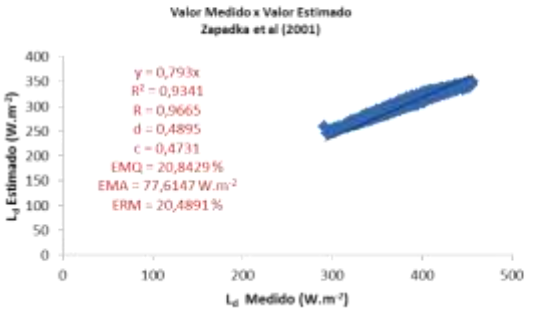

Valor Medido x Valor Estimado
Ohmura (1981)
y = 0,9169x
R² = 0,9403
R = 0,9697
d = 0,8092
c = 0,7846
EMQ = 8,5995 %
EMA = 31,3038 W.m⁻²
ERM = 8,2928 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

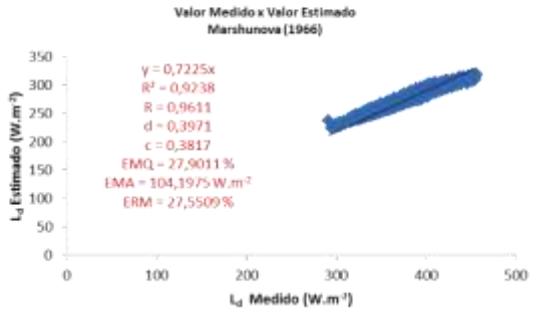

Valor Medido x Valor Estimado
Centeno (1982)
y = 0,9047x
R² = 0,9619
R = 0,9808
d = 0,7515
c = 0,7371
EMQ = 9,6742 %
EMA = 35,5597 W.m⁻²
ERM = 9,3367 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)

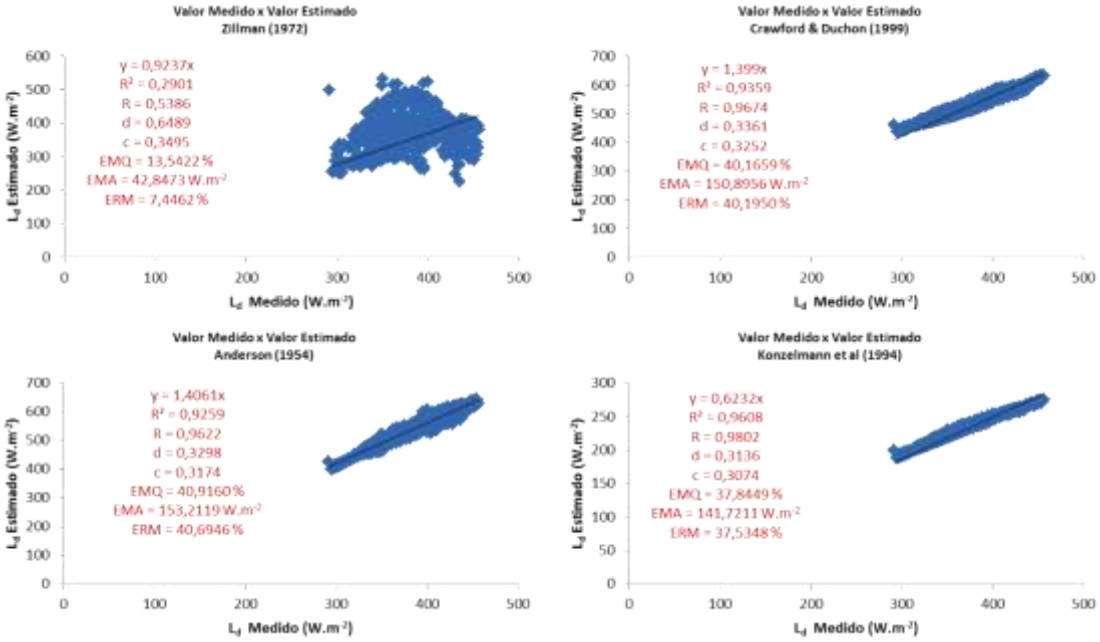

Valor Medido x Valor Estimado
Andreas & Ackley (1982)
y = 0,9287x
R² = 0,7342
R = 0,8568
d = 0,7989
c = 0,6845
EMQ = 7,9838 %
EMA = 26,1419 W.m⁻²
ERM = 6,7486 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)


Valor Medido x Valor Estimado
Bliss (1961)
y = 1,1349x
R² = 0,9559
R = 0,9777
d = 0,6729
c = 0,6579
EMQ = 13,6691 %
EMA = 51,3040 W.m⁻²
ERM = 13,7456 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)


Valor Medido x Valor Estimado
Maykut & Church (1973)
y = 0,8537x
R² = 0,9
R = 0,9487
d = 0,5993
c = 0,5686
EMQ = 14,8358 %
EMA = 54,6757 W.m⁻²
ERM = 14,3824 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)


Valor Medido x Valor Estimado
Zapadka et al (2001)
y = 0,793x
R² = 0,9341
R = 0,9665
d = 0,4895
c = 0,4731
EMQ = 20,8429 %
EMA = 77,6147 W.m⁻²
ERM = 20,4891 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)


Valor Medido x Valor Estimado
Marshunova (1966)
y = 0,7225x
R² = 0,9238
R = 0,9611
d = 0,3971
c = 0,3817
EMQ = 27,9011 %
EMA = 104,1975 W.m⁻²
ERM = 27,5509 %
Ld Estimado (W.m⁻²)
Ld Medido (W.m⁻²)


Valor Medido x Valor Estimado
Zillman (1972)
y = 0,9237x
R² = 0,2901
R = 0,5386
d = 0,6489
c = 0,3495
EMQ = 13,5422 %
EMA = 42,8473 W.m-2
ERM = 7,4462 %
Ld Estimado (W.m-2)
Ld Medido (W.m-2)
Valor Medido x Valor Estimado
Crawford & Duchon (1999)
y = 1,399x
R² = 0,9359
R = 0,9674
d = 0,3361
c = 0,3252
EMQ = 40,1659 %
EMA = 150,8956 W.m-2
ERM = 40,1950 %
Ld Estimado (W.m-2)
Ld Medido (W.m-2)
Valor Medido x Valor Estimado
Anderson (1954)
y = 1,4061x
R² = 0,9259
R = 0,9622
d = 0,3298
c = 0,3174
EMQ = 40,9160 %
EMA = 153,2119 W.m-2
ERM = 40,6946 %
Ld Estimado (W.m-2)
Ld Medido (W.m-2)
Valor Medido x Valor Estimado
Konzelmann et al (1994)
y = 0,6232x
R² = 0,9608
R = 0,9802
d = 0,3136
c = 0,3074
EMQ = 37,8449 %
EMA = 141,7211 W.m-2
ERM = 37,5348 %
Ld Estimado (W.m-2)
Ld Medido (W.m-2)