MEDIDAS E ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ONDAS LONGAS, PARA A REGIÃO DE PIRACICABA (SP)

JEAN PIERRE H.B. OMETTO

Orientador: Prof. Dr. Valter Barbieri

Dissetação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Mestre em Agronomia. Área de Concentração: Agrometeorologia.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Fevereiro - 1995

CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - CAMPUS "LUIZ DE QUEIROZ"/ USP

Ometto, Jean Pierre H.B.

Medidas e estimativas do balanço de ondas longas, para a região de Piracicaba (SP). Piracicaba, 1995.

87 p.

Diss. (Mestre) - ESALQ
BIBLIOGRAFIA.

1. Balanço de energia - Piracicaba (região) 2. Equação de Brunt-Geiger
3. Meteorologia 4. Radiação solar 5. Radiação terrestre I. Escola Superior de agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba.

CDD 551.5
630.2515

**MEDIDAS E ESTIMATIVAS DO BALANÇO
DE ONDAS LONGAS, PARA A REGIÃO
DE PIRACICABA (SP)**

JEAN PIERRE H.B. OMETTO

Aprovada em: 07/04/95

Comissão Julgadora:

Prof. Dr. Valter Barbieri

ESALQ/USP

Prof. Dr. Nilson Augusto Villa Nova

ESALQ/USP

Prof. Dr. Miguel Angelo Maniero

UFSC

Prof. Dr. Valter Barbieri
Orientador

À minha filha *ISABELA*

DEDICO

AGRADECIMENTO

Ao Prof. Dr. Valter Barbieri, pela orientação, amizade e dedicação exemplar.

Aos Professores Doutores José Carlos Ometto e Nilson Augusto Villa Nova, pelas sugestões, orientações e prestividade, pelo grande apoio e sobretudo pela amizade pessoal e preocupação constante pelo aprimoramento dos trabalhos.

Aos outros professores do Departamento de Física e Meteorologia em especial à Luiz Roberto Angelocci e Antonio Roberto Pereira, pelas sugestões e apoio ao trabalho.

Ao Prof. Miguel Angelo Maniero pela presença e sugestões apresentadas à defesa do trabalho.

À ESALQ/USP, principalmente ao Departamento de Física e Meteorologia, pelo acolhimento amistoso e profissional, e pela qualidade na condução do curso de pós-graduação e de sua produção acadêmica.

À todos os funcionários do Departamento de Física e Meteorologia, em especial a Márcia e ao Robinson, pela prestatividade e amizade dedicadas ao longo do curso de pós-graduação.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vi
ÍNDICE DE TABELAS.....	ix
RESUMO.....	xi
SUMMARY.....	xiv
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1. A Radiação Terrestre.....	6
2.1.1. Radiação de Corpos Negros.....	6
2.1.2. A Radiação de corpos naturais.....	8
2.2. Considerações sobre o papel da atmosfera terrestre.....	9
2.2.1. Considerações sobre cobertura de nuvens.....	12
2.3. Balanço de Energia.....	13
2.3.1. Radiação Líquida.....	13
2.3.2. Radiação de Ondas Longas.....	15
2.3.3. Relação entre Balanço de Energia e Cobertura de Nuvens.....	17

3. MATERIAL E MÉTODO.....	20
3.1. Duração do dia (N).....	20
3.2. Horas de brilho solar medidas (insolação) (n).....	22
3.3. Razão de Insolação (n/N).....	23
3.4. Radiação Solar Global Teórica (ausente à atmosfera).....	23
3.5. Radiação Solar Global Medida (Roc).....	26
3.6. Radiação líquida medida (Rn).....	27
3.7. Pressão parcial de vapor d'água atmosférico (v_e).....	29
3.8. Balanço de ondas longas.....	32
3.9. Dados Obtidos.....	36
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	37
4.1. Análise dos dados.....	37
4.2. Resultados da radiação de ondas longas (RL_0) medida e estimadas.....	49
4.3. Estimativa das equações de Balanço de ondas longas utilizando umidade absoluta.....	50
4.4. Balanço de ondas longas para diferentes períodos no ano.....	51
4.4.1. Primavera - Verão.....	51
4.4.2. Outono - Inverno.....	53

5. CONCLUSÕES.....	56
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	58
TABELAS E FIGURAS COMPLEMENTARES.....	66

ÍNDICE FIGURAS

Página

Figura 1. Distribuição espectral da radiação solar, na ausência da atmosfera (Robinson, 1966).....	5
Figura 2. Emissão do corpo negro em função da temperatura.....	7
Figura 3. Distribuição espectral das emissões de corpos negros à -33°C e +27°C.....	8
Figura 4. Aspectos da absorção solar pelos diferentes componentes da atmosfera (A) espectro de emissão do corpo negro à 6000°k; (B) Irradiância solar no topo da atmosfera; (C) irradiância solar ao nível do mar. Robinson (1966).....	10
Figura 5. Absorção pela atmosfera vertical da radiação terrestre emitida pela superfície do solo.....	11
Figura 6. Relação entre $R_{Lo}/\sigma T^4$ (0,56 - 0,092 ve) em função da Razão de insolação para Piracicaba, SP.....	38

- Figura 7. Relação entre $R_{Lo}/\sigma T^4$ ($0,1 + 0,9 n/N$) em função da Pressão Atual de vapor para Piracicaba, SP.....40
- Figura 8. Relação entre R_{Lo} medidas em função da R_{Lo} estimada pela equação: $R_{Lo} = \sigma T^4$ ($0,462 - 0,0853 \vee e$).....41
- Figura 9. Relação entre R_{Lo} medido em função da R_{Lo} estimado por Brunt pela seguinte equação: $R_{Lo} = \sigma T^4$ ($0,56 - 0,092 \vee e$).....41
- Figura 10. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação: $R_{Lo} = \sigma T^4$ ($0,091 - 0,019 \vee e + 0,42 n/N - 0,055 n/N \vee e$) em função da R_{Lo} observada, para Piracicaba, SP.....43
- Figura 11. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação: $R_{Lo} = \sigma T^4$ ($0,233 - 0,056 \vee e + 0,209 n/N$) em função do R_{Lo} do observado, para Piracicaba, SP.....45
- Figura 12. Relação entre $R_{Lo}/\sigma T^4$ ($0,44 - 0,056 \vee e$) em função da razão de insolação para Piracicaba.....47

- Figura 13. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação:
$$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,44 - 0,056 \vee e) \cdot (0,066 + 0,97 n/N)$$

em função da R_{Lo} observado para Piracicaba, SP.....48
- Figura 14. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação de
Brunt-Geiger e R_{Lo} observado para Piracicaba, SP.....49
- Figura 15. Histograma de frequência de n/N (em valores).....86
- Figura 16. Histograma de frequência n/N (percentual).....86
- Figura 17. Histograma de frequência de pressão atual de
vapor.....87
- Figura 18. Histograma de frequência de pressão atual de
vapor (percentual).....87

ÍNDICE TABELAS

Página

Tabela 1. Valores medidos de: Q_0 = radiação solar global teórica [cal/cm ² .dia]; R_{oc} = radiação solar global medida (radiação de ondas curtas) [cal/cm ² .dia]; N = duração do dias [horas]; n = horas de brilho solar; T_a = temperatura do ar[°C]; UR = umidade relativa; $e(sat)$ = pressão de saturação do ar à temperatura T_a [mmHg].....	67
--	----

Tabela 2. Dados utilizados nos cálculos das regressões. R_{oc} = Radiação de ondas curtas [cal/cm.dia]; $R_{oc}(1-r)$ = Parcela refletida da radiação de ondas curtas [cal/cm.dia]; R_n = Radiação líquida medida [cal/cm.dia]; R_{Lo} = Radiação de ondas longas [cal/cm.dia]; T = Temperatura absoluta [K]; e_a = Tensão atual de vapor [mmHg]; n/N = Razão de insolação; E_a = Emissividade atmosférica.....	71
---	----

Tabela 3. Estimativa do Balanço de ondas longas, para dias limpos (n/N 0,88): $R_{oc}(1-r)$ = radiação de ondas curtas subtraída do albedo [$\text{cal}/\text{cm}^2.\text{dia}$]
 R_n = Radiação líquida medida [$\text{cal}/\text{cm}^2.\text{dia}$];
 R_{lo} = Radiação de ondas longas medida [$\text{cal}/\text{cm}^2.\text{dia}$]; T = Temperatura absoluta [K];
 UR = Umidade relativa; ea = Umidade absoluta [mmHg]; n/N = Razão de insolação; σ = Constante de Stefan-Boltzmann [$1,19 \times 10^{-7} \text{ cal}/\text{cm}^2.\text{dia}$];
 E_a = Emissividade atmosférica.....75

Tabela 4. Dados estimados de radiação de ondas longas a partir da equação original de Brunt e equações 1, 2 e 3 propostas neste trabalho. $R_{Lo}(\text{med})$ = Radiação de ondas longas medida [$\text{cal}/\text{cm}.\text{dia}$].....77

Tabela 5. Valores da declinação solar - σ Anuário Astronômico do Instituto Astronômico e Geofísico -USP, 1993 (grau e décimo).....82

Tabela 6. Pressão máxima de vapor à temperatura T (mmHg).....84

MEDIDAS E ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ONDAS LONGAS, PARA A REGIÃO DE PIRACICABA (SP)

Autor: Jean Pierre H.B. Ometto
Orientador: Prof. Dr. Valter Barbieri

RESUMO

Estudando a equação de Brunt-Geiger (1948) para determinação do balanço de radiação de ondas longas, $R_{oL} = \sigma T^4 (a-b \sqrt{e}) (a'+b' n/N)$, onde "a" igual a 0,56, "b" igual a 0,092, "a'" igual a 0,1 e "b'" igual a 0,9 e considerando, como citam diversos autores, que as características locais, sobretudo a cobertura de nuvens, influem no balanço de energia, fez-se uma análise em separado dos coeficientes da equação utilizando o método de regressão linear visando chegar a adequação desta expressão aos dados locais.

Os dados foram medidos para a região de Piracicaba - SP. , coordenadas geográficas de 22°42'S, 47°37'W e 570m de altitude, por Ometto (1968) e pelo Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ USP.

A partir disto, se propôs regressões múltiplas analisando a interrelação dos fatores atmosféricos vapor d'água e insolação, os quais interferem conjuntamente no balanço de radiação de ondas longas.

O primeiro estudo de regressão múltipla apresentou o seguinte resultado: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,091 - 0,019 \vee e + 0,42 n/N - 0,55 n/N \vee e)$. Com intenção de eliminar a interdependência entre as variáveis, desconsiderou-se o termo $n/N \vee e$ da regressão múltipla original, e assim refazendo a regressão obteve-se a seguinte expressão: $RL_0 = \sigma T^4 (0,233 - 0,056 \vee e + 0,209 n/N)$. Para esta equação assumiu-se n/N igual a 1, ou seja uma condição de céu completamente claro e aplicou-se uma regressão linear considerando todo o universo de dados de razão de insolação. Esta regressão linear apresentou a seguinte expressão como resultado: $RL_0 = \sigma T^4 (0,44 - 0,56 \vee e) (0,06 + 0,97n/N)$.

A proposta de se correlacionar diretamente $RL_0 / \sigma T^4$ x $f(\vee e)$ foi considerada assumindo os valores de razão de insolação superiores à 0,88 encontrados no universo de dados medidos por Ometto (1968). A esses dados aplicou-se uma regressão linear obtendo-se resultados razoavelmente consistentes. No entanto, dado ao número muito pequeno de medidas, não se pode compara-lá, com um nível de confiança bom à equação original de Brunt.

Separou-se os dados em períodos e obteve-se para Primavera-Verão: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,23 - 0,051 \vee e + 0,19 n/N)$, e para Outono-Inverno: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,23 - 0,062 \vee e + 0,24 n/N)$, mostrando a influência da nebulosidade no verão. Além disto, tentou-se a

viabilidade da utilização da umidade absoluta em substituição da pressão parcial de vapor para os cálculos, com resultados que não justificam sua aplicação para a localidade.

MEDIDAS E ESTIMATIVAS DO BALANÇO DE ONDAS LONGAS, PARA A REGIÃO DE PIRACICABA (SP)

Author: Jean Pierre H.B. Ometto
Adviser: Prof. Dr. Valter Barbieri

SUMMARY

Studying the Brunt-Geiger 's (1948) equation for the determination of long wave balance, $R_{Lo} = \sigma T_4^4 (a - b \sqrt{e}) (a' + b' n/N)$ where "a" equal to 0,56; "b" equal to 0,092, "a'" equal to 0,1 and "b'" equal to 0,9, and considering, like several authors mentions, the local characteristics, especially cloudy skies, influence on the energy balance; by this an analysis were made in separated for equation coefficients using the linear regression methods looking for check the appropriation of this expression to locals data.

The measure were take to region of Piracicaba - SP, geographics coordinate of 22°42'S, 47°37'W and 570 height, by Ometto (1968) and Phisics and Meteorologic Department ESALQ - USP.

From this, multiples regression were proposed analysing the interrelation between the atmosferic parameters, water vapor and insolation, wich interfere assembly on the long wave radiation balance.

The first study of multiple regression show the follow result: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,091 - 0,019 \sqrt{e} + 0,42 n/N - 0,55 n/N - 0,55 n/N \sqrt{e})$. Intending to eliminate the interdependency between the variables, the term $n/N \sqrt{e}$ were desconsiderated from the original multiple regression, and then recalculating the regression the result was $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,233 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 n/N)$. To this equation were assumed $n/N = 1$, other words, a condition of clearly skie, and than a linear regression were calculed considereting all universe of isolation values that was on the measures. This calculation show: $R_{Lo} = \sigma t^4 (0,44 - 0,56 \sqrt{e}) (0,06 + 0,97 n/N)$.

The propose of direct correlation $R_{Lo}/\sigma T^4 \times f(\sqrt{e})$, was considered assuming valves of n/N superiors to 0,88, found in the universe of measuring data takes for Ometto (1968). A linear regression was applied founding resonables values, but not consistent to questionate the original equation Brunt.

The mesures were separeted in periods. To spring-summer:

$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,23 - 0,051 \sqrt{e} + 0,19 n/N)$, and to autonn-winter:

$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,23 - 0,062 \sqrt{e} + 0,24 n/N)$, showing the influence of clouds in summer. Tests of the viability of absolute umidity (g/m^3) instead of strean pression on the calcules were take. The results didn't justify its application for the local.

1. INTRODUÇÃO

Há milênios entende-se o sol como fonte vital à vida na terra. O conhecimento mais profundo dos fenômenos e dos processos que determinaram esta verdade sempre foi um desafio ao homem. Para tal a humanidade procurou desenvolver equipamentos que trouxeram o conhecimento real da energia solar incidente em qualquer ponto do globo, em qualquer instante que seja. No entanto era preciso também saber o quanto desta energia incidente a terra emitia para o espaço. Desde que era sabido que todo corpo emite energia em função de sua própria energia interna, era evidente que a terra quanto mais radiação recebesse mais radiação emitiria, e essa radiação não poderia ser computada no total da qual seria utilizada para os processos naturais, tais como evaporação, evapotranspiração, aquecimento do ar, metabolismo biológico, etc.

O físico Stefan e o matemático Boltzman haviam levantado a proporcionalidade do modelo de emissão radiante proposto por Planck. O modelo dizia que a energia emitida por um corpo é proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. A temperatura da superfície de emissão conhecida, a proporcionalidade levantada, seria simples determinar a perda de energia da superfície terrestre. Mas essa emissão também interagia

com a atmosfera. Iniciou-se então estudos para determinar quais os elementos atmosféricos que mais interagiam coma radiação terrestre, isto é, os que mais absorviam a radiação do solo. Estes estudos levaram à direção do teor de água na atmosfera, fosse ela na forma gasosa (vapor), líquida ou sólida.

Estes estudos eram apoiados por equipamentos que mediam a emissão terrestre e que já começavam a ser desenvolvidos, no entanto eram caros, de difícil manuseio e altamente sensíveis. Com isso, valores obtidos por esses aparelhos associados à valores estimados pelo modelo teórico de emissão energética, obtinha-se o coeficiente de absorção atmosférico, em função do teor em água da atmosfera. Brunt (1939)¹ definiu valores de regressão, ou seja ajuste da emissão de ondas longas em função do vapor d'água, para condição de atmosfera limpa, livre de nuvens. Posteriormente Geiger (1948)² corrigiu com um segundo coeficiente para a condição de cobertura atmosférica (nuvens).

Essa expressão composta obtida na Inglaterra por Brunt (1939) e ajustada na Alemanha por Geiger (1948), perdura até hoje. Apesar dos fatores físicos e astronômicos considerados nas equações serem teoricamente imutáveis de região para região no globo terrestre, algumas condições geográficas, de movimentação do ar entre outras, acabam determinando alterações nas características de

¹Brunt, D. Physical and Dinamical Meteorology, 2ª Cambrige University Press, 428p. 1939.

²Geiger, R. The climate near to the Ground. Bleu Hill Meteorology Observatory. Harvard University, Cambrige, 482p, 1948.

cobertura atmosférica que influenciam o balanço energético desta região específica.

Na importância do conhecimento, do estudo, da comprovação ou não das proposições já formuladas, reside o significado da ciência, e neste caso específico, o conhecimento da expressão de emissão terrestre vem do fato de que o balanço de radiação, composto pela radiação solar incidente, sua parcela refletida e a própria emissão terrestre, é de vital importância aos processos físicos, químicos e sobretudo biológicos que ocorrem na natureza.

O objetivo deste estudo é propor uma alternativa à equação de Brunt-Geiger (1948), largamente utilizada para determinação do Balanço de ondas longas, *baseada na proposição de que características locais influenciam neste balanço*. Robinson (1966) salienta que o albedo para ondas longas das bases das nuvens influencia determinantemente o balanço desta faixa espectral. O albedo é dependente da espessura das nuvens, e esta dependência é diferente para os vários tipos de nuvens. As características de cobertura para a região de Piracicaba são diferentes das existentes na Inglaterra, onde Brunt (1939) estabeleceu suas expressões, e da Alemanha onde Geiger (1948) a ajustou havendo portanto a possibilidade de determinação de valores diferentes para a equação.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A radiação solar ocupa lugar de destaque e de primordial importância entre os elementos meteorológicos, pois além de ser o princípio básico da vida, é o motor que impulsiona a atmosfera (GEIGER, 1961). Quem primeiro publicou um trabalho sobre emissão da radiação eletromagnética pela matéria, inclusive observando que "para um dado comprimento de onda um corpo bom absorvedor de radiação é também um bom emissor", foi Kirchhoff em 1859, citado por Monteith (1973).

A habilidade de emitir e absorver radiação é uma propriedade intrínseca de sólidos, líquidos e gases e é sempre associada com a mudança do estado energético de átomos e moléculas.

Grande parte da radiação emitida pelo sol está confinada à um comprimento de onda que vai de 0,3 à 3,0 μm (MONTEITH); (1990). Segundo Wien, (1926) dentro deste espectro, o comprimento de onda de maior energia, ao qual está associado um maior número de fatores é próximo à 0,48 μm , pois é o comprimento de onda que mais existe no espectro e para este autor o produto desse comprimento de onda pela temperatura absoluta do corpo é constante e igual a 2897 $\mu\text{m.K}$ (i.e $\lambda_{\text{max}} T = 2897 \mu\text{m.K}$), e neste caso

a estimativa da temperatura da atmosfera solar se aproxima a 6000 K. (Figura 1).

U.V. - Ultravioleta
V. - Visível
I.V. - Infravermelho

Figura 1. Distribuição espectral da radiação solar, na ausência da atmosfera (Robinson, 1966).

Para Geiger (1961), a distribuição espectral das intensidades de comprimento de onda em uma emissão se comporta de tal maneira que 25% do total da radiação estão abaixo de $\lambda_{\max}$ e 75% acima deste comprimento de onda acima considerado. O mesmo autor cita Hofmann³, que propõe que se considere um comprimento de onda λ_s que corresponda ao "centro de gravidade" da distribuição espectral, de tal forma que a cada lado de λ_s contenha 50% da radiação total emitida. O produto deste comprimento de onda λ_s pela temperatura absoluta é igual à 4100 [i.e $T \times \lambda_s = 4100$; (K $\times$ μm)].

³Hofmann, G. Zue Darstellung der spektralen Verteilung der strahlungsenergie. Arch f. Met (B) 6, 274-279. 1955.

Conforme Stefan-Boltzmann deduziram, integrando todo espectro da energia solar, o total de energia emitida é da ordem de 74 milhões W/m^2 . Sendo a distância média terra-sol $1,5 \times 10^8 \text{ Km}$, a irradiância em uma superfície plana no topo da atmosfera, chamada de Constante Solar, foi estimada nos últimos 50 anos entre 1,94 à 2,00 $\text{cal/cm}^2 \times \text{min}$. Medidas mais recentes utilizando-se balões ou mesmo com aeronaves voando acima da estratosfera tem confirmado o valor de 1,94 $\text{cal/cm}^2 \times \text{min}$.

2.1. A Radiação Terrestre

2.1.1. Radiação de Corpos Negros

Definido teoricamente como um corpo perfeitamente absorvedor de radiação de todos os comprimentos de onda, o corpo negro deu lugar à numerosos estudos termodinâmicos que salientaram as seguintes características principais:

- 1 - o corpo negro sendo perfeito absorvedor é igualmente perfeito emissor (Drummond, 1968);
- 2 - emissão é unicamente função de sua temperatura, e é dada pela relação: $E = \sigma \times T^4$. Relação esta proposta por Stefan-Boltzman, (Figura 2), onde E (energia emitida equivalente ao somatório da energia de todos os comprimentos de onda nela contidos) é expressa em W/m^2 e T em graus Kelvin (temperatura absoluta) com $\sigma = 5,62 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \times \text{K}^4$. Esta relação só é válida integralmente para corpos negros;

Figura 2. Emissão do corpo negro em função da temperatura.

- 3 - a radiância, fluxo de uma fonte por unidade de área em uma direção específica, de um corpo negro é a mesma em todas as direções (lei de Lambert) e sua emissão é igual ao produto de sua radiância por π (pi), dentro de um sistema de unidade homogêneo;
- 4 - a lei de Wien se aplica perfeitamente aos corpos negros;
- 5 - segundo Planck as curvas espectrais correspondentes à duas temperaturas diferentes não se remontam jamais (Figura 3), ou seja, "a radiação emitida por um corpo tem a distribuição dos seus comprimentos de onda de acordo com sua temperatura".

Figura 3. Distribuição espectral das emissões de corpos negros à $-33^{\circ}C$ e $+27^{\circ}C$.

Estas observações confirmam os limites energéticos dos comprimentos de onda da radiação solar, e com eles podemos afirmar que um corpo negro à temperatura de 288 K ($15^{\circ}C$) emite um comprimento de onda de máxima energia em $10\mu m$ e os limites dos comprimentos de onda da emissão encontram-se entre 5 e $80\mu m$, sendo este praticamente o universo coberto pela radiação terrestre (Gates, 1980). Gole(1970) observa que a radiação emitida pela terra, e seu espectro de distribuição, apenas se aproxima da radiação emitida por um corpo negro à 288 K. Esta seria a média da temperatura absoluta da superfície terrestre, sendo portanto que seu espectro de emissão de radiação se situa na faixa do infravermelho.

2.1.2. A Radiação de corpos naturais

Para todo corpo negro cada temperatura corresponde à uma emissão energética bem definida, e sua característica espectral é também perfeitamente determinada, como visto anteriormente.

Os corpos naturais, por sua vez, não são geralmente dotados destas características; normalmente eles refletem parcialmente certos comprimentos de onda, ou ao contrário se deixam atravessar por eles. Dentro do nosso domínio de temperatura, -50°C à $+80^{\circ}\text{C}$, são os comprimentos na faixa do infra vermelho (entre 4 e $100\ \mu\text{m}$) que devem ser retidos. No entanto pode-se considerar que os corpos naturais são dotados de um poder de absorção ou emissão próxima do corpo negro para todo o universo de comprimento de ondas da radiação terrestre. Desta maneira pode-se frequentemente denominá-los corpos negros, pois o valor de absorção média para esses corpos está em torno de 0,95 (Maurain, 1937).

Deve-se salientar que para a maior parte dos corpos líquidos ou sólidos, estes fenômenos de emissão e de absorção são geralmente fenômenos de superfície, e assim sendo o estado e a temperatura da superfície são de extrema importância à emissão dos corpos naturais.

2.2. Considerações sobre o papel da atmosfera terrestre

A atmosfera é uma estrutura que absorve e emite ondas de forma seletiva, e um de seus principais componentes absorvedor-emissor de ondas, o vapor d'água, é variável em quantidade e distribuição ao longo do planeta (Gole, 1970). Houghton (1963), Barchewitz, Amat et Rosetti (1954), citam além do vapor d'água, o gás carbônico como elemento importante no balanço de energia da atmosfera. Outros autores entre eles Godoy (1964), Kondratiev

(1965) e Robison (1966), também enfocam esses elementos em seus trabalhos. Além desses, outros como ozônio e poeira atuam na depleção atmosférica, que envolve processos de reflexão e desvios na faixa do visível no espectro da radiação solar e também absorção do infravermelho, este último com atuação mais marcante do vapor d'água. (Figura 4).

Figura 4. Aspectros da absorção solar pelos diferentes componentes da atmosfera (A) espectro de emissão do corpo negro à 6000°K; (B) Irradiância solar no topo da atmosfera; (C) irradiância solar ao nível do mar. Robinson (1966).

Com relação à absorção, Gole (1970) salienta que a nível da estratosfera esta é basicamente efetiva na zona do ultra violeta, na qual atua o ozônio. Através da figura (Figura 5) pode-

se ter uma idéia bem clara das bandas de absorção importantes na atmosfera.

Figura 5. Absorção pela atmosfera vertical da radiação terrestre emitida pela superfície do solo.

Vários modelos de ábacos visando estimar a radiação terrestre emitida pela atmosfera foram propostos por Elsasser (1960), e Yamamoto (1952), no entanto fórmulas mais simples e estatisticamente válidas foram propostas. As mais utilizadas são a de Ångstron e Brunt, (1939) ambas comparam a emissão atmosférica à um corpo negro, considerando a temperatura do ar ao nível do solo e um fator levando em consideração o vapor d'água. Estas fórmulas são particularmente importantes no cálculo do balanço de energia radiante ao nível do solo. A temperatura, aspecto importante no fator emissivo da atmosfera, situa-se, em média, a 293°K na troposfera, camada na qual se concentra o vapor d'água e o gás carbônico. Nesta camada devido a presença predominante destes componentes o comprimento de onda de maior concentração na emissão energética é de 9,6 μm (Gates, 1980). A temperatura média da estratosfera, camada da atmosfera situada a cerca de 22 quilômetros da superfície terrestre, é cerca de 235 °K.

2.2.1. Considerações sobre cobertura de nuvens

As considerações feitas para o céu sem nuvens retrata apenas uma parcela dos dias em uma determinada localidade. Normalmente a presença de nuvens aumenta o fluxo de radiação recebida pelo solo, a irradiação do gás carbônico e sobretudo do vapor d'água da camada atmosférica compreendida entre o solo e a base das nuvens é suplementada pela irradiação das próprias nuvens (Usworth, 1990). Segundo Vassy (1966) uma nuvem normal deve ter ao menos 30m (metros) de espessura para começar a emitir como um corpo negro. Para outros autores esta espessura deve ser de no mínimo 100m para que se possa considerar a nuvem como um corpo negro, sendo sua temperatura de emissão um pouco diferente daquela de sua base (Godoy, 1964). Dentro destas condições as nuvens emitem na direção da superfície da terra uma radiação infravermelha facilmente calculável, mas que é parcialmente absorvida pela atmosfera interposta entre o solo e a base das nuvens. Boltz citado por Kondratiev (1965) propôs uma fórmula para calcular o acréscimo ao balanço de radiação em direção ao solo provocado por uma cobertura de nuvens, esta fórmula é a seguinte: $L_n = L (1+kn)$, onde:

L: Radiação em direção ao solo;

L_n : Radiação em direção ao solo acrescida do fator de nebulosidade;

K_n : Fator nuvem, varia de: 0,04 para Cirrus; 0,08 para Cirrustratus; 0,17 para Alto Cumulus; 0,20 para Alto Estratus ou Cumulus; e 0,24 para Stratus.

2.3. Balanço de Energia

2.3.1. Radiação Líquida

Durante o dia, parte da energia vinda do sol é refletida de volta ao espaço pela superfície, fração esta conhecida por *albedo*, e parte interage com o solo alterando seu estado de energia; a radiação de onda longa emitida pelo solo, nuvens e atmosfera também contribuem ao fluxo de radiação líquida. Durante a noite, o resfriamento da superfície do solo, a emissão de radiação de ondas longas pelas nuvens e pela atmosfera é que determinam a radiação líquida (Berkowicz, 1982). O balanço de radiação de onda longa ao solo vem a ser a composição entre a radiação emitida pelo solo à atmosfera e a reirradiação desta em direção ao solo. A radiação líquida deste processo, que vem a ser o saldo de radiação sobre uma superfície, representa a principal fonte de energia aos processos naturais, tais como metabolismo biológico, perda d'água, decomposição orgânica entre outros (Azevedo et AL, 1991; Ometto et AL, 1972; Critchfield, 1974). Villanueva (1987), apresenta considerações sobre a importância do balanço de energia e a radiação líquida na determinação do fluxo de vapor d'água na atmosfera. Villa Nova (1973) cita Penman, dizendo que o balanço de energia é responsável por três quartos do processo de evaporação na natureza, e apenas uma quarta parte é devida ao déficit de saturação associada ao efeito da transferência de massa. Além de Penman, Villa Nova cita também os trabalhos de Budyko (1956

e 1963), Lemon(1962), Priestley (1959), Rider (1954) e Robinson (1956), os quais demonstram a importância do balanço de energia nos processos evaporativos naturais.

A radiação líquida pode ser medida através de equipamentos, normalmente caros para o uso rotineiro e usados quase que exclusivamente para pesquisas, ou através de estimativas utilizando equações considerando a radiação líquida R_n , como sendo, uma composição entre o fluxo de radiação incidente à superfície do solo (positivo) e o fluxo de radiação incidente refletido pela superfície mais fluxo de radiação emitida pela superfície do solo. (negativo).

Ometto (1991) correlacionou valores medidos de radiação líquida com radiação solar incidente na superfície do solo, supondo atmosfera ausente, e razão de insolação. Utilizou para tal, dois períodos distintos caracterizados por declinações solares, positivas e negativas. Isto porque na região as características são altamente diferenciadas nos períodos citados. Desta maneira encontrou uma expressão para representar cada um dos períodos.

Atualmente os estudos passaram a ter uma especificidade bastante grande, Hage (1993) argumenta em seu trabalho que a radiação global, definida em termos climatológicos e sendo o componente básico na determinação da energia líquida do meio, é um "parametro pobre" para descrever o ambiente radiativo das plantas, ou seja, a radiação global não é apenas uma irradiância da energia solar em uma superfície horizontal, o que vista desta maneira se torna um parâmetro unidirecional em um ambiente, na realidade,

tridimensional. Hage (1993) propõe a consideração de um parâmetro horizontal de distribuição de energia no meio ambiente, inclusive cita o trabalho de Ballare, Scopel e Sanchez (1990)⁴, que identificaram em experimento uma influência significativa na distribuição horizontal da radiação entre plantas.

2.3.2. Radiação de Ondas Longas

Segundo Azevedo(1991) o termo de maior dificuldade de determinação na equação do balanço de energia líquida é o termo referente à radiação de ondas longas incidentes na superfície do solo, R_{ol} (+), dependente sobretudo do vapor d'água da atmosfera e a cobertura de nuvens.

A radiação de ondas longas é frequentemente estimada por fórmulas empíricas, em função da temperatura e/ou da pressão de vapor d'água da atmosfera. Monteith e Unsworth (1990), propuseram uma equação utilizando medidas das terras centrais da Inglaterra, sob uma faixa de temperatura de -6°C à $+26^{\circ}\text{C}$, e obtiveram o seguinte resultado:

$R_{la} = c + d \sigma T^4$ sendo $c = (-119 \pm 16)$, $d = (1.06 \pm 0.04)$, e os valores de σ e T em W/m^2 e $^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Monteith(1990), cita que Swinbank (1963) na Austrália obteve valores semelhantes mas com uma significância menor. Muitas fórmulas complexas tem sido

⁴Ballere, C.L., Scopel, A.L. and Sanchez, R.A. Far-red radiation reflected from adjacent leaves: an early signal of competition in plant canopies. Science, 247: 329-331, 1990.

derivadas para ajustar as observações da radiação de onda longa sob céu sem nuvens e as mais precisas são as que consideram além da temperatura a pressão de vapor d'água da atmosfera, isto com intenção de determinar diferenças na água precipitável (Hatfield, 1983).

Bernard (1956), relata que vários autores tem procurado exprimir a radiação de onda longa atmosférica (R_{la}) em função do poder emissivo da atmosfera (E_a) partindo de uma fórmula empírica com a seguinte forma:

$E_a = R_{la}/\sigma T^4 = f(e)$, sendo T a temperatura absoluta do ar medida em abrigo meteorológico, e e a pressão atual de vapor medida igualmente sob o abrigo, onde a vantagem é que esta fórmula permite a determinação de R_{ol} com dados meteorológicos correntes. Bernard (1956) cita as fórmulas de Ångstron (1915) $f(e) = R_{la} T^4 = A - B \times 10^{-e}$, sendo os valores empíricos para $A = 0,81$; $B = 0,52$ (sendo e em mb), também estudada por Boltz e Falckemberg (1949) que obtiveram os seguintes valores para as constantes: $A = 0,82$; $B = 0,25$ e $\sigma = 0.0945$, que forneceram dados de 4 à 7% mais elevados para a radiação atmosférica em direção ao solo, e a fórmula de Brunt (1939).

$f(e) = R_{la}/\sigma T^4 = a + b\sqrt{e}$, citada também por Azevedo (1991), sendo os valores de $a = 0,44$ e $b = 0,080$, e a pressão de vapor em mb. Brichambaut (1963) cita as fórmulas destes autores para a estimativa da radiação atmosférica, onde a fórmula de Ångstron (1924) para céu claro, ou seja sem nuvens é: $L = \sigma T^4 (a + b e^c)$ sendo $a = 0,18$; $b = 0,25$; $c = 0,095$ e e a pressão atual

de vapor expressa em mb (milibars), e a fórmula de Brunt (1939) é definida como: $L = \sigma T^4 (a' + b' e^{0.5})$ sendo, $a = 0,40$ e $b = 0,05$; e e a pressão atual de vapor d'água (em mb).

Azevedo et AL (1991) cita em seu trabalho mais alguns autores e suas respectivas propostas de equações para determinação do fluxo de ondas longas atmosférica em direção à superfície do solo (R_{la}): - Swinbank (1963): $R_{la} = \sigma T^4 (0,92 \times 10^{-5} T^2) - I_{dso}$ & Jackson (1969): $R_{la} = \sigma T^4 (1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2])$

- Brutsaert (1975): $R_{la} = \sigma T^4 (1,24 (e_a/T)^{1/7})$

- Satterlund (1979): $R_{la} = \sigma T^4 \{1,08 - 1,08 \exp(-e^{T/1206})\}$

sendo todos em condições de céu claro (sem nuvens), e a temperatura em graus Kelvin (absoluta). Através de erro padrão de estimativa Azevedo determinou as calibrações locais para cada uma das equações (inclusive a equação de Brunt citada anteriormente). Funari et ALLI (1985) apresenta um estudo comparativo entre a equação de Brunt, e a formulação proposta por Linacre (1967), ambas para a determinação de que chamou de radiação efetiva terrestre (R_b) (balanço de ondas longas). A equação proposta por Linacre é: $R_b = 0,00032 (1 + 4n/N) (100 - T) 1440$, onde T é a temperatura do ar em graus Celcius.

2.3.3. Relação entre Balanço de Energia e Cobertura de Nuvens

O aspecto de cobertura da atmosfera pelas nuvens é de extrema importância na determinação do balanço de energia ao nível

do solo, sobretudo com relação aos aspectos quantitativos deste parâmetro. A grande variabilidade quanto à espessura, forma e ocorrência dos tipos de nuvens denota a grande complexidade na determinação desta influência. Culson (1975) cita Ångstron, o qual propõe uma relação linear entre insolação, ou seja a quantidade de luz solar que chega ao solo (n) com relação ao máximo que poderia chegar aquele dia (N) e a irradiância solar diária (Q_g), sendo (Q_c) a irradiância global no dia sem a presença de nuvens:

$$Q = Q_c[a + (1-a)n/N].$$

Black et AL (1954) cita Prescott, que considerando o fato de que a irradiância solar global em um dia sem nuvens pode variar com a transmissividade atmosférica, propôs uma alteração à equação de Ångstron. Trabalhando com a irradiância solar global em uma superfície horizontal sem a presença da atmosfera, e fatores "a" e "b" determinados a partir de equações de regressão linear sobre dados medidos obteve a seguinte equação: $Q = Q_0(a + bn/N)$. Geiger (1948) propôs uma atenuação à equação de Brunt para a determinação do balanço de ondas longas, considerando o aspecto da cobertura de nuvens.

Senna (1992), chama a atenção para o grande número de trabalhos que buscam a determinação dos parâmetros "a" e "b" nas equações que consideram o aspecto da cobertura de nuvens nas estimativas do balanço de radiação, para as diversas regiões do planeta. Com isto as deficiências e erros com relações as medidas e estimativas foram se evidenciando. Masteer (1955) citado por Senna observa a ineficácia do heliógrafo para registrar a insolação

para pequenas elevações do sol com relação ao horizonte. Ometto (1991) salienta que com a passagem de nuvens, o que faz com que incida sobre o aparelho apenas radiação solar difusa, o heliógrafo nada registra. O erro que isto acarreta baseia-se no fato de que a radiação difusa contribui para o balanço energético e, sobretudo, tem influência sobre inúmeros processos biológicos. Perlat (1961) observa que a coloração da tira de leitura do heliógrafo, sendo esta mais fosca ou menos fosca, pode acarretar problemas na medida. Além destes, outro aspecto importante a se observar com relação às medidas do heliógrafo, é o fato de que a marca produzida na tira pode apresentar descontinuidades devido à nebulosidade passageira, além de ser uma marca grosseira, o que faz com que normalmente se apele para o bom senso de quem efetua a leitura.

Estas observações não distituem a importância do heliógrafo como aparelho de medida e como ferramenta prática para os cálculos estatísticos de determinação aproximada da radiação solar global incidente, além de, como foi objeto deste estudo, estimar o balanço de ondas longas em um dado local.

3. MATERIAL E MÉTODO

As informações teóricas utilizadas foram obtidas por intermédio de modelos matemáticos e por instrumental específico, quando medidas.

3.1. Duração do dia (N)

O tempo transcorrido do nascer ao por do sol, em qualquer lugar do globo, é chamado de duração máxima do dia (N). A obtenção dessa informação é a partir de modelo matemático, utilizando conceitos astronômicos. Em virtude disso, a duração máxima do dia obtida dessa maneira é considerada um valor teórico. Ela é perfeitamente válida quando assume-se atmosfera ausente.

A obtenção do valor teórico de duração máxima do dia e utilizado na razão de insolação, baseia-se na teoria de deslocamento do ângulo zenital (Z). Essa teoria é fundamentada apoiando-se nos conceitos de: latitude (ψ) (no caso de Piracicaba $22^{\circ}42'S$); declinação solar (δ) (ver Tabela 6), que caracteriza a posição que a terra ocupa no plano da eclíptica, e ângulo horário (h), ângulo formado entre o plano meridiano do local e o plano meridiano que contém o sol. O modelo que relaciona o zenite do

local com os parâmetros acima citados é dado pela expressão:

$$\cos Z = (\sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos h) \quad (3.1.1)$$

Por definição, ângulo zenital (z) é aquele formado pela vertical do local com a imaginária linha ligando esse local ao centro do sol. Isso posto, no momento do nascer ou pôr do sol esse ângulo é exatamente 90° .

Sendo o ângulo de 90° , o cosseno desse ângulo no instante é 0 logo, a expressão (1) igualar-se-ia a 0, para situações do nascer e pôr do sol.

$$0 = \sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos h \quad (3.1.2)$$

A latitude (ψ) é um parâmetro determinado e constante para cada local no globo, a declinação solar (δ) é parâmetro conhecido e considerado constante para o período de um dia, e dessa maneira, procura-se obter o valor de (h). Pela expressão (3.1.2) obtêm-se:

$$\cos h = - \frac{\sin \psi \sin \delta}{\cos \psi \cos \delta} \quad (3.1.3)$$

A expressão (3.1.3), pode ainda ser escrita como:

$$\cos h = -\operatorname{tg} \psi \operatorname{tg} \delta \quad (3.1.4)$$

a partir da equação (3.1.4), obtêm-se o valor do ângulo horário (h)

$$h = \arccos - (tg \psi \cdot tg \delta) \quad (3.1.5)$$

O termo h encontrado em (3.1.5) refere-se ao ângulo horário que o sol tem para aquele dia, no momento do nascente ou poente. Supondo ser o nascer, a medida que o sol vai aumentando sua altura, vai diminuindo o h até ser zero na passagem meridiana, isto é, ao meio do dia. Após esse instante vai crescendo novamente até o valor do poente, igual ao nascente. Logo, durante o dia o sol descreve dois semicírculos, e como sendo a velocidade angular da terra igual a 15 graus por hora, tem-se que:

$$N = \frac{2h}{15} \quad (3.1.6)$$

ou seja $N = 0,1333 h$ sendo a duração máxima do dia (N) expresso em horas e de décimos de hora (cada décimo de hora equivale a 6 minutos). As informações sobre o cálculo estão na tabela 1.

3.2. Horas de brilho solar medidas (insolação) (n)

O registro do tempo em que o sol brilhou durante um dia, é feito por um equipamento simples, que tem por nome heliógrafo. Como sua finalidade é somente registrar o tempo de brilho do sol, existe alguns tipos de heliógrafos. O que foi utilizado para a obtenção das informações do presente trabalho, foi do tipo Campbell-Stokes. Possui uma esfera de cristal, altamente polida que tem por finalidade concentrar os raios solares. Essa esfera é sus-

pensa em um suporte com especificações. Deve ficar em posição que os hipotéticos eixos, tanto o da esfera como o da terra fiquem paralelos. Ajusta-se isso a partir de latitude do local de instalação. Perpendicular ao eixo e concentricamente a esfera fica a peça onde são colocados as tiras de registro. No momento em que o sol incide na esfera, esta concentra e focaliza a tira de papel, queimando-a. Como só existe a queima, quando há incidência de sol, torna-se simples o conhecimento de quanto tempo o sol brilhou naquele dia. Os dados registrados no período estudado estão na tabela 1.

3.3. Razão de Insolação (n/N)

A razão de insolação é a existente conceitualmente entre o número de horas de brilho solar que realmente houve (n), com o valor teórico do número máximo de horas de brilho solar que deveria haver no dia (N). Essa relação é importante sobre radiação solar, pois exprime a fração do brilho solar que houve, em relação ao máximo que poderia ter havido. É em verdade, um coeficiente de atenuação para o valor máximo.

Os valores para a relação de insolação dos períodos estão na tabela 2.

3.4. Radiação Solar Global Teórica (ausente à atmosfera)

Para se conhecer a quantidade máxima de energia que alcançaria uma superfície horizontal, em qualquer ponto ou local do

globo, dever-se-á trabalhar considerando a atmosfera ausente. Como se calcula sempre para um determinado local, o modelo deve ser associado ao Zênite do local, sendo portanto o ângulo zenital. O modelo matemático abrangendo as variações do ângulo zenital e a constante solar, para todo o dia deve ser utilizado. Logo: o modelo abrange, em valor instantâneo

$$dQ = (\cos Z \cdot I_0/R^2) dt \quad (3.4.1)$$

onde dQ = valor infinitesimal de energia

$$\cos Z = (\sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos h) \quad (3.1.1)$$

I_0 = constante solar = $2,0 \text{ cal.cm}^2.\text{min}^{-1}$

R^2 = raio vetor terra-sol (correção diária da constante solar)

dt = variação infinitesimal de tempo

Então; preparando a expressão 1

$$\int_0^Q dQ = \int_{tn}^{tp} I_0/R^2 (\sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos h) dt \quad (3.4.2)$$

Na análise dos componentes da expressão 2, tem-se a latitude (ψ) como valor determinado, a declinação solar (δ) tomados corretamente para o dia, logo simplificando (2) em

$$\int_0^Q dQ = I_0/R^2 \left[k_1 \int_{tn}^{tp} dt + k_2 \int_{tn}^{tp} \cos h dt \right] \quad (3.4.3)$$

Como o ângulo horário descreve dois semi-arcos durante o dia, isto é o primeiro do nascer à passagem meridiana e o segundo da passagem meridiana até o por do sol, e por serem idênticos, calcula-se um deles e soma-se ao resultado o outro. A expressão (3.4.3) mostra ainda a necessidade de troca de variáveis, pois h , está expresso em radianos, enquanto dt está expresso em minutos. Ajustando o valor do tempo em radianos, vamos encontrar,

$$dt = \frac{720}{\pi} \cdot dh \quad (3.4.4)$$

Substituindo a expressão (3.4.4) em (3.4.3), temos

$$\int_0^Q dQ = \frac{720 \cdot I_0 \cdot 2}{\pi \cdot R^2} \left[k_1 \int_{hm}^{hp} dh + k_2 \int_{hm}^{hp} \cos h \, dh \right] \quad (3.4.5)$$

resolvendo (3.4.5)

$$Q_0 = \frac{1440 \cdot I_0}{\pi \cdot R^2} [k_1 \cdot (hp - hm) + k_2 \cdot \text{sen}(hp - hm)] \quad (3.4.6)$$

como: $I_0 = 2,0 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$

$$\pi = 3.1416$$

R^2 = muito próximo de um, portanto considera-se ur

$$K_1 = \text{sen } \psi \text{ sen } \delta$$

$$K_2 = \cos \psi \cos \delta$$

hp = ângulo horário no pôr do sol em radianos

hm = ângulo horário na passagem meridiana, igual a 0

Substituindo os termos na expressão (3.4.6), ficará

$$Q_0 = 916,73 (\sin \psi \sin \delta \cos h_p + \cos \psi \cos \delta \sin h_p) \quad (3.4.7)$$

$$Q_0 = \text{expresso em cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$$

Os valores de Q_0 obtidos por intermédio da expressão (3.4.7), encontram-se na tabela 1.

3.5. Radiação Solar Global Medida (Roc)

O aparelho destinado a indicar a intensidade do fluxo incidente, no caso a radiação solar global, é chamado de Piranômetro ou Solarímetro. O aparelho utilizado para indicar a energia solar incidente, foi um piranômetro Eppey. Esse instrumento tem como pares termo-elétricos os metais ouro e palladium. Tem no total dez junções desses elementos. Esses citados elementos têm respostas à diferença térmica. As junções desses elementos são dispostas em anéis separados de material altamente isolante, horizontais e pintados de preto e branco. Uma serie de junções encontra-se no anel sob a pintura de branco absolutamente brilhante, e outra em outro anel sob pintura de negro absolutamente opaco. As características absorvidas e refletidas dos elementos é que irão determinar as diferentes temperaturas nas junções. Essas diferenças de temperatura que irão determinar a grandeza da diferença de potencial instantânea a qual pode ser e é medida. Esses anéis estão contidos em uma ampola de vidro, lacrada tendo em

seu interior gaz inerte, no caso hélio. Esses anéis ficam absolutamente nivelados entre si, e o vidro que reveste a ampola é caracterizado por homogeneidade impecável, afim de não provocar sombreamento, por menor que seja, no elemento sensível. A diferença de potencial estabelecida entre junções, à partir dos níveis térmicos é associada ao fluxo energético incidente, e causador da variação térmica. Dessa maneira o piranometro é calibrado com seu índice de conversão. O equipamento que foi utilizado tinha por constante de calibração o valor de $2,8 \text{ mv.cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$. O Piranômetro Eppley indicava a energia solar incidente e o registro desse fluxo energético foi efetuado por um potenciôgrafo tipo "Speedomax", de fabricação "Leeds e Northrup". Os valores de radiação solar global medida para o período estudado estão contidos na tabela 1.

3.6. Radiação líquida medida (R_n)

O aparelho destinado a medir a radiação líquida ou saldo de radiação, chama-se *pirradiometro* ou simplesmente *radiometro liquido*. O elemento sensível é composto de uma placa de material termicamente isolante, e uma série de pares termoelétricos enrolados sobre ela, de maneira que um conjunto de junções fique em um dos lados da placa e outro conjunto similar e absolutamente igual de junções fique simetricamente em outro lado da placa. Esse conjunto é recoberto de tinta negra altamente absorptiva, que lhe dá características de absorvidade próxima a unidade. Em condições de

trabalho essa placa é colocada em posição de perfeita horizontalidade com a superfície a ser estudada, quando recebe os diferentes fluxos energéticos em suas faces. Na face superior radiação solar global em forma de ondas curtas e radiação atmosférica em forma de ondas longas, e na inferior radiação solar global refletida pela superfície em ondas curtas, e emissão radiante da superfície em ondas longas. Isto resulta em diferentes temperaturas entre as placas, estabelecendo dessa maneira uma diferença de potencial elétrico que é proporcional ao fluxo líquido de energia em jogo.

Com o aquecimento da placa origina-se sobre ela movimentos convectivos do ar na tentativa de dissipação de calor. Essa transferencia é proporcional a raiz quadrada do produto da velocidade do vento pela diferença de temperatura entre a placa e o ar próximo, resultando sêr o parametro medido função do vento, Tubelis (1974). A solução desse inconveniente estabelece dois tipos de radiômetros. Um dos tipos é com capsulas de proteção de polietileno de total transmissividade para ondas curtas e longas, e outro é com ventilação forçada, possibilitando fluxo de ar laminar, paralelo a superfície da placa, de mesma intensidade em ambos os lados, e produzido por um ventilador colocado no corpo do aparelho.

O pirradiometro utilizado para obter as informações que estão sendo utilizadas no presente trabalho é do segundo tipo acima relacionado. Construido nos Estados Unidos pela Beckman e Whithey, tem como pares termo-elétricos prata- constantan e como constante

de calibração $0,145 \text{ cal.cm}^2/\text{min}^1/\text{mv}$ ou $6,90 \text{ mv/cal.cm}^2.\text{min}^1$. Foi instalado com elemento sensível a 1,20m da superfície gramada no solo. As indicações de energia em jogo foram ampliadas e registradas por um potenciografo Phillips, doze pontos, tipo PR 4069 n/00.

Os dados registrados e utilizados no presente trabalho constam da tabela 2.

3.7. Pressão parcial de vapor d'água atmosférico (ve)

O vapor d'água contido em condições naturais pode vir a ser determinado pela pressão parcial que exerce na massa de ar em que se encontra. Dependendo da temperatura e densidade da massa de ar a pressão parcial caminha para uma condição de saturação. A partir da relação com sua condição de saturação é possível determinar a pressão de vapor e conseqüentemente o teor de vapor d'água no ambiente. Para tal usa-se dois termômetros absolutamente iguais, com um deles tendo o bulbo envolvido em delicado tecido constantemente umido. A energia contida no meio provoca a evaporação da água presente no tecido envolvente do bulbo úmido, logo:

$$Q_A = Q_E \quad (3.7.1)$$

onde: Q_A = calor absorvido pelo tecido úmido

Q_E = calor consumido na evaporação

$$Q_A = m \cdot c_p (T - T_u) \quad (3.7.2)$$

e

$$Q_E = mL (q' - q) \quad (3.7.3)$$

sendo iguais;

$$m \cdot c_p (T - T_u) = mL (q' - q) \quad (3.7.4)$$

identificando:

m = massa de ar (g)

c_p = calor específico a pressão constante (cal.g⁻¹.°C⁻¹)

T = temperatura do ar (°C)

T_u = temperatura do termometro de bulbo úmido (°C)

L = calor latente de evaporação (cal.g⁻¹)

q = umidade específica. É o produto da pressão parcial de vapor pela relação da massa de vapor por massa de ar seco dividido pela pressão atmosférica do local (0,622 e/P) . (gv.gu⁻¹)

q' = umidade específica do ar após passar pelo tecido úmido (gv.gu⁻¹)

sendo a mesma massa:

$$c_p (T - T_u) = L (q' - q) \quad (3.7.5)$$

como: q = 0,622 ea/P . q' = 0,622 e's/P

substituindo em (3.7.5)

$$C_p \cdot (t - T_u) = L \cdot 0,622 / p \cdot (e' / s - e) \quad (3.7.6)$$

Reposicionando os termos de (3.7.6)

$$e' / s - e / T - T_u = C_p \cdot P / L \cdot 0,622 \quad (3.7.7)$$

onde;

$(C_p / L \cdot 0,622)$ é constante e chamada de constante psicrométrica (Δ)

onde:

$$e' / s - e / T - T_u = A \cdot P = \gamma \quad (3.7.8)$$

$$\gamma = c_p \cdot P / L \cdot 0,622$$

em condições naturais, para o campus da ESALQ (Lat 22°42'S, Lon 47°37'W e Alt 570 m)

$$C_p = 0,240 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$$

$$L \approx 580 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1}$$

$$P \approx 712 \text{ mm Hg}$$

$$\gamma = \frac{0,241 \times 712}{0,622 \times 580} = 0,476 \text{ mmHg } ^\circ\text{C}^{-1}$$

Revendo (3.7.8)

$$\gamma = \frac{e' / s - e}{T - T_u}$$

extrapola-se este valor para a pressão parcial de vapor (e)

$$e = e's - \gamma (T - Tu)$$

onde

e = pressão parcial de vapor da massa de ar (mmHg)

$e's$ = pressão de saturação à temperatura do bulbo úmido (mmHg)
(Tabela 1 e 7)

Os dados obtidos para a pressão parcial de vapor para o período estabelecido encontram-se na tabela 2.

3.8. Balanço de ondas longas

O balanço de ondas longas é assim definido:

$$RL_0 = ES - Ea \quad (3.8.1)$$

onde: ES = emissão da superfície do solo

Ea = emissão atmosférica em direção ao solo

A emissão de radiação da superfície terrestre obedece a seguinte expressão:

$$ES = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.8.2)$$

onde,

ϵ_s = emissividade do solo (relação que existe entre a emissão do corpo e a emissão do corpo negro), valor próximo à 1 σ = constante

de Stefan Boltzmann: $0,0827 \times 10^{-10} \text{ cal.cm}^2.\text{min}^{-1}$

T_s = temperatura da superfície do solo (graus Kelvin)

A emissão da radiação de ondas longas da superfície do solo interage com a atmosfera, sobretudo com o vapor d'água. Portanto, a expressão que apresenta a emissão atmosférica (E_a) em direção ao solo é a seguinte:

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 - r_{LS} \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.8.3)$$

ϵ_a = emissividade da atmosfera do ar

σ = constante de Stefan-Boltzmann

T_a = temperatura do ar (em graus Kelvin)

r_{LS} = representa a parcela da emissão de ondas longas atmosférica que é refletida pela superfície do solo.

Como: reflexão + absorção = 1

a_s = absorção

$$r_{LS} + a_s = 1$$

tem-se que

$$a_s = 1 - r_{LS} \quad (3.8.4)$$

Admitindo-se que para corpos negros a absorção é igual a emissão, para uma dada temperatura, tem-se para a superfície do solo que:

$$a_s = \epsilon_s \quad (3.8.5)$$

Desenvolvendo a expressão (3.8.2); tem-se:

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 - r_{Ls} \epsilon_a \sigma T_a^4$$

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 (1 - r_{Ls}) \quad \text{substituindo-se} \quad (3.8.3)$$

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 (a_s) \quad \text{substituindo-se} \quad (3.8.4)$$

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 (\epsilon_s)$$

$$E_a = \epsilon_a \sigma T_a^4 (\epsilon_s)$$

$$E_a = \epsilon_a \epsilon_s \sigma T_a^4 \quad (3.8.6)$$

substituindo-se (3.8.2) e (3.8.6) em (3.8.1) tem-se:

$$R_{Lo} = \epsilon_s \sigma T_s^4 - \epsilon_a \epsilon_s \sigma T_a^4$$

desenvolvendo e admitindo que numa situação de equilíbrio $T_s = T_a$,
tem-se:

$$R_{Lo} = \epsilon_s \sigma T_a^4 (1 - \epsilon_a)$$

como $\epsilon_s = 1$

$$R_{Lo} = \sigma T_a^4 (1 - \epsilon_a)$$

portanto

$$\epsilon a = 1 - \left(\frac{R_{Lo}}{\sigma T a^4} \right) \quad (3.8.7)$$

Os valores de emissividade atmosférica calculados em função dos dados medidos de Radiação de ondas curtas (R_{oc}), da Radiação líquida (R_n) e da temperatura média do ar (T_a) por Ometto(1968), encontram-se na Tabela 2. Por outro lado salientamos anteriormente que E_a é função do vapor d'água atmosférico (e). Portanto, $E_a \propto f(\sqrt{e})$ logo: $E_a = a + b \sqrt{e}$.

Desta maneira podemos escrever a equação acima como:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T a^4} = 1 - (a + b \sqrt{e}) \quad (3.8.8)$$

onde

$$R_{Lo} = \sigma T a^4 [1 - (a + b \sqrt{e})] \quad (3.8.9)$$

A expressão que define a relação entre radiação líquida (R_n) radiação global (R_g) e radiação de ondas longas (R_{Lo}) é a seguinte:

$$R_n = R_g (1 - \tau) - R_{Lo}$$

sendo τ o Albedo da superfície do solo para ondas curtas.

R_g = Radiação Solar Global incidente no solo.

3.9. Dados Obtidos

Os dados obtidos encontram-se nas Tabelas 1, 2, 3 e 5. Para as análises e cálculos foram utilizados os dados do ano todo conjuntamente, assim como os dados separados entre Primavera - Verão e Outono - Inverno, uma vez que as características das nuvens nestas duas épocas são diferentes.

Considerando-se também a umidade absoluta ($UA - g/m^3$) além da pressão parcial de vapor ($e - mmHg$) como um elemento importante da emissividade atmosférica no que diz respeito a ondas longas.

Na tabela 1 a relação Roc/Q_0 mostra a porcentagem da energia solar global que atinge o solo na forma de ondas curtas. Pode-se identificar na ação da atmosfera atenuando a energia incidente.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise dos dados

4.1.1. Partiu-se do princípio de que os coeficientes determinados por Brunt para correlação do balanço de ondas longas com a unidade atmosférica, fossem válidos para a região de Piracicaba. Para confirmar esta suposição selecionou-se dados medidos por Ometto (1968) os dias que continham todas as medidas necessárias ao trabalho (Tabela 2) e aplicou-se uma regressão simples considerando portanto a seguinte relação:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e})} = a + b \frac{n}{N} \quad (4.1.1.1)$$

Os valores obtidos para a regressão com os dados medidos foram:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,098
Coeficiente x=b	0,963
R quadrado	0,885

Nº de observações = 74

A equação resultante foi:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e})} = 0,098 + 0,96 \frac{n}{N} \quad (4.1.1.2)$$

e como pode-se ver na Figura 6, a aproximação foi bastante significativa.

Figura 6. Relação entre $R_{Lo}/\sigma T^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e})$ em função da Razão de insolação para Piracicaba, SP.

4.1.2. O mesmo tipo de consideração foi feita admitindo que os valores dos coeficientes do termo referente à nebulosidade sejam bons para Piracicaba. Estes valores seriam: $(0,1 + 0,9 n/N)$. Fez-se portanto uma regressão assumindo a seguinte condição:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma Ta^4 \left(0,1 - 0,9 \frac{n}{N}\right)} = a + b \sqrt{e} \quad (4.1.2.1)$$

O resultado obtido mostra valores semelhantes dos determinados por Brunt (1939) em sua equação.

Regressão Linear:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,5358
Coefficiente x=b	-0,0816
R quadrado	0,082

Nº de dados = 74

Obteve-se portanto a seguinte equação:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma Ta^4 \left(0,1 - 0,9 \frac{n}{N}\right)} = 0,54 - 0,082 \sqrt{e} \quad (4.1.2.2)$$

plotando os valores em gráfico pode-se observar a aproximação da reta referente a equação original de Brunt (1939), como verifica-se na Figura 7.

Com estes estudos pode-se admitir uma boa correlação dos dados medidos em Piracicaba e utilizados na elaboração das equações propostas, à equação original de Brunt-Geiger (1948), uma vez que os coeficientes obtidos por estes autores foram muito próximos dos obtidos para esta localidade.

Figura 7. Relação entre $RL0/\sigma T^4 (0,1 + 0,9 n/N)$ em função da Pressão Atual de vapor para Piracicaba, SP.

4.1.3. Considerou-se a partir disto a hipótese de se propor uma equação alternativa, à de Brunt, perfeitamente ajustada às condições locais. Admite-se que as condições locais, físico-geográficas possam interferir no balanço de ondas longas.

Para esta análise procurou-se separar os dados com razão de insolação maior que 0,88, ou seja, eliminando ao máximo o efeito da nebulosidade.

O resultado da análise, Tabela 3 e Figuras 8 e 9 não nos permite comparar com Brunt, já que o universo de dados admitidos para o cálculo foi muito reduzido. Entretanto, conforme pode ser observado na Figura 9, a equação proposta por BRUNT (1939) não se ajusta adequadamente aos dados medidos, sugerindo portanto, a necessidade de um ajuste local mostrado na Figura 8.

Figura 8. Relação entre R_{Lo} medidas em função da R_{Lo} estimada pela equação: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,462 - 0,0853 \sqrt{e})$.

Figura 9. Relação entre R_{Lo} medido em função da R_{Lo} estimado por Brunt pela seguinte equação: $R_{Lo} = \sigma T^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e})$.

4.1.4. Considerando o fato de que existe relação física entre a pressão de vapor da atmosfera e a razão de insolação, ou seja, a cobertura de nuvens, atuando no balanço de ondas longas, propôs-se uma regressão múltipla para estabelecer os coeficientes da equação, obtendo-se uma equação com a seguinte forma:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = (a + b \sqrt{e}) (a' + b' \frac{n}{N}) \quad (4.1.4.1)$$

desenvolvendo:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = a(a') + ab' \frac{n}{N} + b(a') \sqrt{e} + b.b' \frac{n}{N} \sqrt{e} \quad (4.1.4.2)$$

Regressão múltipla

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = a_1 + a_2 \frac{n}{N} + a_3 \sqrt{e} + a_4 \frac{n}{N} \sqrt{e} \quad (4.1.4.3)$$

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,091596
Coeficiente n/N	0,417424
Coeficiente e	-0,019042
Coeficiente e x n/N	-0,054788

$$R^2 = 0,9361$$

Nº de dados = 74

A equação (4.1.4.3) fica, portanto definida da seguinte maneira:

$$\frac{R_{Lo}}{(\sigma T^4)} = 0,091 - 0,019 \sqrt{e} + 0,42 \frac{n}{N} - 0,055 \frac{n}{N} \sqrt{e} \quad (4.1.4.4)$$

a resolução da equação é apresentada na Figura 10.

Figura 10. Relação entre RLo estimado pela equação:

$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,091 - 0,019 \sqrt{e} + 0,42 \frac{n}{N} - 0,055 \frac{n}{N} \sqrt{e})$ em função da R_{Lo} observada, para Piracicaba, SP.

4.1.5. Propôs-se a partir disto uma regressão múltipla eliminando-se o termo de interdependência, $n/N \sqrt{e}$, que poderia ser, matematicamente, uma fonte de erro da estimativa. Obteve-se portanto a seguinte relação de dependência:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = (\sqrt{e}, \frac{n}{N})$$

a qual apresentou um resultado que pode ser considerado o mais viável para o local na estimativa do balanço de ondas longas. Estes valores estão em concordância com o princípio de que a contra emissão atmosférica depende conjuntamente da pressão atual de vapor d'água (ea) e a razão de insolação (n/N). Ou seja, a regressão múltipla considera esta ação conjunta.

A expressão encontrada, (4.1.5.1), foi:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = 0,233 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 \frac{n}{N}$$

e a regressão múltipla apresentou:

$R^2 = 0,9299$ para o mesmo universo de 74 dados considerados (ver Figura 11).

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,23305
Coefficiente e	-0,055812
Coefficiente n/N	-0,208929

$$R^2 = 0,9299$$

Figura 11. Relação entre RLo estimado pela equação:

$RLo = \sigma T^4 (0,233 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 n/N)$ em função do RLo do observado, para Piracicaba, SP.

4.1.6. No cálculo da equação anterior, considerou-se valores de insolação dentro de um universo de $0,1 < n < 0,9$, (ver Figuras 16 e 17) ou seja, admitiu-se diversas condições de cobertura por nuvens, associados à valores de tensão de vapor (e_a), que para os dados coletados variavam de $6,68 < e_a < 19,70$ (ver Figuras 18 e 19), o que determina uma boa representatividade à equação, com isso propôs-se uma regressão linear admitindo a razão de insolação (n/N) igual à 1. Desenvolveu-se a equação (4.1.5.1) da seguinte maneira:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,233 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 \frac{n}{N} \quad (4.1.6.1)$$

$$R_{LO} = \sigma T^4 [0,33 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 (1)] \quad (4.1.6.2)$$

Rearranjando.

$$R_{LO} = \sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e}) \quad (4.1.6.3)$$

Procurando os parametros da função (n/N)

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e})} = \frac{f(n)}{N} \quad (4.1.6.4)$$

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e})} = a + b \frac{(n)}{N} \quad (4.1.6.5)$$

encontra-se

coeficiente = a = 0,066

coeficiente x = b = 0,97

$R^2 = 0,895$, para um universo de 74 dados (ver Figura 12)

Substituindo em 4.1.5.5., resulta

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e})} = 0,066 + 0,97 \frac{n}{N} \quad (4.1.6.6)$$

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e})} = 0,066 + 0,97 \frac{n}{N}$$

Figura 12. Relação entre $R_{Lo}/\sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e})$ em função da razão de insolação para Piracicaba.

portanto $RL_0 = \sigma T^4 (0,44 - 0,56 \sqrt{e}) (0,066 + 0,97 n/N)$ com $R^2 = 0,967$ para 74 dados (ver Figura 13).

Figura 13. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação:

$$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,44 - 0,056 \sqrt{e}) (0,066 + 0,97 n/N) \text{ em função da } R_{Lo} \text{ observado para Piracicaba, SP.}$$

4.1.7. Plotando os valores de radiação de ondas longas estimados pela equação original de Brunt (1939), contra os valores observados obtém-se o seguinte gráfico (ver Figura 14). Comparando-se as figuras (11, 13 e 14) admite-se que a equação 2 seja a mais precisa em vista que a dispersão dos valores em torno da reta 1:1 é menor que na estimada com os coeficientes sugeridos por Brunt-Geiger (1948).

Figura 14. Relação entre R_{Lo} estimado pela equação de Brunt-Geiger e R_{Lo} observado para Piracicaba, SP.

4.2. Resultados da radiação de ondas longas (RL_0) medida e estimadas

Os resultados obtidos através da equação de Brunt e das equações propostas (4.1.4.4, 4.1.5.1 e 4.1.5.6) estão na Tabela 4.

$$Eq \text{ Brunt} = R_{LO} = \sigma T^4 (0,56 - 0,092\sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

$$Eq (4.1.5.6) = R_{LO} = \sigma T^4 (0,44 - 0,056\sqrt{e}) (0,066 + 0,97 \frac{n}{N})$$

$$Eq (4.1.5.1) = R_{LO} = \sigma T^4 (0,2334 - 0,056\sqrt{e} + 0,209 \frac{n}{N})$$

$$Eq (4.1.4.4) = R_{LO} = \sigma T^4 (0,091 - 0,019\sqrt{e} + 0,42 \frac{n}{N} - 0,055 \frac{n}{N}\sqrt{e})$$

4.3. Estimativa das equações de Balanço de ondas longas utilizando unidade absoluta

Com intuito de propor uma alternativa de cálculo para o balanço de ondas longas, substituiu-se na equação a pressão atual de vapor (ea) por unidade absoluta. Este parâmetro é dado em g/m^3 , o que se dá uma ideia da quantidade de água por volume de ar. Propôs-se então as seguintes regressões:

$$(A) \frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = (a + bUA) (a' + b'n/N) \quad (4.3.1)$$

como o seguinte desenvolvimento

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = aa' + ba'UA + ab'\frac{n}{N} = bb'UA\frac{n}{N} \quad (4.3.2)$$

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante aa'	0,057
Coefficiente ba'	-0,003
Coefficiente ab'	0,327
Coefficiente bb'	-0,008

$$R^2 = 0,9322$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 74$$

A equação fica portanto:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = 0,057 - 0,003 UA + 0,327 \frac{n}{N} - 0,008 UA \frac{n}{N} \quad (4.3.3)$$

(B) Eliminando-se o termo de interdependência UA. n/N obteve-se a seguinte equação:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = aa' + ba'UA' + ab'\frac{n}{N} \quad (4.3.4)$$

com o seguinte resultado:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante aa'	0,14
Coeficiente a'b	-0,008
Coeficiente ab'	0,205

$$R^2 = 0,9269$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 74$$

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,14 - 0,008 UA + 0,206 \frac{n}{N} \quad (4.3.5)$$

A precisão desta equação na estimativa dos valores de radiação de ondas longas está muito próxima à equação (4.1.5.1), determinada utilizando pressão atual de vapor, não justificando portanto, sua escolha para a localidade.

4.4. Balanço de ondas longas para diferentes períodos no ano

4.4.1. Primavera - Verão

O desenvolvimento estatístico de regressão múltipla para os dados da tabela dois, consentrados no período de 22 de

setembro de 1966 até 21 de março de 1967, mostra o seguinte resultado:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	-0,046
Coefficiente $\sqrt{e}$	0,014
Coefficiente n/N	0,5247
Coefficiente $\sqrt{e} \cdot n/N$	-0,08

$$R^2 = 0,9565$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 22$$

Em equação tem-se:

$$\frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = -0,046 + 0,014\sqrt{e} + 0,52\frac{n}{N} - 0,08\sqrt{e}\frac{n}{N} \quad (4.4.1.1)$$

para dias totalmente limpos, quando n/N se igual a 1 a expressão (4.4.1.1) resulta em

$$1: \frac{R_{Lo}}{\sigma T^4} = 0,474 - 0,066\sqrt{e} \quad (4.4.1.2)$$

Quando eliminou-se o termo de interdependência $n/N\sqrt{e}$ obteve-se a seguinte equação:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Coefficiente a	0,227
Coefficiente n/N	0,19
Coefficiente $\sqrt{e}$	-0,051

$$R^2 = 0,9556$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 22$$

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,23 - 0,051\sqrt{e} + 0,19\frac{n}{N} \quad (4.4.1.3)$$

para dias limpos, quando $n/N = 1$ tem-se:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,42 - 0,05\sqrt{e} \quad (4.4.1.4)$$

e para dias completamente nublados, quando $n/N = 0$, a expressão (4.4.1.3) ficará:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,23 - 0,05\sqrt{e} \quad (4.4.1.5)$$

4.4.2. Outono - Inverno

Desenvolvendo-se equações para este período do ano (Tabela 2, de 23 março à 30 agosto 1967) e os resultados foram os seguintes:

(1)	VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
	Constante a	0,203
	Coefficiente $\sqrt{e}$	-0,055
	Coefficiente n/N	0,281
	Coefficiente $\sqrt{e} \cdot n/N$	-0,011

$$R^2 = 0,8609$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 22$$

A equação fica portanto:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,203 - 0,055\sqrt{e} + 0,281\frac{n}{N} - 0,011\sqrt{e}\frac{n}{N} \quad (4.4.2.1)$$

Para um dia de céu limpo, quando a razão de insolação igual à 1 tem-se:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,48 - 0,066 \sqrt{e} \quad (4.4.2.2)$$

(2) Eliminando-se o termo de interdependência n/N ve obtém-se a seguinte equação:

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,229
Coeficiente $\sqrt{e}$	-0,062
Coeficiente n/N	0,225

$$R^2 = 0,8636$$

$$N^{\circ} \text{ dados} = 52$$

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,23 - 0,062 \sqrt{e} + 0,024\frac{n}{N} \quad (4.4.2.3)$$

Para dias limpos o (4.4.2.3) valor de razão de insolação igual à 1, resultando a equação em:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,47 - 0,062 \sqrt{e} \quad (4.4.2.4)$$

Para dias completamente nublados, quando $n/N = 0$, a expressão (4.4.2.3) ficará:

$$\frac{R_{LO}}{\sigma T^4} = 0,23 - 0,062 \sqrt{e} \quad (4.4.2.5)$$

Nas equações encontradas para os dois períodos considerados - Primavera-Verão e Outono=Inverno - encontram-se os coeficientes para a razão de insolação (n/N) de 0,19 e 0,24 respectivamente para os períodos citados. Tais resultados sugerem que durante o inverno a perda de ondas longas é um pouco superior à perda durante o verão. Isto ocorre provavelmente, pelo fato de que no verão se tem uma característica de cobertura diferenciada tanto no tipo quanto na quantidade de nuvens (índice de cobertura do céu), com relação ao inverno. Todavia o número de dados analisados foi muito reduzido para que se possa tecer uma análise definitiva. Para que se tenha um melhor conhecimento dessas relações principalmente no que tange a umidade do ar, sugere-se que se utilize medidad honorárias do balanço de ondas longas, para obtenção de resultados mais consistentes.

5. CONCLUSÕES

1. No estudo da Relação de onda longa em função da tensão atual do vapor (ea) mmHg e da razão de insolação n/N considerando o ano todo encontra-se a seguinte equação:

$$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,233 - 0,056 \sqrt{e} + 0,209 n/N) \quad (\text{eq 4.1.5.1})$$

a sendo considerada a mais adequada para a estimativa do balanço de onda longa na região de Piracicaba. Para valores baixos de razão de insolação, esta equação estima maiores valores de ondas longas que deixa a superfície do solo, quando comparado com a equação de Brunt-Geiger (1948), devido provavelmente as características da cobertura local.

2. Os resultados que considera os valores da pressão atual do vapor (e) e da razão de insolação separados entre Primavera-Verão e Outono-Inverno revelaram as seguintes equações:

Primavera-Verão

$$R_{Lo} = \sigma T^4 (0,23 - 0,051 \sqrt{e} + 0,19 n/N) \quad (4.4.1.3)$$

Outono-Inverno

$$R_{LO} = \sigma T^4 (0,23 - 0,062 \sqrt{e} + 0,24 n/N) \quad (4.4.2.3)$$

Estas equações indicam que as nuvens predominantes nas épocas Primavera-Verão causam uma perda menor de ondas longas que na época Outono-Inverno e isto vem a justificar o equacionamento da perda de ondas longas para épocas distintas do ano.

3. No estudo da Radiação de ondas longas em função da umidade absoluta g/m^3 e da razão de insolação n/N considerando o ano todo encontrou-se a seguinte equação:

$$R_{LO} = \sigma T^4 (0,14 - 0,008.UA + 0,206 n/N) \quad (4.3.5)$$

com precisão aproximadamente igual a equação (4.1.5.1), em vista disso não se justifica a sua escolha para localidades com características semelhantes a Piracicaba. A substituição da pressão atual do vapor (ea mmHg) para umidade atual do ar ($g \text{ vapor}/m^3$) não mostra resultados melhores, não justificando a sua adoção na estimativa da radiação de ondas longas, para a região estudada.

4. No desenvolvimento de pesquisa foi possível quantificar a emissividade atmosférica do local, para todos os dias estudados (equação 3.8.7 e tabelas 2 e 3).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBOT, G.G. & ALDRIEH, L.B. The pyranometer; an instrument for mesuring sky radiation. Smithsonian Miscellaneous Collections, Washington, 66(7) 78-89, 1916.

ANGSTROM, A. A atudy of the radation of the atmosphere. Smithsonian Miscellaneous Collections, Washington, 65: 1-159, 1915

ANGSTROM, A. Solar and terrestrial radiation. Quartely Journal of the Royal Meteorological Society, London, 50: 121-5, 1924.

AZEVEDO, P. V. de; RAO, T.V.R.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; AMORIM, M.S.; PEREIRA, J.R.C.; ESPINOLA, J. Avaliação da radiação atmosférica sobre uma área cultivada com algodão. In VII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGRONOMETEOROLOGIA, 7. Viçosa, 1991. Resumos. UFV; SBA, 280-282, 1991.

ANUÁRIO ASTRONÔMICO, 1993. São Paulo, 1993.

- BALLERE, C.L.; SCOPEL, A.L.; SANCHEZ, R.A. Far-red radiation reflected from adjacent leaves: an early signal of competition in plant canopies. Science, Washington, 247: 329-31, 1990.
- BARCHEWITZ, J.P.; MAT, B.; ROSSETTI, C. Contribution à l'étude de la transmission dans la basse atmosphere. Paris, Ministère de L'air, 1954. 28 p. (Bolletín, 116).
- BERNARD, E.A. Le déterminisme de l'évaporation dans la nature; étude des aspects géophysique et écologique du problème dans le cadre du Bilan Energique. Paris, INEAC, 1956.
- BERKOWICZ, R. & PRATTN, L.P. Sensible heat flux estimated from Routine Meteorological data by the resistance method. Journal of the American Meteorological Society, Lancaster, 21: 1845-64, Dec. 1982.
- BLACK, J.N.; BONI, C.W.; PRESCOTT, S.A. Solar radiation and duration of sunstrime. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, London, 80(344): 231-5, 1954.
- BLANCK, A. Rayonnement (éclairage). Cahiers Association Française par l'étude et le Développement des Applications de L'énergie Solaire, Paris, (1): 112-119, jan. 1968.

BRICHENBANT, C.P de. Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Paris, Gauthier-Villares, 1963 300 p. (Monographies de Meteorologie).

BRUNT, D. Physical and dinamical meteorology. 2. ed. Cambridge, Cambridge University Press, 1939. 49 p.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications. Dordrecht, D. Reidel, 1984. 299 p. (Environmental Fluid Mechanics).

CRITCHFIELD, H.J. General climatology. Englewood cliffs, Prentice - Hall, 1974.

CULSAN, L.K. Solar and terrestrial radiation; methods and methods and measurements. New York. Academic Press, 1975. 322p

DRUMMOND, A.J. The extraterrestrial solar spechaun. Caltiers Association Française par L'étude et le Développement des Applications de L'énergie solaire, Paris, (1): 19-27, jan 1968.

ELSASSER, W.M. & CULBERTSON, M.F. Atmospheric radiation tables. Meteorological Monographs, Boston, 4(23): 114-123, 1960.

FUNLARI, F.L.; TARIFA; J.L.; SIMPSON, J.G.P. Estudo comparativo entre as equações de Brunt-Penman (1949) e a de Lineare (1967), para estimativa da radiação líquida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 4., Londrina, 1985. Anais. Londrina, SBM, 1985. p. 129-31.

GATES, D.M. Biophysical Ecology. Berlin, Springer-Verlag, New York. 1980.

GEIGER, R. The climate near to the Graund Blen Hill Meteorology Observatory. Cambridge, Harvard University, 1948. 482p.

GEIGER, R. Manual de microclimatologia. 4 ed. Lisboa, Fund. Calouste Gulbenkian, 1961. 556p.

GODOY, R.M.de. Atmosferic radiation. Oxford, Claredon Press, 1964. 436p.

GOLE, F.W. Introduction to meteorology. New York, John Wiley, 1970. 388p.

HAGE, J.C.H.van der. The horizontal component of solar radiation. Agricultural a Forest Meteorology, 67: 79-83, 1993.

- HATFIELD, J.L. Comparason of long wave radiation calculation methods over the United States. Water Resouses Research, Washington, 19: 285-8, 1983.
- HOUGHTON, B. The absorption of solar irradiation by the lower. Cahiers Association Francaise par l'etude et Devellopment des Applications de L'Énergi Solarie, Paris, (1): 34-42, jan. 1968.
- IDSO, S.B.; JACKSON, R.D.; REGINATO, R.J.; KIMBALL, B.A.; NAKAYAMA, F.S. The dependence of bare soil albedo on soil water content. Journal of Applied Meteorology, Lancaster, 14: 109-13, 1975.
- KONDRATIEV, K.Y. Radiative heat exchange in the atmosphere. London, Pergamou Press, 1965.
- LEMON, P.C. Field and laboratory guide for ecology. Minneapolis, Burgess, 1962. 180p.
- LINACRE, E. & HOBBS, J. Australian climatic environment. New York, John Wiley, 1977.
- MAURAIN, P. Etude pratique des rayonnement solaires, atmosphérique et terrestre. Cahiers Association Francaise par l'etude et Devellopment des Applications de L'Énergi Solarie, Paris, (1): 66-74, jan. 1968.

- MONTEITH, J.L. Principles of environmental physics. London, Edward Arnold, 1973. 241p. (Contemporary Biology).
- MONTEITH, J.L. & UNSWORTH, M.H. Principles of environmental physics. 2 ed. London, Edward Arnold, 1990. 291p.
- MOTA, F.S. Meteorologia Agricola. São Paulo, Nobel, 1986. 376p.
- OMETTO, J.C. Estudo das relações entre: radiação solar global, radiação líquida e insolação. Piracicaba, 1968. 64p. (Doutorado Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- OMETTO, J.C. Bioclimatologia vegetal. São Paulo, Agronômica Ceres, 1981. 425p.
- OMETTO, J.C. Registro e estimativas de parâmetros meteorológicos da região de Piracicaba, SP. Piracicaba, FEALQ, 1991. 76p.
- OMETTO, J.C.; PERRIES, A.; ITIES, B. Sur la estimation de la radiation solaire globale et radiation nete. Versailles, Centre National de Recherche Agronomique, 1973. 11p.
- PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Ser. A, London, 193: 120-45, 1948.

- PERLAT, A.A.M. Petit mesures em météorologie. Paris, Gauthier Villars, 1961. 393p.
- PRIESTLEY, C.H.B. Turbulent transfer in the lower atmosphere. Chicago: University Press, 1959.
- RIDER, N.E. Evaporation from an oat field. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, London, 80: 198, 1954.
- ROBINSON, N. Solar radiation. New York, Elsevier Publ., 1966. 347p.
- SATTERLUND, D.R. Wildland watershed management. New York, Ronald Press, 1972. 370p.
- SENNA, R.C. Método para estimativa de irradiação solar global através de medidas de períodos de insolação. Piracicaba, 1992. 64p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).
- SWINBANK, W.C. Long wave radiation from clear skies. Quately Journal of the Royal Meteorological Society, 89: 339-48. 1963.
- TUBELIS, A. Radiômetro líquido evaporímetro de placas negras de Bellani. Botucatu, 1974. 87p. (Livre-Docência - Faculdade de Ciências Médicas e Biológicas de Botucatu/UNESP).

USWORTL, M.H. & MONTEITH, J.L. Enviromental physics, Biddles Limited, London, 1990. 291p.

VILLA NOVA, N.A. Estudos sobre balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, 1973. 78p. (Livre-Docência - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

VILLANUEVA, J.G. Estudo do coeficiente de transferência do vapor d'água sobre cultura do feijão. Piracicaba, 1987. 58p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

VASSY, E. Physique de l'atmosphere. Paris, Gauthier-Villars, 1966.

YAMAMOTO, G. On a radiation chart. Tokyo. s. ed. 1952. (Reports, 4).

WIEN, W.C. & HARMS, F. Handbuch der experimentl physik. Leipzig, Akademische Verlags gesellschaft, 1926.

TABELAS E FIGURAS COMPLEMENTARES

Tabela 1. Valores medidos de: Q_0 = radiação solar global teórica [cal/cm².dia]; R_{oc} = radiação solar global medida (radiação de ondas curtas) [cal/cm².dia]; N = duração do dias [horas]; n = horas de brilho solar; T_a = temperatura do ar [°C]; UR = umidade relativa; e (sat) = pressão de saturação do ar à temperatura T_a [mmHg].

DATA	Q_0	R_{oc}	R_{oc}/Q_0	N	n	$T(^{\circ}C)$	$UR\%$	es
17set66	790	410	0,52	12,0	6,3	16,6	55	14,17
27set66	831	408	0,49	12,2	5,3	20,8	61	18,42
30set66	843	557	0,66	12,3	9,5	22,3	64	20,19
12nov66	971	228	0,23	13,2	1,3	22,8	89	20,82
20nov66	985	705	0,71	13,3	11,3	21,3	57	19,00
23nov66	989	664	0,67	13,4	11,4	19,1	57	16,58
03dez66	1001	449	0,45	13,5	5,4	26,6	65	26,12
09dez66	1006	698	0,69	13,5	11,5	25,1	59	23,90
01jan67	1010	615	0,61	13,6	8,9	22,8	73	20,82
02jan67	1010	652	0,64	13,6	10,3	23,2	77	21,37
21jan67	995	528	0,53	13,4	6,6	25,3	73	24,18
23jan67	992	580	0,58	13,3	9,2	21,5	79	19,23
24jan67	991	448	0,45	13,3	3,9	21,0	86	18,65
25jan67	989	653	0,66	13,3	10,9	24,2	74	22,65
27jan67	986	566	0,57	13,3	9,5	23,2	72	21,37

continuação da Tabela 1

DATA	Q_0	Roc	Roc/Q_0	N	n	T(°C)	UR%	es
15fev67	946	642	0,68	12,9	11,2	24,7	67	23,34
16fev67	943	323	0,34	12,9	6,0	24,1	83	22,51
24fev67	920	656	0,71	12,7	10,3	25,8	73	24,91
27fev67	910	622	0,68	12,6	10,3	25,0	71	23,76
28fev67	907	567	0,62	12,6	9,3	26,0	69	25,21
02mar67	900	576	0,64	12,6	9,5	24,4	78	22,92
04mar67	893	574	0,64	12,5	9,2	25,0	81	23,76
09mar67	875	318	0,36	12,4	12,5	21,7	88	19,47
20mar67	831	586	0,70	12,2	10,4	21,4	72	19,11
21mar67	827	585	0,71	12,1	9,9	22,2	73	20,07
22mar67	823	589	0,71	12,1	10,1	22,2	74	20,07
23mar67	819	564	0,69	12,1	10,4	22,2	70	20,07
06abr67	758	536	0,70	11,7	10,5	21,5	70	19,23
07abr67	754	526	0,70	11,7	10,1	20,4	64	17,97
09abr67	744	505	0,68	11,7	10,0	20,0	71	17,54
11abr67	736	473	0,64	11,6	8,1	22,0	70	19,83
14abr67	722	482	0,67	11,6	9,6	22,6	69	20,57
15abr67	718	358	0,50	11,6	6,7	22,4	75	20,32
17abr67	711	495	0,70	11,5	10,1	20,6	67	18,20
18abr67	705	499	0,71	11,5	9,8	20,6	68	18,54
19abr67	701	489	0,70	11,5	10,0	20,3	66	17,86

continuação da Tabela 1

DATA	Q ₀	Roc	Roc/Q ₀	N	n	T(°C)	UR%	es
20abr67	696	428	0,61	11,5	7,5	20,5	69	18,90
22abr67	688	475	0,69	11,4	9,0	20,4	66	17,97
25abr67	675	357	0,53	11,3	7,0	19,8	74	17,32
26abr67	671	408	0,61	11,3	8,7	19,1	73	16,58
27abr67	667	427	0,64	11,3	8,1	20,2	71	17,75
30abr67	655	406	0,62	11,2	8,4	19,4	73	16,89
01mai67	651	445	0,68	11,2	8,7	19,3	70	16,79
03mai67	643	370	0,57	11,2	7,9	21,9	72	19,71
05mai67	635	407	0,64	11,2	7,6	18,9	66	16,37
07mai67	628	420	0,67	11,1	9,2	17,5	71	15,00
08mai67	624	434	0,69	11,1	9,4	18,6	63	16,07
18mai67	591	413	0,70	10,9	7,7	18,5	69	15,97
19mai67	588	434	0,74	10,9	8,8	19,0	63	16,48
20mai67	585	397	0,68	10,9	7,3	18,8	70	16,27
26mai67	569	406	0,71	10,8	8,7	17,6	67	15,09
30mai67	560	317	0,57	10,8	5,5	19,2	66	16,69
09jun67	544	428	0,79	10,7	8,4	9,5	75	8,91
15jun67	538	375	0,70	10,7	8,6	17,3	81	14,81
17jun67	537	400	0,74	10,7	8,8	16,4	75	13,99
19jun67	536	399	0,74	10,7	9,2	16,5	72	14,08
20jun67	536	392	0,73	10,7	9,2	17,3	73	14,81

continuação da Tabela 1

DATA	Q_0	Roc	Roc/Q_0	N	n	T(°C)	UR%	es
21jun67	536	390	0,73	10,7	9,1	17,6	71	15,09
22jun67	536	395	0,74	10,7	9,0	16,4	74	13,99
23jun67	536	394	0,74	10,7	9,4	17,0	69	14,53
24jun67	536	343	0,64	10,7	7,4	18,6	70	16,07
26jun67	536	313	0,58	10,7	7,1	17,5	75	15,00
04jul67	542	336	0,62	10,7	5,9	17,6	71	15,09
05jul67	543	364	0,67	10,7	8,0	17,3	68	14,81
13jul67	555	560	0,65	10,8	7,6	18,0	79	15,48
16jul67	561	425	0,76	10,8	8,3	16,1	74	13,72
17jul67	563	411	0,73	10,8	8,6	12,9	70	14,44
21jul67	572	347	0,61	10,9	5,2	17,0	59	14,53
26jul67	586	363	0,62	10,9	8,6	19,6	82	16,70
28jul67	591	426	0,72	11,0	9,4	17,6	82	15,09
24ago67	689	401	0,58	11,5	7,5	21,5	60	19,23
24ago67	693	442	0,64	11,5	8,7	21,4	67	19,11
26ago67	697	441	0,63	11,5	7,7	20,0	60	17,54
28ago67	706	452	0,64	11,5	6,8	21,3	42	19,00

Tabela 2. Dados utilizados nos cálculos das regressões. Roc = Radiação de ondas curtas [cal/cm.dia]; Roc(1-r) = Parcela refletida da radiação de ondas curtas [cal/cm.dia]; Rn = Radiação líquida medida [cal/cm.dia]; RLo = Radiação de ondas longas [cal/cm.dia]; T = Temperatura absoluta [K]; ea = Tensão atual de vapor [mmHg]; n/N = Razão de insolação; Ea = Emissividade atmosférica.

DATA	Roc	Roc(1-r)	Rn(med)	RLo(med)	T(k)	ve	n/N	Ea
17set66	410	315.7	172	143.7	289.6	2.79	0.52	0.83
27set66	408	314.2	197	117.2	293.8	3.35	0.43	0.87
30set66	557	428.9	271	157.9	295.3	3.59	0.77	0.83
12nov66	228	175.6	143	32.6	295.8	4.30	0.10	0.96
20nov66	705	542.9	355	187.9	294.3	3.29	0.85	0.79
23nov66	664	511.3	313	198.3	292.1	3.07	0.85	0.77
03dez66	449	345.7	267	78.7	299.6	4.12	0.40	0.92
09dez66	698	537.5	331	206.5	298.1	3.76	0.85	0.78
01jan67	615	473.6	337	136.6	295.8	3.90	0.65	0.85
02jan67	652	502.0	354	148.0	296.2	4.06	0.76	0.84
21jan67	528	406.6	318	88.6	298.3	4.20	0.49	0.91
23jan67	580	446.6	305	141.6	294.5	3.90	0.69	0.84
24jan67	448	345.0	280	65.0	294.0	4.00	0.29	0.93
25jan67	653	502.8	357	145.8	297.2	4.09	0.82	0.84

continuação da Tabela 2

DATA	Roc	Roc(1-r)	Rn(med)	RLo(med)	T(k)	$\sqrt{e}$	n/N	Ea
27jan67	566	435.8	293	142.8	296.2	3.92	0.71	0.84
15fev67	642	494.3	304	190.3	297.7	3.95	0.87	0.80
16fev67	323	248.7	150	98.7	297.1	4.32	0.46	0.89
24fev67	656	505.1	340	165.1	298.8	4.26	0.81	0.83
27fev67	622	478.9	317	161.9	298.0	4.11	0.82	0.83
28fev67	567	436.6	306	130.6	299.0	4.17	0.74	0.86
02mar67	576	443.5	297	146.5	297.4	4.23	0.75	0.84
04mar67	514	395.8	277	118.8	298.0	4.39	0.74	0.87
09mar67	318	244.9	198	46.9	294.7	4.14	0.20	0.95
20mar67	586	451.2	277	174.2	294.4	3.71	0.85	0.81
21mar67	585	450.5	271	179.5	295.2	3.83	0.82	0.80
22mar67	589	453.5	270	183.5	295.2	3.85	0.83	0.80
23mar67	564	434.3	253	181.3	295.2	3.75	0.86	0.80
06abr67	536	412.7	203	209.7	294.5	3.67	0.90	0.77
07abr67	526	405.0	200	205.0	293.4	3.39	0.86	0.77
09abr67	505	388.9	188	200.9	293.0	3.53	0.85	0.77
11abr67	473	364.2	210	154.2	295.0	3.73	0.70	0.83
14abr67	482	371.1	197	174.1	295.6	3.77	0.83	0.81
15abr67	358	275.7	163	112.7	295.4	3.90	0.58	0.88
17abr67	495	381.2	181	200.1	293.6	3.49	0.88	0.77
18abr67	499	384.2	183	201.2	293.6	3.55	0.85	0.77

continuação da Tabela 2

DATA	Roc	Roc(1-r)	Rn(med)	RLo(med)	T(k)	ve	n/N	Ea
19abr67	489	376.5	173	203.5	293.3	3.43	0.87	0.77
20abr67	428	329.6	167	162.6	293.5	3.53	0.65	0.82
22abr67	475	365.8	164	201.8	293.4	3.44	0.79	0.77
25abr67	357	274.9	134	140.9	292.8	3.58	0.62	0.84
26abr67	408	314.2	127	187.2	292.1	3.48	0.77	0.78
27abr67	427	328.8	153	175.8	293.2	3.55	0.72	0.80
30abr67	406	312.6	103	209.6	303.0	3.51	0.75	0.79
01mai67	445	342.7	162	180.6	292.3	3.43	0.78	0.79
03mai67	370	284.9	145	139.9	294.9	3.77	0.70	0.84
05mai67	407	313.4	136	177.4	291.9	3.29	0.68	0.79
07mai67	420	323.4	145	178.4	290.5	3.26	0.83	0.79
08mai67	434	334.2	143	191.2	291.2	3.18	0.85	0.78
18mai67	413	318.0	152	166.0	291.5	3.32	0.71	0.81
19mai67	434	334.2	134	200.2	292.0	3.22	0.81	0.77
20mai67	397	305.7	142	163.7	291.8	3.37	0.67	0.81
26mai67	426	328.0	137	191.0	290.6	3.18	0.80	0.78
30mai67	317	244.1	125	119.1	292.2	3.32	0.51	0.86
09jun67	428	329.6	117	212.6	282.5	2.59	0.78	0.72
15jun67	375	288.8	122	166.8	290.3	3.46	0.80	0.80
17jun67	400	308.0	116	192.0	289.4	3.24	0.82	0.77
19jun67	399	307.2	112	195.2	289.5	3.18	0.86	0.77

continuação da Tabela 2

DATA	Roc	Roc(1-r)	Rn(med)	RLo(med)	T(k)	$\sqrt{e}$	n/N	Ea
20jun67	392	301.8	116	185.8	290.3	3.29	0.86	0.78
21jun67	390	300.3	104	196.3	290.6	3.27	0.85	0.78
22jun67	395	304.2	105	199.1	289.4	3.22	0.84	0.76
23jun67	394	303.4	105	198.4	290.0	3.17	0.88	0.76
24jun67	343	264.1	104	160.1	291.6	3.35	0.69	0.82
26jun67	313	241.0	98	143.0	290.5	3.35	0.66	0.81
04jul67	336	258.7	120	138.7	290.6	3.27	0.55	0.84
05jul67	364	280.3	114	166.3	290.3	3.17	0.75	0.80
13jul67	360	277.2	122	155.2	291.0	3.50	0.70	0.82
16jul67	425	327.3	140	187.3	289.1	3.19	0.77	0.77
17jul67	411	316.5	123	193.5	285.9	3.18	0.79	0.76
21jul67	347	267.2	130	137.2	290.0	2.93	0.48	0.84
26jul67	363	279.5	127	152.5	291.6	3.63	0.79	0.82
28jul67	426	328.0	151	177.0	290.6	3.52	0.85	0.79
24ago67	401	308.8	153	155.8	294.5	3.40	0.65	0.83
25ago67	442	340.3	183	157.3	294.4	3.58	0.76	0.82
26ago67	441	339.6	188	151.6	293.0	3.24	0.67	0.83
28ago67	452	348.0	171	177.0	294.3	2.82	0.59	0.80

Tabela 3. Estimativa do Balanço de ondas longas, para dias limpos (n/N 0,88): $Roc(1-r)$ = radiação de ondas curtas subtraída do albedo [cal/cm².dia]; R_n = Radiação líquida medida [cal/cm².dia]; R_{lo} = Radiação de ondas longas medida [cal/cm².dia]; T = Temperatura absoluta [K]; UR = Umidade relativa; ea = Umidade absoluta [mmHg]; n/N = Razão de insolação; σ = Constante de Stefan-Boltzmann [$1,19 \times 10^{-7}$ cal/cm².dia]; Ea = Emissividade atmosférica.

DATA	$Roc(1-r)$	R_n	$RL_0(\text{med})$	T	UR	ea	n/N	σT^4	$RL_0/\sigma T^4$	Ea	$Ea(Yest)$	$RL_{0est}(eq)$	$RL_{est}(B)$
18set66	472.78	255	217.7	288.9	44	2.44	0.92	829.58	0.262	0.737	0.747	210.387	278.340
23set66	466.62	274	192.6	287.3	54	2.57	0.88	811.35	0.237	0.762	0.758	196.770	262.520
10out66	477.40	340	137.4	294.0	62	3.40	0.88	889.72	0.154	0.845	0.829	152.807	219.938
16out66	478.17	353	125.1	295.3	59	3.45	0.90	905.57	0.138	0.862	0.833	151.668	219.691
20out66	500.50	326	174.5	290.8	48	2.71	0.94	851.62	0.204	0.795	0.770	196.370	264.581
24out66	512.05	317	195.0	293.2	51	3.01	0.91	880.08	0.221	0.778	0.795	180.419	249.133
25out66	529.76	365	164.7	295.6	45	3.04	0.91	909.25	0.181	0.819	0.798	184.073	254.880
26out66	521.29	335	186.2	298.5	48	3.43	0.96	945.46	0.197	0.803	0.831	159.962	231.108
07nov66	527.45	419	108.4	297.2	58	3.62	0.92	929.10	0.116	0.883	0.848	142.141	210.868
19nov66	559.02	396	163.0	293.2	51	3.01	0.95	880.08	0.185	0.815	0.795	180.419	249.133
21nov66	530.53	344	186.5	294.4	58	3.33	0.89	894.58	0.208	0.813	0.823	158.981	226.901
24nov66	521.29	354	167.2	294.4	55	3.24	0.92	894.58	0.187	0.813	0.815	165.847	234.308
26nov66	525.14	364	161.1	295.0	55	3.30	0.95	901.89	0.178	0.821	0.820	162.588	231.244
01dez66	522.83	404	118.8	299.3	50	3.58	0.88	955.64	0.124	0.876	0.844	149.461	220.408
29dez66	485.10	343	142.1	296.3	66	3.80	0.89	917.90	0.154	0.845	0.863	126.339	193.126
30dez66	507.43	355	152.4	297.8	58	3.69	0.89	936.63	0.162	0.837	0.854	137.703	206.545

continuação da Tabela 3

DATA	Roc(1-r)	Rn	RL ₀ (med)	T	UR	ea	n/N	σT^4	RL ₀ / σT^4	Ea	Ea(Yest)	RL ₀ est(eq)	RLest(B)
28jan67	445.83	324	121.8	295.9	70	3.83	0.88	912.95	0.133	0.866	0.865	123.323	189.564
13fev67	367.29	287	80.2	297.3	84	4.37	0.88	930.35	0.086	0.140	0.912	82.8347	146.958
17mai67	354.97	172	182.9	291.8	66	3.28	0.95	863.39	0.211	0.788	0.818	157.120	222.961
23jun67	303.30	105	198.3	290.0	69	3.17	0.88	842.29	0.235	0.764	0.809	161.180	226.036

Procurando os valores para a e b para o ajuste de $\sqrt{e}$ em função de $RL_0/\sigma T^4$.

VARIÁVEL INDEPENDENTE	COEFICIENTE
Constante a	0,461666
Coefficiente $\sqrt{e}$	-0,08527
Coefficiente n/N	0,731387

Nº de Observações = 20

$$\frac{RL_0}{\sigma T^4} = 0,4617 - 0,0853 \sqrt{e} \quad (4.1.3.1)$$

Tabela 4. Dados estimados de radiação de ondas longas a partir da equação original de Brunt e equações 1,2 e 3 propostas neste trabalho. RLo(med) = Radiação de ondas longas medida [cal/cm.dia].

$$E_q Brunt = RLo = \sigma T^4 (0,56 - 0,092\sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

$$E_q (4.1.5.6) = RLo = \sigma T^4 (0,44 - 0,056\sqrt{e}) (0,066 + 0,97 \frac{n}{N})$$

$$E_q (4.1.5.1) = RLo = \sigma T^4 (0,233 - 0,056\sqrt{e} + 0,209 \frac{n}{N})$$

$$E_q (4.1.4.4) = RLo = \sigma T^4 (0,091 - 0,019\sqrt{e} + 0,42 \frac{n}{N} - 0,055 \frac{n}{N} \sqrt{e})$$

DATA	RLo(med)	RLo (est)			
		BRUNT	EQUAC (4.1.5.6)	EQUAC (4.1.5.1)	EQUAC (4.1.4.4)
17set66	144	144	136	155	147
27set66	117	109	108	120	114
30set66	158	165	176	174	175
12nov66	33	28	30	12	25
20nov66	188	199	203	202	206
23nov66	198	208	207	207	212

continuação da Tabela 4

DATA	RLo (med)	RLo (est)			
		BRUNT	EQUAC (4.1.5.6)	EQUAC (4.1.5.1)	EQUAC (4.1.4.4)
03dez66	79	80	91	82	86
09dez66	206	175	192	188	188
01jan67	137	126	141	137	137
02jan67	148	134	157	151	149
21jan67	89	88	104	94	98
23jan67	142	130	146	142	142
24jan67	65	62	67	62	65
25jan67	146	143	169	163	160
27jan67	143	135	152	148	147
15fev67	190	162	186	181	179
16fev67	99	77	94	81	86
24fev67	165	132	163	155	151
27fev67	162	143	170	164	161
28fev67	131	129	154	147	145
02mar67	147	123	150	143	140
04mar67	119	113	143	133	131
09mar67	47	45	49	39	46
20mar67	174	169	185	182	182
21mar67	179	158	176	172	171
22mar67	184	157	177	172	171
23mar67	181	170	187	183	183

continuação da Tabela 4

DATA	RLo (med)	RLo (est)			
		BRUNT	EQUAC (4.1.5.6)	EQUAC (4.1.5.1)	EQUAC (4.1.4.4)
06abr67	210	181	197	193	194
07abr67	205	191	199	197	200
09abr67	201	179	189	187	189
11abr67	154	143	155	154	153
14abr67	174	164	181	178	177
15abr67	113	113	126	123	123
17abr67	200	188	199	196	189
18abr67	201	179	190	187	189
19abr67	204	190	199	196	199
20abr67	163	142	149	151	150
22abr67	202	174	182	181	183
25abr67	141	133	140	142	141
26abr67	187	165	173	173	174
27abr67	176	154	162	163	163
30abr67	210	184	194	194	194
01mai67	181	171	177	177	179
03mai67	140	140	154	152	151
05mai67	177	159	161	165	165
07mai67	178	187	190	190	193
08mai67	191	199	201	200	205
18mai67	166	162	165	168	168

continuação da Tabela 4

DATA	RLo (med)	RLo (est)			
		BRUNT	EQUAC (4.1.5.6)	EQUAC (4.1.5.1)	EQUAC (4.1.4.4)
19mai67	200	189	191	192	195
20mai67	164	151	155	159	158
26mai67	191	186	187	189	192
30mai67	119	124	124	133	129
09jun67	213	196	184	191	195
15jun67	167	167	175	174	176
17jun67	192	183	186	186	189
19jun67	195	195	197	196	201
20jun67	186	190	195	193	197
21jun67	196	190	194	193	197
22jun67	199	189	191	191	195
23jun67	198	202	203	202	207
24jun67	160	156	160	163	163
26jun67	143	148	151	155	154
04jul67	139	131	131	140	136
05jul67	166	176	176	189	181
13jul67	155	149	155	157	156
16jul67	187	176	177	179	181
17jul67	193	173	173	175	178
21jul67	137	130	124	143	134
26jul67	153	158	170	168	168

continuação da Tabela 4

DATA	RLo (med)	RLo (est)			
		BRUNT	EQUAC (4.1.5.6)	EQUAC (4.1.5.1)	EQUAC (4.1.4.4)
28jul67	177	174	184	181	183
24ago67	156	152	156	160	159
25ago67	157	162	172	171	172
26ago67	152	161	162	168	167
28ago67	177	169	161	177	172

Tabela 5. Valores da declinação solar - σ Anuário Astronômico do Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 1993 (grau e décimo).

DIAS	MESES											
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
01	-23.1	-17.3	-7.9	4.2	14.8	21.9	23.2	18.2	8.6	-2.9	-14.1	-21.7
02	-23.0	-17.0	-7.5	4.6	15.1	22.1	23.1	17.9	8.2	-3.2	-14.5	-21.8
03	-22.9	-16.8	-7.1	4.9	15.4	22.2	23.0	17.7	7.9	-3.6	-14.8	-21.9
04	-22.8	-16.4	-6.7	5.3	15.7	22.3	22.9	17.5	7.5	-4.0	-15.1	-22.1
05	-22.7	-16.1	-6.3	5.7	16.0	22.4	22.9	17.2	7.1	-4.6	-15.4	-22.2
06	-22.6	-15.8	-5.9	6.1	16.3	22.5	22.8	16.9	6.7	-4.8	-15.7	-22.4
07	-22.5	-15.6	-5.6	6.5	16.6	22.6	22.7	16.6	6.4	-5.2	-16.0	-22.5
08	-22.3	-15.2	-5.2	6.9	16.9	22.7	22.6	16.4	6.0	-5.6	-16.3	-22.6
09	-22.2	-14.9	-4.8	7.3	17.1	22.8	22.5	16.1	5.6	-5.9	-16.6	-22.7
10	-22.1	-14.6	-4.4	7.6	17.4	22.9	22.3	15.8	5.2	-6.3	-19.9	-22.8
11	-21.9	-14.3	-4.0	8.0	17.7	23.0	22.0	15.5	4.9	-6.7	-17.2	-22.9
12	-21.8	-13.9	-3.6	8.4	17.9	23.1	22.1	15.2	4.5	-7.1	-17.5	-23.0
13	-21.6	-13.6	-3.2	8.7	18.2	23.1	21.9	14.9	4.1	-7.5	-17.1	-23.1
14	-21.4	-13.3	-2.9	9.1	18.4	23.2	21.8	14.6	3.7	-7.8	-18.0	-23.1
15	-21.3	-12.9	-2.4	9.6	18.7	23.3	21.7	14.3	3.3	-8.2	-18.3	-23.2
16	-21.1	-12.6	-2.0	9.8	18.9	23.3	21.5	14.0	2.9	-8.6	-18.5	-23.2
17	-20.9	-12.2	-1.7	10.2	19.1	23.4	21.3	13.7	2.6	-8.9	-18.8	-23.3
18	-20.7	-11.9	-1.2	10.5	19.4	23.4	21.2	13.3	2.6	-9.3	-19.0	-23.3
19	-20.6	-11.5	-0.9	10.9	19.6	23.4	20.0	13.0	1.8	-9.7	-19.2	-23.4
20	-20.3	-11.2	-0.5	11.2	19.8	23.4	20.8	12.7	1.4	-10.0	-19.5	-23.4
21	-20.1	-10.9	-0.1	11.6	20.0	23.4	20.6	12.4	1.0	-10.4	-19.7	-23.4
22	-19.9	-10.5	0.3	11.9	20.2	23.4	20.4	12.0	0.6	-10.7	-19.9	-23.4
23	-19.6	-10.1	0.7	12.2	20.4	23.4	20.2	11.7	0.2	-11.1	-20.2	-23.4
24	-19.4	-9.8	1.1	12.6	20.6	23.4	20.0	11.4	-0.1	-11.5	-20.4	-23.4
25	-19.1	-9.4	1.5	12.9	20.8	23.4	19.8	11.0	-0.5	-11.8	-20.6	-23.4

continuação da Tabela 5

DIAS	MESES											
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
26	-18.9	-9.0	1.9	13.2	20.9	23.4	19.6	10.7	-0.9	-12.1	-20.8	-23.4
27	-18.6	-8.6	2.3	13.6	21.1	23.4	19.4	10.3	-1.3	-12.5	-20.9	-23.4
28	-18.4	-8.2	2.7	13.9	21.3	23.3	19.2	10.0	-1.7	-12.8	-21.1	-23.3
29	-18.1	-	3.1	14.2	21.5	23.3	18.9	9.6	-2.1	-13.2	-21.3	-23.3
30	-17.9	-	3.4	14.5	21.6	23.2	18.7	9.3	-2.5	-13.5	-21.5	-23.2
31	-17.6	-	3.8	-	21.8	-	18.5	-	-	-13.8	-	-23.2

Tabela 6. Pressão máxima de vapor à temperatura T(mmHg).

(t)	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	4.58	4.61	4.65	4.68	4.72	4.75	4.79	4.82	4.86	4.89
1	4.93	4.96	5.00	5.03	5.07	5.11	5.14	5.18	5.22	5.26
2	5.29	5.33	5.37	5.41	5.45	5.49	5.53	5.57	5.61	5.65
3	5.69	5.73	5.77	5.81	5.85	5.89	5.93	5.97	6.02	6.06
4	6.10	6.14	6.19	6.23	6.27	6.32	6.36	6.41	6.45	6.50
5	6.54	6.59	6.64	6.68	6.73	6.78	6.82	6.87	6.92	6.97
6	7.01	7.06	7.11	7.16	7.21	7.26	7.31	7.36	7.41	7.46
7	7.51	7.57	7.62	7.67	7.72	7.78	7.83	7.88	7.94	7.99
8	8.05	8.10	8.16	8.21	8.27	8.32	8.38	8.44	8.49	8.55
9	8.61	8.67	8.73	8.79	8.85	8.91	8.97	9.03	9.09	9.15
10	9.21	9.27	9.33	9.40	9.46	9.52	9.59	9.65	9.71	9.78
11	9.84	9.91	9.98	10.04	10.11	10.18	10.24	10.31	10.38	10.45
12	10.52	10.59	10.66	10.73	10.80	10.87	10.94	11.01	11.09	11.16
13	11.23	11.31	11.38	11.45	11.53	11.60	11.68	11.76	11.83	11.91
14	11.99	12.07	12.14	12.22	12.30	12.38	12.46	12.54	12.62	12.71
15	12.79	12.87	12.95	13.04	13.12	13.21	13.29	13.38	13.46	13.55
16	13.63	13.72	13.81	13.90	13.99	14.08	14.17	14.26	14.35	14.44
17	14.53	14.62	14.72	14.81	14.90	15.00	15.09	15.19	15.28	15.38
18	15.48	15.58	15.67	15.77	15.87	15.97	16.07	16.17	16.27	16.37
19	16.48	16.58	16.69	16.79	16.89	17.00	17.11	17.21	17.32	17.43
20	17.54	17.64	17.75	17.86	17.97	18.09	18.20	18.31	18.42	18.54
21	18.65	18.77	18.88	19.00	19.11	19.23	19.35	19.47	19.59	19.71
22	19.83	19.95	20.07	20.19	20.32	20.44	20.57	20.69	20.82	20.94
23	21.07	21.20	21.37	21.45	21.58	21.71	21.85	21.98	22.11	22.24
24	22.38	22.51	22.65	22.79	22.92	23.06	23.20	23.34	23.48	23.62
25	23.76	23.90	24.04	24.18	24.33	24.47	24.62	24.76	24.91	25.06

Figura 15. Histograma de frequência de n/N (em valores). Figura 16. Histograma de frequência n/N (percentual).

Figura 17. Histograma de frequência de pressão atual de vapor.

Histograma de Frequencia de ea

Figura 18. Histograma de frequência de pressão atual de vapor (percentual).

Histograma de Frequencia de ea