

SANTIAGO JOAQUIN DIAZ URIARTE

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO GLOBAL E DO TERMO AERODINÂMICO  
DA EQUAÇÃO DE PENMAN PARA CAJAMARCA - PERU

BIBLIOTECA  
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA

Tese Apresentada à Universidade  
Federal de Viçosa, como Parte das  
Exigências do Curso de Meteorologia  
Agrícola, para Obtenção do Título  
de "Magister Scientiae"

VICOSA  
MINAS GERAIS - BRASIL  
MARÇO - 1990

551.5  
D 542e  
1990  
ex. 1

Ficha catalográfica preparada pela Área de Catalogação  
e Classificação da Biblioteca Central da UFV

T

D542e  
1990

Díaz Uriarte, Santiago Joaquín.  
Estimativa da radiação global e do termo  
aerodinâmico da equação de Penman para Caja-  
marca - Peru. Viçosa, UFV, 1990.  
59p.

Tese (M.S.) - UFV

1. Meteorologia agrícola. 2. Evapotrans-  
piração - Peru (Cajamarca). 3. Evapotrans-  
piração - Método de Penman. 4. Radiação solar -  
Modelos matemáticos. 5. Energia - Fontes alter-  
nativas. I. Universidade Federal de Viçosa. II.  
Título.

CDD.18.ed. 630.251572  
CDD.19.ed. 630.251572

SANTIAGO JOAQUIN DIAZ URIARTE

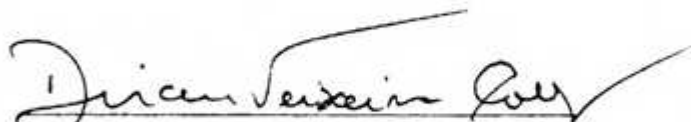
ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO GLOBAL E DO TERMO AERODINÂMICO  
DA EQUAÇÃO DE PENMAN PARA CAJAMARCA - PERU

Tese Apresentada à Universidade  
Federal de Viçosa, como Parte das  
Exigências do Curso de Meteorologia  
Agrícola, para Obtenção do Título  
de "Magister Scientiae".

APROVADA: 18 de outubro de 1989.



Prof. Hélio Alves Vieira  
(Conselheiro)



Prof. Dirceu Teixeira Coelho



Prof. José Eduardo Prates



Prof. Luiz Claudio Costa



Prof. Gilberto Chohaku Seriyama  
(Orientador)

A minha esposa.

Aos meus filhos.

## AGRADECIMENTOS

Ao Professor Gilberto Chohaku Sedyama, pela orientação e dedicação no decorrer deste trabalho.

Aos Professores: Dirceu Teixeira Coelho e Hélio Vieira, pelas sugestões e pelo constante empenho.

Aos demais professores do Programa de Meteorologia Agrícola, pelos ensinamentos transmitidos.

A Universidade Federal de Viçosa, por intermédio do Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realização deste Curso.

A CAPES, pelo apoio financeiro durante o primeiro período de 1988.

A DEA, pelo apoio financeiro desde o segundo período de 1988 até a finalização deste trabalho.

A Universidade Nacional de Cajamarca - Peru, através da Facultad de Ciencias Agrícolas y Forestales, pela oportunidade dada para a realização deste Mestrado.

Aos colegas e a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

## CONTEÚDO

	Página
EXTRATO .....	vi
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA .....	5
3. MATERIAL E METODOS .....	21
3.1. Localização .....	21
3.2. Dados Climáticos Disponíveis .....	21
3.3. Características Climáticas do Local .....	22
3.4. Estimativa da Irradiância Solar no Topo da Atmosfera .....	23
3.5. Estimativa do Brilho Solar Acima do Horizonte .....	24
3.6. Estimativa dos Parâmetros do Modelo de Ångström-Prescott .....	25
3.7. Análise de Covariância das Regressões Mensais .....	25
3.8. Teste de Modelos de Estimativa da Irradiância Solar Global .....	26
3.9. Estimativa do Termo Aerodinâmico .....	27
3.10. Estimativa da Evapotranspiração Potencial .....	28

3.11. Teste de Médias para os Valores da Evapotranspiração Potencial .....	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	31
4.1. Modelo de Angström-Prescott .....	31
4.1.1. Relação entre o Brilho Solar e a Irradiância.....	31
4.1.2. Parâmetros das Regressões Lineares Entre a Irradiância e o Brilho Solar .....	33
4.1.3. Análise de Covariância das Regressões...	34
4.1.4. Modelo Anual da Regressão Entre a Irradiância e o Brilho Solar .....	36
4.2. Teste de Modelos de Estimativa da Irradiância Solar .....	38
4.3. Termo Aerodinâmico .....	41
4.3.1. Parâmetros das Regressões Mensais .....	41
4.3.2. Teste de Homogeneidade das Regressões Mensais .....	44
4.3.3. Relação Entre o Termo Aerodinâmico de Penman e a ETP do Atmômetro de Piche....	47
4.3.4. Teste dos Modelos de Estimativa do Termo Aerodinâmico .....	49
4.4. Estimativa da Evapotranspiração Potencial .....	50
4.4.1. Estimativa da Taxa de Variação da Pressão de Saturação e da Constante Psicrométrica.....	50
4.4.2. Cálculo da Evapotranspiração Potencial ..	51
5. RESUMO e CONCLUSÕES .....	54
BIBLIOGRAFIA .....	56

## EXTRATO

DIAZ URIARTE, Santiago Joaquin, M.S. Universidade Federal de Viçosa, março de 1990. *Estimativa da Radiação Global e do Termo Aerodinâmico da Equação de Penman para Cajamarca - Peru*. Professor Orientador: Gilberto Chohaku Sedyama. Professores Conselheiros: Rubens Leite Vianello e Hélio Alves Vieira.

Para as condições de Cajamarca, na Serra Norte do Peru, com latitude  $7^{\circ}10'S$ , longitude  $78^{\circ}30'W$  e altitude 2600m, foram determinados, por regressão linear, os parâmetros mensais e anuais do modelo Angström-Prescott, que quantifica a irradiância solar global ( $Q$ ) em função da irradiância solar no topo da atmosfera ( $Q_0$ ), e os valores da razão entre o brilho solar medido ( $n$ ) e a duração do sol acima do horizonte ( $N$ ). Os resultados da análise de covariância mostram que não existem diferenças significativas entre as regressões mensais, sendo possível o uso do modelo anual.

Dentre os parâmetros utilizados no modelo de Angstrom-Prescott para a estimativa da irradiância solar, os determinados por Glover e McCulloch, em 1958, são tão

precisos quanto os desenvolvidos no presente trabalho, sendo que os desenvolvidos por Penman, Prescott e Bennet apresentam os maiores erros de estimativa em comparação com os valores medidos com o piranômetro.

A partir dos dados da evaporação no evaporímetro de Piche, da velocidade do vento e do déficit da pressão de saturação de vapor d'água, foi desenvolvido um modelo similar ao apresentado por Penman (1956), para a estimativa do poder evaporante da atmosfera, cujos valores apresentam diferenças significativas a 1% de probabilidade, sendo menores os valores do modelo original.

Os resultados anteriormente mencionados foram introduzidos no modelo de Penman para a estimativa da ETP, cujos resultados para os dados de 1981, segundo o teste t, apresentam diferenças significativas a 1% de probabilidade. O modelo original subestima a ETP, em virtude, basicamente, do erro na estimativa do balanço de radiação.

## 1. INTRODUÇÃO

O sistema solo-atmosfera constitui o meio físico onde as plantas crescem e se desenvolvem. Nesse sistema, os elementos meteorológicos são os mais variáveis, temporal e espacialmente, afetando, direta ou indiretamente, o nível de produtividade das culturas, em determinados locais e épocas. Alguns desses elementos, como a temperatura, a umidade e a precipitação, são facilmente obtidos, existindo registros de dados na maioria das estações meteorológicas. Entretanto, a irradiância solar e a evaporação são observadas somente em condições especiais.

A radiação solar constitui praticamente a única fonte de energia disponível para todos os processos físicos e biológicos que têm lugar no sistema terra-atmosfera; portanto, seu estudo é de grande importância para uma vasta gama de atividades humanas ligadas à arquitetura, à engenharia, à agricultura e, especialmente, à meteorologia (25). Assim, a explicação dos fenômenos meteorológicos somente é possível,

se se basear no estudo das transformações e da transferência da energia solar (5).

Por outro lado, o conhecimento da quantidade de água perdida por evapotranspiração (ET) é de muita importância nos diferentes campos da ciência, especialmente na hidrologia, na meteorologia e na agricultura, pois a água, substância básica e indispensável para a existência de todos os organismos vivos, acha-se irregularmente distribuída, sendo fator limitante à vida em muitas regiões do mundo.

A ET, que inclui as perdas de água por evaporação e transpiração através dos estômatos e da cutícula das plantas, depende de grande número de fatores, tais como radiação solar, temperatura e umidade do solo e do ar, velocidade do vento e características do solo e das plantas. Portanto, sua determinação constitui um problema muito complexo, não sendo possíveis as determinações exatas em qualquer momento e em qualquer local sem a aplicação de métodos e procedimentos micrometeorológicos específicos, além do mais, na maioria das vezes, a ET deve ser estimada por procedimentos estatísticos (7).

A evapotranspiração atual é a perda de água de uma superfície sob condições meteorológicas predominantes. Entretanto, a evapotranspiração potencial (ETp), conceito introduzido por Thornthwaite, em 1944, e ampliado por Penman, em 1948, constitui a quantidade de água evapotranspirada, na unidade de tempo, por uma vegetação rasteira, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme e sem limitações de água (15).

Desde a tentativa de Dalton, em 1793, de estimar as perdas de água por evaporação, muitos cientistas têm procurado determinar a ET com maior precisão, havendo, atualmente, grande número de fórmulas, em sua maioria desenvolvidas através de procedimentos estatísticos, a partir das relações com outros elementos climatológicos, sendo, porém, válidas só para as condições climáticas similares às do local para os quais foram desenvolvidas (27). Portanto, não devem ser aplicadas a outras regiões sem antes terem sido testadas e/ou ajustadas.

Segundo JENSEN (15), dentre as fórmulas conhecidas para determinar a evapotranspiração potencial (ETp), a equação derivada por Penman, em 1948, parece ser a mais confiável, por estar baseada em princípios físicos da evaporação, embora se necessite dispor de vários elementos meteorológicos observados.

O método de Penman combina o balanço de radiação com o balanço aerodinâmico na determinação da energia disponível para o processo. Todavia, ambos os termos contem parâmetros, que devem ser estimados para cada região em particular (1).

Os elementos do balanço da radiação solar podem ser medidos com relativa exatidão, utilizando-se aparelhos sofisticados que, em razão de seu elevado custo, não se encontram instalados em todas as estações meteorológicas. Entretanto, algumas fórmulas desenvolvidas estatisticamente podem fornecer boas estimativas, sobretudo se forem utilizados parâmetros calculados a partir de medições confiáveis.

Tendo em vista as considerações anteriormente mencionadas, o presente trabalho visa aos seguintes objetivos, para as condições de Cajamarca, no Peru:

a) determinar os parâmetros da equação de Ångström-  
Prescott, para estimar a radiação global;

b) testar diferentes modelos utilizados na estimativa da radiação global, em comparação com os valores da radiação global medida;

c) determinar possíveis valores de parâmetros do termo aerodinâmico da equação de Penman, relacionando o déficit de saturação de vapor d'água com a evaporação no evaporímetro de Piche;

d) determinar a evapotranspiração potencial, conforme a equação de Penman, assumindo os valores dos parâmetros originais, e avaliar as respostas do mesmo modelo quando se utilizam os valores de parâmetros calculados no presente trabalho.

## 2. REVISÃO DE LITERATURA

O Sol constitui, praticamente, a única fonte de energia disponível na superfície terrestre, pois supre cerca de 99,97% da energia térmica requerida para os processos físicos e biológicos que ocorrem no sistema Terra-atmosfera (31). Portanto, o estudo qualitativo e quantitativo da transformação e transferência da energia solar é de grande importância para uma vasta gama das atividades ligadas à arquitetura, engenharia, agricultura, biologia e muitas outras relacionadas com áreas de produção primária (25).

A transferência da energia solar é feita basicamente em forma de ondas eletromagnéticas, englobando quase todo o espectro conhecido, sendo que suas propriedades são governadas pelas leis da radiação, tais como:

a) Lei de Planck, que estabelece que a emitância de um corpo é uma função de sua temperatura e do comprimento de onda;

b) Lei de Wien: o comprimento de onda que corresponde à máxima emitância espectral é inversamente proporcional à temperatura do corpo radiante;

c) Lei de Stefan - Boltzmann: a emitância total de um corpo negro é proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta.

O Sol emite energia na chamada radiação de ondas curtas, com 99% no intervalo de 0,1 a 4,0 $\mu$ m, cuja emitância máxima, segundo a lei de Wien, está em torno de 0,45 $\mu$ m. Entretanto, em virtude de sua baixa temperatura, a Terra emite radiação na faixa chamada de ondas longas, com 99% no intervalo de 4,0 a 50,0 $\mu$ m e cuja emitância máxima é, aproximadamente, de 10  $\mu$ m. Portanto, os fluxos de radiações solar e terrestre podem ser tratados de forma independente (17).

Segundo a lei de Stefan - Boltzmann, em cada minuto o Sol emite aproximadamente  $2,34 \times 10^{28}$  J de energia radiante; a Terra recebe diariamente uma irradiância de  $1,54 \times 10^{22}$  J que, se fosse absorvida e armazenada, forneceria energia suficiente para satisfazer às necessidades energéticas (industriais e domésticas) do planeta durante 100 anos (28).

A irradiância solar numa superfície exposta normalmente aos raios solares, à distância média, em relação ao Sol, de  $1,496 \times 10^9$  m, na ausência de atmosfera, é chamada de constante solar ( $I_0$ ), cujo valor, segundo Jonson's, é de  $1395 \text{ Wm}^{-2}$ . Entretanto, Thekaekara e Drumond, baseando-se em observações de grande altura, propuseram como valor padrão da constante solar  $1353 \text{ Wm}^{-2}$ , com um erro aproximado de 2% (22).

Porém, a irradiância solar no topo da atmosfera ( $I$ ), denominada também de valor de Angot, que é a irradiância teórica que chega no exterior da atmosfera, antes de sofrer significativamente os efeitos de extinção, não é constante; varia sazonalmente, em função da excentricidade da órbita terrestre ( $E_0$ ) e do ângulo zenital ( $Z$ ) (35); isto é:

$$I = I_0 E_0 \cos Z, \quad \text{eq. 1}$$

O efeito da excentricidade da órbita terrestre ( $E_0$ ) varia de 0,9674, em 5 de julho, a 1,0344, em 3 de janeiro. Portanto, a irradiância solar no topo da atmosfera varia continuamente, porém, para um dia determinado pode ser considerada constante (16).

O ângulo zenital ( $Z$ ) é a distância angular entre os raios solares e a vertical do local. É uma função da latitude ( $\phi$ ), da declinação do Sol ( $\delta$ ) e do ângulo horário ( $h$ ), tendo a seguinte relação trigonométrica:

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h, \quad \text{eq. 2}$$

O ângulo da declinação solar ( $\delta$ ) é aquele formado entre o plano equatorial e a linha que une o Sol ao centro da Terra. Varia, no percurso do ano, de  $-23^\circ 27'$ , em 22 de dezembro, até  $23^\circ 27'$ , em 22 de junho. Esse ângulo pode ser calculado em função do dia do ano.

O ângulo horário ( $h$ ) é a distância angular entre o meridiano da posição do Sol e o meridiano local.

A irradiância solar na superfície terrestre não é igual à irradiância no topo da atmosfera, em virtude dos fenômenos de absorção, reflexão e espalhamento causados pelos gases constituintes da atmosfera e pelo vapor de água e nuvens (20). Além disso, depende de outros fatores, como latitude, altitude e turbidez atmosférica (16).

Os processos de transferência de energia no sistema Terra-atmosfera são complexos. Entretanto, Bayers, em 1944, considerando uma nebulosidade média de 52%, estimou que, da energia total incidente no topo da atmosfera, 33% é refletida diretamente ao espaço e 9% é devolvida por espalhamento; 15% é absorvida pelos constituintes da atmosfera, especialmente pelo vapor de água; e, finalmente, 43% atinge a superfície, sendo 27% em forma de radiação direta e 16% em forma de radiação difusa (35).

A radiação solar interceptada pela superfície terrestre é chamada de radiação global, que é obtida pela soma das irradiâncias direta e difusa (18).

A radiação direta é aquela proveniente do disco solar e que incide numa superfície perpendicular ao eixo do ângulo sólido subtendido pelo disco solar. Entretanto, a radiação difusa é aquela recebida numa superfície, proveniente do ângulo sólido igual a  $2\pi$ , com exceção da proveniente do disco solar (22).

A radiação difusa, durante dias claros, é relativamente pequena em comparação com a radiação direta, mas não pode ser ignorada; porém, em dias extremamente nebulosos, é praticamente a única forma de energia que atinge a superfície terrestre (16).

Segundo MATHER (17), a melhor maneira de quantificar a radiação solar global é por meio de medições piranométricas. Contudo, tal atividade está ligada a uma série de problemas, tais como: escassa ou nula rede de observações; uso de diferentes sensores com características de operação diferentes de um lugar para outro; grande variabilidade dos dados em curtas distâncias, em razão das condições de nebulosidade e turbidez; influência das características espectrais dos plásticos e vidros usados nos aparelhos de medição e sua possível alteração com o tempo ou o uso.

A medição da radiação solar é uma atividade que requer a utilização de equipamentos dispendiosos, de difícil manutenção e periódicas calibrações, por meio de padrões secundários, quase nunca existentes (23).

Considerando a grande importância dos dados de radiação solar, em virtude da falta de dados disponíveis, muitos autores têm derivado relações estatísticas de regressão entre a radiação diária total ou média, em função do brilho solar e/ou nebulosidade, observadas nas estações climatológicas. Observações de nebulosidade incluem dados de quantidade e tipo de nuvens em vários níveis, mas a especificação é tão pobre que a estimativa da radiação está sujeita a muitos erros (14).

Segundo PALTRIDGE (22), uma das primeiras proposições de estimativa da radiação, a partir de dados de brilho solar observados com heliógrafos, foi sugerida por Angström, em 1924, da seguinte forma:

$$Q = Q_s (a' + b'n/N) , \quad \text{eq. 3}$$

em que  $Q$  é a irradiância solar global diária recebida numa superfície horizontal ao nível do solo;  $Q_0$  é a irradiância solar global diária ao nível do solo num dia sem nuvens;  $n$  é o número de horas de brilho solar observado;  $N$  é o número de horas de sol acima do horizonte;  $a'$  é a proporção média de radiação recebida ao nível do solo num dia completamente coberto de nuvens, sendo  $b' = (1-a')$ .

Os valores de  $a'$  e  $b'$  variam diariamente, em função da densidade, tipo e altura de nuvens; por isso, Prescott, em 1940, modificou o modelo para :

$$Q = Q_0 (a + bn/N) , \quad \text{eq. 4}$$

em que,  $Q_0$  é a irradiância solar diária no topo da atmosfera;  $a$  e  $b$  são os parâmetros de regressão linear, que devem ser determinados para cada lugar em particular.

Muitos pesquisadores têm determinado os valores dos parâmetros  $a$  e  $b$  para várias regiões do mundo. Assim, Black, Bonython e Prescott, analisando valores mensais da radiação e da duração do brilho solar de 32 estações meteorológicas desde os trópicos até as regiões polares, encontraram que  $a = 0,23$  e  $b = 0,48$ . Glover e McCulloch, utilizando dados de sete estações localizadas entre  $0^\circ$  e  $60^\circ$  de latitude, concluíram que o valor de  $a$  está relacionado com a massa ótica do ar, sendo  $a = 0,29\cos\phi$  e  $b = 0,52$ , e  $\phi$  a latitude do lugar (6).

Black, citado por CHANG (6), a partir de observações de nebulosidade ( $C$ ) de 150 estações meteorológicas, desenvolveu um modelo para a estimativa da radiação, sob a forma:

$$Q = Q_0 (0,803 - 0,340C - 0,458C^2) , \quad \text{eq. 5}$$

Bennett aplicou o modelo de Angström - Prescott, incluindo a altitude do lugar (H), como segue:

$$Q = Q_0 (a + bn/N + cH) , \quad \text{eq. 6}$$

BIGA e ROSA (3) desenvolveram um método para estimar a radiação solar global que atinge Lisboa, baseando-se em observações horárias de irradiância e nebulosidade. Concluíram não haver relação linear entre a radiação e a nebulosidade, mas, sim, uma relação cúbica.

Reddy e Sabbagh et alii, citados por SAYIGH (26), desenvolveram modelos para estimar a radiação em função do brilho solar, nebulosidade, latitude, estação do ano, efeito sazonal, umidade relativa e número de dias de chuva. Esses modelos foram testados por Festa e apresentaram uma superestimativa dos resultados e um alto desvio-padrão (19).

O modelo de Ångström - Prescott tem sido largamente utilizado por pesquisadores brasileiros. Entre eles, Cervellini et alii e Ometto para diversas regiões de São Paulo; Mota e Beisdorf para o Estado de Santa Catarina; Reis et alii, para Pernambuco, e Sá para a Bahia (1).

ALVES (2) testou o modelo para Viçosa, MG, incluindo um modelo para o cálculo de radiação em superfícies inclinadas, obtendo alta correlação entre os valores observados com piranômetro e os estimados através dos modelos.

SARAIVA (25) testou o mesmo modelo para as condições do Nordeste do Brasil, com resultados satisfatórios.

DOORENBOS e PRUITT (8) propuseram para os parâmetros linear (a) e da declividade (b) os valores de 0,25 e 0,50, respectivamente.

Da radiação global incidente na superfície terrestre, uma parte é refletida imediatamente e o restante é absorvido. Portanto, o balanço de radiação de ondas curtas ( $Q_c$ ) é dado pela diferença entre a radiação global incidente ( $Q$ ) e a refletida pela superfície, que é melhor expressa em termos de coeficiente de reflexão ou albedo ( $\alpha$ ). Assim sendo, o balanço da radiação será:

$$Q_c = Q(1 - \alpha), \quad \text{eq. 7}$$

O albedo varia consideravelmente em função da natureza da superfície irradiada e do ângulo de incidência dos raios solares. Em média, o albedo da superfície terrestre varia entre 0,15 e 0,25, sendo menor nas latitudes baixas (18). Nas latitudes médias, para superfícies cultivadas, pode-se considerar um valor aproximado de 0,25 (6).

A radiação solar que é absorvida pela superfície terrestre é novamente emitida na faixa espectral infravermelha, em função de sua temperatura. Para a maioria dos processos, a emissão térmica da superfície terrestre pode ser calculada pela função de Stefan-Boltzmann:  $\epsilon\sigma T^4$ ; em que,  $\sigma = 6,67 \times 10^{-12} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ , sendo T a temperatura absoluta do ar próximo ao solo e  $\epsilon$  a emissividade da superfície.

Embora a atmosfera seja praticamente transparente à radiação solar de ondas curtas, ela absorve a radiação emitida pela superfície terrestre. O principal absorvedor é

o vapor de água, nas faixas de 5,3 a 7,7 $\mu$ m e de 20 $\mu$ m, seguido do ozônio na faixa de 9,4 a 9,8 $\mu$ m, e do dióxido de carbono, na faixa de 13,1 a 16,9 $\mu$ m, sendo que as nuvens absorvem em toda a faixa espectral emitida pela terra. Em média somente 9% da radiação emitida escapa livremente para o espaço, na denominada janela atmosférica, compreendida entre 8,5 e 11  $\mu$ m (12).

A energia absorvida pela atmosfera é irradiada novamente, uma parte para o espaço e o restante de volta para a superfície terrestre, permitindo que a superfície terrestre mantenha sua temperatura mais alta e mais uniforme (31).

Exceto nos pólos, a atmosfera emite mais energia para a superfície terrestre do que para o espaço, em virtude do fato de que o fluxo para baixo ocorre numa camada mais aquecida. A maior quantidade de energia provém da camada mais baixa, isto é, dos primeiros 100m. Em geral, com céu claro, cerca de 90% da contra-radiação provém da camada inferior a 800 até 1600m (31).

As flutuações na quantidade de radiação que é absorvida e emitida pela atmosfera estão associadas à temperatura da superfície, ao conteúdo de vapor de água e ao tipo de nuvens. As nuvens das camadas mais baixas são, em geral, suficientemente densas e têm irradiância equivalente à de um corpo negro. As nuvens altas, em razão de sua baixa densidade e menor temperatura, irradiam menos (6).

O balanço de radiação de ondas longas é obtido pela diferença entre a energia total de ondas longas emitida pela superfície e a contra-radiação emitida pela atmosfera.

Além de o número de estações com observações piranométricas ser muito limitado, as medições da radiação de ondas longas, especialmente do balanço, são ainda mais escassas, em virtude das dificuldades metodológicas e da necessidade de aparelhos sofisticados (6).

Diante da necessidade de se dispor de dados do balanço de radiação de ondas longas ( $Q_L$ ), muitos pesquisadores têm desenvolvido modelos simples para computar a saída de radiação efetiva, usando dados de elementos meteorológicos observados, como temperatura e umidade relativa do ar, relacionando-os com medições diretas (33). Sua validade depende da correlação entre os valores da superfície e os perfis na atmosfera livre. Segundo IQBAL (14), o modelo mais amplamente usado e aceito é o desenvolvido por Brunt, em 1932, sob a forma:

$$Q_L = \sigma T^4 (a_1 + b_1 e^{0,5}) (1 - c_1 C) , \quad \text{eq. 8}$$

em que  $a_1$ ,  $b_1$  e  $c_1$  são parâmetros a serem determinados para cada lugar,  $e$  é a pressão de vapor de água e  $C$  é a nebulosidade.

GEIGER (12) introduz uma modificação no modelo de Brunt, trocando a nebulosidade pela fração de brilho solar observado, sob a forma:

$$Q_L = \sigma T^4 (0,56 - 0,08e^{0,5}) (0,1 + 0,9n/N) , \quad \text{eq. 9}$$

em que  $e$  = pressão de vapor, em mb.

Swinbank, citado por PALTRIDGE e PLATT (22), examinou o problema anterior e chegou à conclusão de que a correlação dos resultados obtidos com a equação de Brunt e os dados medidos deriva-se do fato de que tanto o balanço da radiação de ondas longas quanto a pressão de vapor de água estão correlacionados com a temperatura. A partir desse argumento, haveria uma relação direta entre o saldo de radiação e a temperatura, na forma seguinte:

$$Q_L = 5,31 \times 10^{-13} T^6, \quad \text{eq. 10}$$

em que  $Q_L$  é a irradiância de ondas longas, em  $\text{Wm}^{-2}$ .

Essa equação está baseada em dados noturnos de temperatura, estando, portanto, influenciada pelas condições de inversão térmica.

Em média anual, a superfície terrestre absorve, por metro quadrado, cerca de  $5,19 \times 10^6 \text{J}$  de radiação solar e irradia  $2,18 \times 10^6 \text{J}$  de ondas longas. A diferença entre esses valores,  $3,01 \times 10^6 \text{J}$ , constitui o saldo de radiação.

O saldo de radiação ( $Q_n$ ) é a diferença entre o balanço de ondas curtas ( $Q_c$ ) e o balanço de ondas longas ( $Q_L$ ); isto é:

$$Q_n = Q_c - Q_L, \quad \text{eq. 11}$$

O saldo de radiação varia sistematicamente durante o dia, tomando valores negativos cerca de uma hora antes do pôr do sol, até uma hora após o nascer do sol; os valores diurnos incrementam-se rapidamente, em dias claros, até um máximo, pouco depois do meio-dia. Em latitudes temperadas,

no inverno, o saldo pode ser positivo somente em poucas horas (30).

Uma vez que a superfície do solo não é armazenadora, o saldo positivo de radiação é convertido em calor e dissipa-se de diversas maneiras. Uma fração constitui o fluxo de calor para o solo (G); outra parte constitui o calor sensível (H); uma terceira fração é utilizada na evaporação de água, denominada fluxo de calor latente (LE); e pequenas quantidades são utilizadas pela fotossíntese e outros processos. Assim, para fins práticos, o balanço de radiação pode ser escrito como segue:

$$Q_n = G + H + LE, \quad \text{eq. 12}$$

O fluxo de calor dentro do solo (G) é uma função da diferença da temperatura entre a superfície e as camadas inferiores do solo e de suas propriedades físicas e químicas, aumentando com a umidade do solo. A determinação de G não é tão simples, porque implica a determinação do gradiente de temperatura ao longo do perfil do solo e do conhecimento de suas propriedades termodinâmicas. Porém, a magnitude de G é pequena para períodos de 24 horas, pois, a energia ganha durante o dia é quase balanceada pela perda noturna e, como resultado, a temperatura média do solo não varia consideravelmente (12).

O fluxo de calor sensível no ar logo acima do solo varia com a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera e com a umidade do solo (18).

A magnitude do fluxo de calor latente (LE) depende da umidade da superfície, da temperatura, da umidade atmosférica e da turbulência nas camadas inferiores do ar (21).

A transpiração é determinada pela diferença entre o potencial da água nas superfícies radiculares e aquele nos pontos de evaporação no interior das folhas, cuja taxa varia de acordo com as resistências ao fluxo de água das raízes, caules e folhas, portanto, de difícil estimativa (43).

Em razão da dificuldade de se separar a evaporação da água do solo e da transpiração pelas plantas, usa-se o termo evapotranspiração, que combina os dois processos.

A evapotranspiração depende de grande quantidade de fatores, tais como radiação solar, temperatura, umidade, velocidade do vento e características do solo e da planta, entre outras (7).

Thornthwaite, em 1944, introduziu o conceito de evapotranspiração potencial (ETp), posteriormente, Penman, em 1958, com a finalidade de padronizar o conceito, definiu a ETp como sendo a quantidade de água evapotranspirada na unidade de tempo, por uma vegetação rasteira, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, de altura uniforme e sem limitações de água (15).

A importância relativa da radiação, do vento e da umidade do ar na evapotranspiração foi estudada por Mukammal e Bruce, que chegaram à seguinte relação de 80:14:6, respectivamente (6). Entretanto, VILLA NOVA (37) encontrou que o saldo da radiação na superfície é responsável por 75% do processo evaporativo e 25% deve-se ao déficit de saturação

de vapor de água associado ao efeito de transferência de massa. As diferenças entre estes valores devem-se, provavelmente, às diferenças nas propriedades do meio em que foram estudados.

Desde a iniciativa de Dalton, em 1793, muitos pesquisadores de diversas disciplinas têm se dedicado a determinar a evapotranspiração (27). Na atualidade, existem diversos modelos matemáticos usados na estimativa da ETP, tais como os de Thornthwaite, Penman, Blaney-Criddle, Turc, Makkink, Tanner e Pelton, van Bavel, Papadakis, Hamon e muitos outros; porém, são válidos somente para as condições climáticas similares às do local para as quais foram desenvolvidos. Portanto, não devem ser extrapolados para outras regiões, sem antes terem sido testados e/ou calibrados (29).

Muitos pesquisadores, em diversas partes do mundo, chegaram à conclusão de que a equação derivada por Penman, em 1948, é a mais confiável, por estar baseada nos princípios físicos da evaporação, embora seja necessário dispor-se de vários elementos meteorológicos observados. Este método combina o balanço de radiação com o balanço aerodinâmico, cuja fórmula proporciona bons resultados, inclusive para períodos de um dia (15). Expressa-se da seguinte maneira:

$$ETp = \frac{\Delta(Q_n + G)}{(\Delta + \gamma)} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}, \quad \text{eq. 13}$$

em que,

ETp = evapotranspiração potencial, mm dia<sup>-1</sup>;

Q<sub>n</sub> = saldo de radiação expresso em lâmina de água evaporada, mm dia<sup>-1</sup>;

- G = fluxo de calor no solo, expresso em lâmina de água evaporada,  $\text{mmdia}^{-1}$ ;
- $\Delta$  = taxa de variação na pressão de saturação de vapor de água com a temperatura,  $\text{mbK}^{-1}$ ;
- $\gamma$  = constante psicrométrica ou taxa de conversão de calor sensível em calor latente,  $\text{mbK}^{-1}$ ;

Segundo Van Bavel e Hill, citados por ESPINOLA SOBRINHO (9), para superfícies vegetadas, bem irrigadas, o termo de troca de calor com o solo (G) é pequeno e não afeta seriamente a evapotranspiração; e ainda, levando em consideração que sua determinação é muito complexa, em muitos trabalhos, este termo é desprezível.

O poder evaporante do ar ( $E_a$ ) é de difícil obtenção, mas Penman, em 1956, enfatizou que a forma exata da função  $E_a$  não deve constituir uma séria limitação à aplicação do método, tendo em vista que o saldo de radiação contribui mais efetivamente do que o termo aerodinâmico no resultado da evaporação (32).

De modo geral, aceita-se que  $E_a$  seja função da velocidade do vento e do teor de umidade do ar, expressa por uma função do tipo análogo à lei de Dalton para a evaporação.

Para determinar o termo aerodinâmico, Penman utilizou um tanque de 0,914m de diâmetro, localizado numa plataforma de cimento, em que a resistência aerodinâmica é inteiramente função da velocidade do vento (34), sendo encontrada a função seguinte:

$$E_a = 0,35(1 + u_p/160)(e_s - e) , \quad \text{eq. 14}$$

em que,

$$E_a = \text{mm dia}^{-1};$$

$u_2$  = velocidade do vento a 2 m de altura, em  $\text{km dia}^{-1}$ ;

$e_s$  = pressão de saturação de vapor de água, mb;

$e$  = pressão atual de vapor, mb.

Existem diversas formas de estimar o déficit de saturação ( $e_s - e$ ), conseqüentemente, existem vários valores da função vento; assim, alguns métodos consideram a pressão de saturação à temperatura média, outros à temperatura máxima, com diferentes maneiras de estimar a pressão de vapor, tais como pressão atual ou pressão do ponto de orvalho. Portanto, a função vento deve ser consistente com o método de cálculo do déficit de saturação (7).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. Localização

O presente trabalho foi realizado com dados climatológicos obtidos na Estação Agrometeorológica Principal "Augusto Weberbauer" de Cajamarca, do Convênio de Cooperação entre o "Servicio Nacional de Meteorologia" e a "Universidad Nacional de Cajamarca", na Serra Norte do Peru, cujas coordenadas geográficas são: longitude  $78^{\circ}30'$  W, latitude  $07^{\circ}10'$  S e altitude 2600 m.

#### 3.2. Dados Climáticos Disponíveis

Contou-se com observações diárias do período de 1973 a 1986, dos seguintes dados climatológicos: pressão atmosférica, temperatura do ar (média, máxima, mínima), umidade relativa, irradiância solar global, brilho solar e evaporação no atmômetro de Piche e no tanque USWB, classe A.

### 3.3. Características Climáticas do Local

Os dados climáticos mais importantes do local são apresentados no Quadro 1, em que se verifica o seguinte:

QUADRO 01 - Dados Médios dos Elementos Climáticos da Estação de Cajamarca - Peru, no Período de 1973 - 1986

Mês	Temperatura			Brilho Solar (h)	Radiação Solar (MJm <sup>-2</sup> )	Umidade Relativa (%)	Precipitação (mm)
	Máxima (°C)	Mínima (°C)	Média (°C)				
Jan.	21,3	8,6	14,6	5,3	19,59	76	82
Fev.	21,0	8,8	14,4	4,9	19,00	79	102
Mar.	21,1	8,8	14,5	4,7	18,63	80	105
Abr.	21,3	7,8	14,4	5,6	18,42	78	64
Mai.	21,6	6,5	13,8	6,6	18,08	76	34
Jun.	21,5	4,9	13,2	7,0	17,71	70	11
Jul.	21,2	4,2	12,9	7,4	18,54	66	7
Ago.	21,6	5,1	13,6	6,7	18,25	66	12
Set.	21,1	6,5	14,2	5,9	18,88	69	30
Out.	21,8	7,3	14,3	5,6	19,97	73	69
Nov.	21,9	7,4	14,5	6,2	21,05	73	62
Dez.	21,7	7,9	14,5	5,8	20,72	75	70
Anual	21,5	7,0	14,1	5,7	19,04	73	648

Embora o local esteja localizado próximo da linha do Equador, em razão da altitude, a temperatura é baixa; assim, a temperatura máxima acha-se em torno de 21,5° e permanece quase constante no percurso do ano, nunca ultrapassando o limite de 24°C. A temperatura média das mínimas é igual a 7,0°C, sendo ainda menor no período de inverno. A temperatura média anual é de 14,1°C, oscilando de 12,9°C, em julho, a 14,6°C, em janeiro.

Um fato característico da temperatura do ar nas montanhas tropicais é a sua grande oscilação diária, com forte contraste entre a temperatura à sombra e ao sol, sendo freqüente a presença de geadas de radiação, em qualquer época do ano (11).

A irradiância solar global é relativamente alta e pouco variável, com média anual igual a  $19\text{MJm}^{-2}$ , atingindo o valor máximo em novembro, com  $21,05\text{MJm}^{-2}$  e mínimo em junho, com  $17,71\text{MJm}^{-2}$ .

A precipitação caracteriza-se por sua escassez relativa e por sua variação estacional e temporal bastante acentuada; o período chuvoso estende-se de outubro até abril, com o período seco entre maio e setembro, fato que, associado às temperaturas baixas, limitam as atividades agrícolas.

Nas regiões montanhosas, as diferenças de elevação do terreno, a inclinação e a exposição da superfície controlam, de modo surpreendente, a irradiância solar, causando grandes diferenças de temperatura e umidade em curtas distâncias, gerando uma grande diversidade de topoclimas, dificultando a análise do agroclima, que se agrava pela escassez de dados climáticos (24).

#### 3.4. Estimativa da Irradiância Solar no Topo da Atmosfera

A irradiância solar diária no topo da atmosfera ( $I_0$ ) foi calculada com a ajuda de um programa computacional, integrando a equação 1 desde o nascer até o pôr do sol e para  $I_0 = 1367\text{Wm}^{-2}$ , obtendo-se a equação seguinte:

$$Q_0 = 37,5952E_0 (H \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin H) , \quad \text{eq. 15}$$

em que  $Q_0$  em  $\text{MJm}^{-2}$  e  $H$  em radianos.

A excentricidade da órbita terrestre ( $E_0$ ) foi determinada pelo modelo proposto por Duffie e Beckmann, citados por IQBAL (14):

$$E_0 = 1 + 0,0033 \cos(360J_n/365) , \quad \text{eq. 16}$$

sendo,  $J_n$  o dia juliano, igual a 1 em 1° de janeiro e 365 em 31 de dezembro.

O ângulo latitudinal,  $\phi = -7^\circ 10'$ .

A declinação solar ( $\delta$ ) em graus foi calculada pelo modelo proposto por Cooper em 1969:

$$\delta = 23,45 \sin[360/365(284 + J_n)] . \quad \text{eq. 17}$$

O ângulo horário ao nascer e ao pôr do Sol ( $H$ ) foi estimado por meio da seguinte relação trigonométrica:

$$\cos H = -\tan \phi \tan \delta . \quad \text{eq. 18}$$

### 3.5. Estimativa das Horas de Sol Acima do Horizonte

As horas de sol acima do horizonte ( $N$ ), denominadas também brilho solar máximo, foram determinadas pela integração em relação ao tempo transcorrido desde o nascer até o pôr do sol, levando-se em consideração que a velocidade angular da terra é, aproximadamente, igual a  $15^\circ$  por hora; isto é:

$$N = 2H/15 ,$$

eq. 19

em que H deve ser expresso em graus.

### 3.6. Estimativa dos Parâmetros do Modelo de Ångstrom - Prescott

Para estimar os parâmetros a e b do modelo de Ångstrom-Prescott, primeiramente foi feita uma análise qualitativa dos dados de irradiância e de brilho solar do período disponível, chegando-se à conclusão de que somente poderiam ser utilizados os dados de 1973 a 1978, em razão de que, a partir deste período, observam-se muitas falhas, provavelmente em virtude da falta de recalibração dos instrumentos.

Com os dados do período de 1973 a 1977, ajustou-se o modelo de regressão linear, da relação diária  $Q/Q_0$  como função da relação  $n/N$ , para cada mês; ajustou-se também a regressão linear para o conjunto de dados anuais, reservando-se os dados de 1978 para o teste dos modelos considerados.

### 3.7. Análise de Covariância das Regressões Mensais

Com o intuito de verificar se as regressões mensais são homogêneas, com os dados das 12 regressões e das análises de variância respectivas, foi feita a análise de covariância, de acordo com o procedimento proposto por STEEL e TORRIE (36).

### 3.8. Teste de Modelos de Estimativa da Irradiância Solar Global

Para determinar o grau de eficiência dos modelos, na estimativa da irradiância solar global, testaram-se, por comparação com os valores da irradiância observados em 1978, os valores gerados através da aplicação das fórmulas mais amplamente utilizadas e os modelos com os parâmetros mensais e o anual derivados no presente estudo, a partir dos dados de 1973 a 1977:

a) Fórmula de Black et alii:

$$\hat{Q} = Q_0 (0,23 + 0,48n/N) , \quad \text{eq. 20}$$

b) Fórmula de Glover e McCulloch:

$$\hat{Q} = Q_0 (0,29\cos\phi + 0,52n/N) , \quad \text{eq. 21}$$

c) Fórmula de Penman:

$$\hat{Q} = Q_0 (0,18 + 0,56n/N) , \quad \text{eq. 22}$$

d) Fórmula de Bennett:

$$\hat{Q} = Q_0 (0,512 + 0,013n/N + 4,24 \times 10^{-5} H) , \quad \text{eq. 23}$$

em que H é a altitude, igual a 2600m;

e) Fórmula proposta por Doorenbos e Pruitt:

$$Q = Q_0 (0,25 + 0,50n/N), \quad \text{eq. 24}$$

- f) Modelo com os parâmetros mensais calculados no presente trabalho;
- g) Modelo com os parâmetros anuais estimados no presente trabalho.

Foram determinados os desvios percentuais e o coeficiente de correlação entre os valores da irradiância estimada e a irradiância observada, para o ano de 1978.

### 3.9. Estimativa do Termo Aerodinâmico da Equação de Penman

O termo aerodinâmico foi estimado de duas maneiras:

a) O modelo original proposto por Penman, em 1948, aplicando a equação 13;

b) considerando que o termo aerodinâmico ( $E_a$ ) pode ser estimado pela evaporação do atmômetro de Piche à sombra ( $E_p$ ), ajustaram-se os modelos de regressão linear mensais e o anual para o período de 1977-1980, da seguinte forma:

$$E_p / (e_s - e) = f(u_2), \quad \text{eq. 25}$$

sendo  $u_2$ , a velocidade do vento, a 2m de altura, em km/dia.

Como os dados disponíveis foram observados a altura diferente de 2m, foi necessário reduzir os valores, utilizando-se o modelo proposto por Hellmann, em 1919 (31):

$$u_2 = u_1 (2/z)^{0.2}, \quad \text{eq. 26}$$

sendo  $z$  a altura em que é observada a velocidade do vento.

A pressão de saturação de vapor ( $e_s$ ), em mb, foi estimada pela equação proposta por Tetens, isto é:

$$e_s = 6,1078 \exp[17,269388T/(237,3+T)], \quad \text{eq. 27}$$

em que  $T$  é a temperatura média do ar em °C.

A pressão atual de vapor ( $e$ ) foi determinada a partir dos valores de umidade relativa (UR) e da pressão de saturação ( $e_s$ ), isto é :

$$e = UR \times e_s / 100, \quad \text{eq. 28}$$

Determinaram-se também os parâmetros da regressão linear entre o termo aerodinâmico do modelo original de Penman e os valores da evaporação do atmômetro de Piche.

### 3.10. Estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETp)

A ETp foi determinada para os dados de 1981, ano que não foi considerado nas estimativas dos parâmetros do termo aerodinâmico, aplicando a equação 13 que foi proposta por Penman, tanto com os parâmetros originais quanto com os parâmetros determinados no presente estudo:

$$ET = \frac{\Delta R_n}{L(\Delta + \gamma)} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}, \quad \text{eq. 29}$$

em que  $R_n$  é o saldo de radiação, dado pela diferença entre o balanço de radiação de ondas curtas ( $Q_c$ ) e o de ondas longas ( $Q_L$ ); este último valor é estimado pela equação de Brunt (1932), como segue:

$$Q_L = \sigma T^4 (0,56 - 0,08 e^{0,5}) (0,1 + 0,9n/N). \quad \text{eq. 30}$$

A taxa de variação da pressão de saturação com a temperatura ( $\Delta$ ), em  $\text{mbK}^{-1}$ , foi estimada, segundo a equação apresentada por JENSEN (15):

$$\Delta = 33,864 [0,0594 (0,00738T + 0,8072)^7 - 0,0000342], \quad \text{eq. 31}$$

A constante psicrométrica ( $\gamma$ ), em  $\text{mbK}^{-1}$ , foi determinada pela seguinte equação:

$$\gamma = c_{pd} P / 0,622L, \quad \text{eq. 32}$$

em que  $P$  é a pressão atmosférica média anual do período que, para o caso de Cajamarca, é de 740 mb;  $c_{pd}$  é o calor específico do ar seco a pressão constante e igual a  $1004 \text{Jg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ;  $L$  é o calor latente de evaporação; segundo HESS (13) e é dado por:

$$L = (2500,06 - 2,37T) \text{Jg}^{-1}, \quad \text{eq. 33}$$

em que  $T$  é a temperatura média do ar em  $^{\circ}\text{C}$ .

### 3.11. Teste de Médias para os Valores da ETP

Para determinar se os valores da evapotranspiração, obtidos pela equação de Penman, com os parâmetros originais e com os estimados no presente trabalho, são homogêneos estatisticamente, aplicou-se o teste de t, para as médias com pares de variáveis.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. Ajuste do Modelo de Angström-Prescott

#### 4.1.1. Relação Entre o Brilho Solar e a Irradiância

No Quadro 2, observa-se que a duração do sol acima do horizonte ( $N$ ), estimada pela equação 15, é máxima em dezembro (12,41h) e mínima em junho (11,59h). Entretanto, a irradiância no topo da atmosfera ( $Q_0$ ), estimada pela equação 19, é máxima em fevereiro e outubro (38,08 e 38,00MJm<sup>-2</sup>), que são as duas instâncias em que o sol passa pelo Zenit, sendo mínima em junho (31,39MJm<sup>-2</sup>). Tanto  $N$  como  $Q_0$  variam muito pouco no percurso do ano, em virtude de o local estar muito perto da linha equatorial.

Ainda no Quadro 2 estão apresentados os valores médios mensais da razão entre a irradiância solar global observada e a irradiância no topo da atmosfera ( $Q/Q_0$ ), bem como a razão entre as horas de brilho solar observado e as horas de sol acima do horizonte ( $n/N$ ), para o período de

1973 a 1977, em que se verifica que a transmitância ou proporção da radiação incidente ( $Q/Q_0$ ) varia de 0,44, em outubro, a 0,58, em julho, com uma transmitância média de 0,53.

A transmitância e, portanto, a irradiância à superfície é relativamente alta, porque a massa ótica do ar atravessada pelos raios solares diminui com a altitude. Diminui também o teor de umidade atmosférica, que se traduz em menor nebulosidade, com relação a altitudes menores.

A razão ( $n/N$ ) oscila entre 0,35, em fevereiro, até 0,63, em julho, com uma média de 0,49. Em geral, o brilho solar é maior nos meses do inverno, em razão da menor nebulosidade.

QUADRO 2 - Horas de Sol Acima do Horizonte (N), Irradiância no Topo da Atmosfera ( $Q_0$ ), Número de Observações e Valores Médios Mensais das Relações  $Q/Q_0$  e  $n/N$  para Cajamarca - Peru, no Período de 1973-1977

Mês	Brilho Solar (h)	Irradiância (MJm <sup>-2</sup> )	Observações (No.)	Razão	
				$Q/Q_0$	$n/N$
Jan.	12,37	37,63	140	0,47	0,37
Fev.	12,23	38,08	140	0,47	0,35
Mar.	12,04	37,56	100	0,50	0,39
Abr.	11,84	35,51	140	0,54	0,46
Mai	11,31	32,90	155	0,55	0,55
Jun.	11,59	31,39	125	0,52	0,56
Jul.	11,63	32,06	145	0,58	0,60
Ago.	11,77	34,48	155	0,52	0,56
Set.	11,97	36,93	150	0,53	0,49
Out.	12,17	38,00	155	0,44	0,48
Nov.	12,33	37,77	150	0,57	0,52
Dez.	12,41	37,38	150	0,56	0,50
Anual	12,00	35,85	1256	0,53	0,49

#### 4.1.2. Parâmetros das Regressões Lineares Entre o Brilho Solar e a Irradiância

Os parâmetros das regressões lineares mensais da relação  $Q/Q_0$ , em função da relação  $n/N$ , estão apresentados no Quadro 3, em que se observa que o parâmetro linear (a), que expressa a proporção da radiação que atinge a superfície, quando o céu está completamente coberto de nuvens, varia de 0,209, em julho, a 0,312, em março, sendo, em geral, maior nos meses chuvosos, porquanto, a proporção da irradiância difusa aumenta com a nebulosidade.

O parâmetro de regressão (b), que denota a taxa de variação da razão da irradiância com a variação da razão do brilho solar, tem uma variação inversa ao parâmetro linear (a), sendo o valor mais baixo, em maio, com 0,467 e o maior valor, correspondente ao mês de janeiro, com 0,639.

QUADRO 3 - Valores dos Parâmetros das Regressões Mensais de  $Q/Q_0$ , em Função de  $n/N$ , para Cajamarca - Peru, no Período de 1973-1977

Mês	a	b	a + b	r
Jan.	0,234	0,639	0,873	0,942 **
Fev.	0,283	0,543	0,826	0,954 **
Mar.	0,312	0,484	0,796	0,794 **
Abr.	0,292	0,530	0,822	0,892 **
Maio	0,291	0,467	0,758	0,814 **
Jun.	0,252	0,484	0,736	0,813 **
Jul.	0,209	0,578	0,787	0,878 **
Ago.	0,229	0,525	0,754	0,921 **
Set.	0,247	0,577	0,824	0,911 **
Out.	0,302	0,489	0,791	0,842 **
Nov.	0,269	0,592	0,861	0,944 **
Dez.	0,258	0,603	0,861	0,942 **

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

O somatório ( $a + b$ ) mede a transmitância total da atmosfera para a radiação solar, quando o céu está completamente claro ( $n = N$ ); em geral, é maior nos meses de verão do que nos meses de inverno, já que naqueles meses o ângulo zenital é menor, diminuindo também os fenômenos de extinção da radiação solar pela atmosfera.

Os coeficientes de correlação ( $r$ ) entre  $O/O_0$  e  $n/N$  são relativamente altos, em todos os meses do ano, variando entre 0,794 e 0,954, todos eles significativos a 1% de probabilidade, o que denota o alto grau de relação entre estas duas variáveis.

#### 4.1.3. Análise de Covariância das Regressões Mensais

Com o intuito de verificar se existem diferenças estatisticamente significativas entre as regressões mensais, os resultados foram submetidos a análise de covariância, de acordo com o procedimento proposto por STEEL e TORRIE (36), cujos resultados estão apresentados no Quadro 4. Pelo teste de  $F$ , não existem diferenças significativas, a 5% de probabilidade, indicando que as regressões são homogêneas e, portanto, podem ser representadas por um único modelo de regressão anual.

QUADRO 4 - Análise de Covariância para o Teste de Homogeneidade das Regressões Mensais de Q/Q<sub>0</sub>, em Função de n/N, para Cajamarca - Peru, no Período de 1974-1977

Meses	GL	SQx	SPxy	SQy	GL	SQres
Jan.	27	0,24214	0,15457	0,11128	26	0,01261
Fev.	27	0,44722	0,23848	0,13970	26	0,01253
Mar.	19	0,12838	0,06209	0,04764	18	0,01761
Abr.	27	0,22753	0,12071	0,08049	26	0,01645
Maió	30	0,21522	0,10040	0,07086	29	0,02402
Jun.	24	0,32629	0,15783	0,08270	23	0,00636
Jul.	28	0,18644	0,10768	0,08074	27	0,01855
Ago.	30	0,36432	0,19150	0,11869	29	0,01803
Set.	29	0,25788	0,14889	0,10371	28	0,01763
Dut.	30	0,36963	0,18086	0,12481	29	0,03632
Nov.	29	0,35474	0,21004	0,13967	28	0,01531
Dez.	29	0,31608	0,19043	0,12940	28	0,01467
Totais	239	3,43587	1,86358	1,22969	317	0,21009

Teste de F para homogeneidade das regressões:

$$F = \frac{(B - A)/(t - 1)}{A/(Nt - 2t)}, \quad \text{eq. 34}$$

em que

$$A = SSQ_{res} = 0,21009$$

$$B = 1,22969 - (1,86358)^2 / 3,43587 \\ = 0,218883$$

$$t = \text{número de regressões} = 12$$

$$Nt = \text{número total de observações} = 239;$$

$$F = \frac{(0,218883 - 0,21009)/11}{0,21009/317}$$

$$F = 1,206 < F_{0,5}$$

#### 4.1.4. Modelo Anual da Regressão Entre o Brilho Solar e a Irradiância

Nos Quadros 5 e 6 e na Figura 1 apresentam-se os parâmetros da regressão anual das razões  $Q/Q_0$ , em função de  $n/N$ , e a análise de variância, respectivamente. Verifica-se que, pelo teste F, a regressão é significativa a 0,1% de probabilidade, com um coeficiente de correlação de 0,862.

QUADRO 5 - Parâmetros da Regressão Anual  $Q/Q_0$ , em Função de  $n/N$ , para Cajamarca - Peru, no Período de 1973-1977

Nome	Coeficiente	Desvio	Beta	T
b	0,466	0,01539	0,862	30,29**
a	0,300			

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

QUADRO 6 - Análise de Variância da Regressão Anual de  $Q/Q_0$ , em Função de  $n/N$ , para Cajamarca - Peru, no Período de 1973-1977

Fontes de variação	GL	SQ	QM	F
Em virtude da regressão	1	1,13576	1,13576	917,49**
Independente	318	0,39365	0,00124	

\*\* Significativo a 0,1% de probabilidade.

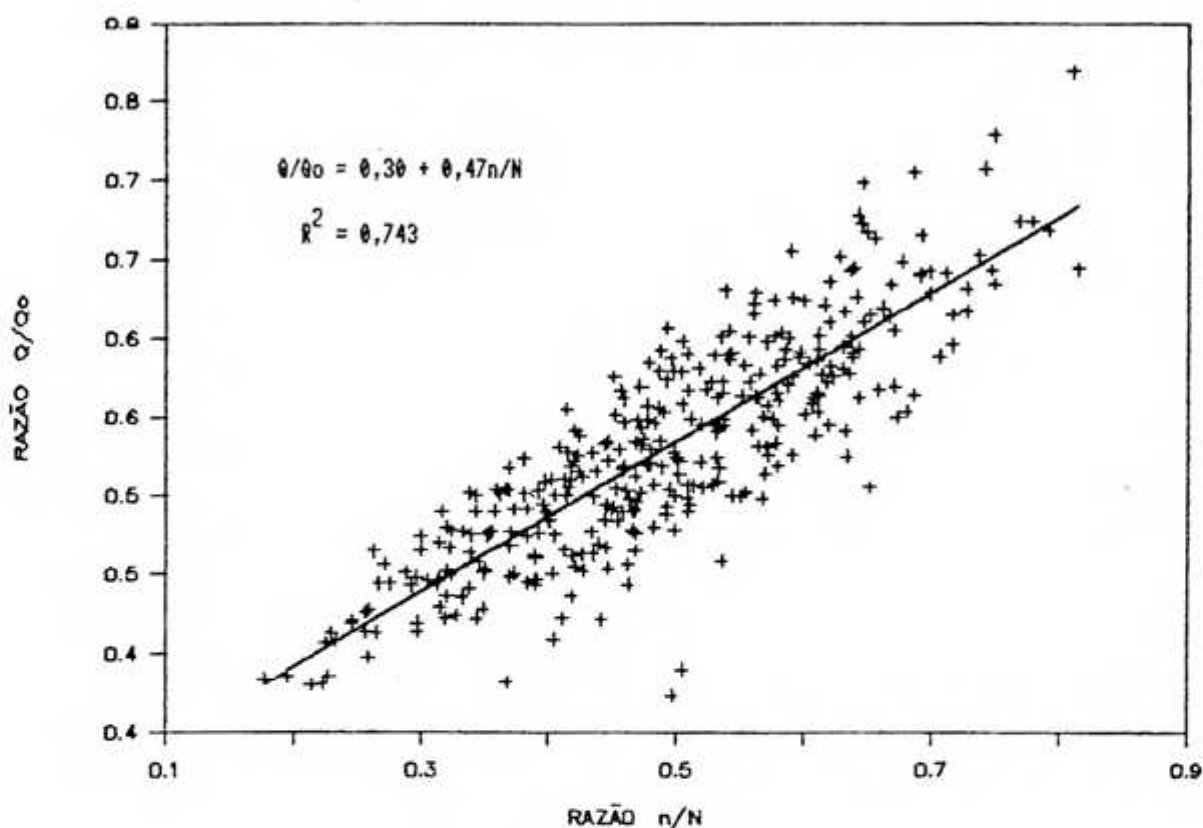


FIGURA 1- Diagrama de Dispersão de Pontos e Linha de Regressão de  $Q/Q_0$ , Função de  $n/N$ , para Cajamarca - Peru, no Período de 1973-1977.

O parâmetro linear,  $a = 0,30$ , sugere que, nos casos em que o brilho solar é igual a zero, a irradiância solar difusa seria 30% da irradiância solar incidente no topo da atmosfera. O somatório  $(a + b) = 0,766$  indica a transmitância total média da atmosfera, para o caso em que o brilho solar observado seja igual ao número de horas de sol acima do horizonte.

#### 4.2. Teste dos Parâmetros do Modelo de Estimativa da Irradiância Solar

Com o intuito de determinar o grau de validade dos parâmetros mais usados e os parâmetros mensais e o anual desenvolvidos no presente trabalho, para a estimativa da irradiância solar global, tais parâmetros foram testados, por comparação, com os valores da irradiância observada em 1978. Os resultados estão apresentados no Quadro 7 e Figura 2, em que se constata diferenças consideráveis entre os valores observados e os estimados.

QUADRO 7 - Irradiância Solar Média Diária ( $\text{MJm}^{-2}$ )  
Observada e Estimada por Diversos Modelos (1978)

Mês	Q	Modelos utilizados						
		1	2	3	4	5	6	7
Jan	20,4	17,1	19,9	17,0	23,6	18,2	19,0	19,5
Fev	20,9	17,7	20,8	17,8	23,9	19,0	20,9	20,4
Mar	21,4	18,6	21,6	18,8	23,6	19,8	21,7	21,1
Abr	18,5	15,4	18,0	15,1	22,3	16,4	18,2	17,7
Mai	19,3	16,7	19,3	16,9	20,7	17,3	18,5	18,8
Jun	19,6	17,5	20,2	18,1	19,8	18,5	18,1	19,5
Jul	18,0	15,6	18,1	15,7	20,2	16,6	16,7	17,7
Ago	20,2	18,3	21,1	18,7	21,7	19,4	19,4	20,5
Set	18,3	16,4	19,2	16,2	23,2	17,5	18,8	18,8
Out	22,4	18,9	21,9	19,1	23,9	20,0	21,7	21,3
Nov	20,9	17,4	20,3	17,2	23,8	18,5	20,9	19,8
Dez	21,4	16,7	19,5	16,5	23,5	17,8	19,8	19,1
Media	20,1	17,2	20,0	17,3	22,5	18,3	19,5	19,5
r		0,89	0,89	0,87	0,41	0,89	0,92	0,90

Q = Irradiância observada;  
1 = Modelo de Black;  
2 = Modelo de Glover;  
3 = Fórmula de Penman;  
4 = Modelo de Bennett;

5 = Fórmula de Doorenbos;  
6 = Modelo com parâmetros mensais;  
7 = Modelo com parâmetros anuais.

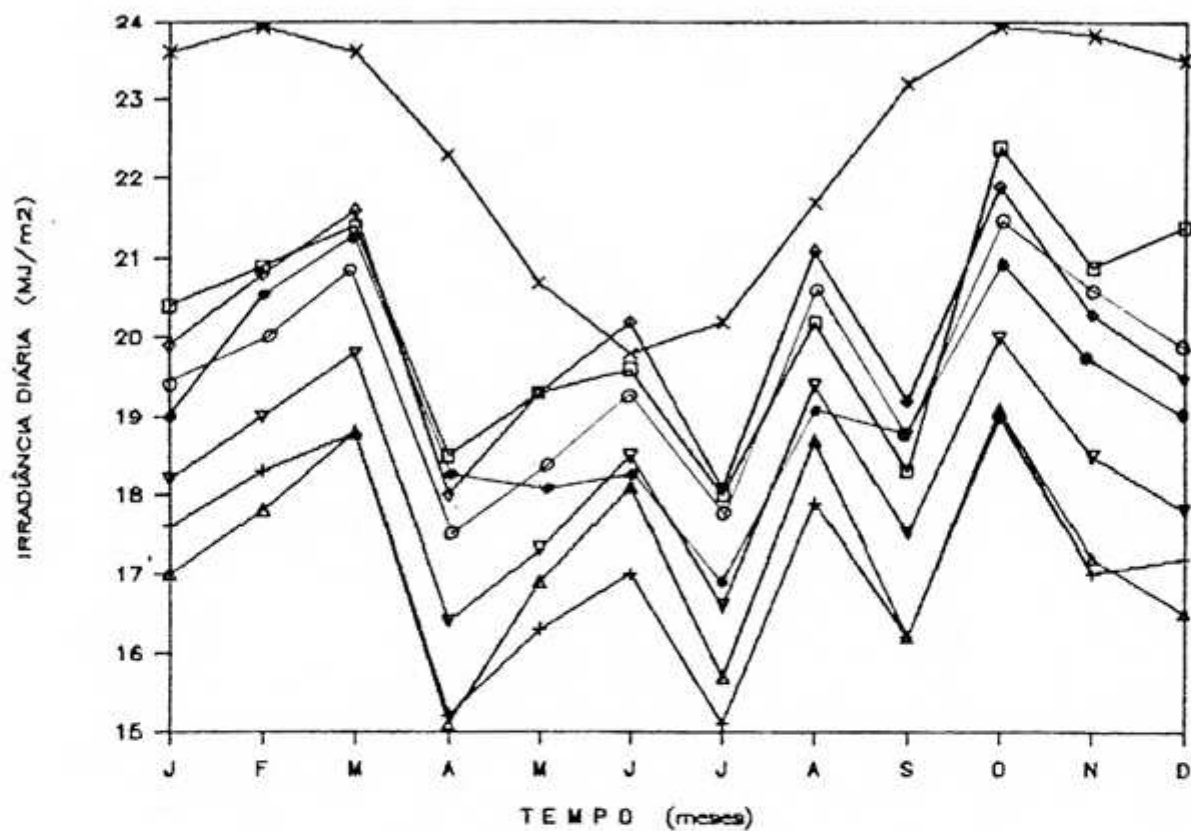


FIGURA 2 - Irradiância Diária Média Mensal: Observada (O) e Estimada pelos Modelos de Black et alii (+), Glover e McCulloch (◊), Penman (Δ), Bennett (x), Doorenbos e Pruitt, ∇, Mensal (◆) e Anual (○).

Os desvios dos valores estimados com relação aos observados são expressos no Quadro 8. Nota-se que o modelo com os parâmetros propostos por Black et alii, por Penman e por Doorenbos e Pruitt subestimam a irradiância solar global em todos os meses do ano, sendo, em média, de 2,9; 2,8 e 1,8  $\text{MJm}^{-2}$ , respectivamente. Entretanto, o modelo com

os parâmetros desenvolvidos por Glover e McCulloch, e com os parâmetros mensais e o anual calculados no presente estudo estimam a irradiância solar com maior precisão.

O modelo de Bennett, que inclui o parâmetro de regressão altitude, é o único modelo que, na maioria dos meses do ano, superestima a irradiância, com relação aos valores observados.

Todas as fórmulas, exceto a de Bennett, apresentam uma alta correlação com os valores observados, sendo superior a 0,9, o que demonstra que o modelo de Angstrom - Prescott é bom estimador da irradiância solar global, ainda que seja necessário estimar os parâmetros da regressão para as condições locais.

QUADRO 8 - Desvios Entre a Irradiância Estimada e a Irradiância Observada para Cajamarca - Peru, em 1978

Mês	1-0	2-0	3-0	4-0	5-0	6-0	7-0
Jan.	-3,3	-0,5	-3,4	3,2	-2,2	-1,4	-0,9
Fev.	-3,2	-0,1	-3,1	3,0	-1,9	0,0	-0,5
Mar.	-2,8	0,2	-2,6	2,2	-1,6	0,3	-0,3
Abr.	-3,1	-0,5	-3,4	3,8	-2,1	-0,3	-0,8
Mai	-2,6	0,0	-2,4	1,4	-2,0	-0,8	-0,5
Jun.	-2,1	0,6	-1,5	0,2	-1,1	-1,5	-0,1
Jul.	-2,4	0,5	-2,3	2,2	-1,4	-1,3	-0,3
Ago.	-1,9	0,9	-1,5	1,5	-0,8	-0,8	0,3
Set.	-1,9	0,9	-2,1	4,9	-0,8	0,5	0,5
Out.	-3,5	-0,5	-3,3	1,5	-2,4	-0,7	-1,1
Nov.	-3,5	-0,6	-3,7	2,9	-2,4	0,0	-1,1
Dez.	-4,7	-1,9	-4,9	2,1	-3,6	-1,6	-2,3
Média	-2,9	-0,1	-2,8	2,4	-1,8	-0,6	-0,6

Nos Quadros 7 e 8 e na Figura 2 observa-se que a estimativa da irradiância diária por meio do modelo com os parâmetros mensais e pelo modelo com os parâmetros anuais não denota diferenças consideráveis pois, em média, ambos os procedimentos apresentam, coincidentemente, um erro igual a  $-0,6 \text{ MJm}^{-2}$ . Tal fato confirma, uma vez mais, a homogeneidade das regressões encontradas pela análise de covariância. Portanto, para fins práticos, deve-se utilizar o modelo anual, já que tem a mesma precisão e é de mais fácil uso operacional.

#### 4.3. Termo Aerodinâmico

No Quadro 9 apresentam-se os valores médios mensais de quatro anos de observações diárias dos parâmetros meteorológicos envolvidos na determinação do termo aerodinâmico da equação de Penman, considerando-se que o poder evaporante pode ser estimado pelas observações do atmômetro de Piche (Ep).

##### 4.3.1. Parâmetros da Regressão do Termo Aerodinâmico

A partir desses dados, foi feita a análise estatística, por meio da regressão linear e para cada mês, da razão entre o poder evaporante do ar, representado pela evaporação obtida no atmômetro de Piche (Ep) e o déficit de saturação de vapor, dado pela diferença entre a pressão de saturação à temperatura média do ar e a pressão de saturação correspondente à temperatura do ponto de orvalho ( $e_s - e$ ), como função da velocidade do vento a 2m acima do nível do solo ( $u_2$ ).

QUADRO 9 - Dados Médios de Temperatura e Umidade Relativa do Ar, Velocidade do Vento e Evaporação do Piche, para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Mês	Número de Observações	Temperatura Média (°oC)	Umidade Relativa (%)	Velocidade do Vento* km/dia)	Evaporação no Piche (ml)
Jan.	124	15,0	73	70,2	2,5
Fev.	112	14,9	78	59,3	2,2
Mar.	124	14,6	77	58,3	2,2
Abr.	104	14,5	77	57,3	2,5
Mai	120	13,9	75	54,7	2,5
Jun.	120	13,2	68	66,6	3,5
Jul.	116	13,5	66	79,0	3,7
Ago.	116	13,7	66	82,3	3,9
Set.	120	14,7	69	75,9	3,7
Out.	124	14,7	70	67,4	3,0
Nov.	120	14,7	72	65,4	2,8
Dez.	124	14,7	73	70,0	2,7
Anual	1424	14,3	72	67,2	2,9

\* Velocidade reduzida a 2m de altura.

No Quadro 10 estão os parâmetros das regressões mensais  $E_p/(e_s - e) = f(u_p)$ , em que se observam diferenças consideráveis entre os parâmetros de um mês para outro. Assim, por exemplo, o menor valor do parâmetro linear (a) que corresponde ao mês de fevereiro, é igual a 0,1756, no entanto, o maior valor é de 0,6477, que corresponde ao mês de julho.

Em geral, pode-se dizer que o parâmetro linear (a) é inversamente proporcional ao parâmetro b. Além disso, observa-se que quanto menores forem os valores do parâmetro da declividade (b), menor a correlação existente entre as duas variáveis em questão, sendo que, em alguns meses, o parâmetro b é tão baixo que não é estatisticamente significativo a 5% de probabilidade.

QUADRO 10 - Parâmetros das Regressões  $E_p/(e_s - e) = f(u_p)$   
para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Mês	a	b	r
Jan.	0,1756	0,0057	0,658**
Fev.	0,3091	0,0039	0,481**
Mar.	0,3557	0,0036	0,394 *
Abr.	0,4698	0,0020	0,227ns
Maió	0,3760	0,0042	0,424**
Jun.	0,5410	0,0023	0,562**
Jul.	0,6577	0,0003	0,673ns
Ago.	0,5631	0,0021	0,269ns
Set.	0,4175	0,0034	0,693**
Out.	0,4680	0,0019	0,232ns
Nov.	0,2440	0,0054	0,567**
Dez.	0,3412	0,0037	0,342 *

\* Significativo a 5% de probabilidade;  
\*\* Significativo a 1% de probabilidade;  
ns Não-significativo a 5% de probabilidade.

Acredita-se que a baixa correlação existente entre a relação  $E_p/(e_s - e)$  e a velocidade do vento seja consequência da baixa velocidade do vento registrada no local e dos possíveis erros cometidos nas observações da evaporação no atmômetro de Piche, assim como das possíveis influências advectivas, especialmente, no período mais seco.

A variação inversamente proporcional dos parâmetros da regressão acarreta uma espécie de compensação desses valores. Isso sugere a possibilidade de serem representados por uma única regressão linear.

#### 4.3.2. Teste de Homogeneidade das Regressões Mensais

Com o intuito de testar a homogeneidade dos parâmetros mensais, foi feita a análise de covariância para as regressões mensais, seguindo o mesmo procedimento empregado na análise de covariância das regressões entre irradiância e brilho solar, cujos resultados apresentam-se no Quadro 11.

Como a análise de covariância das regressões mensais, através do teste de F, não evidencia diferenças significativas a 5% de probabilidade (Quadro 11), é preciso ajustar um modelo médio com a totalidade de dados, fato que facilitaria sua aplicação. Esses resultados estão representados no Quadro 12, em que se nota que o parâmetro linear (a) é igual a 0,3500 e o parâmetro de regressão (b) é igual a 0,004012, com um coeficiente de correlação relativamente baixo ( $r = 0,5513$ ).

No Quadro 13 e na Figura 3 apresenta-se a análise de variância da regressão anual. Embora o coeficiente de correlação seja relativamente baixo, a análise de variância da regressão mostra ser significativa a 1% de probabilidade, o que valida o modelo.

A baixa correlação existente mostra que a evaporação não depende somente do déficit de saturação de vapor e da velocidade do vento, mas também de outros fatores, como a radiação solar e a temperatura. Além disso, as observações do atmômetro de Piche estão sujeitas a muitos erros.

QUADRO 11 - Análise de Covariância para as Regressões Lineares Mensais  $E_p/(e_s - e) = f(u_2)$ , para Cajamarca - Peru, Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Mês	GL	SSQx	SSPxy	SSQy	GL	SSQres.
Jan.	30	2659,5	15,228	0,2014	29	0,1142
Fev.	27	936,9	3,700	0,0630	26	0,0484
Mar.	30	1710,4	6,085	0,1395	29	0,1178
Abr.	25	1522,7	3,052	0,1190	24	0,1130
Mai.	29	898,3	3,776	0,0813	28	0,0724
Jun.	29	4326,1	10,049	0,0740	28	0,0505
Jul.	28	3651,7	1,196	0,0743	27	0,0739
Ago.	28	2997,3	6,340	0,1851	27	0,1718
Set.	29	3453,3	11,650	0,0821	28	0,0427
Out.	30	1973,9	3,849	0,1395	29	0,1319
Nov.	29	1907,3	10,206	0,1706	28	0,1160
Dez.	30	3097,4	11,324	0,3525	29	0,3109
Totais	344	29134,8	86,455	1,6893	332	1,3635

$$x = u_2$$

$$y = E_p/(e_s - e)$$

Teste de homogeneidade das regressões.

$$A = SSQ_{res.} = 1,3635$$

$$B = SSQ_y - (SSP_{xy})^2 / SSQ_x$$

$$= 1,6893 - (86,455)^2 / 29134,8 = 1,43217$$

$$F = \frac{(B - A)/(t - 1)}{A/(SN - 2t)}$$

$$F = \frac{(1,4317 - 1,3635)/11}{1,3635/332}$$

$$F = 1,5096 \text{ ns}$$

ns = Não-significativo a 5% de probabilidade.

QUADRO 12 - Parâmetros da Regressão Anual Relativos ao Termo Aerodinâmico para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Nome	Coefficiente	Desvio	Beta	t
b	0,00401236	0,00032257	0,551318	12,1245**
a	0,350			

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

QUADRO 13 - Análise de Variância da Regressão Anual para Cajamarca Peru, no Período de 1977-1980

Fontes de variação	GL	SQ	QM	F
Devido à regressão	1	0,888534	0,888534	153,02**
Independente	355	2,034738	0,0057317	

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

A equação do termo aerodinâmico ajustada com os valores da evaporação do atmômetro de Piche, velocidade do vento e déficit de saturação de vapor de água fica como segue:

$$E_p / (e_s - e) = (0,350 + 0,00401236u_2), \quad \text{eq. 35}$$

ou seja:

$$E_p = 0,27(1,3 + u_2/67)(e_s - e). \quad \text{eq. 36}$$

Observa-se que esta equação fornecerá valores do termo aerodinâmico superiores aos estimados com o modelo original de Penman apresentado na equação 14.

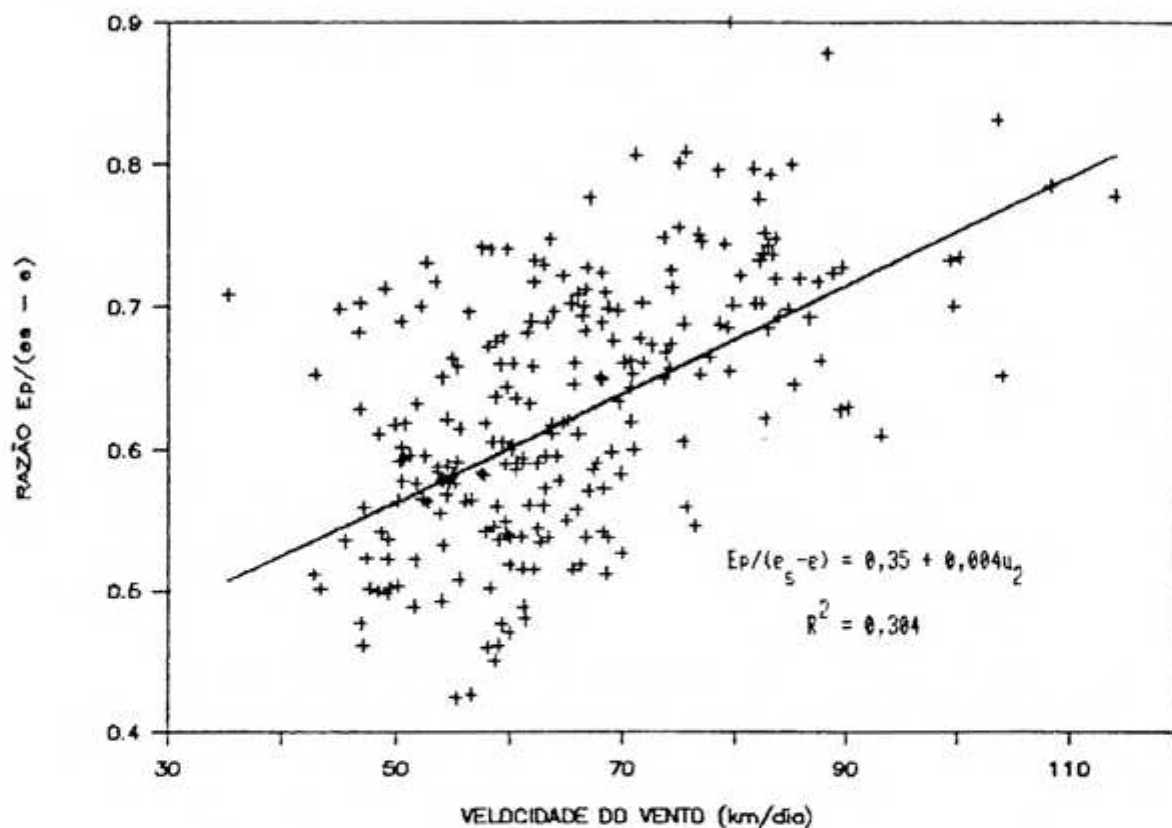


FIGURA 3 - Diagrama de Dispersão e Linha de Regressão Entre a Razão ET de Piche e o déficit da Saturação em Função da Velocidade do Vento a 2m de Altura, para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980.

#### 4.3.3. Relação Entre o Termo Aerodinâmico de Penman e a Evaporação do Atmômetro de Piche

Com os resultados obtido da aplicação do modelo do termo aerodinâmico de Penman ( $E_a$ ), para o período de 1977 a 1980, ajustou-se o modelo de regressão linear em função da

evaporação do atmômetro de Piche ( $E_{pi}$ ), cujos parâmetros e análise de variância estão apresentados nos Quadros 14 e 15, e na Figura 4, em que observa-se que, pelo teste F, a regressão é significativa a 1% de probabilidade, com um coeficiente de correlação de 0,89, mostrando alto grau de associação entre estas duas variáveis. Isto permite que, nos casos em que não se disponha dos dados necessários para a determinação do termo aerodinâmico, este possa ser estimado com bastante precisão a partir de observações do atmômetro de Piche, através da seguinte equação:

$$E_a = 0,480 + 0,44E_{pi}, \quad \text{eq. 37}$$

QUADRO 14 - Parâmetros da Regressão Entre o Termo Aerodinâmico de Penman ( $E_a$ ), em Função da ET do Atmômetro de Piche para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Nome	Coefficiente	Desvio	Beta	T
b	0,445	0,011825	0,99228	37,65**
a	0,480			

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

QUADRO 15 - Análise de Variância da Regressão Entre  $E_a$  e a ET do Atmômetro de Piche para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980

Fontes de variação	Gl	SQ	QM	F
Em virtude da Regressão	1	45,50196	45,150196	1417,88 **
Independente	363	11,64924	0,032092	

\*\* Significativo a 1% de probabilidade.

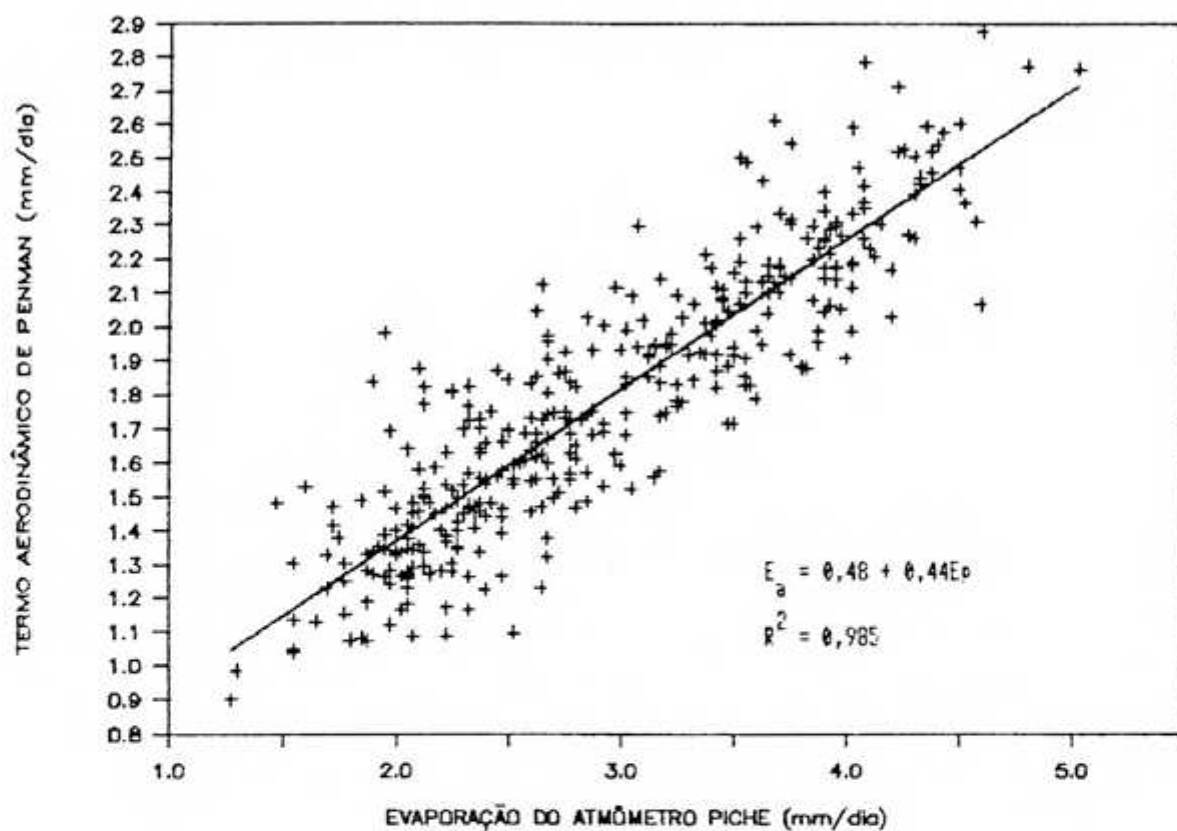


FIGURA 4 - Diagrama de Dispersão e Linha de Regressão Entre o Termo Aerodinâmico de Penman e a ET do Atmômetro de Piche para Cajamarca - Peru, no Período de 1977-1980.

#### 4.3.4. Teste do Modelo do Termo Aerodinâmico

O teste do termo aerodinâmico desenvolvido com os valores do atmômetro de Piche foi feito em comparação com o modelo original da equação de Penman, para os dados de 1981, que não foram considerados no desenvolvimento do modelo. Os

resultados estão apresentados no Quadro 16, onde observa-se que, com o modelo modificado, obtêm-se valores maiores do que com o modelo original, durante todo o ano, cuja diferença, pelo teste t, é significativa a 1% de probabilidade.

QUADRO 16 - Valores do Termo Aerodinâmico com o Modelo de Penman, Original e Modificado e Teste t, para Cajamarca - Peru, em 1981

Mês	Modelo Original (mm)	Modelo Modificado (mm)	Diferença (mm)
Jan.	1,33	2,13	0,80
Fev.	0,89	1,39	0,50
Mar.	1,06	1,68	0,62
Abr.	1,36	2,18	0,81
Mai	1,62	2,68	0,90
Jun.	2,01	3,21	1,20
Jul.	2,01	3,31	1,30
Ago.	1,96	3,20	1,24
Set.	2,13	3,49	1,36
Out.	1,26	1,99	0,73
Nov.	1,57	2,55	0,98
Dez.	0,71	1,13	0,42
Média	1,49	2,41	0,92

$$t = 10,08 < t_{0,5}$$

#### 4.4 Estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETp)

##### 4.4.1. Estimativa da Taxa de Variação da Pressão de Saturação com a Temperatura ( $\Delta$ ) e da Constante Psicrométrica ( $\gamma$ )

A taxa de variação da pressão de saturação de vapor com a temperatura ( $\Delta$ ) foi estimada pela equação 31, com

dados de temperatura do ano de 1977, sendo de  $1,046 \text{ mbK}^{-1}$ , com desvio-padrão igual a 0,0065. Portanto, pode ser considerado constante, em virtude da pequena variação da temperatura.

A constante psicrométrica ( $\gamma$ ) foi calculada pela equação 32, considerando um valor médio da pressão atmosférica de 740 mb, obtendo-se um valor igual a  $0,486 \text{ mbK}^{-1}$ .

#### 4.4.2. Cálculo da Evapotranspiração Potencial (ETp)

Calculou-se a Etp, conforme a equação de Penman, assumindo-se os valores de parâmetros determinados originalmente e utilizando-se os valores dos parâmetros calculados no presente trabalho, ou seja, incluindo os modelos de estimativa da radiação global e do poder evaporante do ar, isto é:

a) O modelo original considera:

$$Q = Q_0 (0,18 + 0,52n/N),$$

$$E_a = 0,27(1 + u_p/160)(e_s - e);$$

b) O modelo modificado considera:

$$Q = Q_0 (0,300 + 0,467n/N),$$

$$E_p = 0,27(1,3 + u_p/67)(e_s - e).$$

As estimativas foram feitas para os dados de 1981, que não foram incluídos nas estimativas do termo aerodinâmico. Os resultados acham-se no Quadro 17, assim como na Figura 5.

QUADRO 17 - Valores da ETP Mensal com o Modelo Original e o Modelo o Corrigido, para Cajamarca - Peru, em 1981

Mês	Original (mm)	Modificado (mm)	Desvio (mm)	Desvio (%)
Jan.	2,53	3,59	-1,06	-30
Fev.	2,12	3,32	-1,20	-36
Mar.	2,18	3,17	-0,99	-31
Abr.	2,48	3,40	-0,92	-27
Maió	2,21	3,09	-0,86	-28
Jun.	2,10	2,89	-0,79	-27
Jul.	2,33	3,14	-0,81	-26
Ago.	2,49	3,31	-0,82	-25
Set.	2,51	3,43	-0,92	-27
Out.	2,23	3,24	-1,01	-31
Nov.	2,51	3,51	-1,00	-28
Dez.	2,29	3,34	-1,05	-31
Média	2,33	3,29	-0,95	-29

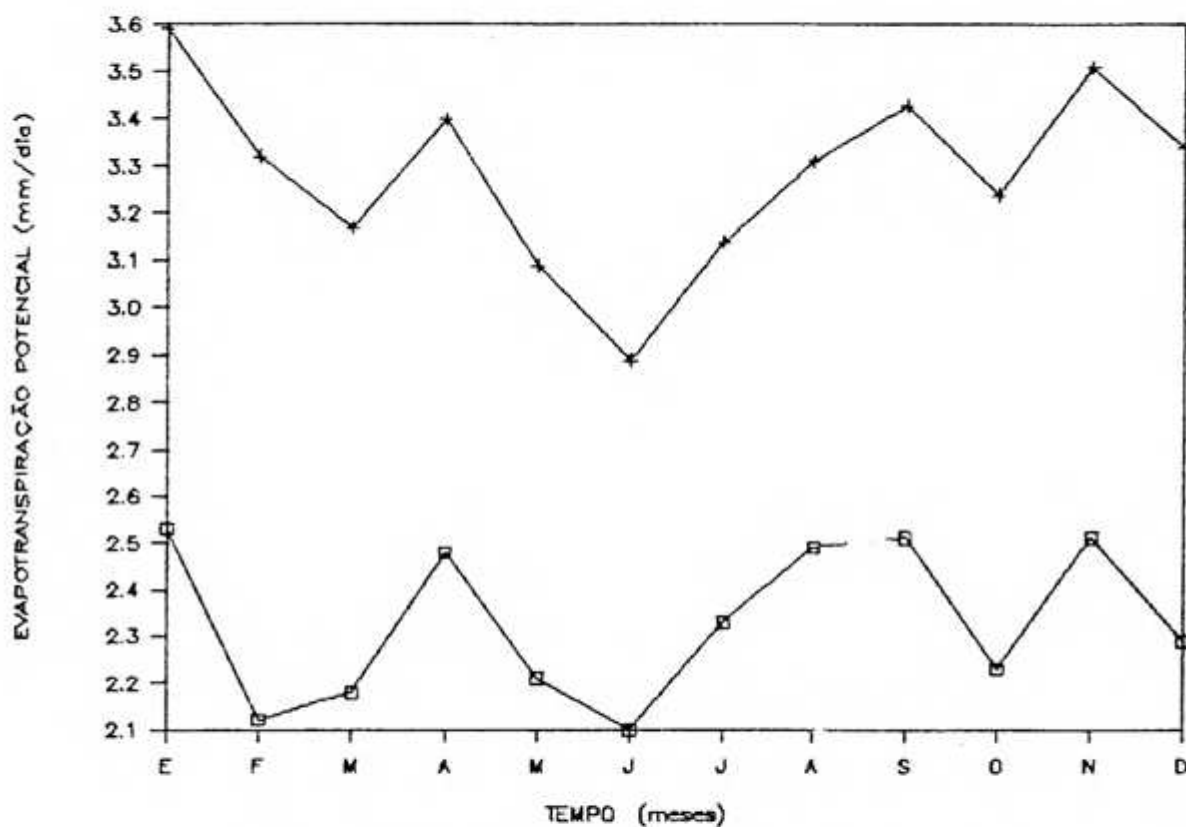


FIGURA 5 - ETP Calculada pelo Modelo Original(□) e pelo Modelo Modificado (+) para Cajamarca - Peru, em 1981.

Nota-se que, pelo teste t, existem diferenças significativas a 1% de probabilidade, sendo que o modelo modificado fornece valores maiores da ETP do que o modelo original, em todos os meses do ano, sendo, em média, de 29%.

As diferenças entre as ETPs calculadas através dos dois procedimentos devem-se, fundamentalmente, às diferenças nos valores dos parâmetros do modelo usado na estimativa da radiação solar global e, em menor proporção, ao efeito do modelo de estimativa do termo aerodinâmico.

Esses resultados confirmam o fato de que todos os modelos estatísticos desenvolvidos para estimar qualquer parâmetro meteorológico precisam ser testados antes de serem utilizados em locais com condições climáticas diferentes, ainda que sejam considerados como modelos dos mais confiáveis.

Relacionando os valores do termo aerodinâmico do Quadro 16, e levando em consideração os valores de  $\Delta$  e  $\gamma$ , com os resultados com a ETP do Quadro 17, conclui-se que o balanço aerodinâmico contribui para a ETP com 20% no modelo original de Penman e com 23% no modelo modificado, isto é, uma diferença de só 3% entre os dois procedimentos, confirmando a argumentação de Penman de que a determinação exata do termo aerodinâmico não deve constituir séria limitação à aplicação do método de estimativa da ETP.

## 5. RESUMO E CONCLUSÕES

O presente trabalho foi desenvolvido com dados climáticos da Estação Agrometeorológica Principal "Augusto Weberbauer" de Cajamarca, na Serra Norte do Peru, localizada a  $7^{\circ}10'S$ ,  $78^{\circ}30'W$  e a 2,600 m de altitude, a fim de determinar os parâmetros dos modelos de estimativa da radiação global e do termo aerodinâmico utilizados na estimativa da evapotranspiração potencial pelo método de Penman, fazendo uso de programas computacionais.

De acordo com os resultados obtidos, chegou-se às seguintes conclusões:

a) Não existem diferenças estatisticamente significativas entre as regressões lineares mensais das relações de brilho solar ( $n/N$ ) e a irradiância solar ( $Q/Q_0$ ), sendo possível, para o local estudado, a utilização do modelo anual.

b) Os melhores parâmetros do modelo de Ångström - Prescott, para determinar a irradiância solar global, foram os determinados por Glover e McCulloch, em 1958, e aqueles

derivados por regressão linear, com dados mensais e anuais, no presente estudo. Entretanto, as fórmulas de Black et alii, Penman, Doorenbos e Pruitt e de Bennett superestimam a irradiância com relação aos valores observados em 1977.

c) Na estimativa do termo aerodinâmico observam-se diferenças significativas a 1% de probabilidade entre o modelo original de Penman e aquele derivado por regressão linear da razão entre a evaporação do atmômetro de Piche e o déficit da saturação de vapor em função da velocidade de vento.

d) O modelo original de Penman subestima a ETp com relação ao modelo modificado, em 29%, para 1981; isto se deve ao erro de estimativa da radiação global do modelo original; sendo que o termo aerodinâmico, não obstante existirem diferenças significativas entre os modelos, pode ser estimado por qualquer dos procedimentos, pois, em virtude de a contribuição na magnitude da ETp ser pequena com relação ao balanço de radiação, o erro cometido é ainda menor.

e) Por se tratar de uma região de características muito especiais, recomenda-se realizar estudos do modelo de Angstrom - Prescott para a estimativa da radiação global, incluindo o parâmetro altitudinal, conforme o proposto por Bennett (1967), assim como o balanço de radiação de ondas longas.

BIBLIOGRAFIA

## BIBLIOGRAFIA

1. ALBERICO, I.A. de Sousa. *Estudo sobre modificações introduzidas no tanque "Classe A" e no método de Penman*. Piracicaba, ESALQ, 1979. 91p. (Tese M.S.).
2. ALVES, A.R. *Irradiância solar global em superfícies de diferente inclinação e azimute para Viçosa*. Viçosa, UFV, 1983. 92p. (Tese M.S.).
3. BIGA, A.J. & ROSA, R. Estimating solar irradiation sums from sunshine and cloudiness observations. *Solar energy*, London, 25:265-272, 1980.
4. BUDYKO, M.I. *Climate and life*. New York, Academic Press, 1974. 508p.
5. CASTRO, P.T.de. *Evapotranspiração atual e potencial de uma cultura de milho (Zea mays, L.)*. Piracicaba, ESALQ, 1979. 61p. (Tese M.S.).
6. CHANG, J.H. *Climate and agriculture*. Chicago, Aldine Publishing Company, 1974. 304p.
7. CUENCA, R.H. & NICHOLSON, M. Application of Penman equation wind function. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 108: 13 - 23, 1982.
8. DOORENBOS, J. & PRUITT, W.D. (1975). *Crop and water requirements* Roma, FAO, 1986. 144p. (Paper, 24).
9. ESPINOLA, J. S. *Análise dos termos aerodinâmico e balanço de energia da equação de Penman para Viçosa*, Viçosa, UFV, 1983. 87p. (Tese M.S.).

10. FILHO, F. do C. *Determinação da radiação solar global diária através dos dados de insolação e transmissividade atmosférica estimada*. Piracicaba, ESALQ, 1981. 42p. (Tese M.S.).
11. FRERE, M.; RIKS, J.O.; REA, J. *Estudio agroclimatológico de la zona andina*. Ginebra, OMM, 1978. 256p. (Boletín, 506).
12. GEIGER, R. *The climate near the ground*. Cambridge, Harvard University Press, 1973. 611p.
13. HESS, S.L. *Introduction to theoretical meteorology*. New York, Kriger, 1959. 362p.
14. IQBAL, M. *An introduction to solar radiation*. Toronto, Academic Press, 1983. 309p.
15. JENSEN, M.E. *Consumptive use of water and irrigation water requirements*. New York, ASCE, 1973. 215p.
16. LIU, K.N. *An introduction to atmospheric radiation*. New York, Academic Press, 1980. 392p.
17. MATHER, J.R. *Climatology*. New York, McGraw-Hill Book Company, 1974. 412p.
18. MONTEITH, J.L. *Principles of environmental physics*. London, Edward Arnold, 1973. 241p.
19. MORAES, A.E. *Comparação entre métodos de estimativa da radiação solar: satélite e convencional*. São José dos Campos, INPE, 1986. 110p. (Tese M.S.).
20. MOTA, F.S. *Meteorologia agrícola*. São Paulo, Nobel, 1977. 376p.
21. NETO, F. de A. *Uso do evapotranspirômetro no estudo de algumas relações entre evapotranspiração medida e estimada*. Piracicaba, ESALQ, 1978. 69p. (Tese M.S.).
22. PALTRIDGE, G. & PLATT, C. *Radiative processes in meteorology and climatology*. New York, Elsevier, 1976. 311p.
23. RIBEIRO, A.M. de A. *Estudo das relações entre radiação solar global ( $Q_g$ ) e a razão de insolação ( $n/N$ ) em algumas regiões do Brasil*. Piracicaba, ESALQ, 1980. 88p. (Tese M.S.).
24. RIEHL, H. *Meteorologia tropical*. Rio de Janeiro, Livro Técnico, 1965. 426p.
25. SARAIVA, J.A.P.G. *Insolation and sunshine in North-eastern Brazil*. Fort Collins Colorado State University, 1976. 116p. (Tese M.S.).

26. SAYIGH, A. A.M. *Solar energy engineering*. New York, Academic Press, 1977. 506p.
27. SCHROEDTER, H. *Verdunstung*. Berlin, Springer Verlag, 1986. 186p.
28. SCHULZE, R. *Das Strahlungsklima der Erde*. Darmstadt, Steinkopf, 1970. 236 p.
29. SEDIYAMA, G.C. *Estudo de métodos para estimativa da evapotranspiração potencial em Viçosa*. Viçosa, UFV, 1972. 43p. (Tese M.S.)
30. SEEMANN, J.; CHIRKOV, Y.I.; LOMAS, J. ; PRIMAULT, J. *Agrometeorology*. Berlin, Springer Verlag, 1974. 324p.
31. SELLERS, W. D. *Physical climatology*. Chicago, The University of Chicago, 1965. 272p.
32. SILVA, W. J. *Estimativa da evaporação potencial, em condições de campo, usando o tanque "Classe A" modificado*. Viçosa, UFV, 1979. 60p. (Tese M.S.)
33. SMITH, L. P. *Methods in agricultural meteorology*. Amsterdam, Elsevier, 1975. 210p.
34. THOM, A. S. & OLIVER, H.R. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, London, 103(436): 345-357. 1977.
35. THRELKELD, J.L. *Thermal environmental engineering*. New York, Prentice - Hall, 1970. 495p.
36. STEEL, R. G. D. & TORRIE, J.H. *Principles and procedures of statistic*. New York, McGraw-Hill Book. 1960. 481p.
37. VILLA NOVA, N.A. *A estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo*. Piracicaba, ESALQ, 1967. 66p. (Tese M.S.)
38. WINTER, E. J. *Water, soil and the plant*. London, McMillan, 1974. 141p.