

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET- UFAL-MS/003

MICROMETEOROLOGIA DE UM CULTIVO DE
CANA- DE -AÇÚCAR EM ALAGOAS

ALESSANDRO JOSÉ BARROS DOS SANTOS

Dissertação apresentada ao departamento de
Meteorologia/ CCEN/UFAL, para obtenção do título de
Mestre em Meteorologia - Área de concentração em
Processos de Superfície Terrestre.

MACEIÓ-AL
2001



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



N.º de ordem: MET-UFAL-MS/003

MICROMETEOROLOGIA DE UM CULTIVO DE
CANA-DE-AÇÚCAR EM ALAGOAS

Por

ALESSANDRO JOSÉ BARROS DOS SANTOS

ORIENTADOR: ROBERTO FERNANDO DA FONSECA LYRA
DOUTOR EM METEOROLOGIA

MACEIÓ-AL

2001

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

S237e Santos, Alessandro José Barros dos.
Micrometeorologia de um Cultivo de Cana-de-açúcar em
Alagoas/ Alessandro José Barros dos Santos. – Maceió, 2000.

91p. : il.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade
Federal de Alagoas. Maceió, 2001.

Bibliografia: p. 80-87.

1. Meteorologia. 2. Cana-de-açúcar. 3. Temperatura
atmosférica 4. Ventos - velocidade - medição. 5. Área foliar da
cana-de-açúcar. I. Título

CDU: 551.5



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

**TÍTULO: MICROMETEOROLOGIA DE UM CULTIVO DE
CANA-DE-AÇÚCAR EM ALAGOAS**

ALESSANDRO JOSÉ BARROS DOS SANTOS

Dissertação apresentada ao Departamento de Meteorologia/
CCEN/UFAL, para obtenção do título de Mestre em
Meteorologia – Área de concentração em Processos de
Superfície. N.º de ordem: MET-UFAL-MS/003

Aprovada pela banca examinadora composta por:

Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

(Orientador)

Dr. Gilberto Fisch

(Membro)

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

(Membro)

Dr. José Leonaldo de Souza

(Membro)

MACEIÓ-AL

2001



“A ciência, obedecendo à lei da humanidade,
sempre trabalhará para estender as fronteiras
da vida ”

Louis Pasteur (1822-1895) – Químico e Biólogo Francês

Ao meu orientador Prof. Dr.
Roberto F.F. Lyra, **OFEREÇO**.



A toda minha família, **DEDICO**.



AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Roberto F.F. Lyra, pelo empenho, dedicação e muita paciência que foram cruciais e indispensáveis para a realização desse trabalho.

Ao Prof. Manoel da Rocha Toledo Filho, pela amizade e pela oportunidade que ele mim concedeu em participar de uma pesquisa que gerou parte dos dados aqui utilizados.

A comissão de seleção de candidatos do curso de mestrado em meteorologia da UFAL, por ter mim selecionado e dado à chance de ingressar no referido curso.

A Fundação CAPES através da PROPEP/UFAL, pelo apoio financeiro ao longo do curso.

A todo o corpo docente do curso de mestrado, pelos ensinamentos que foram a mim transmitidos.

A toda turma de mestrandos de 1999 do curso de meteorologia, pela amizade, companheirismo e respeito durante a nossa convivência.

A toda minha família, em especial aos meus pais pelo amor que mim deram e pelo esforço que tiveram para me educar.

A todos muito obrigado.



RESUMO

DOS SANTOS, Alessandro José Barros. Micrometeorologia de um Cultivo de Cana-de-açúcar em Alagoas. Orientador: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió-AL: UFAL, 2001. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Foram determinados os principais termos que compõem a parametrização física de superfície, em um canavial (*Saccharum officinarum* L. - cultivar SP70-1143), tanto no que diz respeito aos ciclos diários como à variação ao longo do ciclo de crescimento da cultura. O experimento foi conduzido próximo ao município de Pilar - AL (09°36'12"S, 35°53'46"W, 107m) no período de dezembro de 1998 a agosto de 1999, tendo sido realizadas medidas meteorológicas e fisiológicas. Os dados meteorológicos foram coletados por uma estação automática do projeto MICROMA (Micrometeorologia da Mata Atlântica Alagoana) e aqueles referentes à fisiologia através de amostragens quinzenais. Os parâmetros acompanhados/estudados foram: deslocamento do plano zero (d), comprimento de rugosidade aerodinâmica (z_0), velocidade de fricção (u_*), razão de Bowen (β), resistência aerodinâmica (r_a), resistência da cultura (r_c), índice de área foliar (IAF) e altura do dossel (ad). Os valores de d foram da ordem de $0,80 \pm 0,02 ad$ e os de z_0 da ordem de $0,085 \pm 0,002 ad$. A velocidade de fricção variou de $0,17 m \cdot s^{-1}$ a $0,55 m \cdot s^{-1}$, com média de $0,37 \pm 0,07 m \cdot s^{-1}$. A razão de Bowen diminuiu ao longo de todo o período em estudo. A sua média de 8 às 16 horas foi de $0,8 \pm 0,3$. A resistência aerodinâmica também diminuiu ao longo de todo o período, com máxima de $85,5 s \cdot m^{-1}$, mínima de $17 s \cdot m^{-1}$ e média de $37 \pm 11 s \cdot m^{-1}$. A resistência da cultura (r_c) teve uma tendência geral de declínio. A sua média foi de $63 \pm 39 s \cdot m^{-1}$ com extremos de $151 s \cdot m^{-1}$ e $26 s \cdot m^{-1}$. O índice de área foliar variou de 1 a 7,8 com média de 4,3. O crescimento do dossel vegetativo obedeceu ao padrão exponencial conhecido, tendo atingido o máximo de 2,6m aos 340 dias após o corte. Os balanços de energia na superfície, também determinados, apontaram grande probabilidade da existência de advecção horizontal. No período mais seco, quando a disponibilidade média de energia era de $15 \pm 1,8 MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$, o fluxo de calor latente (LE), estimado pelo método de Penman-Monteith, representou 48% do saldo de radiação (Rn) e o fluxo de calor sensível (H) apenas 40%. No período chuvoso, a energia média disponível foi de $10,5 \pm 2,8 MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$, sendo 56% usados para evapotranspiração (LE) e 36% para aquecer o ar (H). O fluxo de calor no solo representou apenas 11% de Rn ($1,7 \pm 0,4 MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$), no período seco, e 5,5% no período chuvoso ($0,6 \pm 0,2 MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}$).

ABSTRACT

DOS SANTOS, Alessandro José Barros. Micrometeorologia de um Cultivo de Cana-de-açúcar em Alagoas. Adviser: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió-AL: UFAL, 2001. Dissertation (Master in Meteorology).

The main terms that appear in the physical parameterization of the surface of a sugarcane crop (*Saccharum officinarum* L. – cultivar SP70-1143) regarding the diurnal cycle as well the changes during the growth period were determined in this study. The experiment was carried out near the town of Pilar – AL (09°36'12''S, 35°53'46''W, 107m), from December, 1998 to August, 1999 and included meteorological and physiological measurements. The meteorological data were collected in an automated station of the MICROMA (Micrometeorology of the Atlantic Forest in Alagoas) Project and the physiological data through 15 day samples. The following parameters were monitored and considered in this work: zero plane displacement (d), aerodynamic roughness length (z_0), friction velocity (u_*), Bowen ratio (β), aerodynamic resistance (r_a), canopy resistance (r_c), leaf area index (LAI) and canopy height (ad). The observed values of d were of the order of $0.80 \pm 0.02ad$ and those for z_0 of the order of $0.085 \pm 0.002ad$. The friction velocity varied from $0.17m.s^{-1}$ to $0.55m.s^{-1}$, with an average value of $0.37 \pm 0.07m.s^{-1}$. The daily average, using the continuous record between 08LT and 16LT, of the Bowen ratio decreased during the entire period of the study with an overall average of 0.8 ± 0.3 . The aerodynamic resistance also decreased along the whole period, with a maximum of $85.5s.m^{-1}$, minimum of $17s.m^{-1}$ and average of $37 \pm 11s.m^{-1}$. During the experiment the culture resistance (r_c) showed a overall falling trend, with average of $63 \pm 39s.m^{-1}$ and extremes of $151s.m^{-1}$ e $26s.m^{-1}$. The leaf area index varied from 1 to 7.8 with an average of 4.3. The growth of the canopy satisfied the well known exponential pattern, reaching the maximum of 2.6m by day 340 after the harvest. The surface energy budget suggested the importance of the horizontal advection. During the driest period, when the average energy availability was $15 \pm 1,8MJ.m^{-2}.day^{-1}$, the latent heat flux (LE), estimated by Penman-Monteith method, was 48% of the net radiation flux (Rn) and 40% of the sensible heat flux (H). During the rainy period, the mean available energy was $10,5 \pm 2,8MJ.m^{-2}.day^{-1}$, partitioned such that 56% was for evapotranspiration (LE) and 36% for warming the air (H). The soil heat flux was only 11% of Rn ($1.7 \pm 0.4MJ.m^{-2}.day^{-1}$) during the dry period and 5.5% during the rainy period ($0,6MJ.m^{-2}.day^{-1}$).

SUMÁRIO



	Página
LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELAS	XIV
LISTA DE ABREVIATURAS	XV
LISTA DE SIMBOLOS E UNIDADES	XVI
1 <u>INTRODUÇÃO</u>	01
2 <u>REVISÃO DE LITERATURA</u>	05
2.1 Considerações Gerais sobre Cana-de-Açúcar	05
2.2 Considerações Gerais sobre a Rugosidade na Superfície	06
2.3 Equação Geral do Perfil de Vento	07
2.4 Comprimento de Rugosidade Aerodinâmica da Superfície (z_0)	08
2.5 Deslocamento do Plano Zero (d)	09
2.6 Influência do Comprimento de Rugosidade (z_0) e do Deslocamento do Plano Zero (d) sobre Ambientes Vegetados	11
2.7 Resistência Aerodinâmica (r_a)	15
2.8 Resistência da Cultura (r_c)	17
2.9 Balanço de Energia	20
2.10 Razão de Bowen	22
3 <u>MATERIAL E MÉTODOS</u>	25
3.1 Descrição da Área Experimental	25
3.2 Climatologia da Região	27
3.3 Instrumentação	28
3.3.1 Saldo de Radiação	28
3.3.2 Fluxo de Calor no Solo	29
3.3.3 Temperatura e Umidade Relativa do Ar	29
3.3.4 Velocidade do Vento	29
3.4 Parâmetros da Cultura	29
3.4.1 Índice de Área Foliar (IAF)	30
3.4.2 Altura do Dossel das Plantas (ad)	32
3.5 Parâmetros Aerodinâmicos	33

3.5.1	Método Analítico para o Cálculo de z_0	33
3.5.2	Método Iterativo para o Cálculo de z_0 e d	33
3.5.3	Determinação dos Parâmetros d e z_0	34
3.5.3.1	Período antes de 245dac	34
3.5.3.2	Período depois de 245dac	35
3.5.4	Velocidade de Fricção (u_*)	36
3.5.5	Resistência Aerodinâmica (r_a)	36
3.6	Resistência da Cultura (r_c)	37
3.7	Balanco de Energia à Superfície pelo Método da Razão de Bowen	37
3.8	Balanco de energia à Superfície pelo Método de Penman-Monteith	40
4	<u>RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>	41
4.1	Condições Meteorológicas da Área de Estudo	41
4.1.1	Temperatura do Ar	41
4.1.1.1	Variação Média Diária ao Longo do Experimento	41
4.1.1.2	Ciclo Diário Médio do Experimento	42
4.1.2	Umidade Relativa	43
4.1.2.1	Variação Média Diária ao Longo do Experimento	43
4.1.2.2	Ciclo Diário Médio do Experimento	43
4.1.3	Velocidade Média do Vento	44
4.1.3.1	Variação Média Diária ao Longo do Experimento	44
4.1.3.2	Ciclo Diário Médio Mensal	45
4.1.4	Precipitação Pluviométrica	46
4.2	Parâmetros de Crescimento	47
4.2.1	Altura do Dossel (ad)	47
4.2.2	Índice de Área Foliar (IAF)	48
4.3	Parâmetros Aerodinâmicos	50
4.3.1	Período depois de 245dac	50
4.3.2	Período antes de 245dac	52
4.3.3	Velocidade de Fricção (u_*)	56
4.3.3.1	Variação Média Diária ao Longo do Experimento	57
4.3.3.2	Ciclo Diário Médio Mensal	57
4.3.4	Resistência Aerodinâmica (r_a)	62
4.3.4.1	Variação Média Diária ao Longo do Experimento	62
4.3.4.2	Ciclo Diário Médio Mensal	63

4.4 Estimativa Diária da Resistência da Cultura (r_c)	64
4.5 Balanço de Energia	66
4.5.1 Método da Razão de Bowen	66
4.5.2 Método de Penman-Monteith	69
4.6 Razão de Bowen	75
5 <u>CONCLUSÕES</u>	77
6 <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	80
ANEXO	88

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1	Localização geográfica do experimento25
2	Estação meteorológica automática do projeto MICROMA26
3	Normal climatológica para precipitação (mm), evaporação (mm) e umidade relativa (%) no período de 1961 a 1990 (FONTE: INMET)27
4	Normal climatológica para a temperatura do ar (°C) e insolação (horas) no período de 1961 a 1990 (FONTE: INMET)28
5	Variação média diária da temperatura do ar (°C) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 2,7m)42
6	Ciclo diário médio e desvios-padrões da temperatura do ar (°C) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 2,7m)42
7	Variação média diária da umidade relativa (%) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 2,7m)43
8	Ciclo diário médio e desvios-padrões da umidade relativa (%) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 2,7m)44
9	Variação média diária da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 9,7m)44
10	Ciclo diário médio mensal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 9,7m)45
11	Precipitações (mm) nos meses de 1999 para a CINAL e Maceió e normal climatológica para o período de 1961 a 199046
12	Série temporal de precipitação (mm) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99). Fonte: CINAL47
13	Variação da altura do dossel (m) da cana-de-açúcar, cv. SP70-1143, ao longo do experimento (27/11/98 a 31/08/99)48
14	Variação do índice de área foliar da cana-de-açúcar, cv. SP70-1143, ao longo do experimento (27/11/98 a 31/08/99)49
15	Ajuste linear entre índice de área foliar (IAF) e altura do dossel (ad)49
16	Valores diários do deslocamento do plano zero pelo método iterativo e suas estimativas de 29/05/99 a 31/08/9950
17	Valores diários do comprimento de rugosidade pelo método iterativo e suas estimativas de 29/05/99 a 31/08/9951

18	Valores diários do comprimento de rugosidade pelo método analítico no período de 82 a 245dac (16/12/98 a 28/05/99)	53
19	Primeiro modelo empírico do comportamento dos parâmetros aerodinâmicos ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	53
20	Ajuste linear entre o deslocamento do plano zero e a altura do dossel no período de 246 a 340dac (29/05/99 a 31/08/99)	54
21	Estimativas diárias do deslocamento do plano zero ao longo do experimento (16/12/99 a 31/08/99)	55
22	Estimativas diárias do comprimento de rugosidade aerodinâmico ao longo do experimento (16/12/99 a 31/08/99)	55
23	Segundo modelo empírico do comportamento dos parâmetros aerodinâmicos ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	56
24	Varição média diária da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	57
25	Ciclo diário médio mensal da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) de janeiro a agosto de 1999	58
26	Número de valores de velocidade de fricção calculados ao longo do experimento	59
27a	Ciclo diário médio mensal e desvios-padrões da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) e da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) de janeiro a abril de 1999	60
27b	Ciclo diário médio mensal e desvios-padrões da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) e da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) de maio a agosto de 1999	61
28	Varição média diária da resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	62
29	Ciclo diário médio mensal da resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$) de janeiro a agosto de 1999	63
30	Varição média diária da resistência da cultura ($s.m^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	65
31a	Balancos de energia diários médios mensais pelo método da razão de Bowen de janeiro a abril de 1999	67
31b	Balancos de energia diários médios mensais pelo método da razão de Bowen de maio a julho de 1999	68
32a	Variações médias diárias do saldo de radiação e do fluxo de calor latente pelo método de Penman-Monteith ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	70

32b	Variações médias diárias do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor no solo pelo método de Penman-Monteith ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99) ...	71
33a	Balanços de energia diários médios mensais pelo método de Penman-Monteith de janeiro a abril de 1999	73
33b	Balanços de energia diários médios mensais pelo método de Penman-Monteith de maio a agosto de 1999	74
34	Variação média diária da razão de Bowen ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)	75
35	Ciclo diário médio mensal da razão de Bowen de janeiro a agosto de 1999	76

LISTA DE TABELAS

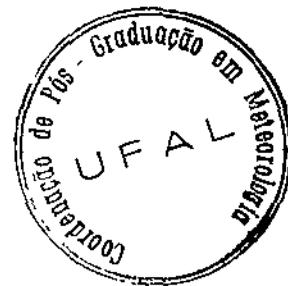
Tabela	Página
1	Datas do período experimental com os correspondentes dias após o corte (dac)89
2	Valores de média, desvio-padrão, máximo, mínimo e de amplitude mensais da temperatura do ar (°C) durante o período experimental90
3	Valores de média, desvio-padrão, máximo, mínimo e de amplitude mensais da umidade relativa (%) durante o período experimental90
4	Precipitação pluviométrica (mm) da CINAL e do INMET para 1999 e normal climatológica (1961-1990)90
5	Valores médios e extremos do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) durante as estações de seca e de chuva durante o período experimental91
6	Valores diurnos médios mensais da razão de Bowen durante o período experimental91

LISTA DE ABREVIATURAS

ac	Altura do colmo das plantas	metros
ad	Altura do dossel das plantas	metros
AF	Área foliar dos colmos	cm ²
AF _{amo}	Área foliar das amostragens	cm ²
AF _{pl}	Área foliar das plantas	cm ²
AFE	Área foliar específica	cm ² .g ⁻¹
C	Comprimento das folhas	cm
dac	Dias após o corte	adimensional
DP	Densidade de Plantio	adimensional
FC	Fator de correção	adimensional
IAF	Índice de área foliar	adimensional
L	Largura das folhas	cm
mac	Média da altura dos colmos	metros
mad	Média da altura dos dosséis	metros
PS _{amo}	Peso seco da amostra das folhas	gramas
PS _{tot}	Peso seco total das folhas	gramas

LISTA DE SÍMBOLOS E UNIDADES

z_0	Comprimento de rugosidade aerodinâmico	metros
C_p	Calor específico à pressão constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$; $MJ.kg^{-1}.K^{-1}$
K_h	Coefficiente de transporte turbulento para o ar	$m^2.s^{-1}$
L_v	Calor latente de vaporização	$J.kg^{-1}.K^{-1}$; $MJ.kg^{-1}$
K_w	Coefficiente de transporte turbulento para umidade	$m^2.s^{-1}$
γ	Coefficiente psicrométrico	$0,66mb.K^{-1}$; $0,066kpa.K^{-1}$
K	Constante de Von Karman	0,4 (adimensional)
ρ_a	Densidade do ar	$kg.m^{-3}$
d	Deslocamento do plano zero	metros
G	Fluxo de calor no solo	$W.m^{-2}.hora^{-1}$; $MJ.m^{-2}.hora^{-1}$
H	Fluxo de calor sensível	$W.m^{-2}.hora^{-1}$; $MJ.m^{-2}.hora^{-1}$
LE	Fluxo de calor latente; Evapotranspiração da cultura	$W.m^{-2}.hora^{-1}$; $MJ.m^{-2}.hora^{-1}$
$\partial\theta/\partial Z$	Gradiente vertical de temperatura potencial do ar	$^{\circ}C.m^{-1}$
Δ	Inclinação da curva de pressão de vapor d'água saturado	$kpa.K^{-1}$
e	Pressão de vapor d'água	mb; kpa
e_w	Pressão de vapor d'água saturado do ar	mb; kpa
β	Razão de Bowen	adimensional
r_a	Resistência aerodinâmica	$s.m^{-1}$
r_c	Resistência da cultura	$s.m^{-1}$
r_e	Resistência média de uma folha individual	$s.m^{-1}$
R_n	Saldo de radiação	$W.m^{-2}.hora^{-1}$; $MJ.m^{-2}.hora^{-1}$
T	Temperatura média do ar	$^{\circ}C$; K
UR	Umidade relativa do ar	%
q	Umidade específica	$kg.kg^{-1}$
u_*	Velocidade de fricção	$m.s^{-1}$
u	Velocidade do vento	$m.s^{-1}$



1. INTRODUÇÃO

O Estado de Alagoas ocupa uma posição de destaque na produção de cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum* L.) no país, apresentando condições edafoclimáticas favoráveis ao seu cultivo. Os elementos meteorológicos influenciam diretamente no desenvolvimento e na qualidade dos canaviais, que requer entre 06 a 08 meses com temperaturas elevadas, além de radiação solar intensa e precipitações regulares, para que haja pleno crescimento vegetativo, seguido de 04 a 06 meses com estação mais seca e/ou baixas temperaturas, situações benéficas e estimuladoras da maturação. No entanto, para se ter uma análise do comportamento de qualquer cultura agrícola ao longo do seu ciclo biológico é necessário que haja uma avaliação combinada do sistema solo-água-planta-atmosfera.

O pleno conhecimento, não apenas das variáveis climáticas que predominam na região, mas também da quantificação dos fluxos de propriedades físicas e dos seus escoamentos nas camadas de ar próximo à superfície de ambientes cultivados, torna-se preponderante para estudos mais aprofundados dos fenômenos atmosféricos que ocorrem na interface atmosfera – superfície. Esses estudos são objetos de domínio da micrometeorologia, que trata dos fluxos instantâneos de energia e massa e nos detalhes dos processos de transferência.

Qualquer superfície agrícola é um sistema aberto, havendo constante troca de energia entre o solo e a camada limite atmosférica. Nesse caso, o estudo do escoamento dos constituintes atmosféricos dentro do dossel vegetativo é um dos aspectos mais abordados pelos especialistas, porque eles são determinantes do microclima da área. Plantas mais espaçadas e perenes, como fruteiras, por exemplo, permite maior ventilação; mas culturas adensadas e sazonais como a cana-de-açúcar, têm o seu escoamento cada vez mais obstruído à medida que as plantas crescem e funcionam como um obstáculo físico à passagem dos fluxos, gerando microclimas cada vez mais diferenciados. A redução na ventilação pode, dentre muitas conseqüências, favorecer o aumento da umidade relativa, que dificulta a evaporação da água das chuvas e do orvalho dentro da vegetação, acarretando em inúmeras implicações

ecológicas e agrônômicas, como o desenvolvimento de agentes nocivos às plantas (fungos, insetos, etc.), dependendo da situação dominante.

A magnitude com que os fluxos de momentum são absorvidos pela vegetação indica os níveis em que pode ocorrer a absorção ou liberação dos demais constituintes atmosféricos, representados pelos fluxos de calor sensível e latente; pelos gases como dióxido de carbono (imprescindível para a fotossíntese das plantas), o oxigênio e o nitrogênio; pela dispersão dos poluentes; pela liberação e dispersão dos grãos de pólen de plantas, etc. Todos são transportados por fluxos turbulentos, que é o tipo de escoamento atmosférico dominante em superfícies rugosas, como é um cultivo de cana-de-açúcar. Assim sendo, um procedimento que facilita a compreensão da dinâmica desses constituintes no dossel das plantas se baseia na teoria aerodinâmica. Essa teoria usa os conhecimentos que os contornos dos perfis de vento sobre um terreno vegetado pode oferecer, o que implica na determinação de alguns parâmetros de superfície, como o deslocamento do plano zero, o comprimento de rugosidade, a velocidade de fricção e a resistência aerodinâmica. Dessa forma, estudos, envolvendo os problemas nas estruturas dos ventos próximos à camada superficial, tornam-se fundamentais e indicativos dos efeitos das interações entre plantas e atmosfera.

Um questionamento feito por várias ciências, que estudam o sistema solo-planta-atmosfera, é a necessidade de quantificar as perdas d'água de superfícies vegetadas. Então, vários métodos foram desenvolvidos para medir e estimar a evapotranspiração (ET), que representa a transferência de vapor d'água para a atmosfera através da água evaporada pelo solo e transpirada pelas plantas. As estimativas foram criadas devido às dificuldades instrumentais de se obterem medições diretas e exatas para condições reais. Informações a respeito da ET servem como monitoramento hídrico das culturas agrícolas, tornando-se fundamentais para o planejamento de irrigações mais racionais e equilibradas; além de outras aplicações importantes como os zoneamentos agroclimáticos.

Investigações referentes às estruturas dos perfis de vento e as parametrizações de superfície já comentados são imprescindíveis para alguns métodos que estimam a ET das culturas, cuja importância do seu conhecimento é evidente na região objeto do atual estudo, tendo em vista que a irrigação vem sendo muito usada na região de cultivo da cana-de-açúcar nesse Estado (zona da mata Alagoana) como forma de melhorar a sua produtividade e, em anos de seca severa, minimizar as perdas causadas por este fenômeno climático. Porém, na maioria das vezes, a irrigação é feita através de sistemas de aspersão o que implica em grande desperdício de água e energia, além de elevados investimentos em equipamentos.

Em boa parte das indústrias canavieiras os métodos usados na estimativa da evapotranspiração são até certo ponto imprecisos e questionáveis, pois se baseiam na utilização de dados obtidos em Tanques Classe A, instrumento que contém vários erros, que advêm dos efeitos do vento, da radiação solar, dos agentes externos, do aumento da temperatura do próprio material que é confeccionado o instrumento, na transmissão de calor, etc. Além disso, o uso do tanque classe A requer ajustes que são, geralmente, obtidos em outras regiões.

Dentre os inúmeros métodos que estimam a ET há os chamados métodos combinados, que exigem muitas informações meteorológicas e termodinâmicas (saldo de radiação, temperatura do ar, pressão de vapor d'água na atmosfera, dentre outros), além de parâmetros de superfície (como a resistência aerodinâmica ao transporte de fluxos energéticos) para fornecerem uma boa estimativa. Alguns dos mais representativos são: o método de Penman (1948) e também o método de Penman-Monteith (1965). Além desses, existem, também, os métodos micrometeorológicos baseados no balanço de energia e nos parâmetros de superfície e que, de acordo com Rosenberg et al. (1983), vêm a ser os de maior precisão na estimativa da ET. Um deles é o método da resistência que se fundamenta na hipótese de que o transporte de um fluxo de calor é diretamente proporcional ao gradiente da variável atmosférica que ele representa (por exemplo, a temperatura para os fluxos de calor sensível ou a umidade específica para o fluxo de calor latente) contra a resistência oferecida ao transporte desse componente. Outro método muito conhecido é o aerodinâmico que necessita de um embasamento físico-teórico a respeito da dinâmica dos fluidos e do transporte turbulento nas camadas de ar que interagem com a superfície. Um terceiro método micrometeorológico é o da razão de Bowen, amplamente usado em estudos devido à sua relativa simplicidade e boa precisão quanto à estimativa da ET. Ele se baseia apenas nos gradientes verticais de temperatura e pressão de vapor d'água que dominam os escoamentos. E finalmente, existe o método das correlações de turbilhões que envolvem a determinação das flutuações ou perturbações que os constituintes atmosféricos sofrem a cada instante dentro de um escoamento turbulento. *É uma metodologia que envolve o uso de equipamentos sofisticados.*

Uma outra aplicação dos parâmetros físicos de superfície está exatamente em usa-los como base de informações para a implementação de modelos que possam descrever as mudanças nas camadas limites de superfície. Essas mudanças podem, muitas vezes, ser ocasionadas quando as características da superfície considerada sofrem alterações abruptas, isto é, quando saem de uma condição de solo exposto para solo vegetado.

Os objetivos desse estudo foram:

a) Geral

Compreender o comportamento de termos que compõem a parametrização física de superfície em um cultivo de cana-de-açúcar.

b) Específico

Acompanhar a variação de diferentes parâmetros (meteorológicos, da cultura e aerodinâmicos) e também do balanço de energia pelos métodos da razão de Bowen e de Penman-Monteith, ao longo do desenvolvimento de um canavial. As variações envolveram tanto o ciclo sazonal como o ciclo médio diário.

Esse estudo foi fomentado pelo conjunto de dados meteorológicos do projeto MICROMA (Micrometeorologia da Mata Atlântica). A execução de pesquisas desse tipo vem preencher uma carência no conhecimento de dados e informações micrometeorológicas iniciais de uma região canavieira em Alagoas.





2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Considerações Gerais sobre a Cana-de-açúcar

A cultura da cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum* L.) é originária da Oceania e, atualmente, é um dos principais produtos agrícolas brasileiros atingindo um volume de produção superior a 300 milhões de toneladas na safra agrícola de 1999/2000. O Brasil é o maior produtor seguido, de países como a Índia, Cuba, México e China.

O desenvolvimento de um parque agrícola e industrial modernos, a partir da década de 70 do século XX, na chamada Zona da Mata de Alagoas foi resultado da grande expansão na exploração dessa cultura, que atingiu índices crescentes de produtividade, devido ao incremento de novas tecnologias como o desenvolvimento de novas variedades adaptadas ao ambiente; um melhor preparo do solo, através do manejo adequado e uso da adubação química; e também com o advento da irrigação.

Além desses fatores, os subsídios financeiros oferecidos pelo governo federal nos anos 70 com o surgimento do PROÁLCOOL (projeto de fabricação de veículos automotores movidos a álcool derivado da cana-de-açúcar), em resposta a uma séria crise no comércio mundial de petróleo, impulsionou a indústria canavieira Alagoana, que se tornou o segmento sócio-econômico mais importante do Estado, sem precedentes em toda a sua história.

A cana-de-açúcar tem um ciclo biológico que varia de 12 a 18 meses, o seu sistema radicular é compreendido por: a) raízes temporárias (primeiro órgão da planta que se desenvolve e dura menos de 30 dias) que suprem a planta de água e minerais no primeiro estágio de seu desenvolvimento; b) raízes permanentes, partindo do ponto baixo do colo da planta, acompanhando-a durante todo o seu ciclo; c) raízes adventícias ou aéreas, localizadas nos primeiros nós do colmo. Esses colmos, que são formados durante a estação de crescimento, são compostos por sucessivos nós e entrenós em diferentes estágios fenológicos, isto é, com entrenós maduros, em maturação e imaturos. Os últimos, localizados na região do

colmo com folhas verdes (ponteiros), são fibrosos e com baixa concentração de carboidratos, mas crescem até um certo ponto e começa a maturação. Durante o crescimento, o teor de sacarose é maior nos entrenós basais, diminuindo em direção aos próximos do ápice. Em colmos maduros, todos os entrenós apresentam sacarose em concentrações semelhantes.

A cultura possui exigências climáticas diferentes durante todo o ciclo, precisando de calor e umidade, sem essas condições não terá um desenvolvimento satisfatório. A melhor faixa de temperatura para a cana é entre 27 a 34°C. Abaixo de 20°C ou acima de 35°C, o crescimento é muito lento; além de 38°C a planta não cresce. A cana-de-açúcar precisa de 1500mm de chuvas por ano, principalmente nas fases de germinação, emergência e crescimento vegetativo, onde a demanda hídrica para suprir as necessidades fisiológicas da planta é maior. Porém, uma estação seca bem definida como encontrada no nordeste brasileiro é extremamente favorável a maturação dos colmos (Câmara & Oliveira, 1993).

A radiação solar, tanto em intensidade como em duração (fotoperíodo), é muito importante na fase de perfilhamento, porque favorece a produção de substâncias reguladoras do crescimento; e na fase de maturação também, para enriquecer os colmos com sacarose.

A ocorrência de ventos fortes é prejudicial a partir da fase de crescimento, acarretando em tombamento ou acamamento dos colmos, o que provoca alterações na concentração dos hormônios de crescimento, gerando prejuízos para as plantas como a brotação lateral e o perfilhamento aéreo às custas do armazenamento de carboidratos.

2.2 Considerações Gerais sobre a Rugosidade da Superfície

Acima da subcamada laminar, que governa os primeiros centímetros imediatamente acima da superfície, está a camada superficial turbulenta, que se estende por 50 a 100 metros e é dominada pelos movimentos turbulentos. A estrutura do vento nessa camada é, primariamente, determinada pela natureza da superfície e pelos gradientes verticais da temperatura do ar, onde o efeito da rotação da terra e a Força de Coriolis são pequenos e podem ser desprezados.

Dentro da camada superficial, que é a de maior interesse na micrometeorologia, o movimento do ar é muito irregular e caracterizado por flutuações. As pequenas flutuações, associadas com altas frequências, são devidas, principalmente, às turbulências mecânicas geradas pelo efeito friccional da superfície. As maiores flutuações, associadas com baixas frequências, são resultados da turbulência térmica, originadas dos efeitos da flutuabilidade.

Sutton (1977) mostrou que a movimentação do ar na camada superficial torna-se mais complicada por causa dos efeitos da superfície, onde o vento é sujeito às forças de fricção ou de atrito, cuja magnitude varia com a natureza do solo, com a altura e a densidade de distribuição dos chamados elementos de rugosidade. Ele afirmou que o fato básico da micrometeorologia é que não somente a atmosfera está em movimento constante, mas o deslocamento na camada superficial é normalmente turbulento, resultando em contínua difusão dos constituintes atmosféricos de uma região para outra.

Em uma superfície aerodinamicamente rugosa, assim denominada por obstruir os fluxos laminares, o escoamento do ar, dado pela velocidade do vento acima da cobertura vegetal, gera movimentos turbulentos decorrentes das forças de atrito que se opõem ao transporte de momentum (que é a propriedade de qualquer partícula atmosférica, sendo tomado pelo produto de sua massa com a velocidade) e que afetam os fluxos verticais de vapor d'água. A turbulência também é influenciada pela variação na densidade do ar que troca calor com a superfície (Santos & André, 1993). Por outro lado, uma superfície agrícola é aerodinamicamente plana se as protuberâncias ou as plantas são significativamente pequenas, e que formam uma sub-camada laminar, em que elas estão inteiramente submergidas.

Kawatani & Meroney (1970) mencionaram que o fluxo em um campo com dossel, que é como o vetor do vento pode ser afetado por uma cultura ou uma floresta, muda suas características com as variações que ocorrem na inclinação, na firmeza ou no arranjo geométrico dos elementos vegetativos. Isto é, mudanças na velocidade média do vento e na turbulência são efetivadas dependendo das características dos elementos que compõem o solo, como a sua forma, altura, densidade e distribuição.

Rosenberg et al. (1983), tecendo comentários a esse respeito, declararam existir uma relação direta entre o escoamento atmosférico da camada superficial e o porte físico das vegetações, visto que, para o caso de plantas mais altas, o escoamento é deslocado verticalmente em função da sua altura. Quando se trata de cultura sazonal, o deslocamento se dá progressivamente à medida que a cultura cresce e aumenta a sua área foliar até atingir a maturação, oferecendo uma maior barreira à movimentação dos constituintes atmosféricos.

2.3 Equação Geral do Perfil de Vento

Vários autores, como Sellers (1965), Monteith (1975), Thornthwaite & Kaiser apud Sutton (1977), Oke (1978), Rosenberg et al. (1983), Stull (1988), Mota (1989), Parlange &

Brutsaert (1989), Burman & Pochop (1994) e Kaimal & Finnigan (1994), foram unânimes em afirmar que, em condições de pequenos gradientes verticais de temperatura, que caracterizam as condições de neutralidade atmosférica, um perfil da velocidade média do vento (u) próximo ao solo e plotado em função do logarítmico da altura (z), onde são feitas as medidas de vento, resulta em um ajuste linear. Contudo, em condições de estabilidade ou instabilidade, o perfil diverge de uma linha reta. Nos períodos de razão convectiva, o perfil de u , com o logarítmico de z , tem uma inclinação convexa para o eixo de u e, em situações de inversão ou estabilidade térmica, côncava para esse mesmo eixo. Então, a lei logarítmica de variação do vento em função da altura, torna-se válida somente quando as condições atmosféricas são de neutralidade, e que também haja uma uniformidade na rugosidade da superfície. Dolman (1986) reforçou essa teoria, acrescentando que, em condições atmosféricas não-neutras, correções empíricas podem ser aplicadas a equação.

O procedimento para se obter a equação geral do perfil logarítmico do vento, amplamente difundida e abordada pela comunidade científica, é restrita para superfícies expostas ou cobertas com vegetação muito curta, de altura não excedendo a poucos centímetros. A sua viabilidade somente é possível com o uso, além da velocidade do vento, de alguns parâmetros aerodinâmicos como a velocidade de fricção (u_*) e o comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0). O primeiro representa a velocidade característica de escoamento de um fluido, podendo descrever a efetividade das mudanças turbulentas sobre a superfície. O segundo, é uma medida das características aerodinâmicas da superfície sobre o qual o perfil da velocidade do vento é mensurado.

2.4 Comprimento de Rugosidade Aerodinâmico da Superfície (z_0)

O comprimento de rugosidade aerodinâmica da superfície (z_0) é definido como a altura em que o perfil do vento atinge a velocidade de “zero” ou próximo a isso. É considerado um parâmetro aerodinâmico porque ele pode ser determinado de medidas da velocidade média do vento (u) para várias alturas. Esse termo depende diretamente das mudanças dos elementos de rugosidade no solo, ou seja, variação da altura, formato ou densidade de distribuição da vegetação, em áreas agrícolas; ou, se for o caso, na alteração da superfície com construções civis, desmatamentos e, também, com a estabilidade atmosférica (Oke, 1978 e Stull, 1988).

Sozzi et al. (1998) são da mesma opinião dos últimos autores, mas advertem que o entendimento da mudança de z_0 com a alteração da natureza dos elementos na superfície é mais realístico onde o próprio parâmetro é determinado com obstáculos “fixos”, como um solo exposto. O contrário, ou seja, quando os obstáculos são “móveis”, como o crescimento de uma cultura agrícola, a teoria pode não ser rigorosamente verdadeira e z_0 poderá depender mais diretamente da velocidade do vento ou da velocidade de fricção. O comprimento de rugosidade aerodinâmico representa alguns poucos milímetros para um solo exposto e, em superfícies cobertas, a sua altura é sempre menor do que a própria altura física dos obstáculos.

Alguns estudos mostraram que grandes e pequenos elementos de rugosidade estão associados a altos e baixos valores de z_0 , além da intensidade dos ventos. Sellers (1965) resumiu alguns resultados sobre a razão z_0/ad (ad é a altura do dossel das plantas): florestas com 0,5; citrus com 0,6; algodão com 0,4 para u de $0,3\text{m.s}^{-1}$ e 0,3 para u igual a $0,2\text{m.s}^{-1}$; gramíneas com 0,2 para u de $1,5\text{m.s}^{-1}$, 0,1 para u de $3,4\text{m.s}^{-1}$ e 0,1 para u de $6,2\text{m.s}^{-1}$.

Seginer (1974) citado por Kaimal & Finnigan (1994) comentou que a dependência de z_0 com a densidade do dossel das plantas, ressaltando o aumento da rugosidade do solo com pela adição das plantas a um solo exposto, até um certo ponto em que essas mesmas plantas se aglomeram e formam um dossel vegetativo mais denso, implicando na redução da sua capacidade individual de absorver fluxos de momentum. Os requisitos fisiológicos de cada planta para crescer e absorver a luz solar é o limite superior desse processo, mas a máxima rugosidade aerodinâmica do dossel ocorre para uma densidade intermediária, onde cada planta pode usar sua área para interceptar o vento com mais eficiência.

2.5 Deslocamento do Plano Zero (d)

As condições que envolvem o comprimento de rugosidade aerodinâmico dizem respeito a superfícies com vegetação rasteira, muito baixa ou inexistente. Contudo, grande parte da superfície é coberta com culturas agrícolas ou vegetações mais altas, cujas interações com a atmosfera tornam-se ainda mais complexas e o perfil da velocidade do vento (u) é de determinação mais complicada.

Graficamente, pode-se verificar que o perfil do vento é exponencial acima da vegetação. Não obstante, quando se plota u contra o logarítmico de z , não se obtém uma reta como anteriormente. O perfil curva-se nos níveis mais próximos ao topo da vegetação, indicando o efeito da interação entre plantas e atmosfera.

Uma verificação por extrapolação mostra que o perfil de vento não tende a zero no topo da vegetação, mas a uma altura abaixo do topo. A natureza caótica do escoamento turbulento faz com que as plantas se agitem continuamente ao absorver momentum da atmosfera. Essa *flexão das plantas pode diminuir a sua altura efetiva e alterar o perfil do vento na vegetação.*

Alguns progressos foram feitos com a modificação empírica da equação geral do perfil de vento em ambientes vegetados. Para isso foi introduzido um termo chamado de deslocamento do plano zero (d). Com a introdução desse parâmetro foi possível estender o nível em que o vento é absorvido, para camadas de ar acima do solo que é coberto pela vegetação alta. O comprimento de d pode ser considerado para um nível acima do qual a turbulência normal toma lugar e é válido somente quando os elementos de rugosidade são suficientemente uniformes em altura e distribuição.

As medidas de perfil do vento acima do dossel vegetativo podem ilustrar muito bem o conceito do referido parâmetro. Acima da vegetação, o perfil do vento é logarítmico, mas a extrapolação da sua curva, em direção à superfície, mostra que o fluxo comporta-se como se houvesse uma superfície localizada em uma altura próxima do topo do dossel das plantas, e não do solo. A altura é o próprio deslocamento do plano zero (d) que pode ser visualizada como representando o nível aparente de absorção das propriedades atmosféricas exercidos pela vegetação sobre o ar adjacente. Oke (1978) acredita que esse termo possa depender da densidade dos elementos de rugosidade e também da velocidade do vento, porque a maioria das vegetações são flexíveis à passagem de ventos mais fortes. Na prática, o nível aparente de d em culturas agrícolas e arbóreas é de dois terços da altura das plantas (Pereira, 2000).

A teoria de que o topo das plantas, quando estão muito próximas entre si, funciona como uma superfície deslocada, gerando o parâmetro d foi reforçada por Rosenberg et al. (1983) e Stull (1988). Os primeiros autores consideram-no como um indicativo do nível médio pelo qual o fluxo de momentum é absorvido pelos elementos individuais da comunidade de plantas. Além disso, o conhecimento dos contornos do perfil de vento com o uso de d é importante para estimar a efetividade dos processos de mudança vertical e, também, para estimar a velocidade do vento em outros níveis usados para várias aplicações.

Stull (1988) mostrou que a expressão gráfica de u pela forma logarítmica da altura dos sensores tem uma relação linear para as condições neutras e a interceptação no eixo da ordenada seria o próprio valor de z_0 . Entretanto, sobre uma cultura alta, a relação é curvilínea, onde o vento atinge “zero” seria a efetiva altura de d . Esse autor citou, como exemplo, os dosséis de florestas mais densas, que formam uma massa sólida de folhas. Acima do topo da floresta, a hipótese é que o perfil do vento aumenta exponencialmente com a altura.

Mota (1989), por sua vez, considerou que d representa a ordem da profundidade da camada de ar aprisionada entre as plantas. Em outras palavras, é um dado nível acima do qual a turbulência normal ocorre livremente. Devido ao momentum ser absorvido pela superfície e também pela vegetação, a altura em que a velocidade do vento é "zero" estaria em algum ponto, entre o solo e o topo da vegetação. A altura, considerada como "zero teórico" de u , pode ser o termo d que teria, então, o papel de definir a origem do perfil do vento.

2.6 Influência do Comprimento de Rugosidade Aerodinâmico (z_0) e do Deslocamento do Plano Zero (d) sobre Ambientes Vegetados

Uma descrição exata das características aerodinâmicas de uma cultura é de grande importância para o completo entendimento das trocas de energia e massa que ocorrem entre a vegetação e a atmosfera. As dependências diretas dos parâmetros aerodinâmicos com a altura das plantas e com a velocidade dos ventos foram bem estabelecidas para várias culturas, principalmente nos estágios mais adiantados de crescimento vegetativo. Contudo, poucas informações estão disponíveis sobre o comportamento desses parâmetros durante os estágios iniciais de crescimento da cultura. Burman & Pochop (1994) reconheceram que o uso de z_0 e d , para descrever os perfis de vento sobre uma vegetação, pode ser muito complexo, porque são empíricos, no entanto eles têm um significado físico.

Jacobs & Boxel (1988) comentaram que z_0 e d são fortemente correlacionados, mas alguns autores, citados por eles, indicaram que não se pode obter uma solução matemática única para ambos os parâmetros que mostre as relações físicas existentes entre eles. Logo, em muitos casos práticos, o perfil logarítmico é ajustado para medidas de perfil de vento, assumindo uma razão d/ad fixa, e u_* e z_0 estimados de dados do próprio perfil de vento.

Para Oke (1978), a relação entre comprimento de rugosidade aerodinâmica e o deslocamento do plano zero com a velocidade do vento não é totalmente esclarecida em determinadas culturas agrícolas. Isso é comumente atribuído a flexibilidade das plantas, que para ventos muito fortes, tendem a se "curvar" ou a se "dobrarem", diminuindo, então, a sua altura média efetiva. Rosenberg et al. (1983) concordaram com o que foi dito, acrescentando que a exata estimativa de z_0 e d pode ser um grande problema. Dependendo das plantas serem de porte alto ou baixo, tenderão a se ajustar (ondular ou dobrar) na dependência das forças mecânicas dos ventos. Contudo, Monteith (1973, apud Oke, 1978), encontrou um certo

número de culturas agrícolas em que a teoria do dobramento das folhas não se aplica, onde as plantas reagem de modo diferenciado quando há o aumento do vento.

Resultados experimentais comprovaram que tanto z_0 como d dependem da altura da cultura. Em uma visão ampla, o primeiro varia de 0,1 a 0,15 e o segundo entre 0,6 a 0,7 da altura média das plantas. No entanto, plantas com a mesma altura, mas com arquitetura e distribuição foliar diferente, devem ter distintos valores de z_0 e d . Há indicativos de que os dois termos seriam interdependentes, isto é, quando um cresce o outro decresce, e que a velocidade de escoamento exerce influência sobre a variação de ambos; quando a velocidade do vento aumenta, o deslocamento do plano zero diminui e comprimento de rugosidade aerodinâmico cresce, mostrando existir uma barreira física da cobertura vegetal que impede a penetração do vento dentro do dossel (Pereira, 2000).

Marques Filho & Ribeiro (1986) determinaram numa área da floresta Amazônica um valor de 0,1 para z_0/ad e de 0,9 para d/ad sob condições de neutralidade atmosférica. McGinn & King (1990), acharam na cultura do milho (*Zea mays* L.), uma razão z_0/ad de 0,07 e d/ad de 0,75. Pieri & Fuchs (1990), com um cultivo de algodão (*Gossypium hirsutum* L.) irrigado encontraram z_0 representar apenas 10% da altura da vegetação e o parâmetro d foi de aproximadamente 2/3 da altura do dossel.

Além dos resultados acima, outras pesquisas prévias foram feitas envolvendo o estudo das mudanças nos parâmetros do perfil logaritmico do vento (z_0 e d), para vários microclimas de culturas agrícolas. Eles sempre ressaltaram a influência sofrida pelos parâmetros em função das variáveis agronômicas, como a densidade foliar e de plantio, altura do dossel da planta (ad) e seu formato; e também pelas variáveis atmosféricas, como a velocidade de fricção (u_*) ou a própria velocidade média do vento (u).

Apesar disso, Oliver (1971), estudando o perfil de vento dentro e acima de um dossel de floresta, não encontrou nenhuma dependência de z_0 e d com u . Munro & Oke (1973), em um campo de trigo, concluíram que há uma baixa correlação dos termos z_0 e d em função de u , entrando em divergência com outras investigações. A razão encontrada pode ser devido ao estágio de maturação da cultura, onde na porção superior, os ramos estavam praticamente desfolhados, comprometendo às condições que geravam os parâmetros aerodinâmicos.

Bache & Unsworth (1977), em um dossel de algodão (*Gossypium hirsutum* L.), mostraram uma variação de z_0/ad e de d/ad com a velocidade de fricção (u_*) e o número de Richardson (Ri). Medidas de valores independentes de u_* produziram um d/ad igual a $0,8 \pm 0,1$, para Ri menores do que 0,01, comparado com o d/ad igual a $0,9 \pm 0,1$, para Ri maiores do que 0,01 e $0,6 \pm 0,04$, em condições instáveis acima do dossel da cultura. Nesse

trabalho, o efeito da estabilidade na penetração do vento dentro do dossel mostrou-se evidente, onde relativamente houve pouca penetração em condições muito estáveis e com baixa velocidade do vento, mas ocorreu um aumento da penetração do vento em condições instáveis. Porém, Legg et al. (1981), conduzindo um experimento com o feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) e a batata (*Solanum tuberosum* L.), concluíram que não houve evidências de mudanças na razão d/ad com o aumento da instabilidade atmosférica.

Shaw & Pereira (1982) usando um modelo numérico em um dossel de plantas, verificou um aumento no deslocamento do plano zero com o aumento na densidade de plantio e na altura do dossel. O comprimento de rugosidade foi uma função única da densidade, aumentando em dosséis esparsos, mas decrescendo em dosséis mais densos. Ele encontrou também, para altas densidades, uma única relação linear entre os termos z_0 e d .

Azevedo & Verma (1986), com o sorgo (*Sorghum bicolor* L.), descobriram que as razões de z_0/ad e d/ad aumentaram mais rapidamente no estágio de crescimento vegetativo, mas declinaram e se mantiveram constantes na fase de completo desenvolvimento, cujos valores médios foram respectivamente de 0,1 e 0,6 para ventos moderados. Quando os ventos foram mais fortes, houve um decréscimo no deslocamento do plano zero, provavelmente como resultado do "acamamento" das plantas e, também, no comprimento de rugosidade, atribuído à flexibilidade das folhas, que se tornaram mais "aerodinâmicas ou planas".

Dolman (1986), com uma pesquisa em floresta de carvalhos (*Quercus robur*), achou uma razão de z_0/ad (0,1) e de d/ad (0,75) num certo período experimental, sendo maiores do que em anos anteriores, o que foi atribuído à estrutura da floresta que era mais densa.

Conclusões semelhantes foram tiradas por Jacobs & Boxel (1988) com o milho (*Zea Mays* L.) ao longo do seu crescimento, onde d estiveram fortemente dependentes do desenvolvimento da cultura. Considerando d/ad um valor médio de 0,75, o coeficiente de correlação foi muito bom (0,98). A razão média de z_0/ad , estando em 0,25, apresentou um coeficiente de correlação de 0,86 indicando que outros parâmetros podem ter afetado z_0 .

Para uma floresta de pinus (*Pinus silvestris* L.), Vogt & Jaeger (1990), concluíram que houve uma clara dependência dos termos z_0 e d com a velocidade dos ventos, em que o aumento desse provocou o aumento do primeiro e o decréscimo do segundo.

Sentelhas et al. (1993) citando alguns trabalhos com as culturas do arroz (*Oryza sativa* L.), soja (*Glycine max* L.), milho (*Zea mays* L.) e algodão (*Gossypium hirsutum* L.), mostraram que tiveram uma conclusão em comum, a de que tanto o comprimento de rugosidade como o deslocamento do plano zero, são afetados pela altura e densidade do dossel. Os próprios Sentelhas et al. (1993), encontraram na videira (*Vitis vinifera* L.)

conduzida em espaldeira, que d esteve entre 80 a 99% de ad e z_0 de 0,1 a 10%, onde esses parâmetros não apresentaram grandes diferenças com a mudança na direção dos ventos.

Tolk et al. (1995), relataram uma pesquisa feita por Azevedo & Verma (1986) com a cultura do sorgo (*Sorghum bicolor* L.), que encontraram um decréscimo de d/ad com o aumento de u , entretanto, z_0 aumentou, mais do que decresceu. Esse comportamento foi previsto para plantas com folhas largas e mais rígidas, onde sobre uma certa intensidade na velocidade do vento, houve uma queda substancial na altura do dossel devido à turbulência atmosférica.

Estimativas dos parâmetros z_0 e d têm mostrado uma relação simples com a altura da cultura, como descritos nas pesquisas acima. Mas, essas relações foram desenvolvidas para as condições em que há completa formação do dossel vegetativo, com o solo devidamente coberto pelas plantas. Não obstante, maiores complicações podem resultar, ou seja, grandes variações na determinação dos parâmetros aerodinâmicos, através de observações de perfis de vento, onde a superfície do solo não é completamente coberta pela vegetação. Dentro desse raciocínio, a densidade da vegetação torna-se tão importante quanto a sua forma ou aparência.

Schautd (1998) afirmou que as incertezas quanto às estimativas dos parâmetros aerodinâmicos podem alcançar até 65% em cultivos agrícolas e, nas áreas com coberturas naturais, equívocos nos cálculos de d podem chegar a 35%. Com erros dessa magnitude, segundo o autor, poder-se-ia até mesmo questionar a validade no uso das observações de perfil de vento e da própria equação de perfil de vento padrão para condições adiabáticas, para a estimativa dos parâmetros aerodinâmicos. Mas, como a equação de perfil de vento é baseada de procedimentos empíricos, as incertezas nas estimativas podem ter origens diversas. Uma provável razão, para que ocorram observações de baixa qualidade, é o grande erro sistemático na leitura de um ou mais anemômetros. Outra razão é que os dosséis vegetativos parciais podem registrar valores muito divergentes de z_0 e d , devido à configuração irregular da superfície, violando a hipótese do perfil logarítmico do vento.

Verma & Barfield (1979 apud Hatfield, 1989), ponderando a respeito desses parâmetros em dosséis parciais, mostraram que o comprimento de rugosidade muda em função de uma razão entre a altura e largura das culturas em linha. Lettau (1969), também citado por aquele autor, propôs que a razão da área da silhueta pela área total da planta poderia prever uma boa descrição de z_0 para dosséis parciais. O próprio Hatfield e colaboradores, em 1985, encontraram valores de z_0/ad em 0,25 para dosséis parciais de algodão (*Gossypium hirsutum* L.), valor muito superior àquele muitas vezes tomado para a cultura que é de 0,13.

Kustas et al. (1989), estudando a cobertura de um dossel vegetativo incompleto em algodão, verificaram que os sulcos de plantio contribuíram significativamente para a magnitude dos parâmetros. Na presença dos sulcos, o termo d e ad são aproximadamente iguais, na ausência deles os valores de d estiveram em torno de dois terços da altura do dossel.

Dosséis parciais, com cobertura do solo incompleta, são aerodinamicamente rugosos e com rápido aumento no comprimento de rugosidade. Entretanto, quando o dossel começa a ramificar, os valores de z_0 acabam sendo uma função linear com a altura das plantas. Essas parametrizações podem ser úteis na quantificação das mudanças energéticas em áreas de solo seco, com dosséis que são pequenos ao longo de toda a estação de crescimento, podendo incrementar ainda mais os conhecimentos das interações planta – atmosfera.

Molion & Moore (1983), por sua vez, foram pioneiros no uso do método da conservação de massa para a estimativa do deslocamento do plano zero em vegetações de porte alto (florestas). Os resultados mostraram-se compensadores nas condições de florestas onde a vegetação é densa e praticamente inalterável em termos de cobertura do solo. No entanto, maiores estudos poderiam ser feitos em culturas agrícolas anuais que, no início de seus ciclos, por não serem muito desenvolvidas, não cobrem a superfície do solo de forma homogênea. Nessas culturas as taxas de evapotranspiração são limitadas pelas condições hídricas do meio e, também, pelo baixo índice de área foliar.

2.7 Resistência Aerodinâmica (r_a)

Um dos principais mecanismos que controla os processos de transferência de fluxos de calor na interação entre atmosfera e superfície é a resistência aerodinâmica (r_a).

A resistência aerodinâmica pode ser definida como uma resistência natural oferecida ao transporte dos fluxos de momentum, de calor sensível e calor latente, que dependem das características aerodinâmicas de cada cultura e estimada a partir dos perfis de vento próximos à superfície. Para condições estáveis (inversão térmica) e instáveis (convecção livre), situações previstas pelo número de Richardson (Ri), pode-se incluir um fator de correção da estabilidade na sua estimativa.

As resistências aerodinâmicas para o fluxo de calor de vapor d'água são particularmente importantes na estimativa da razão da evapotranspiração (ET) baseada em modelos como o de Penman-Monteith, que considera também alguns efeitos climáticos, como o saldo de radiação, temperatura e déficit de pressão de vapor d'água na atmosfera (Burman & Pochop, 1994).

Rosenberg et al. (1983) citaram a grande importância no uso de r_a em métodos micrometeorológicos para a estimativa da evapotranspiração, como o método da resistência, em que o transporte de vapor é diretamente proporcional ao gradiente de umidade específica entre a superfície evaporante e a atmosfera e inversamente proporcional à resistência aerodinâmica e à da cultura ao livre fluxo de vapor.

Para o modelamento de alguns balanços de energia de culturas e do solo, alguns autores argumentam sobre a necessidade de que se faça estimativas das resistências aerodinâmicas para calor (r_{ah}), vapor de água (r_{av}), momentum (r_m) e CO_2 (r_{CO_2}) na interação superfície e atmosfera. A razão dessas mudanças é influenciada pela maneira como os escalares (temperatura, vapor d'água e momentum) são transportados e misturados na atmosfera; e também pelo vento e pelo formato, altura e espaçamento das plantas que controlam a rugosidade na superfície.

As resistências aerodinâmicas tanto para o calor sensível (r_{ah}) quanto para o calor latente (r_{av}), muitas vezes são assumidos como iguais, uma vez que ambas são governadas pelo mesmo mecanismo, a difusão turbulenta. A resistência aerodinâmica para o transporte de momentum (r_m), entretanto, é diferenciada, pois o seu fluxo dá-se no sentido contrário aos anteriores, ou seja, na direção da superfície vegetada.

Segundo Burman & Pochop (1994), a resistência aerodinâmica tem muitas formulações; algumas são baseadas em evidências empíricas, e outras relacionadas com a teoria de Prandtl. A sua determinação, por si só, tem o envolvimento da velocidade de fricção do ar fluindo sobre a superfície vegetada que, em suas análises, tem um significativo componente empírico.

Em uma cobertura vegetal de porte elevado, a resistência aerodinâmica é considerada menor, quando comparada com plantas mais baixas, porque do ponto de vista aerodinâmico, uma vegetação mais alta possui um z_0 maior, o que lhe confere maior superfície de contato, facilitando a difusão turbulenta (Monteith, 1965 apud Santos & André, 1993). Esses últimos autores fizeram referência a outros experimentos, como os de Brown & Rosenberg (1973), para a beterraba (*Beta vulgaris* L.); Heilman & Kanemasu (1976), com o sorgo (*Sorghum bicolor* L.); e Pedro Júnior & Villa Nova (1983), com a soja (*Glycine max* L.). Todos acharam que, em termos diários, houve uma tendência de r_a apresentar valores elevados nas primeiras horas do dia e no final da tarde, e valores mais baixos ocorrendo ao longo do período diurno, comportando-se de uma maneira inversamente proporcional à velocidade média do vento. Para Oke (1978), altos valores de resistência aerodinâmica pela manhã e noite devem ocorrer devido à estagnação do vento. Santos & André (1993), com o feijão (*Phaseolus vulgaris*, L.), descobriram que r_a atingiu valores mais elevados em uma parte da manhã e após as 18 horas.

Outras pesquisas com vegetais ilustraram a relação inversa entre a velocidade média do vento e a resistência aerodinâmica, onde ventos mais intensos induzem a um decréscimo de r_a : Dolman (1986), em uma floresta de carvalhos (*Quercus robur*); Wallace et al. (1984) com a espécie vegetal *Calluna vulgaris*. Tolk et al. (1995) analisaram vários modelos para a determinação da resistência aerodinâmica e constataram que as equações que tiveram melhores respostas foram em condições atmosféricas estáveis, onde r_a esteve claramente associada às velocidades dos ventos menores do que 3m.s^{-1} ; e também foram influenciadas pelas condições locais, como a área foliar e a altura da planta.

Valores típicos desse parâmetro podem variar de próximo a “zero”, em ar muito turbulento, para em torno de 300 a 400s.m^{-1} com menos turbulência (Rosenberg et al., 1983).

2.8 Resistência da Cultura (r_c)

A resistência da cultura (r_c) é considerada como uma resposta fisiológica de um dossel de plantas contra a transferência de vapor d'água do interior das folhas para a atmosfera circunvizinha, sendo controlada pela abertura e fechamento dos estômatos. Os estômatos são cavidades microscópicas nas folhas, controladoras da saída e entrada de gases do interior das células guardas para o ambiente externo. Os processos biomecânicos que controlam os estômatos são complexos e têm uma relação direta com a intensidade da luz solar, com a quantidade de água na planta e no solo, com o gradiente de pressão de vapor d'água entre o interior das células e o ambiente, com os níveis de CO_2 e outros estímulos. Kaimal & Finnigan (1994) confirmaram a forte influência que r_c sofre pela distribuição da temperatura, umidade específica e energia útil no dossel, onde os primeiros são principalmente provocados pela transferência turbulenta e a energia útil pela morfologia do dossel e do ângulo solar.

A determinação da resistência da cultura (r_c) tem a sua importância quando a necessidade de se estimarem as taxas de evapotranspiração das plantas através de métodos como o de Penman-Monteith (1965) ou o método da resistência.

Milne (1979 apud Azevedo et al., 1993), revelou que a resistência da cultura, além de sofrer uma variação ao longo do ciclo de cultivo, causada pela alteração na umidade do solo e das condições atmosféricas; varia também ao longo do período diurno, com valores máximos logo após o nascer e o pôr-do-sol e mínimos entre as primeiras horas da manhã e o meio-dia. Esse comportamento também foi verificado por Santos & André (1993) na cultura do feijão (*Phaseolus vulgaris* L.), que encontraram baixos valores de r_c pela tarde. Deve-se ressaltar

que os dois tipos de variações atuam em série influenciando, direta e indiretamente, os processos fisiológicos das plantas, como a fotossíntese e a evapotranspiração.

Uma maneira muito útil de calcular r_e é através da determinação da resistência estomática (r_s) que representa a resistência individual das folhas ao fluxo normal de CO_2 do seu interior para o meio externo. É um parâmetro também muito dependente de fatores ambientais, como a temperatura, a luminosidade (particularmente a radiação fotossinteticamente ativa) e o potencial de água nas folhas e no solo. Wallace et al. (1984) demonstraram que r_e pode ser estimada de medidas de r_s e do índice de área foliar (IAF), e que essa última domina a evaporação em condições secas.

A resistência estomática (r_s) é usualmente determinada com porômetros de difusão que, além dos custos elevados, são de difícil operação e calibração. Em condições de campo, as medidas porométricas não podem ser automatizadas, impedindo uma coleta de dados que cubra toda a variabilidade temporal e espacial da resistência estomática. Tais dificuldades podem resultar em erros de leitura que podem variar de 20 a 50%. Por essas razões, o emprego do porômetro fica restrito às pesquisas experimentais. Na prática, a resistência da cultura pode também ser modelada em função, principalmente, do balanço de energia pelo método da resistência e pela teoria dos gradientes dos fluxos em analogia com a conhecida Lei Física de Ohm.

Oke (1978) entendeu que o valor de r_e , para a maioria das culturas, decresce com a maior incidência de radiação, isto é, abertura dos estômatos em resposta a intensidade da luz; aumenta com a maior deficiência hídrica do solo, atuando para o fechamento dos estômatos; e que é independente da velocidade do vento. Para corroborar com suas teorias, o mesmo autor citou um experimento com alfafa (*Medicago sativa* L.), em que avaliou os níveis de r_e em função das condições hídricas do solo. Após irrigação, a tensão da umidade no solo começava a aumentar significativamente, atingindo uma escala exponencial. A resistência da cultura saiu de aproximadamente "zero" para um valor superior de 1400s.m^{-1} , em torno de 23 dias após a irrigação, até posteriormente atingir 2000s.m^{-1} . Obviamente o estresse de água no solo induziu ao fechamento dos estômatos, visto que o sistema resistiu a perda de água. Outro experimento com cevada (*Hordeum vulgare* L.) proporcionou um aumento de r_e nas horas diurnas de alguns dias, sendo provavelmente devido ao acréscimo da intensidade da luz e ao aumento da deficiência hídrica, atuando para o fechamento dos estômatos.

Nas observações da água potencial das folhas e da resistência da cultura em um dossel de trigo (*Triticum aestivum* L.) sob dois regimes diferentes de umidade no solo, Choudhury & Idso (1985) descobriram que r_e , para ambas as áreas, decresceu com o aumento do fluxo de

transpiração. Nesse trabalho, os valores de r_e para a área mais bem irrigada, foram menores em comparação a área menos irrigada, sugerindo que esse parâmetro na planta possa se comportar em função do fluxo de transpiração e do potencial de água no solo. Para corroborar com tais afirmações, outros estudos também comprovaram a influência do teor de umidade no solo sobre r_e : Van Bavel (1967, apud McGinn & King, 1990), para a cultura da alfafa (*Medicago sativa* L.), que indicou que r_e foi menor do que 100s.m^{-1} para o solo úmido, mas que aumentou exponencialmente quando o potencial de água do solo tornou-se mais negativo do que -4 bars; Azevedo et al. (1993), conduzindo um experimento com algodão herbáceo irrigado (*Gossypium hirsutum* R.); Hatfield (1988, apud Peres et al., 1996), que encontrou valores conhecidos de r_e para diferentes culturas variando em torno de 20s.m^{-1} para solos próximos a capacidade de campo, mas aumentando à medida que a umidade do solo diminuía.

Em outro experimento com o algodão herbáceo (*Gossypium hirsutum* R.) irrigado, Azevedo et al. (1994), encontraram, para alguns dias, valores de r_e entre 155s.m^{-1} e 276s.m^{-1} em condições de umidade adequada, indicando que a cultura, apesar de ter umidade no solo à disposição, sofreu um estresse hídrico nesses dias especificamente. As mínimas desse termo estiveram entre 19s.m^{-1} e 20s.m^{-1} .

Valores típicos de resistência da cultura têm uma relação direta com fatores ambientais, principalmente com a umidade e a intensidade de luz, como já mencionado em alguns trabalhos, mas têm uma grande variação com as diferentes espécies: Oke (1978) estimou que em florestas de pinus (*Pinus silvestris* L.), r_e variou de 100s.m^{-1} a 340s.m^{-1} e, em pinheiros, de aproximadamente 60s.m^{-1} a 170s.m^{-1} ; Rosenberg et al. (1983), mostraram que ele pode variar de 50s.m^{-1} a 100s.m^{-1} , quando os estômatos estão abertos, e para valores muito amplos, quando fortemente fechados; McGinn & King (1990) encontraram valores médios de $32,5\text{s.m}^{-1}$, para a alfafa, e no milho foi igual a $83,5\text{s.m}^{-1}$. Burman & Pochop (1994), por sua vez, comentaram sobre a variação de r_e para algumas culturas, para solos secos: gramíneas, 280 a 150s.m^{-1} ; soja, 550 a 100s.m^{-1} ; trigo, 1000 a 100s.m^{-1} . Singh & Szeicz (1980) encontraram valores de 7000 a 300s.m^{-1} em dossel de florestas. Por último, Mattos & Mattos (2001) citaram valores para cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum* L.) que chegaram a 400s.m^{-1} .

Peres et al. (1996) e Peres et al. (1999), comentaram que Monteith (1985) sugeriu a adoção de r_e igual a 50s.m^{-1} , para a determinação da evapotranspiração potencial das plantas cultivadas. Em geral, valor que concorda com os apresentados por Oke (1992), em que para grama é de 70s.m^{-1} , para culturas agrícolas de 50s.m^{-1} , e em florestas de 80s.m^{-1} a 150s.m^{-1} . Smith (1991), também citado por Peres et al. (1996), sugeriu a utilização da r_e igual a 69s.m^{-1} , para estimar a evapotranspiração potencial de gramíneas pelo método de Penman-Monteith.

2.9 Balanço de Energia

As interações entre as camadas mais baixas da atmosfera e a superfície do solo ocorrem diferentemente em função da natureza dessa última, ou seja, solos cobertos com mata, vegetação de porte alto, médio ou baixo, gramados, solos expostos (sem nenhuma vegetação) ou até mesmo, superfícies de água. Essas diferenças resultam em variados fluxos de propriedades físicas, condicionando a formação dos mais distintos microclimas.

Os microclimas, gerados dentro da comunidade vegetal em conjunto com as condições climáticas predominantes na região, exercem influência substancial no crescimento e produção das culturas agrícolas. A própria densidade e distribuição das culturas no campo interferem diretamente na captação de energia, na interação com os ventos e, conseqüentemente, com as trocas de gases e calor entre plantas e atmosfera.

O balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais, a radiação solar é a grande fornecedora dessa energia para a superfície, que é utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de água na forma de vapor da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas e animais.

Sellers (1965) afirmou que, virtualmente, todos os processos físicos ocorrem próximos ao solo, envolvendo transformações ou transferência de energia. Não houve exageros em dizer que o estado físico de qualquer entidade, de uma pequena folha a um continente, é determinado pela disponibilidade de energia. Segundo o autor, o balanço de energia permite obter uma base física racional para o desenvolvimento e a interpretação das teorias que envolvem as mudanças climáticas. Sem a concepção das complexas interações energéticas que existem entre a superfície e a atmosfera e entre as latitudes polar e equatorial, seria impossível elaborar modelos climáticos fisicamente consistentes.

O saldo de radiação (R_n), como um dos componentes do balanço de energia de um sistema, pode ser representado pelo somatório de todos os termos energéticos que compõem o ambiente: $R_n = H + LE + G + F + M$, onde H é o fluxo de calor sensível, para o aquecimento do ar; LE é o fluxo de calor latente, devido aos processos de evaporação da água do solo e dos vegetais; G é o fluxo de calor no solo; F é a energia fixada pelas plantas para a fotossíntese; e M é a energia armazenada nos dosséis dos vegetais, para a execução dos processos fisiológicos específicos das plantas.

Uma grande parte dos pesquisadores costumam desprezar os termos F e M , pois,

quantitativamente, contribuem muito pouco para o balanço de energia, quando comparados aos demais termos em ambientes cultivados, dependendo da escala de tempo. Sellers (1965), por exemplo, comentou sobre valores de F na ordem de 8% ou menos de R_n , sendo descartado dos estudos. Pereira et al. (1997), estimaram em 3% da participação de F para R_n , enquanto M , dependerá do tipo e do porte da vegetação, mas em geral, seria desprezível. Dessa forma, o saldo de radiação poderia ser fracionado nos três primeiros termos (calor sensível, calor latente e fluxo de calor no solo), cujo parcelamento é governado pela natureza da superfície e pela habilidade relativa do solo e da atmosfera para transportar calor. Porém, confrontando as últimas afirmações, Moore & Fisch (1986) comentaram que, em termos de médias horárias e, particularmente, sobre períodos menores que um dia, a energia armazenada na biomassa de florestas tropicais pode ser uma fração muito significativa do saldo de radiação, especialmente pela noite, nas horas de transição como nascer ou pôr-do-sol (apesar de R_n ser pequeno nessas horas), ou depois de períodos chuvosos. Esses autores citaram McCaughey (1985), que comentou que o total diário de M pode alcançar de 5 a 10% de R_n em dias nublados ou que tenham chuvas prolongadas. Sellers (1985), também citado pelos primeiros, reconheceu que a energia armazenada na vegetação pode ser um componente significativo das interações superfície-atmosfera e deverá ser incluída em modelos de circulação atmosférica global.

De todos os termos que compõem o saldo de radiação, a maior porção de energia poderá ser aplicada para a vaporização, nas áreas onde há suficiente água disponível. Para muitas regiões úmidas, o curso anual da evaporação mensal é usualmente muito similar ao daquele do saldo de radiação, com um máximo no verão e um mínimo no inverno.

Em algumas pesquisas, Sellers (1965) comentou que, para os continentes como um todo, a perda de calor por evaporação foi em torno de 82% de R_n e o fluxo de calor sensível, representou os 18% restantes. O fluxo de calor no solo (G) é uma função da temperatura média anual da superfície e da composição do solo, sendo, entretanto, em torno de 10% de R_n . Por isso, a maneira principal pelo qual o calor radiativo, suprido pela superfície da terra, é dissipado e transferido verticalmente para a atmosfera é pela evaporação da água. Em oposição, o fluxo de calor sensível da superfície do solo para a atmosfera é maior quando e onde o solo é seco e a diferença de temperatura entre os dois é grande. Sobre desertos, o curso anual de H é similar ao de R_n e quase toda a energia útil é usada no aquecimento do ar.

Seeman et al. (1979) estipularam que, em casos de superfícies úmidas, a porção LE pode representar entre 70 e 80% da energia do saldo de radiação. Molion (1992), por sua vez,

mostrou que, para a Amazônia, $80 \pm 10\%$ da energia disponível é usada para evapotranspiração e, o restante, para aquecer o ar.

Fisch (1995), estudando a camada limite atmosférica e o balanço de energia para uma área da floresta Amazônica, observou que os fluxos de calor latente representaram, em termos médios dos valores diurnos integrados, 82% e 60% do saldo de radiação para períodos de 7 e 10 dias, respectivamente. Esses resultados foram obtidos em períodos historicamente secos da região, e mesmo assim, a devolução da energia para a atmosfera foi predominantemente pelo calor latente. Segundo o autor, este comportamento decorreu do fato das árvores possuírem um sistema radicular profundo, que capta água mais facilmente no sub-solo.

Alguns trabalhos, envolvendo o parcelamento de energia em campos vegetados, reforçam a influência que a umidade pode exercer, no sentido de liberar mais energia no sistema na forma de calor latente. Heilman et al. (1994) verificaram, em um cultivo de vinhedos (*Vitis vinifera* L.) com o solo exposto nas entrelinhas das plantas, que o **H** registrou de 17 a 28% de **R_n**, o **G** atingiu um valor de 29% de **R_n** e **LE** foi o componente mais destacado, com 46 – 61% de **R_n**. Oliveira et al. (1997) em um cultivo de amendoim (*Arachis hypogaea* L.) irrigado, mostraram que **LE** representou mais de 93% do saldo de radiação. Alves et al. (1998), estudando um cultivo de melão (*Cucumis melo* L.) irrigado, verificaram que os valores de **LE** foram superiores ao saldo de radiação em mais de 80% do dias de observação, fato explicado pela advecção de calor sensível de áreas circunvizinhas.

2.10 Razão de Bowen

Sutton (1977), Oke (1978), Rosenberg et al. (1983) e Stull (1988) afirmaram que Bowen (1926), formulou a sua teoria como sendo a razão entre os fluxos de calor sensível (**H**) e de calor latente (**LE**) como uma função dos gradientes verticais de temperatura e umidade específica para duas diferentes alturas acima de qualquer superfície. Os autores argumentaram que o método da razão de Bowen é muito difundido e aplicado pelos cientistas, porque não requer informações sobre a turbulência, velocidade do vento ou propriedades aerodinâmicas da superfície. Esses argumentos, de acordo com Steduto et al. (1998) e Steduto et al. (1998b), fazem com que o método de Bowen, para o cálculo do balanço de energia, seja visto, muitas vezes, com ressalvas porque, sendo baseado em gradientes, não reproduz a natureza turbulenta dos processos de transporte nas adjacências do dossel vegetativo. Mas, apesar disso, eles ainda afirmam que a técnica da razão de Bowen representa, em muitas situações, a

melhor opção em termos de exatidão, simplicidade e realismo para operações contínuas na determinação dos fluxos de propriedades físicas.

Um outro problema desse método, de acordo com Sellers (1965), é a não consideração feita à passagem de advecção horizontal de calor e umidade de áreas vizinhas, podendo alterar as estimativas de energia dentro do sistema em estudo e, naturalmente, invalidar a técnica.

Xu & Qiu (1997) e Xu & Zhou (1999) mostraram que, para condições específicas de estudo, o método de Bowen tornou-se instável e produziu grandes valores de fluxos, quando o seu valor esteve em torno de -1 . Em adição, o método não permitiu um completo uso das informações previstas pela lei da similaridade e medidas de vento para fluxos turbulentos na camada superficial. Entretanto, a validade da técnica de Bowen de fato foi bem estabelecida pelas comparações com outros métodos, isto é, o uso dos lisímetros, com o método de balanço de água no solo e com os métodos aerodinâmicos e o de correlação de turbilhões sobre vários padrões de vegetação. Para os autores, a razão de Bowen é atualmente uma técnica comum para medidas de fluxo de calor latente sobre intervalos de tempo de 30 minutos para 01 hora.

O valor razão de Bowen depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante, como observado por Oke (1978), Stull (1988), Castro Teixeira et al. (1997), Pereira et al. (1997), dentre outros. Se estiver úmida, a maior demanda do saldo de radiação será para o fluxo de calor latente (LE), resultando em Bowen pequeno. Por outro lado, nas restrições hídricas, a maior parte de R_n será utilizada para o aquecimento do ar (fluxo de calor sensível - H), resultando em Bowen elevado. Valores típicos de Bowen foram bem ilustrados por Oke (1978): 0,4 a 0,8 para florestas temperadas e gramíneas, 2 a 6 para regiões do semi-árido e mais de 10 para os desertos. Stull (1988) também apresentou alguns valores dessa técnica: em torno de 5 sobre regiões semi-áridas, 0,2 para pomares irrigados e gramíneas e, também, 0,1 sobre o mar.

Outros estudos micrometeorológicos envolvendo o uso do método de Bowen foram usados particularmente em análises de áreas cultivadas: Pieri & Fuchs (1990) em um campo de algodão (*Gossypium hirsutum* L.) irrigado; Barr et al. (1994) em uma floresta decídua adulta; Konzelmann et al. (1997) em uma região montanhosa; e Ibáñez et al. (1999) com o milho, alfafa, trigo e gramíneas. Nesses trabalhos, o fluxo de calor latente pôde ser bem representado como uma função linear do saldo de radiação ou radiação global no sistema.

Gutiérrez & Meinzer (1994), com a cultura do café (*Coffea arabica* L.), reforçaram a grande influencia que a umidade pode exercer em uma comunidade vegetal, no sentido de alterar quantitativamente os termos que compõem o balanço de energia no sistema.

Eles descobriram que, em um campo bem irrigado, com um índice de área foliar (IAF) igual a 6,7, LE representou em torno de 60% do saldo de radiação, enquanto H consumiu apenas 20% da energia útil e G um pouco menos (18%). Nesse estágio a razão de Bowen teve valor médio de $0,4 \pm 0,1$. Quarenta dias depois da última irrigação, ambos os fluxos de calor sensível e calor latente tiveram igual magnitude, consumindo 80% da energia. Seis dias seguintes, a relação era de declínio para o LE (30%) e incremento de H, para 50% de R_n , que coincidiu com o evidente murchamento das folhas. Nesse período, a razão de Bowen saiu de um valor de 0,3 sob condições bem irrigadas, para 1,4 justamente na fase mais seca. Mas, no âmbito geral, valores médios de Bowen decresceram de 0,9 para baixo IAF (1,4) até próximo de 0,4 para alto IAF (6,7), acarretando em aumento no parcelamento da energia para evaporar água quando a irrigação foi reassumida. Cunha et al. (1996), com o milho (*Zea mays* L.), também encontraram resultados semelhantes no que diz respeito ao parcelamento do balanço de energia para um solo com boa disponibilidade de água.

Castro Teixeira et al. (1997), com a cultura da videira (*Vitis vinifera* L.), também descobriram a grande influência que a irrigação pode exercer sobre os componentes do balanço de energia ao longo do ciclo da cultura. Essa prática agrônômica contribuiu para que uma parte significativa da energia, em torno de 80%, fosse transferida para a atmosfera na forma de calor latente (LE), resultando algo em torno de 15% de liberação na forma de calor sensível (H) e o restante como fluxo de calor do solo (G); esse último teve uma tendência de ser inversamente proporcional ao aumento do índice de área foliar, pois o crescimento das plantas funcionou como uma barreira física para a chegada de radiação solar na superfície, reduzindo as transferências de calor no solo.

Por último, em um cultivo de milho (*Zea mays* L.), Sauer et al. (1998) verificaram que, em dias nublados e com superfície seca, as médias diárias de Bowen foram menores do que 1,5 acarretando que apenas 42% da energia útil foram consumidas pela evaporação. Em dias contíguos e ensolarados, valores diários de Bowen foram maiores que 2,3 e menos de 21% da energia útil foram parceladas para a evaporação. Quando a superfície estava úmida houve pouca diferença nos valores médios diários de Bowen (1 a 1,5 em dias ensolarados contra 0,9 a 1,8 em dias nublados), enquanto pouca energia disponível foi usada para evaporar água nos dias ensolarados (menos de 19%) versus mais de 38% em dias nublados.





3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da Área Experimental

Os dados meteorológicos foram obtidos através de uma estação meteorológica automática (EMA) do projeto MICROMA (Micrometeorologia da Mata Atlântica Alagoana).

A estação ficava localizada no Município de Pilar – AL ($09^{\circ}36'12''S$, $35^{\circ}53'46''W$, 107m), como se vê na figura 1, e sobre um cultivo de cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum* L.), variedade SP – 701143. O período de coleta de dados na estação do projeto MICROMA começou em julho de 1996, sendo finalizada em dezembro de 1999.



- Planícies Litorâneas ● Tabuleiros costeiros ↓ Local da EMA.....

Figura 1 – Localização geográfica do experimento.

A estação era composta por uma torre metálica de 12 metros de altura (figura 2), servindo de suporte aos instrumentos que mediram as seguintes variáveis meteorológicas:

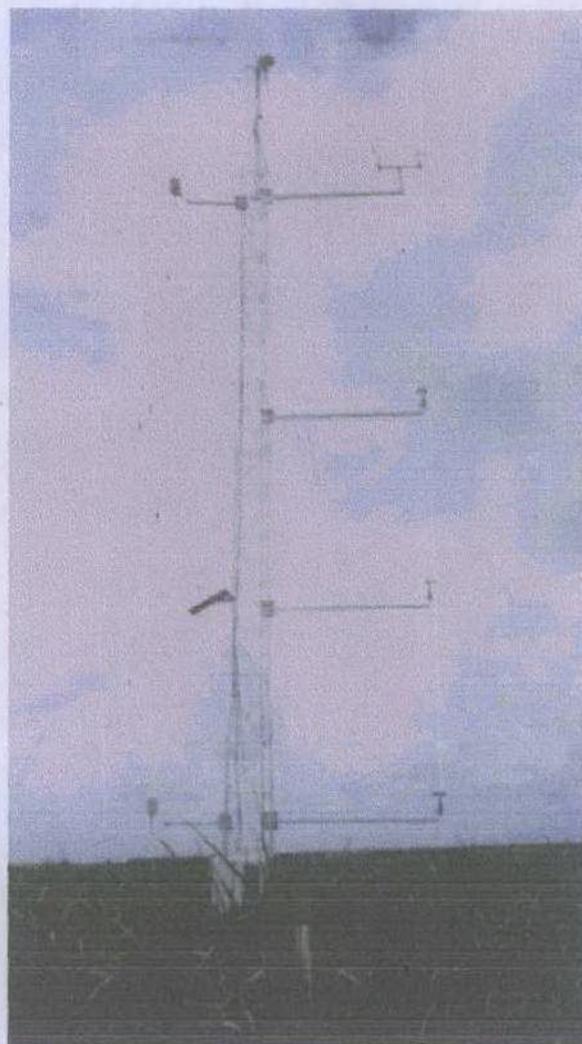


Figura 2 – Estação meteorológica automática do projeto MICROMA.

- G – fluxo de calor no solo (W.m^{-2});
- Rn – saldo de radiação (W.m^{-2});
- T – temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$);
- UR – umidade relativa do ar (%);
- u – velocidade do vento (m.s^{-1});
- dd – direção do vento (graus).

As medidas eram registradas em um sistema de aquisição de dados “DATALLOGGER” – Campbell Scientific CR – 10 (Logan, Utah, EUA) alimentado por energia solar captada em um painel fotovoltaico e armazenada em uma bateria. As variáveis micrometeorológicas foram coletadas continuamente, com uma observação a cada segundo, sendo apenas registradas a sua média a cada 10 minutos.

3.2 Climatologia da Região

A análise climatológica da região foi feita com o uso dos dados da estação meteorológica oficial do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET (2001), cerca de 12km a nordeste da área experimental (latitude de 09°45'S, longitude de 35°42'W e altitude de 80m) para uma série climatológica de 30 anos (período de 1961 a 1990).

Pelo que se observa na figura 3, a precipitação média climatológica exibe marcante dependência sazonal tendo as máximas mensais superiores à 178mm de março a agosto, estação definida como chuvosa. Nos meses de setembro a fevereiro, prevalece uma estação seca com máximas mensais não ultrapassando os 150mm de chuva.

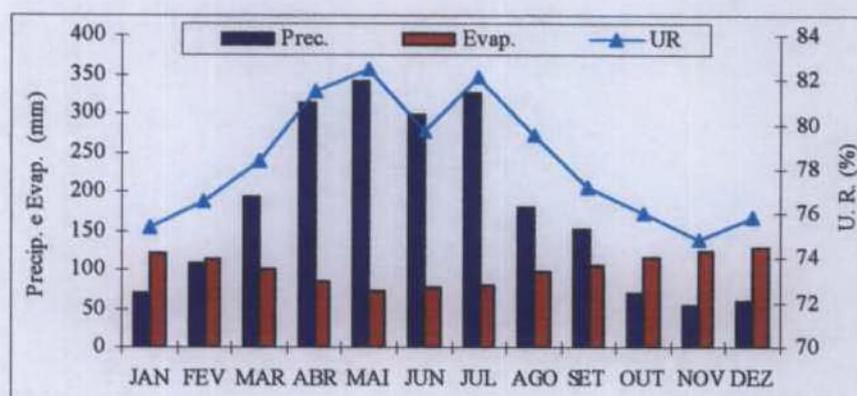


Figura 3 – Normal climatológica para precipitação (mm), evaporação (mm) e umidade relativa (%) no período de 1961 a 1990 (Fonte: INMET).

A figura também mostra a média climatológica da umidade relativa do ar (%), que mantém um comportamento similar ao da precipitação. Alcança uma variação máxima na época chuvosa, 82,5% em maio, onde ocorreram as maiores chuvas. Na estiagem, a umidade relativa não supera os 78%.

As médias climatológicas mensais para a evaporação atmosférica (mm) também estão na figura 3. A sazonalidade também está presente, com uma relação inversa às precipitações. O período das maiores chuvas é o mesmo das menores evaporações, março a agosto, com máxima mensal que chega a 100mm de água evaporada. O contrário ocorre na estiagem, com maior incidência de luz solar, houve uma perda média de água por evaporação que se aproxima de 130mm em dezembro.

A figura 4 apresenta as médias climatológicas mensais da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e da insolação (horas) ou horas de brilho solar, essa última manifesta-se diretamente de acordo com o caráter sazonal da figura anterior. Os seus menores valores são confirmados nos meses chuvosos e com baixas evaporações, alcançando 206 horas de brilho solar em março. Os valores mais altos de brilho solar surgem na estiagem, atingindo até 283 horas (dezembro).

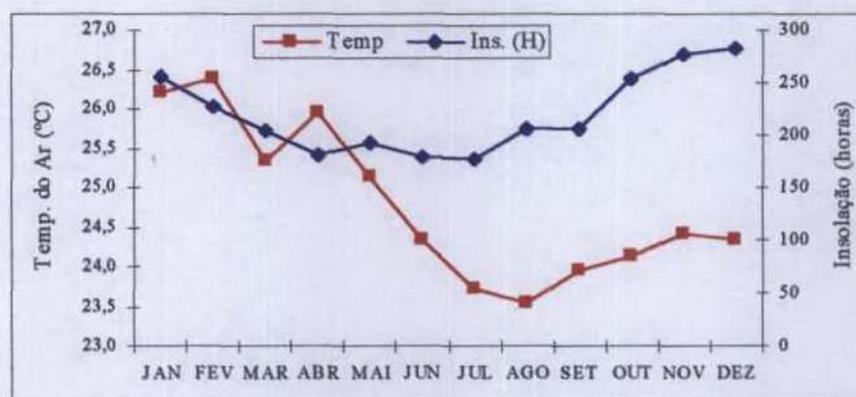


Figura 4 – Normal climatológica para a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e insolação (horas) no período de 1960 a 1990 (Fonte: INMET).

A série climatológica da temperatura média do ar (figura 4), também demonstra uma sazonalidade. Os valores ficam entre 23,5 e 26,4 $^{\circ}\text{C}$, onde o mês mais quente (fevereiro) é um dos mais secos e com maiores insolações. O mês de agosto, por outro lado, o mais frio de todos, é um mês de transição com chuvas e evaporações intermediárias.

3.3 Instrumentação

3.3.1 Saldo de Radiação

O saldo de radiação (R_n) foi medido com um saldo radiômetro de cúpula Q7.1 (Radiation and Energy Balance Systems – REBS, Seattle, EUA), que medem a R_n em comprimentos de ondas de 0,25 a 60 μm . Os fatores de calibração nominal foram: 9,16 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{m}\cdot\text{V}^{-1}$ (para sinal positivo) e de 11,43 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{m}\cdot\text{V}^{-1}$ (para sinal negativo). O sensor foi instalado na torre meteorológica a uma altura de 9,6m da superfície do solo.

3.3.2 Fluxo de Calor no Solo

A variável foi medida com duas placas de fluxo de calor no solo (G), modelo HFT-3 (REBS, Campbell Scientific, Utah), os quais foram instaladas a uma profundidade de 5cm. Os valores foram armazenados separadamente para os dois instrumentos, mas as análises se processaram pela média das duas medidas simultâneas. As medições de G estão propensas a erros devido à umidade e variações da estrutura física do solo e da cobertura vegetal.

3.3.3 Temperatura e Umidade Relativa do Ar

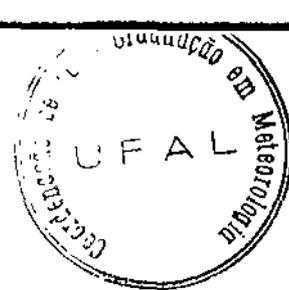
Ambas as variáveis foram monitoradas com instrumentos que fazem as medidas simultâneas da temperatura do ar e da umidade relativa. Os equipamentos usados foram do modelo HMP 35C (Campbell Scientific, Utah), sendo instalados em três níveis de altura ao longo da torre meteorológica: 1,7m; 2,7m e 4,7m. A precisão da umidade relativa para 20°C é de $\pm 2\%$, quando a UR é de 0 a 90% e $\pm 3\%$, para UR acima de 90%. Os termistores dos sensores de temperatura têm uma precisão de $\pm 0,2^\circ\text{C}$, para temperaturas entre 0°C a 50°C.

3.3.4 Velocidade do Vento

Anemômetros modelo 03101-5 (Campbell Scientific, Utah) foram utilizados para registrar a velocidade do vento entre 0 e $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, que foi mensurado em quatro níveis: 2,2m, 3,8m, 6,8m e 9,7m de altura da superfície do solo.

3.4 Parâmetros da Cultura

Os parâmetros agrônômicos considerados mais importantes para avaliar o crescimento das plantas são o Índice de Área Foliar (IAF) e a Altura do Dossel da Planta (ad). Além disso, o IAF é fundamental para o cálculo da resistência da cultura considerada mais adiante. As determinações em campo foram realizadas entre dezembro 1998 e agosto de 1999.



3.4.1 Índice de Área Foliar (IAF)

Em termos gerais, o IAF representa a razão entre a área de todas as folhas da planta pela área da superfície do solo coberta por essa mesma planta. Ele foi calculado pela equação:

$$IAF = \frac{AF_{amo} \cdot DP}{10000} \quad (1)$$

onde, AF_{amo} é a área foliar por amostragem, em cm^2 ; DP é a densidade de plantio, que é o número de plantas por metro linear; $10000cm^2$ (igual a $1m^2$ de área); IAF é adimensional.

A determinação da área foliar por amostragem (AF_{amo}), foi feita com a seleção de 20 colmos de cana-de-açúcar, divididos em quatro parcelas. A distância dentro da parcela foi de 6 metros, entre os colmos selecionados, e entre parcelas foi de 40 metros. Em intervalos médios de 15 dias eram realizadas as amostragens, que consistiam nas medidas de comprimento total das folhas, ao longo da nervura central, desde o seu ponto de inserção com a bainha até o ápice das folhas, e da largura, no ponto médio do limbo foliar. Adotou-se esse procedimento para todas as folhas verdes, que são ativas e capazes de realizar a fotossíntese. O total de amostragens foi de dezenove (63 a 343 dias após o corte - dac).

A área foliar foi calculada pelo método simples do comprimento e da largura:

$$AF = C \cdot L \cdot FC \quad (2)$$

onde, AF é a área foliar do colmo selecionado, em cm^2 ; C é o comprimento das folhas, em cm; L é a largura das folhas, em cm; FC é o fator de correção para a folha da cana-de-açúcar.

Cada área foliar individual de uma planta selecionada foi somada para compor a área foliar de toda planta (AF_{pl}) que, por sua vez, foi somada com as demais AF_{pl} , resultando na área foliar da amostragem (AF_{amo}) através da expressão empírica:

$$AF_{amo} = \frac{\sum_{n=1}^{n} AF_{pl}}{n} \quad (3)$$

onde, AF_{pl} é a área foliar das plantas selecionadas (cm^2); n (número de plantas selecionadas).

Para determinar um fator de correção (FC) das folhas de cana-de-açúcar que compensasse as medidas geométricas tomadas no campo (equação 2), foi efetuada uma amostragem específica. Três plantas foram escolhidas aleatoriamente na área de estudo. Para cada uma, tomaram-se medidas de comprimento e largura das folhas verdes. O procedimento usado foi obter a área real de cada folha feita através do parâmetro fisiológico chamado “área foliar específica – AFE”. Para isto, recortou-se uma amostra de cada folha medida, com comprimento único de 20cm e largura correspondente à mesma largura máxima das folhas. Em seguida, as próprias folhas medidas e suas amostragens foram separadas em pacotes de papel, conservadas em estufa a 75°C e, posteriormente, pesadas individualmente em uma balança analítica, para registrar o peso seco. Para o cálculo da AFE foi usada a relação:

$$AFE = \left[\frac{A_{amo}}{PS_{amo}} \right] \cdot PS_{tot} \quad (4)$$

onde, AFE é a área foliar específica, em $\text{cm}^2 \cdot \text{gr}^{-1}$; A_{amo} é a área da amostra das folhas, em cm^2 ; PS_{amo} é o peso seco da amostra das folhas (gr); PS_{tot} é o peso seco total das folhas (gr).

O fator de correção (FC) para a cana-de-açúcar foi determinado pelo método desenvolvido por Montgomery citado por Cunha (1988), que usa uma regressão linear passando pela origem, entre o produto do comprimento e largura das folhas (CxL) e a AFE, esse último como variável dependente. Pelo método, o valor do termo B da equação linear (inclinação da reta) representa exatamente o FC da cultura (igual a 0,79).

A densidade de plantio (DP) na equação 1 foi avaliada diretamente no campo apenas em um único dia. Tomaram-se medidas do número de plantas para cada 10m lineares, para 10 fileiras escolhidas aleatoriamente. A densidade média de plantio foi tomada:

$$DP_{media} = \frac{\sum DP_{10}}{n} \quad (5)$$

onde, DP_{media} é a densidade média de plantio, para cada 10 metros lineares; n é o número de fileiras; $\sum DP_{10}$ é o somatório das densidades de plantio das 10 fileiras analisadas.

Para 1m linear, a DP_{media} foi obtida em função da DP_{media} para os 10 metros lineares, através de uma regra de três simples.

Os valores diários de **IAF** foram calculados através de uma polinomial de sexta ordem entre **IAF** quinzenal e **dac** (dias após o corte), como variável independente.

3.4.2 Altura do Dossel das Plantas (**ad**)

A determinação da altura do dossel das plantas (**ad**) foi feita na região da planta que abrange o surgimento do colmo, rente ao nível do solo, até o ponto mais alto da planta, onde há o “encurvamento” ou “inclinação” da folha mais alta. Essa medida é a representante do chamado “dossel da planta”. As medidas de **ad**, diretamente no campo, ocorreram apenas nas últimas cinco amostragens e de forma simultânea com a área foliar.

As estimativas de **ad**, para as quatorze amostragens anteriores, somente foram viáveis com o uso de uma outra variável da planta, chamada de altura do colmo da planta (**ac**). Ela representa a altura entre a base do colmo, rente ao nível do solo, e o ponto mais alto do colmo das plantas. As medidas de **ac** ocorreram para todas as amostragens quinzenais.

Para cada uma das últimas cinco amostragens, onde houve medidas simultâneas de **ac** e **ad**, foram estabelecidas as suas respectivas médias aritméticas: **mac** (média da altura do colmo, em metros) e **mad** (média da altura do dossel, em metros).

Em seguida, foi feita uma razão de **mac/mad** para essas últimas cinco amostragens. Então, efetuou-se uma estimativa de **mac/mad** para as amostragens anteriores (que não tiveram medidas de **mad**), usando uma regressão polinomial de segunda ordem, porque teve um melhor coeficiente de correlação. Nessa regressão, o número de dias após o corte (**dac**) foi a variável independente e, a variável **Y**, foi a razão de **mac/mad**.

Finalmente, cada valor de **ac** quinzenal foi dividido pelas respectivas razões de **mac/mad** obtendo, dessa forma, às estimativas quinzenais de **ad** de cada planta selecionada:

$$ad = \frac{ac}{\left(\frac{mac}{mad}\right)} \quad (6)$$

Os valores de **ad** diários foram calculados através de um ajuste polinomial de sexta ordem entre **ad** quinzenal e **dac** (variável independente).

3.5 Parâmetros Aerodinâmicos

Sob condições de estabilidade atmosférica neutra (quando uma parcela de ar tem a mesma temperatura do meio que a envolve, estando em equilíbrio térmico com o ambiente), o perfil do vento médio sobre uma área coberta e nivelada pode ser descrito como uma função logarítmica de elevação, conforme Rosenberg (1983):

$$u_{(z)} = \frac{u_*}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (7)$$

onde, $u_{(z)}$ é a velocidade média do vento na altura z , em $m.s^{-1}$; k é a constante de Von Karman $\cong 0,4$; u_* é a velocidade de fricção, em $m.s^{-1}$; z_0 é o comprimento de rugosidade (m).

Para o perfil da velocidade do vento sobre superfícies vegetadas, a altura (z) tem que ser subtraída de um termo denominado deslocamento do plano zero (d), em metros:

$$u_{(z)} = \frac{u_*}{k} \cdot \ln\left[\frac{(z-d)}{z_0}\right] \quad (8)$$

O deslocamento do plano zero (d) pode ser considerado como indicativo da altura média acima da superfície, onde o fluxo de momentum é absorvido pelos elementos individuais da comunidade vegetal.

3.5.1 Método Analítico para o Cálculo de z_0

Apenas quando o parâmetro d não era estabelecido no canalial, o parâmetro z_0 foi determinado pelo método analítico. Ele obedeceu à hipótese do perfil exponencial do vento e consistiu em: plotagem do perfil de vento no eixo da abscissa contra o logarítmico da altura z (eixo y). O valor de z_0 foi dado pela intercessão da reta com o eixo y .

3.5.2 Método Iterativo para o Cálculo de z_0 e d

O método iterativo foi usado para calcular o comprimento de rugosidade (z_0) e o deslocamento do plano zero (d), através da equação linear:



$$\ln(z - d) = a + b \cdot u_{(z)}$$

(9)

O comprimento de rugosidade (z_0) foi obtido pela expressão:

$$z_0 = \exp(a)$$

(10)

O método foi aplicado para as 24 horas de todos os dias do período experimental, onde o melhor ajuste horário de z_0 e d , dentro de cada dia, foram encontrados em função do maior valor do coeficiente de determinação (r^2).

Quando os dados sobre z_0 , d e ad , em termos de médias diárias (valor único para cada dia), estavam devidamente registrados, procedeu-se um critério de seleção para encontrar os melhores valores. Adotou-se, para isso, dois procedimentos seletivos e consecutivos:

- A) Muitas pesquisas prévias, apontadas na revisão bibliográfica, mostraram que um valor em torno de 0,75, para a razão d/ad , é satisfatório em ambientes vegetados. Então, nesse trabalho, um intervalo de seleção de 0,65 a 0,85 foi aceito como um bom indicativo para d/ad ;
- B) Na seqüência, uma razão de z_0/d de aproximadamente 0,1 também foi considerada bem representativa. Logo, um intervalo de 0,07 a 0,13 foi aplicado para essa razão, mas somente ao conjunto de dados que passaram pelo critério do item a.

3.5.3 Determinação dos Parâmetros d e z_0

Apenas valores entre 08 e 16 horas, para o deslocamento do plano zero e comprimento de rugosidade aerodinâmico, preencheram os critérios de seleção acima. Além disso, todos os seus valores, entre 82 e 245dac, não passaram pela seleção. Logo, as determinações desses parâmetros foram divididas em dois períodos:

3.5.3.1 Período antes de 245dac

Para o período entre 82 e 245dac foram feitas duas tentativas:

A) Modelo 01

A primeira tentativa, chamada de modelo 01, consistiu em calcular apenas z_0 pelo método analítico (ver item 3.5.1) e, na hipótese de que esse parâmetro tivesse valor de zero a 01dac, ou seja, solo sem nenhuma vegetação.

O ponto crucial, nesse modelo, foi de encontrar o momento em que o parâmetro d se estabelecia no dossel das plantas. A hipótese levantada foi que esse momento se daria quando a curva do deslocamento do plano zero, estimada entre 246 e 340dac (ver próximo item), se encontrasse com os valores calculados de z_0 pelo método analítico.

B) Modelo 02

A segunda tentativa, chamada de modelo 02, baseou-se na obtenção dos parâmetros aerodinâmicos em função da altura do dossel das plantas. Para isso, usou-se como dados de entrada as estimativas do próprio ad de todo o experimento e, também, de z_0 e d apenas entre 246 e 340dac (ver próximo item).

Para esse modelo, um ajuste linear foi estabelecido entre d e ad (variável independente) apenas entre 246 e 340dac. A partir da equação de ajuste linear, pôde-se estimar d para todo o experimento (82 a 340dac). O comprimento de rugosidade, também de 82 a 340dac, foi estimado em função das estimativas de d (ver próximo item).

3.5.3.2 Período depois de 245dac

Muitos valores de d , entre 246 e 340dac, calculados pelo método iterativo, passaram pela filtragem. Porém, como não houve dados diários completos, fez-se uma estimativa diária desse parâmetro usando um ajuste polinomial de segunda ordem (dias após o corte como variável independente), que foi o ajuste que teve o melhor coeficiente de determinação.

Em relação ao comprimento de rugosidade (z_0), as suas estimativas pelo ajuste polinomial de terceira ordem, em função de d , não foram satisfatórias, por causa da grande variabilidade de z_0 . Logo, usou-se a média geral da razão diária z_0/d selecionados pelo item 3.5.2. Esse valor, que foi de $0,107 \pm 0,014$, foi multiplicado por cada estimativa diária de d já alcançada, determinando dessa forma, as estimativas de z_0 .

3.5.4 Velocidade de Fricção (u_*)

O cálculo da velocidade de fricção (u_*) levou em conta duas condições: a primeira era de que a velocidade dos ventos fosse superior a $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, no nível mais alto e, a segunda foi de o perfil do vento, em função do logarítmico de $(z-d)$, tivesse um coeficiente de ajuste linear superior ou igual a 0,98. Estando as duas condições satisfeitas, u_* foi determinado pela expressão já comentada por Monteith (1975), Rosenberg et al. (1983) e Pereira et al. (1997):

$$u_* = b \cdot k \quad (11)$$

onde, u_* é a velocidade de fricção, em m.s^{-1} ; b é a inclinação da reta do perfil linear do vento em função do logarítmico de $(z-d)$; k é a constante de Von Karman (0,4).

3.5.5 Resistência Aerodinâmica (r_a)

Pereira et al. (1997) apresentaram uma expressão usada para calcular a resistência aerodinâmica (r_a) que uma camada de ar entre dois níveis de medidas pode oferecer ao transporte de qualquer propriedade atmosférica:

$$r_a = \frac{\left[\ln \frac{z_2 - D}{z_1 - D} \right]^2}{K^2 \cdot \Delta u} \quad (12)$$

onde, r_a é a resistência aerodinâmica, em s.m^{-1} ; z_1 e z_2 são as alturas de medidas dos ventos; Δu é o gradiente vertical do vento, em m.s^{-1} .

A velocidade de fricção (u_*), entre esses dois níveis, pode ser dada pela expressão:

$$u_* = \frac{K \cdot \Delta u}{\ln \left[\frac{z_2 - D}{z_1 - D} \right]} \quad (13)$$

Igualando as equações 12 e 13, têm-se:

$$r_a = \frac{\left[\frac{K \cdot \Delta u}{u_*} \right]^2}{K^2 \cdot \Delta u} = \frac{K^2 \cdot \Delta u^2}{u_*^2} \cdot \frac{1}{K^2 \cdot \Delta u} \Rightarrow r_a = \frac{\Delta u}{u_*^2} \quad (14)$$

A equação 14 diz respeito à resistência aerodinâmica para uma camada de ar. Quando se deseja conhecer a r_a para a transferência de momentum em um único nível (z) acima do solo, Monteith (1975) sugeriu a seguinte expressão:

$$r_a = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad (15)$$

onde, a resistência aerodinâmica é dada por $s.m^{-1}$; $u(z)$ é a velocidade do vento, em $m.s^{-1}$, a uma altura próxima de 10m.

3.6 Resistência da Cultura (r_c)

É um parâmetro que representa a resistência oferecida pelas plantas à passagem de fluxos de vapor d'água do seu interior para o meio externo. A estimativa da r_c foi feita pela equação recomendada por Allen (1986) e Allen et al. (1989) apud Burman & Pochop (1994):

$$r_c = \frac{r_e}{0,5 \cdot IAF} \quad (16)$$

onde, IAF é o índice de área foliar; r_e é a resistência média de uma folha individual e tem um valor em torno de $100s.m^{-1}$, como referencial para as culturas, recomendado para solos em boas condições de umidade; r_c é a resistência da cultura, em $s.m^{-1}$, em média diária.

3.7 Balanço de Energia à Superfície pelo Método da Razão de Bowen

A razão de Bowen é definida pela relação entre o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (17)$$

Exceto para a camada de ar imediatamente acima da superfície (chamada subcamada laminar em que a transferência ocorre por condução ou difusão molecular), a transferência de calor sensível é largamente controlada pela turbulência. Logo, o fluxo vertical de calor sensível pode ser estimado pela seguinte hipótese:

$$H = -\rho_a \cdot C_p \cdot K_h \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad (18)$$

onde, H é o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$); ρ_a é a densidade do ar ($kg.m^{-3}$); C_p é o calor específico ($J.kg^{-1}.K^{-1}$) para pressão constante; k_h é o coeficiente de transporte turbulento para o ar ($m^2.s^{-1}$); $\partial\theta/\partial Z$ é o gradiente vertical de temperatura ($K.m^{-1}$).

O cálculo do fluxo de calor latente pode ser estimado de maneira análoga:

$$LE = -\rho_a \cdot L_v \cdot K_w \cdot \left(\frac{\partial q}{\partial Z} \right) \quad (19)$$

onde, LE é o fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$); ρ_a é a densidade do ar ($kg.m^{-3}$); L_v é o calor latente de vaporização ($J.kg^{-1}.K^{-1}$); k_w é o coeficiente de transporte turbulento para umidade ($m^2.s^{-1}$); $\partial q/\partial Z$ é o gradiente vertical de umidade.

Pela razão de Bowen, têm-se:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{-\rho_a \cdot C_p \cdot K_h \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right)}{-\rho_a \cdot L_v \cdot K_w \cdot \left(\frac{\partial q}{\partial Z} \right)}$$

Nas hipóteses de que $k_h = k_w$; de que ∂z são iguais e podem ser eliminados e, de que as derivadas $\partial\theta$ e ∂q são consideradas finitas, obtém-se a seguinte expressão:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{C_p}{L_v} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta q}$$

A umidade específica é dada aproximadamente por: $q = \frac{0,622e}{P}$. Admitindo um segundo termo como: $\delta = \frac{0,622}{P}$, têm-se a relação $\Rightarrow q = \delta e$. Então:

$$\beta = \frac{C_p}{L_v} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta\delta e} \quad \therefore \quad \beta = \frac{C_p}{L\delta} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta e}$$

onde, $\left(\frac{C_p}{L\delta} \right) = \gamma$ (coeficiente psicrométrico) = 0,66 ($mb.K^{-1}$). Logo:

$$\beta = 0,66 \cdot \left(\frac{\theta_2 - \theta_1}{e_2 - e_1} \right) \quad (20)$$

onde, θ é a temperatura do ar, em °C; e é a pressão de vapor d'água, em kPa.

De acordo com a equação 17 os valores de H e LE são:

$$LE = \frac{H}{\beta} \quad \Rightarrow \quad H = LE \cdot \beta$$

Dependendo da escala de tempo, a equação geral do balanço de energia pode ser simplificada quando: desconsidera-se as fontes e sumidouros, devido à proximidade dos seus valores; desconsidera também os fluxos de energia armazenada na biomassa, por ser muito pequeno. Então a equação pode ser: $Rn = H + LE + G$. A partir daí, encontra-se:

$$Rn - G = H + \frac{H}{\beta} \quad \Rightarrow \quad Rn - G = H \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) \quad \Rightarrow \quad H = \frac{(Rn - G)}{1 + \left(\frac{1}{\beta} \right)} \quad (21)$$

$$Rn - G = (LE \cdot \beta) + LE \quad \Rightarrow \quad Rn - G = LE \cdot (\beta + 1) \quad \Rightarrow \quad LE = \frac{(Rn - G)}{\beta + 1} \quad (22)$$

Os valores de e , da equação 20, são dados pela relação:

$$e = \frac{e_w \cdot UR}{100} \quad (23)$$

onde, e_w é a pressão de vapor d'água saturado do ar (mb); UR é a umidade relativa do ar (%).

A pressão de vapor de saturação (e_w) é calculada aproximadamente pela equação de Tetens (Vianello & Alves, 1991), que segue:

$$e_w = 6,1078 \cdot 10 \exp \left[\frac{(aT)}{(b+T)} \right] \quad (24)$$

onde, T é a temperatura média do ar, em °C. Para $T \geq 0^\circ\text{C}$, $a = 7,5$ e $b = 237,3$; para $T < 0^\circ\text{C}$, $a = 9,5$ e $b = 265,5$.

3.8 Balanço de Energia à Superfície pelo Método de Penman-Monteith

É um dos métodos combinados mais populares para a estimativa da evapotranspiração e utiliza muitos termos meteorológicos. Ele pode ser representado pela expressão comentada por Peres et al. (1996):

$$ETc = \frac{1}{Lv} \cdot \left[\frac{\Delta(Rn - G) + \frac{f \cdot \rho \cdot Cp \cdot (e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \right] \quad (25)$$

onde, LE é a evapotranspiração da cultura, em mm.hora^{-1} ; Lv é o calor latente de vaporização ($2,45\text{MJ.kg}^{-1}$); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor d'água saturado vs temperatura (kPa.K^{-1}); Rn é saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{hora}^{-1}$); G é o fluxo de calor do solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{hora}^{-1}$); f é um fator de conversão do tempo (3600s.hora^{-1}); ρ é a densidade do ar ($1,1\text{kg.m}^{-3}$); Cp é o calor específico do ar para pressão constante ($1,01 \times 10^{-3}\text{MJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$); e_a é a pressão de vapor d'água (kPa); e_s é a pressão de vapor d'água de saturação (kPa); γ é o coeficiente psicrométrico ($0,066\text{kPa.K}^{-1}$); r_a é a resistência aerodinâmica (s.m^{-1}) e r_c é a resistência da cultura (s.m^{-1}).

A inclinação da curva de pressão de vapor saturado é dada pela expressão:

$$\Delta = \frac{2503}{(T + 237,3)^2} \cdot \exp\left[\frac{17,27 \cdot T}{(T + 237,3)}\right] \quad (26)$$

onde, T é a temperatura, em K .

A evapotranspiração da cultura (LE) de cada hora foi multiplicada pelo calor latente de vaporização (Lv), para encontrar LE em $\text{MJ.m}^{-2}.\text{hora}^{-1}$. O fluxo de calor sensível (H) foi determinado como resíduo dos fluxos de Rn , LE e G , em $\text{MJ.m}^{-2}.\text{hora}^{-1}$. Os fluxos diários para cada um dos termos do balanço de energia foram obtidos pelo somatório dos seus respectivos fluxos horários.



4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos resultados desse estudo se concentrou entre dezembro de 1998 a agosto de 1999, quando as plantas tinham idade de 82 a 340 dias após o corte (dac). Essa decisão foi tomada pela falta de dados de perfil de vento para antes dos 82dac. As datas do período experimental e seus correspondentes dias após o corte da cana-de-açúcar podem ser vistos na tabela I (em anexo).

4.1 Condições Meteorológicas da Área de Estudo

Foram acompanhadas as condições de temperatura, umidade relativa e velocidade do vento através da EMA. Para essas variáveis, as alturas dos instrumentos usados nas análises foram de 2,75m, 2,75m e 9,7m, respectivamente. Os dados utilizados de precipitação pluviométrica vieram de duas fontes: da empresa CINAI (Companhia Alagoas Industrial), localizada cerca de 8km a Leste do experimento; e da Estação Meteorológica de Maceió (INMET).

4.1.1 Temperatura Média do Ar

4.1.1.1 Variação Média Diária ao Longo do Experimento

A variação média da temperatura do ar (figura 5) apresentou, apesar das mudanças de um dia para o outro, uma tendência de redução, notavelmente a partir de 190dac, com a aproximação dos meses chuvosos. A temperatura variou de 28°C, aos 82dac (16/12/98), a 21°C, aos 336dac (27/08/99), e sua média foi de $25 \pm 1,6^\circ\text{C}$.

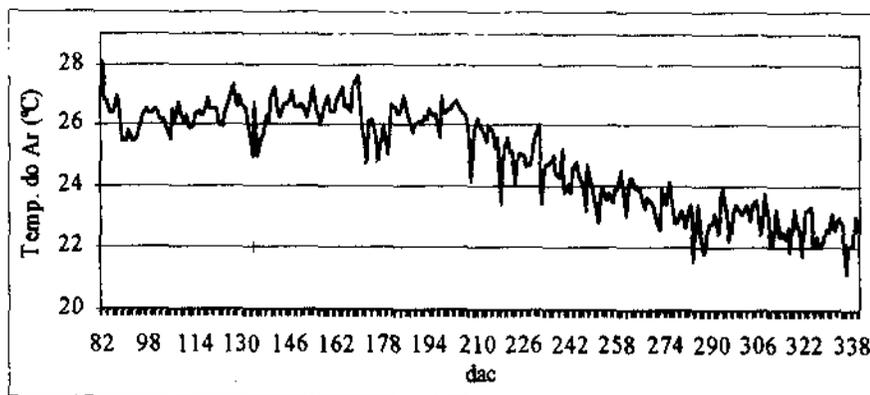


Figura 5 – Variação média diária da temperatura do ar (°C) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 2,7m).

4.1.1.2 Ciclo Diário Médio do Experimento

A figura 6 apresenta o ciclo diário médio e seus desvios-padrões de janeiro a agosto de 1999. O ciclo diário foi bastante típico com máxima às 13h ($29\pm 2^{\circ}\text{C}$), mínima às 5h ($22\pm 1,6^{\circ}\text{C}$) e média de $25\pm 2,7^{\circ}\text{C}$. Os maiores desvios ocorreram próximo do meio dia local e os menores durante a madrugada. Na tabela 2 (em anexo) foram apresentadas as médias da temperatura, além dos extremos de cada mês e suas respectivas amplitudes térmicas. Nessa tabela, observa-se que as médias de janeiro a abril (98 a 217dac) foram as mais altas e muito próximas entre si (em torno de 26°C) e com máximas que chegaram a $32,4^{\circ}\text{C}$, porque nessa época a energia global era maior no sistema. A temperatura decresceu nos demais meses até alcançar $22,5^{\circ}\text{C}$, em agosto, cuja máxima desse mês foi de $28,6^{\circ}\text{C}$.

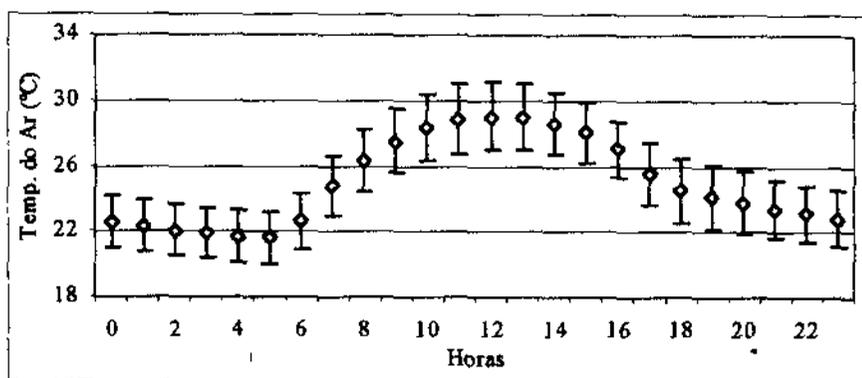


Figura 6 – Ciclo diário médio e desvios-padrões da temperatura do ar (°C) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 2,7m).



4.1.2 Umidade Relativa do Ar (UR)

4.1.2.1 Variação Média Diária ao Longo do Experimento

Como no caso da temperatura, a variação dos valores médios diários da UR apresentou dois períodos distintos correspondendo às estações seca e chuvosa (figura 7). A transição entre as duas estações é bastante nítida situando-se em torno de 210dac. A mínima foi de 71,4%, aos 84dac (18/12/98), a máxima de 99%, aos 232dac (15/05/99) e, a média foi de $83 \pm 6,2\%$.

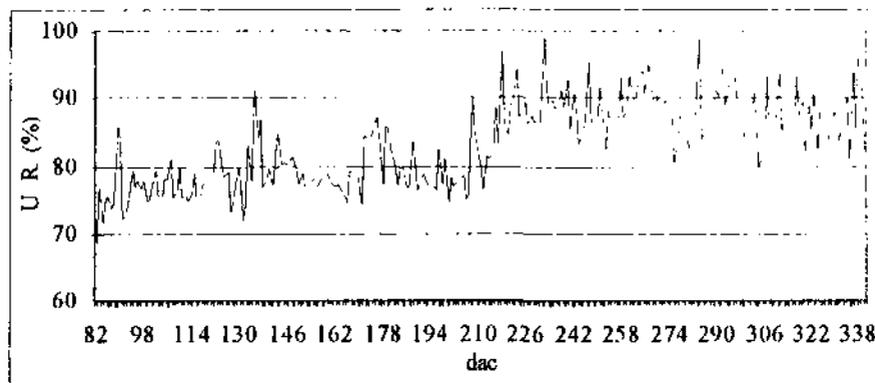


Figura 7 – Variação média diária da umidade relativa (%) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 2,7m).

4.1.2.2 Ciclo Diário Médio do Experimento

O ciclo diário médio e os desvios-padrões da umidade relativa podem ser vistos na figura 8. Como se sabe, a UR se comporta de forma inversa à temperatura fato que se confirmou no caso presente. A média geral foi de $83 \pm 13\%$, a máxima de $97,5 \pm 2,4\%$ e a mínima de $63 \pm 10,6\%$. Na tabela 3 (em anexo) foram apresentadas as médias, bem como os extremos de máxima e mínima da UR em cada mês, além de suas respectivas amplitudes. Pela tabela, a UR média entre janeiro e abril não superou a $79,8 \pm 15,2\%$, enquanto, nos outros meses, foi bem superior, entre $87,5 \pm 13,7\%$ e $89 \pm 11,6\%$.

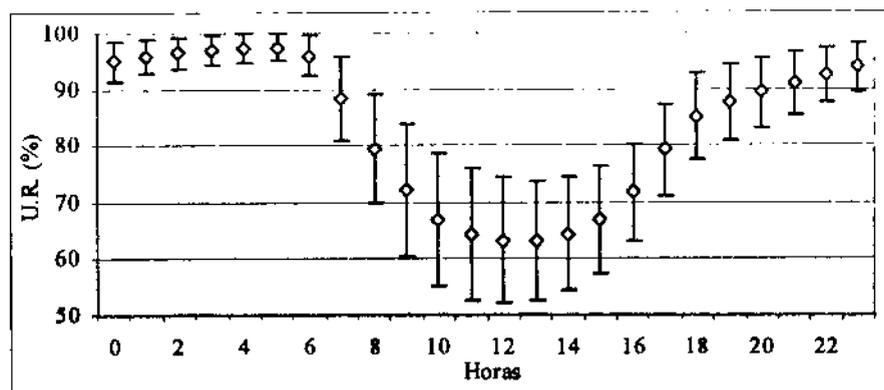


Figura 8 – Ciclo diário médio e desvios-padrões da umidade relativa (%) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 2,7m).

4.1.3 Velocidade Média do Vento

4.1.3.1 Variação Média Diária ao Longo do Experimento

A direção do vento não estava disponível no período experimental, por causa da falta de instrumento. Mas as médias diárias (médias aritméticas) da velocidade do vento, apontaram para uma mudança de estação por volta de 210dac (figura 9), se bem que não tão nítida como nos casos anteriores. De uma maneira geral, pode-se dizer que o vento diminuiu do início até cerca 210dac e, em seguida, manteve-se mais ou menos constante. A partir dos 265dac, surgiu uma pequena tendência para aumento. A velocidade do vento variou de $6,5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (82dac, no dia 16/12/98) a $1,5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (218dac, no dia 01/05/99) e, a média foi de $2,9\pm 0,9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

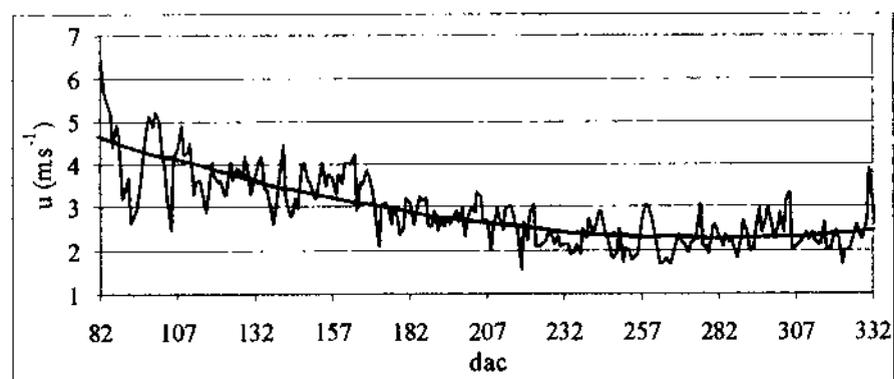


Figura 9 – Variação média diária da velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo do experimento, 16/12/98 a 31/08/99 (altura de 9,7m).

4.1.3.2 Ciclo Diário Médio Mensal

O ciclo diário médio mensal da velocidade do vento (figura 10), obtido em termos de médias aritméticas, apresentou diferenças significativas no período que vai do meio dia local até a meia noite. Os ventos podem ser divididos em 2 grupos: no primeiro (janeiro a março) atingiram os mais altos valores (máximas) entre 6 e 7 $m.s^{-1}$, e com diminuição lenta no período da tarde até a meia-noite; no segundo (maio a agosto) as suas máximas não ultrapassaram a 4,5 $m.s^{-1}$ e ocorreram 02 horas mais cedo do que aquelas do primeiro grupo. A sua diminuição, após a máxima, ocorreu quase que exclusivamente durante à tarde, atingindo valores mais constantes após as 23h (janeiro a março) e após as 18h (maio a agosto). Abril se mostrou como um mês intermediário entre os dois grupos, sua máxima foi da ordem de 5 $m.s^{-1}$.

Um fator físico, que poderia explicar a formação de dois grupos com comportamentos de ventos distintos, seria a maior disponibilidade de energia na forma de calor sensível durante os primeiros meses (verão). Isso tende a provocar um abaixamento da pressão atmosférica local e um aumento no gradiente horizontal de pressão, gerando brisas marítimas mais intensas nessa época. Por outro lado, a pressão atmosférica, ditada pela grande escala, é maior no inverno sobre a costa, diminuindo o gradiente horizontal de pressão e enfraquecendo os ventos nessa época.

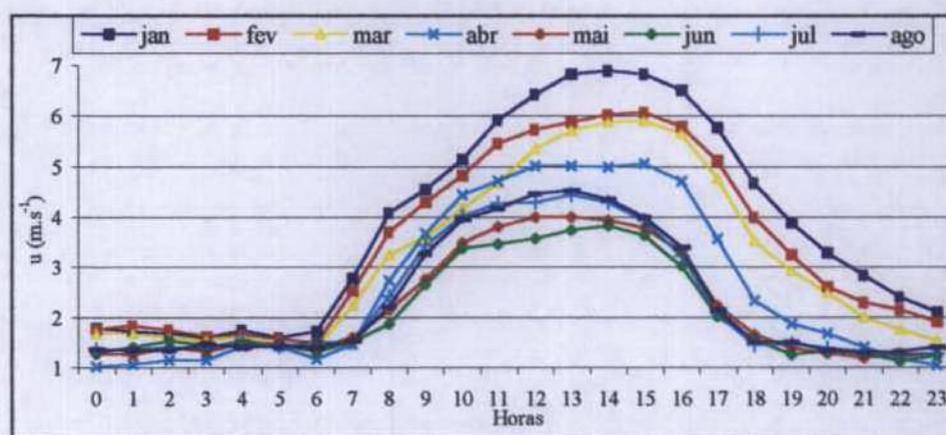


Figura 10 – Ciclo diário médio mensal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) de janeiro a agosto de 1999 (altura de 9,7m).

4.1.4 Precipitação Pluviométrica

Os valores mensais de precipitação para o ano de 1999, nas duas estações, e comparados com a normal climatológica de Maceió, no período de 1961-1990 (INMET), são mostrados na figura 11. Em virtude da indisponibilidade de dados da CINAL para os últimos meses de 1999 e levando-se em conta que o experimento foi de janeiro a agosto, a figura se refere somente a esse período. A princípio, percebe-se claramente que os meses considerados de 1999 foram mais secos, em relação ao histórico da região. Na estação de Maceió, a redução anual foi de 43%. No período de janeiro a agosto a redução foi de 48% (Maceió) e de 54% (CINAL) em relação ao histórico, onde o maior declínio surgiu em abril (86% em Maceió e 88% na CINAL) e, a menor, em agosto, ficando em torno de 22% para as duas localidades. A tabela 4 (em anexo) mostra as precipitações das duas localidades e seus respectivos percentuais de chuva em relação a normal climatológica. Nessa tabela, o total de chuvas para o período analisado foi de 1824mm (normal climatológica), contra apenas 942mm, em Maceió, e 837mm na CINAL. As duas localidades tiveram reduções percentuais de, aproximadamente, 48% e 54%, respectivamente, em relação a normal climatológica.

A menor incidência de chuvas nos referidos meses de 1999, deve-se à presença de um "El Niño" nesse ano. Esse fenômeno é reconhecido por reduzir as chuvas em todo o nordeste do Brasil, incluindo a região do experimento.

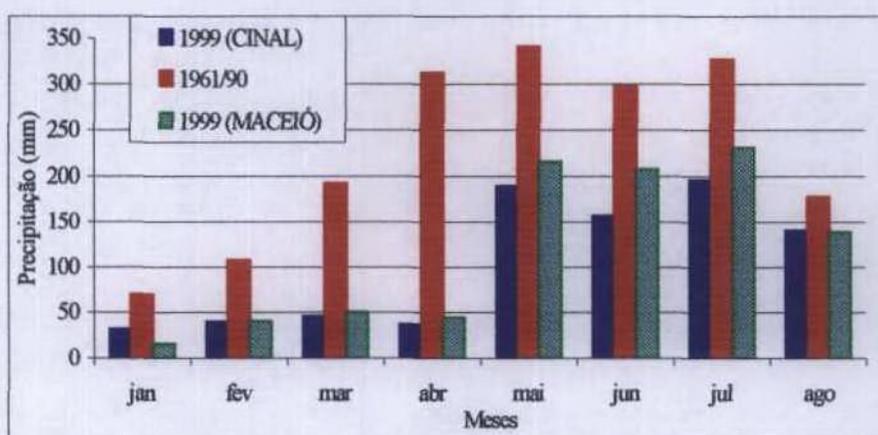


Figura 11 – Precipitações (mm) nos meses de 1999 para a CINAL e Maceió e normal climatológica para o período de 1961 a 1990.

A figura 12 apresenta a série temporal de precipitação, ao longo do experimento, obtido pela CINAL. Nessa figura, o período mais seco (82 a 210dac), que foi até final de abril, teve total de precipitação de 131mm, com uma máxima diária que chegou a 26mm. No período mais úmido (211 a 340dac), até final de agosto, esse total foi de 762mm e uma máxima diária que atingiu 53mm.

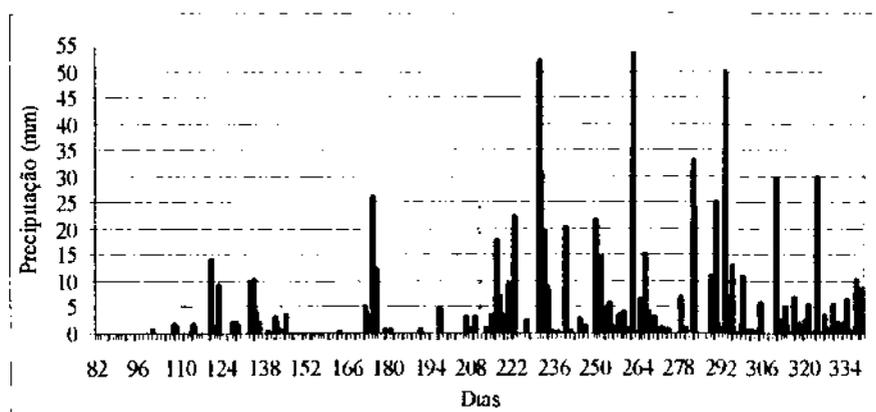


Figura 12 – Série temporal de precipitação (mm) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99). Fonte: CINAL.

4.2 Parâmetros de Crescimento

Os parâmetros de crescimento analisados, altura do dossel (**ad**) e índice de área foliar (**IAF**), foram obtidos durante as amostragens quinzenais, entre outubro de 1998 e agosto de 1999, correspondendo a toda fase de crescimento vegetativo do canavial.

4.2.1 - Altura do Dossel (**ad**)

A altura da copa ou dossel variou de alguns centímetros, aos 63dac, a pouco mais de 2,6m (340dac), conforme se observa na figura 13. Tendo em vista que, na fase de crescimento vegetativo, as plantas crescem de forma exponencial (Magalhães, 1979), foi feito um ajuste exponencial a partir dos valores amostrais, obtendo um ótimo coeficiente de determinação ($r^2=0,989$). A curva resultante serviu como indicativo para avaliar se o crescimento, a cada amostragem, se encontrava ou não próximo do padrão exponencial. Com exceção dos últimos

valores amostrais (próximos da maturação), os demais estiveram muito perto do padrão exponencial. As taxas de crescimento, quase constantes, a partir da 16ª amostragem (293dac) indicaram que, provavelmente, para a variedade de cana estudada e dentro das condições ambientais existentes, o crescimento vegetativo foi da ordem de 290 dias.

Apesar da existência de “El Niño”, a cana-de-açúcar teve uma fase de crescimento bem definida, porque a partir de maio houve maior incidência de chuvas em relação aos meses anteriores. No entanto, para conhecer a real influência do “El Niño” sobre o experimento, teria que se analisar o crescimento das plantas, nessa mesma área, em um período com boas precipitações, ou seja, quando não houvesse a influência do referido fenômeno climático.

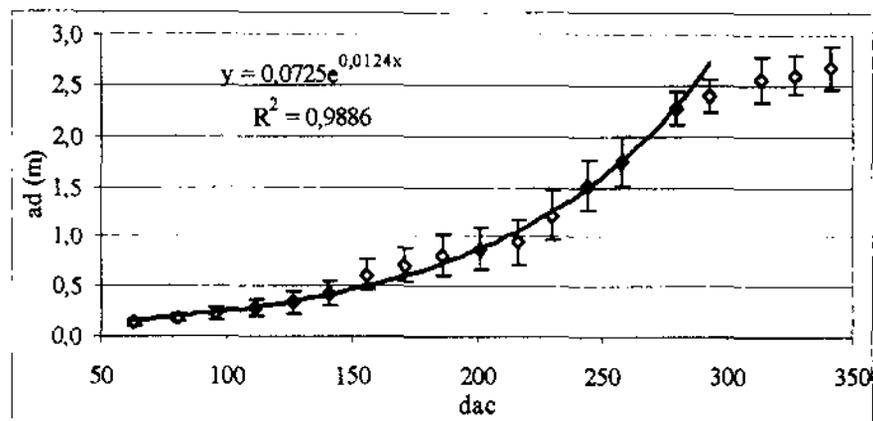


Figura 13 – Variação da altura do dossel (m) da cana-de-açúcar, cv. 70-1143, ao longo do experimento (27/11/98 a 31/08/99).

4.2.2 - Índice de Área Foliar (IAF)

Considerado um dos principais parâmetros de crescimento, o IAF está intimamente ligado ao desenvolvimento da planta e, portanto, tem um comportamento bastante parecido ao de ad. A figura 14 mostra que o IAF variou de 1,05 (aos 63dac) a 7,7 (aos 327dac) e média de 4,3. Esses valores são muito semelhantes aos encontrados por Teruel et al. (1997), que ficaram entre 6 e 7 para um cultivo de cana irrigada em fase final de crescimento. Um ajuste exponencial, entre IAF quinzenal e dac (variável independente), teve resultado muito bom ($r^2=0,9569$).

Comparando os valores obtidos com o padrão exponencial, percebe-se que, apesar do El Niño, o crescimento foi satisfatório. Nota-se também, a existência de dois períodos em que o crescimento esteve um pouco acima do padrão exponencial (156-186dac e 244-279dac) e um

em que esteve abaixo (201-216dac). Esses eventos certamente estão associados à combinação entre fatores climático e fisiológico. Por exemplo, a primeira vez que os valores de IAF estiveram abaixo do padrão foi no mês de abril onde, conforme já mencionado, houve a maior redução de precipitação.

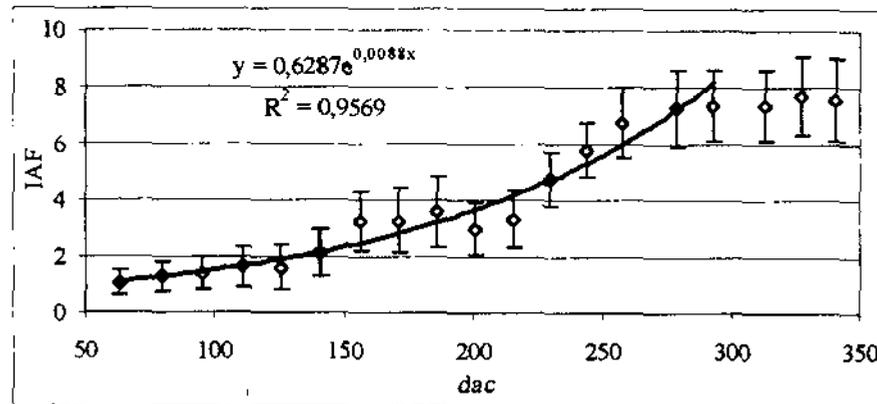


Figura 14 – Variação do índice de área foliar da cana-de-açúcar, cv. SP70-1143, ao longo do experimento (27/11/98 a 31/08/99).

O ajuste linear entre IAF e *ad* foi muito bom ($r^2=0,968$) e mostrou que um pode ser estimado a partir do outro com boa precisão, principalmente nos primeiros quatro meses (figura 15).

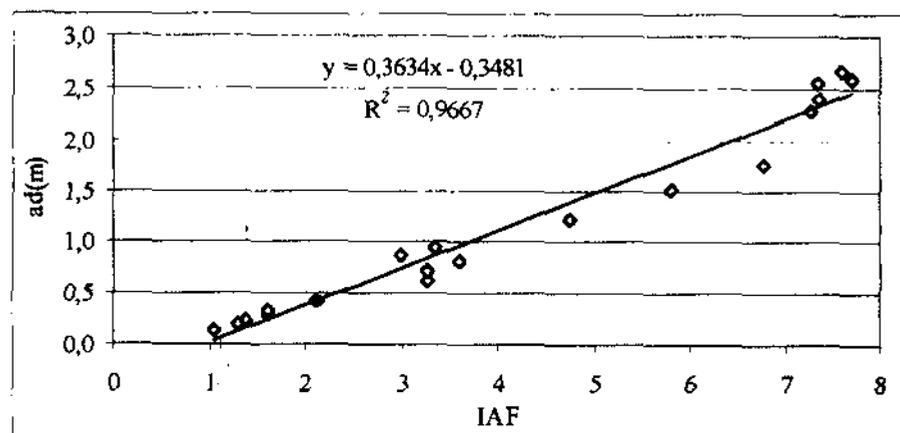


Figura 15 – Ajuste linear entre índice de área foliar (IAF) e altura do dossel (*ad*).

4.3 Parâmetros Aerodinâmicos

A determinação dos parâmetros aerodinâmicos d e z_0 , pelo método iterativo e, para todos os dados, somente foram possíveis entre 08 e 16 horas. A hipótese que explica esse fato, baseia-se no padrão local do vento que, segundo D'Almeida Rocha (1999), é marcado por brisas marítimas e terrestres e, principalmente, por ventos fracos à noite. Para as horas do nascer e do pôr do sol, os ventos estavam mais fortes, acima de 2m.s^{-1} , de janeiro a março (ver figura 10), mas o porte das plantas ainda era pequeno para que se pudesse determinar d . Entre 08 e 16 horas, todos os perfis tiveram excelentes ajustes de velocidade do vento em função do logarítmico de $z-d$. Os coeficientes de determinação (r^2) ficaram entre 0,98 e 1, por conta de haver apenas 4 níveis de medidas, considerado o número mínimo para estudos dessa natureza.

A discussão dos resultados de d e z_0 foram feitos em duas etapas. Em primeiro lugar, para facilitar o entendimento, abordou-se o período depois de 245dac (parâmetro d estabelecido no dossel) e, em seguida, o período antes de 245dac.

4.3.1 Período depois de 245dac

A) Deslocamento do Plano Zero (d)

Os valores calculados de d , entre 246 a 340dac, são apresentados na figura 16. Esse parâmetro apresentou uma tendência de aumento ao longo de todo o período, estando ligado ao padrão de crescimento do canalial (ver figura 13).

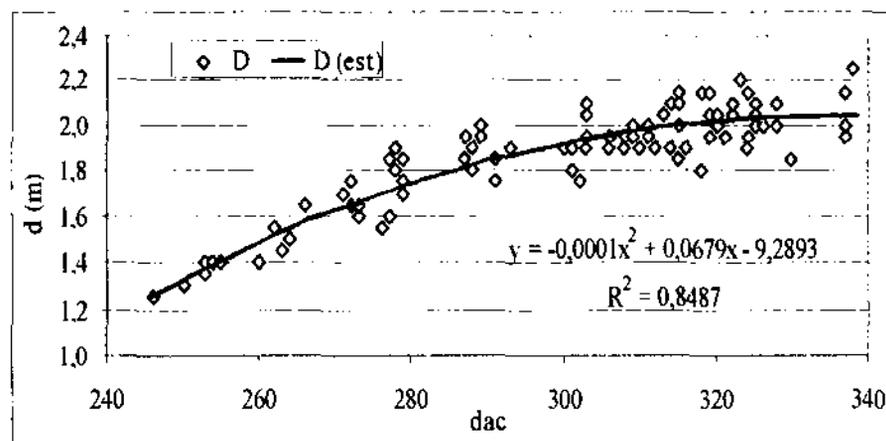


Figura 16 – Valores diários do deslocamento do plano zero pelo método iterativo e suas estimativas de 29/05/99 a 31/08/99.

Como se observa na figura 16 não foi possível obter valores diários do deslocamento do plano zero, possivelmente, por causa das condições de vento e estabilidade. Logo, estimativas diárias foram feitas e tiveram um coeficiente de determinação muito bom ($r^2=0,85$). Com base no ajuste polinomial, verificou-se que d variou de 1,2m (246dac) a 2m (340dac), tendo crescimento diário mais rápido até os 300dac (taxa média de $0,01\text{m}\cdot\text{dia}^{-1}$) para, em seguida, ser bem inferior (taxa média de $0,004\pm 0,002\text{m}\cdot\text{dia}^{-1}$, a partir dos 301dac). O período em que as taxas médias diárias de crescimento desse parâmetro foram mais altas, deve-se ao crescimento mais intenso do dossel vegetativo. Após os 300dac, os termos d e ad coincidentemente diminuíram as suas taxas diárias de crescimento até serem quase nulas nos últimos dias. Essas taxas foram mais baixas para d exatamente quando as de ad foram as menores ($0,005\text{m}\cdot\text{dia}^{-1}$), além de que o IAF apresentou taxas nulas de crescimento. Os resultados acima estão em concordância com alguns estudos apresentados no item 2.6, onde o deslocamento do plano zero está muito associado com o porte físico e com a densidade do dossel das plantas.

B) Comprimento de Rugosidade (z_0)

A figura 17 mostra os valores calculados de z_0 e a sua curva de ajuste entre 246 e 340dac. O parâmetro teve uma tendência de crescimento mas não muito acentuada e com grande variabilidade.

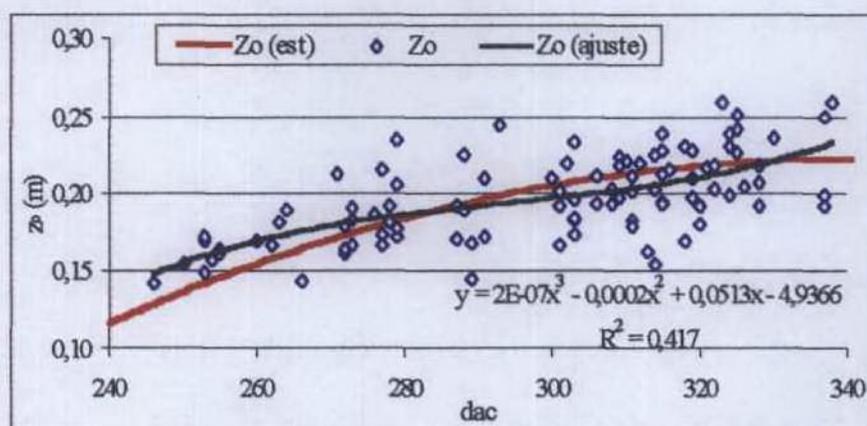


Figura 17 – Valores diários do comprimento de rugosidade pelo método iterativo e suas estimativas de 29/05/99 a 31/08/99.

As estimativas diárias de z_0 tiveram um coeficiente de determinação muito baixo ($r^2=0,42$), conforme visto na figura 17. O valor de $0,107\pm 0,014$ foi usado para estimar,

diariamente, o referido parâmetro. Esse valor representa a média geral da razão diária de z_0/d obtidos pelo método iterativo entre 246 e 340dac.

A curva dos valores estimados de z_0 , em função de z_0/d , mostra que o menor valor foi de 0,1m (246dac) e o maior de 0,2m (337 e 340dac). A taxa média de crescimento foi de 0,001m.dia⁻¹ (até 300dac) e praticamente nulas após os 300dac, justamente quando as plantas haviam parado de crescer.

C) Relação entre os Parâmetros Aerodinâmicos e a Altura do Dossel

A razão deslocamento do plano zero e altura do dossel (d/ad) manteve-se praticamente constante entre 246 e 340dac. A média foi de $0,78 \pm 0,01$, com máxima de 0,8 (257 a 259dac) e mínima de 0,75 (279dac). Logicamente, como o comprimento de rugosidade teve uma equivalência média de 0,1 em relação ao deslocamento do plano zero, a razão z_0/ad também manteve valores muito próximos ao longo dos dias, com média de 0,08 e variação de 0,086 (254 a 261dac) a 0,081 (277 a 282dac).

As razões médias de d/ad e z_0/ad apresentadas acima foram semelhantes com os resultados de outras pesquisas prévias com diferentes vegetações, destacando-se os trabalhos de: Sellers (1965) e Oke (1978) com algumas culturas; Legg et al. (1981), em um trabalho com a cultura do feijão; Kustas et al. (1989) com o algodão; Vogt & Jaeger (1990) em uma floresta de pinus; McGinn & King (1990) com a cultura do milho; dentre outros.

4.3.2 Período antes de 245dac

Para a determinação do deslocamento do plano zero e do comprimento de rugosidade entre 82 e 245dac foram feitas duas tentativas (modelos empíricos).

A) Modelo 01

Os valores calculados do comprimento de rugosidade, entre 82 e 245dac, podem ser observados na figura 18. No geral, o conjunto de dados manteve um crescimento próximo do linear até cerca de 175dac. Entre 176 e 207dac ele foi quase constante, sem qualquer crescimento destacável e, de 208 a 245dac passou a ser mais próximo do exponencial. A variação ficou entre 0,03m (92dac) e 0,7m (223dac) e sua taxa média de crescimento teve

valor de $0,003 \pm 0,020 \text{ m.dia}^{-1}$ (entre 82 e 175dac) e de $0,01 \pm 0,17 \text{ m.dia}^{-1}$ (entre 208 e 245dac). O período com as maiores taxas de crescimento para z_0 e, também, para altura das plantas estão diretamente associados (ver figura 13). A razão média de z_0/ad foi igual a $0,3 \pm 0,1$, considerada muito alta.

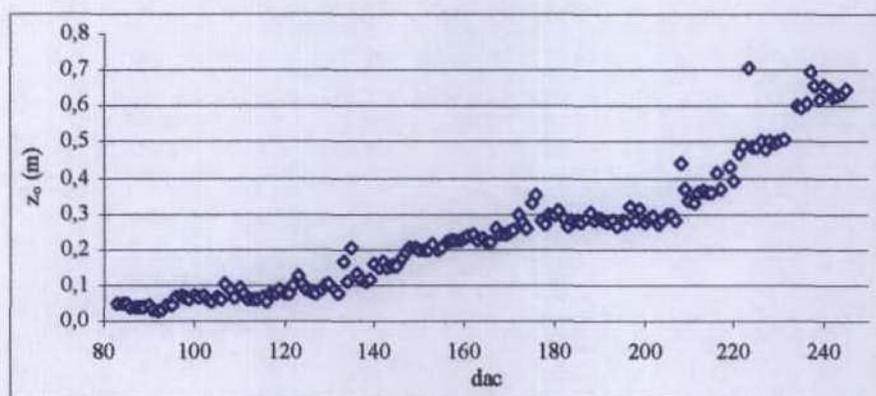


Figura 18 – Valores diários de comprimento de rugosidade pelo método analítico no período de 82 a 245dac (16/12/98 a 28/05/99).

O conjunto completo dos resultados do modelo 01 foi apresentado na figura 19 e envolveu o comportamento de ad (para todo o experimento), de z_0 e d (método iterativo) e z_0 (método analítico). Observou-se que, no dia 207dac, as estimativas do deslocamento do plano zero e os valores calculados do comprimento de rugosidade, pelo método analítico, se encontraram. Logo, teoricamente e, de acordo com o modelo 01, aos 207dac o parâmetro d se estabeleceu no canalial.

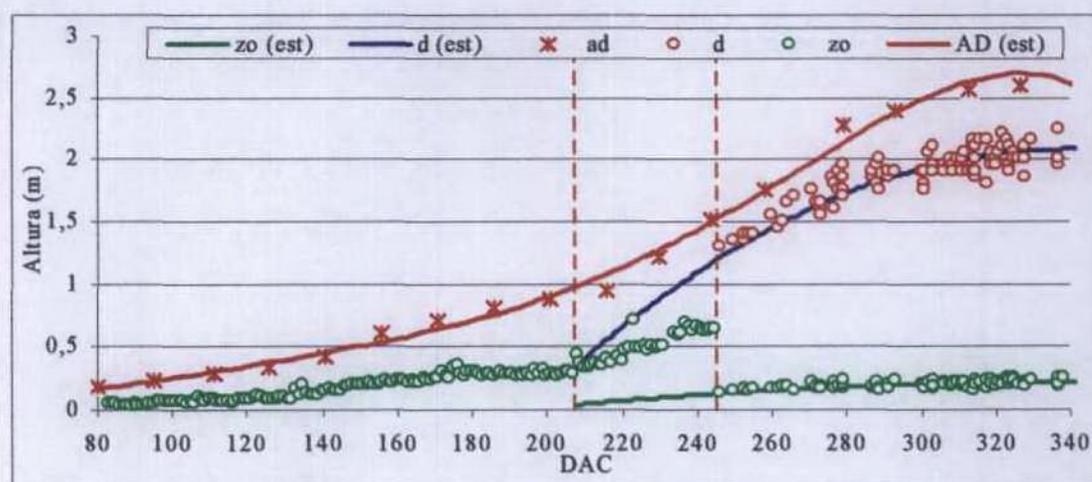


Figura 19 – Primeiro modelo empírico do comportamento dos parâmetros aerodinâmicos ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

O modelo não forneceu um resultado satisfatório uma vez que os valores de z_0 , determinados pelo método analítico, foram muito superiores àqueles encontrados através do método iterativo. Além disso, a relação entre comprimento de rugosidade e altura do dossel não esteve compatível com o que é usualmente encontrado na literatura ($z_0 \approx 0,07ad$). Diante disso, um segundo modelo empírico foi discutido.

B) Modelo 02

O ajuste linear entre deslocamento do plano zero e altura das plantas de 246 a 340dac (figura 20) serviu de base para a elaboração do segundo modelo. O resultado foi excelente ($r^2=0,99$) e, a partir da equação de ajuste linear, pôde-se estimar o parâmetro d para todo o período experimental (83 a 340dac).

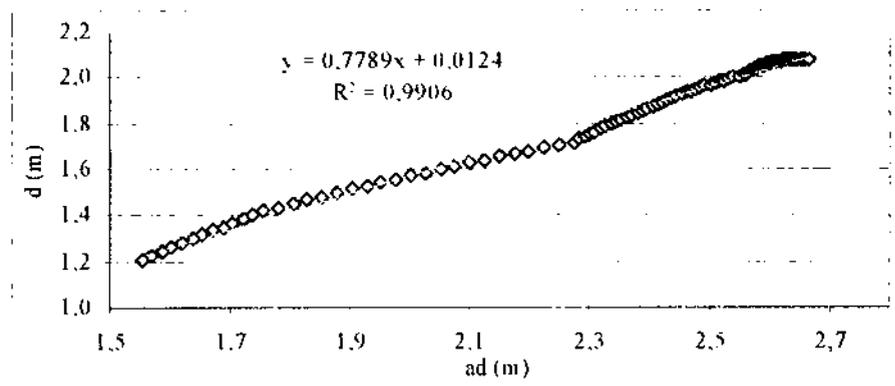


Figura 20 – Ajuste linear entre o deslocamento do plano zero e a altura do dossel no período de 246 a 340dac (29/05/99 a 31/08/99).

As estimativas do deslocamento do plano zero, para o modelo 02, são mostradas na figura 21. Percebe-se que tiveram um comportamento muito semelhante à altura do dossel das plantas (ver figura 13). Seus valores tiveram variação na ordem de 0,25m (antes de 117dac) a 2m (322 a 340dac). A taxa média de crescimento foi de $0,007 \pm 0,005 \text{ m.dia}^{-1}$ para todo o período, porém mais intensa entre 217 e 265dac, quando o valor chegou a $0,020 \pm 0,003 \text{ m.dia}^{-1}$, período de pleno crescimento das plantas. Entre 316 e 340dac, essas taxas foram praticamente nulas pela proximidade do período de maturação da cana-de-açúcar.

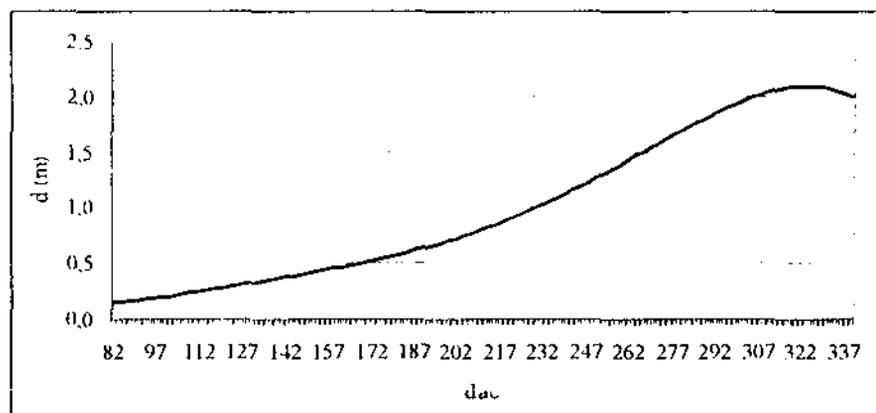


Figura 21 – Estimativas diárias do deslocamento do plano zero ao longo do experimento (16/12/99 a 31/08/99).

A figura 22 apresenta as estimativas do comprimento de rugosidade para todo o experimento. Tendo em vista que z_0 foi expresso como uma fração de d , ambos os comportamentos foram os mesmos, apenas variando quanto à magnitude. A variação foi de 0,02m (primeiros dias) a 0,2m nos últimos dias (337 e 340dac). De uma forma geral, a sua taxa média de crescimento não foi muito grande ($0,001 \pm 0,001 \text{ m dia}^{-1}$), porém, entre 217 e 295dac, ela foi mais intensa e variou de 0,002 a $0,001 \text{ m.dia}^{-1}$, coincidindo com o crescimento mais intenso das plantas. Após os 295dac, essas mesmas taxas foram decrescendo paulatinamente até se tornarem quase nulas aos 340dac, acompanhando a também lenta diminuição das taxas de crescimento do dossel.

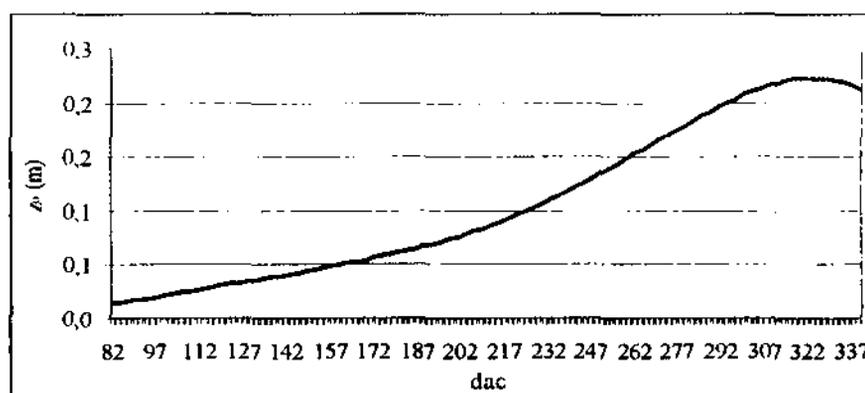


Figura 22 – Estimativas diárias do comprimento de rugosidade aerodinâmica ao longo do experimento (16/12/99 a 31/08/99).

O resultado final do modelo 02 pode ser visto na figura 23. No que se refere a razão d/ad , a máxima foi ao redor de 0,84, entre 83 e 92dac, mas seus valores se mantiveram muito próximos em todo o período, não havendo tendências de aumento ou diminuição significativas. A média geral da razão d/ad foi de $0,80 \pm 0,02$. Para a razão z_o/ad , a sua média geral foi igual a $0,085 \pm 0,002$, ou seja, aproximadamente 10% de d .

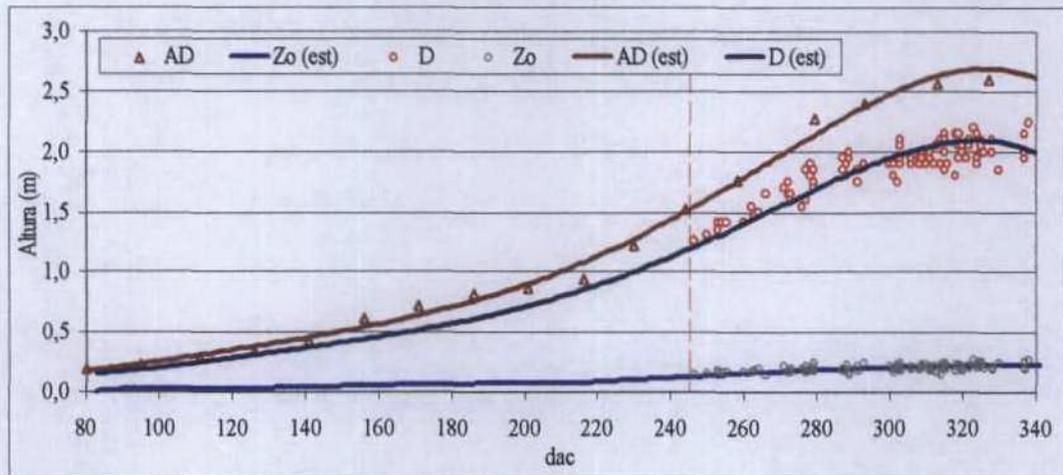


Figura 23 – Segundo modelo empírico do comportamento dos parâmetros aerodinâmicos ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

Por último, o que restaria saber com maior precisão seria o momento exato do pleno estabelecimento do dossel. Essa questão deveria ser objeto de um estudo específico com um perfil de vento mais bem documentado (6 a 10 níveis) e, se possível, medidas de alta frequência para a determinação da velocidade de fricção (u_*) através do método da correlação dos vórtices turbulentos. Com a disponibilidade de dados de u_* pelo referido método, caso o perfil de vento fosse logarítmico, seria perfeitamente possível determinar os parâmetros aerodinâmicos através da equação geral do vento.

4.3.3 Velocidade de Fricção

A velocidade de fricção (u_*) representa a velocidade de escoamento de um fluido como o ar atmosférico. Ela significa uma combinação entre as propriedades do fluido e aquelas do meio sobre o qual ele escoar. Trata-se de um importante parâmetro do ponto de vista aerodinâmico e, também, para o cálculo de fluxos energéticos e de momentum.

4.3.3.1 Variação Média Diária ao Longo do Experimento

A variação de u_* ao longo do experimento foi feita a partir dos valores médios diários (figura 24). Apesar da grande variabilidade observada de um dia para o outro, pôde-se identificar a sua tendência geral, utilizando para tal uma média móvel com intervalo de 15 dias, que foi o intervalo de tempo que melhor representou o comportamento geral da velocidade de fricção ao longo do experimento. Os valores foram praticamente constantes de 82 a 146dac, quando, em seguida, teve um curto período de crescimento (de 147 a 164dac) e, depois, um declínio até próximo de 180dac. Entre 181 e 222dac, não houve tendência para aumento ou diminuição, mas surgiu um novo declínio de 223dac até em torno de 235dac. Desse dia em diante, observou-se uma tendência de crescimento até o final do período.

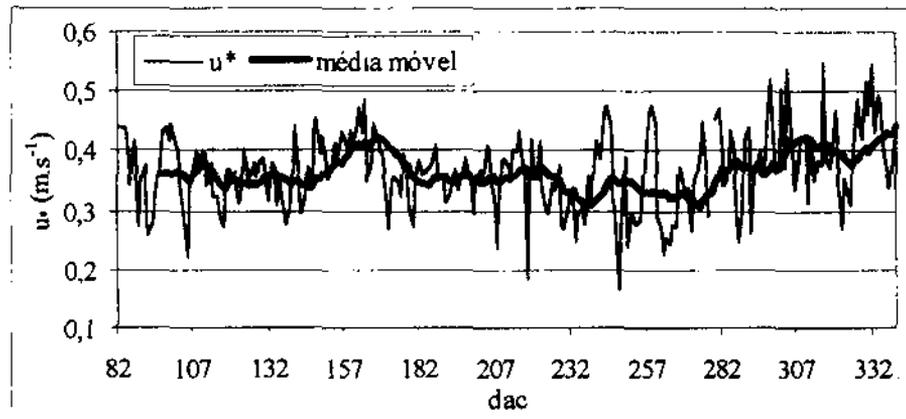


Figura 24 – Variação média diária da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

Os valores da velocidade de fricção variaram de $0,17m.s^{-1}$ (248dac) a $0,55m.s^{-1}$ (316dac) e com média geral de $0,37\pm 0,07m.s^{-1}$. Durante todo o período experimental ela esteve diretamente ligada a intensidade dos ventos (ver figura 9). Além do mais, o aumento dos parâmetros d e z_0 e, também, do IAF das plantas influenciaram na magnitude de u_* , que se mostrou ainda mais evidente a partir dos 245dac e foi até o final do experimento.

4.3.3.2 Ciclo Diário Médio Mensal

O comportamento diário médio mensal da velocidade de fricção para os 08 meses foi bastante curioso havendo um ciclo diário com duas máximas e duas mínimas: uma ocorreu

para o período dia/noite (entre 07 e 23 horas) e outra pela madrugada (figura 25). O período dia/noite teve início por volta das 07 horas até os valores de u_* atingirem um máximo, em torno das 13 e 14 horas. A partir desse momento, começou a decrescer quase que linearmente até próximo da meia noite. O ciclo da madrugada teve início em seguida e, cresceu até às 05 horas, para decrescer às 06 horas, exatamente numa hora em que os valores mensais de u_* estiveram muito dispersos, fato possivelmente atribuído à transição entre noite e dia. O pico secundário às 05 horas deve está associado ao ciclo diário da pressão atmosférica na região. Esse ciclo apresenta duas mínimas, uma às 04 horas e outra às 15 horas (Bernardo, 1999).

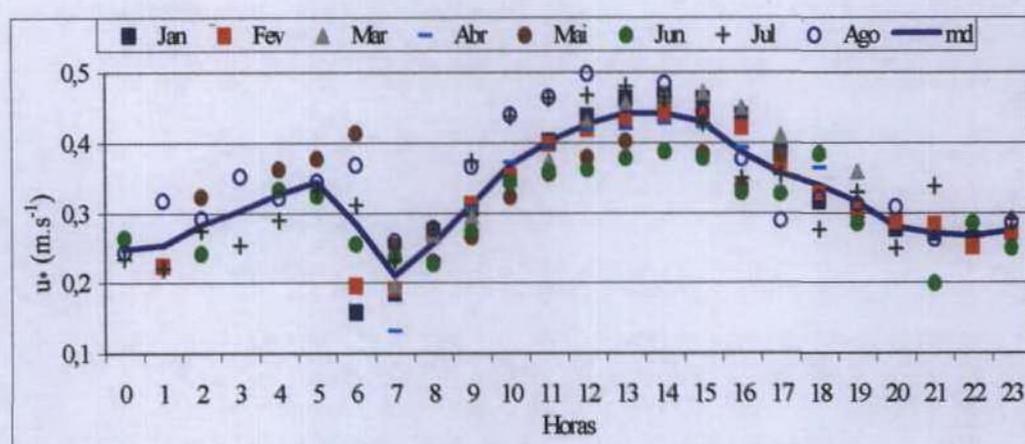


Figura 25 – Ciclo diário médio mensal da velocidade de fricção ($m.s^{-1}$) de janeiro a agosto de 1999.

A média geral foi de $0,32 \pm 0,08 m.s^{-1}$, com máxima de $0,44 \pm 0,09 m.s^{-1}$ (13 horas) e mínima de $0,2 \pm 0,1 m.s^{-1}$ (07 horas). Curiosamente, a velocidade de fricção pela madrugada somente surgiu a partir de maio, quando houve situações em que seus valores passaram pela filtragem (seleção), ou seja, ventos superiores a $0,5 m.s^{-1}$ (nível mais baixo) e coeficientes de ajustes lineares iguais ou maiores que 0,98, para o perfil do vento em função do logarítmico de $z-d$. Em julho e agosto o estabelecimento dessa situação foi mais freqüente.

A figura 26 apresenta o número total de dias com valores de u_* calculados, para cada hora. Percebe-se que, nas horas diurnas, principalmente entre 08 e 16 horas, o total de dias foi bem representativo, sendo de 212 a 240 dias, correspondendo de 60 a 70% dos dias do período experimental. Pela noite (a partir das 21 horas) e, também, em toda madrugada, os valores devem ser vistos com muitas ressalvas, porque eles foram bem reduzidos, entre 04 e 21 dias, representando apenas o máximo de 6% do total dos dias.

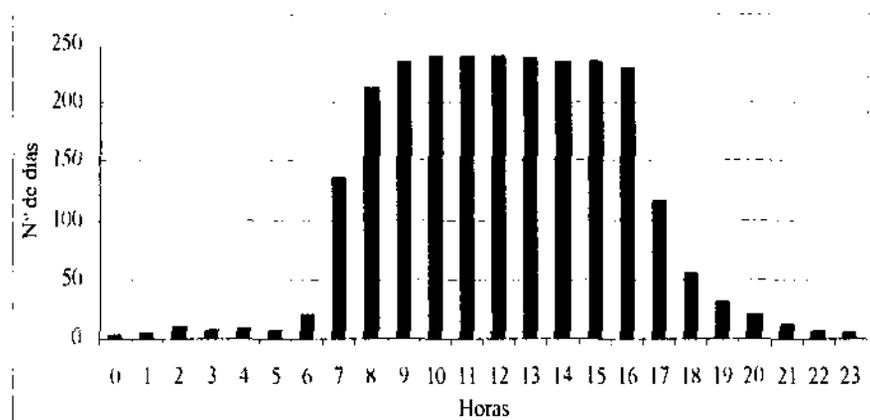


Figura 26 – Número de valores de velocidade de fricção calculados ao longo do experimento.

Procurando-se um melhor entendimento sobre u_* em função dos padrões sazonais de vento já mencionado no item anterior, foram plotados na figura 27 (janeiro a agosto de 1999), os ciclos diários médios mensais da velocidade de fricção e da velocidade do vento (altura de 9,7m). Informações sobre direção do vento não estiveram disponíveis nesse período, dessa maneira, não se pôde avaliar a real influência das brisas marítimas e terrestres sobre a região.

Verificou-se que os ciclos médios diários e as magnitudes dos desvios-padrões da velocidade de fricção, em todos os meses, acompanharam aos da velocidade do vento. Em junho e agosto, os desvios-padrões de ambos os termos se destacaram, principalmente, entre as 06 e 11 horas

Nos quatro primeiros meses (figura 27a), as diferenças de u_* foram quase insignificantes mesmo com a diminuição na intensidade dos ventos. A média geral foi de $0,35 \text{ m s}^{-1}$ com máxima de $0,47 \pm 0,07 \text{ m s}^{-1}$ (14 horas) e mínima de $0,13 \pm 0,05 \text{ m s}^{-1}$ (07 horas).

Os valores de u_* para maio e junho (figura 27b) tiveram uma magnitude ligeiramente inferior aos meses anteriores, variando de $0,4 \text{ m s}^{-1}$ (06 horas) a $0,2 \pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$ (21 horas), porque os ventos foram ainda mais fracos. Ademais, nesses meses, surgiram valores na madrugada acima de $0,24 \text{ m s}^{-1}$ e que não estiveram associados aos ventos nessas horas, que eram mais baixos e mais constantes. Nos meses de julho e agosto (figura 27b), os valores de u_* se distinguiram dos outros em três pontos: Primeiro, foi na amplitude, que alcançou o valor mais alto de $0,50 \pm 0,08 \text{ m s}^{-1}$; segundo, foi por terem registrado as máximas com duas horas de antecedência e, terceiro, foi que os valores noturnos se mantiveram altos e surgiram para quase todas as horas da noite. É importante ressaltar que essas particularidades de julho e agosto (279 a 340dac) estiveram também ligadas, além dos padrões de vento, a outros fatores como os parâmetros d e z_0 e ao estágio mais avançado de desenvolvimento das plantas.

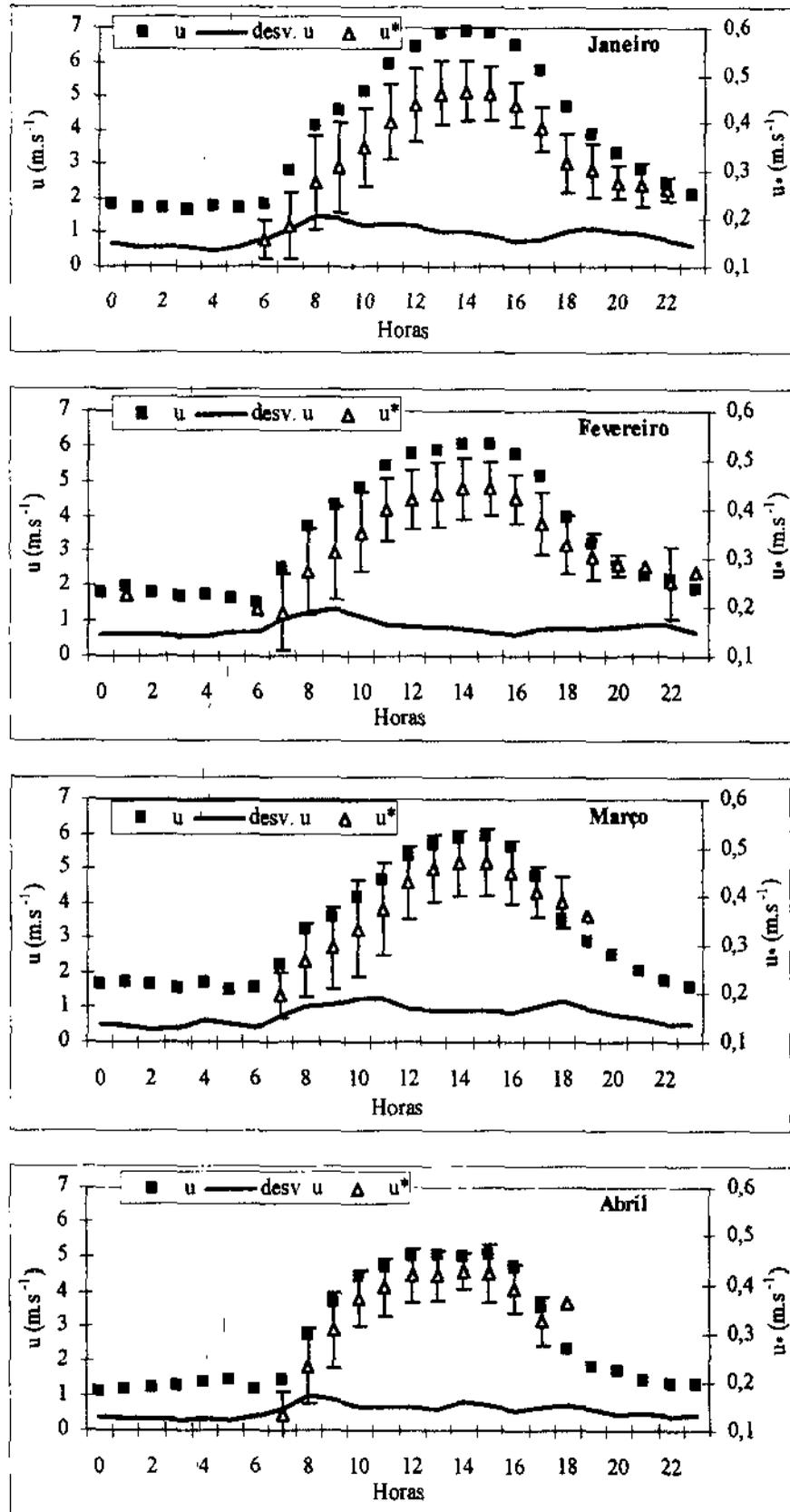


Figura 27a – Ciclo diário médio mensal e desvios-padrões da velocidade de fricção (m.s^{-1}) e da velocidade do vento (m.s^{-1}) de janeiro a abril de 1999.

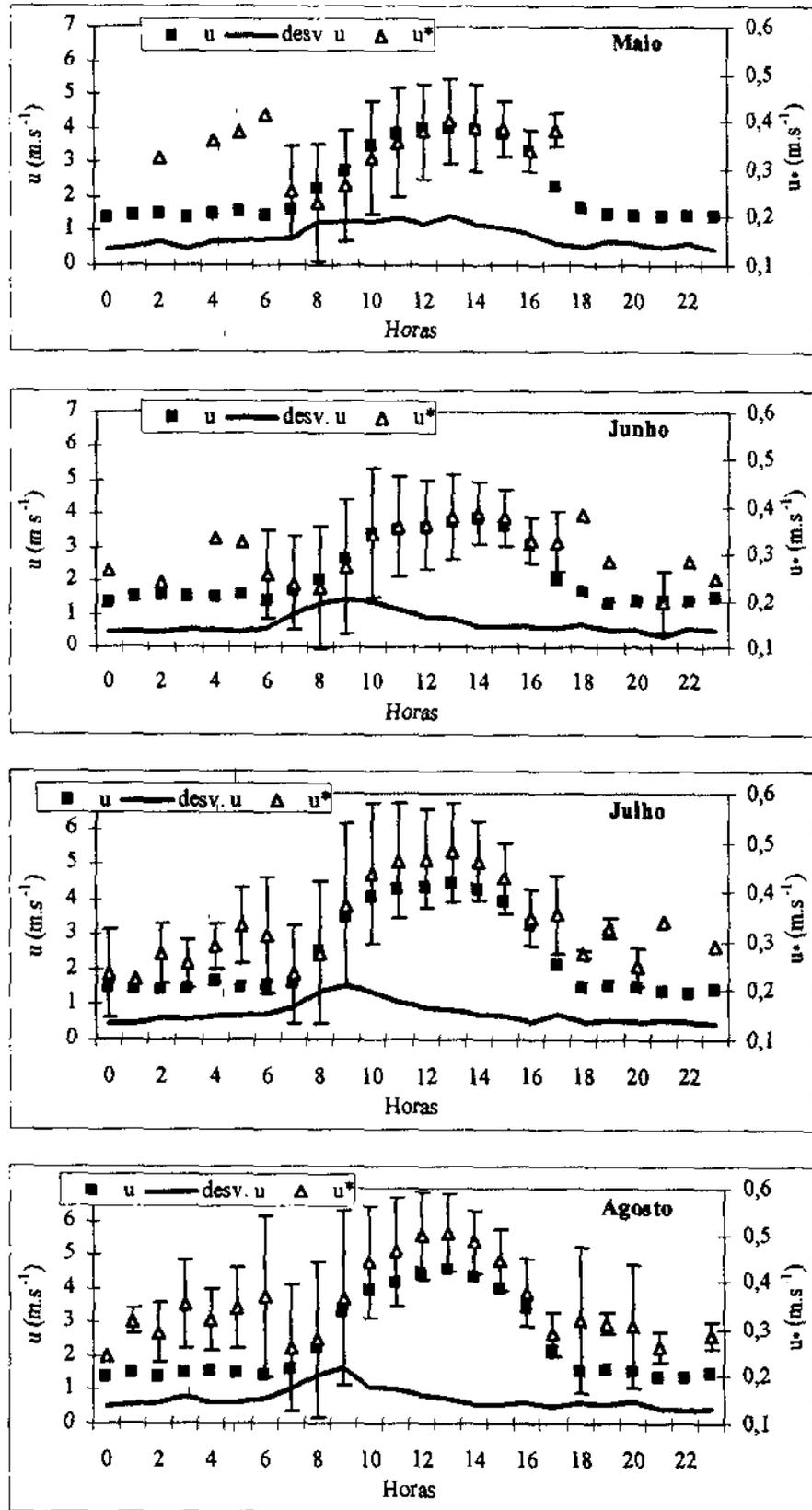


Figura 27b - Ciclo diário médio mensal e desvios-padrões da velocidade de fricção (m.s^{-1}) e da velocidade do vento (m.s^{-1}) de maio a agosto de 1999.

4.3.4 Resistência Aerodinâmica (r_a)

A resistência aerodinâmica (r_a) é um parâmetro que representa a resistência oferecida para a transferência de fluxos de energia, massa e momentum na interação atmosfera - superfície. É uma característica imposta pela superfície rugosa ao livre escoamento atmosférico, comportando-se de forma inversa à velocidade de fricção e/ou a velocidade do vento

4.3.4.1 Variação Média Diária ao Longo do Experimento

A figura 28 mostra a variação de r_a ao longo do experimento feito com os valores médios diários. Mesmo observando uma grande variabilidade dia após dia, pôde-se verificar uma tendência de decréscimo

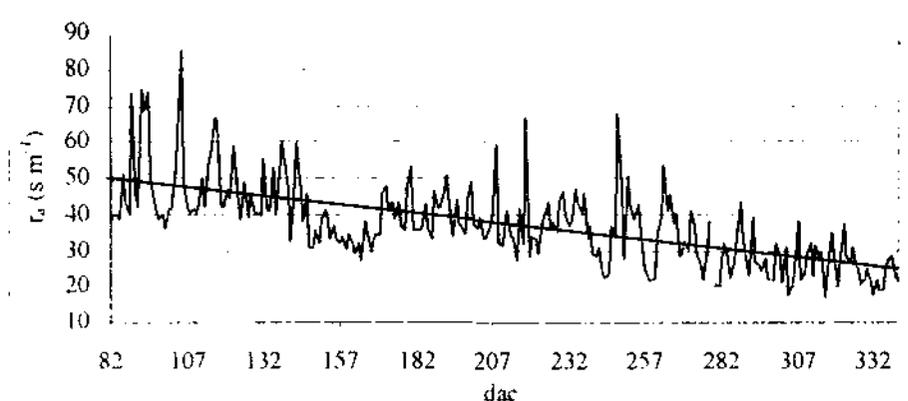


Figura 28 -- Variação média diária da resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

O declínio da resistência aerodinâmica entre 145 e 170dac, abaixo da linha de tendência, foi consequência direta do aumento na velocidade do vento, que também ficaram acima da sua linha de tendência, exatamente nesse intervalo de tempo. Os valores extremamente mais altos de r_a aos 105, 218 e 248dac coincidiram com ventos mais baixos.

O valor máximo da resistência aerodinâmica foi de $85,5s.m^{-1}$ (105dac) e a mínima de $17s.m^{-1}$ (316dac). A sua média geral foi de $37\pm 11s.m^{-1}$ e esteve próxima daqueles citados por Oke (1978), que encontrou média de $30s.m^{-1}$, em algumas culturas agrícolas.

4.3.4.2 Ciclo Diário Médio Mensal

O ciclo diário médio mensal da resistência aerodinâmica é apresentado na figura 29. Num plano geral fica visível o comportamento inverso em relação à velocidade do vento e a velocidade de fricção, inclusive apresentando um ciclo diário com duas máximas e duas mínimas. O valor médio mais alto foi às 07 horas, tendendo a decrescer no início da manhã e encontrarem os mais baixos valores entre 12 e 16 horas, quando foram praticamente constantes. Das 16 horas em diante eles tiveram um lento crescimento até encontrar um novo máximo à noite (22 horas). Em seguida declinaram durante a madrugada até o mínimo às 05 horas. No ciclo diário médio de r_a , as duas máximas foram de $67 \pm 40,5 \text{ s.m}^{-1}$ (07 horas) e $50 \pm 14 \text{ s.m}^{-1}$ (22 horas) e, as duas mínimas, de $28 \pm 33 \text{ s.m}^{-1}$ (05 horas) e $27 \pm 9 \text{ s.m}^{-1}$ (14 horas).

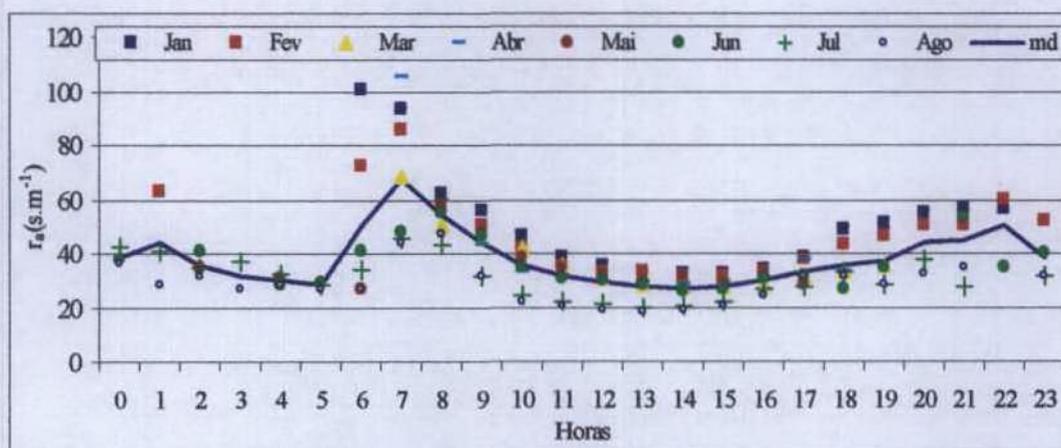


Figura 29 – Ciclo diário médio mensal da resistência aerodinâmica (s.m^{-1}) de janeiro a agosto de 1999.

Os valores mensais de r_a não apresentaram grandes variações no período diário, porém, entre 06 e 07 horas eles foram muito dispersos. Isso possivelmente ocorreu devido à transição noite/dia como já comentado, onde as turbulências foram maiores e, as brisas, não estavam bem estabelecidas, como nas horas do dia.

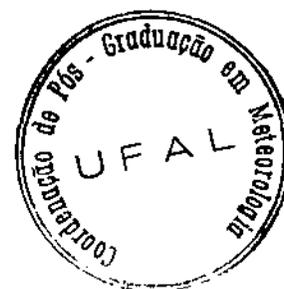
No período diurno, entre 08 e 14 horas, ainda foi possível distinguir dois grupos quanto à magnitude de r_a : Primeiro foi de janeiro a junho, que teve máxima de $62 \pm 24 \text{ s.m}^{-1}$ e mínima de $26 \pm 5 \text{ s.m}^{-1}$; e o segundo, entre julho e agosto, um pouco mais baixos, com máxima de $47,5 \pm 31 \text{ s.m}^{-1}$ e mínima de $18 \pm 3 \text{ s.m}^{-1}$. Isso ocorreu porque os valores de u_* foram maiores em julho e agosto.

Quanto ao período noturno, houve uma divisão ainda mais evidente, mas somente para a primeira metade (19 às 23 horas). Dessa vez, apenas janeiro e fevereiro se destacaram com crescimento constante até às 22 horas, consequência direta da redução da velocidade de fricção e da velocidade do vento. A máxima da resistência aerodinâmica foi de $60 \pm 17 \text{ s.m}^{-1}$ e a mínima de $47 \pm 9 \text{ s.m}^{-1}$. Para os demais meses, os valores mais altos de r_a não ultrapassaram a 39 s.m^{-1} , apesar de um único ponto de junho (21 horas) ter sido muito grande e que chegou a se equiparar com os primeiros meses. Vale lembrar que as ressalvas feitas aos valores de u mensais, entre 20 e 23 horas e para toda madrugada (ver figura 26), devem ser aplicadas, também, para os valores de r_a nas mesmas horas. Nessas horas, eles foram pouco representativos do período experimental, correspondendo apenas no máximo a 6% do total dos dias de estudo.

4.4 Estimativa Diária da Resistência da Cultura (r_c)

A resistência da cultura (r_c) é um parâmetro que mede a capacidade da planta de exercer maior ou menor resistência à passagem de vapor d'água do interior das folhas para o meio externo. É uma variável inerente à própria planta, onde a sua fisiologia funciona como fator regulador desse processo. Fatores ambientais, como a umidade e o saldo de radiação, interferem na sua variação. Fatores da própria cultura, como o índice de área foliar, podem contribuir para o seu aumento ou diminuição.

A figura 30 mostra o conjunto de valores de r_c durante o período de observações, o qual apresentou uma tendência geral de declínio. O comportamento geral é natural, pois com o crescimento da cultura e o aumento da área foliar, a condutância de vapor d'água do interior da planta para a atmosfera tende a ser maior, em detrimento da resistência foliar ou resistência da cultura. Além disso, o aumento na disponibilidade de umidade com a proximidade dos meses mais chuvosos, favoreceram ainda mais a abertura dos estômatos, que são cavidades microscópicas presentes nas folhas que liberam vapor d'água para a atmosfera, diminuindo, com isso, a resistência da cultura aos fluxos de vapor d'água.



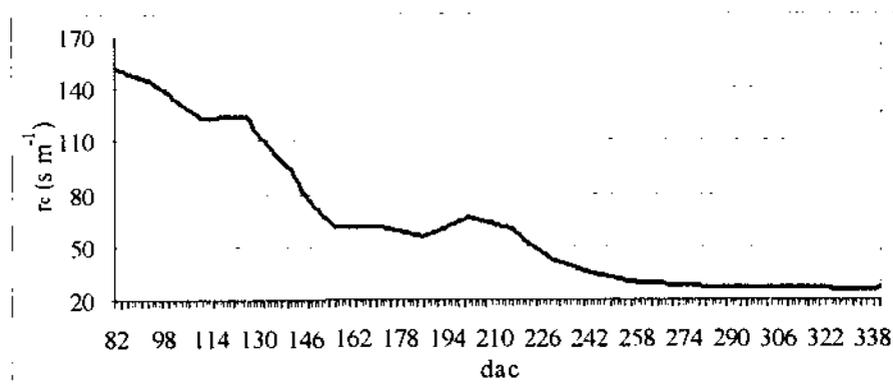


Figura 30 – Variação média diária da resistência da cultura ($s.m^{-1}$) ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

A resistência da cultura variou de $151s.m^{-1}$ (83dac) a $26s.m^{-1}$ (327dac), quando o índice de área foliar era de 1,3 a 7,7. A taxa média de decréscimo foi de $-0,5\pm 0,8s.m^{-1}.dia^{-1}$ e, mais acentuado entre 127 e 156dac, quando essa taxa foi de $-2,1\pm 0,5s.m^{-1}.dia^{-1}$. Nos dias seguintes, as taxas de decréscimo foram insignificantes até chegar aos 187dac, quando durante quinze dias, verificou-se um leve aumento nos valores de r_c a uma taxa média de $0,75\pm 0,08s.m^{-1}.dia^{-1}$, devido, exclusivamente, à redução do índice de área foliar (figura 14). Após esse curto período, os valores voltaram a decrescer um pouco mais rápido no começo, para ficarem mais ou menos constantes nos últimos dias. A média geral da r_c foi de $63\pm 39s.m^{-1}$, compatível com os resultados obtidos por Thompson & Boyce (1972) apud Peres et al. (1999), que registraram, para a cana-de-açúcar, valores médios de r_c da ordem de $75\pm 3s.m^{-1}$, com uma variação de 50 a $100s.m^{-1}$. Meginn & King (1990), também encontraram valores semelhantes, para a cultura do milho, estando entre 50 e $100s.m^{-1}$.





4.5 Balanço de Energia

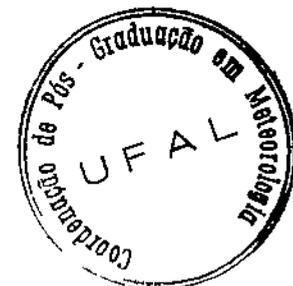
4.5.1 Método da Razão de Bowen

O método da razão de Bowen é uma importante ferramenta para a determinação dos fluxos de calor sensível e latente. É um método exigente quanto à precisão dos sensores que medem os gradientes de temperatura e umidade do ar uma vez que, em muitos casos, os gradientes são da ordem do limite de precisão dos sensores.

Os resultados obtidos não foram satisfatórios pois, em muitas ocasiões, os balanços mensais de energia estiveram muito desequilibrados e com valores inaceitáveis. Os meses de janeiro e abril, por exemplo, alcançaram fluxos máximos de calor sensível (H) que chegaram a ser na ordem de 200% e 700% superiores aos respectivos saldos de radiação (R_n) nas horas mais quentes do dia.

Tendo em vista que o resultado ficou longe do esperado, resolveu-se apresentar apenas os ciclos diários médios mensais, excluindo os horários onde os valores de H e/ou LE foram absurdos. Eles são apresentados na figura 31 (janeiro a julho).

De janeiro a abril (figura 31a), houve dois meses (janeiro e abril) onde a maioria dos valores de calor sensível e latente foram eliminados. Já em fevereiro e março foi possível ter balanços mais equilibrados. No entanto, observou-se uma predominância absoluta do processo evaporativo, pois a maioria da energia disponível foi canalizada para o fluxo de calor latente (LE) - 75% em fevereiro e 66% em março. Esses resultados são incompatíveis com um ambiente agrícola em época de restrições hídricas, e cultivado sem o uso da irrigação (ver figura 11). Além disso, o IAF não estava muito desenvolvido (entre 1,5 e 3), ou seja, a superfície foliar ainda era pequena para liberar grande quantidade de vapor d'água para o meio. Os meses de maio a julho (figura 31b) também apresentaram demanda de energia para evaporar água bem superior (acima de 80% do saldo de radiação), sendo justificado pela maior disponibilidade de umidade (ver figura 11).



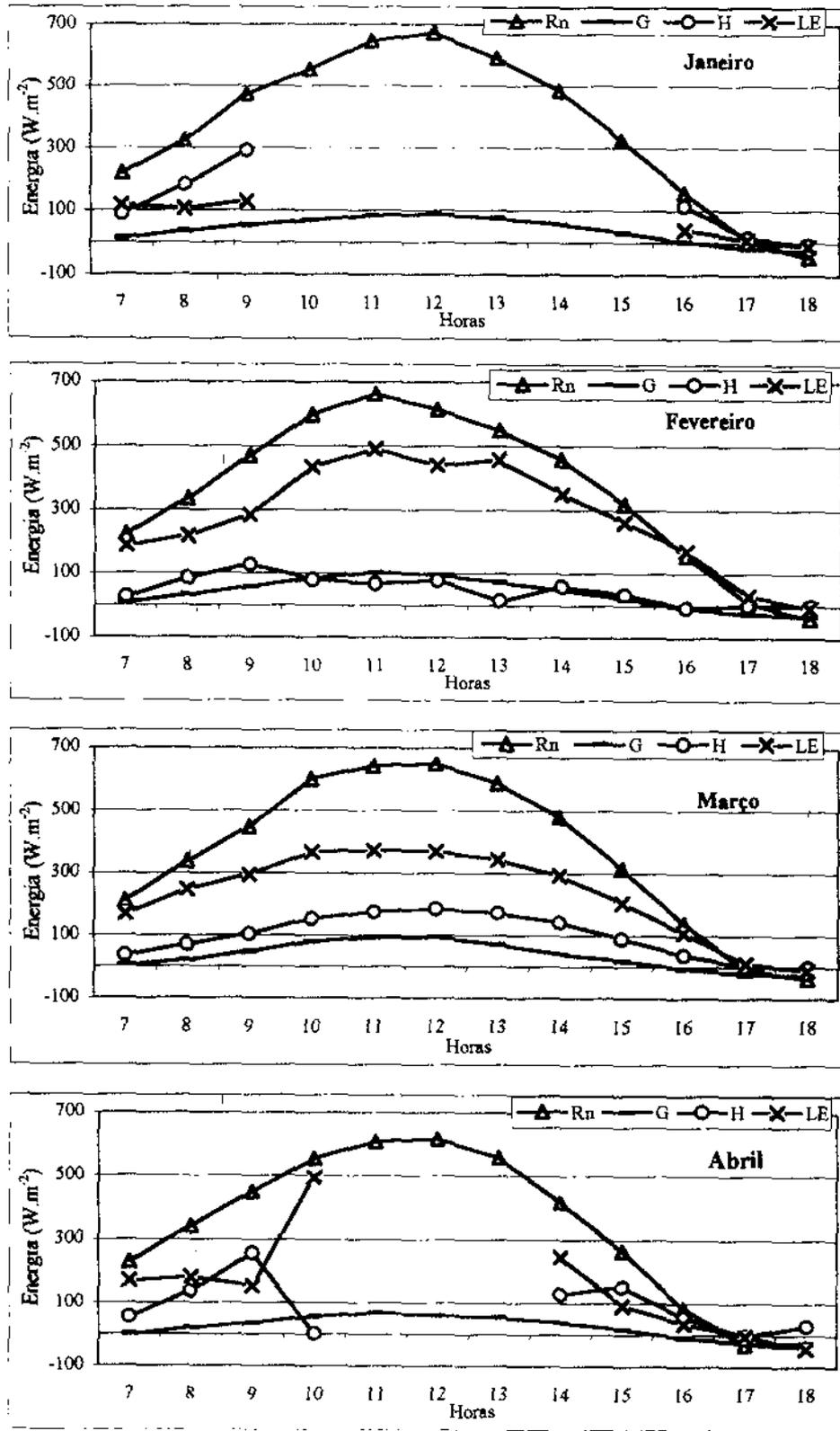


Figura 31a – Balanços de energia diários médios mensais pelo método da razão de Bowen de janeiro a abril de 1999.

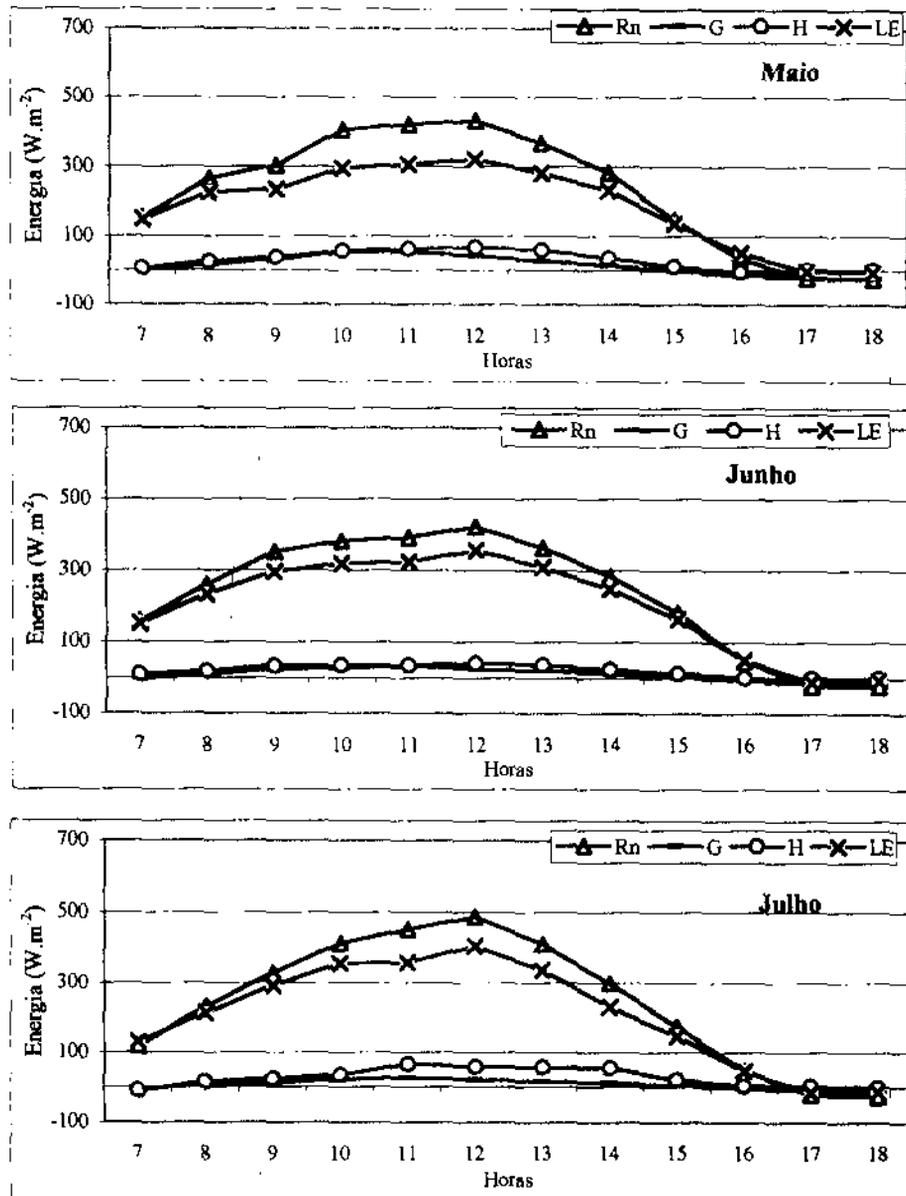


Figura 31b - Balanços de energia diários médios mensais pelo método da razão de Bowen de maio a julho de 1999.

O fato dos balanços de energia não apresentarem resultados coerentes se deve à fadiga do equipamento que esteve em funcionamento desde julho de 1996, bem antes do período experimental. A comprovação disso é que em agosto passaram a apresentar falhas e em setembro deixaram de funcionar. Segundo o laudo técnico do fabricante eles foram afetados pelo sal marinho. Em função desse problema nos sensores o balanço foi realizado também através de outro método que não exige gradientes, conforme se discutiu a seguir.

4.5.2 Método de Penman-Monteith

As taxas de evapotranspiração em culturas agrícolas podem ser estimadas pelo método de Penman-Monteith (1965). Ele é considerado como um dos mais completos, porque utiliza tanto variáveis meteorológicas e termodinâmicas quanto aquelas resultantes dos processos fisiológicos das plantas, como a resistência da cultura e, também, a resistência aerodinâmica, ambos obtidos nas seções anteriores. Por ser um método padrão é muito recomendado para a calibração de modelos empíricos.

Os valores médios diários, ao longo do período experimental, dos componentes do balanço de energia podem ser vistos na figura 32a (**Rn** e **LE**) e 32b (**H** e **G**). Deve-se ressaltar que o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo foram obtidos de medidas diretas, o calor latente pelo método de Penman-Monteith e o calor sensível como resíduo. A primeira observação bastante evidente foi a passagem do período seco para o chuvoso por volta de 210dac. O saldo de radiação (**Rn**) teve uma tendência muito pequena de decréscimo durante o período seco, com valor médio da ordem de $15\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. No período chuvoso, observou-se uma média global de **Rn** de $10,4\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, inferior ao período de verão. Isso já era esperado, tendo em vista que no inverno o sol se inclina mais para o hemisfério norte, aumentando a nebulosidade e diminuindo a energia disponível no hemisfério sul. O período das chuvas apresentou dois ciclos: o primeiro teve início por volta de 240dac, com média de $6\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e cresceu até cerca de $14\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ perto de 275dac, quando passou a diminuir até atingir o mínimo de $2\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, aos 295dac. O segundo ciclo teve início nesse momento e foi até 324dac, quando alcançou $15,6\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, daí em diante a tendência foi de diminuição até o final do experimento quando chegou a casa de $8\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

Quanto aos fluxos diários de calor latente e sensível naturalmente que acompanharam o comportamento do saldo de radiação, principalmente na época mais chuvosa, onde se verificaram tendências iguais. Na época mais seca, curiosamente, houve crescimento de **LE** e diminuição de **H**. Essa situação fisicamente não condiz com as teorias, pois nessa época, devia-se esperar menor demanda de calor latente e maior predomínio do calor sensível sobre a repartição da energia disponível. No início do experimento, os fluxos de **LE** e **H** foram quase iguais em magnitude (próximo dos $7\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), entre 82 e 140dac, para em seguida (de 141 a 170dac), o calor latente aumentou mais rapidamente e, em conseqüência, houve diminuição do calor sensível. Nos dez dias posteriores, **H** mostrou valores mais altos em resposta a um correspondente aumento de **LE** na mesma magnitude; em seguida, entre 180 e até perto de 217dac, **LE** aumentou e **H** reduziu. A partir do começo das chuvas houve naturalmente

predominância do fluxo de calor latente. Outro aspecto que também contribuiu para a maior liberação de energia na forma de vapor, além do aumento da umidade ao longo dos meses (ver figuras 11 e 12), foi o próprio crescimento da superfície foliar no canavial que, logicamente, aumentou a área física das plantas para liberação de vapores de água.

Para o fluxo de calor no solo (G) houve uma tendência nítida de decréscimo a partir dos 170 dias. É interessante notar que neste momento não havia iniciado ainda o período chuvoso, portanto, a redução só pode ser atribuída ao crescimento do dossel vegetativo que passou a sombrear cada vez mais a superfície do solo impedindo a chegada de radiação solar.

Os valores médios e de extremos no período seco e chuvoso dos termos do balanço de energia são apresentados na tabela 5 (em anexo). Na tabela, observou-se que houve uma redução de 31% no saldo de radiação, 20% no fluxo de calor latente, 37% no fluxo de calor sensível e 66% no fluxo de calor no solo, quando da passagem dos meses mais secos para os mais chuvosos.

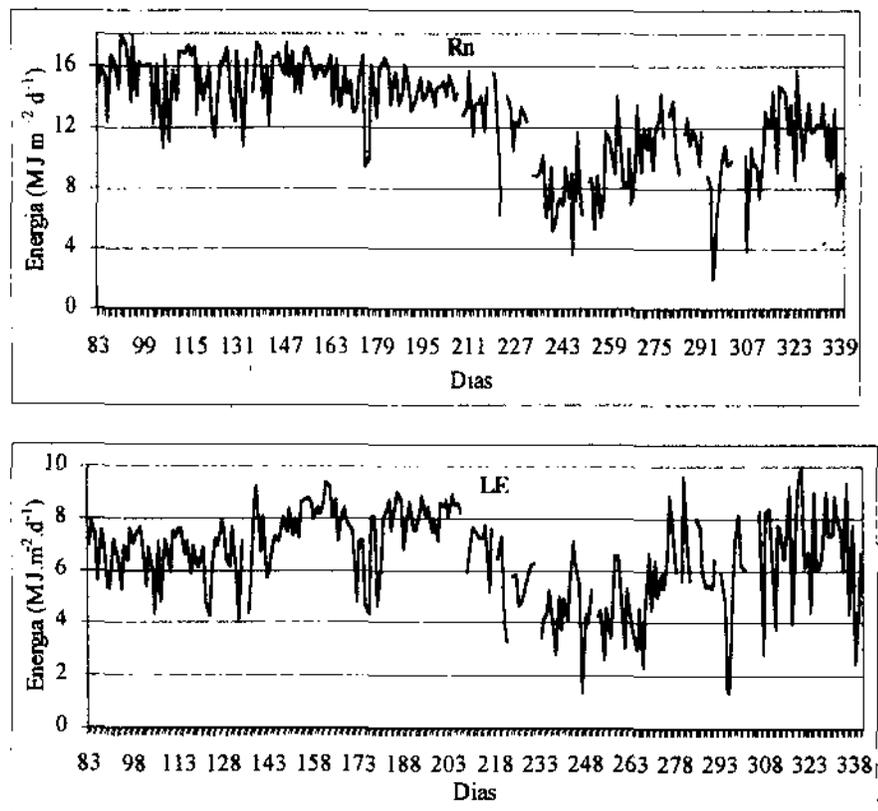


Figura 32a – Variações médias diárias do saldo de radiação e do fluxo de calor latente pelo método de Penman-Monteith ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

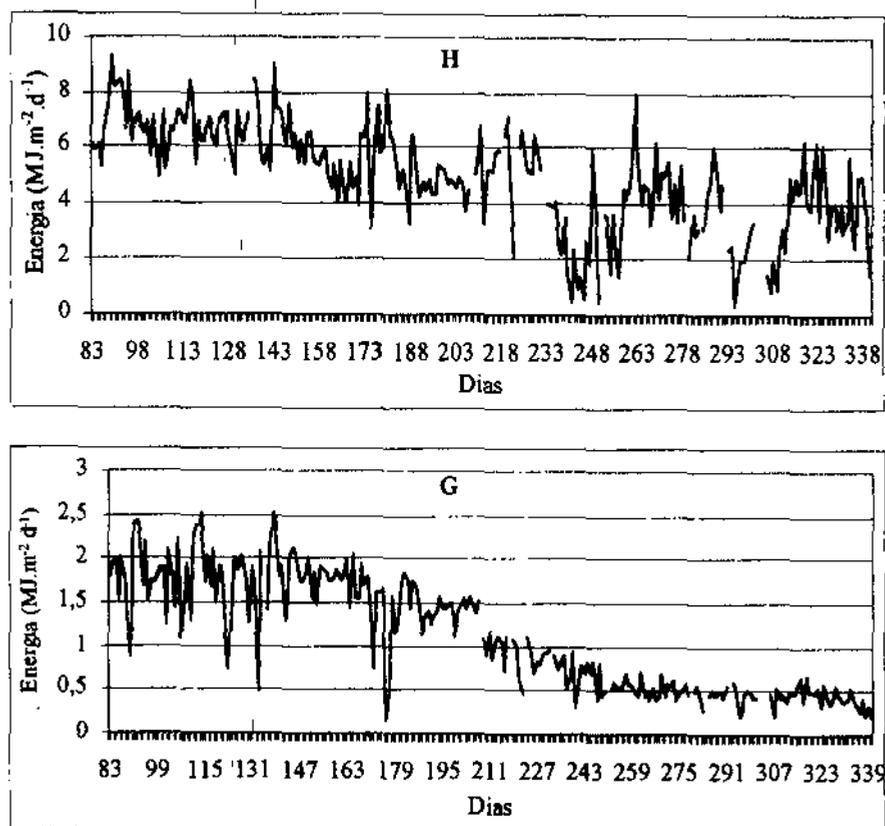


Figura 32b – Variações médias diárias do fluxo de calor sensível e do fluxo de calor no solo pelo método de Penman-Monteith ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99).

Visando um maior detalhamento do parcelamento de energia pelo método de Penman-Monteith, foram feitas análises dos ciclos diários dos balanços energéticos médios mensais (figura 33). De uma forma geral, pode-se afirmar que o fluxo de calor sensível foi sempre maior no período matinal, podendo ser em toda a manhã, como em janeiro, ou apenas uma hora, como no caso de abril. No período da tarde, o predomínio foi do calor latente que, na maioria das vezes, chegou até a superar o saldo de radiação. Quanto à magnitude da energia disponível, foi possível distinguir dois grupos: de janeiro a abril com ciclos diários médios mensais que chegaram a alcançar entre 617W.m^{-2} e 660W.m^{-2} , nas horas mais quentes (de 11 às 12 horas); e de maio a agosto, que não superou o valor de 497W.m^{-2} por causa do inverno.

Os meses de janeiro a abril (figura 33a) tiveram comportamento e magnitude muito parecidos quanto ao fluxo de calor sensível e de calor latente. Uma das poucas diferenças esteve no momento em que o calor latente passou a superar o sensível. Em janeiro foi às 14 horas e nos demais ocorreu cada vez mais cedo chegando a ser às 10 horas em abril. Essa diferença horária, para o predomínio dos fluxos de calor latente entre os meses, foi uma

consequência direta da magnitude das médias diárias mensais da resistência aerodinâmica. Na medida que os valores de r_a caíram pelo dia, propiciaram no aumento do calor latente estimado pelo método de Penman-Monteith e, também, numa redução do calor sensível, já que esse último foi calculado como resíduo.

Os valores extremos foram respectivamente de: 659 e 93W.m⁻² (**Rn**); 313,5 e 127,5W.m⁻² (**LE**); 90,8 e -7W.m⁻² (**G**) e 300 e -38W.m⁻² (**H**). A razão **LE/Rn** teve variação média mensal de 0,47 a 0,55 contra apenas 0,36 a 0,4 para **H/Rn**, indicando maior demanda de energia para evaporar água, que foi aumentando com os meses.

Os meses de maio a agosto (figura 33b) também foram semelhantes entre si, sendo que o calor latente foi superior ao calor sensível a partir das 12 e 13 horas (maio e junho) e às 10 horas (julho e agosto), tendo a mesma explicação dos primeiros meses. Dessa vez, os fluxos máximos e mínimos foram respectivamente de: 496 e 43W.m⁻² (**Rn**); 282 e 78W.m⁻² (**LE**); 206 e -54W.m⁻² (**H**) e 54,7 e -14W.m⁻² (**G**). A média mensal de **LE/Rn** variou de 0,5 a 0,6 e para **H/Rn** foi de 0,3 a 0,4, mostrando situação semelhante aos primeiros meses.

Os resultados obtidos pelo método de Penman-Monteith ainda tiveram alguns pontos intrigantes quanto à magnitude dos fluxos de energia: Primeiro foi que, nas médias diárias ao longo do experimento, a maior demanda de energia para evaporação surgiu muito cedo (aos 145dac) quando ainda não havia umidade suficiente e o calor sensível teoricamente deveria ser maior. Segundo, foi quanto aos ciclos diários mensais, porque o calor latente sempre foi compatível em magnitude de valores com aqueles do calor sensível nos meses mais secos (ver figura 33a e 33b), chegando até mesmo a supera-lo à tarde. E terceiro, foi que o calor latente superou o saldo de radiação em todos os meses entre 16 e 17 horas. Diante desses fatos, a hipótese da existência de advecção horizontal, proveniente de uma grande fonte de energia que é o oceano localizado aproximadamente a 15 quilômetros do experimento, não deve ser descartada. Dependendo da velocidade e direção do vento e da sua época de ocorrência, ele teria potencial para ser um grande fornecedor de energia e umidade para a região onde fica o experimento. Vale lembrar que D'Almeida Rocha (1999), em seu estudo nessa mesma área, concluiu que ela sofreu influência das brisas marítimas na época de verão. Quanto à superação do calor latente sobre o saldo de radiação, nos finais de tarde, pode também ser devido a outros problemas, como: valores muito baixos de **Rn**, provocando erros na estimativa de calor latente ou, ainda, a quebra da inversão térmica sobre o dossel, liberando o vapor d'água retido durante o dia.



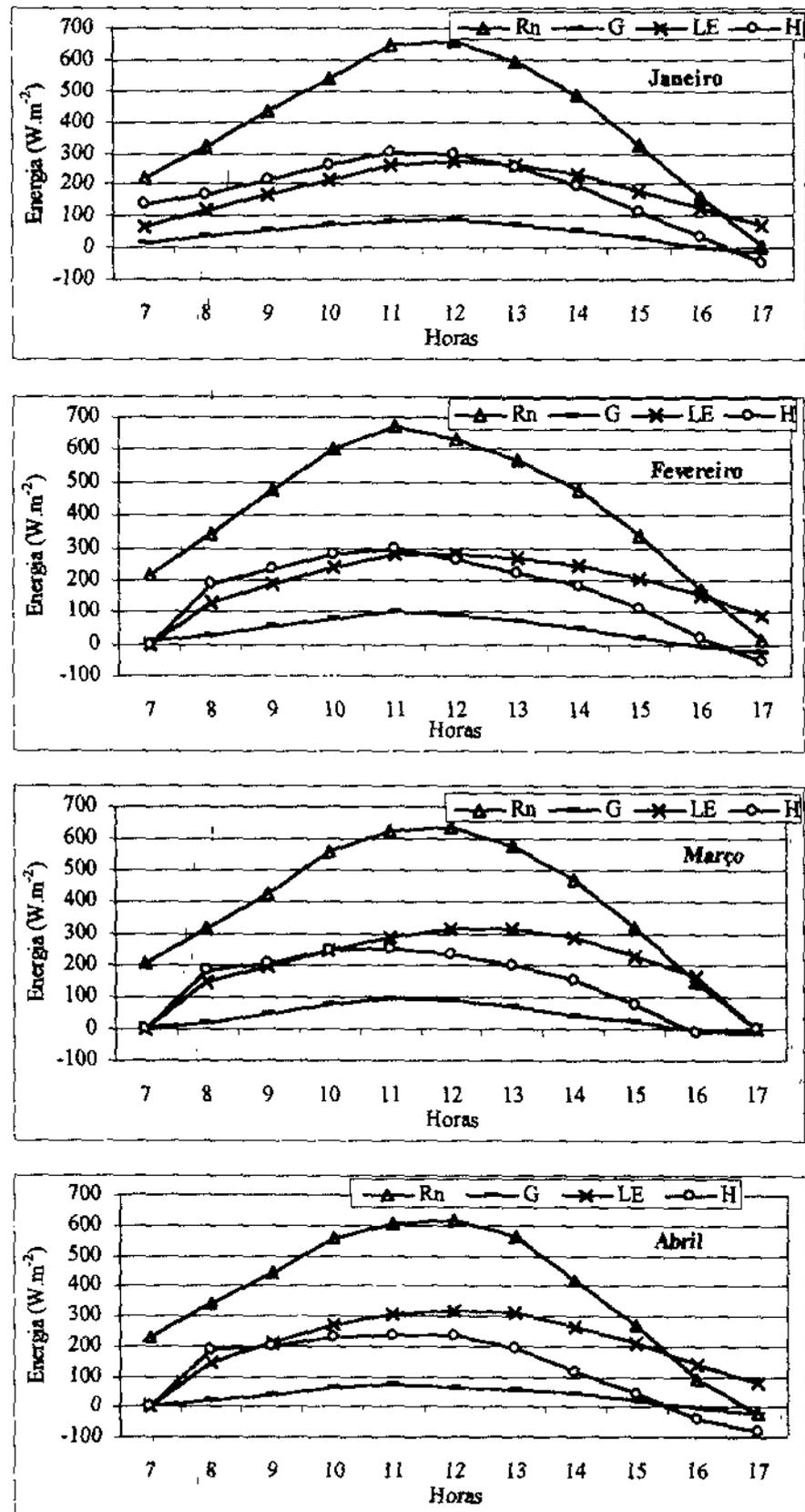


Figura 33a – Balanços de energia diários médios mensais pelo método de Penman-Monteith de janeiro a abril de 1999.

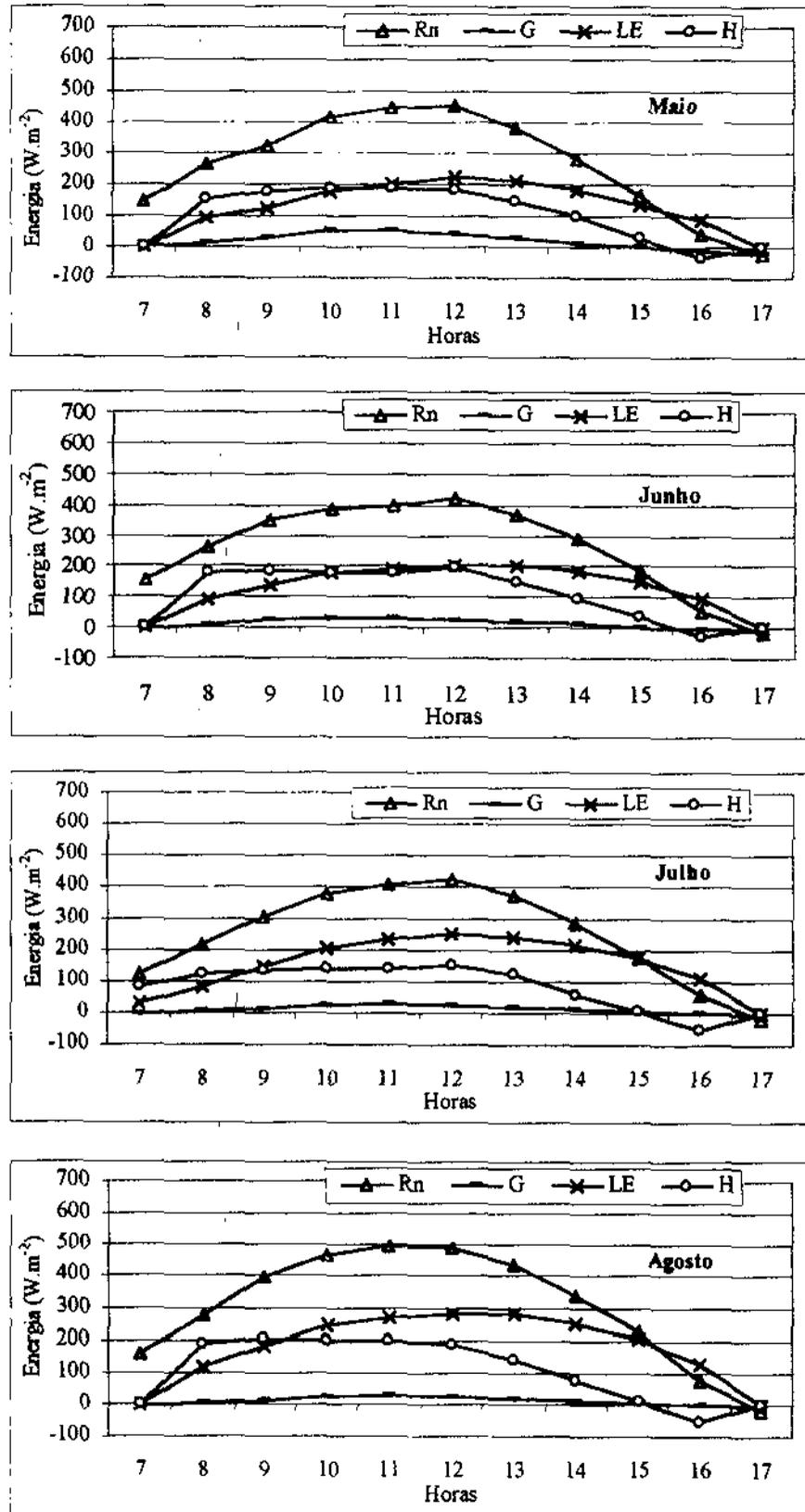


Figura 33b – Balanços de energia diários médios mensais pelo método de Penman-Monteith de maio a agosto de 1999.

4.6 Razão de Bowen

A razão de Bowen (β) é muito difundida e aplicada para o monitoramento dos fluxos de energia dentro dos dosséis de plantas. Ela foi calculada pela razão dos valores de calor sensível e latente obtidos pelo método de Penman-Monteith (seção anterior) e somente das 08 às 16 horas. Isso porque não foi possível calcular a resistência aerodinâmica para as horas de transição, em muitos dias do período experimental. Na figura 34 é apresentado o conjunto de resultados ao longo do experimento, expressos em termos de médias diárias. A média geral de β foi de $0,8 \pm 0,3$, valores extremos de 2 (136dac) a 0,1 (250dac) e com razão média de diminuição de $-0,006 \text{ dia}^{-1}$. Houve uma redução de β ao longo do experimento, em função do aumento da umidade, do IAF e, naturalmente, do fluxo de calor latente.

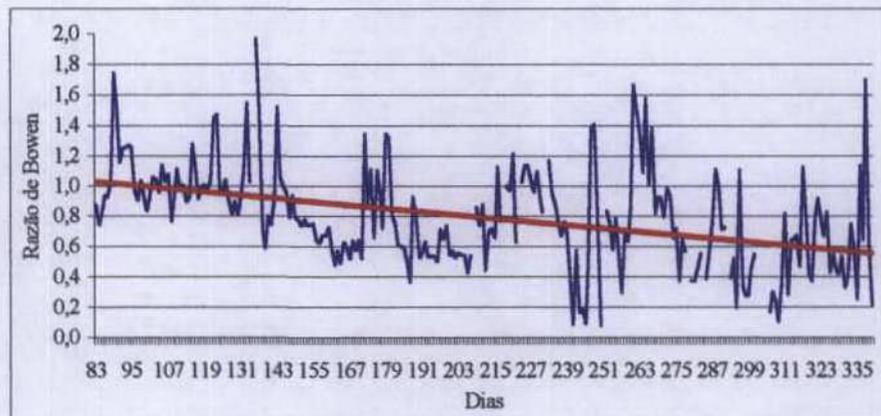


Figura 34 – Variação média diária da razão de Bowen ao longo do experimento (16/12/98 a 31/08/99)

Os ciclos diários médios mensais são apresentados na figura 35, onde fica nítida a existência de um padrão para todos os meses havendo diferença apenas no que diz respeito aos valores. As médias mensais estão agrupadas na tabela 6 (em anexo), onde eles foram mais altos entre as 08 e 09 horas (razão de Bowen entre 0,95 e 1,95), enquanto, entre as 15 e 16 horas, não ultrapassaram a 0,6, com as demais horas sendo intermediárias. Um fato que merece ser comentado foi que os valores da razão de Bowen estiveram negativos às 16 horas, em quase todos os meses. Isso foi decorrência dos fluxos de calor latente terem sido superiores aos valores do saldo de radiação, fazendo com que os fluxos de calor sensível (calculado como resíduo), ficassem negativos nessas horas. Em relação aos meses mais secos, naturalmente que tiveram razão de Bowen mais altos para irem decrescendo com a chegada do

período mais chuvoso. A média mais alta foi em janeiro com valor de $1,0 \pm 0,4$, enquanto em julho e agosto, ficou entre $0,5 \pm 0,6$ e $0,6 \pm 0,6$.

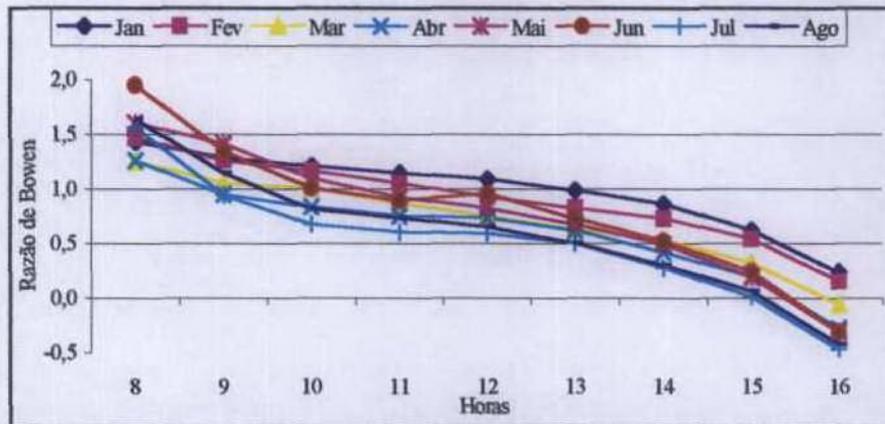


Figura 35 – Ciclo diário médio mensal da razão de Bowen de janeiro a agosto de 1999.





5. CONCLUSÕES

A proposta de se obter a variação dos principais parâmetros de superfície ao longo do ciclo da cana-de-açúcar no ano agrícola 98/99 foi realizada com êxito.

Apesar do experimento ter sido desenvolvido sob a influência do fenômeno El Niño, os padrões de crescimento do canavial não foram afetados significativamente. A redução da precipitação na região foi na ordem de 48%, em Maceió, e de 54% na CINAL. Mesmo assim, os ciclos sazonais não se alteraram, ficando bem nítida a existência de um período seco (janeiro a abril) e de um período mais chuvoso (maio a agosto).

O índice de área foliar da cana-de-açúcar variou de 1 (63dac) a 7,8 (340dac), tendo um comportamento exponencial na fase de crescimento vegetativo. Ele apresentou uma correlação 0,967 com a altura do dossel, que atingiu a máxima de 2,6m aos 340dac.

O método iterativo para determinação do deslocamento do plano zero (d) e do comprimento de rugosidade aerodinâmico (z_0), mostrou-se eficiente somente quando o dossel vegetativo estava devidamente estabelecido (a partir de 246dac), quando as plantas tinham altura média de 1,6m e um índice de área foliar de 6. Nesse período, a razão média entre d e altura do dossel (d/ad) foi de $0,78 \pm 0,01$ e z_0/ad foi de 0,08.

Dois modelos empíricos foram idealizados para a determinação dos parâmetros d e z_0 , para período anterior a 246dac. O resultado do primeiro não foi satisfatório, tendo sido adotado o segundo que consistiu em estimar d e z_0 , em função da altura do dossel, a partir de 82dac. Para o segundo modelo, a razão média de d/ad foi de $0,80 \pm 0,02$ e z_0/ad de $0,085 \pm 0,002$.

A velocidade de fricção (u_*), diretamente associada com a intensidade dos ventos, teve como valores extremos $0,17 \text{m.s}^{-1}$ (248dac) e $0,55 \text{m.s}^{-1}$ (316dac). O maior crescimento dos parâmetros d , z_0 e IAF, notavelmente a partir dos 245dac, influenciaram na magnitude da velocidade de fricção. Logicamente, esse mesmo fenômeno também foi percebido quando se avaliaram as médias mensais. Nesse caso, julho e agosto tiveram valores ligeiramente superiores aos seus antecessores (máxima de $0,5 \pm 0,1 \text{m s}^{-1}$).

A resistência aerodinâmica (r_a) apresentou, obviamente, uma relação inversa à velocidade dos ventos e a de fricção. Ao longo de todo o período apresentou uma tendência de declínio, com máxima de $85,5s.m^{-1}$ (105dac), mínima de $17s.m^{-1}$ (316dac) e média geral de $37\pm 11s.m^{-1}$. Quando surgiram valores de r_a acima da sua linha de tendência era porque os ventos estavam com valores abaixo da sua linha de tendência e vice-versa. Os ciclos diários médios mensais mostraram que r_a sempre foi mais baixa nas horas mais quentes do dia e, mais altas pela noite. Eles tiveram duas máximas de $67\pm 41s.m^{-1}$ (07 horas) e $50\pm 14s.m^{-1}$ (23 horas); e duas mínimas de $28\pm 33s.m^{-1}$ (05 horas) e $27\pm 8,5s.m^{-1}$ (14 horas). Os meses de janeiro a abril, no geral, tiveram valores mais altos de r_a entre 08 e 15 horas, sendo de 62 ± 24 a $26\pm 5s.m^{-1}$; enquanto julho e agosto, foram mais baixos e não ultrapassaram a $47,5\pm 31s.m^{-1}$.

A resistência da cultura (r_c) teve uma tendência geral de declínio, porque variou inversamente com o índice de área foliar da cultura. A média foi de $63\pm 39s.m^{-1}$ com extremos de $151s.m^{-1}$ (83dac) a $26s.m^{-1}$ (327dac), quando o IAF era, respectivamente, de 1,3 a 7,8.

O balanço de energia pelo método da razão de Bowen não apresentou resultados satisfatórios, uma vez que, em muitos casos, o calor sensível foi muito superior ao saldo de radiação (R_n) e, em outros casos, o calor latente chegou a representar até 75% de R_n nos meses mais secos.

Os resultados obtidos pelo método de Penman-Monteith foram mais promissores apesar das limitações que o mesmo apresenta. No período mais seco (82 a 210dac), quando a disponibilidade média de energia era de $15\pm 1,75MJ m^{-2} dia^{-1}$, LE representou 48% de R_n , contra 40% de H e 11% de G. Com isso, a possibilidade da existência de advecção horizontal de energia proveniente do oceano, nesse período, deve ser considerada. No período chuvoso, a partir de 211dac, a energia média disponível foi de $10\pm 3MJ m^{-2}.dia^{-1}$, sendo 56% usado para evapotranspiração (LE), 36% para aquecer o ar (H) e 5,5% como fluxo de calor no solo (G).

A razão de Bowen, obtido com os dados de H e LE do método de Penma-Monteith, teve redução ao longo do período experimental. Entre 08 e 16 horas, teve média geral de $0,8\pm 0,3$, extremos de 2 (136dac) a 0,1 (250dac) e com razão média de diminuição de $-0,006dia^{-1}$. Em termos de ciclos diurnos médios mensais teve um comportamento único, com valores mais altos entre 8 e 9 horas (entre 0,95 e 1,95) e mais baixos entre 15 e 16 horas quando não ultrapassaram 0,6. Para as 16 horas, muitos valores mensais chegaram a ser negativos, porque LE foram elevados e superiores ao R_n . A superioridade do calor latente nessa hora pode ter diferentes explicações: ocorrência de advecção horizontal de energia; valores baixos de R_n gerando erros na estimativa de calor latente; ou, ainda, grande quantidade de vapor d'água armazenada no canalial que continuava sendo liberado pela

quebra da inversão térmica. Quanto às médias mensais, janeiro teve a mais alta ($1\pm 0,4$) e a menor foi em julho ($0,5\pm 0,6$).

Para um trabalho posterior, uma questão merecedora de mais estudo, seria a determinação, ao longo do ciclo evolutivo do canal, dos parâmetros aerodinâmicos com mais pontos de medidas de perfil de vento, além de instrumentos mais precisos (anemômetros sônicos, por exemplo). Dessa forma, poder-se-ia descobrir o exato instante de transição da condição de haver apenas z_0 para a condição z_0+d .

Outro estudo interessante seria de analisar e quantificar, com diferentes métodos, a repartição da energia disponível em seus diferentes termos, dentro do sistema considerado (atmosfera-canal). Inclusive, avaliar a influência das brisas marítimas como fonte de energia (advecção), que possam alterar significativamente o balanço energético da área experimental.



6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, A V., AZEVEDO, P V., SILVA, B.B. Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 6, n. 2, p. 139-146, 1998
- AZEVEDO, P.V., VERMA, S.B Aerodynamic characteristics of grain sorghum. **Agricultural and Forest Meteorology**, v 38, n 1-3, p. 193-204, 1986.
- _____, RAO, T V.R., AMORIM NETO, M.S., ESPÍNOLA SOBRINHO, J., MACIEL, G.F. Resistências aerodinâmica e estomática da cultura do algodão herbáceo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 1, n. 1, p. 19-21, 1993
- _____, P.V., SILVA, B.B., RAO, T.V R. Resistências aerodinâmica e estomática do algodoeiro herbáceo em condições de transpiração potencial. In: **VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 1994, Belo Horizonte, v. 2, p 723-724.
- BACHE, D.H., UNSWORTH, M.H. Some aerodynamic features of a cotton canopy. **Quartely Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 103, n. 435, p. 121-134, 1977.
- BARR, A G, KING, K.M., GILLESPIE, T.J., DEN HARTOG, G., NEUMANN, H.H. A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduos forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 71, n. 1, p. 21-41, 1994.
- BERNARDO, S.O. **Clima e suas Anomalias para a Cidade de Maceió**. Orientador: Luis Carlos Baldicero Molion: UFAL, 1999. 122p. Trabalho de Conclusão de Curso em Física.
- BURMAN, R , POCHOP, L.O. **Evaporation, evapotranspiration and climatic data**. New York: Elsevier, 1994. 278p.



- CASTRO TEIXEIRA, A.H., AZEVEDO, P.V., SILVA, B.B., SOARES, J.M. Balanço de energia na cultura da videira, cv. "Itália". **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 5, n. 2, p. 137-141, 1997
- CÂMARA, G.M.S., OLIVEIRA, E.A.M. **Produção de cana-de-açúcar**. Piracicaba-SP: FEALQ, 1993. 242p.
- CHOU DHURY, B.J., IDSO, S.B. Evaluating plant and canopy resistance of field-grown wheat from concurrent diurnal observations of leaf water potential, stomatal resistance, canopy temperature, and evapotranspiration flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 34, n. 1, p. 67-76, 1985.
- CUNHA, G.R. **Estudo micrometeorológico da transferência vertical de vapor d'água e energia em milho** Porto Alegre, UFRGS, Faculdade de Agronomia. 121p. Dissertação de Mestrado em Agronomia, Fitotecnia, 1988.
- CUNHA, G.R., BERGAMASCHI, H., BERLATO, M.A., MATZENAUER, R. Balanço de energia em cultura de milho **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 4, n. 1, p. 1-14, 1996.
- D'ALMEIDA ROCHA, C.H.E. **Análise do Comportamento do Vento na Região do Tabuleiro Próximo a Maceió**. Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra: UFAL, 1999. 52p. Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia.
- DOLMAN, A.J. Estimates of roughness length and zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 36, n.3, p. 241-248, 1986.
- FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. Orientador: Carlos Afonso Nobre. São José dos Campos: INPE, 1995. 171p. Tese de Doutorado em Meteorologia.



- GUTIÉRREZ, M.V., MEINZER, F.C. Energy balance and latent heat flux partitioning in coffee hedgerows at different stages of canopy development. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 68, n. 3-4, p. 173-186, 1994.
- HATFIELD, J.L. Aerodynamic properties of partial canopies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 46, n. 1, p. 15-22, 1989.
- HEILMAN, J.L., MCINNES, K.J., SAVAGE, M.J., GESCH, R.W., LASCANO, R.J. Soil and canopy energy balances in a Texas vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 71, n. 1-2, p. 99-114, 1994.
- IBÁÑEZ, M., PÉREZ, P.J., ROSELL, J.I., CASTELVI, F. Estimation of the latent heat flux over full canopy covers from the radiative temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 9, p. 423-431, 1999.
- INMET, Instituto Nacional de Meteorologia Disponível na INTERNET via <http://www.inmet.gov.br/index.html/>. Consultado em janeiro de 2001.
- JACOBS, A.F.G., VAN BOXEL, J.H. Changes of the displacement height and roughness length of maize during a growing season. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 42, n. 1, p. 53-62, 1988.
- KAIMAL, J.C., FINNIGAN, J.J. **Atmospheric boundary layer flows**. Their structure and measurement. New York: Oxford University Press, 1994. 289p.
- KAWATANI, T., MERONEY, R.N. Turbulence and wind speed characteristics within a model canopy flow field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 7, n. 1, p. 143-158, 1970.
- KONZELMANN, T., CALANCA, P. Energy balance and evapotranspiration in a high mountain area during summer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 8, p. 967-973, 1997.



- KUSTAS, W.P., CHOUDHURY, B.J., KUNKEL, K.E., GAY, L.W. Estimative of the aerodynamic roughness parameters over an incomplete canopy cover of cotton. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 46, n. 1, p. 91-105, 1989.
- LEGG, B.J., LONG, I.F., ZEMROCH, P.J. Aerodynamic properties of field bean and potato crops. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 23, n. 1, p. 21-43, 1981.
- MAGALHÃES, A.C.N. in FERRI, M.G. **Fisiologia Vegetal I** – São Paulo: EPU: Editora da Universidade de São Paulo, 1979, 350p.
- MARQUES FILHO, A.O. & RIBEIRO, M.N.G. Determinação de parâmetros de rugosidade e relações entre fluxos e gradientes sobre florestas. In: **IV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 1986, n. 2, p.175
- MATTOS, K.M.C. & MATTOS, A. Determinação da evapotranspiração média real e espacial para utilização em estudos hidrológicos. Disponível na INTERNET via <http://hidrowed.aneel.gov.br/doc/topicos/topicos/oral10.htm> Arquivo consultado em 2001.
- MCGINN, S.M., KING, K.M. Simultaneous measurements of heat, water vapour and CO₂ fluxes above alfafa and maize. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 49, n. 3-4, p. 331-349, 1990
- MOLION, L.C.B. Amazonian: Deforestation and global climate impacts. **Chemical Climatology and Geomedical Problems**. Edited by Jul Lag. The Norwegian Academy of Science and Letters. International Symposium Oslo, p. 217-226, 1992.
- MOLION, L.C.B. & MOORE, C.J. Estimating the zero-plane displacement for tall vegetation using a mass conservation method. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 26, n. 2, p. 115-125, 1983
- MONTEITH, J. L. **Vegetation and the Atmosphere**. 2.ed. Londres: Academic Press, v. 1, 1975, 278p

- MOORE, C.J., FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, n. 1, p. 147-169, 1986.
- MOTA, F. S. **Meteorologia Agrícola**. 7.ed. São Paulo: Livraria Nobel, 1989. 376p.
- MUNRO, D.S., OKE, T.R. Estimating wind profile parameters for tall dense crops. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 11, n. 2, p. 223-228, 1973.
- OKE, T.R. **Boundary layer climates**. London and New York: Methuen & Co. Ltda, 1978. 371p
- OLIVEIRA, G.M., LEITÃO, M.M.V.B.R., CANDIDO, L.A., AZEVEDO, P.V., AMORIM NETO, M.S., BEZERRA, J.R.C. Uma análise dos componentes do balanço de energia sobre um cultivo de amendoim irrigado. In: **X CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA**, 1997, Piracicaba-SP, p. 535-537.
- OLIVER, H.R. Wind profiles in and above a forest canopy. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, n. 97, n. 414, p. 548-553, 1971.
- PARLANGE, M.B. & BRUTSAERT, W. Regional roughness of the land forest and surface shear stress under neutral conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 48, n. 1, p. 69-81, 1989
- PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiração**. Piracicaba-SP: FESALQ, 1997. 183p.
- PEREIRA, A.R. **Introdução a Micrometeorologia**. Piracicaba: ESALQ/Departamento de Ciências Exatas. Apostila de aula, 2000. 72p.
- PERES, J.G., PEREIRA, A.R., FRIZZONE, J.A., VILLA NOVA, N. A. Determinação da resistência do dossel da grama para as condições de evapotranspiração potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 4, n. 1, p. 55-60, 1996.

-, FOLEGATTI, M.V. Determinação da resistência do dossel da cana-de-açúcar (*Saccharum spp*) para utilização no modelo de Penman-Monteith. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v 7, n 1, p 01-04, 1999.
- PIERI, P., FUCHS, M. Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 49, n. 2, p. 243-256, 1990
- ROSENBERG, N.J, BLAD, B.L., VERMA, S.B. **Microclimate - The Biological Environment**. 2.ed. New York, 1983. 495p.
- SANTOS, R.Z., BOUHID ANDRÉ, R.G. Relações energéticas e aerodinâmicas em uma cultura de feijão. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 1, n. 1, p. 11-18, 1993.
- SAUER, T.J., HATFIELD, J.L., PRUEGER, J.H., NORMAN, J.M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 89, n 3, p 155-168, 1998.
- SCHAUDT, K.J. A new method for estimating roughness parameters and evaluating the quality of observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n 5, p. 470-476, 1998.
- SEFMAN, J. CHIRKOV Y L. LOMAS, J, PRIMAULT, B. **Agrometeorology**. New York: Springer-Verlag. 1979. 324p
- SELLERS, W.D. **Physical Climatology**. Chicago & London: The University of Chicago press, 1965. 272p.
- SENTELHAS, P.C., PEDRO JÚNIOR, M.J., MARTINS, F.P. Características aerodinâmicas da videira conduzida em espaldeira. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 1, n. 1, p. 25-30, 1993.
- SHAW, R.H., PEREIRA, A.R. Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 26, n. 1, p. 51-65, 1982.

- SINGH, B., SZEICZ, G. Predicting the canopy resistance of a mixed hardwood forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 21, n. 1, p. 49-58, 1980.
- SOZZI, R., FAVARON, M. Method for estimation of surface roughness and similarity of wind speed vertical profile. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 5, p. 461-469, 1998.
- STEDUTO, P., HSIAO, T.C. Maize canopies under two soil water regimes, I. Diurnal patterns of energy balance, carbon dioxide flux, and canopy conductance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 89, n. 3-4, p. 169-184, 1998.
- _____, _____. Maize canopies under two soil water regimes IV. Validity of Bowen ratio-energy balance technique for measuring water and carbon dioxide fluxes at 5-min intervals. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 89, n. 3-4, p. 215-228, 1998.
- STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht/Boston/London : Kluwer academic publishers, 1988. 667p.
- SUTTON, O G **Micrometeorology – A study of physical processes in the lowest layers of the Earth's atmosphere**. 2 ed., 1977. 333p.
- TERUEL, D.A., BARBIERI, V., TEIXEIRA, E.F. Modelagem do índice de área foliar da cana-de-açúcar sem deficiência hídrica. In: **X CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA**, 1997, Piracicaba, p.182-184.
- TOLK, J.A., HOWELL, T.A., STEINER, J.L., KRIEG, D.R. Aerodynamic characteristics of corn as determined by energy balance techniques. **Agronomy Journal**, v. 87, p. 465-473, 1995.
- VIANELLO, R.L., ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa - Minas Gerais: Imprensa Universitária, 1991. 448p.



- VOGL, R., JAEGER, L. Evaporation from a pine forest – using the aerodynamic method and Bowen ratio method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 50, n. 1, p. 39-54, 1990
- WALLACE, J.S., LLOYD, C.R., SHUTTLEWORTH, W.J, ROBERTS, J. A comparison of methods for estimating aerodynamic resistance of Heather (*Calluna vulgaris* (L.) Hull) in the field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 32, n. 3, p. 289-305, 1984.
- XU, Q., QIU, C.J. A variational method for computing surface heat fluxes from ARM surface energy and radiation balance systems. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 1, p. 03-11, 1997.
- _____, ZHOU, B. An air-soil layer coupled scheme for computing surface heat fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 2, p. 211-223, 1999.



ANEXO

Tabela 1 - Datas do período experimental com os correspondentes dia após o corte (dac)

data	dac	data	dac	data	dac	data	dac	data	dac	data	dac	data	dac	data	dac
25/9/98	0	7/11/98	43	20/12/98	86	1/2/99	129	16/3/99	172	28/4/99	215	10/6/99	258	23/7/99	301
26/9/98	1	8/11/98	44	21/12/98	87	2/2/99	130	17/3/99	173	29/4/99	216	11/6/99	259	24/7/99	302
27/9/98	2	9/11/98	45	22/12/98	88	3/2/99	131	18/3/99	174	30/4/99	217	12/6/99	260	25/7/99	303
28/9/98	3	10/11/98	46	23/12/98	89	4/2/99	132	19/3/99	175	1/5/99	218	13/6/99	261	26/7/99	304
29/9/98	4	11/11/98	47	24/12/98	90	5/2/99	133	20/3/99	176	2/5/99	219	14/6/99	262	27/7/99	305
30/9/98	5	12/11/98	48	25/12/98	91	6/2/99	134	21/3/99	177	3/5/99	220	15/6/99	263	28/7/99	306
1/10/98	6	13/11/98	49	26/12/98	92	7/2/99	135	22/3/99	178	4/5/99	221	16/6/99	264	29/7/99	307
2/10/98	7	14/11/98	50	27/12/98	93	8/2/99	136	23/3/99	179	5/5/99	222	17/6/99	265	30/7/99	308
3/10/98	8	15/11/98	51	28/12/98	94	9/2/99	137	24/3/99	180	6/5/99	223	18/6/99	266	31/7/99	309
4/10/98	9	16/11/98	52	29/12/98	95	10/2/99	138	25/3/99	181	7/5/99	224	19/6/99	267	1/8/99	310
5/10/98	10	17/11/98	53	30/12/98	96	11/2/99	139	26/3/99	182	8/5/99	225	20/6/99	268	2/8/99	311
6/10/98	11	18/11/98	54	31/12/98	97	12/2/99	140	27/3/99	183	9/5/99	226	21/6/99	269	3/8/99	312
7/10/98	12	19/11/98	55	1/1/99	98	13/2/99	141	28/3/99	184	10/5/99	227	22/6/99	270	4/8/99	313
8/10/98	13	20/11/98	56	2/1/99	99	14/2/99	142	29/3/99	185	11/5/99	228	23/6/99	271	5/8/99	314
9/10/98	14	21/11/98	57	3/1/99	100	15/2/99	143	30/3/99	186	12/5/99	229	24/6/99	272	6/8/99	315
10/10/98	15	22/11/98	58	4/1/99	101	16/2/99	144	31/3/99	187	13/5/99	230	25/6/99	273	7/8/99	316
11/10/98	16	23/11/98	59	5/1/99	102	17/2/99	145	1/4/99	188	14/5/99	231	26/6/99	274	8/8/99	317
12/10/98	17	24/11/98	60	6/1/99	103	18/2/99	146	2/4/99	189	15/5/99	232	27/6/99	275	9/8/99	318
13/10/98	18	25/11/98	61	7/1/99	104	19/2/99	147	3/4/99	190	16/5/99	233	28/6/99	276	10/8/99	319
14/10/98	19	26/11/98	62	8/1/99	105	20/2/99	148	4/4/99	191	17/5/99	234	29/6/99	277	11/8/99	320
15/10/98	20	27/11/98	63	9/1/99	106	21/2/99	149	5/4/99	192	18/5/99	235	30/6/99	278	12/8/99	321
16/10/98	21	28/11/98	64	10/1/99	107	22/2/99	150	6/4/99	193	19/5/99	236	1/7/99	279	13/8/99	322
17/10/98	22	29/11/98	65	11/1/99	108	23/2/99	151	7/4/99	194	20/5/99	237	2/7/99	280	14/8/99	323
18/10/98	23	30/11/98	66	12/1/99	109	24/2/99	152	8/4/99	195	21/5/99	238	3/7/99	281	15/8/99	324
19/10/98	24	1/12/98	67	13/1/99	110	25/2/99	153	9/4/99	196	22/5/99	239	4/7/99	282	16/8/99	325
20/10/98	25	2/12/98	68	14/1/99	111	26/2/99	154	10/4/99	197	23/5/99	240	5/7/99	283	17/8/99	326
21/10/98	26	3/12/98	69	15/1/99	112	27/2/99	155	11/4/99	198	24/5/99	241	6/7/99	284	18/8/99	327
22/10/98	27	4/12/98	70	16/1/99	113	28/2/99	156	12/4/99	199	25/5/99	242	7/7/99	285	19/8/99	328
23/10/98	28	5/12/98	71	17/1/99	114	1/3/99	157	13/4/99	200	26/5/99	243	8/7/99	286	20/8/99	329
24/10/98	29	6/12/98	72	18/1/99	115	2/3/99	158	14/4/99	201	27/5/99	244	9/7/99	287	21/8/99	330
25/10/98	30	7/12/98	73	19/1/99	116	3/3/99	159	15/4/99	202	28/5/99	245	10/7/99	288	22/8/99	331
26/10/98	31	8/12/98	74	20/1/99	117	4/3/99	160	16/4/99	203	29/5/99	246	11/7/99	289	23/8/99	332
27/10/98	32	9/12/98	75	21/1/99	118	5/3/99	161	17/4/99	204	30/5/99	247	12/7/99	290	24/8/99	333
28/10/98	33	10/12/98	76	22/1/99	119	6/3/99	162	18/4/99	205	31/5/99	248	13/7/99	291	25/8/99	334
29/10/98	34	11/12/98	77	23/1/99	120	7/3/99	163	19/4/99	206	1/6/99	249	14/7/99	292	26/8/99	335
30/10/98	35	12/12/98	78	24/1/99	121	8/3/99	164	20/4/99	207	2/6/99	250	15/7/99	293	27/8/99	336
31/10/98	36	13/12/98	79	25/1/99	122	9/3/99	165	21/4/99	208	3/6/99	251	16/7/99	294	28/8/99	337
1/11/98	37	14/12/98	80	26/1/99	123	10/3/99	166	22/4/99	209	4/6/99	252	17/7/99	295	29/8/99	338
2/11/98	38	15/12/98	81	27/1/99	124	11/3/99	167	23/4/99	210	5/6/99	253	18/7/99	296	30/8/99	339
3/11/98	39	16/12/98	82	28/1/99	125	12/3/99	168	24/4/99	211	6/6/99	254	19/7/99	297	31/8/99	340
4/11/98	40	17/12/98	83	29/1/99	126	13/3/99	169	25/4/99	212	7/6/99	255	20/7/99	298	1/9/99	341
5/11/98	41	18/12/98	84	30/1/99	127	14/3/99	170	26/4/99	213	8/6/99	256	21/7/99	299		
6/11/98	42	19/12/98	85	31/1/99	128	15/3/99	171	27/4/99	214	9/6/99	257	22/7/99	300		

Tabela 2 - Valores de média, desvio padrão, máximo, mínimo e de amplitude mensais da temperatura do ar (°C) durante o período experimental

	Média	DP	Máximo	Mínimo	Amplitude
Janeiro	26,4	2,9	31,9	20,5	11,4
Fevereiro	26,4	2,7	31,6	21,0	10,6
Março	26,4	3,0	32,4	20,9	11,5
Abril	26,1	3,0	31,9	20,7	11,3
Maiο	24,6	2,5	31,1	19,5	11,7
Junho	23,6	2,6	28,8	17,8	11,0
Julho	23,0	2,7	28,6	17,0	11,6
Agosto	22,5	3,0	28,6	16,7	11,8

Tabela 3 - Valores de média, desvio padrão, máximo, mínimo e de amplitude mensais da umidade relativa (%) durante o período experimental

	Média	DP	Máximo	Mínimo	Amplitude
Janeiro	77,4	15,3	98,5	45,5	53,0
Fevereiro	79,6	15,0	99,6	41,9	57,7
Março	79,8	15,2	99,5	45,5	54,0
Abril	79,7	15,8	99,8	40,5	59,3
Maiο	89,0	11,6	100,0	49,7	50,3
Junho	88,5	11,2	100,0	52,8	47,2
Julho	87,8	13,4	100,0	51,2	48,8
Agosto	87,5	13,7	100,0	51,5	48,5

Tabela 4 - Precipitação pluviométrica (mm) da CINAL e do INMET para 1999 e normal climatológica (1961-1990)

	CINAL	%*	INMET	%*	NC
Janeiro	32	46	15	22	69
Fevereiro	40	37	40	38	107
Março	46	24	50	26	193
Abril	37	12	44	14	312
Maiο	189	56	215	63	340
Junho	158	53	208	70	298
Julho	196	60	231	71	326
Agosto	140	79	138	78	179
Soma	837	46	942	52	1824

* Percentual de chuva em relação a normal climatológica

NC -Normal Climatológica

Tabela 5 - Valores médios e extremos do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) durante as estações de seca e de chuva durante o período experimental.

	Seca ($\text{MJ m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$)				Chuvosa ($\text{MJ m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$)			
	Rn	LE	H	G	Rn	LE	H	G
Média*	15,0	7,2	6,0	1,7	10,4	5,8	3,8	0,6
DP	1,7	1,3	1,3	0,4	2,9	1,9	1,6	0,2
Máximo	17,9	9,4	9,4	2,5	15,7	10,0	8,0	1,2
Mínimo	9,4	4,0	3,1	0,2	2,0	1,1	0,3	0,1

* Percentual de redução do período seco para o chuvoso:

31% (Rn); 20% (LE); 37% (H) e 66% (G).

Tabela 6 - Valores diurnos médios mensais da razão de Bowen durante o período experimental

Horas	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago
8	1,4	1,5	1,3	1,3	1,6	2,0	1,6	1,6
9	1,3	1,3	1,1	1,0	1,4	1,3	0,9	1,2
10	1,2	1,2	1,0	0,8	1,1	1,0	0,7	0,8
11	1,1	1,1	0,9	0,8	0,9	0,9	0,6	0,7
12	1,1	0,9	0,7	0,7	0,8	1,0	0,6	0,7
13	1,0	0,8	0,6	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5
14	0,9	0,7	0,5	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3
15	0,6	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,0	0,1
16	0,2	0,2	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	-0,5	-0,4
Média	1,0	0,9	0,7	0,6	0,8	0,8	0,5	0,6
DP	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6

