

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS  
ENERGÉTICAS E NUCLEARES

BALANÇO HÍDRICO E DE ENERGIA EM SOLO CULTIVADO E SEM  
VEGETAÇÃO, PARA AS CONDIÇÕES DO BREJO PARAIBANO

JOSÉ ROMUALDO DE SOUSA LIMA

RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL

FEVEREIRO – 2004

**JOSÉ ROMUALDO DE SOUSA LIMA**

**BALANÇO HÍDRICO E DE ENERGIA EM SOLO CULTIVADO E  
SEM VEGETAÇÃO, PARA AS CONDIÇÕES DO BREJO  
PARAIBANO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares PROTEN, do Departamento de Energia Nuclear, da Universidade Federal de Pernambuco, para obtenção do título de Doutor em Ciências. Área de Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física do Solo.

ORIENTADOR: Prof. Dr. ANTONIO CELSO DANTAS ANTONINO  
ORIENTADOR EXTERNO: Prof. Dr. IVANDRO DE FRANÇA DA SILVA

RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL  
FEVEREIRO - 2004

**Lima, José Romualdo de Sousa**

**Balanço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para as condições do Brejo paraibano / José Romualdo de Sousa Lima. – Recife : O Autor, 2004.**

**xix, 167 folhas : il., fig., tab., fotos.**

**Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2004.**

**Inclui bibliografia.**

**1. Física do solo – Brejo (PB). 2. Radioagronomia – Aplicação de radioisótopos. 3. Agrometeorologia – Balanço hídrico e de energia. 4. Evapotranspiração – Feijão Caupi. I. Título.**

**621.039:631.4 CDU (2.ed.)**

**UFPE**

**621.4837 CDD (21.ed.)**

**BC2004-147**

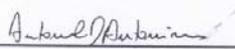
**BALANÇO HÍDRICO E DE ENERGIA EM SOLO  
CULTIVADO E SEM VEGETAÇÃO, PARA AS  
CONDIÇÕES DO BREJO PARAIBANO**

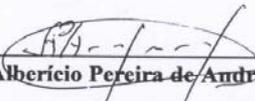
José Romualdo de Sousa Lima

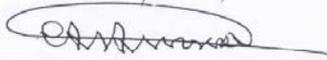
APROVADO EM: 03.02.2004

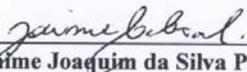
ORIENTADORES: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonio  
Prof. Dr. Ivandro de França da Silva

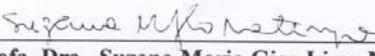
COMISSÃO EXAMINADORA:

  
Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino - DEN/UFPE

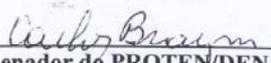
  
Prof. Dr. Albercio Pereira de Andrade - DSER/UFPB

  
Prof. Dr. Carlos Alberto Vieira de Azevedo - DEAG/UFPB

  
Prof. Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral - DECIVIL/UFPE

  
Prof. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro - DECIVIL/UFPE

Visto e permitida a impressão

  
Coordenador do PROTEN/DEN/UFPE

Aos meus pais e irmãos, ofereço.

À minha esposa, Janaína, e à minha filha Maria Clara que está chegando.

Dedico

## AGRADECIMENTOS

A **Deus**, pelo dom da vida e por me permitir mais essa conquista.

Ao Professor **Antonio Celso Dantas Antonino**, pela orientação, dedicação e amizade demonstradas durante todas as etapas desse trabalho.

À minha esposa, **Janaína Aparecida**, aos meus pais, **Francisco e Maria**, e aos meus irmãos, **Ronaldo, Roneide e Reinaldo**, por saberem compreender a ausência nesses 4 anos.

Ao Professor **Carlos Alberto Brayner de O. Lira**, pelos preciosos ensinamentos na programação dos sistemas de aquisição de dados, e por toda a ajuda dispensada.

Ao Professor **Ivandro de França da Silva**, pela colaboração nos trabalhos de campo e pela amizade sincera.

À pesquisadora **Edvane Borges** e ao mestrando **Willames A. Soares**, pela grande ajuda dispensada na fase de tabulação dos dados, bem como pela grande amizade.

À Professora **Rejane Pimentel**, pela estimada ajuda durante as determinações ligadas à planta, além da preciosa amizade.

Ao Professor **André Maciel Netto**, pelas críticas e sugestões sempre oportunas.

Aos Professores **Alberício Pereira de Andrade** e **Ignácio Hernán Salcedo**, pelas críticas e sugestões durante todas as etapas do trabalho.

Aos Professores **Carlos Alberto Vieira de Azevedo**, **Jaime Joaquim S. P. Cabral** e a Professora **Suzana Maria G. L. Montenegro**, pela participação na comissão examinadora, através das críticas e sugestões.

Ao Professor **José Ferreira da Costa Filho**, pelo empréstimo de alguns equipamentos.

Ao **Centro de Ciências Agrárias, UFPB**, pelo empréstimo da área experimental.

À **CAPES**, pela concessão da bolsa de estudos.

Aos amigos e colegas de Doutorado **Eduardo S. Souza** e **Peter M. Fleming**, pela importante ajuda nos trabalhos de campo, bem como pelas discussões teóricas e grande amizade.

Aos amigos (as) de pesquisa **Mônica Milfont, Suzete Silva, Josilene Iara, Regina Aguiar, Sandra Galvão, Paulo Frassinetti, Luciano José, Rodrigo Bezerra**, pelo apoio, companheirismo e amizade.

Ao amigo e irmão **Antonio Clementino** por partilhar de mais essa conquista.

À república “Federativa da Paraíba”, nas pessoas de **Eduardo Vasconcelos, Fábio José, Oriundo Moura, Tácio Oliveira e Aldrin Perez**, pelo excelente convívio nesses 4 anos, além da grande amizade e companheirismo, que tornaram essa tarefa mais fácil.

Aos amigos do laboratório de Física do Solo, **Paulo Vigberto, Antonio Marques, Paulinho e Ricardo**, pela inestimável ajuda nas determinações de campo e de laboratório.

Aos agrônomos **Cícero e Adriana**, pela valiosa ajuda na coleta dos dados de balanço hídrico e de planta.

Aos amigos do laboratório de Física do Solo da UFPB, **Robeval Santiago e João Lopes**, pela grande ajuda na condução e colheita dos experimentos.

Ao **Sr. José Dora e Família**, pelo apoio dado e ao tratorista da UFPB, **Dézio**, pelo grande apoio no preparo da área experimental.

A todos que fazem parte do **Departamento de Energia Nuclear**, pelo excelente convívio.

E a todos que contribuíram de forma direta e indireta, para a realização desse trabalho.

## SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	vi
LISTA DE FOTOS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xviii
1- INTRODUÇÃO	1
2- REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1- Transferências simultâneas de água e de calor no solo	4
2.1.1- Transferência de massa	4
2.1.1.1 Conservação da massa	4
2.1.1.2- Equações de transporte	5
2.1.1.3- Equação de transferência de água	6
2.1.2- Transferência de calor	7
2.1.2.1- Conservação de energia	7
2.1.2.2- Equação de transporte	8
2.1.2.3- Equação da transferência de calor	8
2.1.3- Equações resultantes	8
2.2- Descrição teórica das trocas de calor e de vapor d'água entre a vegetação e a atmosfera	9
2.2.1- Trocas de momentum, vapor d'água e calor no dossel	9
2.2.1.1- Física da transferência turbulenta	10
2.2.1.2- Transferência de momentum	10
2.2.1.3- Transferência de calor latente	13
2.2.1.4- Transferência de calor sensível	15
2.2.2- Estabilidade atmosférica	17
2.2.2.1- Condições de estabilidade	17
2.2.2.2- Relações fluxo-perfil em condições de não neutralidade	21
2.2.3- Trocas de vapor d'água e calor na folha	23
2.2.3.1- Taxa de transpiração foliar	23

2.2.3.2- Troca de calor na folha	29
2.2.4- O modelo de Penman-Monteith	29
2.2.4.1- Fator ômega	36
2.3- Transferência de água através da planta	37
2.4- Balanço Hídrico	41
2.5- Balanço de Energia	44
2.5.1 Balanço de energia – Método da Razão de Bowen	45
2.5.2- Balanço de energia –Método Aerodinâmico	48
2.5.3- Balanço de energia –Método da Correlação dos Turbilhões	50
2.6- Aspectos ecofisiológicos do feijão caupi	52
3- MATERIAL E MÉTODOS	54
3.1- Localização, clima e solo da área experimental	54
3.2-Balanço Hídrico	56
3.2.1- Período de medição e instrumentação	56
3.2.2- Componentes do balanço hídrico	58
3.2.3- Curva de retenção da água do solo	60
3.2.4- Condutividade hidráulica do solo	62
3.3- Balanço de Energia	64
3.3.1- Período de medição e instrumentação	64
3.3.2- Correção do fluxo de calor no solo (G)	66
3.3.3- Balanço de Energia – método da razão de Bowen	66
3.3.4- Balanço de Energia - método aerodinâmico	68
3.3.5– Requerimentos de Fetch	70
3.4- Estimativa da evapotranspiração de referência (ET <sub>o</sub> ) pelo método de Penman-Monteith (FAO-56)	71
3.5- Medições realizadas na cultura	73
3.5.1- Primeiro experimento (2002)	73
3.5.1.1- Plantio, Tratos culturais, Adubação e Colheita	73
3.5.1.2- Altura da cobertura vegetal (dossel)	73
3.5.1.3- Percentagem de área de solo coberta pela cultura	74
3.5.1.4- Potencial hídrico foliar e resistência estomática	75

3.5.1.5- Produção de Grãos e Eficiência do Uso de Água	75
3.5.2- Segundo experimento (2003)	75
3.5.2.1- Plantio, Tratos culturais e Colheita	75
3.5.2.2- Altura da cobertura vegetal e acumulação de biomassa	76
3.5.2.3- Percentagem de área de solo coberta pela cultura	76
3.5.2.4- Potencial hídrico foliar e resistência estomática	76
3.2.5.5- Produção de Grãos, Eficiência do Uso de Água e Índice de Colheita	76
3.5.2.6- Evolução do sistema radicular	77
4- RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
4.1- Comparação dos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico na estimativa do fluxo de calor sensível e da evapotranspiração do feijão caupi no ano de 2002	79
4.1.1- Fluxo de calor sensível	79
4.1.2- Evapotranspiração do feijão caupi	80
4.1.3- Fluxo de calor sensível e evapotranspiração durante dois períodos distintos	83
4.1.3.1- Temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento	84
4.1.3.2- Fluxo de calor sensível	86
4.1.3.3- Variação horária da radiação líquida ( $R_n$ ) e do fluxo de calor sensível (H), obtidos pelos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico	88
4.1.3.4- Comparação da evapotranspiração do feijão caupi	92
4.2- Balanço de energia – Solo cultivado com feijão caupi	93
4.2.1- Altura da cobertura vegetal, percentagem de cobertura do solo	93
4.2.2- Precipitação Pluviométrica	95
4.2.3- Variação diária dos componentes do balanço de energia	97
4.2.4- Avaliação dos componentes do balanço de energia durante as diferentes fases fenológicas da cultura do feijão caupi	103
4.2.4.1- Fase de emergência	103
4.2.4.1- Fase vegetativa	104
4.2.4.3- Fase reprodutiva	107
4.2.4.4- Fase de maturidade fisiológica e senescência	111
4.2.5- Evapotranspiração do feijão caupi no ano de 2003	114

4.3- Evolução do sistema radicular do feijão caupi	116
4.4- Balanço Hídrico – Solo cultivado com feijão caupi	117
4.4.1- Componentes do balanço hídrico durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003	118
4.4.2- Evapotranspiração do feijão caupi em 2002 e em 2003: comparação entre os métodos do balanço hídrico e de energia – razão de Bowen	122
4.5- Relação ETR/ETo nos períodos cultivados de 2002 e 2003	127
4.6- Potencial hídrico foliar e resistência estomática	130
4.6.1- Potencial hídrico foliar e déficit de pressão de vapor do ar	130
4.6.2- Potencial hídrico resistência estomática	133
4.6.3- Potencial hídrico foliar de base (potencial de base)	136
4.7- Produtividade, eficiência do uso de água e índice de colheita do feijão caupi	137
4.8- Balanço de energia – solo sem vegetação	138
4.8.1- Variação diária e horária dos componentes do balanço de energia para o solo sem vegetação	139
4.8.2- Evaporação do solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a 01/03/2002	144
4.8.3- Relação ER/ETo no período de 01/02/2002 a 01/03/2002	146
4.9- Balanço hídrico – solo sem vegetação	148
4.9.1- Componentes do balanço hídrico durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002	148
4.9.2- Evaporação do solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a 01/03/2002: comparação entre os métodos do balanço hídrico e do balanço de energia – razão de Bowen	149
5- CONCLUSÕES	151
6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	153

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1. Análise Granulométrica, Classificação Textural e Massa Específica Global ( $\rho$ ) do solo da área Experimental. 56
- Tabela 2- Valores dos parâmetros da curva de retenção da água no solo  $h(\theta)$ , equação de van Genuchten (1980), para as profundidades de 60 e 80 cm. 60
- Tabela 3- Valores da condutividade hidráulica saturada do solo ( $K_s$ ), para a superfície e para as profundidades de 20, 40, 60 e 80 cm. 63
- Tabela 4. Valores máximos e mínimos diários da temperatura do ar, da umidade relativa e da velocidade do vento, medidos nos níveis  $z_1$  e  $z_2$ , durante os períodos de solo úmido e de solo seco. 85
- Tabela 5- Massas de grãos (MG), da planta (MP) e total (MT), eficiência do uso de água (EUA) e índice de colheita (IC) da cultura do feijão caupi nos anos de 2002 e 2003. 137

## LISTA DE FOTOS

- Foto 1- Sítio tensio-neutrônico instalado na área experimental, mostrando em detalhe oito tensiômetros com manômetro de mercúrio, e o tubo de acesso em alumínio para a sonda de nêutrons. 57
- Foto 2- Infiltrômetro de anel simples 63
- Foto 3- Torre meteorológica automatizada, mostrando todos os sensores atmosféricos necessários para a realização do balanço de energia. 65
- Foto 4- Dispositivo para medir a área ocupada pelas plantas do feijão caupi, onde se vê o retângulo sendo colocado no solo, além da base para a máquina fotográfica. 74

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Perfis de velocidade do vento vertical  $u(z)$  e características simplificadas dos turbilhões do vento turbulento próximo ao solo, para as condições atmosféricas neutra, estável e instável (Thom,1975). Os símbolos são:  $l$ : comprimento da mistura;  $k$  é a constante de von Karman;  $z$  é a altura acima do nível de referência e  $u'$  e  $w'$ : são, respectivamente, as flutuações horizontais e verticais da velocidade turbulenta. 18
- Figura 2- Desenvolvimento das camadas limites laminar e turbulenta sobre uma placa horizontal lisa. A escala vertical é grandemente exagerada (Monteith & Unsworth, 1990). 24
- Figura 3- Representação esquemática das resistências e parâmetros que influenciam as trocas de calor sensível e latente entre uma folha e a atmosfera. Os símbolos são:  $T_l$ : temperatura da folha;  $T_a$ : temperatura do ar fora da camada limite;  $r_b$ : resistência da camada limite foliar;  $r_s$ : resistência estomática;  $r_{cut}$ : resistência cuticular;  $\rho_v$ : densidade de vapor do ar e  $\rho^o(T_l)$ : densidade de saturação de vapor na temperatura foliar (Samson, 2001). 28
- Figura 4- Diagrama esquemático do modelo da “grande folha”. Os símbolos são  $R_n$ : radiação líquida;  $\lambda E$ : fluxo de calor latente;  $H$ : fluxo de calor sensível;  $S$ : armazenamento de calor;  $r_{ah}$  e  $r_{av}$ : resistências aerodinâmicas para calor sensível e para calor latente;  $r_c$ : resistência do dossel ou da superfície;  $e_s$ : pressão de saturação de vapor na temperatura da superfície  $T_s$ ;  $e_a$ : pressão de vapor do ar na temperatura do ar  $T_a$  (Zhang et al., 1995). 32
- Figura 5- Mapa do município de Areia-PB, com a localização da área experimental, mostrando em detalhes os sítios tensio-neutrônicos e a torre meteorológica automatizada. 55
- Figura 6- Calibração da sonda de nêutrons para as camadas de 0-15 cm e 15-60 cm. 58
- Figura 7- Curvas de retenção da água no solo medida e ajustada, equação de van Genuchten (1980), para as profundidades de 60 cm (A) e 80 cm (B). 61
- Figura 8- Curva de condutividade hidráulica em função da umidade, equação de van Genuchten (1980) com a hipótese de Burdine (1953), para as profundidades de 60 cm e 80 cm. 64

- Figura 9- Comparação entre o fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ) para cultura de feijão ( $N = 4512$  observações). 80
- Figura 10- Valores de evapotranspiração, obtidos pelos métodos da razão de Bowen ( $ET_B$ ) e aerodinâmico combinado ( $ET_C$ ), e precipitação pluviométrica durante o cultivo do feijão caupi no ano de 2002 em Areia-PB. 81
- Figura 11- Precipitação e evapotranspiração acumulada durante todo o ciclo fenológico do feijão caupi, no ano de 2002. 82
- Figura 12- Correlação entre os valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen ( $ET_B$ ) e pelo método aerodinâmico combinado ( $ET_C$ ). 83
- Figura 13- Comparação entre o fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ) para uma cultura de feijão ( $N = 384$  observações), durante os períodos I (A) e II (B) 87
- Figura 14- Variação horária da radiação líquida ( $R_n$ ) e do fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ), nos dias 28 e 29/03/2002 (período I). 89
- Figura 15- Variação horária da radiação líquida ( $R_n$ ) e do fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ), nos dias 09 e 13/04/2002 (período II). 91
- Figura 16- Correlação entre os valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen ( $ET_B$ ) e pelo método aerodinâmico combinado ( $ET_C$ ), durante os períodos úmido e seco. 92
- Figura 17- Evolução da altura da cobertura vegetal e da percentagem de cobertura do solo nos anos de 2002 (A) e 2003 (B). Cada ponto representa a média de dez (altura de plantas) e quatro repetições (cobertura do solo). As barras indicam o desvio padrão. 94
- Figura 18- Precipitação pluviométrica durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B), em Areia-PB. 96
- Figura 19- Variação diária da razão entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e a radiação solar global ( $R_g$ ), e entre a radiação líquida e os fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e

- no solo (G), na cultura do feijão Caupi, durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B). 98
- Figura 20- Variação diária da radiação global (Rg), da radiação líquida (Rn), do fluxo de calor latente (LE), do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor no solo (G), na cultura do feijão Caupi, durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B), em Areia-PB. 101
- Figura 21- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi durante a fase de emergência, nos dias 13/03/2002 e 16/03/2003. 103
- Figura 22- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante a fase vegetativa. 105
- Figura 23- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante a fase vegetativa. 106
- Figura 24- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante a fase reprodutiva. 108
- Figura 25- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante a fase reprodutiva. 110
- Figura 26- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante as fases de maturidade fisiológica (02/06/2002) e de senescência (11/06/2002). 112
- Figura 27- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante as fases de maturidade fisiológica (27/05/2003) e de senescência (02/06/2003). 113
- Figura 28- Valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET<sub>B</sub>) e precipitação pluviométrica durante o período de 11/03/2003 a 02/06/2003. 114
- Figura 29- Precipitação e evapotranspiração acumulada durante todo o ciclo fenológico do feijão caupi no ano de 2003. 115
- Figura 30- Densidade de raízes (cm cm<sup>-3</sup>) do feijão caupi nos dias 04/04/2003, 17/04/2003, 02/05/2003 e 29/05/2003. 117
- Figura 31- Componentes do balanço hídrico para a cultura do feijão caupi durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B) em Areia-PB. 119

- Figura 32– Evapotranspiração da cultura do feijão caupi durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B) em Areia-PB, estimada pelos métodos do balanço hídrico (ET\_BH) e do balanço de energia – razão de Bowen (ET\_BE). 123
- Figura 33- Evapotranspiração média diária da cultura do feijão caupi durante as diferentes fases fenológicas nos períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B) em Areia-PB, estimada pelos métodos do balanço hídrico (ET\_BH) e do balanço de energia – razão de Bowen (ET\_BE) 125
- Figura 34- Relação entre a evapotranspiração da cultura (ETR) e a evapotranspiração de referência (ETo) e a evapotranspiração potencial (ETP), além dos valores médios do coeficiente de cultivo, kc, reportados por Doorenbos & Kassam (1994), durante as diferentes fases de desenvolvimento do feijão caupi. 128
- Figura 35- Evolução horária do déficit de pressão de vapor (DPV) e do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) do feijão caupi no dia 08/05/2002 em Areia-PB. 130
- Figura 36- Evolução horária do déficit de pressão de vapor (DPV) e do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) do feijão caupi nos dias 15/04/2003 (A) e 29/05/2003 (B) em Areia-PB. 132
- Figura 37- Evolução horária do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e da resistência estomática ( $R_s$ ) em feijão caupi para o dia 16/05/2002 em Areia-PB. 134
- Figura 38- Evolução horária do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e da resistência estomática ( $R_s$ ) em feijão caupi para o dia 28/05/2003 em Areia-PB. 135
- Figura 39- Evolução diária do potencial de base ( $\Psi_b$ ) em feijão caupi durante o período de 03/04/2003 a 30/05/2003 em Areia-PB. 136
- Figura 40- Umidade volumétrica do solo (medida a 5 cm de profundidade) e precipitação pluviométrica durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002, em Areia-PB. 139
- Figura 41- Variação diária da razão entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e a radiação solar global ( $R_g$ ), e entre a radiação líquida e os fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e no solo (G), em solo sem vegetação, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB. 140
- Figura 42- Variação diária da radiação global ( $R_g$ ), da radiação líquida ( $R_n$ ) do fluxo de calor latente (LE), do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor no solo (G),

em solo sem vegetação, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.	142
Figura 43- Variação horária dos componentes do balanço de energia para um solo sem vegetação nos dias 02/02/2002, 07/02/2002, 12/02/2002 e 24/02/2002, em Areia-PB.	143
Figura 44- Evaporação e umidade de um solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002.	144
Figura 45- Precipitação pluviométrica e evaporação do solo acumulada durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002.	145
Figura 46- Precipitação pluviométrica e relação entre a evaporação do solo sem vegetação, ER, e a evapotranspiração de referência, ETo, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002.	147
Figura 47- Componentes do balanço hídrico para o solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.	149
Figura 48- Evaporação média diária do solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002, obtida pelos métodos do balanço hídrico (ER_BH) e do balanço de energia – razão de Bowen (ER_BE).	150

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
$A_L$	Armazenamento acumulado de água no perfil de solo	mm
$C$	Capacidade térmica volumétrica do solo	$\text{MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
$C_h$	Capacidade capilar	$\text{m}^{-1}$
$c_p$	Calor específico do ar em pressão constante	$\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
$d$	Altura de deslocamento do plano zero	m
$D$	Drenagem	mm
$d_c$	Dimensão característica	M
$D_H$	Coefficiente de difusão para calor	$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$
$DPV$	Déficit de pressão de vapor	kPa
$D_v$	Coefficiente de difusão de vapor d'água	$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$
$D_{vh}$	Coefficiente isotérmico de difusão de vapor d'água	$\text{Kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
$D_{vT}$	Coefficiente de difusão de vapor d'água associado com o gradiente térmico	$\text{Kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$
$E$	Taxa de evapotranspiração	$\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
$e_a$	Pressão atual de vapor	kPa
$e_i$	Entalpia específica do constituinte $i$	
$ER$	Evaporação do solo sem vegetação	mm
$ER\_BE$	Evaporação do solo obtida pelo método do balanço de energia	mm
$ER\_BH$	Evaporação do solo obtida pelo método do balanço hídrico	mm
$e_s$	Pressão de saturação de vapor	kPa
$ET$	Evapotranspiração	mm
$ET\_B$	Evapotranspiração obtida pelo método da razão de Bowen	mm
$ET\_BE$	Evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia	mm
$ET\_BH$	Evapotranspiração obtida pelo método do balanço hídrico	mm
$ET\_C$	Evapotranspiração obtida pelo método aerodinâmico combinado	mm
$ET_o$	Evapotranspiração de referência	mm
$EUA$	Eficiência do uso de água	$\text{Kg m}^{-3}$
$G$	Fluxo de calor no solo	$\text{W m}^{-2}$
$g$	Aceleração da gravidade	$\text{m s}^{-2}$

h	Potencial matricial	m
H	Fluxo de calor sensível	W m <sup>-2</sup>
H <sub>t</sub>	Potencial total da água no solo	m
H <sub>A</sub>	Fluxo de calor sensível obtido pelo método aerodinâmico	W m <sup>-2</sup>
H <sub>B</sub>	Fluxo de calor sensível obtido pelo método da razão de Bowen	W m <sup>-2</sup>
hs	Concentração de calor sensível	J m <sup>-3</sup>
I	Irrigação	mm
J <sub>c</sub>	Fluxo de calor por condução	W m <sup>-2</sup>
J <sub>l</sub>	Fluxo de água líquida	Kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
J <sub>m</sub>	Fluxo de massa total de água	Kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
J <sub>v</sub>	Fluxo de vapor	Kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
k	Constante de von Karman (0,41)	-
K(θ)	Condutividade hidráulica não saturada	mm dia <sup>-1</sup>
K(h,T)	Condutividade hidráulica em função do potencial matricial e da temperatura	mm dia <sup>-1</sup>
kc	Coefficiente de cultivo	—
K <sub>H</sub>	Difusividade turbulenta para a transferência de calor sensível	m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
K <sub>LE</sub>	Difusividade turbulenta para a transferência de calor latente	m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
K <sub>M</sub>	Difusividade turbulenta para transferência de momentum	m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
K <sub>s</sub>	Condutividade hidráulica saturada	mm dia <sup>-1</sup>
K <sub>T</sub>	Condutividade térmica aparente	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
K <sub>T</sub> (h,T)	Condutividade térmica	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
L	Calor latente de vaporização	MJ kg <sup>-1</sup>
LE <sub>B</sub>	Fluxo de calor latente obtido pelo método da razão de Bowen	W m <sup>-2</sup>
LE	Fluxo de calor latente	W m <sup>-2</sup>
LE <sub>C</sub>	Fluxo de calor latente obtido pelo método aerodinâmico	W m <sup>-2</sup>
L <sub>MO</sub>	Comprimento de Monin-Obukhov	m
m	Parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten	—
n	Parâmetro de ajuste da equação de van Genuchten	—
P	Precipitação pluviométrica	mm
Patm	Pressão atmosférica	kPa

q	Umidade específica	$\text{Kg Kg}^{-1}$
q'	Densidade de vapor	$\text{g m}^{-3}$
R	Escoamento superficial	mm
r	Raio do infiltrômetro	m
r <sub>a</sub>	Resistência aerodinâmica	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>ah</sub>	Resistência aerodinâmica para o fluxo de calor sensível	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>am</sub>	Resistência aerodinâmica para momentum	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>av</sub>	Resistência aerodinâmica para o fluxo de calor latente	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>b</sub>	Resistência da camada limite	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>cut</sub>	Resistência cuticular	$\text{s m}^{-1}$
R <sub>g</sub>	Radiação global	$\text{W m}^{-2}$
R <sub>i</sub>	Número de Richardson	—
R <sub>n</sub>	Radiação líquida	$\text{W m}^{-2}$
R <sub>s</sub>	Resistência estomática	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>s</sub>	Resistência da superfície	$\text{s m}^{-1}$
r <sub>v</sub>	Resistência foliar ao transporte de vapor d'água	$\text{s m}^{-1}$
S	Extração de água pelo sistema radicular das plantas	$\text{Kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
S <sub>e</sub>	Umidade efetiva	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
S <sub>o</sub>	Sorvidade	$\text{mm dia}^{-1/2}$
t	tempo	s
T <sub>a</sub>	Temperatura do ar	$^{\circ}\text{C}$
T <sub>ak</sub>	Temperatura absoluta do ar	K
T <sub>l</sub>	Temperatura da folha	$^{\circ}\text{C}$
T <sub>s</sub>	Temperatura da superfície	$^{\circ}\text{C}$
T <sub>vk</sub>	Temperatura virtual	K
T <sub>ze</sub>	Temperatura no nível de referência ze	$^{\circ}\text{C}$
T <sub>zm</sub>	Temperatura no nível de medição zm	$^{\circ}\text{C}$
u	Velocidade do vento	$\text{m s}^{-1}$
u*	Velocidade de fricção	$\text{m s}^{-1}$
UR	Umidade relativa	%
W	Ascensão capilar	mm

$w'$	Velocidade vertical do vento	$m s^{-1}$
$Z$	Potencial gravitacional	$m$
$z_0$	Comprimento de rugosidade	$m$
$z_{0h}$	Comprimento de rugosidade para calor	$m$
$z_{0m}$	Comprimento de rugosidade para momentum	$m$
-----		
$\alpha$	Inverso da pressão de borbulhamento	$cm^{-1}$
$\beta$	Razão de Bowen	—
$\beta_c$	Constante no intervalo de 0-1	—
$\gamma$	Constante psicrométrica	$kPa ^\circ C^{-1}$
$\Delta$	Inclinação da curva de pressão de saturação de vapor	$kPa ^\circ C^{-1}$
$\Delta A$	Varição do armazenamento de água no solo	$mm$
$\Delta e$	Diferença de pressão de vapor	$kPa$
$\Delta T$	Diferença de temperatura do ar	$^\circ C$
$\theta$	Conteúdo de água do solo	$cm^3 cm^{-3}$
$\theta_r$	Conteúdo residual de água do solo	$cm^3 cm^{-3}$
$\theta_s$	Conteúdo saturado de água do solo	$cm^3 cm^{-3}$
$\phi_h$	Função de estabilidade para calor	—
$\phi_m$	Função de estabilidade para momentum	—
$\rho$	Densidade da água	$Kg m^{-3}$
$\rho_a$	Densidade do ar	$Kg m^{-3}$
$\rho_s$	Densidade do solo	$Kg m^{-3}$
$\rho_v$	Densidade de vapor	$Kg m^{-3}$
$\psi_b$	Potencial de base	$MPa$
$\psi_h$	Função de correção para transporte de calor	—
$\psi_m$	Função de correção para transporte de momentum	—
$\psi_w$	Potencial hídrico foliar	$MPa$
$\nabla \phi_t$	Gradiente de potencial total	$m$

# BALANÇO HÍDRICO E DE ENERGIA EM SOLO CULTIVADO E SEM VEGETAÇÃO, PARA AS CONDIÇÕES DO BREJO PARAIBANO

JOSÉ ROMUALDO DE SOUSA LIMA

## RESUMO

Em áreas de agricultura de sequeiro a quantificação das perdas de água, por meio da evapotranspiração da cultura e da evaporação do solo, assume grande importância. Os métodos utilizados para se medir a evapotranspiração e/ou evaporação variam de técnicas de medições diretas, usando os lisímetros, a medições dos balanços de água e de energia. Os lisímetros de precisão possuem um alto custo, e por isso só são utilizados em áreas com pesquisas mais refinadas. Os métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, vêm sendo muito utilizados devido à sua simplicidade, robustez e menor custo. Em face ao exposto, o presente trabalho objetivou avaliar os componentes do balanço hídrico e do balanço de energia em solo cultivado com feijão caupi e sem vegetação, além de se fazer comparações entre os métodos de determinação da evapotranspiração do feijão caupi. Para tal, foram realizados dois experimentos: um no ano de 2002 e outro no ano de 2003, sendo que o plantio da cultura foi realizado numa área de 4 ha do Centro de Ciências Agrárias, UFPB, localizada no município de Areia, PB ( $6^{\circ} 58' S$ ,  $35^{\circ} 41' W$ ). Para a determinação do balanço de energia, a área foi instrumentada com um pluviógrafo, um piranômetro, um radiômetro e sensores para medidas da temperatura e da umidade relativa do ar e da velocidade do vento, em dois níveis acima da superfície do solo. Dois locais, no solo foram instrumentados, cada um com duas sondas térmicas instaladas horizontalmente nas profundidades de  $z_1 = 2,0$  cm e  $z_2 = 8,0$  cm, e um fluxímetro, para a medida do fluxo de calor no solo, a  $z_1 = 5,0$  cm. Essas medidas foram armazenadas a cada 30 minutos num datalogger. Para a determinação do balanço hídrico, foram instalados três sítios tensio-neutrônicos, contendo um tubo de acesso para sonda de nêutrons e oito tensiômetros. Pelos resultados dos componentes do balanço de energia verificou-se que o método aerodinâmico correlacionou-se muito bem com o método da razão de Bowen, para todas as condições atmosféricas e de conteúdo de água do solo. Em média, para os dois anos estudados, 72%

da radiação líquida foi utilizada para o processo de evapotranspiração da cultura. Com relação à comparação dos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, verificou-se que ambos podem ser usados para a determinação da evapotranspiração da cultura e da evaporação do solo sem vegetação, e que independentemente do método utilizado o maior consumo de água pela cultura ocorreu na fase reprodutiva. Os valores médios da evapotranspiração da cultura no ano de 2002 foram de 4,33 mm dia<sup>-1</sup> e 3,98 mm dia<sup>-1</sup>, determinados pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, respectivamente. Já para o ano de 2003 esses valores foram de 4,2 mm dia<sup>-1</sup> e 4,1 mm dia<sup>-1</sup>. Verificou-se também que a cultura do feijão caupi não experimentou estresse hídrico nos dois anos estudados.

WATER AND ENERGY BALANCE IN THE CULTIVATED AND BARE SOIL IN A  
MONTANE AREA IN PARAIBA, BRAZIL.

JOSÉ ROMUALDO DE SOUSA LIMA

ABSTRACT

In the areas of rainfed agriculture it is very important to quantify losses of water by evapotranspiration and soil evaporation. The methods used for measuring evapotranspiration and/or evaporation varies from direct measurements techniques, using lysimeters, to measurements of the water and energy balances. The precision lysimeters have high cost, being only used for research purposes. The water and energy balances methods have been very used due the simplicity, robustness and lower cost. Therefore, the objective of this study was to assess the water and energy balance components in the soil cultivated with cowpea (*Vigna unguiculata* (L) Walp) and without vegetation, besides comparing the methods used to determine the cowpea evapotranspiration. Two experiments (2002 and 2003) were performed in the 4 ha area of the Centro de Ciências Agrárias, UFPB, municipality of Areia, Paraíba State (6° 58' S, 35° 41' W). To determine the energy balance, the area was instrumented with a rain gauge, a pyranometer, a net radiometer, and sensors for measuring air temperature and humidity, and wind speed in two levels. Two locals, in the soil, were instrumented with two temperature sensors located at 2.0 cm and 8.0 cm below soil surface and one heat flux plate placed at 5.0 cm below soil surface. The measurements were recorded every 30 minutes on a datalogger. To determine the water balance, three plots were installed, composed one-meter access tube for neutron probe measurements, and 8 tensiometers. The results show very good correlation between the aerodynamic method and the Bowen ratio energy balance method, for all atmospheric and soil water conditions. For the two years, in average 72% of the net radiation was used by crop evapotranspiration. The energy and water balance can be used to determine the crop evapotranspiration and soil evaporation, and regardless of the method used, the major water use by crop occurred in the reproductive stage. In the year of 2002, the average values for actual evapotranspiration obtained by using the water balance and energy balance, were 4.33 and 3.98 mm. day<sup>-1</sup> respectively. In the year of 2003, were respectively 4.2 and 4.1

mm. day<sup>-1</sup>. Also, it was verified that the crop did not suffer water stress in the two-year period of study.

## 1- INTRODUÇÃO

A quantificação dos componentes dos balanços de água e de energia é essencial para o planejamento dos recursos hídricos de uma área, para estimar o fornecimento potencial de água, para compreender os efeitos ecológicos decorrentes do desenvolvimento das regiões (Bidlake et al., 1996), para o planejamento da irrigação das culturas, para o entendimento e a modelagem dos processos de transferência de massa e de energia no sistema solo-planta-atmosfera, além da compreensão das inter-relações entre esses processos e as mudanças ocorridas no clima global.

Em um planeta onde a água potável está se tornando cada vez mais escassa e cara, o estudo das perdas hídricas assume importância crescente. Respectivamente para o solo vegetado e para os reservatórios de água doce, a evapotranspiração e a evaporação representam, uma demanda considerável de água, justificando-se todos os esforços para quantificá-la e tentar minimizá-la. Em regiões áridas e semi-áridas, onde a disponibilidade hídrica é fator limitante da produção agrícola aonde, em situações menos favoráveis, chega mesmo a por em risco a sobrevivência de populações inteiras, o conhecimento da distribuição espacial e temporal da transferência de vapor d'água para a atmosfera facilita bastante o estabelecimento de políticas visando o uso racional da água (Varejão-Silva, 2000).

A evapotranspiração é um importante processo que envolve diferentes disciplinas, incluindo a ecologia, a hidrologia e a meteorologia. Por causa deste foco multidisciplinar, foi desenvolvido um grande número de metodologias para se medir a evapotranspiração, ou componentes dela (transpiração e evaporação do solo), através de um amplo intervalo de escalas espaciais, variando desde plantas individuais, passando por parcelas experimentais e perfis de solo, a microbacias.

A evapotranspiração é definida como a perda de água por meio da evaporação do solo e da transpiração das plantas. É um processo biofísico que envolve o conteúdo de água do solo, a passagem da água através da planta, a perda de água por transpiração através dos estômatos das folhas e o transporte de água na atmosfera por meio dos processos difusivos e turbulentos (Rana et al., 1997a) A sua medição ou estimativa é importante para propósitos tais como, estudos do balanço hídrico regional, manejo da irrigação, descrição da camada limite atmosférica e previsão do tempo (Amarakoon et al., 2000).

De acordo com Rana & Katerji (2000) a evapotranspiração pode ser medida utilizando-se modelos hidrológicos (balanço hídrico do solo e lisímetro de pesagem), modelos micrometeorológicos - balanço de energia (razão de Bowen, método aerodinâmico, correlação dos turbilhões) e modelos fisiológicos em vegetais (método do fluxo de seiva e câmara de pressão).

Os lisímetros apresentam a vantagem de medição direta da evapotranspiração, até mesmo em pequenos intervalos de tempo. No entanto, não são muito utilizados no campo devido ao seu alto custo de instalação e ao fato de que parte do ecossistema em estudo fica desconectado do resto, o que pode causar, por exemplo, uma alteração da disponibilidade de água para as raízes pela interrupção da ascensão capilar do lençol freático.

O método do balanço hídrico pode ser descrito por meio da determinação dos fluxos de entrada (precipitação e irrigação) e de saída (drenagem, escoamento superficial e evapotranspiração) e do armazenamento de água no solo, para uma determinada cultura num determinado tempo. Todos esses componentes, com exceção da evapotranspiração, são medidos, estimados, ou negligenciados, e então, a evapotranspiração é obtida como termo residual. O intervalo de tempo no qual a evapotranspiração é obtida, geralmente, é de dias a semanas, devido à resolução temporal na qual os dados são obtidos.

Os métodos micrometeorológicos, tais como o balanço de energia – razão de Bowen e aerodinâmico, também podem ser usados para a estimativa da evapotranspiração. Esses métodos produzem boas estimativas da evapotranspiração em intervalos de tempo muito curto (minutos), principalmente, se certas condições, relacionadas especialmente com os requerimentos de fetch, são satisfeitas. Contudo, esses métodos requerem um bom conhecimento técnico e teórico, além de apresentarem custos elevados.

Diante do exposto, este estudo teve como objetivo geral quantificar a evapotranspiração da cultura do feijão caupi pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia.

Os objetivos específicos foram: (i) avaliar os componentes do balanço hídrico e do balanço de energia em solo sem vegetação e cultivado com feijão caupi no brejo paraibano; (ii) avaliar a influência da cobertura vegetal na partição dos componentes do balanço de energia; (iii) analisar a variação temporal da evapotranspiração do feijão caupi utilizando o método do balanço de energia-razão de Bowen; (iv) determinar e comparar a evaporação do

solo e a evapotranspiração do feijão caupi, utilizando os métodos do balanço hídrico e do balanço de energia - razão de Bowen; (v) determinar e comparar os valores do fluxo de calor sensível pelo método do balanço de energia-razão de Bowen e pelo método aerodinâmico.

## 2- REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1- Transferências simultâneas de água e de calor no solo

Os fluxos de água e de energia sob condições não isotérmicas no solo são fenômenos interativos. Um está vinculado ao outro. Os gradientes de temperatura afetam o campo de potencial matricial da água no solo e induzem tanto ao movimento líquido quanto ao de vapor, movimento este que conduz calor. Portanto, as ocorrências simultâneas de gradientes de temperatura e de gradientes de potencial matricial no solo levam ao transporte combinado de calor e de umidade. Este transporte combinado pode geralmente ser ignorado nos casos extremos de um solo saturado (ou aproximadamente saturado), e de um solo aproximadamente seco. No primeiro caso, a influência dos gradientes de temperatura no fluxo de água líquida é geralmente pequena, quando comparada com a influência da gravidade ou com os gradientes de potencial. No segundo caso (solo quase seco), o movimento de calor pode impor um movimento não significativo de água líquida ou de vapor. Desse modo, permanece o problema de como lidar com o amplo intervalo de situações intermediárias, nas quais tanto os transportes de água e de vapor podem ser significantes e influenciados mutuamente (Hillel, 1998).

As equações que descrevem as transferências de massa e de calor no solo podem ser obtidas como apresentado a seguir:

#### 2.1.1- Transferência de massa

##### 2.1.1.1 Conservação da massa

A equação que descreve a conservação da massa, para um solo vegetado, é:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = -div(J_m) - S \quad (1)$$

sendo  $\theta$  a umidade volumétrica;  $\rho$  a massa específica volumétrica da água;  $J_m$  é o fluxo de massa total de água (líquida  $J_l$  + vapor  $J_v$ ) e  $S$  um termo relacionado com a extração de água pelo sistema radicular da planta.

### 2.1.1.2- Equações de transporte

#### I) na fase líquida

O fluxo líquido é descrito pela lei de Darcy, generalizada para um meio poroso não saturado:

$$J_l = -\rho_l K(h, T) \nabla Ht \quad (2)$$

sendo  $Ht$  a soma do potencial  $h$  matricial, que depende da umidade volumétrica, e do potencial  $Z$  gravitacional, expresso em termos de energia por unidade de peso [L], isto é:

$$Ht = h - z; \quad \text{com } Z = -z \quad (3)$$

e  $K(h, T)$  é a condutividade hidráulica [ $L T^{-1}$ ], que é função do potencial matricial,  $h$ , e da temperatura,  $T$ .

#### II) na fase gasosa

O fluxo de água na fase gasosa pode ser descrito por meio de uma equação de transporte do tipo da Lei de Fick, adaptada às condições de difusão no meio poroso (Lei de Stefan):

$$J_v = -D_v(h, T) \nabla \rho_v(h, T) \quad (4)$$

sendo  $D_v$  o coeficiente de difusão de vapor do meio poroso, que depende da difusão de vapor do ar e da geometria dos poros cheios de ar.

O desenvolvimento de  $\nabla \rho_v(h, T)$  em função de  $h$  e de  $T$ , coloca em evidência da equação (4), a contribuição do gradiente de potencial matricial  $h$  e do gradiente de temperatura  $T$  no transporte do vapor. Desse modo,

$$\nabla \rho_v(h, T) = \left( \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \right)_T \nabla h + \left( \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right)_h \nabla T \quad (5)$$

conduz a:

$$J_v = -D_{vh}\nabla h - D_{vT}\nabla T \quad (6)$$

sendo  $D_{vh}$  o coeficiente isotérmico de difusão de vapor de água, dado por:

$$D_{vh} = D_v \left( \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \right)_T \quad (7)$$

e  $D_{vT}$  o coeficiente de difusão de vapor associado ao gradiente térmico, dado por:

$$D_{vT} = D_v \left( \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right)_h \quad (8)$$

### III) da massa de água

É a soma dos fluxos de água nas fases líquida e gasosa:

$$J_m = -\rho_l(D_{mh}\nabla h + D_{mT}\nabla T - K\nabla z) \quad (9)$$

com:

$$D_{mh} = K + \frac{D_{vh}}{\rho_l} \quad (10)$$

$$D_{mT} = \frac{D_{vT}}{\rho_l} \quad (11)$$

#### 2.1.1.3- Equação de transferência de água

Esta equação é obtida pela combinação da equação da conservação (equação 2) e da equação de transporte (equação 9), que conduz a:

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \text{div}(D_{mh} \nabla h + D_{mT} \nabla T - K \nabla Z) - S \quad (12)$$

sendo S um termo que exprime a extração de água pelo sistema radicular da planta.  
com:

$$C_h = \left( \frac{\partial \theta_l}{\partial h} \right)_T \quad (13)$$

sendo  $C_h$  a capacidade capilar.

## 2.1.2- Transferência de calor

### 2.1.2.1- Conservação de energia

A equação da conservação de energia é estabelecida a partir do primeiro princípio da termodinâmica e do teorema da energia cinética. Supondo desprezível a energia produzida pelos efeitos mecânicos da energia cinética, da potência dos esforços internos e da dissipação viscosa, tem-se:

$$\frac{\partial (\sum_i \rho_i \theta_i e_i)}{\partial t} + \text{div}(\sum_i J_i e_i) = -\text{div}(J_c) \quad (14)$$

sendo  $e_i$  a entalpia específica do constituinte  $i$ , e  $J_c$  é o fluxo de calor.

O desenvolvimento da equação anterior conduz a:

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = -\text{div}(J_c - L_v J_v) \quad (15)$$

sendo  $C_T$  a capacidade calorífica aparente do meio poroso e  $L_v$  o calor latente de vaporização.

### 2.1.2.2- Equação de transporte

O fluxo de origem calorífica,  $J_c$ , é o fluxo de calor por condução descrito pela lei de Fourier:

$$J_c = -K_T(h, T)\nabla T \quad (16)$$

sendo  $K_T(h, T)$  a condutividade térmica do meio polifásico.

### 2.1.2.3- Equação da transferência de calor

Esta equação é obtida pela combinação da equação de conservação (equação 15) e das equações de transporte (equações 6 e 16):

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(D_{ch}\nabla h + D_{cT}\nabla T) \quad (17)$$

com:

$$D_{ch} = L_v D_{vh} \quad (18)$$

$$D_{cT} = K_T + L_v D_{vT} = K_T^* \quad (19)$$

sendo  $K_T^*$  a condutividade térmica aparente do meio poroso, que pode ser facilmente medida.

### 2.1.3- Equações resultantes

O fenômeno da transferência de massa e de energia do solo é descrito por um sistema a duas equações (equações 12 e 17) com derivadas parciais em  $h$  e  $T$ , parabólicas,

não lineares e fortemente acopladas por seus coeficientes. Desse modo, as equações podem ser escritas como:

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K) - S \quad (20)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (21)$$

## **2.2- Descrição teórica das trocas de calor e de vapor d'água entre a vegetação e a atmosfera**

Nesta parte será descrita a teoria fundamental das trocas de água e de calor entre a vegetação e a atmosfera. Será feita uma distinção entre duas diferentes escalas de espaço e de tempo, isto é, a escala do dossel e da folha. Os processos de troca no dossel serão descritos usando as equações de transporte para água e calor. Será considerado o papel da estabilidade atmosférica nas trocas entre a vegetação e a atmosfera. Além disso, o conceito de Penman-Monteith (Monteith, 1965) sobre evapotranspiração do dossel será apresentado e parâmetros importantes para este modelo, como a temperatura da superfície e a resistência do dossel, serão analisados. As trocas de vapor d'água e de calor na folha serão consideradas em termos do conceito da analogia elétrica.

### **2.2.1- Trocas de momentum, vapor d'água e calor no dossel**

Primeiramente, será considerada a física da transferência turbulenta, baseada nas equações de transporte. A troca efetiva de calor e de vapor d'água entre a vegetação e a atmosfera também é influenciada pela estabilidade da atmosfera. Portanto, também serão descritos os parâmetros que consideram esta estabilidade.

### 2.2.1.1- Física da transferência turbulenta

A difusão é o processo pelo qual os constituintes de um fluido (momentum, calor, vapor d'água) são transferidos de uma posição a outra dentro do fluido. Tais transferências ocorrem quando existem diferenças nas concentrações do constituinte em diferentes partes do fluido, sendo expresso pela Lei de Fick. A taxa de transferência de um constituinte X na direção z é diretamente proporcional ao gradiente de concentração de X nesta direção (Samson, 2001):

$$F_z(X) = -D_x \frac{dC(X)}{dz} \quad (22)$$

sendo  $F_z(X)$  a taxa de transferência de X na direção z (m), expressa como uma quantidade por unidade de tempo e por unidade de área (conhecido como densidade de fluxo de X),  $C(X)$  a concentração de X, e  $D_x$  o coeficiente de difusão molecular de X no fluido ( $m^2 s^{-1}$ ). Aqui, o coeficiente de difusão, é uma característica do fluxo, enquanto que para a difusão molecular o coeficiente de difusão é uma característica do fluido.

### 2.2.1.2- Transferência de momentum

Quando o vento incide sobre uma superfície, esta produz resistência ao atrito e turbulência. Os turbilhões conduzem calor latente (vapor d'água) e calor sensível,  $CO_2$  e outros constituintes atmosféricos. Com o intuito de expressar quantitativamente a efetividade desses, a transferência vertical de momentum deve ser examinada. O momentum (M) é igual ao produto de uma massa por uma velocidade. A concentração de momentum (momentum por unidade de volume), por qualquer nível vertical, é igual ao produto da densidade de massa do ar pela velocidade, e como a densidade de massa do ar pode ser considerada constante nos níveis mais baixos da atmosfera, a equação (22) torna-se:

$$F_z(M) = -\rho_a K_M \frac{du}{dz} \quad (23)$$

sendo  $u$  a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $F_z(M)$  a densidade de transferência de momentum expressa em  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $K_M$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) a difusividade turbulenta para momentum no ar turbulento. Como a velocidade sempre aumenta com a altura, a derivada  $du/dz$  é sempre positiva. Isto ocorre porque a resistência ao atrito reduz a velocidade do movimento do ar próximo ao solo. Conseqüentemente  $F_z(M)$  é sempre negativo, refletindo que o momentum está sendo transferido para baixo, dos níveis onde as velocidades são maiores para os níveis onde elas são menores. O significado físico de  $F_z(M)$  é o estresse da tensão de cisalhamento horizontal  $\tau$  devido às diferenças de velocidade do vento em níveis verticais adjacentes.

A relação entre a velocidade do vento e a altura pode ser expressa comumente pela equação (Samson, 2001):

$$u = a \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (24)$$

sendo  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) a velocidade do vento na altura  $z$  acima da superfície do solo,  $d$  (m) o deslocamento do plano zero,  $z_0$  (m) o comprimento da rugosidade da superfície e  $a$  um parâmetro com a dimensão de velocidade. Se o limite é definido como uma região no qual  $\tau$  é constante com a altura, e  $\rho_a$  também é constante, o produto  $K_M du/dz$  deve ser independente de  $z$ . Mas da equação (24),  $du/dz$  é proporcional a  $a/(z-d)$ , tal que  $K_M$  deve ser proporcional a  $(z-d)$ . Esta é uma característica fundamental da transferência de momentum numa camada limite turbulenta, o coeficiente de transferência de momentum aumenta linearmente com a altura acima de  $d$  (Samson, 2001). Supondo, agora que,

$$K_M = b(z-d) \quad (25)$$

sendo  $b$ , tal como  $a$ , um parâmetro com a dimensão de velocidade. Então a equação (23) torna-se:

$$\tau = \rho_a (ab) \quad (26)$$

O fator  $(ab)$  tem a dimensão de  $(\text{velocidade})^2$  e é usualmente escrito como  $u_*^2$ , onde  $u_*$  é chamado a velocidade de atrito ( $\text{m s}^{-1}$ ) porque está estritamente relacionada a  $\tau$ . A velocidade de atrito ou de fricção é uma medida da efetividade dos turbilhões (considerada como a velocidade dos turbilhões). Tanto  $a$  quanto  $b$  devem ser proporcionais a  $u_*$  e se  $a = u_*/k$ , então  $b = ku_*$ . Substituindo por  $a$  e  $b$  na equação (26) tem-se:

$$\tau = \rho_a u_*^2 \quad (27)$$

a qual define a velocidade de atrito como:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (28)$$

substituindo por  $a$  na equação (24), tem-se:

$$u = \frac{1}{k} u_* \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (29)$$

que é a forma convencional do perfil de vento para  $z > d+z_0$ , e  $k$  é a constante de von Karman, cujo valor é aproximadamente 0,41.

A equação (29) é conhecida como a distribuição de velocidade universal de Prandtl-von Karman para fluxos turbulentos. O deslocamento do plano zero é uma altura aparente de referência, e o comprimento de rugosidade expressa a rugosidade aerodinâmica da vegetação, e portanto, sua habilidade para a transferência turbulenta dos constituintes (Jones, 1992). O plano numa altura  $d+z_0$  pode ser considerado como um sumidouro aparente para momentum. Os valores de  $d$  e  $z_0$  são aproximadamente proporcionais à altura média dos elementos da rugosidade cobrindo a superfície do solo, como por exemplo para vegetações densas pode-se escrever, seguindo Stanhill (1969):

$$\begin{aligned} d &= 0,64h_c \\ z_o &= 0,13h_c \end{aligned} \quad (30)$$

sendo  $h_c$  (m) a altura da cultura.

Substituindo  $b$  na equação (25), tem-se:

$$K_M = ku_*(z - d) \quad (31)$$

Deste modo, a difusividade turbulenta para momentum aumenta em proporção à altura acima do deslocamento do plano zero, o fator de proporcionalidade sendo a velocidade do turbilhão,  $u_*$ . Esta velocidade de atrito, também chamada de velocidade do turbilhão,  $u_*$ , pode ser determinada quando as medições de velocidade do vento estão disponíveis:

$$u_* = \frac{ku}{\ln[(z - d)/z_0]} \quad (32)$$

Combinando as equações (23) e (27) também se produz a seguinte expressão para  $K_M$ :

$$K_M = \frac{u_*^2}{du/dz} \quad (33)$$

### 2.2.1.3- Transferência de calor latente

A teoria apresentada anteriormente também pode ser usada para descrever a transferência de vapor d'água ou calor latente.

A concentração de vapor d'água é dada pela umidade absoluta do ar, e seu gradiente define a densidade de fluxo de vapor d'água:

$$F_z(WV) = -K_{LE} \frac{d\rho_v}{dz} \quad (34)$$

sendo  $F_z(WV)$  a densidade de fluxo de transferência de vapor d'água,  $K_{LE}$  ( $m^2 s^{-1}$ ) a difusividade turbulenta de vapor d'água no ar turbulento e  $\rho_v$  a densidade de vapor do ar ( $kg m^{-3}$ ). O fluxo ascendente de vapor d'água é equivalente à taxa de evapotranspiração,  $E$  ( $g m^{-2} s^{-1}$ ), que também pode ser expressa em termos de pressão de vapor d'água do ar  $e_a$ :

$$E = -K_{LE} \frac{0,622\rho_a}{P_{atm}} \cdot \frac{de_a}{dz} \quad (35)$$

quando é usada a seguinte relação:

$$\frac{e_a}{\rho_v} = \frac{P_{atm}}{0,622\rho_a} \quad (36)$$

sendo  $e_a$  (Pa) a pressão de vapor no ar,  $\rho_v$  ( $kg m^{-3}$ ) a densidade de vapor ou umidade absoluta,  $P_{atm}$  (Pa) a pressão atmosférica e  $\rho_a$  ( $kg m^{-3}$ ) a densidade do ar.

A densidade de fluxo ascendente de calor latente,  $LE$  ( $W m^{-2}$ ), é:

$$LE = -K_{LE} L \frac{0,622\rho_a}{P_{atm}} \cdot \frac{de_a}{dz} \quad (37)$$

com  $L$  sendo o calor latente de vaporização ( $J g^{-1}$ ).

O calor latente e o momentum são transportados verticalmente pelos mesmos turbilhões. A fim de se desenvolver uma fórmula prática para se calcular a taxa de transferência de calor latente, a equação (32) e a equação (33) podem ser combinadas com a equação de difusão para calor latente (equação 37), produzindo:

$$LE = -\frac{K_{Le}}{K_M} L \frac{0,622\rho_a}{P_{atm}} \cdot \frac{k^2 u^2}{\{\ln[(z-d)/z_0]\}^2} \cdot \frac{de_a}{dz} \quad (38)$$

A derivada na equação (38) pode ser substituída por diferenças finitas, refletindo as medições de pressão de vapor e velocidade do vento em dois níveis. Um desses níveis de

medição pode ser tomado na chamada superfície efetiva para evapotranspiração. Assume-se por meio disso que a evapotranspiração origina-se de uma única superfície hipotética. Esta superfície pode estar localizada numa altura  $z_e = d+z_0$  onde a velocidade horizontal do vento, teoricamente, torna-se zero. A pressão de vapor neste nível é designada como  $e_{ze}$ . O segundo nível pode ser escolhido na altura,  $z_m$ , na qual a velocidade do vento e a pressão de vapor são medidas. A equação (38) torna-se então ( $u=u_m$  e  $u_{ze}=0$ ):

$$LE = \frac{K_{Le}}{K_M} L \frac{0,622 \rho_a}{P_{atm}} \cdot \frac{k^2 u_m}{\{\ln[(z_m - d)/z_0]\}^2} (e_{ze} - e_{zm}) \quad (39)$$

Pode-se definir o seguinte coeficiente  $\chi_{LE}$  (-):

$$\chi_{LE} = \frac{K_{Le}}{K_M} L \frac{0,622 \rho_a}{P_{atm}} \cdot \frac{k^2}{\{\ln[(z_m - d)/z_0]\}^2} \quad (40)$$

A equação (39) agora pode ser reescrita como:

$$LE = \chi_{LE} u_m (e_{ze} - e_{zm}) \quad (41)$$

A equação (41) mostra que o fluxo de calor latente é proporcional ao produto da velocidade do vento, numa altura de medida particular, e a diferença entre a pressão de vapor na superfície efetiva e a pressão de vapor nesta altura (Samson, 2001).

#### 2.2.1.4- Transferência de calor sensível

O fluxo de calor sensível pode ser descrito de uma maneira similar ao fluxo de calor latente.

Em analogia com  $F_z(WV)$ , pode-se escrever:

$$F_z(SH) = -K_H \frac{dh_s}{dz} \quad (42)$$

com  $h_s$  sendo a concentração de calor sensível, expressa em  $J m^{-3}$ . Esta concentração de calor é igual a  $\rho_a c_p T$ , com  $\rho_a$  sendo a densidade do ar,  $c_p$  o calor específico em pressão constante e  $T$  a temperatura do ar. Assumindo valores constantes de  $\rho_a$  e  $c_p$  próximos ao solo, a densidade de fluxo de calor sensível  $F_z(SH)$ , torna-se:

$$F_z(SH) = -K_H \rho_a c_p \frac{dT}{dz} \quad (43)$$

Os mesmos turbilhões, que foram responsáveis pelos fluxos de momentum e de calor latente, também estão envolvidos no fluxo de calor sensível. Desse modo, uma equação, análoga àquela da transferência de calor latente (equação 39) pode ser derivada da mesma forma como foi feito antes:

$$H = \frac{K_H}{K_M} c_p \rho_a \frac{k^2 u_m}{\{\ln[(z_m - d)/z_0]\}^2} (T_{ze} - T_{zm}) \quad (44)$$

$H$  representa a densidade de fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) e  $T_{ze}$  e  $T_{zm}$  são as temperaturas no nível de referência  $z_e = z_0 + d$  e na altura de medição  $z_m$ , respectivamente.

Pode-se, novamente, definir um coeficiente  $\chi_H$  ( $J m^{-3} C^{-1}$ ):

$$\chi_H = \frac{K_H}{K_M} c_p \rho_a \frac{k^2}{\{\ln[(z_m - d)/z_0]\}^2} \quad (45)$$

A equação para a densidade de fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ), pode ser reescrita como:

$$H = \chi_H u_m (T_{ze} - T_{zm}) \quad (46)$$

Esta equação mostra que o fluxo de calor sensível é proporcional ao produto da velocidade do vento numa altura de medição particular e a diferença de temperatura entre a superfície efetiva e a altura de medição.

### **2.2.2- Estabilidade atmosférica**

A transferência turbulenta de momentum, vapor d'água e calor sensível pode ser descrita como formulado anteriormente. Se as difusividades turbulentas são assumidas idênticas, então o conhecimento de qualquer uma em conjunção com as medições apropriadas dos gradientes, permite a estimativa de todos os fluxos (Samson, 2001). Esta hipótese de igualdade das difusividades turbulentas é chamada a hipótese de similaridade ou analogia de Reynolds. As observações sugerem que a hipótese de igualdade nas difusividades turbulentas somente é válida quando a atmosfera está numa condição de estabilidade neutra ou próxima de neutra. Tais condições, normalmente, prevalecem somente para períodos limitados do dia. Portanto, o efeito da estabilidade atmosférica na relação entre as difusividades turbulentas é descrito a seguir.

#### **2.2.2.1- Condições de estabilidade**

Quando uma parcela de ar é transportada no sentido ascendente num turbilhão, e esta parcela de ar se resfria adiabaticamente ( $-1,0$  °C por 100 m de deslocamento vertical em condições secas e  $-0,6$  °C por 100 m em condições atmosféricas úmidas), ocorrem condições neutras. Sob essas circunstâncias, os valores de difusividade turbulenta para vapor d'água e calor são idênticos aos valores de difusividade turbulenta de momentum. Isto é devido ao fato de que os mesmos turbilhões são responsáveis pelo transporte de todas as três quantidades. Portanto:

$$\frac{K_{LE}}{K_M} = \frac{K_H}{K_M} = 1 \quad (47)$$

Contudo, se a taxa de variação real for mais inclinada do que a taxa de variação adiabática, o ar no turbilhão ascendente será mais quente e, portanto, menos denso do que o ar circundante. Então, o turbilhão continuará a subir devido a flutuabilidade, aumentando o transporte vertical (Figura 1). Com tais condições instáveis, o movimento vertical dos turbilhões é aumentado além deste, devido à transferência de momentum. Neste caso, existe um significativo transporte vertical de vapor d'água e calor sensível, mas menos transporte de momentum. Conseqüentemente:

$$\frac{K_{Le}}{K_M} > 1 \text{ e } \frac{K_H}{K_M} > 1 \quad (48)$$

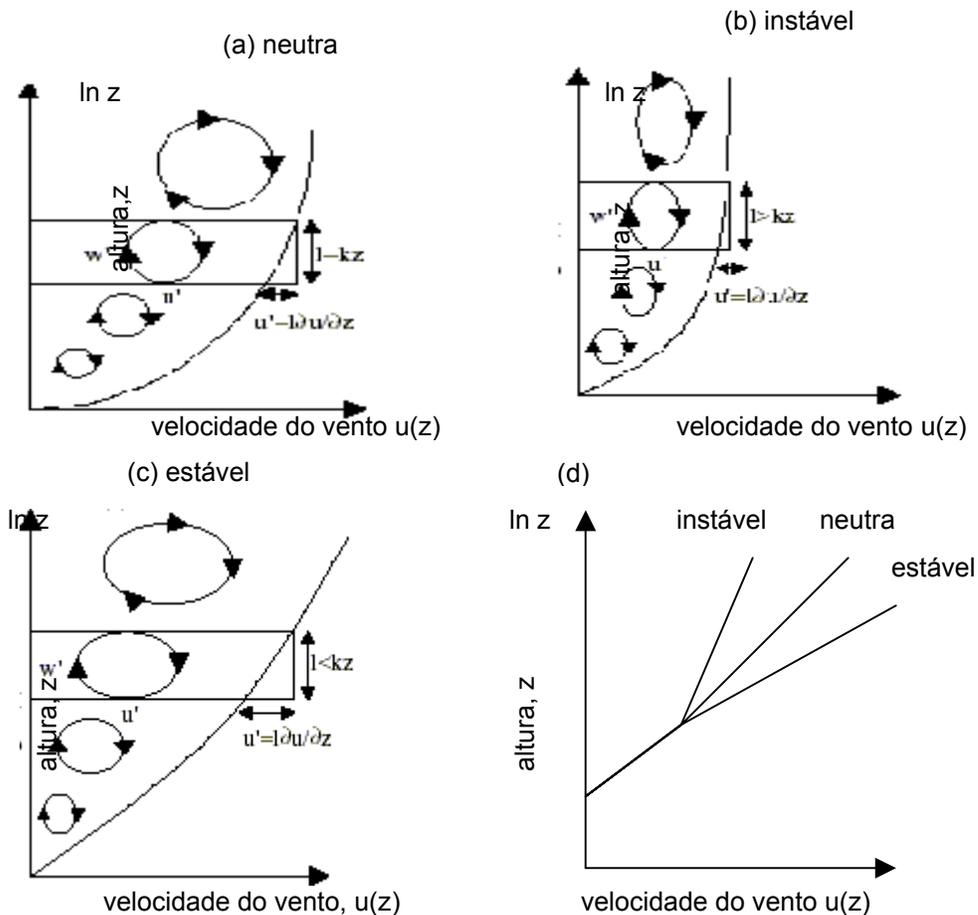


Figura 1- Perfis de velocidade vertical do vento  $u(z)$  e características simplificadas dos turbilhões do vento turbulento próximo ao solo, para as condições atmosféricas neutra, estável e instável (Thom,1975). Os símbolos são:  $l$ : comprimento da mistura;  $k$  é a constante de von Karman;  $z$  é a altura acima do nível de referência

e  $u'$  e  $w'$ : são, respectivamente, as flutuações horizontais e verticais da velocidade turbulenta.

Pelo contrário, quando a taxa de variação real for menos inclinada do que a taxa de variação adiabática, o ar no turbilhão será mais frio e mais denso do que o ar circundante. Conseqüentemente, o turbilhão descerá em direção a superfície, reduzindo o transporte vertical dos constituintes atmosféricos. Com tais condições estáveis, a turbulência é suprimida, produzindo:

$$\frac{K_{Le}}{K_M} < 1 \text{ e } \frac{K_H}{K_M} < 1 \quad (49)$$

As condições instáveis ocorrem tipicamente quando a velocidade do vento é baixa e a superfície está fortemente aquecida pelo sol, induzindo uma forte convecção vertical. Uma condição estável ocorre, quando o ar quente está sobre uma superfície fria como uma superfície de solo resfriada pela emissão de radiação de onda longa. Por outro lado, as condições neutras, são mais raras na natureza (Samson, 2001).

A turbulência é aumentada pelas forças de fluatibilidade sob condições instáveis e é suprimida sob condições estáveis. Os efeitos da estabilidade atmosférica na forma do perfil de velocidade do vento vertical e na troca turbulenta são, geralmente, expressos em termos de dois parâmetros adimensionais: o número de Richardson  $Ri$  e o comprimento de Monin-Obukhov  $z/L$ .

O número de Richardson, que também é chamado o número do gradiente de Richardson, é dado por:

$$Ri = \frac{g(d\theta / dz)}{T_k (du / dz)^2} \quad (50)$$

sendo  $g$  a aceleração da gravidade,  $d\theta/dz$  e  $du/dz$  os gradientes verticais de temperatura potencial média e velocidade do vento horizontal média,  $T_k$  a temperatura absoluta média (K) sobre a distância vertical  $dz$ . A temperatura potencial é a temperatura que uma parcela

de ar seco poderia ter, se ela fosse levada adiabaticamente de seu estado inicial para uma pressão padrão ao nível do mar de 1000 mb.

O número de Richardson pode ser interpretado como um parâmetro que descreve a importância relativa da flutuabilidade em comparação com as forças mecânicas: isto é, a importância relativa da convecção livre versus a convecção forçada. O sinal de Ri é determinado pelo gradiente de temperatura potencial, que é negativo em condições de lapso (ou instável) ( $Ri < -0,01$ ) e positivo em condições de inversão (ou estáveis) ( $0,01 < Ri < 0,2$ ). Quando Ri aproxima-se de zero implica em condições neutras ( $-0,01 < Ri < 0,01$ ). Quando  $Ri > 0,2$  a convecção é inibida. Por razões práticas, o número de Richardson pode ser calculado com  $dT/dz$  substituído por  $d\theta/dz$  na equação (61) (Samson, 2001).

O comprimento de Monin-Obukhov ou parâmetro de estabilidade  $z/L$  é dado por:

$$z / L = \frac{-kz g H}{\rho_a c_p T_K u_*^3} \quad (51)$$

O parâmetro é derivado como a razão da produção turbulenta flutuante para a produção mecânica, onde  $H$  é a densidade de fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar em pressão constante ( $J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $kg m^{-3}$ ),  $k$  é a constante de von Karman e  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 m s^{-2}$ ).

Para se avaliar este parâmetro são necessárias medições do fluxo de calor sensível  $H$  e da velocidade de atrito  $u_*$ . Teoricamente,  $z/L$  é considerado como um indicador mais preciso da estabilidade térmica do que Ri (Rosenberg et al., 1983). No entanto, o Ri, só requer medições dos gradientes de velocidade do vento e de temperatura do ar, sendo muito mais fácil de avaliar na prática (Rosenberg et al., 1983).

Como o ar úmido é menos denso do que o ar seco, o efeito da umidade na flutuabilidade deverá ser considerado. Para este propósito, pode ser introduzida uma temperatura virtual  $T_{V,K}$  (K), sendo definida por:

$$T_{V,K} = T_{a,K} (1 + 0,6q) \quad (52)$$

sendo  $T_{a,K}$  a temperatura absoluta do ar (K) e  $q$  a umidade específica. O uso da temperatura virtual ( $T_{V,K}$ ) ao invés da temperatura atual, faz com que seja possível se aplicar a Lei do gás ideal para o ar úmido no mesmo modo como para o ar seco. Portanto, quando as forças de fluatibilidade estão envolvidas, devem ser considerados os gradientes de  $T_{V,K}$  ao invés de  $T_K$  (Samson, 2001).

A umidade específica,  $q$ , é definida como a massa de vapor d'água pela massa de ar úmido. Desse modo, a umidade específica é:

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_{da}} \quad (53)$$

sendo  $\rho_v$  a umidade absoluta ou densidade de vapor d'água ( $\text{g m}^{-3}$ ) e  $\rho_{da}$  é densidade de massa do ar seco ( $\text{g m}^{-3}$ ). A umidade específica pode ser expressa em unidades de kg de vapor d'água por kg de ar úmido.

A umidade específica está relacionada à pressão de vapor  $e_a$  por:

$$q = \frac{0,622e_a}{P - 0,378e_a} \quad (54)$$

#### 2.2.2.2- Relações fluxo-perfil em condições de não neutralidade

Foi mencionado anteriormente que a hipótese da similaridade diz que os coeficientes de troca turbulenta ( $K_M$ ,  $K_{LE}$ ,  $K_H$ ) são idênticos. Se realmente assume-se essa difusividade turbulenta igual, então o conhecimento de qualquer um valor de  $K$  em conjunção com o gradiente de concentração medido, permite a estimativa de qualquer um ou de todos os fluxos correspondentes. Muitas observações sugerem que a hipótese da igualdade na difusividade turbulenta só é válida quando a atmosfera está numa condição de estabilidade neutra ou próxima de neutra. Tais condições, normalmente, prevalecem somente para um período limitado do dia (no início da manhã ou no final da tarde). O efeito da estabilidade atmosférica na relação entre a difusividade turbulenta sob condições de não neutralidade já foi determinado experimentalmente em várias investigações

micrometeorológicas. Assume-se, geralmente, que o valor de  $K_H$  seja igual ao de  $K_{LE}$  (Rosenberg et al., 1983). Enquanto continuam as seguintes relações com  $K_M$ :  
(para condições instáveis)

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_{LE}}{K_M} = (1 - 16 Ri)^{0,25} \quad (\text{Dyer \& Hichs, 1970}) \quad (55)$$

$$\frac{K_{LE}}{K_M} = 1,13(1 - 60 Ri)^{0,074} \quad (\text{Pruitt et al., 1973}) \quad (56)$$

(para condições estáveis)

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_{LE}}{K_M} = 1 \quad (\text{Webb, 1970}) \quad (57)$$

$$\frac{K_{LE}}{K_M} = 1,13(1 + 95 Ri)^{-0,11} \quad (\text{Pruitt et al., 1973}) \quad (58)$$

Também deverá ser notado que a equação do perfil de vento logarítmico (equação 29) só é válida em condições atmosféricas neutras. Quando não existem condições neutras, a forma do perfil de vento se desvia significativamente da forma logarítmica padrão. A mudança na forma do perfil de vento devido aos efeitos da estabilidade térmica é calculada por meio da introdução de uma função de estabilidade adimensional  $\phi_m$  na derivada da equação (29), dando dessa forma:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{k(z - d)} \phi_m \quad (59)$$

$\phi_m$  geralmente é expresso como uma função de  $Ri$ . Em condições neutras  $\phi_m$  é igual a 1, e a equação (59) se converte na equação do perfil de vento logarítmico (equação 29). Muitos esforços têm sido feitos no intuito de se definir precisamente as relações funcionais entre  $\phi_m$  e  $Ri$ , e alguns resultados são dados abaixo:

(para condições instáveis)

$$\phi_m = (1 - 16Ri)^{-0,25} \quad (\text{Dyer \& Hicks, 1970}) \quad (60)$$

$$\phi_m = (1 - 16Ri)^{-1/3} \quad (\text{Pruitt et al., 1973}) \quad (61)$$

(para condições estáveis)

$$\phi_m = (1 - 5,2Ri)^{-1} \quad (\text{Dyer \& Hicks, 1970}) \quad (62)$$

$$\phi_m = (1 + 16Ri)^{1/3} \quad (\text{Pruitt et al., 1973}) \quad (63)$$

### **2.2.3- Trocas de vapor d'água e calor na folha**

#### **2.2.3.1- Taxa de transpiração foliar**

A troca de vapor d'água e de calor entre os organismos vivos (plantas e animais) está sujeita ao processo de difusão molecular através de uma fina camada de ar (camada limite), circundando cada objeto e organismo. Esta camada limite define a região entre o objeto e o meio circundante, onde a velocidade do fluxo está entre 0 e 99% de seu valor no fluxo livre. É mais conveniente, contudo, se trabalhar com uma profundidade média de camada limite, com uma velocidade média de fluxo constante. Quando as formas aerodinâmicas do fluxo estão quase paralelas com a superfície, então se diz que a camada tem um fluxo laminar. Quando o fluxo torna-se instável e muda para um modelo caótico de movimentos giratórios, se diz que a camada é turbulenta (Monteith & Unsworth, 1990).

As camadas limites também são encontradas num nível maior e regional, como uma campina, uma floresta ou uma cidade. Até mesmo nossa atmosfera é de fato uma enorme camada limite (a camada limite planetária). Desse modo, falando mais geralmente, as camadas limites podem ser consideradas como regiões com um micro ou com um macroclima específico. Este clima específico, bem como a espessura e o comportamento da camada limite, depende fortemente das propriedades verticais do sistema (ex: dimensão da folha, rugosidade da floresta, etc) (Samson, 2001).

A espessura da camada limite depende de vários fatores tais como: velocidade do vento, viscosidade e temperatura do ar, rugosidade da superfície e comprimento do objeto ou do organismo na direção do fluxo de ar.

A Figura 2 mostra o desenvolvimento de uma camada limite laminar sobre uma superfície horizontal lisa imersa num fluido em movimento (isto é, um gás ou um líquido). A espessura de uma camada limite laminar não pode aumentar indefinidamente porque o fluxo torna-se instável e muda para uma camada limite turbulenta (Monteith & Unsworth, 1990).

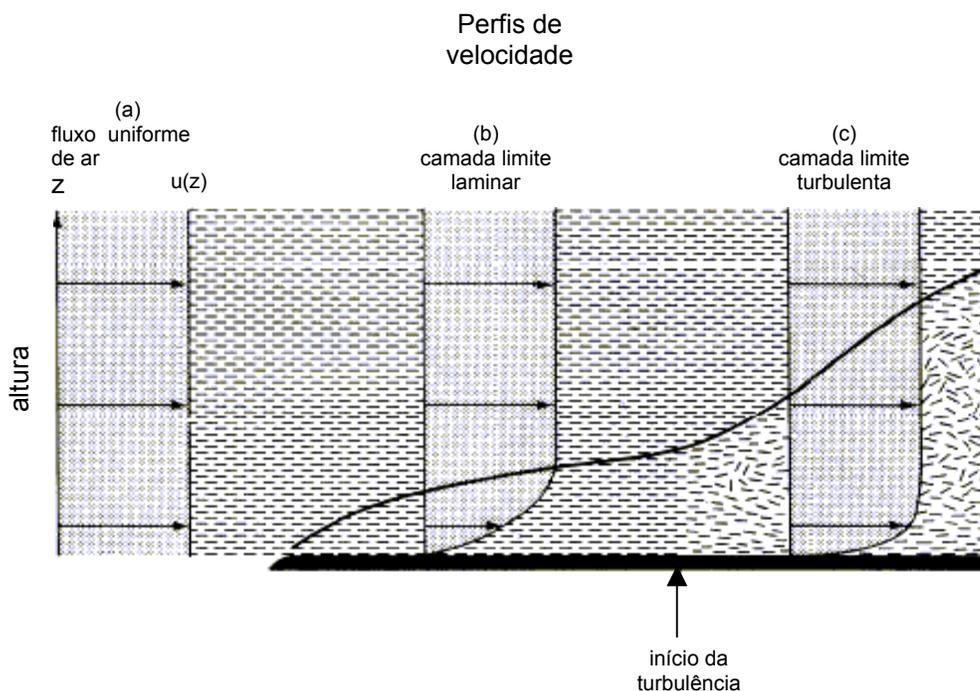


Figura 2- Desenvolvimento das camadas limites laminar e turbulenta sobre uma placa horizontal lisa. A escala vertical é grandemente exagerada (Monteith & Unsworth, 1990).

A difusão molecular de calor e de vapor d'água através da camada limite laminar é muito lenta quando comparada à difusão turbulenta. A camada limite circundando o objeto ou organismo provoca uma resistência muito grande para a difusão molecular da matéria e da energia através da camada limite. Pode-se dizer que existe uma resistência à difusão molecular, sua resistência, sendo definida como:

$$r_d = \text{comprimento do caminho para difusão} / \text{coeficiente de difusão } t \quad (64)$$

ou

$$r_b = \text{espessura da camada limite laminar} / \text{coeficiente de difusão } t \quad (65)$$

sendo  $r_b$  a resistência da camada limite.

Os coeficientes de difusão ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) são bem conhecidos para a difusão de vapor d'água e de calor através das camadas de ar, mas o comprimento da difusão (a profundidade da camada limite) é mais difícil de se avaliar. Portanto, são usadas fórmulas de aproximações para o cálculo da resistência da camada limite. No caso da convecção livre (ausência ou deslocamento muito lento de ar), a resistência da camada limite para a transferência de calor  $r_h$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) pode ser definida como (Campbell, 1977):

$$r_h = 840 \left( \frac{d_c}{|T_o - T_a|} \right)^{1/4} \quad (66)$$

sendo  $d_c$  a dimensão característica (m), e  $T_o$  e  $T_a$ , respectivamente, a temperatura do objeto ou organismo e a temperatura do ar, ambas em °C. A dimensão característica é igual ao comprimento do objeto ou organismo na direção do fluxo de ar (ou a média do comprimento e largura, se a direção do vento para o objeto não puder ser especificada).

Similarmente, no caso de convecção forçada  $r_h$  é definida como (Campbell, 1977):

$$r_h = 307 \sqrt{\frac{d_c}{u}} \quad (67)$$

com  $u$  sendo a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Uma forma geral da Lei de difusão de Fick é:

$$\text{densidade de fluxo} = \text{coeficiente de difusão} \times (\text{gradiente de concentração}) \quad (68)$$

Esta lei pode ser aplicada para descrever a transferência de vapor d'água entre as folhas e o ambiente.

$$E = -D_v \frac{d\rho_v}{dz} \quad (69)$$

sendo  $E$  a densidade de fluxo de vapor d'água ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $D_v$  o coeficiente de difusão de vapor d'água ou  $0,242 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  em  $20^\circ\text{C}$ ,  $\rho_v$  a densidade de vapor ( $\text{g m}^{-3}$ ) e  $z$  a distância (m). Quando a densidade de fluxo é constante na direção vertical ( $z$ ), a equação (69) pode ser integrada entre as distâncias  $z_1$  e  $z_2$ :

$$E = -\frac{D_v}{z_2 - z_1} [\rho_v(z_2) - \rho_v(z_1)] \quad (70)$$

ou

$$E = \frac{\rho^0(T_l) - \rho_v}{r_v} \quad (71)$$

quando  $z_1$  é escolhido para ser a superfície de uma folha, onde se assume que a densidade de vapor d'água está saturada na temperatura foliar  $T_l$ . Além disso,  $\rho^0(T_l)$  é a densidade de saturação de vapor na temperatura foliar  $T_l$ , expressa em g de vapor d'água por  $\text{m}^3$  de ar na cavidade subestomática,  $\rho_v$  é a densidade de vapor na camada limite e  $r_v$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) é a resistência para o transporte de vapor d'água do lado de dentro da folha na camada limite (Figura 3).

O numerador da equação (71) pode, realmente, ser considerado como uma diferença de potencial, representando a diferença na densidade de vapor entre as cavidades subestomáticas dentro da folha e o ar na camada limite. O denominador representa a inibição da difusão de vapor d'água por uma resistência. Esta resistência é uma combinação da resistência estomática e da resistência da camada limite. Para somar as resistências em série ou em paralelo, devem ser seguidas as mesmas regras como na eletricidade. O cálculo da resistência foliar pode ser muito complexo. Se os estômatos ocorrem em ambos os lados das folhas, e a resistência cuticular não pode ser desprezada, a resistência da folha pode ser calculada como:

$$r_v = \left[ \frac{1}{\left( \frac{1}{r_{s,u}} + \frac{1}{r_{cut,u}} \right)^{-1} + r_h} + \frac{1}{\left( \frac{1}{r_{s,l}} + \frac{1}{r_{cut,l}} \right)^{-1} + r_h} \right]^{-1} \quad (72)$$

com  $r_s$  e  $r_{cut}$  sendo as resistências ( $s\ m^{-1}$ ) estomáticas e cuticulares, respectivamente. Os subscritos u e l referem-se aos lados superior (adaxial) e inferior (abaxial) da folha. Tendo em vista os coeficientes de vapor d'água e de calor serem comparáveis, assume-se que as resistências da camada limite para a transferência de calor e de vapor d'água são idênticas (Jones, 1992).

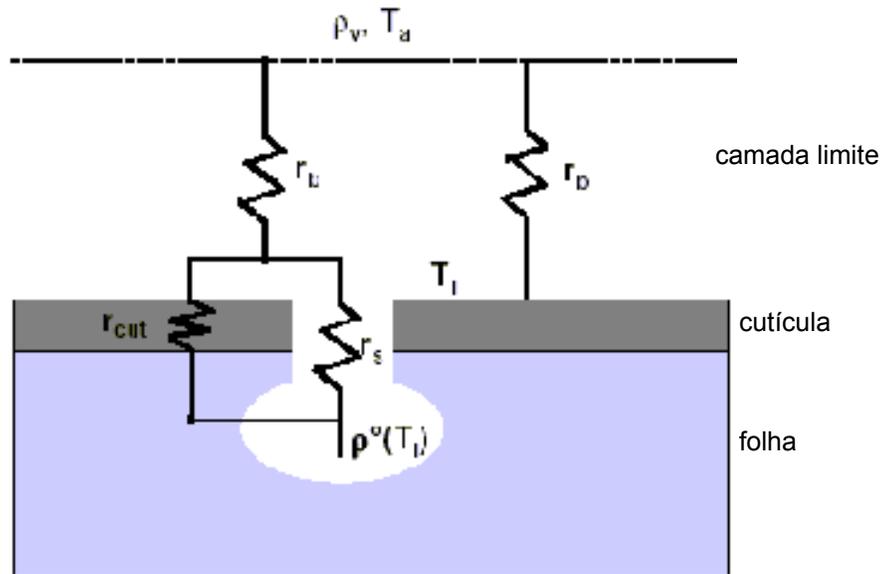


Figura 3- Representação esquemática das resistências e parâmetros que influenciam as trocas de calor sensível e latente entre uma folha e a atmosfera. Os símbolos são:  $T_l$ : temperatura da folha;  $T_a$ : temperatura do ar na camada limite;  $r_b$ : resistência da camada limite foliar;  $r_s$ : resistência estomática;  $r_{cut}$ : resistência cuticular;  $\rho_v$ : densidade de vapor do ar e  $\rho^o(T_l)$ : densidade de saturação de vapor na temperatura foliar (Samson, 2001).

Outra fórmula, comumente usada para expressar a taxa de transpiração de folhas, é baseada no gradiente de pressão de vapor entre o ar saturado nas cavidades subestomáticas e o ar na camada limite:

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \cdot \frac{e_s(T_l) - e_a}{r_v} \quad (73)$$

sendo  $e_s(T_l)$  a pressão de saturação de vapor (hPa) na temperatura da folha ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $e_a$  a pressão de vapor (hPa) do ar medida na camada limite,  $\rho_a$  a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  o calor específico do ar em pressão constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $\gamma$  a constante psicrométrica e LE expresso em  $\text{W m}^{-2}$ .

### 2.2.3.2- Troca de calor na folha

A Lei de Fick para a difusão (equação 68) também pode ser usada para descrever a transferência de calor entre as folhas e o ambiente:

$$H = -D_H \frac{d(\rho_a c_p T)}{dz} \quad (74)$$

sendo  $H$  a densidade de fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $D_H$  o coeficiente de difusão para calor e  $T$  é a temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ). Quando o fluxo  $H$  é constante na direção vertical  $z$ , a equação (74) pode ser integrada entre as distâncias  $z_1$  e  $z_2$ :

$$H = -\frac{D_H}{z_2 - z_1} [\rho_a c_p T_2 - \rho_a c_p T_1] \quad (75)$$

ou

$$H = \rho_a c_p \frac{T_l - T_a}{r_h} \quad (76)$$

quando  $z_1$  é escolhido para ser a superfície de uma folha numa temperatura  $T_l$  (Figura 3).

### 2.2.4- O modelo de Penman-Monteith

Anteriormente os fluxos de calor sensível e de calor latente de uma folha individual foram descritos com base num modelo análogo ao da resistência elétrica. Neste modelo, o fluxo, a diferença de potencial e a resistência, foram descritos entre a folha individual e o ar na camada limite laminar. Considerando os dosséis das culturas (no presente estudo o feijão caupi) como sendo uma grande folha (“big leaf”), a troca de calor sensível e de calor latente pode, novamente, ser descrita com base na analogia do conceito de resistência elétrica. No modelo da “grande folha”, o fluxo, a diferença de potencial e a resistência serão descritos entre a altura na qual esta “grande folha” está localizada e o ar na camada limite turbulenta.

O balanço de energia de uma camada (superfície do solo ou um dossel de uma cultura) pode ser escrito como:

$$Rn - G = H + LE \quad (77)$$

sendo Rn a radiação líquida ou saldo de radiação, G o fluxo de calor no solo, H e LE os fluxos de calor sensível e de calor latente, respectivamente, sendo todos os termos expressos em  $W m^{-2}$ .

De acordo com a equação (23) a tensão de cisalhamento horizontal  $\tau$  pode ser definida como:

$$\tau = \frac{\rho_a du}{r_{am}} \quad (78)$$

sendo  $u$  a velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) na altura  $z$ , e  $r_{am}$  a resistência aerodinâmica para momentum ( $s m^{-1}$ ). Se a equação (78) for integrada entre a superfície efetiva  $z_e = d + z_0$  e um nível de medida  $z_m$ , obtêm-se:

$$\tau = \frac{\rho_a (u_m - u_e)}{r_{am}} \quad (79)$$

Considerando que  $u_e = 0$  (da equação 29) e combinando as equações (79) (27) e (32), produz-se a seguinte expressão para  $r_{am}$  ( $s m^{-1}$ ):

$$r_{am} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z - d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u} \quad (80)$$

Tendo em vista que o sumidouro aparente para momentum num dossel está acima daquele para a troca de calor sensível ou de calor latente, existe uma pequena resistência extra, quando se quer converter de  $r_{am}$  para a correspondente resistência para a troca de

calor sensível ou de calor latente. Esta resistência extra se refere à transferência entre o nível do sumidouro de momentum ( $d+z_0$ ) e o sumidouro alternativo (Thom, 1975). A resistência aerodinâmica para o fluxo de calor sensível ( $r_{ah}$ ) é definida como (Brutsaert, 1982):

$$r_{ah} = \frac{\left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \right] \left[ \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) \right]}{k^2 u} \quad (81)$$

sendo  $z_{0h}$  (m) o comprimento de rugosidade para calor sensível. Assume-se que a resistência aerodinâmica para o fluxo de calor latente ( $r_{av}$ ) é igual à resistência para o fluxo de calor sensível ( $r_{ah}$ ).

Combinando as equações (73) e (76) com a equação (81), o fluxo de calor sensível  $H$  e o fluxo de calor latente  $LE$  podem ser reformulados da seguinte forma:

$$H = \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_{ah}} \quad (82)$$

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{e_s(T_s) - e_a}{r_{av} + r_c} \quad (83)$$

sendo  $T_s$  e  $T_a$  as temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ) da superfície e do ar, respectivamente,  $e_s(T_s)$  e  $e_a$  as pressões de saturação de vapor da superfície e pressão de vapor do ar (hPa), respectivamente, e  $r_c$  é a resistência que descreve tanto o controle fisiológico da vegetação quanto o controle exercido pelo solo (Monteith, 1965), chamada de resistência da superfície ou do dossel. A superfície é o sumidouro aparente teórico para as trocas de calor sensível e calor latente, representada pela “grande folha” (Figura 4).

O problema desse modelo é que os dados de temperatura da superfície  $T_s$  e, portanto,  $e_s(T_s)$ , são difíceis de serem obtidos experimentalmente. Desse modo, com o objetivo de eliminar esta variável  $T_s$ , pode-se aplicar o modelo de Penman-Monteith

baseado na inclinação  $\Delta$  ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) da curva de pressão de vapor d'água (Samson, 2001). Esta inclinação é definida como:

$$\Delta = \frac{e_s(T_s) - e_s(T_a)}{T_s - T_a} \quad (84)$$

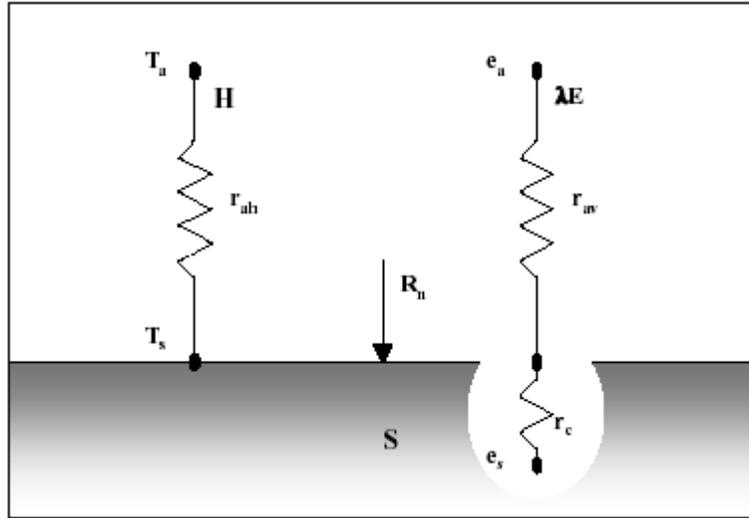


Figura 4- Diagrama esquemático do modelo da “grande folha”. Os símbolos são R<sub>n</sub>: radiação líquida; LE: fluxo de calor latente; H: fluxo de calor sensível; S: armazenamento de calor; r<sub>ah</sub> e r<sub>av</sub>: resistências aerodinâmicas para calor sensível e para calor latente; r<sub>c</sub>: resistência do dossel ou da superfície; e<sub>s</sub>: pressão de saturação de vapor na temperatura da superfície T<sub>s</sub>; e<sub>a</sub>: pressão de vapor do ar na temperatura do ar T<sub>a</sub> (Zhang et al., 1995).

A reformulação da equação (84) produz:

$$e_s(T_s) - e_a = \Delta(T_s - T_a) + [e_s(T_a) - e_a] \quad (85)$$

Combinando esta fórmula com a equação (83), encontra-se:

$$LE \frac{\gamma(r_{av} + r_c)}{\rho_a c_p} = \Delta(T_s - T_a) + [e_s(T_a) - e_a] \quad (86)$$

A temperatura da superfície  $T_s$  pode ser eliminada, combinando-se as equações (82) e (86):

$$LE \frac{\gamma(r_{av} + r_c)}{\rho_a c_p} = \Delta H \frac{r_{ah}}{\rho_a c_p} + [e_s(T_a) - e_a] \quad (87)$$

ou, depois da execução da equação (77):

$$LE \frac{\gamma(r_{av} + r_c)}{\rho_a c_p} = \Delta(Rn - G - LE) \frac{r_{ah}}{\rho_a c_p} + [e_s(T_a) - e_a] \quad (88)$$

Após o rearranjo tem-se:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho_a c_p}{r_{ah}} [e_s(T_s) - e_a]}{\Delta + \gamma(r_{av} + r_c) / r_{ah}} \quad (89)$$

Assumindo-se que  $r_c=0$ , e que  $r_{av}$  é igual a  $r_{ah}$ , então:

$$LE = LE_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{1}{\Delta + \gamma} \frac{\rho_a c_p}{r_{ah}} [e_s(T_a) - e_a] \quad (90)$$

ou substituindo a pressão de vapor por densidade de vapor:

$$LE = LE_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{L}{r_{ah}} [\rho_{v,s}(T_a) - \rho_v] \quad (91)$$

A hipótese de  $r_c=0$  indica um dossel totalmente úmido (como exemplo, depois de uma chuva), sem qualquer controle fisiológico na taxa de transpiração (Samson, 2001).

As equações (90) e (91) são chamadas de as equações de Penman (Penman, 1948) e elas expressam a evapotranspiração potencial ( $LE_p$ ).

A essência da equação de Penman pode ser expressa como:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Energia) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (aerodinâmico) \quad (92)$$

Essa notação ilustra o fato da evapotranspiração ser conduzida tanto por um termo energético quanto por um termo aerodinâmico ou um termo de transferência de massa. A partição entre ambos os termos depende da energia disponível ( $Rn-G$ ) e do déficit de pressão de vapor [ $e_s(T_a)-e_a$ ].

Monteith (1965) utilizou a equação (89) para desenvolver uma fórmula modificada que representasse a taxa de evapotranspiração real  $LE_a$  de uma superfície vegetada. O rearranjo da equação (89) produz:

$$LE_a = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_{ah})} (Rn - G) + \frac{1}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_{ah})} \frac{\rho_a c_p}{r_{ah}} [e_s(T_a) - e_a] \quad (93)$$

ou, depois de introduzir o coeficiente psicrométrico modificado  $\gamma^*$  como:

$$\gamma^* = \gamma \left( 1 + \frac{r_c}{r_{ah}} \right) \quad (94)$$

a equação pode então ser reformulada numa forma análoga a equação de Penman (equação 90) para evapotranspiração potencial:

$$LE_a = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma^*} (Rn - G) + \frac{1}{\Delta + \gamma^*} \frac{\rho_a c_p}{r_{ah}} [e_s(T_a) - e_a] \quad (95)$$

sendo que agora  $LE_a$  é a evapotranspiração real, incluindo o controle fisiológico das perdas de vapor d'água através da resistência do dossel  $r_c$ .

Esta fórmula é conhecida como a equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965). É interessante notar que a equação (93) se reduz a equação (90) quando a  $r_c$  é igual a zero (indicando uma superfície com o dossel úmido). Esta fórmula é largamente utilizada para calcular a evapotranspiração de superfícies vegetadas.

A resistência do dossel ou da superfície  $r_c$  pode ser obtida por:

$$r_c = \frac{r_s}{IAF} \quad (96)$$

sendo  $r_s$  a resistência estomática das folhas, em que os poros estomáticos estão localizados somente num lado da folha. As resistências  $r_s$  e  $r_c$  têm unidades de  $s\ m^{-1}$ , e IAF ( $m^2\ m^{-2}$ ) o índice de área foliar, ou seja, a área foliar total por unidade de superfície de solo. Contudo, esta aproximação é seguramente uma supersimplificação, utilizada para vegetações com dosséis densos. Quando a temperatura da superfície é conhecida, a  $r_c$  pode ser determinada substituindo as equações (82) e (83) dentro da equação (77):

$$r_c = \frac{e_s(T_s) - e_a}{\gamma \left[ (Rn - G) / \rho_a c_p - (T_s - T_a) / r_{ah} \right]} - r_{av} \quad (97)$$

Quando a temperatura da superfície não é medida, a  $r_c$  pode ser determinada invertendo a equação de Penman-Monteith (equação 95):

$$r_c = \frac{r_{ah}}{\gamma LE} \left[ \Delta(Rn - G) + \frac{\rho_a c_p (e_s(T_a) - e_a)}{r_{ah}} - LE(\Delta + \gamma) \right] \quad (98)$$

A temperatura da superfície pode ser obtida pela recomposição da equação (97):

$$T_s = T_a + r_{ah} \left[ \frac{(Rn - G)}{\rho_a c_p} - \frac{(e_s(T_s) - e_a)}{\gamma (r_{av} + r_c)} \right] \quad (99)$$

Quando a superfície está completamente seca, se diz que não ocorre troca de calor latente, com  $r_c = \infty$ , portanto, a equação (99) se reduz a:

$$T_s = T_a + r_{ah} \left[ \frac{(Rn - G)}{\rho_a c_p} \right] \quad (100)$$

Nesse caso a  $T_s$  é proporcional a  $(Rn-G)$ , sendo que a superfície será mais quente do que o ar quando  $(Rn-G)$  for positivo (isso acontece, geralmente, durante o dia), e mais fria do que o ar quando  $(Rn-G)$  for negativo.

Quando a superfície está completamente úmida a  $r_c = 0$ , isto pode ocorrer quando ela está coberta com orvalho ou logo depois de uma chuva. Neste caso, o resfriamento do calor latente é máximo para qualquer resistência aerodinâmica, e a equação (99) torna-se:

$$T_s = T_a + r_{ah} \left[ \frac{(Rn - G)}{\rho_a c_p} - \frac{(e_s(T_s) - e_a)}{\gamma r_{av}} \right] \quad (101)$$

Do mesmo modo quando  $r_c = 0$  e  $r_{ah}$  tende a zero, o valor de  $T_s$  tende a temperatura teórica do bulbo úmido:

$$T_s = T_a - \frac{e_s(T_s) - e_a}{\gamma} \quad (102)$$

#### 2.2.4.1- Fator ômega

O efeito da regulação estomática na transpiração pode ser descrito usando o fator  $\Omega$  de Jarvis & McNaughton (1986). Este parâmetro expressa o acoplamento entre o dossel e a atmosfera. Um valor de  $\Omega$  próximo de zero indica uma forte ligação do dossel com o ar ao seu redor, com a taxa de transpiração sendo controlada principalmente pelo grau de abertura dos estômatos. Já um valor de  $\Omega$  próximo de 1, indica um dossel não acoplado à atmosfera por uma densa camada limite, levando a valores de equilíbrio local da umidade

do ar próximo das superfícies evaporativas. Nestas circunstâncias a transpiração não é controlada pela abertura dos estômatos, mas pelo saldo de energia absorvida. O coeficiente  $\Omega$  é calculado por (Jarvis & McNaughton, 1986):

$$\Omega = \frac{\Delta/\gamma + 1}{\Delta/\gamma + 1 + r_c / r_{ah}} \quad (103)$$

sendo  $r_{ah}$  a resistência aerodinâmica para a transferência de calor sensível e  $r_c$  a resistência do dossel, em que ambas são expressas em  $s\ m^{-1}$ .

### 2.3- Transferência de água através da planta

O movimento da água a partir do solo para a atmosfera através da planta, é um processo contínuo e dinâmico que se dá ao longo de gradientes decrescentes de potencial da água (Hillel, 1998). A planta absorve água do solo em resposta a um gradiente de potencial da água no sistema solo-água. A desidratação das folhas, como resultado da transpiração, reduz o nível energético da água na planta, em um processo essencialmente passivo. Com isto, a taxa de fluxo de água do solo, através das raízes, para as folhas é proporcional à diferença entre os potenciais da água na folha e no solo (Ritchie, 1974, citado em Bergamaschi, 1984).

Todo o percurso de escoamento da água inclui o movimento da água no solo no sentido das raízes, o seu transporte ao longo das raízes até o caule e através deste até as folhas, a sua evaporação nos espaços intercelulares das folhas, a difusão do vapor d'água através dos estômatos para a camada de ar que está em contato direto com as folhas e desta camada para o ar em turbulência, de onde o vapor é, finalmente, incorporado à atmosfera externa (Hillel, 1998).

Para manter o fluxo, o potencial da água na planta deve ser menor do que o do solo (Millar et al., 1971, citado em Bergamaschi, 1984), isto é, devem ocorrer gradientes de potencial que resultam do déficit hídrico nas folhas, gerado pela transpiração. Assim, a taxa de escoamento da água através das plantas e os gradientes de potencial são determinados, primariamente, pelos fatores atmosféricos e da planta que interferem na passagem do vapor

da folha para a atmosfera. Considerando que a radiação solar é a força motriz primária e que a taxa de escoamento da água depende do gradiente de pressão de vapor d'água entre a superfície evaporante e o ar, a evapotranspiração das culturas sem deficiência hídrica é comandada muito mais pelas condições atmosféricas do que pelos fatores do solo e da planta (Gardner, 1965).

O movimento da água na fase líquida, ao longo de uma série de resistências, requer uma diferença de potencial e esta será maior quando o fluxo for maior e onde as resistências forem mais elevadas. Frequentemente, é afirmado que deficiências de água nas folhas, ou a redução do potencial da água nas folhas, ocorrem porque a perda por transpiração excede a absorção das raízes. Sem dúvida, é verdadeiro que o balanço de água de uma célula pode mudar apenas se os influxos e os efluxos de água são diferentes. Porém, supor que baixos potenciais da água nas folhas ocorrem somente devido à transpiração das folhas exceder à absorção pelas raízes, é obscurecer a natureza essencial do movimento de água através da planta. Sob condições de equilíbrio dinâmico, quando a absorção de água pelas raízes equivale às perdas pelas folhas, uma diferença de potencial deve existir entre as folhas e o solo para mover a água através das resistências de fricção. Esta diferença será maior quando a transpiração for maior, se as resistências forem constantes. Deficiências hídricas ocorrem nos tecidos vegetais quando, por diferença de potencial, a água flui do seu interior para os vasos de escoamento, na tendência de equilíbrio do seu estado energético. A magnitude deste déficit depende das características hídricas das células, da resistência ao movimento da água e do potencial da água no fluxo de escoamento (Jarvis, 1976, citado em Bergamaschi, 1984). Sendo assim, os déficits hídricos nas plantas são consequência do escoamento da água através do sistema solo-planta-atmosfera, ao longo do qual resistências de fricção e o próprio potencial gravitacional devem ser vencidos, e não ocorrem apenas quando as perdas de água pela transpiração excedem a absorção pelas raízes, como é afirmado muitas vezes (Bergamaschi, 1984).

A transpiração das plantas envolve a evaporação da água a partir de sítios dentro das folhas ou outros tecidos e seu subsequente transporte como vapor d'água, principalmente por difusão, através de uma série de resistências, até o ar externo (Bergamaschi, 1984). O movimento da água através da planta é controlado, primariamente, pela transpiração e é

transpirando que as folhas captam o CO<sub>2</sub> do ar; logo, o controle da abertura estomática é uma das funções vitais da planta.

Gates (1980), citado em Bergamaschi (1984), fez uma ampla e detalhada explanação dos processos e princípios, bem como resultados experimentais, relativos às trocas gasosas das folhas com a atmosfera. Segundo ele, usando a lei de Fick é possível definir as resistências à difusão para o percurso intercelular, estomático, cuticular e da camada limite. A resistência total deste percurso representa a soma das resistências da folha e da camada limite, considerando que existem duas superfícies na folha e a difusão do vapor d'água das duas superfícies representa um circuito em paralelo. A resistência da folha compreende a soma da resistência do espaço aéreo intercelular em série com a resistência estomática e, em paralelo, a resistência cuticular.

A resistência dos espaços intercelulares de ar pode ser obtida pela determinação do comprimento efetivo do caminho do vapor d'água dos sítios de evaporação até a cavidade subestomática. Embora esses espaços tenham forma irregular e dimensões diferentes entre as espécies, pode-se adotar um comprimento efetivo variável entre 100 µm e 1 mm, levando a valores de resistência dessa componente com magnitude entre 4 e 40 s m<sup>-1</sup>, a 20°C (Nobel, 1999; Angelocci, 2002). A resistência cuticular pode ser estimada apenas a partir de medidas, e para plantas cultivadas têm-se valores variando entre 2500 s m<sup>-1</sup> e 10000 s m<sup>-1</sup> (Nobel, 1999). Já a resistência estomática é mais complicada para ser calculada, devido às particularidades do caminho de fluxo do aparato estomático, constituído pelas células-guarda, pela cavidade subestomática, pelas células subsidiárias e pelo poro estomático (Marin, 2003).

O poro estomático, cuja área é definida pelo grau de abertura das células-guarda, é responsável pela saída de vapor d'água e a entrada de CO<sub>2</sub>. Dessa forma, mesmo com as células epidérmicas ocupando uma fração muito maior da área da folha que os poros estomáticos (95% a 99,5% da área), a cutícula cerosa que as cobre reduz significativamente a perda de água de suas paredes celulares para o ar turbulento, reduzindo a transpiração cuticular (Nobel, 1999). A perda de água pela via cuticular, portanto, adquire importância relativa apenas quando os poros estomáticos estão fechados (Jones, 1992).

O mecanismo de regulação estomático é afetado pelos fatores ambientais, como vento, radiação solar, déficit de pressão de vapor, temperatura etc., e o entendimento dessa

relação tem sido questão de difícil solução, principalmente pela forte interação entre esses fatores. Aparentemente, a resposta mais consistente e documentada é a relação entre a variação da abertura estomática com os efeitos quali-quantitativos da radiação (Jones, 1992).

A máxima abertura estomática é usualmente atingida quando os níveis de radiação solar estão por volta de  $\frac{1}{4}$  da irradiância solar máxima, sendo esse valor variável com a espécie e com a condição ambiental (Jones, 1992). Por exemplo, estômatos de folhas adaptadas à sombra abrem-se sob níveis sensivelmente menores de radiação que aqueles encontrados para folhas adaptadas à luz (Warritt et al., 1980). O estômato responde também à variação da fração molar de CO<sub>2</sub> nos espaços intercelulares, de forma que quando essa fração molar decresce, o estômato tende a se abrir, com a sensibilidade sendo extremamente dependente do ambiente e da espécie (Meidner & Mansfield, 1968). Para Mansfield et al. (1990), as respostas estomáticas para radiação e CO<sub>2</sub> devem ser consideradas conjuntamente, porque ambas contribuem substancialmente no ciclo diário da abertura e fechamento do poro estomático, e pela dificuldade na determinação da contribuição relativa de cada um desses fatores.

Os estômatos são também sensíveis ao potencial da água da folha, com uma clara tendência de fechamento do ostíolo com o decréscimo do potencial. Nesse sentido foram realizados vários trabalhos que mostram esta tendência, como exemplo, pode-se citar: Lima Filho (2000), Nogueira et al. (2000).

O fechamento estomático pode ocorrer em diferentes condições de conteúdo de água no tecido foliar, sendo que essa relação pode ser modificada pela exposição da folha a um fator de estresse (Jones, 1992). Recentemente, passou-se a considerar que o movimento estomático é também dependente de outros fatores indiretos, denominados de mensageiros químicos (Naor, 1998), originários da raiz em resposta à deficiência hídrica no solo.

Quanto à influência da umidade do ar na regulação estomática, sua atuação é mais bem compreendida pela análise do déficit de pressão de vapor (DPV) entre a folha e o ar. Com a elevação do DPV, ocorre o fechamento do poro estomático devido à defasagem entre o fluxo de água para as células-guarda e a demanda atmosférica (Marin, 2003). É importante destacar que tais aumentos na resistência estomática devido ao incremento no déficit de saturação de vapor do ar, na maior parte dos casos não são suficientes para

reduzir a transpiração sob condições não limitantes de água no solo, como demonstrado experimentalmente para citros (Hall et al., 1975; Meyer & Green, 1981) e macadâmia (Lloyd, 1991). Segundo Jones (1992), a magnitude dessa resposta varia com a espécie, com o estágio fenológico e com o potencial da água da folha, havendo respostas mais pronunciadas sob altas temperaturas ou em plantas em condições de estresse.

O efeito da temperatura do ar na regulação estomática é ainda discutível, mas, em linhas gerais, pode-se estabelecer que a área do poro estomático tende a aumentar com a temperatura (Marin, 2003). Kramer & Boyer (1995) afirmam que o estômato pode aclimatar-se a condições de baixas temperaturas. Hall et al. (1975) verificaram uma leve diminuição da resistência com o aumento da temperatura entre 20 e 30<sup>0</sup>C e Khairi & Hall (1976) observaram um decréscimo da resistência quando a temperatura superava 30<sup>0</sup>C.

Apesar do avanço significativo das técnicas de medida da resistência foliar a difusão de vapor nas últimas três décadas, principalmente da porometria, a determinação “in situ” da resistência foliar (rf) é complicada por uma série de fatores (variação temporal e variabilidade espacial de rf, problemas de alteração da abertura estomática na câmara porométrica etc.), ficando restrita à pesquisa científica (Marin, 2003).

## **2.4- Balanço Hídrico**

Os vários processos que envolvem fluxo de água (infiltração, redistribuição, evaporação, absorção pelas plantas, evapotranspiração) são interdependentes, e, na maioria das vezes, ocorrem simultaneamente. Para se estudar o ciclo da água numa cultura de maneira geral é necessário considerar o balanço hídrico. Este nada mais é do que o somatório das quantidades de água que entram e saem de um elemento de volume de solo e, num dado intervalo de tempo, o resultado é a quantidade líquida de água que nele permanece (Reichardt, 1996).

A importância do balanço hídrico como ferramenta para avaliar a intensidade das saídas e entradas de água no solo e, por conseguinte, para definição dos períodos mais prováveis de déficit hídrico para a cultura, está relacionada não só ao conhecimento dos fatores que o compõem (evapotranspiração, precipitação, drenagem interna, ascensão capilar, escoamento superficial) como, também, ao conhecimento das características da

planta, principalmente da sua fenologia, que representa o ponto de partida para a interpretação coerente dos resultados do balanço (Cintra et al., 2000).

Para se efetuar o balanço hídrico de um solo cultivado é necessário computar as entradas de água no solo via precipitação pluvial ou irrigação, a partir da sua infiltração na superfície, e as saídas, representadas pela drenagem interna, evapotranspiração e deflúvio superficial num volume de solo, com base na profundidade do sistema radicular da cultura em estudo, em determinado período de tempo; se a quantidade de água que entra no tempo considerado for maior que a quantidade que sai durante o mesmo período, o saldo será positivo e, caso contrário, será negativo. Tanto o saldo positivo como o negativo, serão medidos pela variação de armazenagem de água no perfil do solo no período considerado (Libardi, 1995).

O balanço hídrico é baseado no princípio de conservação de massa para a água num volume de solo, podendo ser representado pela seguinte equação (Rana & Katerji, 2000):

$$P + I + W - ET - R - D = \pm[\Delta S] \quad (104)$$

sendo P a precipitação, I a irrigação, W a ascensão capilar, R o escoamento superficial, D a drenagem, ET a evapotranspiração e  $\Delta S$  a variação de armazenamento de água do solo.

Tendo em vista ser muito difícil medir exatamente todos os termos da equação (104), faz-se um grande número de simplificações para se determinar a ET. De fato, a quantidade de água aplicada via irrigação (I) é, em princípio, conhecida e a precipitação (P) pode ser medida facilmente por pluviômetros ou pluviógrafos, mas todos os outros termos necessitam de ser medidos, ou no mínimo estimados (Rana & Katerji, 2000).

A drenagem é o termo mais difícil de se avaliar no balanço hídrico. Alguns autores sugerem que ele pode ser desprezado em regiões secas (Holmes, 1984, citado em Rana & Katerji, 2000; Antonino et al., 2000), mas como ela depende da profundidade, da declividade, da permeabilidade e do armazenamento de água do solo (Jensen et al., 1990), necessita de ser verificada em cada caso particular (Brutsaert, 1982), dependendo também do clima e do tempo (Katerji et al., 1984, citado em Rana & Katerji, 2000). Na elaboração de balanços hídricos a maior dificuldade encontra-se na estimativa do termo de drenagem, obtido a partir da equação de Darcy. Existem sérias dificuldades na aplicação da equação

de Darcy, devido a erros cometidos na estimativa do gradiente de potencial e, principalmente, na escolha do valor da condutividade hidráulica (Reichardt et al., 1979).

Azevedo et al. (2003) estudando o balanço hídrico numa cultura de manga em Petrolina-PE, encontraram valores totais de drenagem de 99,5 mm, com um valor médio de 0,79 mm d<sup>-1</sup>. Estudando os componentes do balanço hídrico para a cultura do feijão *phaseolus* irrigado, em latossolo roxo, Libardi & Saad, (1994) encontraram que a drenagem interna praticamente não existiu, demonstrando que uma camada superficial de solo de 30 cm foi suficiente para um adequado controle das irrigações.

Além desses fatores, ainda existe o problema da variabilidade espacial dos componentes do balanço hídrico (armazenamento de água no solo, condutividade hidráulica, gradientes de potencial total). Villagra et al. (1995) encontraram que a variabilidade desses parâmetros conferiu um coeficiente de variação da ordem de 40% nas estimativas da evapotranspiração, concluindo, que em áreas extensas, a melhor escolha para o cálculo da evapotranspiração seria por métodos aerodinâmicos ou empíricos.

Apesar das considerações citadas acima, o método do balanço hídrico vem sendo utilizado com sucesso por muitos autores na estimativa da evapotranspiração de algumas culturas, quando comparados com métodos micrometeorológicos, como a razão de Bowen (Malek & Bingham, 1993a; Mastrorilli et al., 1998; Ward & Dunin, 2001; Azevedo et al., 2003), o método aerodinâmico (Vogt & Jaeger, 1990), bem como com o método da correlação dos turbilhões (Trambouze et al., 1998).

Desse modo, por ser um método mais simples e barato que os métodos micrometeorológicos, e como já foi visto, produzir resultados semelhantes aos dos métodos micrometeorológicos, o método do balanço hídrico vem sendo utilizado por muitos pesquisadores, tanto para a estimativa da evapotranspiração de culturas anuais e perenes como alfafa (Rassini, 2002); feijão (Bernardo et al., 1996; Klar & Fernandes, 1997; Calvache et al., 1998; Antonino et al., 2000; Medeiros et al., 2001); oliveiras (Palomo et al., 2002), manga (Azevedo et al., 2003), milho (Oliveira et al., 1993; Antonino et al., 2000; Shaozhong et al., 2002; Liu et al., 2002), uva (Trambouze et al., 1998; Ávila Netto et al., 2000), para áreas com vegetação de floresta (Mac Nish et al., 2000; Domingo et al., 2001), bem como para a estimativa da evaporação do solo sem vegetação (Plauborg, 1995).

## 2.5- Balanço de Energia

O balanço de energia está intimamente relacionado com o balanço hídrico, pois os processos que envolvem o balanço hídrico requerem energia (especialmente no caso da evapotranspiração), e também pelo fato de que as propriedades térmicas do solo dependem do conteúdo de água do solo.

Uma descrição física do sistema solo-planta-atmosfera deve ser baseada num entendimento de ambos os processos. Em particular, o processo de evapotranspiração, que para ocorrer depende dos fornecimentos simultâneos de água e de energia (Hillel, 1998).

A radiação solar recebida na superfície terrestre é o principal componente do balanço de energia. Na passagem através da atmosfera, a radiação solar muda seu fluxo e sua composição espectral. Em média, um terço dessa radiação é refletida de volta ao espaço. Além disso, a atmosfera absorve e dispersa uma parte da radiação, desse modo somente cerca de 50% da densidade de fluxo original da radiação solar chega ao solo. Uma parte da radiação refletida e dispersa também chega ao solo, sendo chamada de radiação do céu ou difusa. A soma da radiação solar com a radiação difusa é chamada de Radiação global. A partir do balanço entre os ganhos e as perdas de radiação na superfície obtém-se a radiação líquida (saldo de radiação), sendo que uma parte desta radiação que é recebida pelo solo é transformada em calor que aquece o solo, plantas e atmosfera, outra parte é utilizada no processo de fotossíntese e a outra parte é utilizada nos processos de evaporação da água do solo e da transpiração das plantas (Hillel, 1998).

O balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem na cultura. Esse método permite avaliar as alterações no microclima da vegetação em função dos estádios de desenvolvimento da cultura e em função das condições de solo e de atmosfera (Fontana et al., 1991).

O método do balanço de energia pressupõe que a radiação líquida disponível ( $R_n$ ) na superfície da terra se reparte em fluxo de calor para o solo ( $G$ ), fluxo de calor sensível para o ar ( $H$ ), fluxo de calor latente de evaporação ( $LE$ ), fotossíntese e trocas devidas a atividades metabólicas e ao armazenamento nos tecidos das plantas. Considerando que estes dois últimos componentes são, em geral, inferiores ao erro experimental na medida dos componentes principais, o balanço de energia considera, geralmente, apenas os três

primeiros processos (Rosenberg, 1974, citado em Bergamaschi et al., 1988). Desse modo o balanço de energia na superfície do solo pode ser descrito pela equação (Perez et. al., 1999; Todd et al., 2000):

$$R_n = G + H + LE \quad (105)$$

sendo  $R_n$  a Radiação líquida ( $W m^{-2}$ );  $G$  o Fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ );  $H$  o Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ );  $LE$  o Fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ), isto é o produto do fluxo evaporativo,  $E$  ( $g m^{-2} s^{-1}$ ), e o calor latente de vaporização,  $L$  (com um valor aproximado de  $2,45 MJ kg^{-1}$ ). Os termos radiação líquida e fluxo de calor no solo são considerados positivos quando fluem em direção a superfície, enquanto que os fluxos de calor latente e calor sensível quando deixa a superfície em direção a atmosfera.

A radiação líquida e o fluxo de calor no solo podem ser medidos facilmente. Entretanto, os fluxos de calor sensível e de calor latente são de difícil medição direta, sendo que existem três métodos utilizados para a medição desses fluxos, quais sejam: o método da razão de Bowen, o método aerodinâmico e o método da correlação dos turbilhões. Sendo os dois primeiros considerados métodos indiretos e o terceiro como um método direto (Monteith & Unsworth, 1990).

### **2.5.1 Balanço de energia – Método da Razão de Bowen**

Um dos primeiros estudos do balanço de energia foram feitos por Bowen (1926) citado em Fontana et al. (1991). Este determinou a razão entre os fluxos de calor sensível e de calor latente sobre uma superfície de água livre, em função do gradiente de temperatura e de pressão de vapor d'água ( $\beta = H/LE$ , razão de Bowen). O referido autor considerou os transportes de calor sensível e de vapor d'água similares, concluindo que a razão entre os coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível e calor latente é igual à unidade.

O valor da razão de Bowen ( $\beta$ ) depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte da radiação líquida ( $R_n$ ) será utilizada em calor latente ( $LE$ ), resultando em  $\beta$  pequeno. Se a superfície

apresentar restrição hídrica, maior parte de  $R_n$  será utilizada no aquecimento do ar (calor sensível), resultando em  $\beta$  elevado (Pereira et al., 1997).

A partição da energia disponível entre os fluxos de calor latente e de calor sensível pode ser obtida pelo método do balanço de energia – razão de Bowen (BERB), baseado nas relações fluxo-gradiente para as trocas de massa e de energia, podendo se estimar a evapotranspiração sobre solo sem vegetação ou vegetado (Perez et al., 1999).

Este método estima o fluxo de calor latente de uma superfície usando medições de gradientes de temperatura e de umidade do ar, radiação líquida e fluxo de calor no solo (Fritschen & Simpson, 1989). É um método indireto quando comparado com métodos tais como a correlação dos turbilhões, que mede diretamente os fluxos turbulentos, ou com os lisímetros de pesagem, que medem a variação da massa de um volume isolado de solo. As principais vantagens do método do balanço de energia-razão de Bowen (BERB) são: medições simples e diretas; não requerer informações a respeito das características aerodinâmicas da superfície de interesse; poder integrar fluxos de calor latente sobre grandes áreas (de centenas a milhares de metros quadrados); poder estimar os fluxos em escala de tempo pequena (menos do que uma hora); além de fornecer medições contínuas. As suas desvantagens incluem a sensibilidade às predisposições dos instrumentos que medem os gradientes e os componentes do balanço de energia, a possibilidade de descontinuidade de dados quando a razão de Bowen aproxima-se de  $-1$ , e o requerimento, comuns aos métodos micrometeorológicos, de um “fetch” adequado (Todd et al., 2000).

O “fetch” (distância horizontal separando a borda da superfície estudada e o ponto de medida no sentido do vento dominante) deve ser representativo, isto é, as medidas devem ser realizadas na camada limite a fluxo conservativo (Antonino et al., 1998). Esta camada pode ser definida como a zona na qual os fluxos verticais não variam de maneira significativa em relação a seus valores na superfície. A regra normalmente adotada é de 1% (100:1) para a relação entre a espessura da zona a fluxo conservativo e o fetch (Angus & Watts, 1984; Monteith & Unsworth, 1990). Contudo, Heilman et al. (1989) concluíram que o método da razão de Bowen não é afetado pelo fetch quando os valores da razão de Bowen são pequenos e positivos, podendo ser usado com precisão para uma relação de 20:1.

De acordo com Fritschen & Simpson (1989), o método da razão de Bowen é baseado em várias hipóteses: o transporte é unidimensional, sem gradientes horizontais, ou

seja, sem advecção; os sensores que medem os gradientes estão localizados dentro da subcamada de equilíbrio (camada limite a fluxo conservativo), onde os fluxos são constantes com a altura; a superfície é homogênea em relação às fontes e sumidouros de calor e vapor d'água; a razão entre os coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível e latente é igual a 1. Geralmente, as duas primeiras hipóteses são satisfeitas quando existe um fetch adequado (Todd et al., 2000).

Este método vem sendo usado por muitos pesquisadores para quantificar a evaporação do solo sem vegetação (Gash et al., 1997; Wallace & Holwill, 1997; Olejnik et al., 2001;). Ele também vem sendo largamente utilizado para as medidas da evapotranspiração de muitas culturas anuais, como a alfafa (Malek & Bingham, 1993a; Todd et al., 2000; Olejnik et al., 2001; Ward & Dunin, 2001), o algodão (Pieri & Fuchs, 1990), o feijão (Bergamaschi et al., 1988; San José et al., 2003), o milho (Jara et al., 1998; Mastrorilli et al., 1998; Sauer et al., 1998; Steduto & Hsiao, 1998) a soja (Fontana et al., 1991; Rana et al., 1997a), o sorgo (Rana et al., 1997a; Mastrorilli et al., 1998), o trigo (Kim et al., 1989; Kustas et al., 1996), bem como para várias culturas perenes, como a banana (Teixeira, 2001), o café (Gutiérrez & Meinzer, 1994; Marin, 2003), a laranja (Daamen et al., 1999), a laranja (Daamen et al., 1999), a linhaça (Casa et al., 2000), a manga (Azevedo et al., 2003), a uva (Heilman et al., 1994; Heilman et al., 1996; Teixeira et al., 1997), bem como em pastagens (Rosset et al., 1997; San José et al., 1998; Burba et al., 1999; Amarakoon et al., 2000; Silva, 2003).

O método do balanço de energia-razão de Bowen também vem sendo usado para calcular coeficientes de cultura (Malek & Bingham, 1993b; Inman-Bamber & McGlinchey, 2003), investigar relações hídricas em plantas (Grant & Meinzer, 1991), determinar o balanço energético em áreas ou em culturas de interesse (Fontana et al., 1991; Bidlake et al., 1996; Prueger et al., 1998; San José et al., 2003), avaliar modelos de uso de água pelas culturas (Tattari et al., 1995; Domingo et al., 1999), além de estimar a evapotranspiração de referência (Silva, 2003).

Apesar do largo emprego deste método alguns autores têm relatado problemas com ele (Daamen et al., 1999; Ibanez et al., 1999). O método da razão de Bowen deve ter seu uso limitado ao período diurno (Heilman et al., 1989; Cellier & Olioso, 1993; Kustas et al., 1996). Um ponto vulnerável do método é quando da aproximação da razão de Bowen do valor de  $-1,0$ . Clothier et al (1982) aconselharam, visando uma maior eficiência do método,

descartar os valores menores que  $-0,5$  devido à inconsistência dos mesmos. Ortega-Farias et al. (1996) recomendaram descartar valores inferiores a  $-0,75$ . Unland et al. (1996) sugeriram descartar os valores na faixa de  $-0,7$  a  $-1,3$ . No entanto, para Perez et al. (1999), a faixa de descarte dos dados deve ser variável com a acurácia do sensor, sendo tanto mais próxima de  $-1,0$  quanto maior for a acurácia do instrumento de medida.

Os erros na estimativa da evapotranspiração por meio do método do balanço de energia-razão de Bowen são comumente considerados para serem da ordem de 10% (Angus & Watts, 1984), contudo com as recentes melhorias na instrumentação, além de uma análise cuidadosa dos dados, poderá ser possível reduzir este nível de erro (Malek & Bingham, 1993b; Allen et al., 1994).

### 2.5.2- Balanço de energia –Método aerodinâmico

Se for assumido que uma densidade de fluxo pode ser relacionada ao gradiente da concentração na camada superficial atmosférica, o fluxo de calor latente (LE) pode ser determinado diretamente por meio dos fatores de escalonamento  $u^*$  e  $q^*$ , com  $q$  sendo a umidade específica do ar ( $\text{kg kg}^{-1}$ ), dado pela equação:

$$LE = -L\rho u^* q^* \quad (106)$$

sendo  $\rho$  a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e a velocidade de fricção  $u^*$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) sendo derivada das medições do perfil de vento:

$$u^* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_m} \quad (107)$$

sendo  $k$  (0,41) a constante de von Karman,  $d$  (m) a altura de deslocamento do plano zero,  $z_0$  (m) o comprimento de rugosidade da superfície e  $\Psi_m$  a função de correção de estabilidade para transporte de momentum.  $q^*$  é determinado similarmente das medições do perfil de umidade:

$$q^* = \frac{k(q - q_0)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_v} \quad (108)$$

sendo  $q_0$  a umidade do ar extrapolada para  $z=d+z_0$  e  $\Psi_v$  a função de correção para transporte de calor latente.

Os cálculos das funções de estabilidade são feitos por processos iterativos (Pieri & Fuchs, 1990). O problema de levar em consideração as funções de correção da estabilidade atmosférica, assume importância, particularmente, em climas áridos. De fato, a junção do solo seco e o rápido aquecimento ou resfriamento do ar em contato com a superfície da terra (solo nu ou vegetação) leva a condições extremas de forte estabilidade e instabilidade, com uma passagem repentina de um regime para outro (Rana & Katerji, 2000).

A principal dificuldade com este método é a correta medição da pressão de vapor em diferentes alturas acima da cultura. Por esta razão o fluxo de calor latente pode ser obtido como termo residual da equação do balanço de energia, sendo que o fluxo de calor sensível é obtido por meio do método aerodinâmico. Este método é conhecido como método aerodinâmico combinado, ou seja, o fluxo de calor sensível é obtido por meio da equação (109) e o fluxo de calor latente por diferença na equação do balanço de energia (eq. 105):

$$H = -\rho c_p u^* T^* \quad (109)$$

sendo  $T^*$  deduzida do perfil de temperatura do ar:

$$T^* = \frac{k(T - T_0)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_h} \quad (110)$$

sendo  $T_0$  a temperatura extrapolada em  $z=d+z_0$  e  $\Psi_h$  a função de correção para o transporte de calor.

Sob esta forma, a principal vantagem do método aerodinâmico consiste em se evitar as medições de umidade. Entretanto, a acurácia do método depende do número de níveis de medição dos perfis de velocidade do vento e de temperatura do ar (Rana & Katerji, 2000). De fato, a equação (107) e a equação (110), requerem vários níveis de medidas (Webb, 1965), sendo que a precisão é melhorada quando são usados vários níveis (Wieringa, 1993). Quando são utilizadas as funções de correção de estabilidade de Dyer & Hicks (1970) e Paulson (1970), o método aerodinâmico dá bons resultados (Pieri & Fuchs, 1990).

Uma versão simplificada do método foi proposta por Itier (1980, 1981) e Riou (1982), baseada na medição de  $\Delta u$  e  $\Delta T$ , isto é, medidas de velocidade do vento e de temperatura do ar somente em dois níveis (Rana e Katerji, 2000). Este método simplificado foi usado com sucesso por Rana et al. (1990) no sul da Itália, com o objetivo de medir a evapotranspiração real de um cultivo de soja.

O método aerodinâmico tem sido usado para quantificar o balanço de energia e a evapotranspiração de muitas culturas tais como: algodão (Pieri & Fuchs, 1991), beterraba (Cellier et al., 1996), grama (Ortega-Farias et al., 1996; Saigusa et al., 1998) e pinos (Vogt & Jaeger, 1990).

### 2.5.3- Balanço de energia –Método da Correlação dos Turbilhões

Quando certas hipóteses são válidas, a teoria prediz que os fluxos da superfície podem ser medidos correlacionando as flutuações verticais média do vento ( $w'$ ) com as flutuações médias na concentração da mistura transportada. Deste modo para o fluxo de calor latente, pode-se escrever a seguinte correlação da velocidade vertical do vento ( $m s^{-1}$ ) e densidade de vapor ( $q'$  em  $g m^{-3}$ ):

$$LE = L \overline{w'q'} \quad (111)$$

Por meio de medições das flutuações verticais da velocidade vertical do vento  $w'$  e da umidade  $q'$ , em frequência suficiente para se obter à contribuição de todos os turbilhões de tamanhos significantes, e somando seu produto sobre uma escala de tempo horária (de

15 min a 1 h) a equação (111) dá diretamente a evapotranspiração real da cultura estudada (Rana & Katerji, 2000).

Como todo método micrometeorológico, o método da correlação dos turbilhões necessita de um fetch adequado. A regra normalmente adotada é de 1% (100:1) para a relação entre a espessura da zona a fluxo conservativo e o fetch (Angus e Watts, 1984), mas segundo Wieringa (1993), são desejáveis fetches maiores.

As flutuações verticais de vento podem ser medidas por um anemômetro sônico, enquanto que a densidade de vapor por higrômetros de resposta rápida; os sinais de ambos sensores devem ser obtidos numa frequência típica de 10-20 Hz. Os higrômetros de resposta rápida tipo Krypton funcionam bem no campo, mas eles são caros e muito delicados, por isso, necessitam de manutenção particular. De fato, os higrômetros comerciais podem ser severamente danificados se forem umedecidos, portanto eles só podem ser instalados durante o período diurno, tornando difícil de usar este instrumento continuamente por períodos maiores que poucos dias. Além do mais, os erros no método da correlação dos turbilhões pode ser devido não somente a possíveis desvios das hipóteses teóricas, mas também devido à configuração dos sensores e características meteorológicas (Foken & Wichura, 1996).

Uma distorção do fluxo pode ser causada pelo arranjo do próprio anemômetro e de outros sensores. A separação entre o anemômetro sônico e o higrômetro pode causar uma falta de correlação entre as flutuações da velocidade do vento e da umidade. De fato, a distância típica entre a via de medição da flutuação vertical de vento e o higrômetro é de 30-40 cm, este espaçamento atua como um processo de filtragem nos sinais medidos e devem ser corrigidos (Foken & Wichura, 1996).

Para se evitar alguns dos problemas relacionados com as flutuações das medições de umidade, o fluxo de calor latente pode ser obtido como termo residual da equação do balanço de energia (equação 105), se o fluxo de calor sensível for expresso por:

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (112)$$

sendo  $\rho$  a densidade do ar e  $c_p$  o calor específico do ar ( $\text{J kg}^{-1} \text{C}^{-1}$ ).

O método da correlação dos turbilhões tem sido usado para quantificar os fluxos de calor latente e de calor sensível em áreas com vegetação de florestas (Granier et al., 2000; Wilson & Baldocchi, 2000; Wilson et al., 2001), com pastagens (Harding et al., 2000; Twine et al., 2000; Meyers, 2001; Hunt et al., 2002; Wever et al., 2002) e com culturas anuais como milho e trigo (Baldocchi, 1994), aveia, cevada, colza e ervilha (Halldin et al., 1999), bem como em culturas perenes como a uva (Trambouze et al., 1998).

## **2.6- Aspectos ecofisiológicos do feijão caupi**

A produção e o consumo do feijão caupi (*Vigna unguiculata* (L.) Walp), está espalhada por vastas áreas das Américas Centrais e do Sul, pelas áreas do sudeste e sudoeste da América do Norte, bem como em áreas do oeste da África, Índia, sul e sudeste da Ásia, Austrália e sul da Europa. Na América do Sul, a região mais produtora é o nordeste do Brasil (Rachie & Roberts, 1974; Singhi & Singhi, 1992; Ehlers & Hall, 1997). Na região Nordeste, o feijão caupi é chamado de feijão macassar ou feijão de corda, constituindo a principal cultura de subsistência no sertão semi-árido, caracterizando-se por períodos curtos de plantio (May, 1986).

O caupi tem seu cultivo concentrado nas regiões Norte e Nordeste em função dos climas tropicais, aos quais, por sua origem, é bem adaptado e pela aceitação da população consumidora. Apesar de ser uma cultura tradicional no Brasil, a sua exploração é considerada de alto risco, uma vez que o cultivo é realizado sob condições de sequeiro e são utilizadas variedades de baixo potencial produtivo, sendo que muitas delas não são adaptadas às condições climáticas e edáficas das áreas produtoras, como também são utilizadas técnicas inadequadas de manejo (Thomé, 1985).

O feijão caupi é considerado uma espécie altamente resistente à seca, principalmente as cultivares ramadoras, embora varie, de cultivar para cultivar, o número de dias que a planta tolera um estresse hídrico (Summerfield et al., 1985). O feijão caupi também é tolerante a solos de baixa fertilidade, devido as suas altas taxas de fixação de nitrogênio (Elowad & Hall, 1987), simbiose efetiva com micorrizas (Kwapata & Hall, 1985), possuindo também a capacidade de resistir a solos ácidos quanto a solos alcalinos (Fery, 1990). É razoavelmente tolerante à umidade excessiva no solo, contudo é muito

importante certo grau de umidade na época da floração e frutificação. Por outro lado, a qualidade dos grãos é bastante melhorada quando a colheita é realizada em dias secos e sem excesso de umidade no solo.

A tolerância à seca na cultura do feijão implica na habilidade em sustentar rendimentos razoáveis na ocorrência de estresse hídrico moderado e não na habilidade em sobreviver na ocorrência de prolongados períodos de déficit hídrico severo. As plantas podem evitar estresse interno ou tolerar baixos potenciais de água a que são submetidas. Para evitar estresse hídrico interno, as plantas tendem a desenvolver um melhor sistema radicular, a fim de absorverem água para compensar as perdas por transpiração, ou então conservar a água, limitando a transpiração.

A importância do sistema radicular sobre o desenvolvimento, crescimento e frutificação das espécies vegetais é um fator incontestável, tendo em vista esse órgão ser a sede de alguns dos principais processos metabólicos que atuam no funcionamento geral da planta. Várias são as funções do sistema radicular e, dentre elas tem-se: sustentação da planta ao solo, influência ativa na parte sólida do solo através da formação de canais pelo deslocamento das frações minerais e orgânicas, influência ativa na passagem de parte dos íons absorvidos na solução suprindo a parte aérea da planta com os produtos da sua conversão, absorção de água e nutrientes e produção de outras substâncias orgânicas.

O feijoeiro é classificado como planta sensível, tanto a deficiência hídrica quanto ao excesso de água no solo. O requerimento de água pela cultura é variável com o seu estágio de desenvolvimento. O consumo de água aumenta de um valor mínimo na germinação até um valor máximo na floração e na formação de vagens, decrescendo a partir do início da maturação (Nóbrega et al., 2001). Os efeitos do nível de umidade do solo no feijoeiro manifestam-se ao longo do seu ciclo e nas diferentes partes da planta. Em geral, o que mais interessa são os efeitos do déficit hídrico sobre o crescimento e desenvolvimento da cultura, o que, conseqüentemente, limita o rendimento. Ainda de acordo com Nóbrega et al. (2001), o crescimento de um vegetal depende, em termos gerais, da divisão, do desenvolvimento e da expansão celular, processos esses sensíveis ao estresse hídrico, principalmente na fase de alongamento celular.

### **3- MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1- Localização, clima e solo da área experimental**

As medidas para a realização dos balanços de água e de energia foram efetuadas numa área de 4,0 ha (Figura 5) localizada na fazenda Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, situado na microrregião do Brejo paraibano, no município de Areia, no Estado da Paraíba (6°58'12" S e 35°42'15" O). A altitude é de aproximadamente 619 m acima do nível do mar. O clima na região, pela classificação de Köpen, é do tipo As' (quente e úmido), com estação chuvosa no período outono-inverno, sendo as maiores precipitações nos meses de junho e julho (BRASIL, 1972).

O solo da área é classificado como Latossolo Amarelo (EMBRAPA, 1999) e apresentou as seguintes características químicas, determinadas utilizando as metodologias recomendadas pela EMBRAPA (1997): pH em água 5,2, P e K extraídos pelo método de Mehlich, 0,75 e 30 mg dm<sup>-3</sup>, respectivamente, matéria orgânica, 48 g dm<sup>-3</sup> e CTC, 10,90 cmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>.

Também foram realizadas análises físicas do solo, sendo que a análise granulométrica do solo foi realizada em amostras coletadas a cada 10 cm, até a profundidade de 80 cm (Tabela. 1). As frações de argila e de silte foram determinadas por sedimentação, após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando-se o método do densímetro (Loveland & Whalley, 1991). A massa específica global do solo foi determinada utilizando-se o método do anel volumétrico. Evidencia-se na Tabela 1 que, com o aumento da profundidade, há um aumento do teor de argila, com conseqüente diminuição do teor de areia, sendo que a classificação textural até a profundidade de 40 cm é Franco Argilo Arenoso, enquanto que de 40 até 80 cm a classificação textural é Argilo Arenoso.

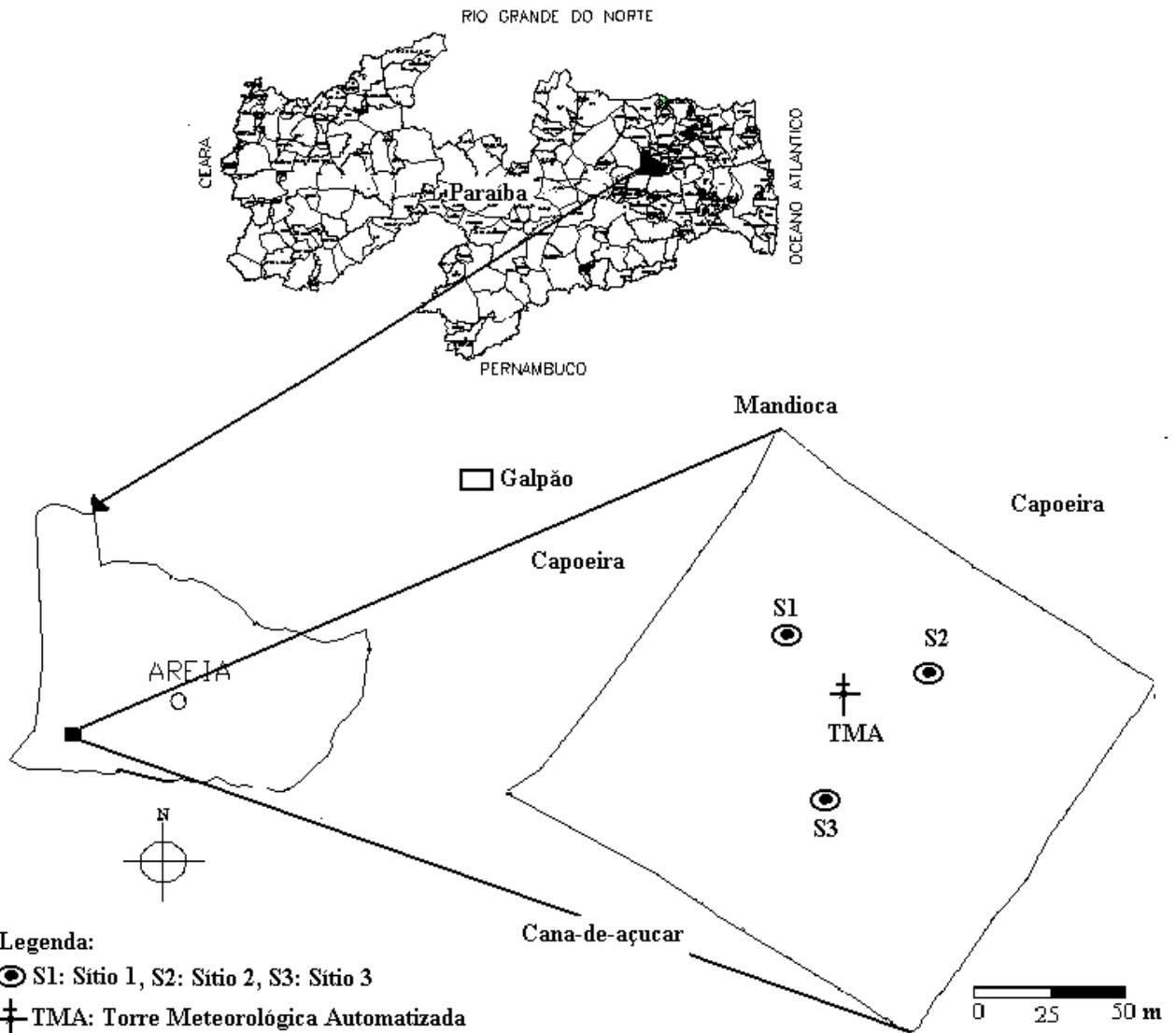


Figura 5- Mapa do município de Areia-PB, com a localização da área experimental, mostrando em detalhes os sítios tensio-neutrônicos e a torre meteorológica automatizada.

Tabela 1. Análise Granulométrica, Classificação Textural e Massa Específica Global ( $\rho$ ) do solo da área Experimental.

Profundidade (cm)	Granulometria (%)			Classificação Textural	$\rho$ (g cm <sup>-3</sup> )
	Areia	Silte	Argila		
0-10	64,06	12,9	23,04	Franco Argilo Arenoso	1,21
10-20	61,71	15,25	23,04	Franco Argilo Arenoso	1,35
20-30	55,82	14,08	30,10	Franco Argilo Arenoso	1,35
30-40	55,82	14,08	30,10	Franco Argilo Arenoso	1,32
40-50	49,94	11,74	38,32	Argilo Arenoso	1,32
50-60	44,10	11,71	44,19	Argilo Arenoso	1,43
60-70	48,87	7,03	41,75	Argilo Arenoso	1,43
70-80	48,87	9,38	44,10	Argilo Arenoso	1,20

### 3.2-Balanço Hídrico

#### 3.2.1- Período de medição e instrumentação

O estudo dos componentes do balanço hídrico foi realizado em solo sem vegetação e em solo cultivado com o feijão caupi (*Vigna unguiculata* L Walp), sendo que os períodos de solo sem vegetação foram de novembro de 2001 a março de 2002 e de novembro de 2002 a março de 2003, enquanto que os períodos de solo cultivado foram de março a junho de 2002 e de março a junho de 2003.

Para a determinação do balanço hídrico foram instalados três sítios na área experimental. Em cada sítio (Foto 1) foi instalado um tubo de acesso, em alumínio, para a sonda de nêutrons, e 8 tensiômetros nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100 e 120 cm. As medidas neutrônicas foram realizadas diariamente a cada 10 cm, até a profundidade de 120 cm, com uma sonda TROXLER série 3300, tendo a mesma uma fonte radioativa de Am-Be de atividade de 10 mCi (0,37 GBq). As leituras nos tensiômetros também foram realizadas diariamente.

A curva de calibração da sonda de nêutrons foi obtida a partir da relação entre o conteúdo de água no solo e a contagem normalizada da sonda para as camadas de 0-15 cm e 15-60 cm (Figura 6). Os conteúdos de água no solo foram obtidos a partir de

determinações gravimétricas de três amostras, coletadas, com amostrador de Ulhand, com cilindros de 7,0 cm de diâmetro e 8,3 cm de altura, próximas ao tubo de acesso, logo após serem realizadas as medidas com a sonda de nêutrons. Estas amostras foram pesadas e secas em estufa a 105°C até peso constante.

Na camada mais superficial (0-15 cm) ocorre uma maior perda de nêutrons, e por isso, utiliza-se um refletor de parafina durante as medições com a sonda de nêutrons, tornando necessário uma calibração específica para essa camada de solo.

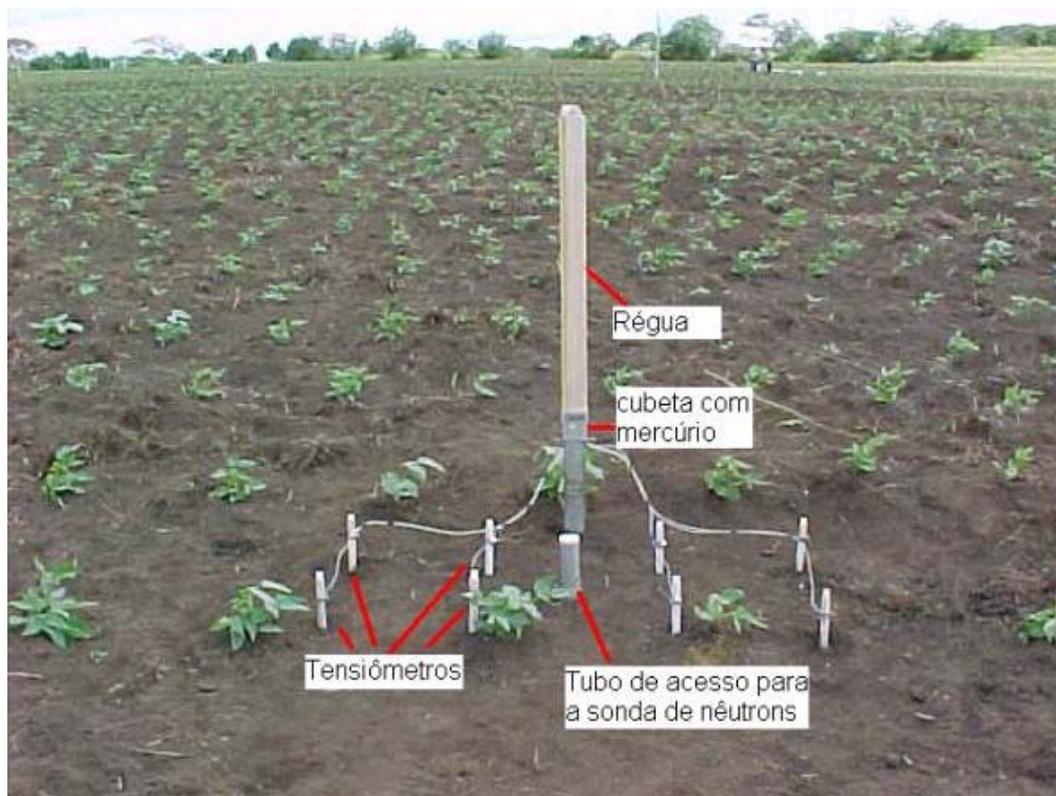


Foto 1- Sítio tensio-neutrônico instalado na área experimental, mostrando em detalhe oito tensiômetros com manômetro de mercúrio, e o tubo de acesso em alumínio para a sonda de nêutrons.

A análise de regressão mostrou que o conjunto de pares de dados, das camadas de 0-15 e 15-60 cm, é representado por duas retas de regressão, dadas por:

$$\begin{aligned}\theta &= (0,0704) + (0,4901)CN \quad (0-15 \text{ cm}) \\ \theta &= (-0,033) + (0,7009)CN \quad (15-60 \text{ cm})\end{aligned}\tag{113}$$

CN representa a contagem normalizada, isto é, a razão entre o número de contagens, N, obtido no solo e o número de contagens, Np, obtido, para o mesmo intervalo de tempo, num moderador padrão (água), isto é :  $CN = N/N_p$ .

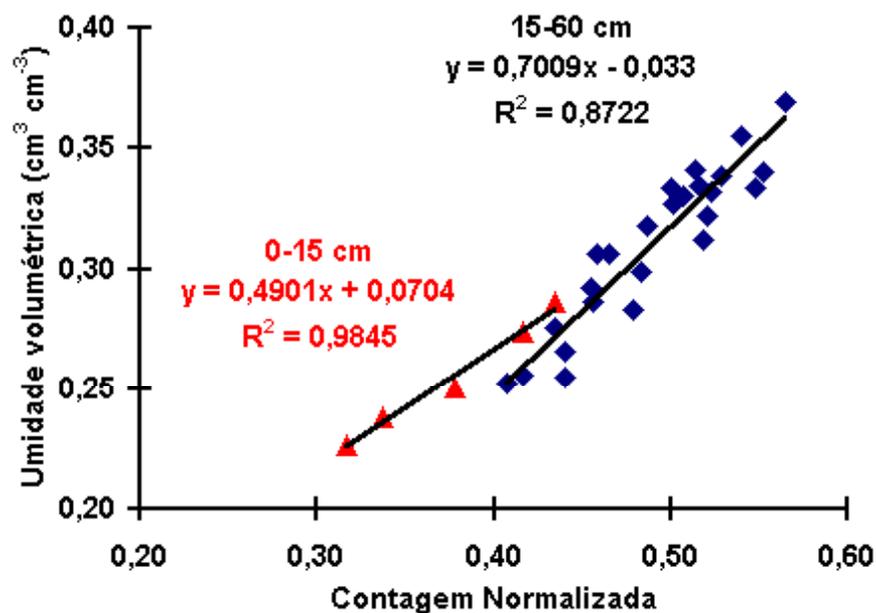


Figura 6- Calibração da sonda de nêutrons para as camadas de 0-15 cm e 15-60 cm.

### 3.2.2- Componentes do balanço hídrico

O balanço hídrico em determinado volume de solo, num certo período de tempo (Libardi, 1995), é descrito pela equação:

$$\Delta A = P + I \pm D \pm R - E \quad (114)$$

A partir da equação do balanço hídrico (equação 114), a evapotranspiração da cultura ou a evaporação do solo ( $E$ ) pode ser obtida por:

$$E = P + I \pm D \pm R - \Delta A \quad (115)$$

sendo,  $\Delta A$  a variação de armazenamento de água no perfil de solo (mm);  $P$  a precipitação pluviométrica (mm);  $I$  a irrigação (mm);  $D$  a drenagem profunda (mm) e  $R$  o escoamento superficial (mm).

O termo irrigação foi nulo, pois o trabalho foi realizado em condições de sequeiro. Considerou-se que não houve escoamento superficial de água, devido o solo apresentar declive suave e serem naturalmente bem drenados.

A precipitação pluviométrica foi monitorada por meio de um pluviógrafo automatizado instalado numa torre no centro da área.

O armazenamento acumulado de água no solo foi calculado pela regra do trapézio, considerando-se que as medidas foram realizadas em intervalos igualmente espaçados, desde a superfície ( $z = 0$ ) até a profundidade de interesse ( $z = L$ ) (Libardi, 1995), através da equação:

$$A_z = \int_0^L \theta(z) dz = \left[ 0,50\theta(z_0) + \sum_{i=1}^{n-1} \theta(z_i) + 0,50\theta(z_n) \right] \Delta z \quad (116)$$

sendo  $\theta$  o conteúdo de água do solo, medido com a sonda de nêutrons.

A variação no armazenamento de água no perfil de solo ( $\Delta A$ ) foi determinada pela diferença dos valores do conteúdo de água do solo obtidos do perfil nos tempos inicial e final de cada período considerado, sendo expressa pela seguinte equação:

$$\Delta A = [\theta_{(f)} - \theta_{(i)}] L = A_f - A_i \quad (117)$$

onde  $A_f$  e  $A_i$  são os armazenamentos acumulados de água final e inicial, respectivamente.

As perdas em água através da base do perfil de solo estudado, ou drenagem profunda ( $D$ ), foi estimada com base na equação de Darcy – Buckingham:

$$q = -K(\theta) \nabla \phi_t \quad (118)$$

sendo  $K(\theta)$  a condutividade hidráulica não saturada e  $\nabla \phi_t$  o gradiente de potencial total na direção vertical, (obtido das leituras dos tensiômetros).

### 3.2.3- Curva de retenção da água no solo

Para a obtenção da  $K(\theta)$  na equação (118) faz-se necessário conhecer a curva de retenção da água no solo. Os dados experimentais das curvas de retenção da água no solo, obtidos por meio dos pares dos valores do conteúdo de água do solo e de potencial matricial do solo medidos nos Sítios 1 e 3, foram ajustados por intermédio da equação proposta por van Genuchten (1980):

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left[ 1 + (\alpha \cdot h)^n \right]^{-m} \quad (119)$$

com a hipótese de Burdine (1953):

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (120)$$

sendo  $\theta_s$  o conteúdo de água no solo na saturação ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $\theta_r$  o conteúdo residual de água no solo ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $h$  o potencial matricial (cm);  $\alpha$  representa o inverso da pressão de borbulhamento ( $\text{cm}^{-1}$ ) a partir da qual a água começa a ser drenada do solo previamente saturado;  $n$  e  $m$  são parâmetros de ajuste da equação.

Na Tabela 2 são apresentados os valores, obtidos nos ajustes, dos parâmetros da curva de retenção da água no solo, equação de van Genuchten (1980), para as profundidades de 60 e 80 cm.

Tabela 2- Valores dos parâmetros da curva de retenção da água no solo  $h(\theta)$ , equação de van Genuchten (1980), para as profundidades de 60 e 80 cm.

Profundidade cm	$\theta_r$ ----- $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ -----	$\theta_s$	$\alpha$ $\text{cm}^{-1}$	$n$	$R^2$
60	0,00	0,4588	0,2282	2,1150	0,8716
80	0,00	0,4574	1,0914	2,0778	0,8091

Na Figura 7 são apresentadas as curvas de retenção da água no solo para as profundidades de 60 cm (Figura 7A) e 80 cm (Figura 7B), mostrando os valores medidos no campo e os valores ajustados pela equação 119.

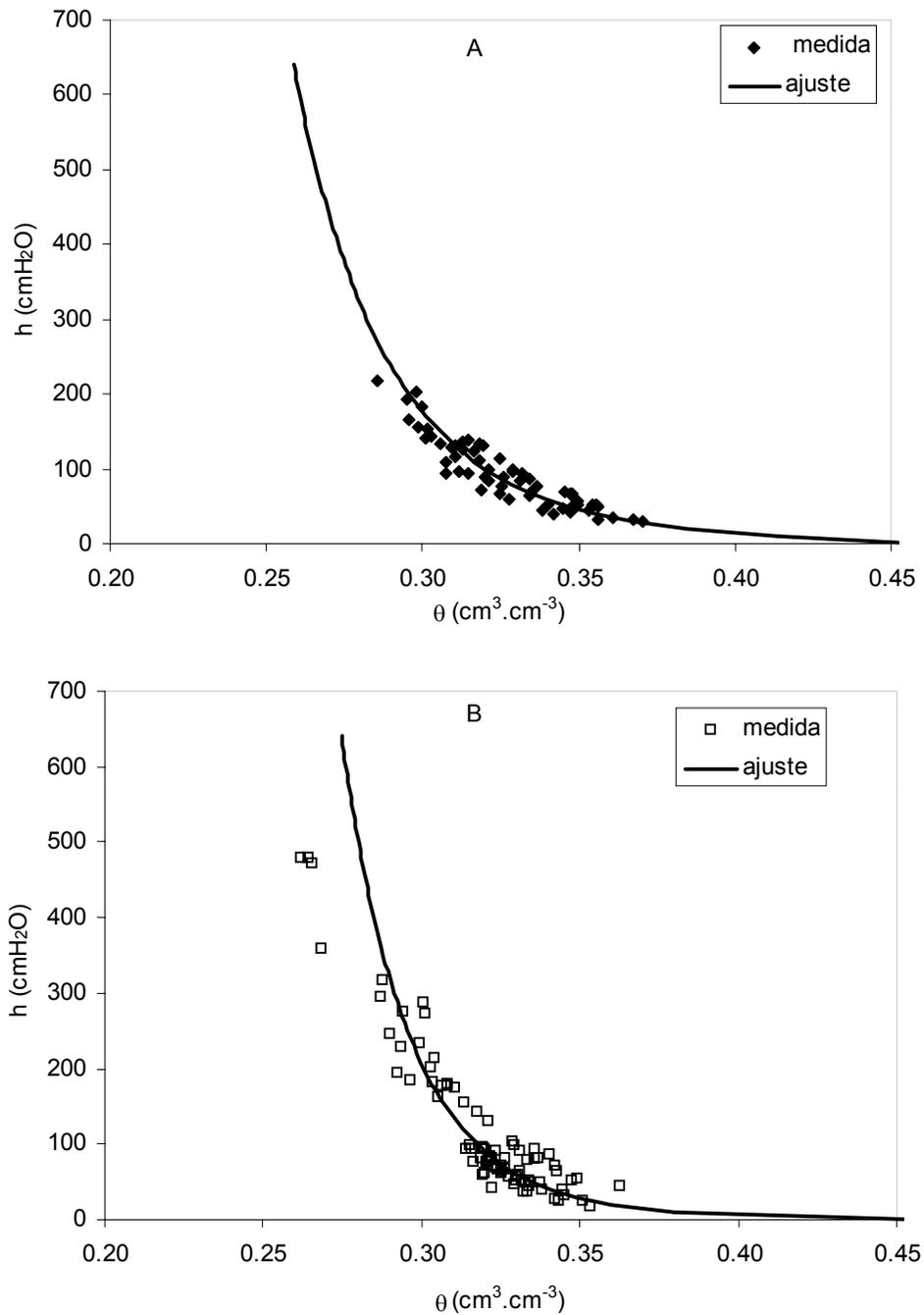


Figura 7 – Curvas de retenção da água no solo medida e ajustada, equação de van Genuchten (1980), para as profundidades de 60 cm (A) e 80 cm (B).

### 3.2.4- Condutividade hidráulica do solo

A condutividade hidráulica não saturada,  $K(\theta)$ , foi obtida por intermédio da equação de van Genuchten (1980), utilizando a hipótese de Burdine (1953).

$$K(\theta) = K_s S_e^2 \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right] \quad (121)$$

sendo  $K(\theta)$  a condutividade hidráulica não saturada,  $K_s$  a condutividade hidráulica à saturação do solo;  $S_e$  a umidade efetiva.

A umidade efetiva ( $S_e$ ) foi obtida pela relação:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (122)$$

Para estimar a condutividade hidráulica do solo à saturação ( $K_s$ ) realizaram-se ensaios de infiltração com infiltrômetro de anel simples com 15 cm de diâmetro (Foto 2) na superfície e nas profundidades de 20, 40, 60 e 80 cm, utilizando-se o método proposto por Haverkamp et al. (1994). Este método consiste em anotar o tempo em que volumes constantes de água levam para infiltrar no solo, sendo que esses volumes de água podem variar de 70 a 250 ml dependendo da taxa de infiltração, a fim de evitar uma carga hidráulica e conseqüente fluxo forçado no solo.

A infiltração acumulada é calculada fazendo a razão entre o volume acumulado e a área do infiltrômetro de anel ( $A = 176,71 \text{ cm}^2$ ).

Haverkamp et al. (1994) propuseram a seguinte equação para a infiltração acumulada para tempos longos:

$$I_{3D} = \left( K_s + \frac{\gamma \cdot S_o^2}{r \cdot \Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S_o^2}{2 \cdot (K_s) \cdot (1 - \beta c)} \cdot \ln \left( \frac{1}{\beta c} \right) \quad (123)$$

sendo  $r$  o raio do disco,  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada,  $S_o$  a sorvidade,  $\Delta\theta$  a variação de umidade,  $\beta_c$  uma constante no intervalo ( $0 < \beta_c < 1$ ) (Haverkamp et al., 1994) e  $\gamma$  uma constante teórica, cujo valor é igual a 0,75 (Smettem et al., 1994).



Foto 2- Infiltrômetro de anel simples

A condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) do solo foi obtida por intermédio do ajuste, da equação (123), aos dados da infiltração acumulada em função do tempo por meio da subrotina DBCONF da IMSL (IMSL, 1989).

Os valores da condutividade hidráulica saturada do solo ( $K_s$ ), para a superfície e para as profundidades de 20, 40, 60 e 80 cm, estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3- Valores da condutividade hidráulica saturada do solo ( $K_s$ ), para a superfície e para as profundidades de 20, 40, 60 e 80 cm.

Profundidade cm	$K_s$ mm dia <sup>-1</sup>
0	8323,50
20	2848,85
40	468,10
60	527,89
80	481,24

A Figura 8 mostra as curvas de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo,  $K(\theta)$ , para as profundidades de 60 cm e 80 cm, utilizando o modelo de van Genuchten (1980), com a hipótese de Burdine (1953).

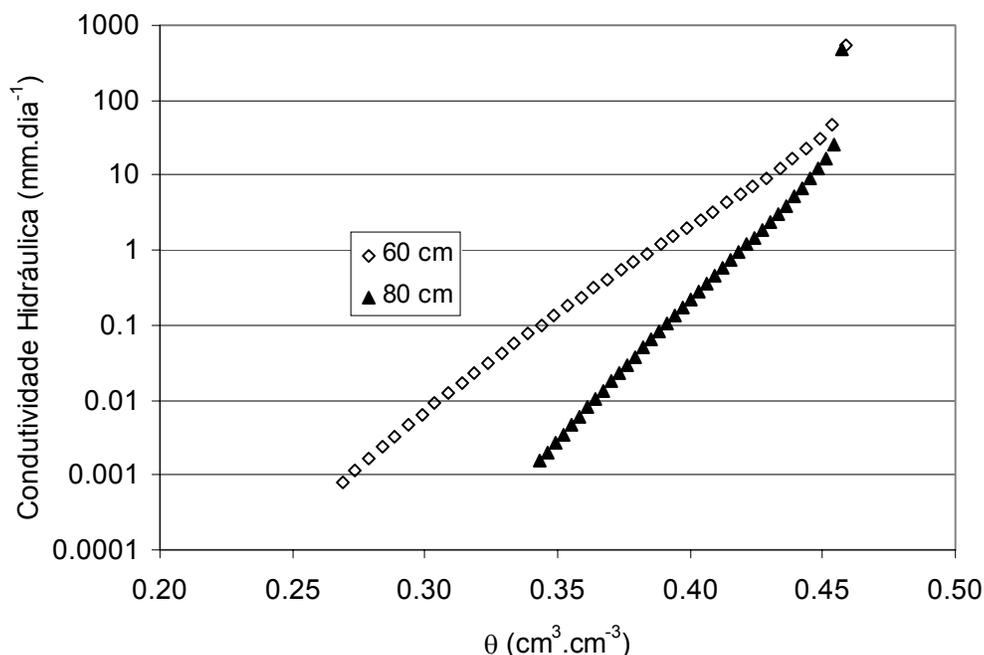


Figura 8- Curva de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, equação de van Genuchten (1980) com a hipótese de Burdine (1953), para as profundidades de 60 cm e 80 cm.

### 3.3- Balanço de Energia

#### 3.3.1- Período de medição e instrumentação

As atividades relacionadas ao monitoramento dos termos do balanço de energia foram realizadas simultaneamente com as atividades do balanço hídrico, compreendendo os mesmos períodos de tempo e as mesmas condições de cobertura do solo.

Para a realização do balanço de energia foi instalada uma torre (Foto 3) no centro da área contendo dois sensores de medidas da temperatura e da umidade relativa do ar, e três sensores de medidas da velocidade do vento, em dois e três níveis, respectivamente ( $z_1 =$

35,0 cm,  $z_2 = 70$  cm e  $z_3 = 105,0$  cm) acima do dossel da cultura ou da superfície do solo, para as medições realizadas em solo cultivado e sem vegetação, respectivamente. Com a evolução da altura da cultura, ocorria uma elevação da altura desses sensores, de modo que os níveis de medições se mantivessem nas alturas estabelecidas. Além desses sensores, instalou-se um piranômetro, para a medida da radiação global, um radiômetro para as medições da radiação líquida, um sensor para a medição da direção do vento, um termômetro infravermelho para a medida da temperatura da superfície e um pluviôgrafo, para a medida da precipitação pluviométrica, sendo que estes sensores foram instalados na mesma torre, numa altura de 1,5 m da superfície do solo. Para a medida do fluxo de calor no solo, foram instalados fluxímetros em dois locais numa profundidade  $z_1 = 5,0$  cm, juntamente com um sensor de umidade do solo na mesma profundidade, além de duas sondas térmicas instaladas horizontalmente nas profundidades de  $z_1 = 2,0$  cm e  $z_2 = 8,0$  cm. Todas as medidas citadas acima foram armazenadas como médias a cada 30 minutos, à exceção da pluviometria onde foi calculado seu valor total, em um sistema de aquisição de dados CR 10x da Campbell Scientific.

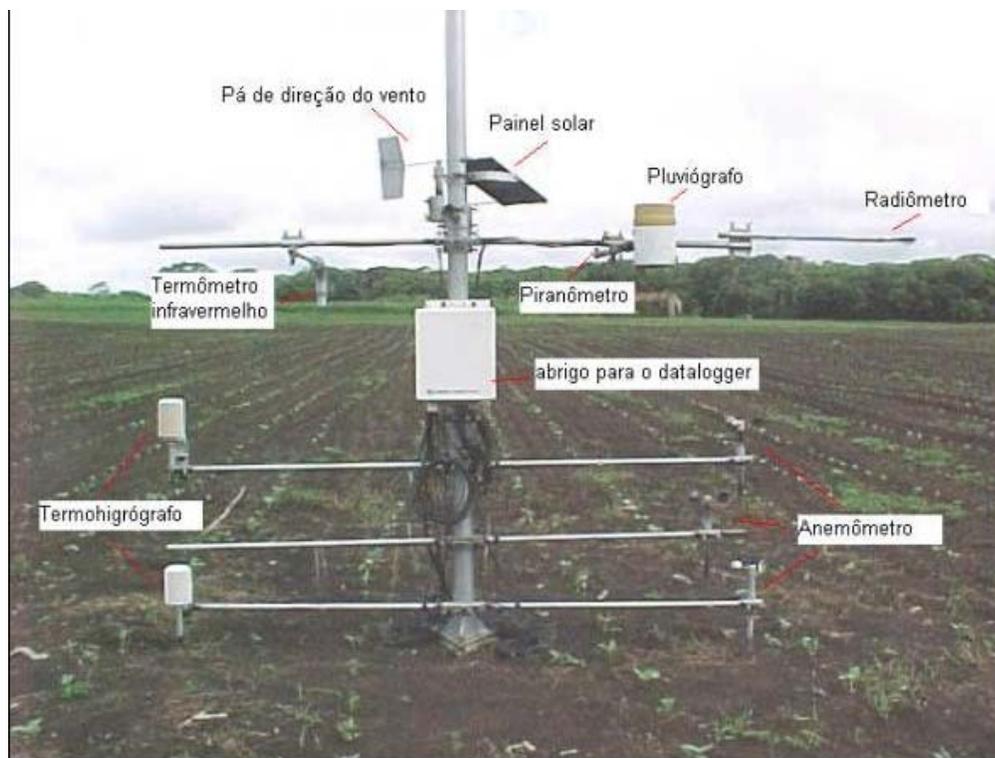


Foto 3- Torre meteorológica automatizada, mostrando todos os sensores atmosféricos necessários para a realização do balanço de energia.

### 3.3.2- Correção do fluxo de calor no solo (G)

Como já foi dito anteriormente, o fluxo de calor no solo foi medido a 5 cm de profundidade, e tendo em vista se necessitar dos valores na superfície do solo, fez-se uma correção desses valores. Desse modo, o fluxo de calor na superfície do solo, foi obtido de acordo com (Kustas et al., 2000):

$$G = G_p + \frac{\Delta T_s CD}{t} \quad (124)$$

sendo  $G_p$  a medição do fluxo de calor pelo fluxímetro ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $\Delta T_s$  a variação na temperatura média do solo ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante o período de medição,  $C$  a capacidade térmica volumétrica do solo ( $\text{MJ m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $D$  a profundidade do fluxímetro (m) e  $t$  a duração do período de medição (s).

O valor de  $C$  foi estimado somando as capacidades caloríficas dos vários constituintes do solo, ponderados de acordo com suas frações de volume, como dado por de Vries (1966):

$$C = 1,92f_m + 2,51f_o + 4,18\theta \quad (125)$$

sendo  $f_m$  a fração de volume dos minerais,  $f_o$  a fração de volume da matéria orgânica e  $\theta$  o conteúdo de água no solo.

### 3.3.3- Balanço de Energia – método da razão de Bowen

O balanço de energia na superfície do solo pode ser escrito através da seguinte equação (Perez et al., 1999; Todd et al., 2000):

$$Rn = G + H + LE \quad (126)$$

sendo  $Rn$  a radiação líquida ou saldo de radiação ( $\text{W m}^{-2}$ );  $G$  o fluxo de calor no solo ( $\text{W m}^{-2}$ );  $H$  o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) e  $LE$  o fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ).

A partição da energia disponível ( $Rn-G$ ) entre fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível pode ser obtida pelo método do balanço de energia – razão de Bowen, baseado na razão das densidades de fluxo de calor sensível e calor latente, sendo determinada pela razão entre as diferenças na temperatura do ar e na pressão de vapor em dois níveis (Perez et al., 1999):

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (127)$$

sendo  $\gamma$  a constante psicrométrica ( $0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\Delta T$  a diferença de temperatura do ar ( $^\circ\text{C}$ ) e  $\Delta e$  a diferença de pressão de vapor ( $\text{kPa}$ ).

A partir das medições da radiação líquida ( $Rn$ ), do fluxo de calor no solo ( $G$ ) e das diferenças de temperatura do ar ( $\Delta T$ ) e de pressão de vapor ( $\Delta e$ ), juntamente com a equação do balanço de energia (equação 126), utilizando-se a razão de Bowen ( $\beta$ ) (equação 127), procedeu-se o cálculo dos fluxos de calor latente ( $LE$ ) (equação 128) e calor sensível ( $H$ ) (equação 129):

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (128)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (129)$$

A taxa de evapotranspiração da cultura ou a taxa de evaporação do solo ( $\text{mm}$ ) foi obtida dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização, considerado como constante ( $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ).

Para se evitar possíveis erros na estimativa dos fluxos de calor latente e de calor sensível, os valores da razão de Bowen menores do que  $-0,75$  (Ortega-Farias et al., 1996), bem como aqueles valores nos quais as medições dos gradientes de temperatura e de

pressão de vapor estavam menores do que o limite de resolução dos sensores (Ohmura, 1982), foram eliminados, sendo estes substituídos por interpolação dos valores precedentes e subseqüentes válidos.

### 3.3.4- Balanço de Energia - método aerodinâmico (método aerodinâmico combinado)

O fluxo de calor latente ( $LE\_C$ ) pelo método aerodinâmico combinado foi obtido como termo residual da equação do balanço de energia (equação 126).

$$LE\_C = Rn - G - H\_A \quad (130)$$

O fluxo de calor sensível pelo método aerodinâmico ( $H\_A$ ) foi obtido utilizando a seguinte equação:

$$H\_A = c_p \rho_a \Delta T / r_a \quad (131)$$

sendo  $c_p$  o calor específico do ar em pressão constante ( $1013 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $\rho_a$  a densidade do ar ( $1285 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\Delta T$  a diferença de temperatura do ar ( $^\circ\text{C}$ ) e  $r_a$  a resistência aerodinâmica ( $\text{s m}^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica foi obtida pela equação:

$$r_a = \left[ \ln \left( \frac{(z_2 - d)}{(z_1 - d)} \right) - \psi h_2 + \psi h_1 \right] / k u_* \quad (132)$$

sendo  $z_2$  e  $z_1$  as alturas (m) de medição da velocidade do vento e da temperatura do ar nos níveis 2 e 1, respectivamente,  $d$  a altura (m) de deslocamento do plano zero,  $k$  a constante de von Kármán (0,41),  $\psi h_2$  e  $\psi h_1$  as funções de correção para transporte de calor e  $u_*$  a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ ).

A altura de deslocamento do plano zero ( $d$ ) foi obtida da altura da cultura ( $h_c$ ) como:

$$d = 2/3h_c \quad (133)$$

A velocidade de fricção para as condições atmosféricas neutras foi dada por:

$$u_* = \frac{(u_2 - u_1)k}{\ln\left(\frac{(z_2 - d)}{(z_1 - d)}\right)} \quad (134)$$

Já para as condições de não neutralidade (estáveis ou instáveis) a velocidade de fricção foi dada por:

$$u_* = \frac{(u_2 - u_1)k}{\ln\left(\frac{(z_2 - d)}{(z_1 - d)}\right)} - \psi m_2 + \psi m_1 \quad (135)$$

sendo  $\psi m_2$  e  $\psi m_1$  as funções de correção para transporte de momentum e  $u_2$  e  $u_1$  as velocidades do vento medidas nos níveis  $z_2$  e  $z_1$ .

A contribuição da mistura induzida termicamente nas propriedades de transporte da camada de ar da superfície é considerada pelo termo diabático, o qual está relacionado ao comprimento de Monin-Obukhov (1954),  $L_{MO}$ , dado por:

$$L_{MO} = -\frac{\rho_a u_*^3}{kg\left(\frac{H}{\bar{T}c_p}\right)} \quad (136)$$

sendo  $g$  a aceleração da gravidade ( $m^2 s^{-1}$ ) e  $H$  o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ). A função da influência diabática já foi formulada em muitas formas (Brutsaert, 1982) A formulação usada nesse trabalho foi àquela proposta por Dyer & Hicks (1970):

$$\phi_m = (1 - 16\zeta)^{-0.25} \quad (137)$$

$$\phi_h = (1 - 16\zeta)^{-0.50} \quad (138)$$

sendo  $\zeta = (z-d)/L$ ,  $\phi_m$  e  $\phi_h$  as correções para momentum e calor, respectivamente. Desse modo, pode-se estimar  $\psi_m$  e  $\psi_h$  pelas seguintes expressões (Paulson, 1970):

$$\psi_m = 2 \ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2 \arctan(x) + \pi / 2 \quad (139)$$

$$\psi_h = 2 \ln[(1+x^2)/2] \quad (140)$$

sendo  $x = 1/\phi_m$ .

Tendo em vista os efeitos diabáticos serem funções de  $u_*$  e de  $T_a$  a solução é interativa (Pieri & Fuchs, 1990).

A evapotranspiração (ET\_C) pelo método aerodinâmico combinado, foi obtida do mesmo modo que a evapotranspiração pela razão de Bowen (ET\_B), ou seja, dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização.

### 3.3.5– Requerimentos de Fetch

Os valores dos fluxos de calor latente e de calor sensível desses métodos representam uma área média para uma certa área de vento dominante, freqüentemente chamada a “área de cobertura”. Os requerimentos de fetch podem ser especificados como a razão da distancia do fetch à altura dos instrumentos. À medida que aumenta a altura de medição,  $z_m$ , os requerimentos de fetch também aumentam. A regra normalmente adotada é de 1% (100:1) para a relação entre a espessura da zona a fluxo conservativo e o fetch.

Nesse trabalho, o fetch variou de 100:1 a 141:1, ou seja, a espessura da zona a fluxo conservativo variou de 1,00 m a 1,41 m, sendo que as medidas dos componentes do balanço de energia estavam dentro dessa faixa, uma vez que o maior nível de medição foi de 1,05 m.

### 3.4- Estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) pelo método de Penman-Monteith (FAO-56)

A equação de Penman-Monteith tem a seguinte forma (Allen et al., 1998):

$$LE T = \frac{\Delta(Rn - G) + \frac{\rho c_p (e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (141)$$

sendo  $\Delta$  a declividade da curva de pressão de vapor em função da temperatura (kPa °C); Rn a radiação líquida total diária (MJ m<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup>); G o fluxo de calor no solo (MJ m<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup>);  $\rho$  a densidade do ar (kg m<sup>-3</sup>);  $c_p$  o calor específico do ar à pressão constante (MJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>); ( $e_s - e_a$ ) o déficit de pressão de vapor do ar para a altura de referência medida (kPa);  $\gamma$  a constante psicrométrica (kPa °C<sup>-1</sup>) e  $r_s$  e  $r_a$  as resistências total da cobertura e aerodinâmica (s m<sup>-1</sup>), respectivamente.

A resistência aerodinâmica foi obtida por:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{k^2 u_2} \quad (142)$$

sendo  $z_m$  a altura de medição da velocidade do vento (m);  $z_h$  a altura de medição da umidade relativa (m);  $d$  a altura de deslocamento do plano zero (m);  $z_{om}$  o comprimento de rugosidade que governa a transferência de momentum (m);  $z_{oh}$  o comprimento de rugosidade que governa a transferência de calor e de vapor (m);  $k$  a constante de von Karman (0,41) e  $u_2$  a velocidade do vento na altura  $z$  (m s<sup>-1</sup>).

O comprimento de rugosidade que governa a transferência de momentum ( $z_{om}$ ) foi estimado da altura da cultura ( $h_c$ ) por meio da seguinte equação:

$$z_{om} = 0,123h_c \quad (143)$$

Já o comprimento de rugosidade que governa a transferência de calor e de vapor ( $z_{oh}$ ) pode ser estimado por:

$$z_{oh} = 0,1z_{om} \quad (144)$$

A resistência total da cobertura ( $r_s$ ) pode ser obtida pela seguinte equação:

$$r_s = \frac{rl}{0,5 * 24h} \quad (145)$$

sendo  $rl$  a resistência estomática de uma folha bem iluminada ( $s\ m^{-1}$ ), medida por meio de um porômetro.

No boletim da FAO-56 definiu-se a “cultura de referência hipotética como sendo uma cultura com uma altura de 0,12 m e uma resistência total da cobertura de  $70\ s\ m^{-1}$ ” (Allen et al., 1998).

Para se calcular os totais diários de  $G$  e de  $R_n$  em  $MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$ , foram utilizados os valores medidos de 30 em 30 minutos em  $W\ m^{-2}$ . A temperatura média diária ( $T_{md}$ ) do ar foi calculada como a média dos 48 valores de 30 minutos de temperatura do ar, obtidos no nível de medida  $z_2$  (1,05 m). Os valores de velocidade do vento ( $u_2$ ) foram obtidos de anemômetros instalados na torre (Foto 2) numa altura de 1,05 m.

A declividade ( $\Delta$ ) da curva de pressão de vapor em função da temperatura ( $kPa\ ^\circ C$ ) foi obtida a partir da equação (Allen et al., 1998):

$$\Delta = \frac{4098 * e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (146)$$

A pressão de saturação de vapor,  $e_s$  (kPa), foi obtida de acordo com a equação (Murray, 1967):

$$e_s = 0,61 \exp\left(\frac{17,27 * T}{T + 237,3}\right) \quad (147)$$

A partir dos dados de umidade relativa do ar (UR, %) no nível de medição de 1,05 m e dos valores calculados de pressão de saturação de vapor ( $e_s$ ) foram calculados os valores de pressão atual de vapor ( $e_a$ ) em kPa, pela seguinte equação:

$$e_a = UR * e_s / 100 \quad (148)$$

### **3.5- Medições realizadas na cultura**

#### **3.5.1- Primeiro experimento (2002)**

##### **3.5.1.1- Plantio, Tratos culturais, Adubação e Colheita**

O plantio da cultura do feijão caupi foi realizado manualmente e se estendeu de 13 a 16/03/2002, sendo a colheita realizada dos dias 10 a 15/06/2002. O espaçamento entre filas foi de 1,0 m e entre plantas de 0,50 m, sendo colocadas três sementes por cova. Foram realizadas duas capinas manuais durante o período de desenvolvimento do feijão. Durante o ciclo fenológico da cultura não se detectou a presença de pragas, nem a ocorrência de doenças.

Foi efetuada uma adubação em fundação, a qual constou de 100 kg/ha de sulfato de amônia, 200 kg/ha de cloreto de potássio e 178 kg/ha de superfosfato triplo.

##### **3.5.1.2- Altura da cobertura vegetal (dossel)**

Para a realização destas medidas foram escolhidas 5 plantas na área experimental, sendo as medidas realizadas semanalmente desde o estabelecimento até a colheita da cultura. As medições foram feitas com o auxílio de uma régua, onde se mediu a altura média da cobertura vegetal.

### 3.5.1.3- Percentagem de área de solo coberta pela cultura

Para que fosse possível realizar esta determinação, construiu-se um dispositivo que consistia de um mastro e de uma base para o apoio de uma máquina fotográfica digital e de um retângulo de área conhecida (Foto 4), o qual era colocado em 4 áreas previamente selecionadas, para o acompanhamento da evolução da cobertura foliar.

Foram realizadas 5 determinações durante o período de cultivo da cultura. Após serem tiradas as fotografias com uma máquina digital, as mesmas eram transferidas para um computador, onde com o auxílio do Programa Image Tool (versão 3.0), procedia-se o cálculo da área ocupada pelas plantas.



Foto 4- Dispositivo para medir a área ocupada pelas plantas do feijão caupi, onde se vê o retângulo sendo colocado no solo, além da base para a máquina fotográfica.

#### **3.5.1.4- Potencial hídrico foliar e resistência estomática**

Na área experimental foram escolhidas cinco plantas, onde foi amostrada uma folha por planta, sendo que as medições foram realizadas no folíolo central das folhas, três vezes durante o período experimental. As medidas foram efetuadas em folhas completamente expandidas, sadias, de mesma idade e expostas diretamente ao sol. O potencial hídrico foliar foi determinado utilizando-se uma câmara de pressão de Scholander (Scholander et al., 1965) modelo 3035 da “Soil Moisture Equipment Corp”, Santa Bárbara, Califórnia (EUA). A resistência estomática, a transpiração e a temperatura foliar foram obtidas com o auxílio de um porômetro de equilíbrio dinâmico da LICOR modelo LI-1600.

Estas medidas foram realizadas das 04:00 até às 18:00 horas, com um intervalo de leitura de 2 horas

#### **3.5.1.5- Produção de Grãos e Eficiência do Uso de Água**

Para a quantificação da produção de grãos foram selecionadas quatro áreas com 400 m<sup>2</sup> cada uma. Após a colheita das quatro áreas, os grãos foram colocados para secar até atingir uma umidade de 12%, sendo em seguida pesados e computado o valor em kg ha<sup>-1</sup>.

A eficiência do uso de água (EUA) foi obtida pela razão entre a produção de grãos e a evapotranspiração da cultura.

### **3.5.2- Segundo experimento (2003)**

#### **3.5.2.1- Plantio, Tratos culturais e Colheita**

O plantio da cultura foi realizado manualmente e se estendeu de 11 a 12/03/2003, sendo a colheita realizada nos dias 27 e 28/05/2003 e no dia 02/06/2003. O espaçamento entre filas foi de 1,0 m e entre plantas de 0,50 m, sendo colocado três sementes por cova. Foi feita uma capina manual durante o período de desenvolvimento do feijão. Durante o ciclo fenológico da cultura não se detectou a presença de pragas, nem a ocorrência de doenças. Não foi realizada a adubação do solo.

### **3.5.2.2- Altura da cobertura vegetal e acumulação de biomassa**

Para a realização destas medidas foram escolhidas 10 plantas na área experimental, sendo estas medidas realizadas semanalmente desde o estabelecimento até a colheita da cultura. Para a acumulação de biomassa foram coletadas dez plantas por semana, sendo as mesmas divididas em parte aérea e radicular e levada para estufa a 65<sup>0</sup> até peso constante, sendo em seguida pesada.

### **3.5.2.3- Percentagem de área de solo coberta pela cultura**

Foi realizada do mesmo modo do cultivo anterior (2002). No entanto, as determinações foram semanais, iniciando-se desde a emergência até a colheita, totalizando 12 determinações durante todo o ciclo da cultura.

### **3.5.2.4- Potencial hídrico foliar e resistência estomática**

Diferentemente do cultivo anterior, foram selecionadas 4 sub-áreas, sendo escolhidas três plantas por sub-área, onde foi amostrado o folíolo central de uma folha por planta, totalizando 12 medições em cada período.

As medidas do potencial hídrico, foram realizadas dez vezes durante o período experimental, enquanto que as medidas de resistência estomática foram realizadas duas vezes.

### **3.5.2.5- Produção de Grãos, Eficiência do Uso de Água e Índice de Colheita (IC)**

Para a quantificação da produção de grãos foram selecionadas quatro áreas com 100 m<sup>2</sup> cada uma. Após a colheita das quatro áreas, os grãos foram colocados para secar até atingir uma umidade de 12%, sendo em seguida pesados e computado o valor em kg ha<sup>-1</sup>.

A eficiência do uso de água (EUA) foi obtida pela razão entre a produção de grãos e a evapotranspiração da cultura.

O índice de colheita foi obtido da razão entre a produção de grãos e a biomassa total da cultura.

### **3.5.2.6- Evolução do sistema radicular**

Nos mesmos períodos em que se realizavam as medições da resistência estomática e do potencial hídrico, foram realizadas coletas do sistema radicular das plantas do feijoeiro, para se determinar a densidade e o comprimento das raízes.

Para a determinação do comprimento de raízes foram feitas amostragens por meio de monólitos de solos, conforme a metodologia de Schurmann & Goedewagen (1971) descrita por Bohm (1979), utilizando-se placas de pregos medindo 30 cm de comprimento por 30 cm de largura. As amostras foram retiradas com uma espessura de solo de aproximadamente 20 cm.

Após a retirada, as amostras eram colocadas em tanque com água durante 24 horas, com o objetivo de facilitar a lavagem das raízes, isto é, a separação das raízes do solo. Para remover o solo das placas utilizaram-se jatos controlados de água por intermédio de uma mangueira. Ao final da lavagem, as raízes foram separadas e identificadas por faixas de 5 cm, correspondendo às profundidades de amostragens em toda a largura da placa (30 cm), acondicionadas em embalagens plásticas e conservadas em refrigeração para posterior determinação do seu comprimento pelo método descrito por Tennant (1975).

Nesse método, uma sub-amostra do sistema radicular é uniformemente distribuída ao acaso em uma tela branca estendida, umedecida com jatos d'água e sob esta, colocada uma folha de transparência com quadrículas de  $n$  cm de lado ( $n = 0,5; 1,0; 2,0$  cm, etc), contando-se as intersecções, nos dois sentidos das raízes com as linhas das quadrículas. O comprimento de raízes na sub-amostra é obtido pela fórmula ( $R = 11/14 \times N \times n$ ), em que  $R$  representa o comprimento de raízes (cm),  $11/14$  é a constante de conversão,  $N$  é o número de intersecções contadas e  $n$  é o tamanho da quadrícula (cm). No presente estudo utilizaram-se quadrículas com dimensões de 1 cm ( $n = 1$ ). O comprimento total de raízes por camada foi obtido em função da massa e comprimento de raízes nas sub-amostras e a massa total de raízes em cada camada. A massa seca de raízes foi obtida através de secagem em estufa a  $65^{\circ}\text{C}$  até atingir peso constante.

A densidade de raízes (cm de raiz/cm<sup>3</sup> de solo) foi calculada com base no comprimento de raízes por camada e no volume da camada amostrada de solo (7 x 5 x 5 cm).

## **4- RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1- Comparação dos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico na estimativa do fluxo de calor sensível e da evapotranspiração do feijão caupi no ano de 2002**

Neste tópico serão apresentados os dados referentes aos fluxos de calor sensível obtidos pelo método da razão de Bowen (H\_B) e pelo método aerodinâmico (H\_A), além dos dados da evapotranspiração do feijão caupi durante o ciclo fenológico no ano de 2002, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET\_B) e aerodinâmico combinado (ET\_C).

#### **4.1.1- Fluxo de calor sensível**

A comparação geral do fluxo de calor sensível obtido pelo método aerodinâmico (H\_A) e pelo método da razão de Bowen (H\_B) é apresentada na Figura 9. Observa-se que existiu uma boa concordância entre H\_A e H\_B, com um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,9266. Observa-se, ainda, que os valores de fluxo de calor sensível mais afastados da linha 1:1 estão acima dos 200 W m<sup>-2</sup>. Ortega-Farias et al. (1996), trabalhando com uma superfície cultivada com gramínea (*Alta fescue*), usando valores de fluxo de calor sensível de 20 minutos, obtidos pelo método da razão de Bowen e aerodinâmico, encontraram um valor do coeficiente de determinação igual a 0,93, ou seja, muito próximo ao desta pesquisa.

Vale ressaltar, que na Figura 9, são utilizados todos os dados de H\_B e H\_A, durante todo o período de estudo, ou seja, considerando tanto os valores diurnos quanto os noturnos.

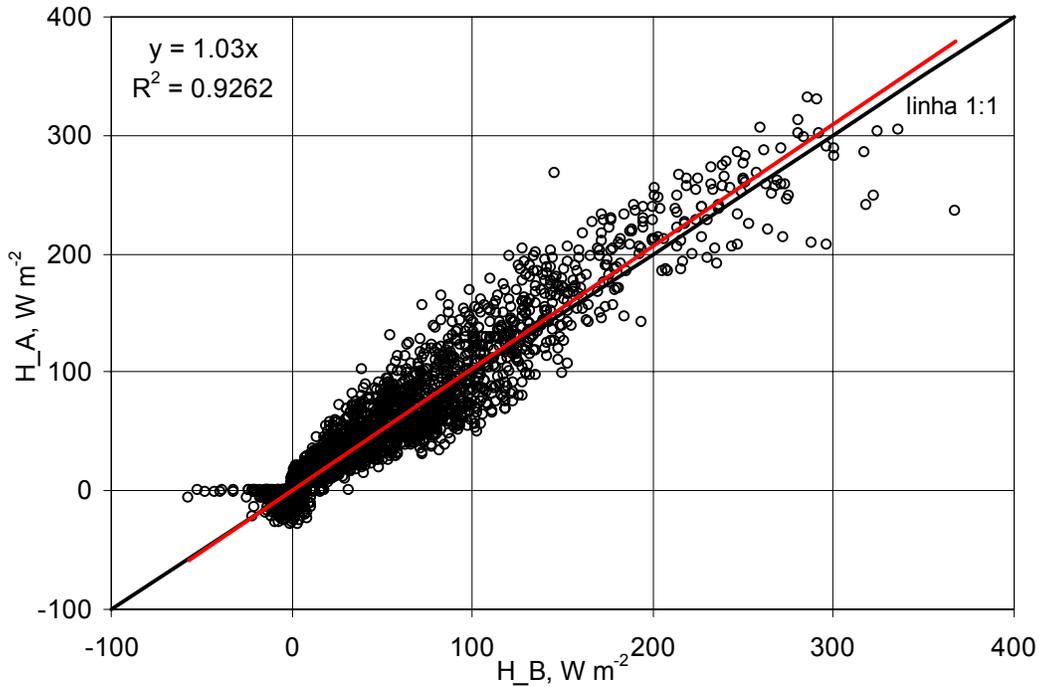


Figura 9- Comparação entre o fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ) para cultura de feijão ( $N = 4512$  observações).

#### 4.1.2- Evapotranspiração do feijão caupi

Os valores de evapotranspiração da cultura do feijão caupi, obtidos pelos métodos da razão de Bowen ( $ET_B$ ) e aerodinâmico combinado ( $ET_C$ ), juntamente com os valores de precipitação pluviométrica durante o cultivo em 2002 são apresentados na Figura 10.

Observa-se que os valores de evapotranspiração obtidos pelo método do balanço de energia – razão de Bowen ( $ET_B$ ) e pelo método aerodinâmico combinado ( $ET_C$ ) seguem as variações ocorridas na precipitação pluviométrica, ou seja, na ausência de precipitação a  $ET$  tende a cair, mas logo após um evento aumenta, o que já era esperado, pois, normalmente, quanto mais úmido estiver o solo, maiores quantidades de energia são direcionadas ao processo de evapotranspiração, já quando ocorre restrição uma maior parte da energia é utilizada no aquecimento do ar.

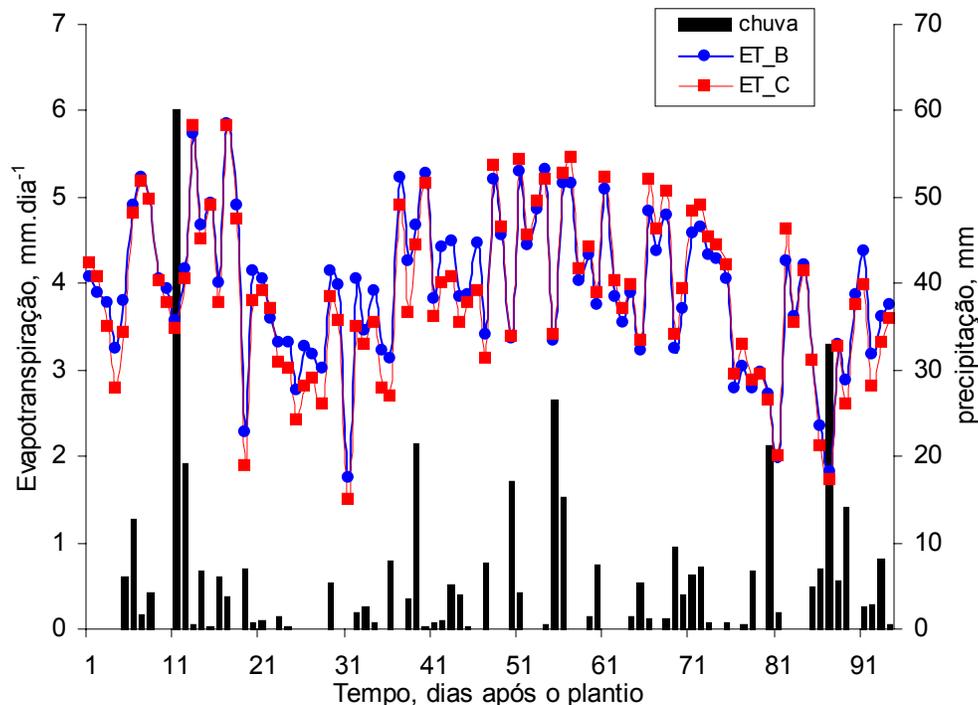


Figura 10- Valores de evapotranspiração, obtidos pelos métodos da razão de Bowen (ET\_B) e aerodinâmico (ET\_C), e precipitação pluviométrica durante o cultivo do feijão caupi no ano de 2002 em Areia-PB.

Na Figura 11 são apresentados os mesmos dados da Figura 10, só que ao invés de valores diários, se tem os valores acumulados. Observa-se que a precipitação acumulada no período total foi aproximadamente 40 mm maior que a evapotranspiração acumulada, e que à exceção de dois períodos, dos 11-32 e dos 87-94 dias após o plantio, os requerimentos de água pela cultura (evapotranspiração) foram aproximadamente iguais aos valores de precipitação pluviométrica. Esses dados sugerem que no início desses períodos a quantidade de água precipitada foi maior que a capacidade de retenção de água pelo solo, o que ocasionou uma saída de água para fora da zona do sistema radicular das plantas no sentido descendente, ou seja, uma drenagem profunda, enquanto que na maior parte do período estudado não deve ter ocorrido esse fenômeno.

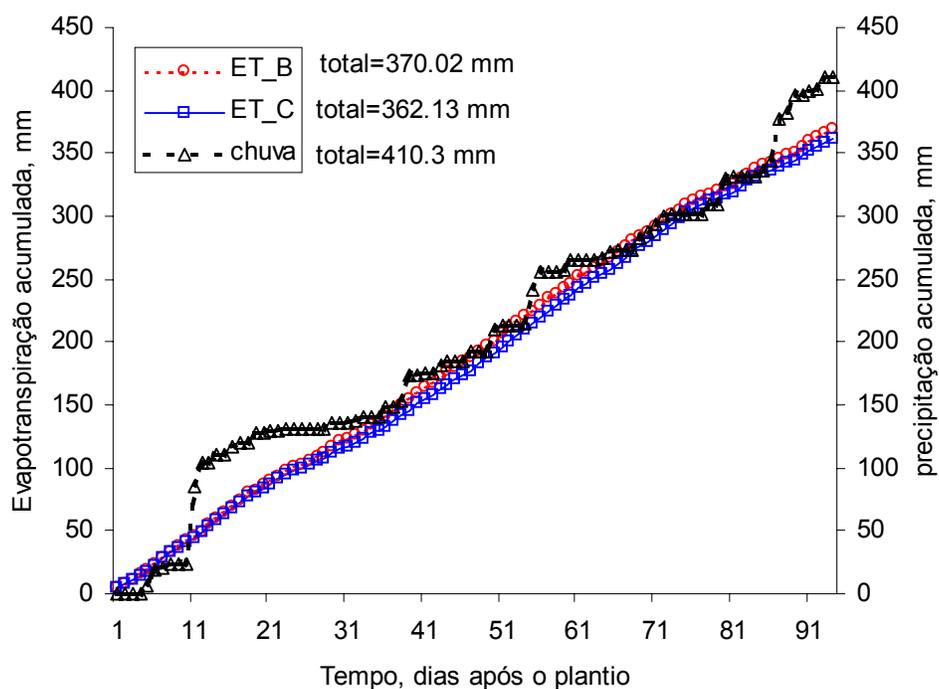


Figura 11- Precipitação e evapotranspiração acumulada durante todo o ciclo fenológico do feijão caupi, no ano de 2002.

Analisando-se os valores acumulados de evapotranspiração (370,02 mm e 362,13 mm), para os métodos da razão de Bowen (ET\_B) e aerodinâmico combinado (ET\_C), respectivamente, vê-se que, praticamente, não existem diferenças entre os valores, uma vez que a diferença no total acumulado é de aproximadamente 8 mm. Pieri & Fuchs (1990) aplicaram os métodos da razão de Bowen e aerodinâmico para a estimativa da evapotranspiração de uma cultura de algodão, e encontraram um valor total de 241,4 mm e 230,9 mm, para os métodos da razão de Bowen e aerodinâmico, respectivamente, ou seja, com uma diferença de 10,5 mm, ou seja, de 4,5%.

Com o intuito de melhor visualizar a afirmação de semelhança entre os métodos da razão de Bowen e aerodinâmico combinado, na Figura 12 é apresentada uma comparação entre os valores de ET\_C e ET\_B para os 94 dias estudados. Observa-se que existe uma boa concordância entre os valores de ET\_B e ET\_C, com um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,9167. Vogt & Jaeger (1990), trabalhando numa floresta, encontraram valores de

coeficiente de determinação um pouco menores (0,86), quando compararam valores de evapotranspiração obtidos pelos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico.

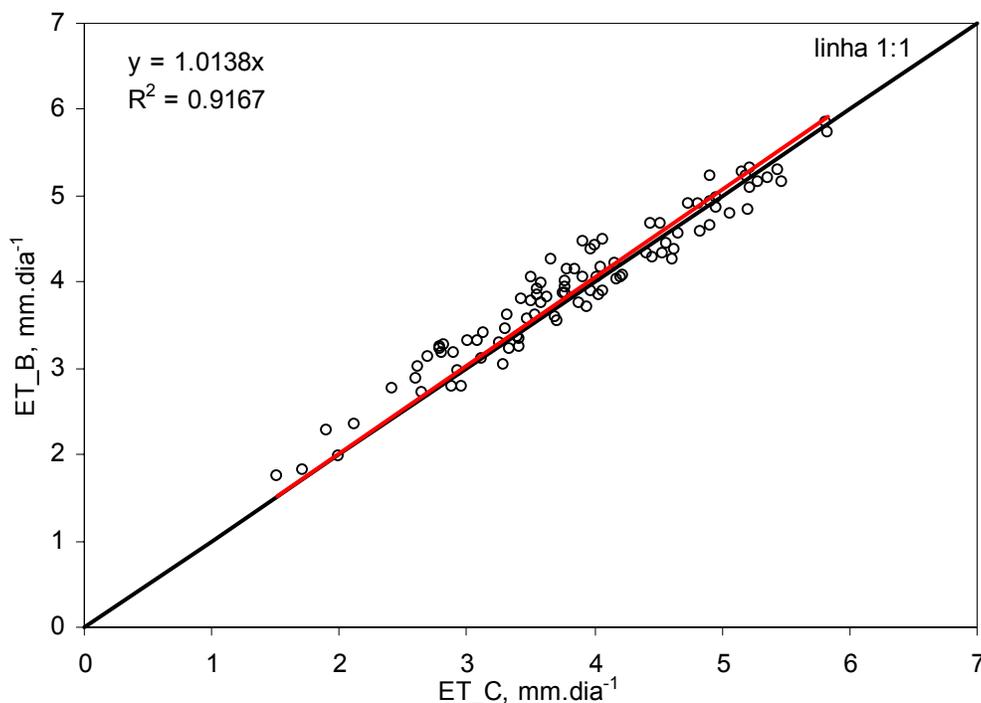


Figura 12- Correlação entre os valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET\_B) e pelo método aerodinâmico combinado (ET\_C).

#### 4.1.3- Fluxo de calor sensível e evapotranspiração durante dois períodos distintos

Com o objetivo de avaliar o uso dos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico na determinação dos fluxos de calor sensível e de evapotranspiração durante períodos em que o solo se encontrava com um elevado ou com um baixo conteúdo de água, foram selecionados oito dias em que o conteúdo de água do solo médio na camada de 0-5 cm foi de  $0,20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  e oito dias em que o conteúdo de água do solo foi de  $0,13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , sendo chamados de “período I” e “período II”, respectivamente. A análise dos fluxos de calor sensível e de evapotranspiração para o período I foram dos 11-18 dias após o plantio (23 a 30/03/2002), enquanto que no período II foram dos 27-34 dias após o plantio (08 a

15/04/2002). A precipitação pluviométrica total durante o período I foi de 96,2 mm enquanto que no período II foi de 10,6 mm.

#### **4.1.3.1- Temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento**

Na Tabela 4 são apresentados os valores máximos e mínimos diários da temperatura do ar, da umidade relativa e da velocidade do vento nos dois níveis de medição, durante os períodos I e II. Observa-se que os valores máximos de temperatura do ar são em média 1,5 °C maiores no período II do que no período I, enquanto que os valores mínimos são praticamente iguais nos dois períodos, sendo que esse comportamento ocorre para os dois níveis de medição. O comportamento da umidade relativa (UR) é diferente da temperatura do ar, uma vez que durante o período I os valores máximos são praticamente iguais aos do período II, e os valores mínimos durante o período I são em média 15% maiores do que no período II. A velocidade do vento (u) apresenta comportamento diferente das variáveis anteriores, já que durante o período I, tanto os valores máximos quanto os mínimos, são maiores (em torno de 10%) do que no período II.

Tabela 4. Valores máximos e mínimos diários da temperatura do ar, da umidade relativa e da velocidade do vento, medidos nos níveis  $z_1$  e  $z_2$ , durante os períodos I e II.

Data	Temperatura do ar (°C)				UR (%)				u (m/s)			
	$z_1=35$ cm		$z_2=105$ cm		$z_1 = 35$ cm		$z_2=105$ cm		$z_1= 35$ cm		$z_2=105$ cm	
	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín
<b>“Período I”</b>												
23/03/2002	27,23	20,59	26,59	20,49	100,0	75,2	99,1	73,5	3,19	0,55	4,25	0,45
24/03/2002	26,46	20,14	25,76	20,16	100,0	81,0	99,5	78,5	2,61	0,53	3,33	0,45
25/03/2002	27,96	19,77	27,34	19,80	99,9	63,3	99,1	61,2	2,79	1,09	3,56	1,33
26/03/2002	27,86	19,68	27,09	19,71	100,0	71,1	99,1	70,5	2,82	1,09	3,80	0,56
27/03/2002	27,27	20,82	27,01	20,78	99,6	60,4	98,6	57,6	2,73	1,51	3,74	1,99
28/03/2002	26,06	20,37	25,47	20,39	99,9	80,8	98,6	79,7	2,99	1,13	4,18	1,38
29/03/2002	27,69	19,68	27,22	19,70	100,0	63,7	99,0	61,2	3,26	1,77	4,57	1,98
30/03/2002	29,07	20,56	28,37	20,51	100,0	52,6	99,0	51,2	2,86	1,72	3,99	0,45
<b>Média</b>	27,45	20,20	26,86	20,19	99,9	68,5	99,0	66,7	2,91	1,17	3,93	1,07
<b>“Período II”</b>												
08/04/2002	30,84	19,38	29,63	19,46	99,1	47,5	97,1	48,3	2,53	1,18	3,37	1,54
09/04/2002	30,51	20,64	29,22	20,52	99,5	49,8	97,8	51,6	2,66	1,19	3,49	0,45
10/04/2002	29,25	20,58	28,17	20,50	100,0	64,0	98,7	64,8	2,79	0,93	3,66	0,87
11/04/2002	29,84	20,77	28,71	20,75	100,0	54,4	99,3	54,6	2,88	1,39	3,78	1,34
12/04/2002	25,87	20,98	25,29	21,05	100,0	72,3	98,6	71,8	2,63	0,45	3,59	0,45
13/04/2002	30,11	18,31	29,11	19,36	100,0	56,4	98,6	57,0	2,54	0,45	3,44	0,45
14/04/2002	27,56	20,67	26,89	20,62	100,0	66,8	99,0	65,8	2,67	1,14	3,70	1,43
15/04/2002	29,32	20,11	28,35	20,03	100,0	56,0	99,3	56,1	2,47	0,96	3,39	1,42
<b>Média</b>	29,16	20,18	28,17	20,29	99,8	58,4	98,6	58,7	2,65	0,96	3,55	0,99

#### 4.1.3.2- Fluxo de calor sensível

Na Figura 13 são apresentados os dados da correlação entre os valores de fluxo de calor sensível obtidos pelo método aerodinâmico ( $H_A$ ) e pelo método da razão de Bowen ( $H_B$ ) durante o período I (Figura 13A) e durante o período II (Figura 13B). Observa-se que existiu uma boa concordância entre  $H_A$  e  $H_B$ , com valores de  $R^2$  de 0,9493 e 0,9637 para os períodos I e II, respectivamente.

Analisando-se a Figura 13A, período I, vê-se que a maior parte dos 384 valores de fluxo de calor sensível está próxima da linha 1:1, sendo que desses 384 valores de fluxo de calor sensível, 68% dos obtidos pelo método aerodinâmico ( $H_A$ ), ou seja, 261 valores, são maiores do que os obtidos pelo método da razão de Bowen ( $H_B$ ). Os dados do período II (Figura 13B), apesar de apresentarem um valor de  $R^2$  (0,9637) maior do que o do período I, apresentam uma maior dispersão dos dados em relação à linha 1:1, sendo que 83% dos valores de fluxo de calor sensível obtido pelo método aerodinâmico ( $H_A$ ) são maiores do que os obtidos pelo método da razão de Bowen ( $H_B$ ). Observa-se, ainda, nas Figuras 13A e 13B que os maiores valores de fluxo de calor sensível são da ordem de  $180 \text{ W m}^{-2}$  e de  $300 \text{ W m}^{-2}$ , para os períodos I e II, respectivamente, o que já era esperado. As maiores diferenças encontradas entre  $H_A$  e  $H_B$  foram de 37,13 e de 76,31  $\text{W m}^{-2}$ , para os períodos I e II, respectivamente. Esses resultados sugerem, apesar do maior valor de  $R^2$  para os dados do período II, que durante o período I ocorreu uma maior concordância entre  $H_A$  e  $H_B$ , quer seja, pela menor dispersão dos dados em relação à linha 1:1, quer seja pela menor diferença encontrada entre os métodos.

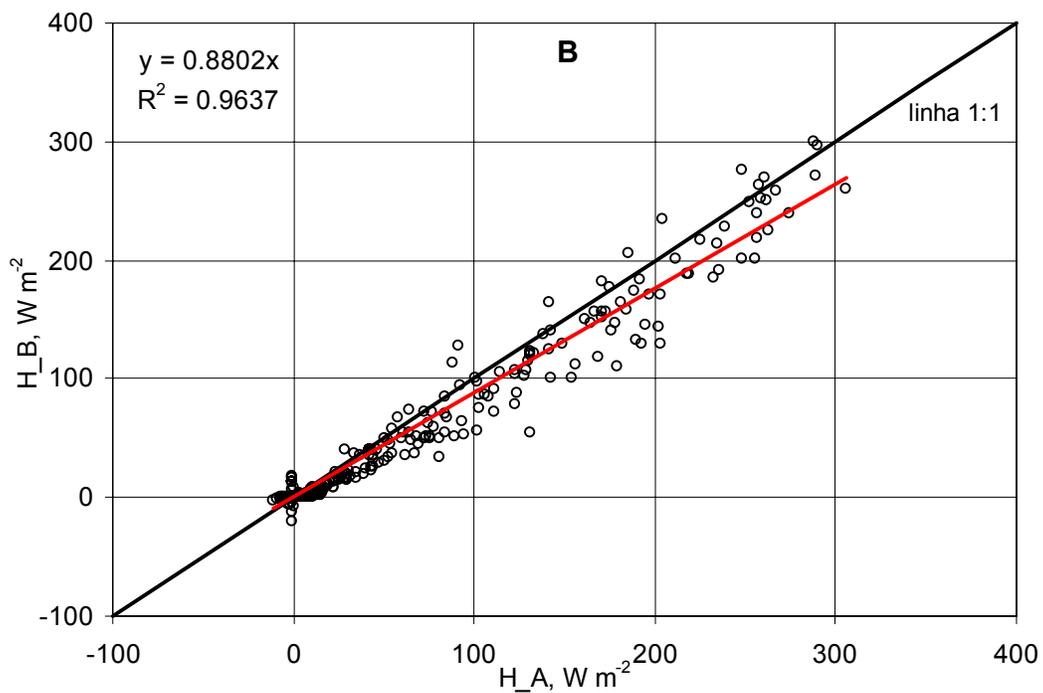
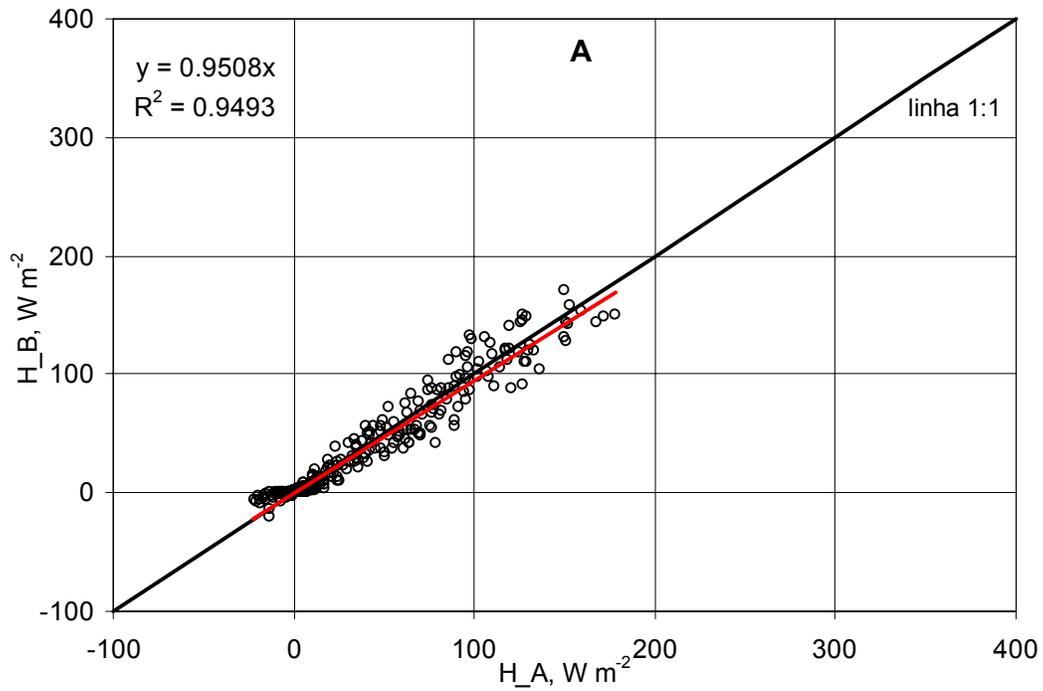


Figura 13- Comparação entre o fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen ( $H_B$ ) e aerodinâmico ( $H_A$ ) para uma cultura de feijão ( $N = 384$  observações), durante os períodos I (A) e II (B).

#### **4.1.3.3- Variação horária da radiação líquida (Rn) e do fluxo de calor sensível obtidos pelos métodos da razão de Bowen e aerodinâmico**

A Figura 14 mostra a variação horária da radiação líquida (Rn) e do fluxo de calor sensível obtido pelo método aerodinâmico (H\_A) e pelo método da razão de Bowen (H\_B), para o período I, em dois dias com condições atmosféricas diferentes. O dia 28/03/2002 (Figura 14A) é caracterizado por apresentar uma alta nebulosidade, enquanto que o dia 29/03/2002 (Figura 14B), caracteriza-se por apresentar condições de céu praticamente claro. Observa-se na Figura 14A que ocorre uma boa concordância entre H\_A e H\_B, sendo que existe uma pequena discordância das 11:30 até as 12:30 horas. Os maiores valores de H\_A e H\_B estão em torno de 150,0 e 130,0 W m<sup>-2</sup>, respectivamente, sendo que a maior diferença entre H\_A e H\_B foi de 35,3 W m<sup>-2</sup>. Observa-se na Figura 14B que ocorre uma excelente concordância entre H\_A e H\_B para todas as horas do dia, sendo os maiores valores de H\_A e H\_B girando em torno de 110,0 e 116,0 W m<sup>-2</sup>, respectivamente, sendo a maior diferença entre H\_A e H\_B de 21,0 W m<sup>-2</sup>.

A nebulosidade ocorrida no dia 28/03/2002 causou uma variação da radiação líquida e teve um efeito direto em H\_B. Contudo os valores de H\_A, que são independentes das medições de radiação, mostraram as mesmas flutuações, o que torna esses resultados altamente significativos. Esse mesmo comportamento foi encontrado por Ortega-Farias et al. (1996), num campo cultivado com gramíneas em Oregon (EUA).

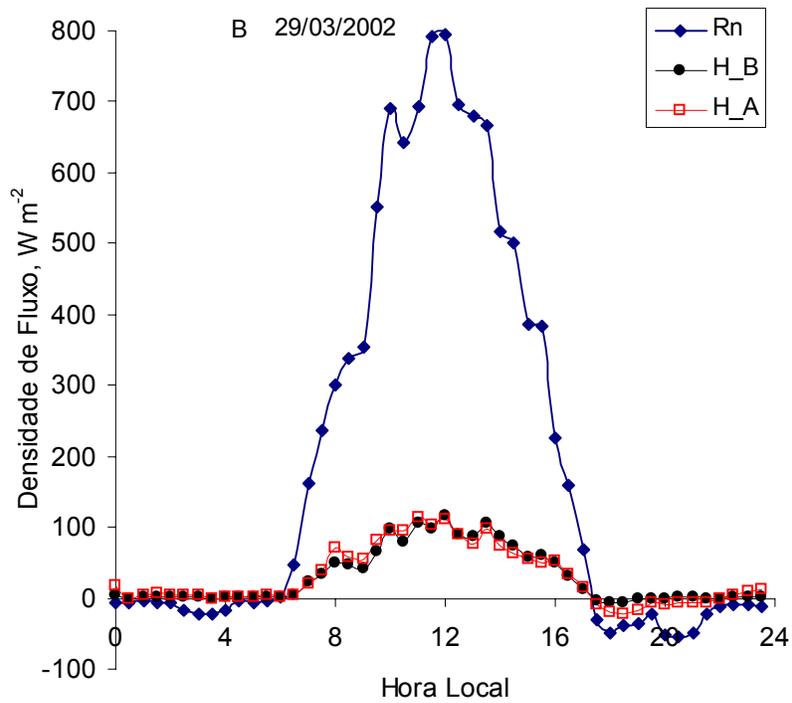
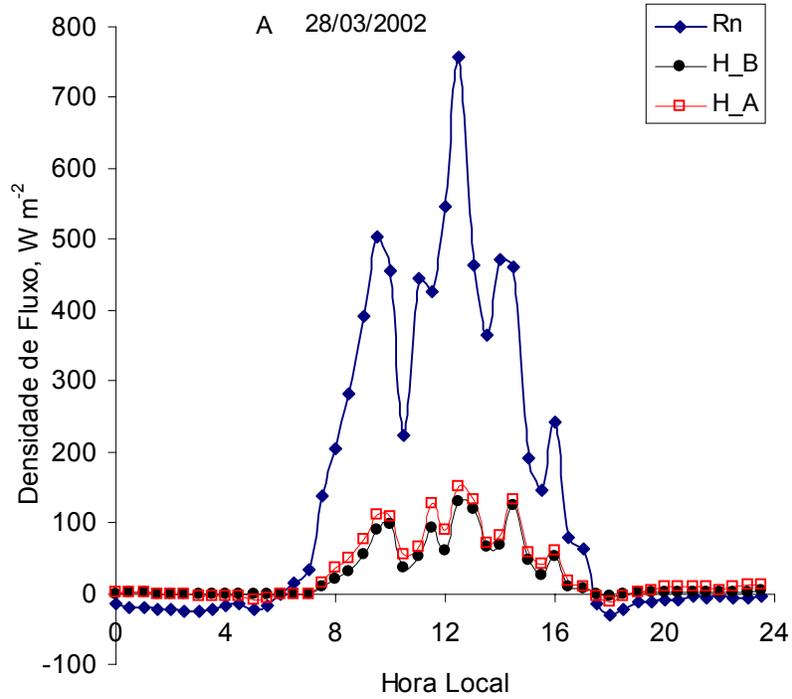


Figura 14- Variação horária da radiação líquida (Rn) e do fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen (H\_B) e aerodinâmico (H\_A), nos dias 28 (A) e 29/03/2002 (B) (período I).

A Figura 15 mostra a variação horária da radiação líquida ( $R_n$ ) e do fluxo de calor sensível obtido pelo método aerodinâmico ( $H_A$ ) e pelo método da razão de Bowen ( $H_B$ ), para o período II. Os dias 09/04/2002 (Figura 15A) e 13/04/2002 (Figura 15B), caracterizam-se por apresentarem condições de céu praticamente claro. Observa-se na Figura 15A que ocorre uma boa concordância entre  $H_A$  e  $H_B$ , sendo que as maiores discordâncias ocorrem das 8:00 até as 12:00 horas, enquanto que as maiores concordâncias ocorrem após as 16:00 horas. Os maiores valores de  $H_A$  e  $H_B$  estão em torno de 305,0 e 297,0  $W m^{-2}$ , respectivamente, sendo que a maior diferença entre  $H_A$  e  $H_B$  foi de 75,0  $W m^{-2}$ . Observa-se na Figura 15B, do mesmo modo que na Figura 15A, que as maiores discordâncias entre  $H_A$  e  $H_B$  ocorrem das 8:00 até as 12:00 horas, enquanto que as maiores concordâncias ocorrem após as 16:00 horas, sendo os maiores valores de  $H_A$  e  $H_B$  de 275,0 e 239,0  $W m^{-2}$ , respectivamente, enquanto que a maior diferença entre  $H_A$  e  $H_B$  foi de 69,0  $W m^{-2}$ .

A partição da radiação líquida entre os fluxos de calor latente e de calor sensível sobre a cultura do feijão caupi foi afetada pelas condições atmosféricas e do conteúdo de água do solo. Os resultados indicaram que em ambos os métodos (aerodinâmico e razão de Bowen), o fluxo de calor sensível foi maior quando existia um baixo conteúdo de água no solo (período II) do que quando o conteúdo de água no solo era elevado (período I) (Figuras 14 e 15). Quando o solo se encontrava com um elevado conteúdo de água (período I) os valores médios de  $H_A$  e de  $H_B$  foram 19% e 18% da energia disponível ( $R_n - G$ ), respectivamente. Quando o conteúdo de água no solo foi de 0,13  $cm^3 cm^{-3}$  (período II), os valores médios de  $H_A$  e de  $H_B$  foram de 36% e de 31%, respectivamente. Resultados semelhantes foram obtidos por Ortega-Farias et al. (1996).

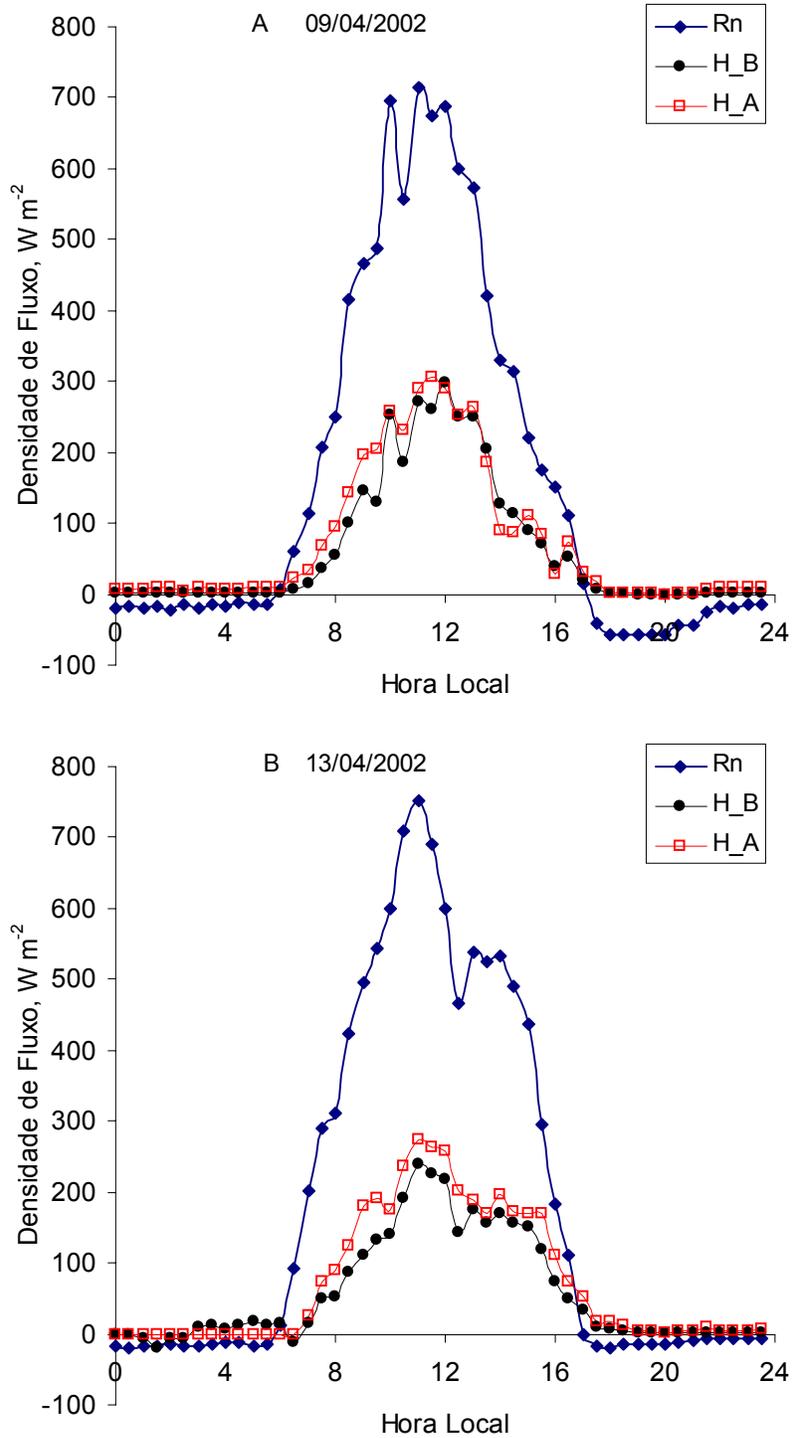


Figura 15- Variação horária da radiação líquida (Rn) e do fluxo de calor sensível obtido pelos métodos da razão de Bowen (H\_B) e aerodinâmico (H\_A), nos dias 09 (A) e 13/04/2002 (B) (período II).

#### 4.1.3.4- Comparação da Evapotranspiração do feijão caupi

Na Figura 16 é apresentada a correlação entre os valores de ET\_C e ET\_B para os períodos I e II. Observa-se uma boa concordância entre os valores de evapotranspiração estimados pelos métodos aerodinâmico combinado (ET\_C) e da razão de Bowen (ET\_B), tendo em vista os elevados valores do  $R^2$ , que foram de 0,9804 e 0,9767 para os períodos I e II, respectivamente. Os valores de ET\_C e ET\_B durante o período I são bem próximos da linha 1:1, enquanto que durante o período II eles estão um pouco afastados da linha 1:1.

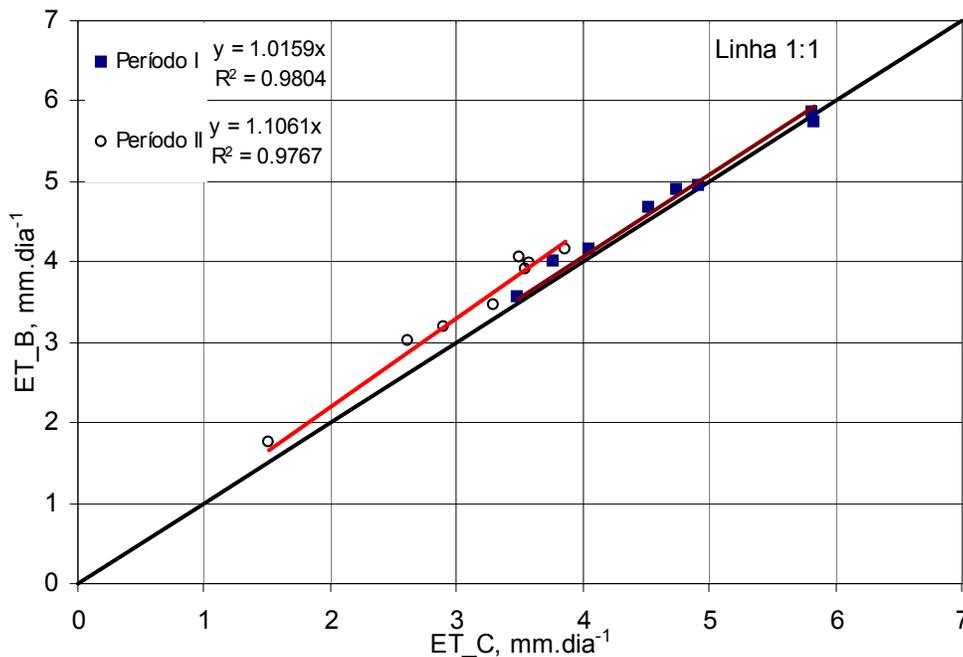


Figura 16- Correlação entre os valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET\_B) e pelo método aerodinâmico combinado (ET\_C), durante os períodos I e II.

Os valores médios de ET\_B e ET\_C durante o período I foram 4,73 mm dia<sup>-1</sup> e 4,64 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, enquanto que no período II foram de 3,44 mm dia<sup>-1</sup> e 3,10 mm dia<sup>-1</sup>. A diferença entre ET\_B e ET\_C foi de 0,09 mm dia<sup>-1</sup> e de 0,34 mm dia<sup>-1</sup>, para os períodos I e II, respectivamente.

Os resultados apresentados nas Figuras 9, 13A e 13B, demonstram que o método aerodinâmico pode ser usado para se estimar com grande precisão o fluxo de calor sensível,

independentemente do conteúdo de água no solo. Desse modo, o fluxo de calor latente pode ser computado pelo método aerodinâmico combinado (equação 130), tendo somente medições de radiação líquida, de fluxo de calor no solo, de temperatura do ar e de velocidade do vento.

Tendo em vista a excelente concordância entre os métodos da razão de Bowen e aerodinâmico, todos os resultados apresentados a seguir, referentes aos componentes do balanço de energia, serão com relação ao método da razão de Bowen.

#### **4.2- Balanço de Energia – Solo Cultivado com Feijão Caupi**

Neste tópico serão apresentados os resultados dos componentes do balanço de energia referentes ao solo cultivado com feijão caupi durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 02/06/2003. Os fluxos de calor latente e de calor sensível foram determinados pelo método da razão de Bowen.

##### **4.2.1- Altura da cobertura vegetal, percentagem de cobertura do solo**

Os dados relativos à altura da cobertura vegetal do feijão caupi e da percentagem de cobertura do solo, em função dos dias após o plantio são apresentados nas Figura 17A (ano de 2002) e 17B (ano de 2003).

Observa-se na Figura 17A que aos 23 dias após o plantio a altura média da cobertura vegetal era de  $21,8 \pm 3,2$  cm. Aos 44 dias após o plantio era de  $30,3 \pm 2,06$  cm, com um valor de taxa de velocidade de crescimento médio de  $0,4$  cm dia<sup>-1</sup>. Aos 51 dias após o cultivo, a altura média da cobertura vegetal é de  $37,0 \pm 6,3$  cm, com uma taxa de velocidade de crescimento médio de  $0,96$  cm dia<sup>-1</sup>, sendo que a maior altura da cobertura vegetal ocorreu aos 65 dias após o plantio, com um valor médio de  $41,3 \pm 5,5$  cm e uma taxa de velocidade de crescimento de  $0,22$  cm dia<sup>-1</sup>, para em seguida começar a ocorrer um declínio da altura da cobertura, à medida que a cultura vai chegando nas fases de maturidade fisiológica e de senescência.

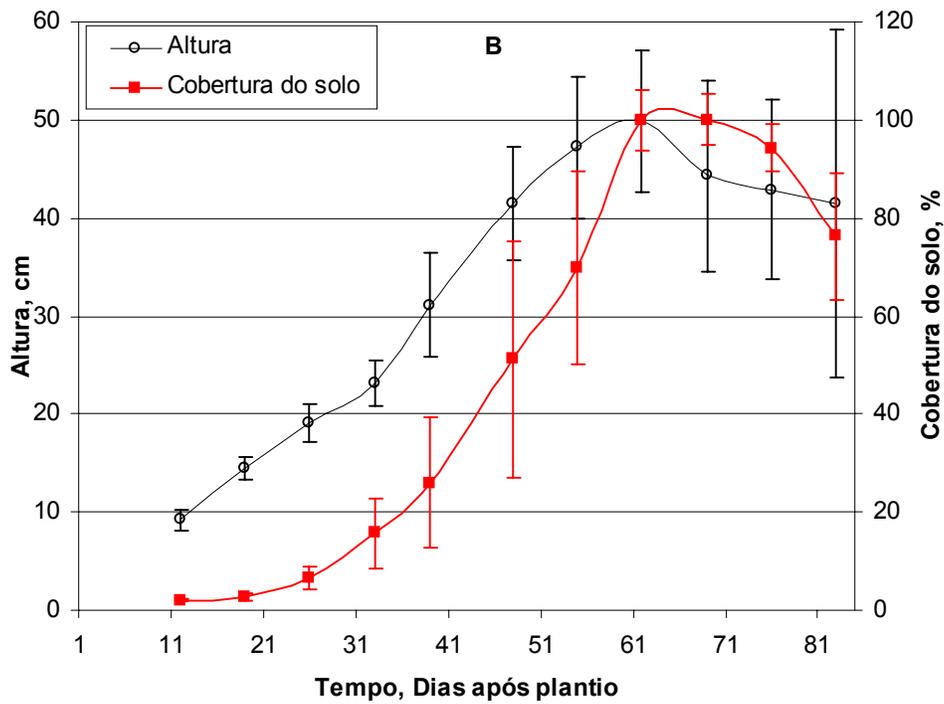
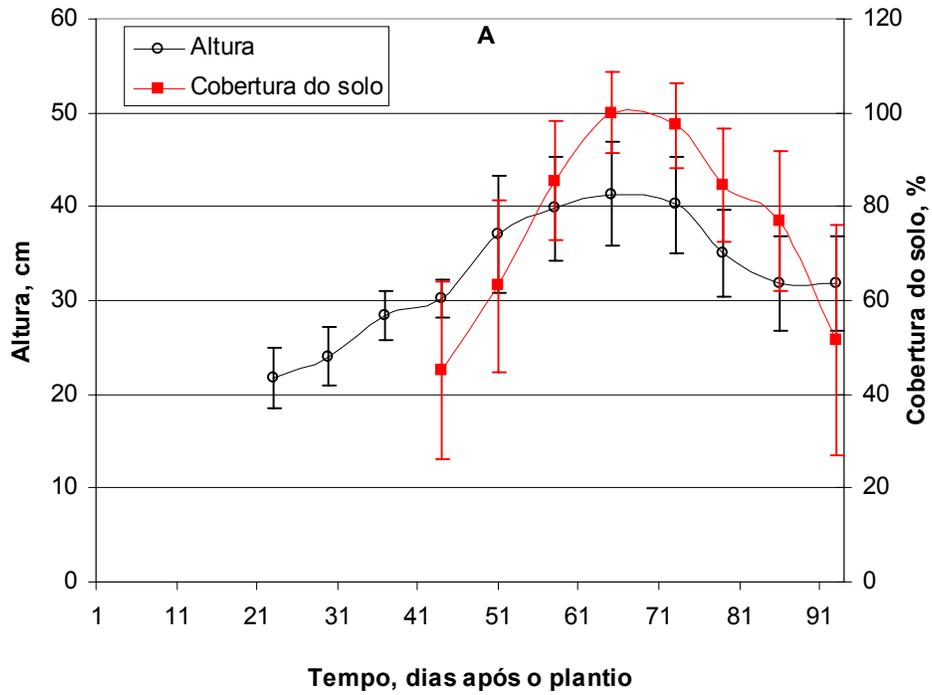


Figura 17- Evolução da altura da cobertura vegetal e da percentagem de cobertura do solo nos anos de 2002 (A) e 2003 (B). Cada ponto representa a média de dez (altura de plantas) e quatro repetições (cobertura do solo). As barras indicam o desvio padrão.

Observa-se na Figura 17B que aos 12 dias após o plantio a altura da cobertura vegetal era de  $9,2 \pm 1,03$  cm. Aos 19 dias após o plantio a altura média foi de  $14,4 \pm 1,18$  cm, com um valor de taxa de velocidade de crescimento médio de  $0,75$  cm dia<sup>-1</sup>. Aos 26 dias após o plantio, a cobertura vegetal passa a ter uma altura média de  $19,1 \pm 1,93$  cm, com uma taxa média de velocidade de crescimento de  $0,67$  cm dia<sup>-1</sup>. Já aos 33 dias após o plantio a altura média da cobertura vegetal era de  $23,2 \pm 2,37$  cm, com uma taxa média de velocidade de crescimento igual a  $0,58$  cm dia<sup>-1</sup>. Dos 39 até os 55 dias após o plantio, a cobertura vegetal passa de uma altura média de  $31,1 \pm 5,34$  cm para  $47,2 \pm 7,22$  cm, respectivamente, com uma taxa média de velocidade de crescimento igual a  $1,01$  cm dia<sup>-1</sup>, sendo que a cobertura vegetal chega ao seu pico de altura aos 62 dias após o plantio, com um valor médio de  $49,9 \pm 7,28$  cm, para em seguida começar a ocorrer um declínio da altura, à medida que a cultura vai chegando nas fases de maturidade fisiológica e de senescência.

Observa-se, ainda, que a evolução da cobertura do solo acompanha a evolução da altura da cobertura vegetal, o que já era esperado, uma vez que com o maior crescimento ocorre uma maior cobertura do solo. A máxima cobertura do solo ocorre justamente quando a cobertura vegetal chega a sua maior altura, ou seja, aos 65 dias após o plantio no ano de 2002 (Figura 17A) e aos 62 dias após o plantio no ano de 2003 (Figura 17B). Do mesmo modo que a altura, a cobertura do solo, começa a declinar à medida que a cultura vai chegando nas fases de maturidade fisiológica e de senescência.

#### **4.2.2- Precipitação Pluviométrica**

A precipitação pluviométrica ocorrida durante o cultivo do feijão caupi no ano de 2002 e no ano de 2003 é apresentada na Figura 18.

Observa-se na Figura 18A que ocorreu no período de 13/03/2002 a 14/06/2002 um total de chuvas de 410,3 mm, sendo sua distribuição regular durante todo o período, a não ser do dia 01/04 ao dia 16/04, ou seja, dos 20 aos 35 dias após o plantio, onde ocorreram somente 14 mm de chuva. Verifica-se, ainda, que dos 94 dias de estudo, 34 foram sem precipitação pluviométrica, sendo que em 50 dias ocorreram precipitações de até 10 mm e

somente 10 dias tiveram precipitações maiores do que 10 mm, onde o maior evento de chuva (60 mm) ocorreu aos 11 dias após o plantio, ou seja, no dia 23/03/2002.

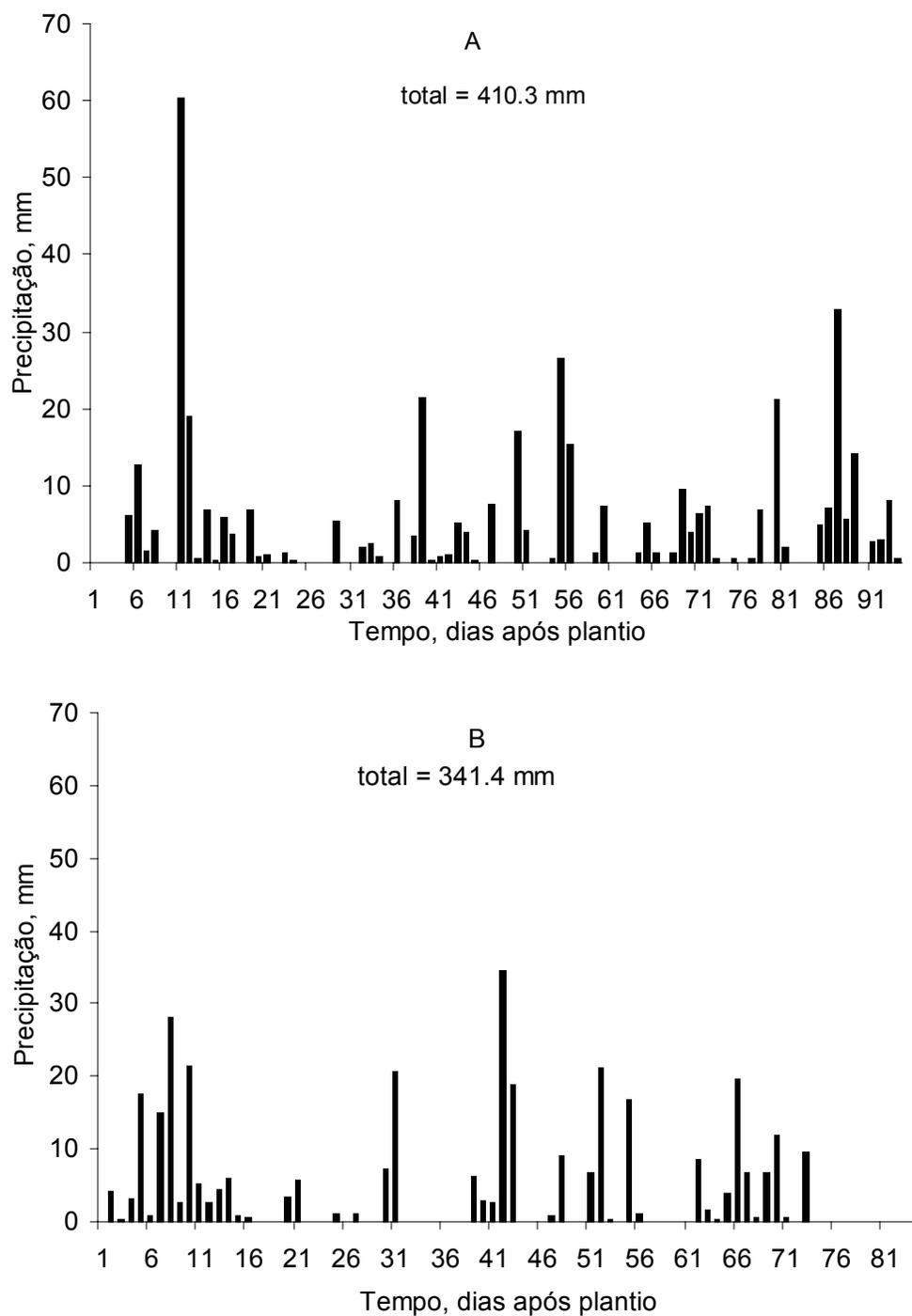


Figura 18- Precipitação pluviométrica durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B), em Areia-PB.

Observa-se na Figura 18B que ocorreu no período de 11/03/2003 a 02/06/2003 um total de chuvas de 341,4 mm, sendo sua distribuição regular durante todo o período, à exceção do período final do cultivo, ou seja, dos 74 até os 84 dias após o plantio, onde não se verificou nenhuma precipitação. Verifica-se, ainda, que dos 84 dias de estudo, 40 foram sem precipitação pluviométrica, sendo que em 33 dias ocorreram precipitações de até 10 mm e somente 11 dias tiveram precipitações maiores do que 10 mm, onde o maior evento de chuva (34,4 mm) ocorreu aos 42 dias após o plantio, ou seja, no dia 21/04/2003.

Conclui-se que as chuvas, durante os períodos de estudo de 2002 e de 2003, foram caracterizadas por um grande número de dias de precipitação, que é característico de região de brejos.

#### **4.2.3- Variação diária dos componentes do balanço de energia**

A variação diária da razão entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e a radiação solar global ( $R_g$ ), bem como os valores da partição da radiação líquida entre os fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e no solo (G), para os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 02/06/2003 é apresentada nas Figuras 19A e 19B, respectivamente.

Observa-se na Figura 19A que a fração de radiação solar global transformada em energia disponível ao sistema, ou seja, radiação líquida, apresenta uma distribuição regular, apresentando um valor médio de  $0,78 \pm 0,03$ , alcançando um valor máximo de 0,85 aos 7 e 8 dias após o plantio, sendo que os menores valores observados se concentraram no período dos 25 aos 35 dias após o plantio, ou seja dos dias 06 a 15/04/2003. Na Figura 19B, observa-se que a fração de radiação solar global transformada em radiação líquida, também apresenta uma distribuição regular, com um valor médio de  $0,76 \pm 0,04$ , e um valor máximo de 0,85 dos 10 até 13 dias após o plantio, sendo que os menores valores (0,70-0,73) observados se concentraram no período dos 26 aos 29 e dos 34 aos 38 dias após o plantio, ou seja dos dias 05 a 08/04/2003 e dos 13 a 17/04/2003.

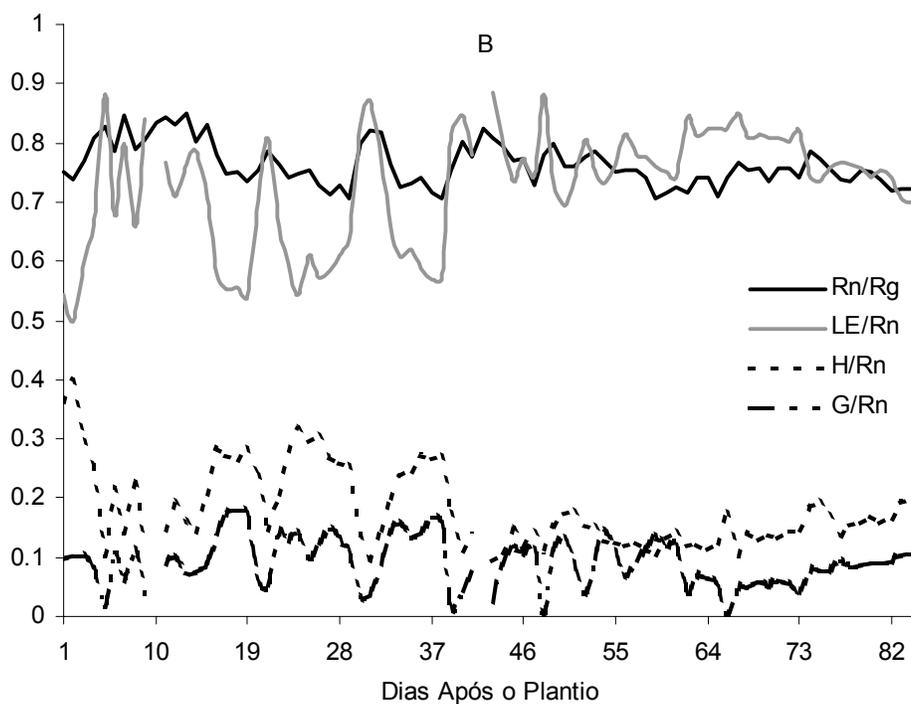
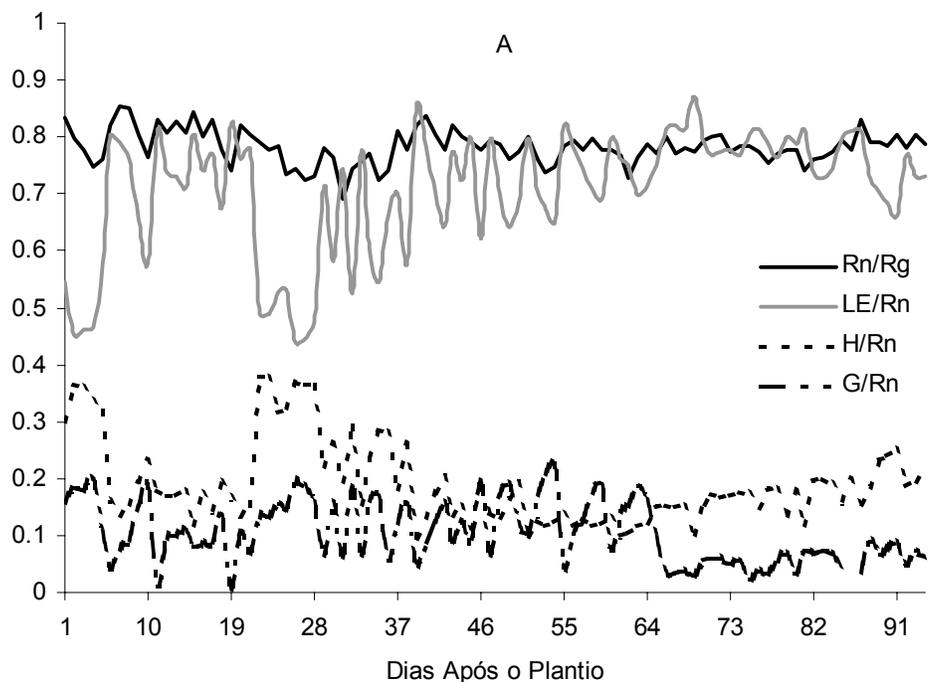


Figura 19- Variação diária da razão entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e a radiação global ( $R_g$ ), e entre a radiação líquida e os fluxos de calor latente ( $LE$ ), sensível ( $H$ ) e no solo ( $G$ ), na cultura do feijão Caupi, durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B).

Os menores valores da razão  $R_n/R_g$  observados nos anos de 2002 e de 2003, devem ter ocorrido, provavelmente, porque o solo seco tinha um albedo e uma temperatura de superfície maior que o solo úmido (Allen et al., 1994), uma vez que nestes períodos, como pode ser visto nas Figuras 18A e 18B, só choveu 14 mm e 1,1 mm, respectivamente, fazendo com que o solo se encontrasse com um menor conteúdo de água e, desse modo, ocorresse uma elevação do albedo e da temperatura da superfície. Estes comportamentos também foram observados nas condições semi-áridas da Nigéria para um solo sem vegetação (Wallace & Holwill, 1997).

Observa-se na Figura 19A que a maior porção da radiação líquida ( $R_n$ ) foi utilizada como fluxo de calor latente (LE), com um valor médio de  $0,71 \pm 0,11$  para todo o período estudado de 2002. Os menores valores (0,45-0,55) foram encontrados nos primeiros dias de cultivo, sendo que nessa fase o solo se encontrava sem cobertura vegetal (Figura 17A), bem como dos 22 aos 28 dias após o plantio (0,44-0,53), ocasião em que o conteúdo de água no solo era menor, devido a uma menor quantidade de chuvas ocorridas neste período (Figura 18A).

Do mesmo modo que no ano de 2002, a maior porção da radiação líquida ( $R_n$ ) no ano de 2003, foi utilizada como fluxo de calor latente (LE), com um valor médio de  $0,73 \pm 0,10$  para todo o período estudado (Figura 19B). Os menores valores (0,50-0,66) também foram encontrados no início do cultivo, quando o solo se encontrava sem cobertura vegetal (veja Figura 17B), bem como dos 16 aos 19 dias após o plantio (0,54-0,58), dos 22-29 dias após o plantio e dos 33-38 dias após o plantio, ocasiões em que o conteúdo de água no solo era menor.

O valor médio da porção da radiação líquida ( $R_n$ ) utilizada como fluxo de calor sensível (H) no período cultivado de 2002 foi de  $0,19 \pm 0,07$  (Figura 19A), com os maiores valores (0,30-0,36) ocorrendo no início do cultivo, e aos 22-28 dias após o plantio (0,32-0,38), devido, como já foi dito, à menor quantidade de chuvas nesse período. Sendo que a partir dos 40 até aos 88 dias após o plantio ocorreu uma estabilização desses valores em torno de 0,15, para em seguida ocorrer um aumento no final do cultivo (0,22). Já no período cultivado de 2003 (Figura 19B) o valor médio da razão  $H/R_n$  foi de  $0,18 \pm 0,07$ , com os maiores valores (0,25-0,40) ocorrendo justamente nos períodos em que a razão  $LE/R_n$  foi menor. Dos 40 até aos 79 dias após o plantio ocorre uma estabilização desses valores em

torno de 0,14, para em seguida ocorrer um ligeiro aumento no final do cultivo (0,18). Essa estabilização ocorreu, provavelmente, devido a uma maior cobertura do solo pela cultura (Figuras 17A e 17B), enquanto que o aumento dessa razão (H/Rn) no final do cultivo, foi porque a cultura estava na fase de senescência, não utilizando mais água para os seus processos fisiológicos, além do fato do solo se encontrar mais descoberto.

Já a porção da radiação líquida (Rn) utilizada para o fluxo de calor no solo (G), teve um valor médio de  $0,10 \pm 0,05$  e de  $0,09 \pm 0,04$ , para os períodos cultivados de 2002 e de 2003, respectivamente, sendo os maiores valores (0,15-0,23) encontrados no início do cultivo, pois o solo se encontrava desnudo, e nos períodos em que o solo se encontrava com um conteúdo de água baixo.

Leite (1988) trabalhando com o feijão vigna nas condições de Piracicaba-SP, encontrou um valor médio para a razão LE/Rn igual a 0,73. Já San José et al. (2003), trabalhando com dois cultivares de feijão caupi na Venezuela, encontraram que durante todo o ciclo da cultura cerca de 72% da energia disponível (Rn-G) foi utilizada como fluxo de calor latente. Enquanto que Teixeira (2001), trabalhando com a cultura da banana, encontrou valores médios de 0,87, 0,11 e 0,02 para as razões LE/Rn, H/Rn e G/Rn, respectivamente.

A variação diária dos componentes do balanço de energia e da radiação global sobre a cultura do feijão caupi nos anos de 2002 e 2003 é apresentada na Figura 20. Observa-se, que as variações do fluxo de calor latente (LE) seguem as variações da radiação líquida (Rn) e estas seguem as variações da radiação global (Rg), independentemente do ano de estudo. De acordo com Teixeira (2001), que estudou os componentes do balanço de energia na cultura da bananeira na região do vale do São Francisco, esta semelhança de comportamento sugere que através da obtenção ou estimativa dos valores da radiação líquida sobre a cultura, durante as diferentes fases fenológicas, o produtor já possui critérios para determinar o consumo hídrico da cultura, para o manejo da irrigação.

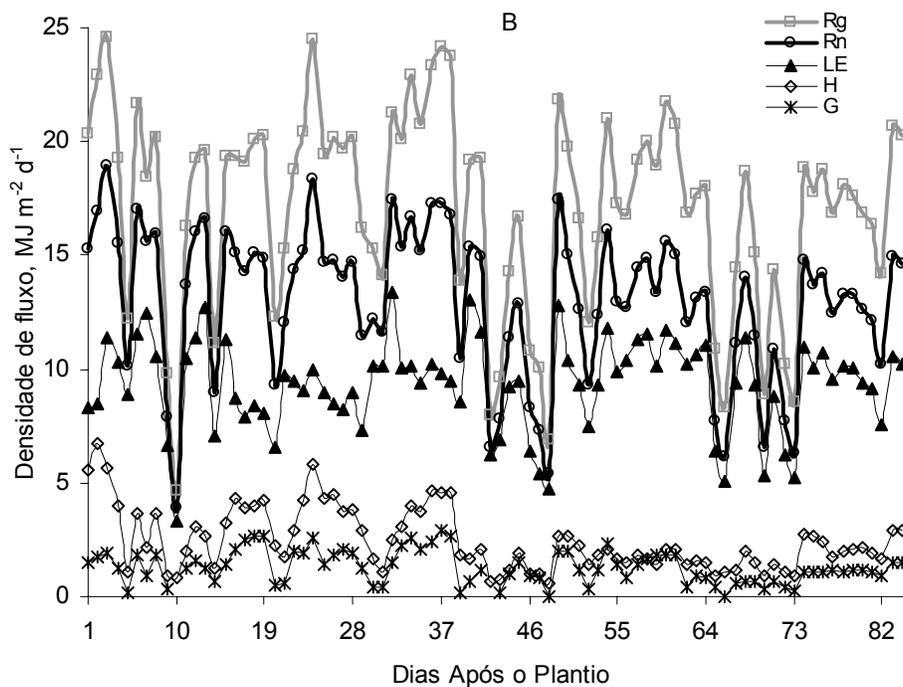
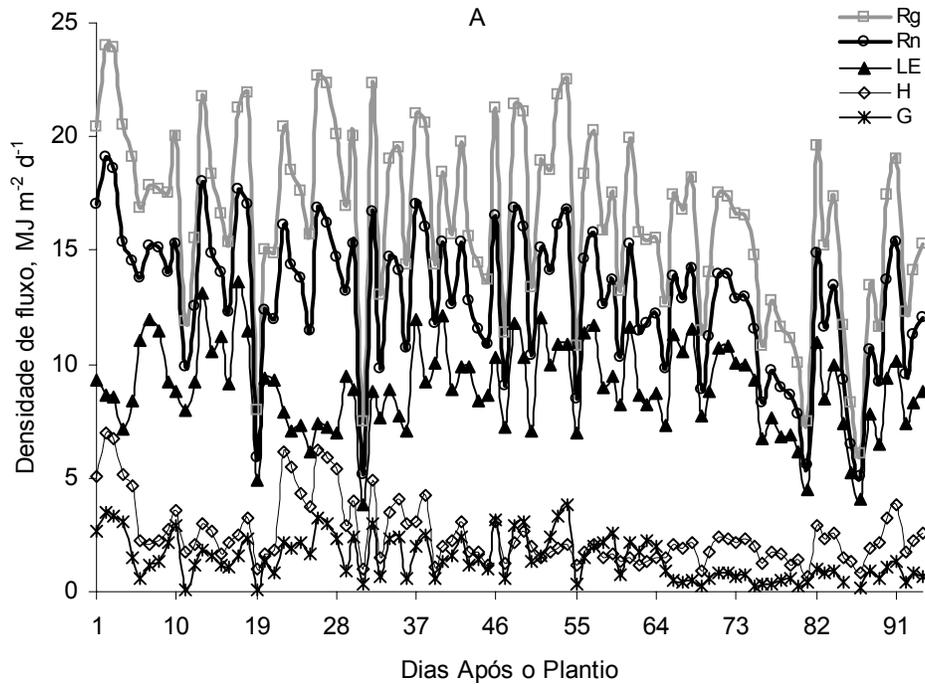


Figura 20- Variação diária da radiação global (Rg), da radiação líquida (Rn), do fluxo de calor latente (LE), do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor no solo (G), na cultura do feijão Caupi, durante os períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 02/06/2003 (B), em Areia-PB.

Observa-se na Figura 20A que para o ano de 2002 os valores de  $R_g$  variaram entre 24,00 e 6,09  $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$  com um valor médio de  $16,53 \pm 4,01 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , os valores da  $R_n$  variaram entre 19,10 e 5,06  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $12,94 \pm 3,14 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , enquanto os valores de  $LE$  variaram entre 13,6 e 3,82  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $8,95 \pm 1,99 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ . Já para o ano de 2003 (Figura 20B), os valores de  $R_g$  variaram entre 24,59 e 4,66  $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$  com um valor médio de  $17,15 \pm 4,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , os valores da  $R_n$  variaram entre 18,90 e 3,88  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $12,84 \pm 3,33 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , enquanto os valores de  $LE$  variaram entre 13,4 e 3,34  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $9,3 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1} \pm 2,05$ .

Estes valores estão próximos, mas com uma variação bem maior que os valores encontrados por Teixeira (2001), para a cultura da banana nas condições do Vale do São Francisco. Sendo que San José et al. (2003), para as condições das savanas neotropicais da Venezuela, encontraram para uma cultivar de feijão caupi (TC-9-6), valores médios de radiação líquida iguais a  $12,00 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  e de fluxo de calor latente iguais a  $8,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , ou seja, valores muito próximos dos encontrados nesse trabalho.

Observa-se, ainda, na Figura 20A, ano de 2002, que os valores de  $H$  variaram entre 6,96 e 0,64  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $2,54 \pm 1,41 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , enquanto que no ano de 2003 (Figura 20B) os valores de  $H$  variaram entre 6,76 e 0,61  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $2,47 \pm 1,36 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ . O fluxo de calor sensível ( $H$ ) no ano de 2002 apresentou seus maiores valores ( $4,63$ - $6,96 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ) no início do cultivo, ou seja de 1-5 dias após o plantio, e aos 25-31 dias após o plantio ( $4,36$ - $6,11 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ), para em seguida começar a declinar. O mesmo comportamento foi observado no ano de 2003 (Figura 20B), o qual pode ser explicado pelo fato de que após os 37-40 dias, a cultura do feijão começa a ter uma fase de maior crescimento, fazendo com que aumente a cobertura do solo pela cultura (Figuras 17A e 17B), e desse modo, a maior parte da radiação líquida seja utilizada para a transpiração das plantas.

O mesmo comportamento apresenta o fluxo de calor no solo ( $G$ ), onde seus valores mais elevados se encontram na fase inicial de desenvolvimento da cultura, para diminuir com o aumento da cobertura do solo. Sendo que seus valores variaram entre 3,80 e 0,05  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $1,46 \pm 0,96 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  e entre 2,89 e 0,01  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$  com um valor médio de  $1,29 \pm 0,73 \text{ MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , para os anos de 2002 e 2003, respectivamente.

San José et al. (2003), trabalhando com dois cultivares de feijão caupi na Venezuela, encontraram valores médios de 3,24 e 0,31 MJ m<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup> para os fluxos de calor sensível e de calor no solo, respectivamente.

#### 4.2.4- Avaliação dos componentes do Balanço de Energia durante as diferentes fases fenológicas da cultura do feijão caupi

A fenologia do feijão caupi foi determinada de acordo com Bastos et al. (2000).

##### 4.2.4.1- Fase de Emergência

Os componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi durante a fase de emergência nos anos de 2002 e 2003 são apresentados na Figura 21.

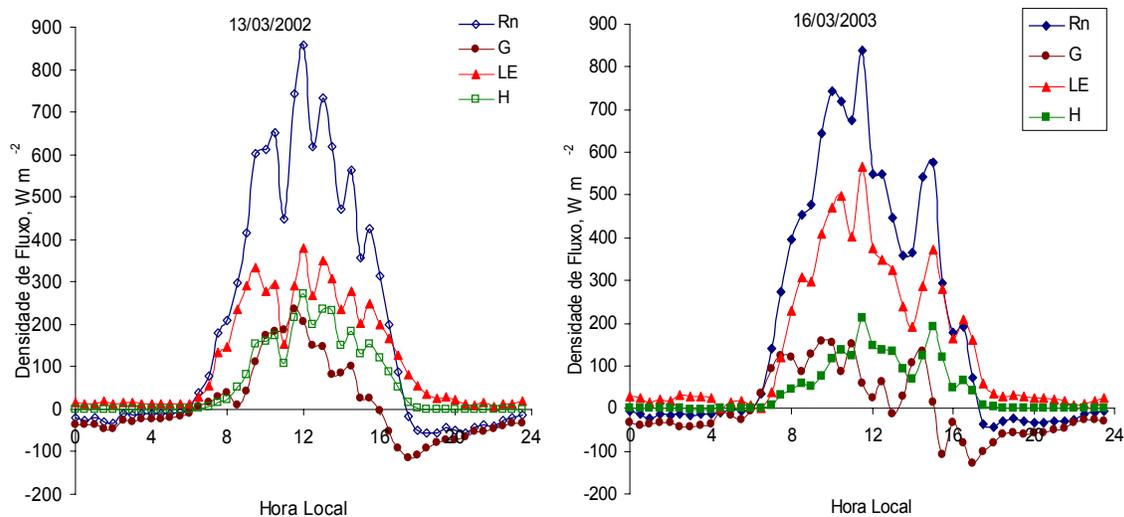


Figura 21- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi durante a fase de emergência, nos dias 13/03/2002 e 16/03/2003.

Observa-se que o dia 13/03/2002 apresentou-se como um dia em que o fluxo de calor latente (LE) foi um pouco maior que o fluxo de calor sensível (H), enquanto que no dia 16/03/2003 o fluxo de calor latente foi bem maior que o fluxo de calor sensível. A radiação líquida (Rn) e o fluxo de calor no solo (G) foram bem parecidos durante os dois dias. Este comportamento dos fluxos de calor latente, sensível e no solo para o dia

13/03/2002 indica que o solo se encontrava com restrição hídrica, já que só tinha chovido 6,5 mm no dia 12/03/2002. Já para o dia 16/03/2003 tinha ocorrido uma precipitação de 17,4 mm no dia anterior (15/03/2003), fazendo com que houvesse uma maior quantidade de água no solo, o que causou uma elevação do fluxo de calor latente, com uma conseqüente diminuição dos valores dos fluxos de calor sensível.

Este comportamento observado nos dias 13/03/2002 e 16/03/2003 mostram os processos que ocorrem na superfície do solo sem vegetação, já que quanto maior o conteúdo de água no solo maior a quantidade de energia utilizada no processo de evaporação da água do solo. Contudo, quando começa a ocorrer a secagem do solo, a maior parte da radiação líquida começa a ser usada no processo de aquecimento do ar e do solo, já que nesta fase de emergência a cultura não exerce nenhum papel nos processos de troca de energia na interface solo-planta-atmosfera.

#### **4.2.4.2- Fase Vegetativa**

A variação horária dos componentes do balanço de energia, quando a cultura se encontrava na fase vegetativa no ano de 2002 é apresentada na Figura 22. Observa-se que no dia 29/03/2002 (17 dias após o plantio), o fluxo de calor latente (LE) foi bem maior que os fluxos de calor sensível (H) e no solo (G), sendo que estes dois fluxos apresentaram valores muito próximos. No dia 08/04/2002 (27 dias após o plantio), houve um aumento nos valores de G e H, além de uma redução no valor de LE, fazendo com que H ficasse muito próximo de LE. O mesmo comportamento foi observado para o dia 13/04/2002 (32 dias após o plantio), onde os valores dos fluxos de calor latente e de calor sensível ficaram próximos, e os valores dos fluxos de calor no solo permaneceram elevados. Já o dia 29/04/2002 (48 dias após o plantio) apresentou comportamento semelhante ao dia 29/03/2002 (17 dias após o plantio), onde os valores dos fluxos de calor latente foram bem superiores aos valores dos fluxos de calor sensível e no solo, sendo que estes dois últimos apresentaram valores semelhantes.

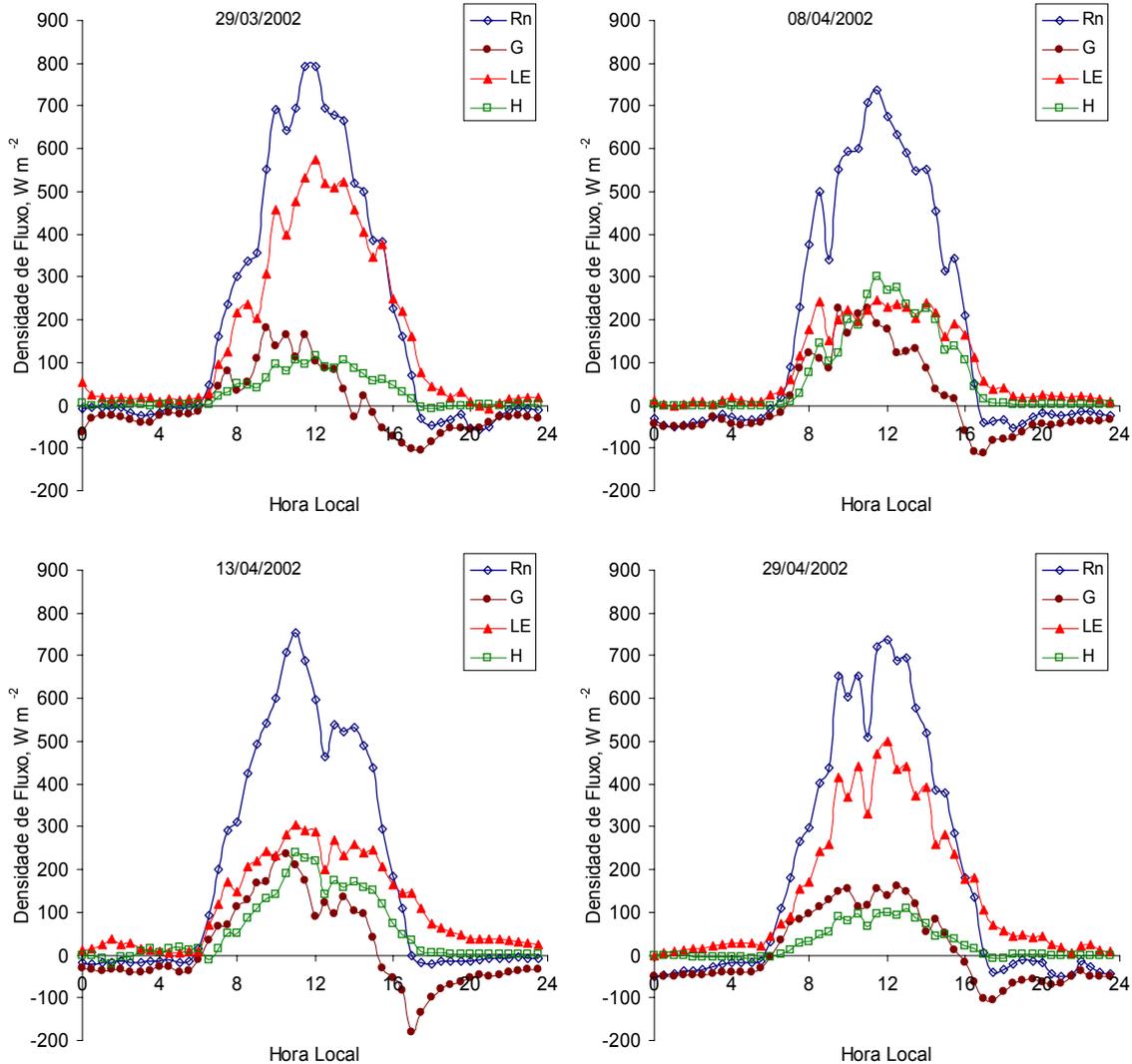


Figura 22- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante a fase vegetativa.

Na Figura 23 é apresentada a variação horária dos componentes do balanço de energia no ano de 2003, quando a cultura se encontrava na fase vegetativa. Observa-se que no dia 25/03/2003 (15 dias após o plantio), o fluxo de calor latente (LE) foi bem maior que os fluxos de calor sensível (H) e no solo (G), sendo que cerca de 77% da energia disponível (Rn-G) foi consumida pelo LE. No dia 03/04/2003 (24 dias após o plantio), houve um aumento nos valores de G e H, fazendo com que houvesse uma redução na Rn-G utilizada para o LE (63%). No dia 16/04/2003 (37 dias após o plantio), os valores de LE e G ficaram próximos aos do dia 03/04/2003, sendo que houve uma pequena redução dos valores de H,

fazendo com que cerca de 68% de Rn-G fosse usado como LE. Já o dia 28/04/2003 (49 dias após o plantio) apresentou comportamento semelhante ao dia 25/03/2003 (15 dias após o plantio), onde os valores de LE foram bem superiores aos valores de H e G, sendo que o LE consumiu 83% da energia disponível. O valor médio de LE/Rn-G para a fase vegetativa foi de 78%, sendo que San José et al. (2003) encontraram valores médios de LE/Rn-G de 71% durante a fase vegetativa de dois cultivares de feijão caupi, cultivados nas condições tropicais da Venezuela.

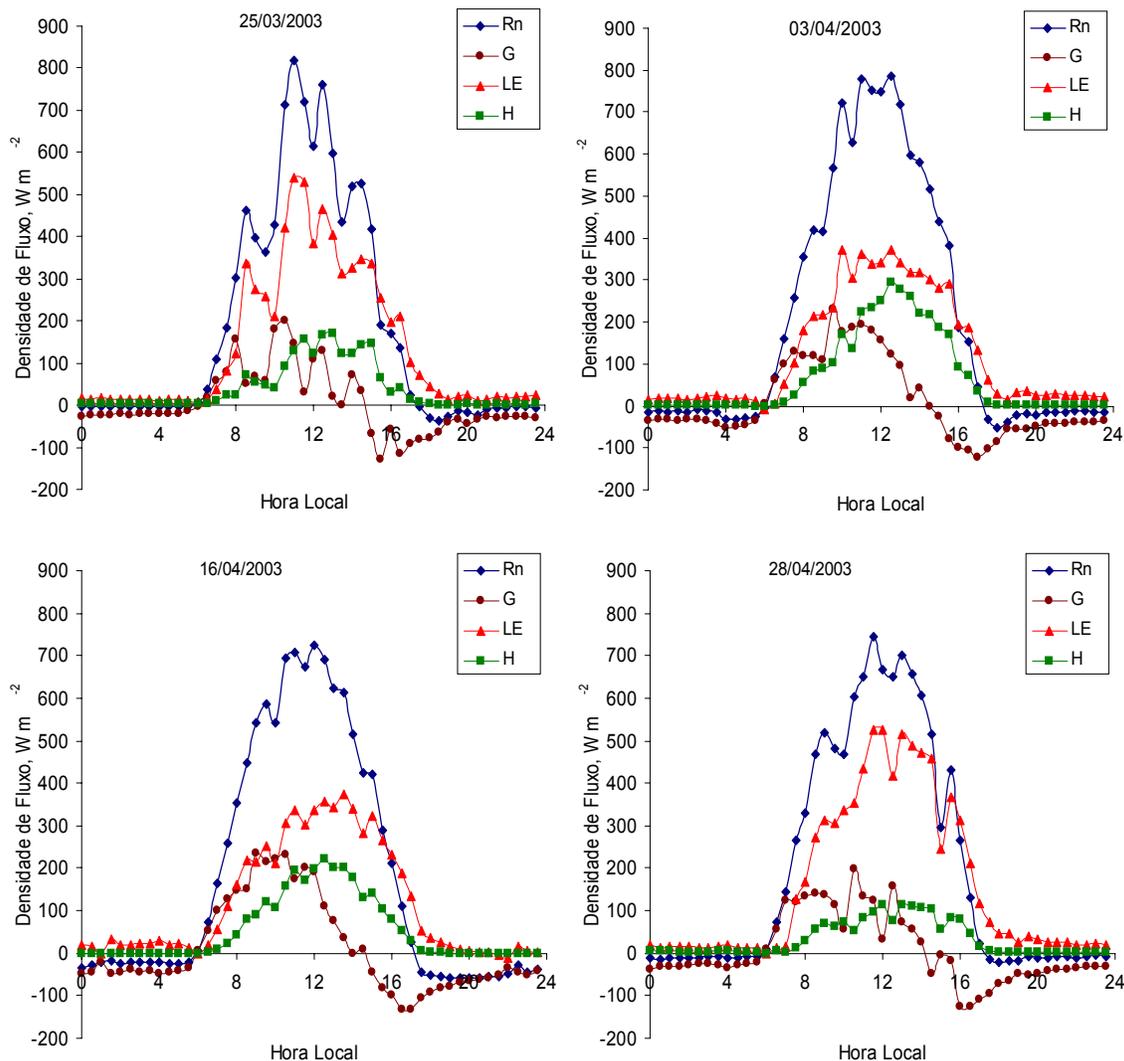


Figura 23- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante a fase vegetativa.

Esta variação dos fluxos de calor latente, de calor sensível e de calor no solo, pode, novamente, ser explicada pela quantidade de água disponível no sistema solo-planta-atmosfera, já que os dias que tiveram os maiores valores do fluxo de calor latente, corresponderam aos períodos em que ocorreram as maiores precipitações para esta fase fenológica. Enquanto que nos dias em que os fluxos de calor sensível tiveram seus valores mais elevados, o total de chuvas era baixo.

Outro fator que pode influir na partição da radiação líquida nos fluxos de calor latente, sensível e no solo, é a cobertura do solo pela cultura. Contudo, parece que este fator ainda não estava influenciando na partição da radiação líquida, tendo em vista que os dias 29/03/2002 e 29/04/2002, bem como os dias 25/03/2003 e 28/04/2003 mostraram-se semelhantes. Sendo que nos dias 29/04/2002 e 28/04/2003 a cobertura do solo pela cultura era de 43% e de 51%, respectivamente, (Figuras 17A e 17B), e, portanto, a cobertura do solo pela cultura nos dias 29/03/2002 e 25/03/2003 era bem menor, sendo esperado um comportamento diferenciado entre estes dias, principalmente para o fluxo de calor no solo, já que com o aumento da cobertura do solo, espera-se uma diminuição nesse fluxo. Deste modo, os fatores atmosféricos estão tendo uma participação bem mais efetiva do que os fatores da cultura na variação dos componentes do balanço de energia durante a fase vegetativa do feijão caupi, tanto no ano de 2002, quanto no ano de 2003.

#### **4.2.4.3- Fase Reprodutiva**

A variação horária dos componentes do balanço de energia durante a fase reprodutiva no ano de 2002 é apresentada na Figura 24. Observa-se para todos os dias, que o fluxo de calor latente (LE) é o principal componente do balanço de energia, independentemente dos valores da radiação líquida. Os valores do fluxo de calor sensível (H) apresentaram-se quase que constantes para todos os dias estudados, enquanto que o fluxo de calor no solo (G) apresentou seu valor mais elevado no dia 04/05 (53 dias após o plantio), para em seguida apresentar uma redução bem acentuada dos seus valores nos dias subsequentes.

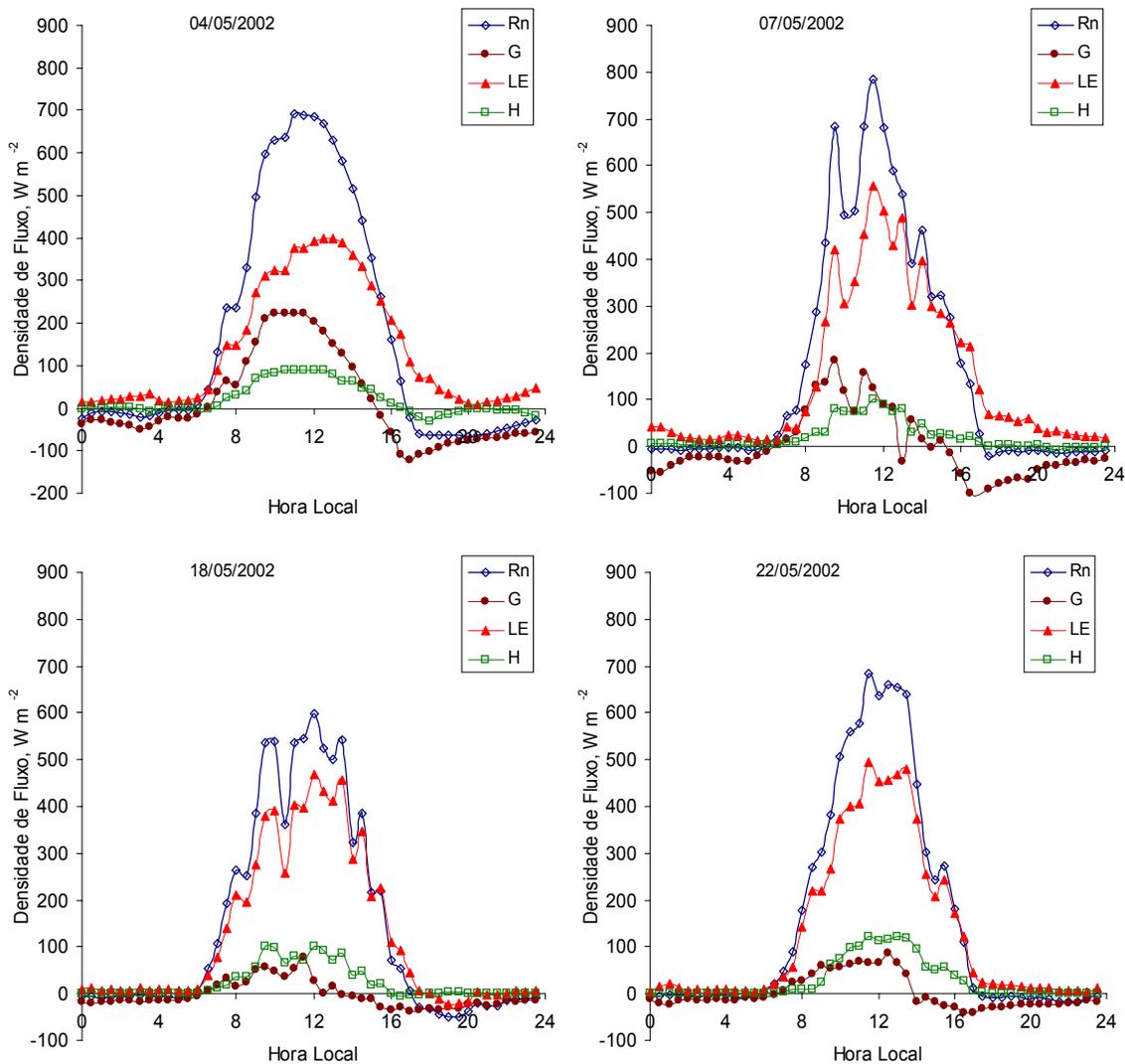


Figura 24- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante a fase reprodutiva.

Este comportamento dos componentes do balanço de energia para a fase reprodutiva, já começa sofrer a influência do fator planta, já que no dia 04/05/2002, apesar de só ter chovido 4,00 mm no dia 02/05/2002, o fluxo de calor latente ainda apresentava valores bem elevados, de onde se supõe que está ocorrendo uma extração de água do solo pelo sistema radicular da cultura em camadas mais profundas, contribuindo, dessa forma para a manutenção dos elevados valores do fluxo de calor latente. No dia 07/05/2002 (56

dias após o plantio), que apresentava uma percentagem de cobertura do solo pela cultura de 84% (Figura 17A), os maiores valores de fluxo de calor latente devem ter sido em função da quantidade de chuva ocorridas nos dias 06 e 07/05/2002 que totalizaram 41,7 mm e da maior cobertura do solo pela cultura, contribuindo também para os menores valores de fluxo de calor sensível e no solo. Já para o dia 18/05/2002 (67 dias após o plantio) os valores do fluxo de calor latente permaneceram elevados, no entanto só tinha chovido 6,4 mm entre os dias 16 e 17/05/2002, sendo que neste período a cultura cobria totalmente a superfície do solo, confirmando assim, a influência da planta na partição da radiação líquida. Enquanto que o dia 22/05/2002 (71 dias após o plantio), além de apresentar uma elevada percentagem de cobertura do solo pela cultura, em torno dos 95% (Figura 17A), ainda tinha chovido em torno de 20 mm entre os dias 20 e 22/05/2002, contribuindo, assim para os maiores valores do fluxo de calor latente, bem como para os menores valores dos fluxos de calor sensível e no solo.

A Figura 25 apresenta a variação horária dos componentes do balanço de energia durante a fase reprodutiva, só que no ano de 2003. Do mesmo modo que no ano de 2002, o fluxo de calor latente (LE) é o principal componente do balanço de energia, onde os valores do fluxo de calor sensível (H) também se apresentaram quase que constantes, para todos os dias estudados, enquanto o fluxo de calor no solo (G) apresentou uma maior variação, sendo seus valores mais elevados nos dias 07 e 10/05/2003 (58 e 61 dias após o plantio, respectivamente).

Como já foi dito para o ano de 2002, a cobertura do solo pela cultura exerce um papel importante na partição da radiação líquida. Durante a fase reprodutiva no ano de 2003 (52-74 dias após o plantio) a cobertura do solo pela cultura passou de 55% para 100% (Figura 17B), o que explica os elevados valores do fluxo de calor latente (Figura 24), independentemente da quantidade de chuvas ocorridas, já que de 55-61 (04 a 10/05/2003) dias após o plantio só tinha chovido 16,7 mm, e mesmo, assim os dias 07/05/2003 e 10/05/2003 apresentaram elevados valores do fluxo de calor latente.

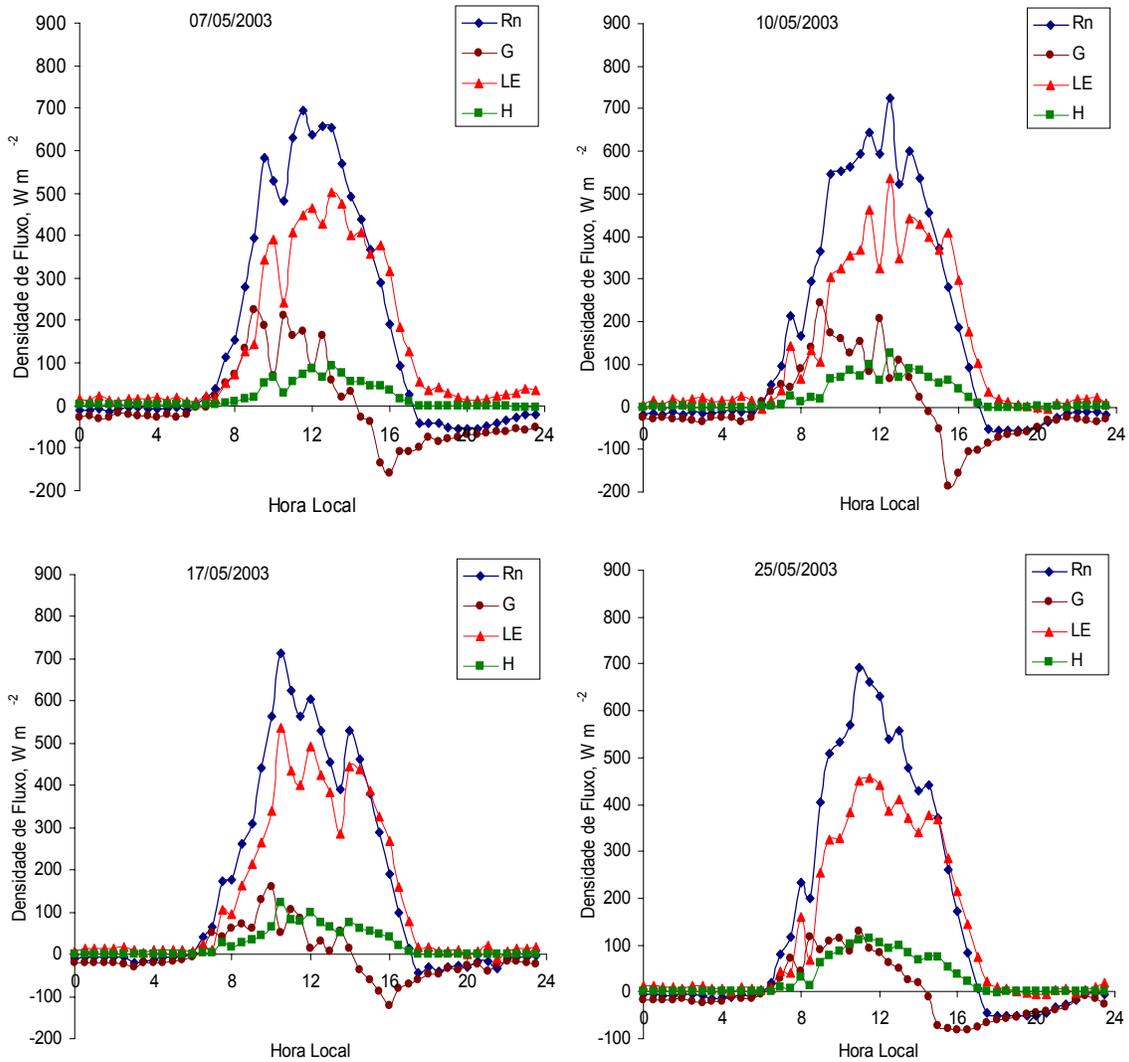


Figura 25- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante a fase reprodutiva.

Durante a fase reprodutiva, a cultura utiliza uma quantidade de água bem maior nos seus processos fisiológicos, do que nas fases anteriores, desse modo, ocorre um aumento da evapotranspiração. Isso fica bem ilustrado nesse trabalho, pois, nos dias 04/05/2002 e 07/05/2002, a razão  $LE/Rn-G$ , foi igual a 0,85 e 0,87, respectivamente, enquanto que nos dias 07/05/2003 e 10/05/2003, essa razão foi igual a 0,87 e 0,84, respectivamente. Por esses dados, conclui-se que, nessa fase fenológica, mais de 85% da energia disponível foi utilizada no processo de evapotranspiração. San José et al. (2003) na Venezuela, encontraram para dois cultivares de feijão caupi durante a fase reprodutiva valores médios

de LE/Rn-G de 0,79, ou seja, 79% da energia disponível foi utilizada para o processo de evapotranspiração da cultura.

#### **4.2.4.4- Fase de maturidade fisiológica e senescência**

A variação horária dos componentes do balanço de energia durante as fases de maturidade fisiológica e de senescência no ano de 2002 é apresentada na Figura 26. Observa-se que durante a fase de maturidade fisiológica, dia 02/06/2002 (82 dias após o plantio), o fluxo de calor latente continua a ser o principal componente do balanço de energia, isto está ocorrendo tanto por causa da maior cobertura do solo pela vegetação, tanto pela quantidade de água precipitada nos dias 31/05 e 01/06/2002 que totalizaram 23 mm. Os maiores valores do fluxo de calor sensível quando comparados aos do fluxo de calor no solo, devem ser devidos a maior cobertura do solo, já que com esta maior cobertura, deve chegar menos radiação solar global diretamente na superfície do solo.

Na fase de senescência, no dia 11/06/2002 (91 dias após o plantio) ocorre uma elevação dos fluxos de calor sensível e no solo, apesar do fluxo de calor latente continuar a ser o principal componente do balanço de energia. Isto ocorreu, devido provavelmente, a uma maior exposição do solo à radiação global, já que nesta fase a cultura perde a maior parte de suas folhas, fazendo com que haja uma diminuição da área de solo coberta pela cultura, em torno dos 60% (Figura 17A).

Deve se ressaltar, ainda, que apesar de ter chovido 67 mm do dia 02/06/2002 até o dia 11/06/2002, os valores dos fluxos de calor latente no dia 02/06/2002 são maiores do que os do dia 11/06/2002. Isto se explica pelo fato de que no dia 02/06/2002 a cultura ainda utilizava água para os seus processos fisiológicos, enquanto que no dia 11/06/2002 ela já se encontrava em senescência, onde esses valores de fluxo de calor latente devem ser principalmente da evaporação da água do solo.

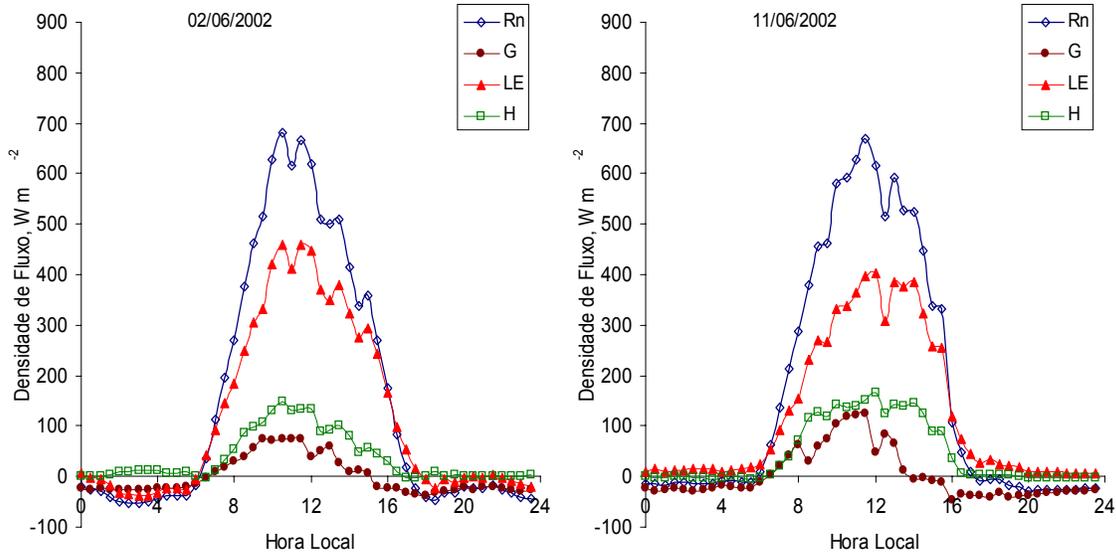


Figura 26- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2002, durante as fases de maturidade fisiológica (02/06/2002) e de senescência (11/06/2002).

A variação horária dos componentes do balanço de energia durante as fases de maturidade fisiológica e de senescência no ano de 2003 é apresentada na Figura 27.

Observa-se que durante a fase de maturidade fisiológica, dia 27/05/2003 (78 dias após o plantio), o fluxo de calor latente continua a ser o principal componente do balanço de energia, apesar de não ocorrer precipitações nessa fase (77-81 dias após o plantio) (Figura 18B). Sendo que a razão  $LE/Rn-G$  foi de 0,83, ou seja, o fluxo de calor latente consumiu 83% da energia disponível. Esse comportamento é explicado pela cobertura do solo, que nessa fase ficou em torno dos 90% (Figura 17B).

Já na fase de senescência, no dia 02/06/2003 (83 dias após o plantio) ocorre uma elevação dos fluxos de calor sensível e no solo, apesar do fluxo de calor latente continuar a ser o principal componente do balanço de energia (78% da energia disponível). Esse aumento dos fluxos de calor no solo e sensível ocorreu devido ao fato de que nessa fase a cultura perde a maior parte de suas folhas, fazendo com que a área de solo coberta diminuísse para 75% (Figura 17B), o que fez com que uma maior quantidade de radiação solar atingisse diretamente a superfície do solo, e como essa já se encontrava seca, em razão dos onze dias decorridos após a última precipitação (Figura 18B), o processo de evaporação direta da água do solo foi limitado, e maior quantidade de energia foi destinada

ao aquecimento do ar (fluxo de calor sensível). Esses resultados estão de acordo com Bergamaschi et al. (1988).

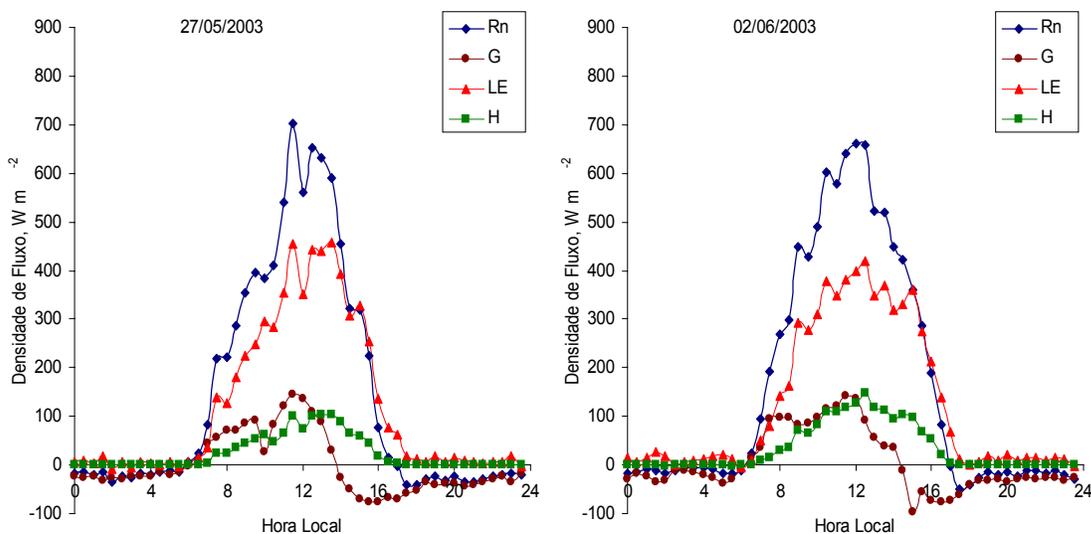


Figura 27- Variação horária dos componentes do balanço de energia na cultura do feijão caupi no ano de 2003, durante as fases de maturidade fisiológica (27/05/2003) e de senescência (02/06/2003).

Os resultados apresentados nas Figuras 21 a 27 evidenciam os processos que ocorrem na superfície do solo quando descoberto e quando cultivado. Já que em culturas semeadas em linhas, como é o caso do feijão caupi, a maior parte das perdas de água nos estádios iniciais de desenvolvimento se dá por evaporação direta do solo (Figura 21). Na ausência de chuva ou irrigação a taxa de evaporação na superfície do solo é reduzida acentuadamente pela formação de uma camada de solo seco que atua semelhantemente a uma cobertura morta. Por isso, quando a cultura é jovem o seu consumo de água é muito influenciado pela frequência de chuva ou irrigação (Figuras 22 e 23). Com o seu desenvolvimento a evapotranspiração aumenta (Figuras 24 e 25), reduzindo-se na frutificação, devido a senescência (Figuras 26 e 27) (Chang, 1974; Doorenbos & Pruitt, 1975).

#### 4.2.5- Evapotranspiração do feijão caupi no ano de 2003

Neste tópico serão apresentados os resultados referentes a evapotranspiração do feijão caupi durante o período de 11/03/2003 a 02/06/2003. Os valores de evapotranspiração apresentados a seguir foram obtidos do fluxo de calor latente estimado pelo método do balanço de energia – razão de Bowen.

Os valores de evapotranspiração da cultura do feijão caupi, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET\_B), juntamente com os valores de precipitação pluviométrica durante todo o ciclo fenológico da cultura do feijão caupi são apresentados na Figura 28. Observa-se, do mesmo modo que no ano de 2002, que quando a precipitação aumenta a ET também aumenta, mas em seguida diminui na existência de precipitação ou quando a mesma diminui em relação ao evento anterior.

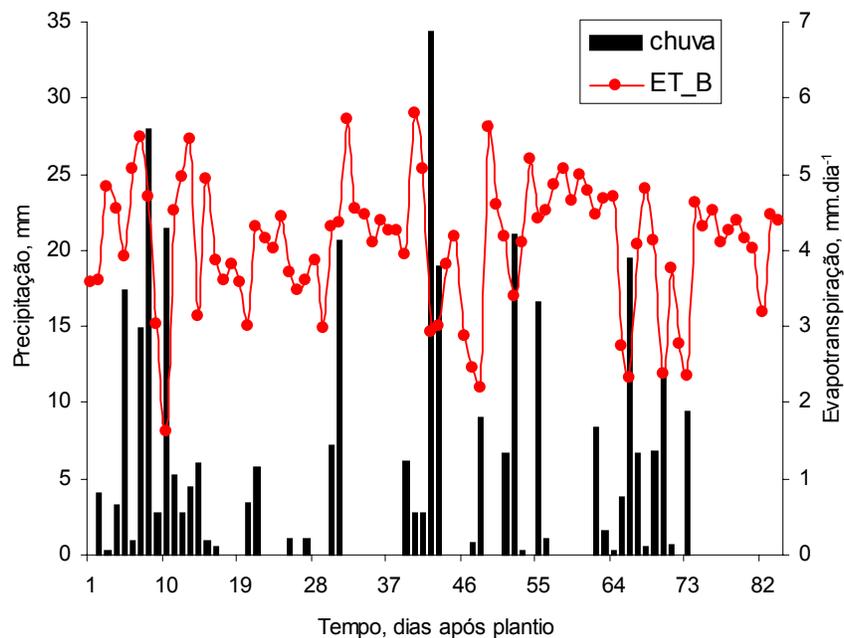


Figura 28- Valores de evapotranspiração, obtidos pelo método da razão de Bowen (ET\_B), e precipitação pluviométrica durante o período de 11/03/2003 a 02/06/2003.

Na Figura 29 são apresentados os valores acumulados da evapotranspiração do feijão caupi e da precipitação pluviométrica durante o período de 11/03/2003 a 02/06/2003.

Observa-se que a precipitação pluviométrica acumulada foi aproximadamente igual a evapotranspiração acumulada, sendo que essa igualdade só foi ocorrer na fase final da cultura, tendo se passado 11 dias sem precipitação pluviométrica. Para a maior parte do desenvolvimento da cultura, a precipitação pluviométrica acumulada foi sempre maior que a evapotranspiração acumulada, principalmente dos 8-20 dias após o plantio, onde a diferença entre precipitação e evapotranspiração girava em torno dos 35 mm. Outro período em que a precipitação foi bem maior que a evapotranspiração foi dos 43-55 dias após o plantio, onde a diferença média foi de 40 mm.

A precipitação pluviométrica teve um valor total de 341,4 mm (já visto na Figura 18B) e a evapotranspiração teve um valor total de 342,4 mm, ou seja, uma diferença de 1 mm. O valor médio da evapotranspiração para a cultura do feijão caupi durante todo o período estudado de 11/03/2003 a 02/06/2003 foi de 4,1 mm.

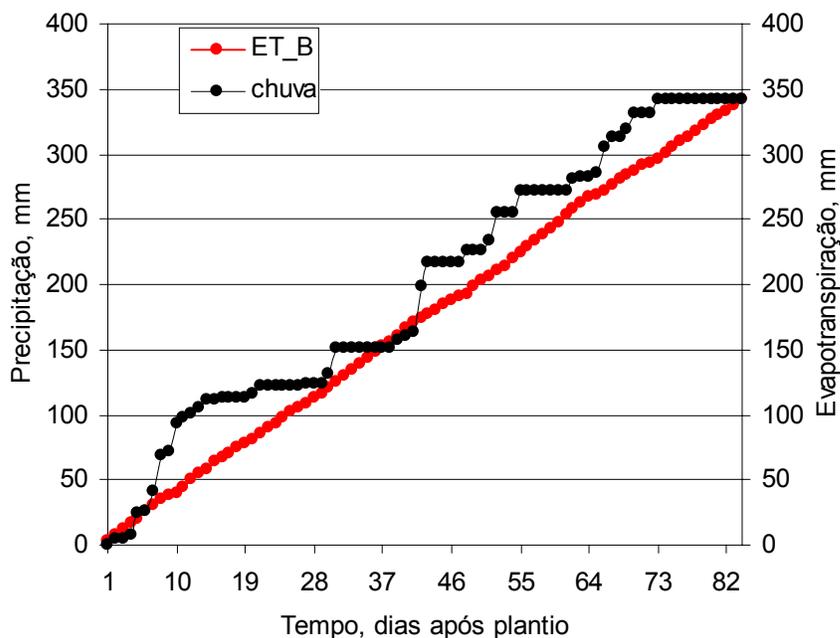


Figura 29- Precipitação e evapotranspiração acumulada durante todo o ciclo fenológico do feijão caupi no ano de 2003.

Comparando-se esse valor médio de evapotranspiração com o valor médio do período de solo cultivado de 2002, ou seja, de 13/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 10), que foi  $3,94 \text{ mm dia}^{-1}$ , observa-se que existiu uma diferença de apenas  $-0,16 \text{ mm dia}^{-1}$ .

#### **4.3- Evolução do sistema radicular do feijão caupi**

Neste tópico serão apresentados os resultados da evolução do sistema radicular do feijão caupi no ano de 2003.

Na Figura 30 são apresentados os dados da evolução da densidade do sistema radicular do feijão caupi, durante o período de 04/04/2003 a 29/05/2003. Observa-se que a maior profundidade que o sistema radicular do feijão caupi alcançou foi de 30 cm e que a maior densidade de raízes se concentrou na camada de 10-15 cm. De acordo com Calvache et al. (1998) a profundidade máxima do sistema radicular do feijão, cultivado num solo franco arenoso e num clima temperado e seco, é de 50 cm e que a maior concentração de raízes está entre 0-30 cm.

Observa-se, ainda, que o dia 04/04/2003, apresentou a maior densidade de raízes ( $1,72 \text{ cm cm}^{-3}$ ) na profundidade de 10 cm, chegando a uma profundidade máxima de 25 cm, sendo que nesse dia a cultura se encontrava no início da fase vegetativa, com uma altura média em torno de 18 cm e não chegava a cobrir nem 10% do solo (Figura 17B). No dia 17/04/2003 a cultura se encontrava na parte final da fase vegetativa, sendo que a maior densidade de raízes ( $2,21 \text{ cm cm}^{-3}$ ) foi observada na profundidade de 15 cm, tendo chegado numa profundidade máxima de 30 cm. Já no dia 02/05/2003, 53 dias após o plantio, a cultura estava na fase de floração, com quase 100% de cobertura do solo (Figura 17B), a densidade de raízes foi a mais alta de todo o período de estudo, com  $2,86 \text{ cm cm}^{-3}$  na profundidade de 15 cm. Enquanto que no dia 29/05/2003, 80 dias após o plantio, com a cultura na fase de senescência, ocorreu um decréscimo da densidade de raízes, onde seu maior valor foi de  $1,48 \text{ cm cm}^{-3}$  na profundidade de 10 cm. Isso ocorreu, provavelmente, devido ao fato de que nessa fase, além de ocorrer à morte da parte aérea da planta, também deve haver uma morte o sistema radicular da cultura. Essa máxima densidade de raízes na fase de floração, vem concordar com todos os resultados encontrados, já que nessa fase

ocorreram os valores máximos de altura de plantas, cobertura do solo e de evapotranspiração da cultura.

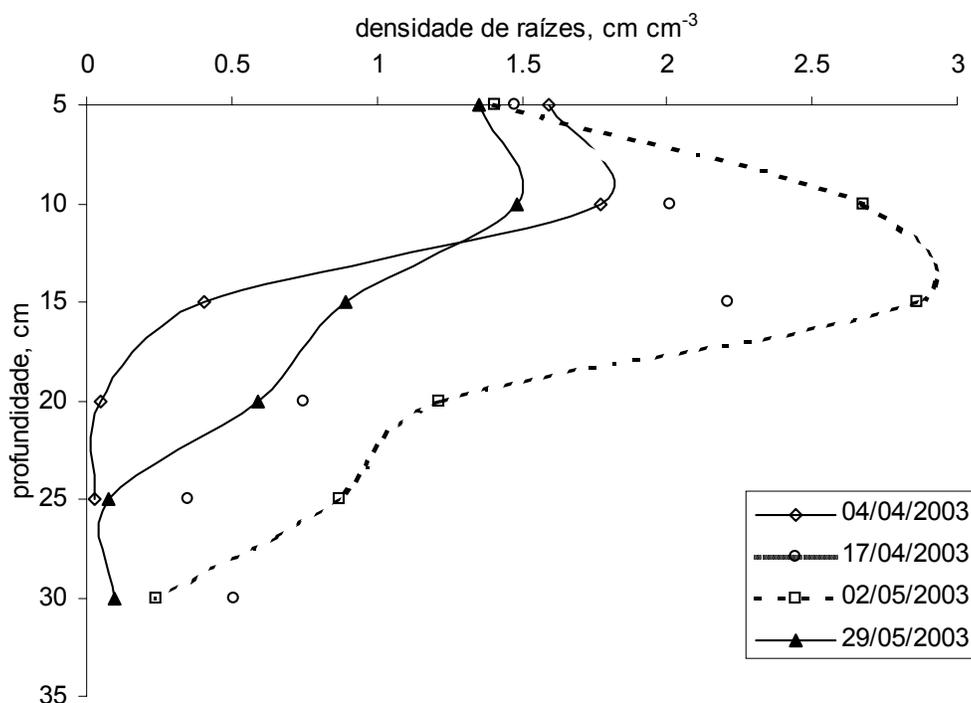


Figura 30- Densidade de raízes (cm cm<sup>-3</sup>) do feijão caupi nos dias 04/04/2003, 17/04/2003, 02/05/2003 e 29/05/2003.

#### 4.4- Balanço Hídrico – Solo Cultivado com Feijão Caupi

Neste tópico serão apresentados os resultados dos componentes do balanço hídrico para o solo cultivado com feijão caupi, durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003 em Areia-PB. Além disso, serão feitas as comparações entre os valores de evapotranspiração obtidos pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia-razão de Bowen, durante os diferentes subperíodos de medição do balanço hídrico, bem como durante as diferentes fases fenológicas da cultura.

#### **4.4.1- Componentes do Balanço Hídrico durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003**

O balanço hídrico foi efetuado considerando-se o perfil de solo de 0-60 cm, tendo em vista, essa profundidade englobar todo o sistema radicular da cultura, como pode ser visto da Figura 30.

O período de solo cultivado de 14/03/2002 a 14/06/2002, totalizou 92 dias, sendo que eles foram divididos em 13 subperíodos, sendo 4 subperíodos com 7 dias, 4 com 6 dias, 3 com 8 dias, 1 com 5 dias e 1 com 11 dias. Já o período de 11/03/2003 a 30/05/2003, que totalizou 80 dias, foi dividido em 11 subperíodos, sendo 8 subperíodos com 7 dias, 1 com 5 dias, 1 com 9 dias e 1 com 10 dias.

A não uniformidade dos subperíodos, ou seja, número de dias desiguais entre eles, foi devido ao fato de que as leituras de umidade volumétrica e de potencial total do solo, apresentaram algumas lacunas.

Os componentes do balanço hídrico durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003 são apresentados nas Figuras 31A e 31B, respectivamente.

Observa-se na Figura 31A (ano de 2002) que a precipitação pluviométrica (PRE) teve uma distribuição bastante regular, sendo que os maiores eventos ocorreram nos subperíodos 2, 8 e 13 com 90,5, 63,4 e 78,0 mm, respectivamente, com um valor total de 409,8 mm. A precipitação pluviométrica no ano de 2003 (Figura 31B) também apresentou uma distribuição bastante regular (a exceção do subperíodo 4 onde ocorreram somente 2,2 mm de precipitação) durante todo o período de estudo, sendo que seu valor total foi de 341,4 mm, onde os subperíodos 1, 2 e 6 apresentaram os maiores valores com 40,8, 70,4 e 65 mm, respectivamente.

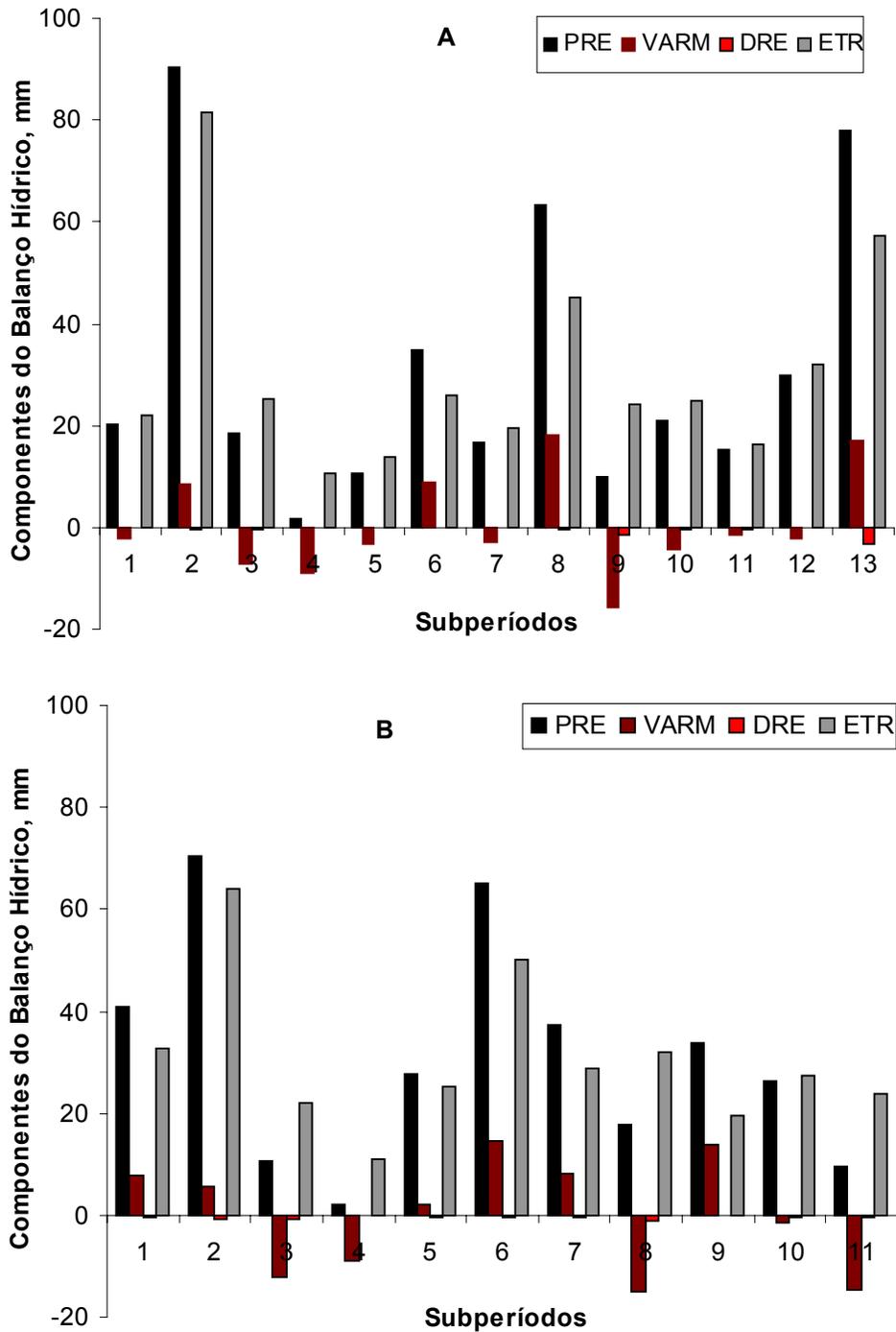


Figura 31- Componentes do balanço hídrico para a cultura do feijão caupi durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B) em Areia-PB.

A variação do armazenamento de água no perfil de solo (VARM) no período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 31A) apresentou valores positivos nos subperíodos 2, 6, 8 e 13, com um valor total de 4,4 mm, enquanto que a VARM no período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 31B) apresentou os maiores valores positivos nos subperíodos 1, 6, 7 e 9, com 7,73, 14,38, 8,25 e 13,90 mm, respectivamente. Nos subperíodos 3, 4, 8 e 11 ocorreram os maiores valores negativos de VARM, com -12,18, -9,05, -15,0 e -14,77 mm, respectivamente, sendo seu valor total de -0,48 mm. As variações do armazenamento de água no perfil de solo (VARM), nos dois anos, seguiram as variações da precipitação pluviométrica.

A evapotranspiração da cultura (ETR) no período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 31A) também teve seus maiores valores nos mesmos subperíodos em que aconteceram os maiores eventos de precipitação. Do mesmo modo, a evapotranspiração da cultura (ETR) no período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 31B), também apresentou os maiores valores nos subperíodos em que ocorreram os maiores eventos de precipitação pluviométrica. Esses maiores valores de ETR em virtude das maiores precipitações pluviométricas, ocorrem, de acordo com Calvache et al. (1998), devido a maior evaporação das camadas superficiais do solo e maior transpiração devida a maior umidade relativa e menor temperatura do ar.

O valor total de ETR no período de 14/03/2002 a 14/06/2002 foi de 398,3 mm e o valor médio foi de 4,33 mm dia<sup>-1</sup> (Figura 31A). Já para o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 o valor total de ETR foi de 336,4 mm, enquanto que seu valor médio foi de 4,20 mm dia<sup>-1</sup> (Figura 31B). A diferença total de ETR entre os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003 foi de 62,0 mm, devido provavelmente, aos maiores valores de precipitação pluviométrica e de dias avaliados no primeiro período, enquanto que a diferença no valor médio foi de apenas 0,13 mm dia<sup>-1</sup>.

Bernardo et al. (1996) trabalhando nas condições da zona da mata norte de Pernambuco, num solo classificado como Argissolo, encontraram valores médios de ETR para a cultura do feijão caupi de 4,07 mm dia<sup>-1</sup>. Klar & Fernandes (1997), trabalhando num Latossolo Amarelo, encontraram valores de ETR total e médio de 157,16 mm e 1,71 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, para uma cultura irrigada de feijão phaseolus nas condições climáticas de Botucatu-SP, enquanto que no Ceará, Saunders et al. (1985), encontraram

valores médios de ETR do feijão caupi, cultivado em condições de sequeiro, de 3,18 mm dia<sup>-1</sup>. Já Calvache et al. (1998) encontraram valores totais de ETR de 448 mm para uma cultura de feijão, enquanto que Silveira & Stone (1979) encontraram, para as condições de cerrado, em Latossolo Amarelo, valores médios de 2,94 mm dia<sup>-1</sup>.

Com relação à drenagem profunda (DRE), no período cultivado de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 31A), verifica-se que os seus valores mais elevados ocorreram nos subperíodos 9 e 13, com -1,42 e -3,43 mm, respectivamente, sendo seu valor total de -7,11 mm. Já para o período de solo cultivado de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 31B), os valores de drenagem profunda (DRE) apresentaram uma distribuição bastante regular com um valor total de -5,49 mm. Silveira & Stone (1979), para o mesmo tipo de solo desse trabalho, encontraram um valor de -10 mm, enquanto Reichardt et al. (1974), num Nitossolo, encontraram um valor de -138,8 mm em 48 dias de cultivo.

Esperavam-se maiores valores de drenagem profunda para este tipo de solo (Latosolo Amarelo), principalmente, para o subperíodo 2, durante o período de 14/03/2002 a 14/06/2002, uma vez que nesse subperíodo ocorreram os valores mais elevados de precipitação pluviométrica (90,5 mm), mas o valor de drenagem nesse período foi de somente -0,26 mm (Figura 31A), bem como para os subperíodos 2 e 6, durante o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 31B), uma vez que esses solos caracterizam-se por apresentarem alta capacidade de infiltração e serem bem drenados naturalmente.

O que pode explicar esse fenômeno é o fato de que nesses subperíodos ocorreram uma subestimativa dos valores da drenagem, com uma conseqüente superestimativa da evapotranspiração da cultura, uma vez que nesses subperíodos ocorreram muitas lacunas nas medições da umidade volumétrica e do potencial total do solo, não sendo possível se fazer uma estimativa muito precisa da drenagem. De acordo com Reichardt et al. (1979) a maior dificuldade na elaboração de balanços hídricos, encontra-se na estimativa do termo de drenagem, obtido a partir da equação de Darcy. Existem sérias dificuldades na aplicação da equação de Darcy, devido a erros cometidos na estimativa do gradiente de potencial e, principalmente, na escolha do valor da condutividade hidráulica.

#### **4.4.2- Evapotranspiração do feijão caupi em 2002 e em 2003: comparação entre os métodos do balanço hídrico e de energia – razão de Bowen**

Quando da comparação dos valores de evapotranspiração da cultura obtidos pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, as estimativas obtidas pelo método do balanço de energia – razão de Bowen serão consideradas padrões, tendo em vista esse método apresentar uma precisão acima de 90% quando comparada com as medidas obtidas em lisímetros (Pruegger et al., 1997).

Nas Figuras 32A e 32B são apresentados os dados da evapotranspiração da cultura do feijão caupi estimada pelos métodos do balanço hídrico (ET\_BH) e do balanço de energia - razão de Bowen (ET\_BE), durante o período de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003, respectivamente.

Observa-se para o período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 32A), que nos subperíodos 2, 8, 12 e 13 houve uma superestimativa da ET\_BH quando comparada a ET\_BE, sendo que nos subperíodos 1, 3, 4, 5, 6, 7, 9 e 11 os valores de ET\_BH foram menores que os valores de ET\_BE, enquanto que no subperíodo 10 houve uma igualdade dos valores de ET\_BH e ET\_BE.

Já para o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 32B), nota-se que nos subperíodos 1, 3, 5, 6, 7, 8, 9 e 10 ocorreram excelentes concordâncias entre os valores de ET\_BH e ET\_BE, sendo que no subperíodo 2 os valores de ET\_BH foram bem maiores que os valores de ET\_BE, enquanto que nos subperíodos 4 e 11, ocorreu o inverso, ou seja, os valores de ET\_BH foram menores que os valores de ET\_BE.

Tanto para o ano de 2002 quanto para o ano de 2003, os subperíodos em que os valores de ET\_BH foram maiores que os valores de ET\_BE foram aqueles que ocorreram os maiores eventos de precipitação pluviométrica, mostrando que o método do balanço hídrico ocasiona uma superestimativa da evapotranspiração da cultura nos subperíodos chuvosos, talvez devido a uma subestimativa dos valores de drenagem profunda nesses subperíodos. Além disso, essas maiores precipitações, deve ter causado uma subestimativa nos valores de evapotranspiração obtidos pelo método do balanço de energia - razão de Bowen, uma vez que esse método não funciona adequadamente em dias com grandes eventos de precipitação, devido aos problemas causados nos sensores que medem os gradientes de temperatura e, principalmente, de pressão de vapor.

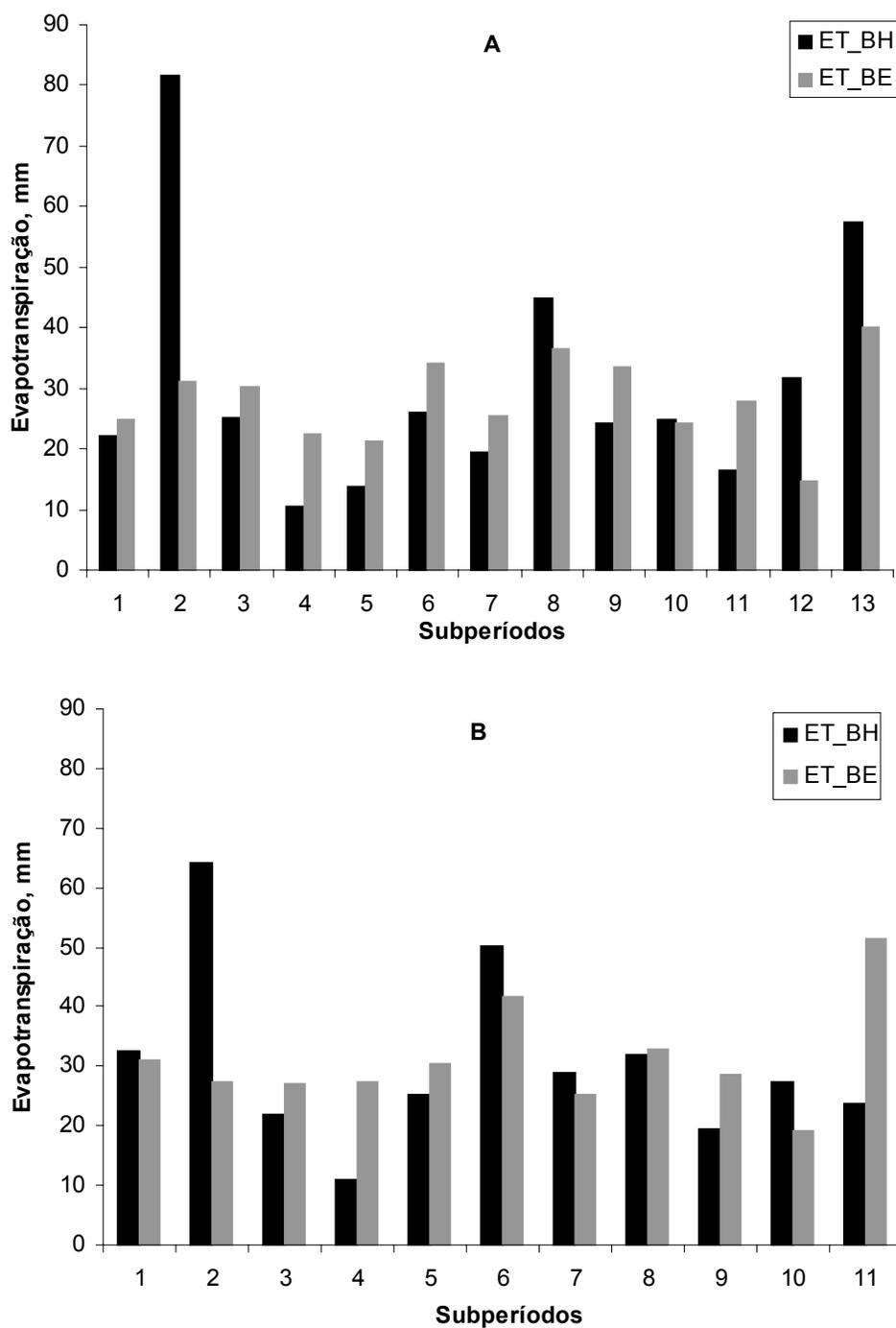


Figura 32- Evapotranspiração da cultura do feijão caupi durante os períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B) em Areia-PB, estimada pelos métodos do balanço hídrico (ET\_BH) e do balanço de energia - razão de Bowen (ET\_BE).

Ainda, com relação ao período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 32A), nota-se que o valor total da evapotranspiração da cultura do feijão caupi obtido pelo método do balanço hídrico (ET\_BH) foi de 398,3 mm, enquanto que o obtido pelo método do balanço de energia - razão de Bowen (ET\_BE) foi de 366 mm, com uma diferença entre eles de 32,3 mm. Os valores médios de ET\_BH e ET\_BE foram de 4,33 e 3,98 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, com uma diferença de 0,35 mm. Já para o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 32B), o valor total da evapotranspiração da cultura do feijão caupi obtido pelo método do balanço hídrico (ET\_BH) foi de 336,4 mm, enquanto que o obtido pelo método do balanço de energia - razão de Bowen (ET\_BE) foi de 330,4 mm, com uma diferença entre eles de apenas 6,0 mm. Os valores médios de ET\_BH e ET\_BE foram de 4,2 e 4,1 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, com uma diferença de 0,1 mm.

Azevedo et al. (2003) aplicaram o método do balanço hídrico e do balanço de energia –razão de Bowen num pomar de mangueira irrigado em Petrolina-PE, sendo que esses autores encontraram valores totais e médios de evapotranspiração de 555,1 mm e 4,4 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, pelo método do balanço hídrico, enquanto pelo método do balanço de energia os valores foram de 551,6 mm e 4,4 mm dia<sup>-1</sup>. Mastroilli et al. (1998) encontraram para a cultura do sorgo, cultivado durante um período de 29 dias, valores totais de evapotranspiração de 73 e 69 mm, obtidos pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, respectivamente. Malek & Bingham (1993a), também encontraram excelentes concordâncias entre os métodos do balanço hídrico e do balanço de energia – razão de Bowen, na determinação da evapotranspiração da alfafa.

Nas Figuras 33A e 33B, são apresentados os valores médios diários de ET\_BH e ET\_BE durante as diferentes fases fenológicas da cultura nos períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003, respectivamente.

Observa-se na Figura 33A que os valores de ET\_BH foram maiores que os valores de ET\_BE nas fases de emergência, maturidade fisiológica e senescência, enquanto que nas fases vegetativa e reprodutiva eles foram menores. Já na Figura 33B os valores de ET\_BH foram maiores dos que os valores de ET\_BE nas fases de emergência e maturidade fisiológica, enquanto que nas outras fases eles foram menores.

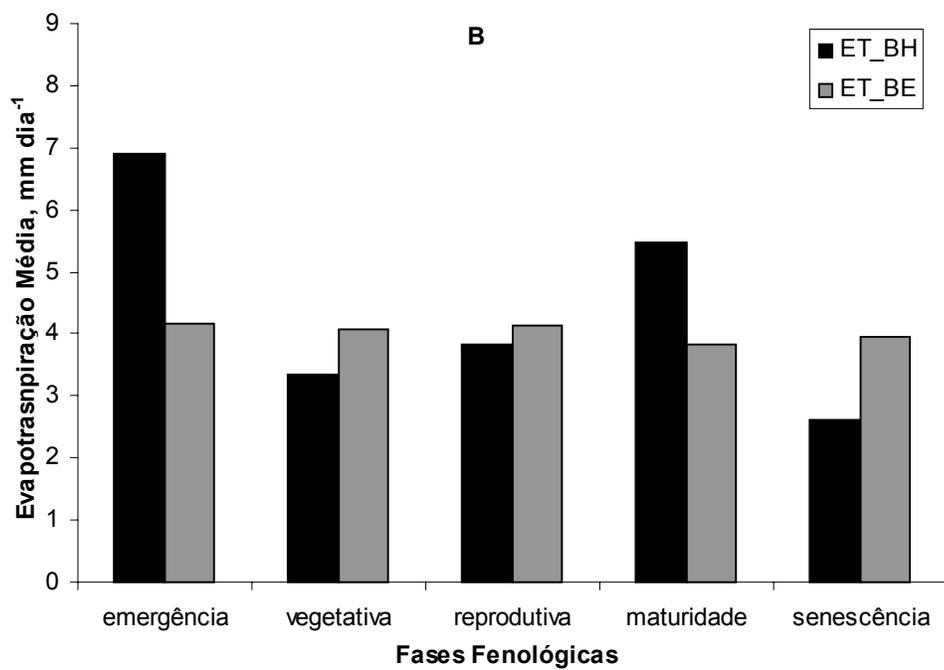
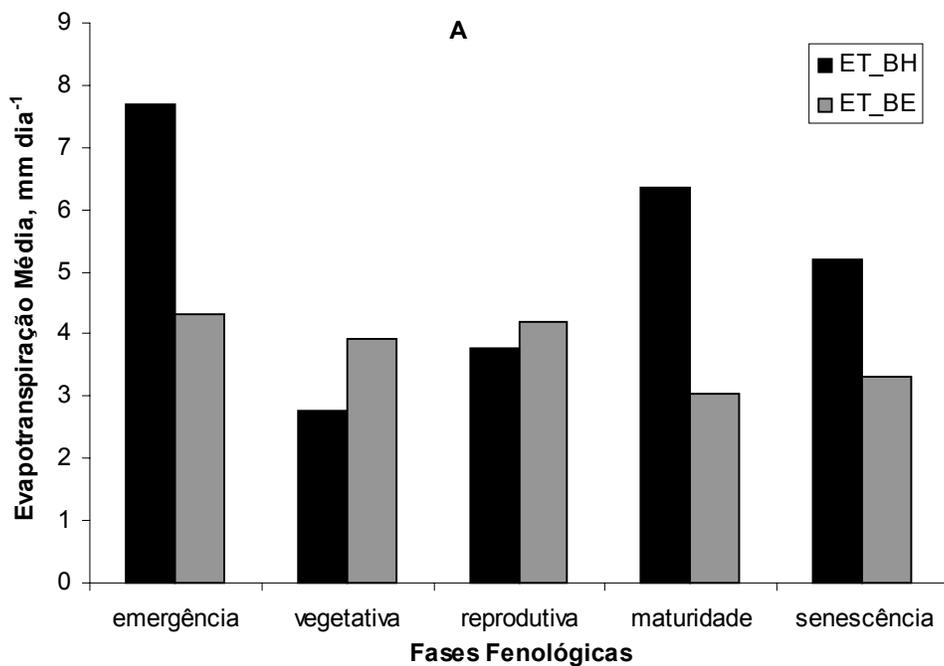


Figura 33- Evapotranspiração média diária da cultura do feijão caupi durante as diferentes fases fenológicas nos períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 (A) e de 11/03/2003 a 30/05/2003 (B), estimada pelos métodos do balanço hídrico (ET\_BH) e do balanço de energia - razão de Bowen (ET\_BE).

Durante o período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 33A) o valor de ET\_BH na fase de emergência foi de 7,68 mm dia<sup>-1</sup>, enquanto que o de ET\_BE foi de 4,31 mm dia<sup>-1</sup>, isso pode ser consequência da superestimativa dos valores de ET\_BH, devido as maiores precipitações ocorridas nesse período. Durante a fase vegetativa o valor médio de ET\_BH foi 2,78 mm dia<sup>-1</sup> e o de ET\_BE foi de 3,92 mm dia<sup>-1</sup>, com uma diferença de 1,14 mm. Essa diferença entre os valores de ET\_BH e ET\_BE caiu para 0,42 mm durante a fase reprodutiva, onde os valores de ET\_BH foram de 3,78 mm dia<sup>-1</sup> e os de ET\_BE foram de 4,20 mm dia<sup>-1</sup>. As diferenças entre os valores de ET\_BH e ET\_BE voltaram a aumentar nas fases de maturidade fisiológica e de senescência, com as diferenças sendo de 3,31 e 1,89 mm, respectivamente. Isso pode ser devido aos maiores valores de precipitação pluviométrica nessas fases, que como já foi dito, causou uma subestimativa da drenagem com uma consequente superestimativa da evapotranspiração pelo método do balanço hídrico.

Durante o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 33B), o valor elevado (6,90 mm dia<sup>-1</sup>) de ET\_BH na fase de emergência, deve ter sido, mais uma vez, consequência dos elevados valores de precipitação pluviométrica (111,20 mm) nessa fase, além da subestimativa dos valores de drenagem profunda, causando, consequentemente, uma superestimativa dos valores de ET\_BH. Do mesmo modo que no ano anterior, as melhores concordâncias entre ET\_BH e ET\_BE ocorreram nas fases vegetativa e reprodutiva, onde as diferenças entre ET\_BH e ET\_BE foram de -0,74 mm e -0,31 mm, respectivamente. Mais uma vez, como no ano anterior, as diferenças entre ET\_BH e ET\_BE aumentaram nas fases de maturidade fisiológica e de senescência.

Os valores médios diários para todas as fases fenológicas no período de 14/03/2002 a 14/06/2002 (Figura 33A) foram de 5,16 e 3,76 mm dia<sup>-1</sup>, para ET\_BH e ET\_BE, respectivamente, ou seja, uma diferença média de 1,4 mm. Já para o período de 11/03/2003 a 30/05/2003 (Figura 33B) foram de 4,43 e 4,03 mm dia<sup>-1</sup>, para ET\_BH e ET\_BE, respectivamente, ou seja, uma diferença média de 0,40 mm.

Azevedo et al. (2003) encontraram valores médios diários de 4,3 e 4,1 mm dia<sup>-1</sup>, obtidos pelos métodos do balanço de energia e do balanço hídrico, respectivamente.

Em termos gerais, o maior consumo de água, em média 4,3 e 3,8 mm dia<sup>-1</sup>, para os métodos do balanço hídrico e de do balanço de energia, respectivamente, ocorreu na fase de

floração e formação de vagens. Tais valores estão concordantes com os citados na literatura. Calvache et al. (1998) encontraram valores médios nessa fase de  $4,6 \text{ mm dia}^{-1}$ , obtidos pelo método do balanço hídrico. Segundo esses autores, isso ocorre devido ao fato de que a água é o meio de transporte dos fotossintatos da fonte (folhas e raízes) ao sumidouro (grãos) e, na época reprodutiva, essa atividade é máxima.

Pelos resultados obtidos nas Figuras 32 e 33, o método do balanço hídrico pode ser utilizado para a determinação da evapotranspiração do feijão caupi, sendo que poderá haver grandes melhorias nessas determinações, se houver estimativas mais precisas dos componentes do termo drenagem profunda, ou seja, dos gradientes de potencial total e da condutividade hidráulica do solo, principalmente para os períodos mais chuvosos.

#### **4.5- Relação ETR/ETo nos períodos cultivados de 2002 e 2003**

Neste tópico serão apresentados os resultados para os períodos cultivados com feijão caupi no ano de 2002 (13/03/2002 a 14/06/2002) e no ano de 2003 (11/03/2003 a 02/06/2003), da relação entre a evapotranspiração da cultura (ETR), obtida pelo método do balanço de energia - razão de Bowen e a evapotranspiração de referência (ETo), obtida pela equação de Penman-Monteith FAO (equação 141), além da relação entre a ETR e a evapotranspiração potencial, ETP, obtida pela equação 90.

Na Figura 34 são apresentados os dados do coeficiente de cultivo (kc) obtidos pela relação entre a ETR e a ETo e entre a ETR e a ETP para os períodos de solo cultivado com feijão caupi em 2002 e 2003, durante as diferentes fases de desenvolvimento da cultura, além dos valores de kc para o feijão comum reportados por Doorenbos & Kassam (1994).

Observa-se que a relação ETR/ETo, bem como a relação ETR/ETP, apresentou valores semelhantes para os anos de 2002 e de 2003 durante as diferentes fases de desenvolvimento do feijão caupi.

Quando se comparam esses valores com os de kc reportados por Doorenbos & Kassam (1994), se vê que a concordância durante a fase inicial da cultura, que vai da emergência até a cultura cobrir 10% do solo, não foi boa, uma vez que o valor da razão ETR/ETo foi de 1,01 e 1,05, enquanto que para a razão ETR/ETP foi de 0,78 e 0,79, para

os anos de 2002 e 2003, respectivamente, sendo que o valor de kc reportado por Doorenbos & Kassam (1994) nessa fase é de 0,4.

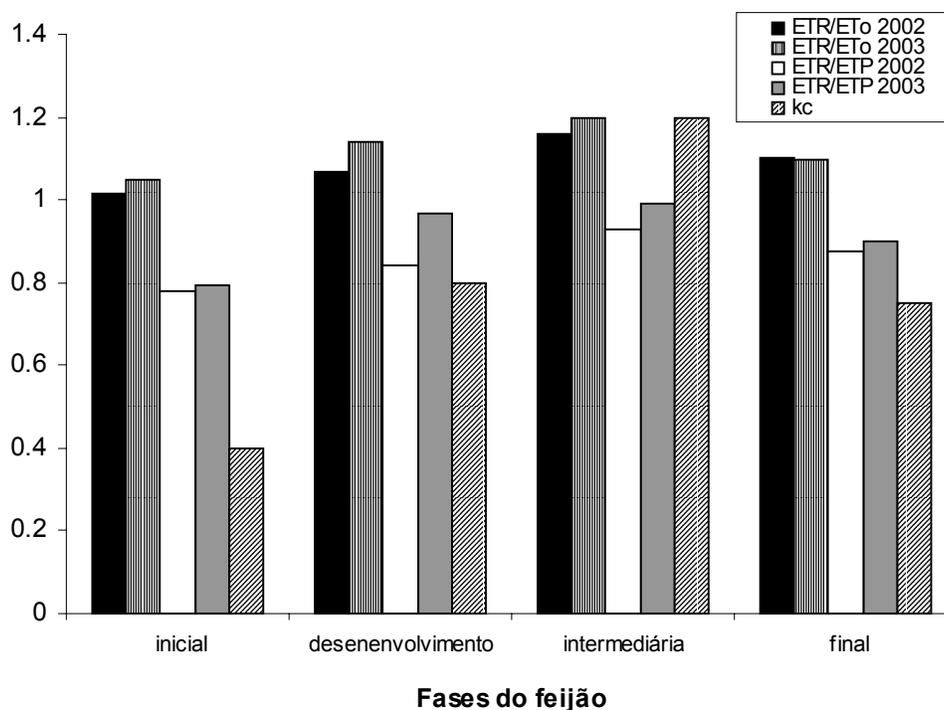


Figura 34- Relação entre a evapotranspiração da cultura (ETR) e a evapotranspiração de referência (ETo) e a evapotranspiração potencial (ETP), além dos valores médios do coeficiente de cultivo, kc, reportados por Doorenbos & Kassam (1994), durante as diferentes fases de desenvolvimento do feijão caupi.

Para a fase de desenvolvimento, que vai de 10% a 80% de cobertura do solo, a concordância já foi bem melhor, uma vez que os valores da razão ETR/ETo foram de 1,07 e 1,14 e os valores da razão ETR/ETP foram de 0,84 e 0,99, respectivamente, para os anos de 2002 e 2003, enquanto que o valor médio de kc nessa fase é de 0,8.

A melhor concordância entre os valores de ETR/ETo e os valores de kc reportados por Doorenbos & Kassam (1994), ocorreu na fase intermediária, que vai a partir de 80% de cobertura do solo até o início da maturação da cultura, já que os valores de ETR/ETo foram de 1,16 e 1,20, enquanto que os valores de ETR/ETP foram de 0,93 e 0,99, para os anos de 2002 e 2003, respectivamente, sendo que o valor de kc é de 1,20, ou seja, nessa fase os valores de ETR/ETo e kc foram iguais.

Na fase de desenvolvimento final, que vai do início da maturação até a colheita, a concordância entre os valores da razão ETR/ET<sub>o</sub> e os valores de kc não foi tão boa, uma vez que os valores da razão ETR/ET<sub>o</sub> foram de 1,10 e 1,10, para os anos de 2002 e de 2003, respectivamente, sendo que o valor de kc nessa fase é de 0,75. Já para a relação ETR/ETP a concordância foi bem melhor, já que os valores dessa relação foram de 0,88 e 0,90, nos anos de 2002 e 2003, respectivamente.

A maior discordância entre os valores da razão ETR/ET<sub>o</sub> e os valores de kc, durante a fase inicial, pode ter sido devido ao fato de que nessa fase, a maior parte da superfície do solo estava descoberta, e que tiveram chuvas constantes, fazendo com que ocorresse elevados valores de evapotranspiração. E também, porque nessa fase, devido o solo não estar completamente coberto pela cultura, há um aumento da rugosidade aerodinâmica, que faz com que ocorra um aumento da transferência de vapor d'água (Allen et al., 1998).

O kc na fase inicial depende do intervalo de tempo entre os eventos de umedecimento do solo, da magnitude desse evento e da demanda evaporativa da atmosfera, sendo que ele pode variar de 0,1 a 1,15 (Allen et al., 1998).

Observa-se ainda, que a razão ETR/ETP durante as fases de desenvolvimento e intermediária tiveram valores próximos da unidade, principalmente, para o ano de 2003, indicando que durante essas fases a resistência da superfície deve ter sido muito próxima de zero, já que no cálculo da ETP essa resistência é nula.

De uma maneira geral, apesar das discordâncias observadas, os valores da razão ETR/ET<sub>o</sub> seguiram a mesma tendência dos valores de kc, ou seja, começaram com valores menores, chegaram aos valores mais elevados na fase intermediária e declinaram na fase final.

#### **4.6- Potencial hídrico foliar e resistência estomática**

Neste tópico serão apresentados os resultados referentes ao potencial hídrico foliar e a resistência estomática, além das variáveis meteorológicas que guardam uma relação direta com esses parâmetros, do feijão caupi cultivado nos períodos de 13/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003.

#### 4.6.1- Potencial hídrico foliar e déficit de pressão de vapor do ar

Na Figura 35 são apresentados os dados da evolução do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e do déficit de pressão de vapor (DPV) no dia 08/05/2002 (57 dias após o plantio), sendo que a cultura se encontrava na fase reprodutiva. O déficit de pressão de vapor foi calculado das medições de temperatura e de umidade relativa do ar, obtidas no nível  $z_2$ , ou seja, 1,05 m acima do dossel foliar.

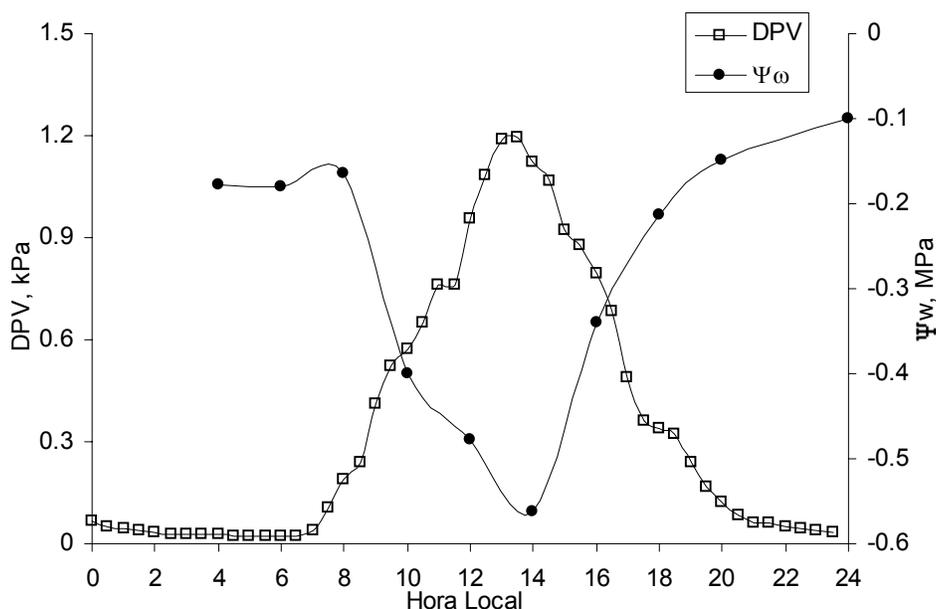


Figura 35– Evolução horária do déficit de pressão de vapor (DPV) e do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) do feijão caupi no dia 08/05/2002 em Areia-PB.

Observa-se que com a evolução do dia ocorre um aumento do DPV, chegando aos valores máximos (1,19 kPa) ao redor das 14:00 horas, sendo que a seguir ocorre uma diminuição de seus valores. Já os valores do  $\Psi_w$ , apresentam um decréscimo com a evolução do dia, chegando ao valor mínimo (-0,56 MPa) às 14:00 horas, para em seguida ocorrer um aumento dos seus valores

Na Figura 36 são apresentados os dados da evolução do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e do déficit de pressão de vapor (DPV) em dois dias do período de cultivo de 2003,

um dia que corresponde ao período de crescimento vegetativo (15/04/2003) e outro que corresponde ao período de maturidade fisiológica (28/05/2003).

Observa-se na Figura 36A (15/04/2003) que o DPV apresenta valores próximos de zero até as 07:30 horas do dia, quando começa a haver um acréscimo com a evolução do dia, chegando ao valor máximo as 14:00 horas (2,04 kPa), para em seguida começar um decréscimo dos seus valores, chegando novamente próximo de zero às 21:00 horas. Quanto maior for o DPV maior será a demanda evaporativa da atmosfera. O potencial hídrico ( $\Psi_w$ ) foliar apresenta comportamento inverso ao DPV, já que com a evolução do dia ocorre um decréscimo (valores mais negativos) do potencial hídrico foliar. Nesse dia o valor mínimo de potencial hídrico (-0,621 MPa) ocorreu às 10:00 horas, não coincidindo, portanto, com o maior valor do DPV.

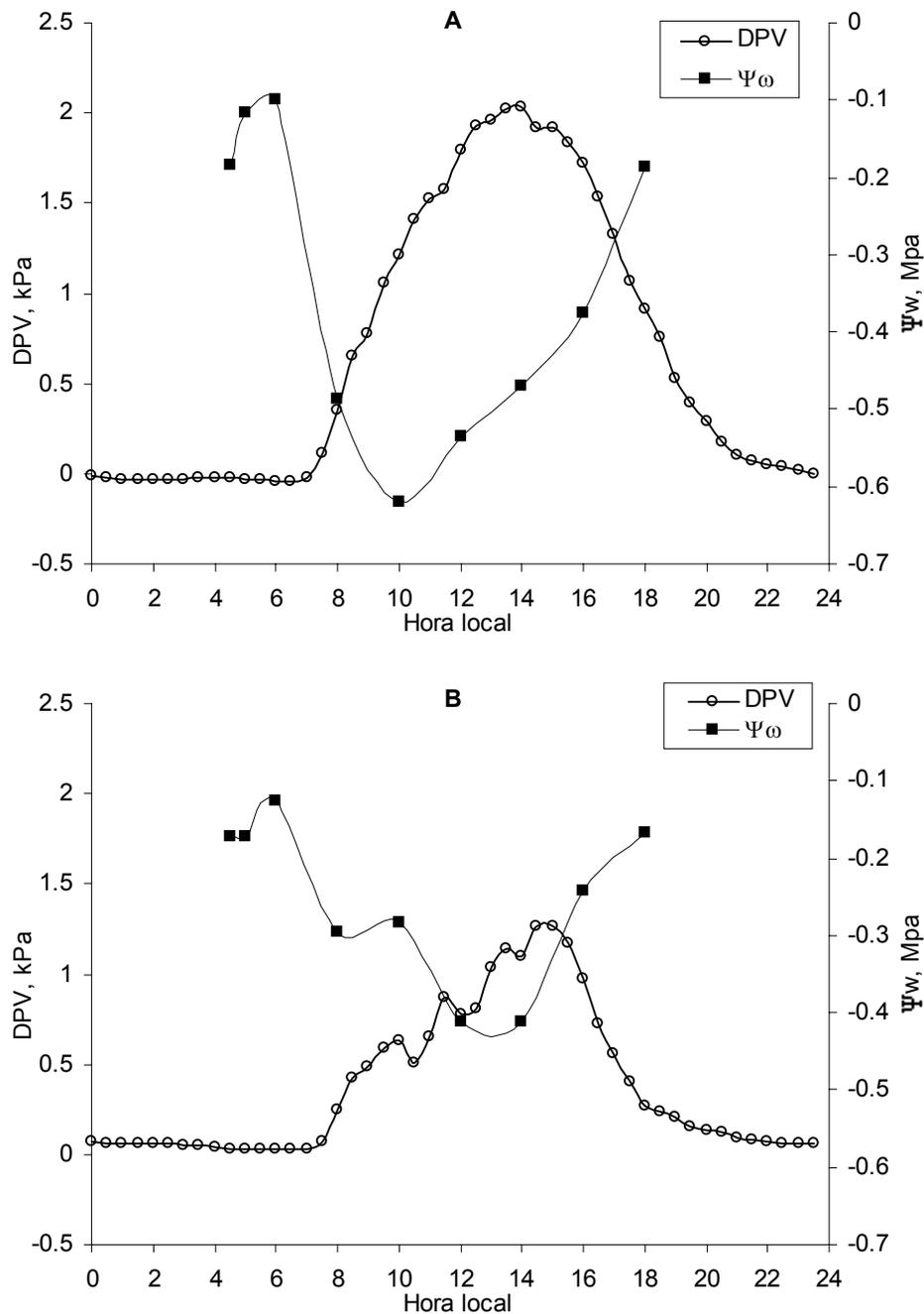


Figura 36– Evolução horária do déficit de pressão de vapor (DPV) e do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) do feijão caupi nos dias 15/04/2003 (A) e 29/05/2003 (B) em Areia-PB.

A Figura 36B apresenta os dados de DPV e de  $\Psi_w$  do dia 29/05/2003, sendo que nesse dia a cultura se encontrava no período de maturação fisiológica. Do mesmo modo que

o dia anterior o DPV apresenta um acréscimo dos seus valores com a evolução do dia, sendo que o maior valor foi de 1,26 kPa obtido às 14:30 horas, já o  $\Psi_w$  apresentou o menor valor (-0,413 MPa) às 14:00 horas, coincidindo com a hora do maior valor do DPV. Trabalhando com feijão caupi para as condições semi-áridas de Petrolina-PE, Lima Filho (2000) encontrou resultados semelhantes, onde os maiores valores de DPV (em torno de 3,8 kPa) ocorreram às 16:00 horas, enquanto que os valores mínimos de  $\Psi_w$  (-0,6 a -0,7 MPa) ocorreram às 14:00 horas.

Olufayo et al. (1993) comentaram que o decréscimo do  $\Psi_w$  nas horas mais quentes do dia é resultado do aumento da demanda evaporativa da atmosfera, o que foi confirmado nesse trabalho em virtude dos valores da evolução do DPV. Por outro lado, de acordo com Nogueira et al. (2000), os valores de  $\Psi_w$  podem variar de acordo com o estágio fenológico da cultura, da variedade, da disponibilidade hídrica do solo, do DPV e do horário em que o mesmo foi registrado.

As Figuras 35 e 36 confirmaram o modelo de evolução de potencial hídrico encontrado na literatura para a maioria das culturas (Olufayo et al., 1993; Bergonci et al., 2000; Lima Filho, 2000; Nogueira et al., 2000).

Pelos resultados apresentados nessas Figuras o feijão caupi demonstra ser uma planta de comportamento aniso-hídrico, ou seja, não mantém o potencial da água alto nos tecidos nas horas mais quentes do dia. O abaixamento do potencial da água nas horas mais quentes do dia reflete, na verdade, o efeito da deficiência hídrica no solo. Nestas condições, se a transpiração for elevada e maior do que a absorção de água pelo sistema radicular, desde as primeiras horas do dia, o potencial da água em plantas não irrigadas diminui, permanecendo em patamares baixos até o entardecer (Bergonci et al., 2000).

#### **4.6.2- Potencial hídrico foliar e resistência estomática**

Na Figura 37 é apresentada a evolução diária do potencial hídrico foliar e da resistência estomática ( $R_s$ ) do feijão caupi para o dia 16/05/2002.

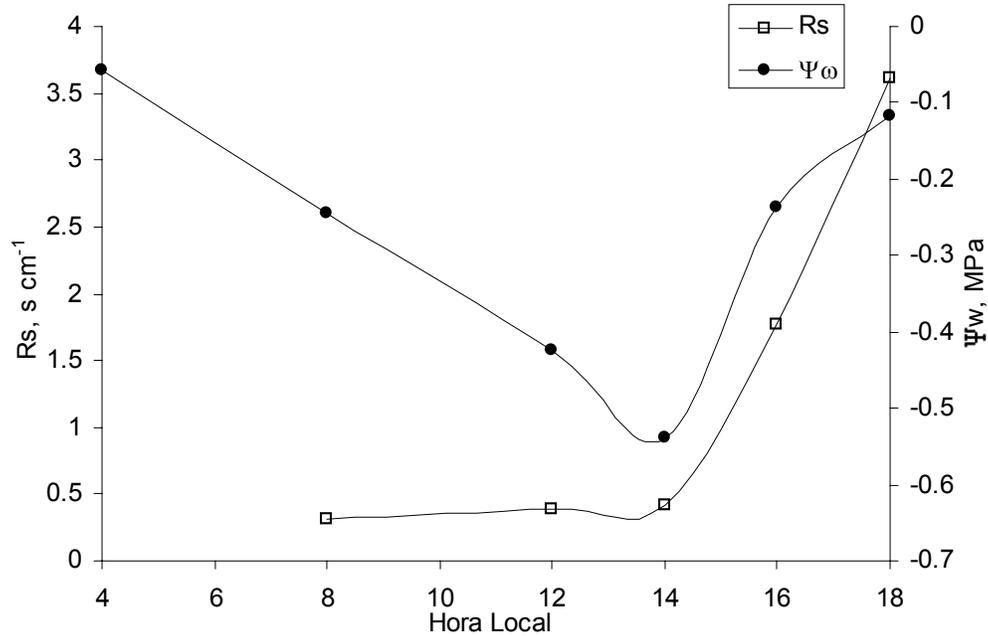


Figura 37- Evolução horária do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e da resistência estomática (Rs) em feijão caupi para o dia 16/05/2002 em Areia-PB.

Observa-se que até às 14:00 horas à medida que ocorre um aumento da resistência estomática (Rs) ocorre um decréscimo do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ), mas a partir das 16:00 horas, ocorre o inverso, ou seja, um aumento tanto da Rs como do  $\Psi_w$ .

Na Figura 38 é apresentada a evolução diária do potencial hídrico foliar e da resistência estomática (Rs) do feijão caupi para o dia 28/05/2003. Observa-se que até às 10:00 horas à medida que ocorre um aumento da resistência estomática (Rs) ocorre um decréscimo do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ), mas a partir das 12:00 horas, com uma diminuição da Rs continua a ocorrer o decréscimo do  $\Psi_w$ , sendo que das 14:00 às 16:00 horas ocorre o inverso, ou seja, um aumento tanto da Rs como do  $\Psi_w$ .

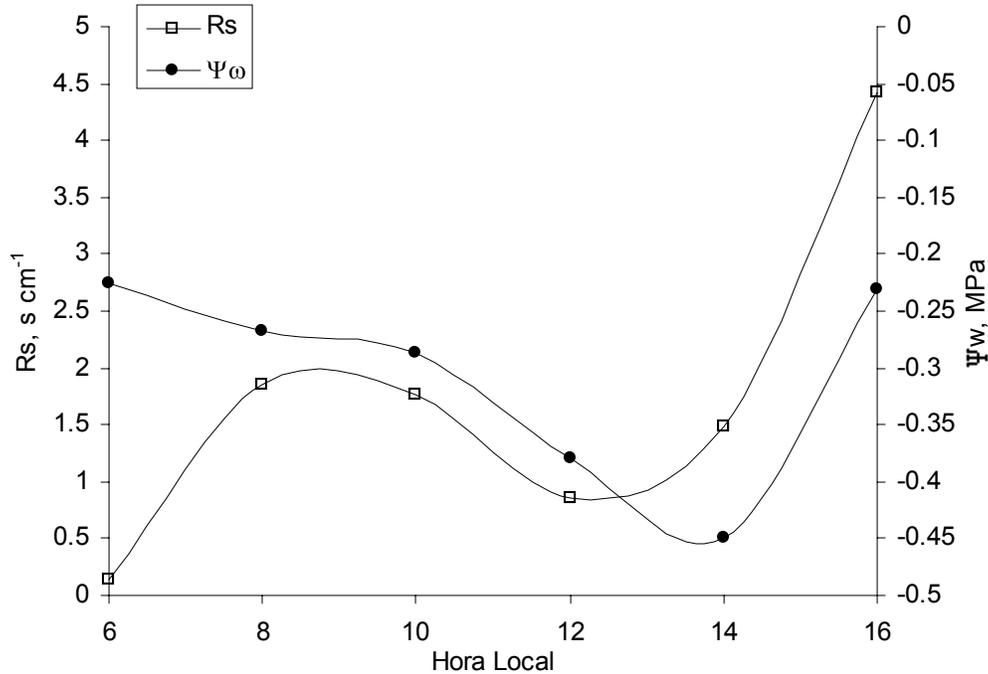


Figura 38- Evolução horária do potencial hídrico foliar ( $\Psi_w$ ) e da resistência estomática (Rs) em feijão caupi para o dia 28/05/2003 em Areia-PB.

Nogueira et al. (2000), trabalhando com acerola, encontraram que à medida que ocorria um aumento da Rs ocorria um decréscimo do  $\Psi_w$ , o mesmo comportamento foi encontrado para a cultura do milho e do feijão caupi por Lima Filho (2000). Ansley et al. (1992) não encontraram uma relação clara entre o potencial hídrico médio ao longo do dia e a condutância estomática (inverso da resistência). Para Reich & Hincley (1989), o controle estomático, ao amanhecer e ao entardecer, não é inerente à própria folha, mas depende de todos os processos envolvidos na dinâmica da água no sistema solo-planta.

O  $\Psi_w$  é uma medida do estado energético da água na planta. Uma elevação da Rs e conseqüente redução da transpiração podem promover um ligeiro aumento do  $\Psi_w$ , como ocorreu com os resultados obtidos nessa pesquisa às 16:00 horas. De acordo com Perez & Moraes (1991), muitas espécies herbáceas que não apresentam sistema radicular eficiente podem apresentar um  $\Psi_w$  mais elevado, em conseqüência de uma maior resistência estomática.

#### 4.6.3- Potencial hídrico foliar de base (Potencial de base)

Na Figura 39 são apresentados os dados da evolução do potencial de base ( $\Psi_b$ ), medidos às 4:30 horas, durante o período de 03/04/2003 a 30/05/2003. Observa-se que os maiores valores de  $\Psi_b$  (-0,06 e -0,07) ocorreram nos dias 17/04/2003 e 02/05/2003, enquanto que os menores valores (-0,28) ocorreram no dia 03/04/2003, sendo que o valor médio para todo o período estudado foi de  $-0,15 \pm 0,02$  MPa.

Os resultados da Figura 39 demonstraram, de acordo com Rana et al. (1997b), que a cultura durante todo o seu ciclo fenológico não experimentou estresse hídrico, já que de acordo com esses autores, que definiram classes de estresse hídrico para a cultura da soja baseado nas medições de potencial de base, para ocorrer estresse hídrico é necessário que o potencial de base seja menor do que  $-0,5$  MPa.

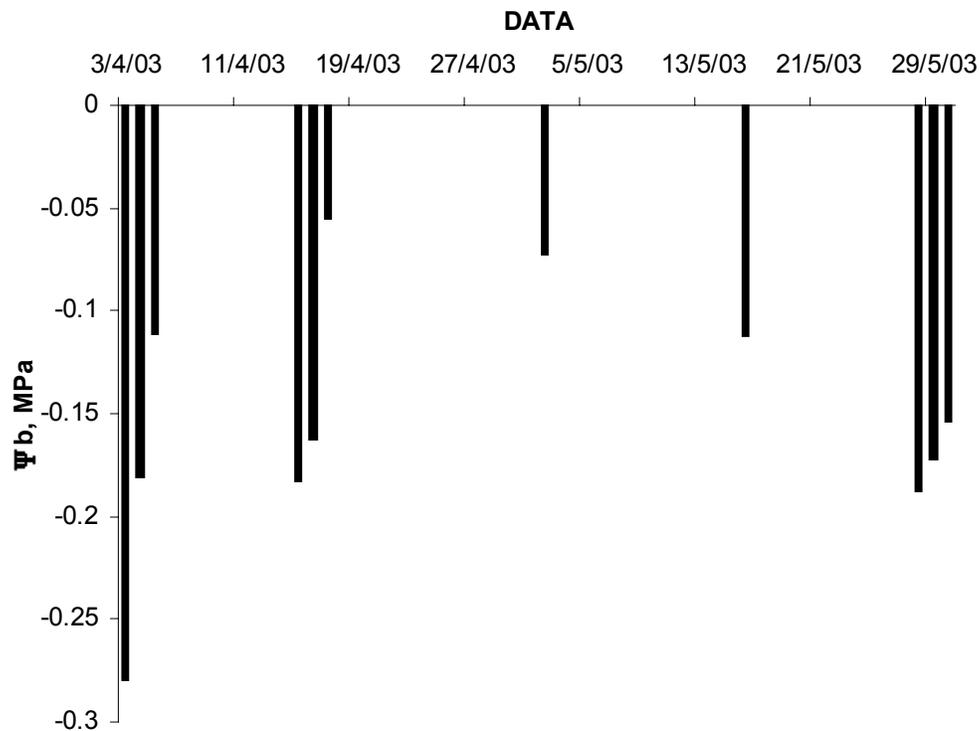


Figura 39- Evolução diária do potencial de base ( $\Psi_b$ ) em feijão caupi durante o período de 03/04/2003 a 30/05/2003 em Areia-PB.

#### 4.7- Produtividade, eficiência do uso de água e índice de colheita do feijão caupi

Neste tópico serão apresentados os resultados referentes à produtividade, à eficiência do uso de água e ao índice de colheita do feijão caupi cultivado nos períodos de 14/03/2002 a 14/06/2002 e de 11/03/2003 a 30/05/2003.

Na Tabela 5 são apresentados os dados da produtividade de grãos (MG), da eficiência do uso de água (EUA) e do índice de colheita (IC) do feijão caupi nos anos de 2002 e 2003.

Observa-se nesta tabela que a produtividade do feijão caupi em 2002 foi de 813,1 kg ha<sup>-1</sup> e em 2003 foi de 888,5 kg ha<sup>-1</sup>, com uma diferença de 75,4 kg ha<sup>-1</sup> entre os anos. Esses valores de produtividade do feijão caupi estão bem acima da média Nacional, que é de 303,5 kg ha<sup>-1</sup> (Levantamento Sistemático da Produção Agrícola, 1993-2001). Bernardo et al. (1996) encontraram valores de produtividade do feijão caupi de 548 kg ha<sup>-1</sup> e de 1014 kg ha<sup>-1</sup>, durante um período seco e um período chuvoso, respectivamente. Para as condições semi-áridas da Paraíba, Antonino et al. (2000) encontraram produtividades de 166 kg ha<sup>-1</sup>, enquanto que para as condições de Parnaíba-PI, sob irrigação, Andrade Júnior et al. (2002) encontraram produtividades médias variando de 937,1 a 2877,8 kg ha<sup>-1</sup>.

Tabela 5- Massas de grãos (MG), da planta (MP) e total (MT), eficiência do uso de água (EUA) e índice de colheita (IC) da cultura do feijão caupi nos anos de 2002 e 2003.

ANO	MG	MP <sup>1</sup>	MT	EUA <sup>2</sup>	EUA <sup>3</sup>	IC <sup>4</sup>
	-----kg ha <sup>-1</sup> -----			-----kg m <sup>-3</sup> -----		
2002	813,1			0,20	0,22	
2003	888,5	1673,5	2562,0	0,26	0,27	0,35

1- obtida da biomassa da parte aérea durante a colheita

2- obtida pela divisão entre MG e ET<sub>BH</sub>

3- obtida pela divisão entre MG e ET<sub>BE</sub>

4- obtido pela divisão entre MG e MT

A eficiência do uso de água (EUA), apresentou valores muito próximos quando se utilizou a evapotranspiração obtida pelos métodos do balanço hídrico (ET<sub>BH</sub>) e do balanço de energia (ET<sub>BE</sub>), tanto para o ano de 2002 (0,20 e 0,22 kg m<sup>-3</sup>) quanto para o ano de 2003 (0,26 e 0,27 kg m<sup>-3</sup>), demonstrando a boa concordância entre as metodologias

para a determinação da evapotranspiração da cultura. Esses valores de EUA estão um pouco abaixo daqueles recomendados por Doorenbos & Kassam (1994) para feijão phaseolus, cujos valores variam de 0,30-0,60 kg m<sup>-3</sup>. Andrade Júnior et al. (2002) encontraram valores de EUA, para feijão caupi irrigado, variando de 0,48 a 0,72 kg m<sup>-3</sup>, dependendo da lâmina de irrigação aplicada. Bernardo et al. (1996), encontraram valores de EUA de 0,32 e 0,43 kg m<sup>-3</sup>, para períodos secos e chuvosos, respectivamente. Já Antonino et al. (2000) encontraram um dos mais baixos valores de EUA encontrados na literatura, cujo valor foi de 0,08 kg m<sup>-3</sup>, enquanto que Calvache et al. (1998) encontraram valores de EUA, para a cultura do feijão phaseolus, variando de 0,46 a 0,75 kg m<sup>-3</sup>. Essas discrepâncias entre os valores de EUA encontrados nos vários trabalhos podem ser em virtude da densidade de plantas, além da quantidade de água evapotranspirada, bem como do regime de plantio (sequeiro ou irrigado). Como exemplo, nesse trabalho a densidade de plantas foi de 40.000 plantas ha<sup>-1</sup> e o feijão caupi foi cultivado em condições de sequeiro, enquanto que no trabalho de Andrade Júnior et al. (2002), a densidade de plantas foi de 62.500 plantas ha<sup>-1</sup>, sendo o feijão cultivado em condições irrigadas.

O índice de colheita (IC), que indica quanto da biomassa total foi usada para a produção de grãos, teve um valor de 0,35 no ano de 2003, o qual está um pouco abaixo da maioria dos trabalhos encontrados na literatura, sendo que Antonino et al. (2000) nas condições semi-áridas de Coxixola-PB, encontraram um valor de IC para feijão caupi de 0,30, devido ao déficit hídrico observado durante o experimento. Em condições de ótima disponibilidade hídrica do solo, Araújo et al. (2000) encontraram IC para feijão comum variando de 0,40-0,51, enquanto que Alves et al. (2001) encontraram valores de IC variando de 0,40-0,46, com um valor médio de 0,42.

Esse valor de IC um pouco abaixo dos encontrados na literatura indica que pode ter havido uma maior produção de folhas e caule em detrimento da produção de grãos.

#### **4.8- Balanço de Energia - Solo sem vegetação**

Neste tópico serão apresentados os resultados dos componentes do balanço de energia, sendo que os fluxos de calor latente e de calor sensível foram determinados pelo método da razão de Bowen, referentes ao solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a

01/03/2002. Esse período foi escolhido, devido ao fato do solo se encontrar inicialmente em processo de umedecimento, para em seguida ocorrer o processo de secamento, como pode ser visto da Figura 40, que mostra a precipitação pluviométrica e a umidade do solo na camada de 0-5 cm, durante o período de estudo.

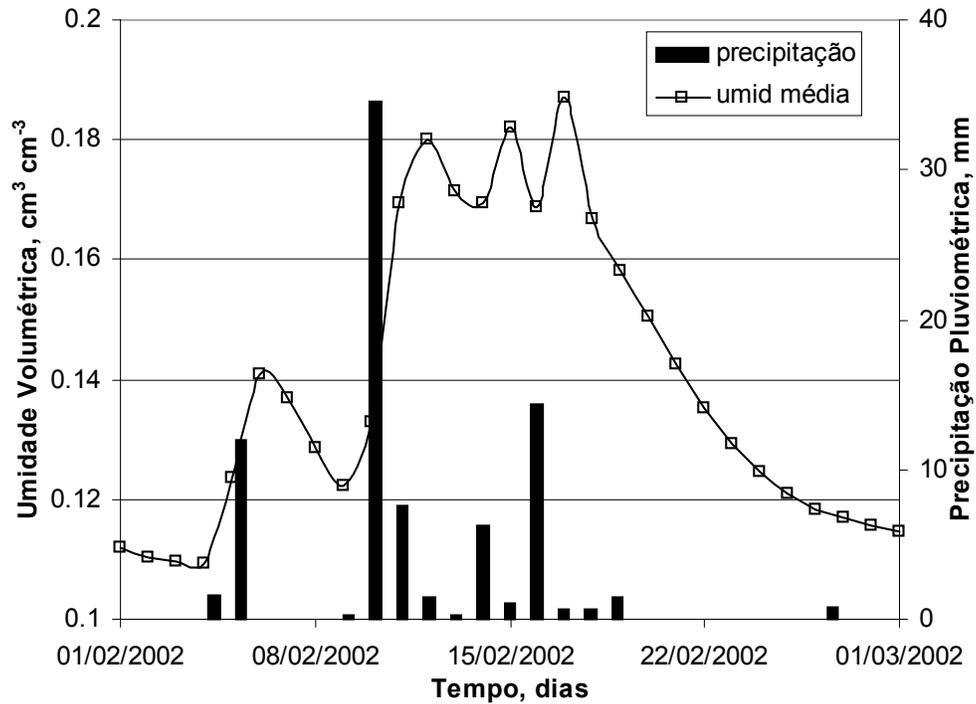


Figura 40- Umidade volumétrica do solo (medida a 5 cm de profundidade) e precipitação pluviométrica durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002, em Areia-PB.

#### 4.8.1- Variação diária e horária dos componentes do balanço de energia para o solo sem vegetação

A variação diária da razão entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e a radiação solar global ( $R_g$ ), além da razão entre a radiação líquida e os fluxos de calor latente ( $LE$ ), sensível ( $H$ ) e no solo ( $G$ ), é apresentada na Figura 41. Observa-se que a razão  $R_n/R_g$ , que indica a quantidade de radiação global que é transformada em energia disponível ao sistema solo-atmosfera, apresentou-se de uma forma quase que constante durante os 28 dias de estudo. O valor médio dessa razão foi de  $0,73 \pm 0,03$ , ou seja, de toda radiação solar global que

chegou na superfície do solo nesse período, 73% ficaram disponíveis ao sistema. As maiores variações dessa razão ocorreram no período de chuvas, ou seja, no período de umedecimento do solo, sendo que a partir do dia 19/02/2002, período de secamento do solo (Figura 43), ocorreu uma estabilização dos valores dessa razão em torno de 0,71.

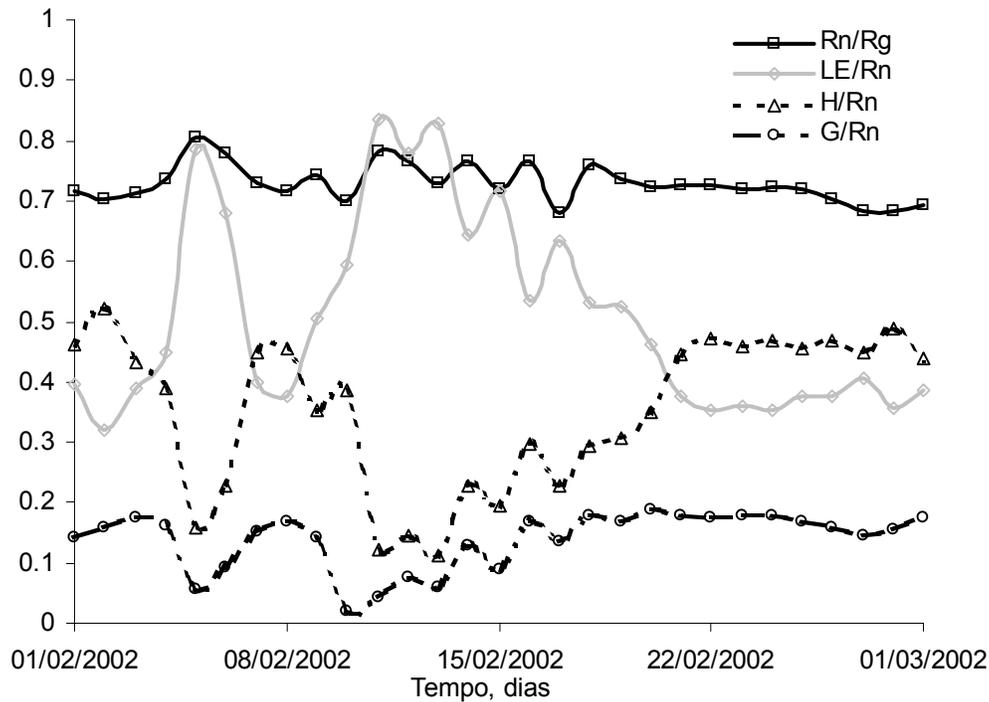


Figura 41- Variação diária da razão entre a radiação líquida (Rn) e a radiação solar global (Rg), e entre a radiação líquida e os fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e no solo (G), em solo sem vegetação, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.

A razão LE/Rn, que indica quanto da radiação líquida é usada no processo de evaporação da água do solo, teve um valor médio de  $0,51 \pm 0,16$ , sendo que ocorreu uma variação dessa razão à medida que ocorria uma variação do conteúdo de água no solo, com os maiores valores (em torno de 0,83) ocorrendo nos dias 11/02/2002 e 13/02/2002, ou seja, no período de chuvas intensas e umidade do solo elevada (Figura 40). A partir do dia 18/02/2002 começa a haver um declínio dessa razão, devido ao processo de secamento do solo, passando de um valor de 0,53 para um valor de 0,38 no final do período. A razão

H/Rn, que diz quanto da radiação líquida é utilizada no aquecimento do ar (fluxo de calor sensível) apresentou um valor médio de  $0,35 \pm 0,13$ , onde de modo contrário à razão LE/Rn, os maiores valores da razão H/Rn foram encontrados no período de solo seco, sendo que a partir do dia 20/02/2002 ocorreu uma elevação e uma estabilização desses valores em torno de 0,44. A razão G/Rn, a qual indica a quantidade de radiação líquida que vai ser usada para o aquecimento do solo, apresentou comportamento semelhante a razão H/Rn, com um valor médio de  $0,14 \pm 0,05$ .

A variação diária dos componentes do balanço de energia e da radiação global na superfície do solo sem vegetação é apresentada na Figura 42. Observa-se que as variações do fluxo de calor latente (LE) seguem as variações da radiação líquida (Rn), e estas seguem as variações da radiação global (Rg), durante todo o período de estudo. Nota-se, ainda, que os valores de Rg variaram entre 25,49 e 8,83 MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> com um valor médio de  $19,63 \pm 3,63$  MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, os valores da Rn variaram entre 17,78 e 6,45 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> com um valor médio de  $14,25 \pm 2,37$  MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, enquanto os valores de LE variaram entre 11,02 e 4,73 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> com um valor médio de  $6,97 \pm 1,73$  MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>. Os maiores valores de LE (9,20 a 11,02 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) ocorreram nos períodos em que o conteúdo de água no solo era mais elevado.

Observa-se, ainda na Figura 42, que os valores do fluxo de calor sensível (H) variaram entre 8,33 e 0,72 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> com um valor médio de  $5,22 \pm 2,24$  MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, enquanto que os valores do fluxo de calor no solo (G) variaram entre 3,2 e 0,2 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> com um valor médio de  $2,06 \pm 0,85$  MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>. O fluxo de calor sensível (H) apresentou seus valores mais elevados (6,11 a 8,33 MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>) no início e no fim do período de estudo, ou seja, período em que o solo se encontrava com um menor conteúdo de água. O mesmo comportamento apresenta o fluxo de calor no solo (G).

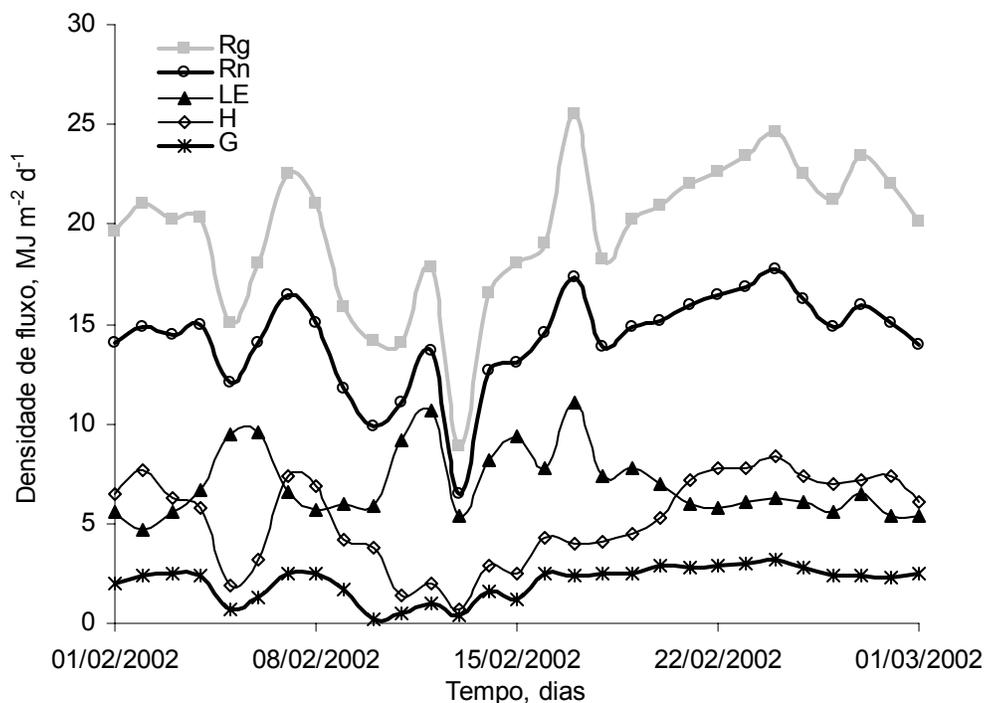


Figura 42- Variação diária da radiação global (Rg), da radiação líquida (Rn), do fluxo de calor latente (LE), do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor no solo (G), em solo sem vegetação, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.

A variação horária dos componentes do balanço de energia na superfície do solo sem vegetação é apresentada na Figura 43. No dia 02/02/2002 a maior parcela da energia disponível ( $R_n - G$ ), 62%, foi usada como fluxo de calor sensível (H), restando 38% da energia disponível para o fluxo de calor latente (LE). No dia 07/02/2002 o H ainda consumiu a maior parcela da radiação disponível, só que esta parcela já caiu para 53%, fazendo com que a parcela utilizada por LE aumentasse para 47%. Já no dia 12/02/2002 o fluxo de calor latente (LE) passou a consumir a maior parte da energia disponível (84%), restando 16% para o fluxo de calor sensível (H), enquanto que no dia 24/02/2002 a maior parcela da radiação disponível (57%) foi utilizada como fluxo de calor sensível.

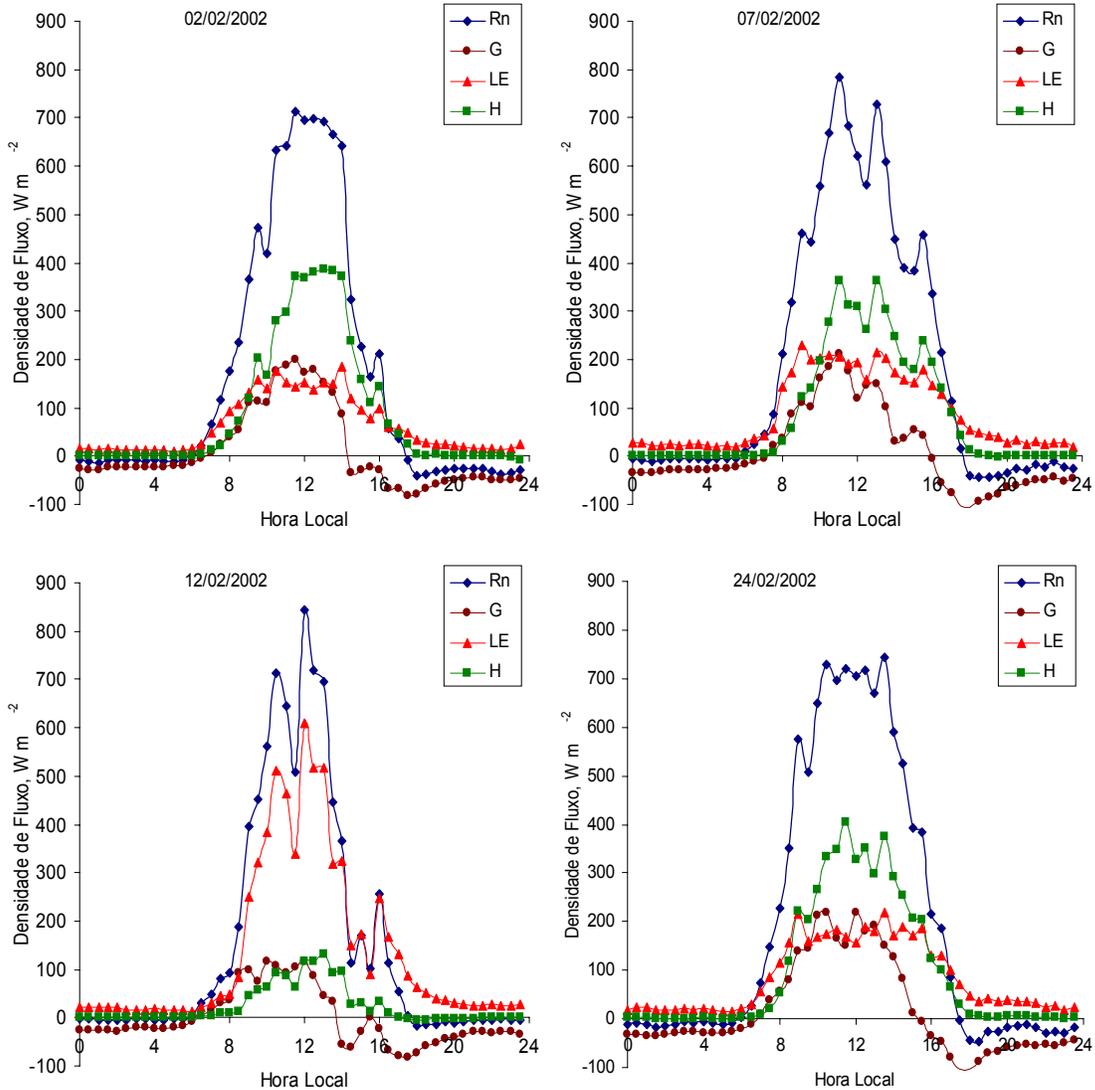


Figura 43– Variação horária dos componentes do balanço de energia para um solo sem vegetação nos dias 02/02/2002, 07/02/2002, 12/02/2002 e 24/02/2002, em Areia-PB.

Observando-se as Figuras 41, 42 e 43, juntamente com a Figura 40, vê-se que elas ilustram muito bem os processos que ocorrem na superfície do solo, já que quanto maior o conteúdo de água no solo maior a quantidade de energia utilizada no processo de evaporação. Contudo, quando começa a ocorrer a secagem do solo, a maior parte da energia disponível começa a ser usada no processo de aquecimento do ar.

#### 4.8.2- Evaporação do solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a 01/03/2002

Neste tópico serão apresentados os dados referentes aos valores da evaporação do solo sem vegetação, obtidos pelo método da razão de Bowen durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002.

Na Figura 44 são apresentados os dados da evaporação e da umidade volumétrica (medida a 5 cm de profundidade) do solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002. Observa-se que quanto maior o conteúdo de água no solo maior será a evaporação, e à medida que ocorre o secamento do solo ocorre uma redução da evaporação. Esse comportamento da evaporação da água do solo pode ser explicado pelo fato de que na ausência de chuvas ou irrigação, a taxa de evaporação na superfície do solo ser reduzida acentuadamente pela formação de uma camada de solo seco que atua semelhantemente a uma cobertura morta (Bergamaschi et al., 1988). Gash et al. (1997) analisando a evaporação do solo durante o experimento HAPEX-Sahel, também, encontraram que os maiores valores de evaporação do solo ocorreram logo após os eventos de chuva.

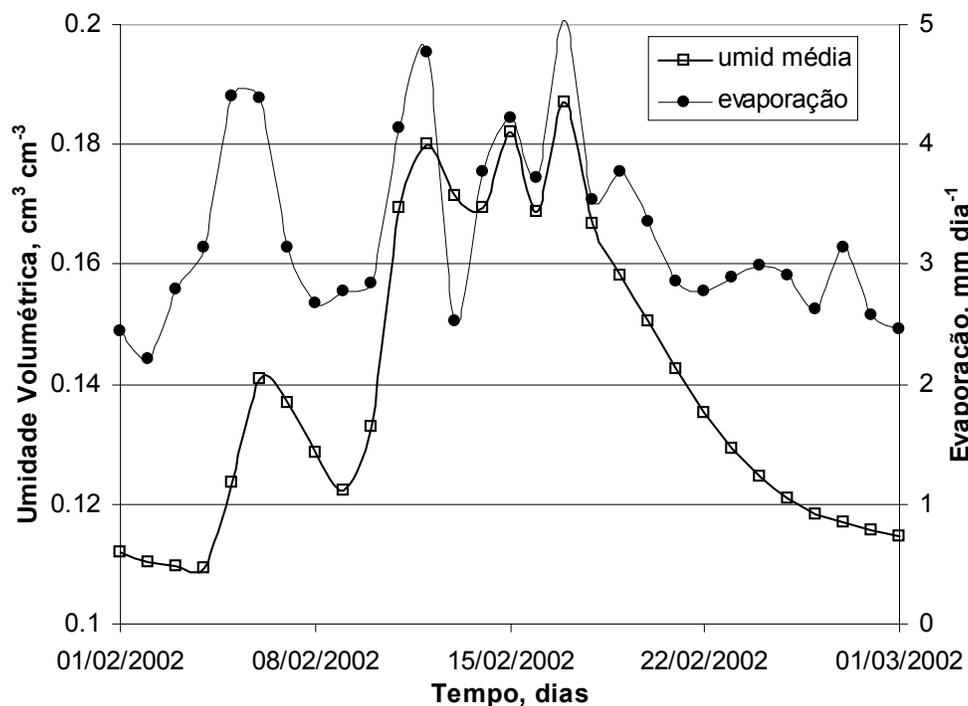


Figura 44- Evaporação e umidade de um solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.

Na Figura 45 são apresentados os valores acumulados da precipitação pluviométrica e da evaporação do solo obtido pelo método da razão de Bowen. Observa-se que a precipitação pluviométrica acumulada foi cerca de 12,0 mm menor que a evaporação acumulada, no final do período estudado, sendo que na maior parte dos 28 dias estudados os valores acumulados de precipitação pluviométrica foram maiores que os de evaporação do solo.

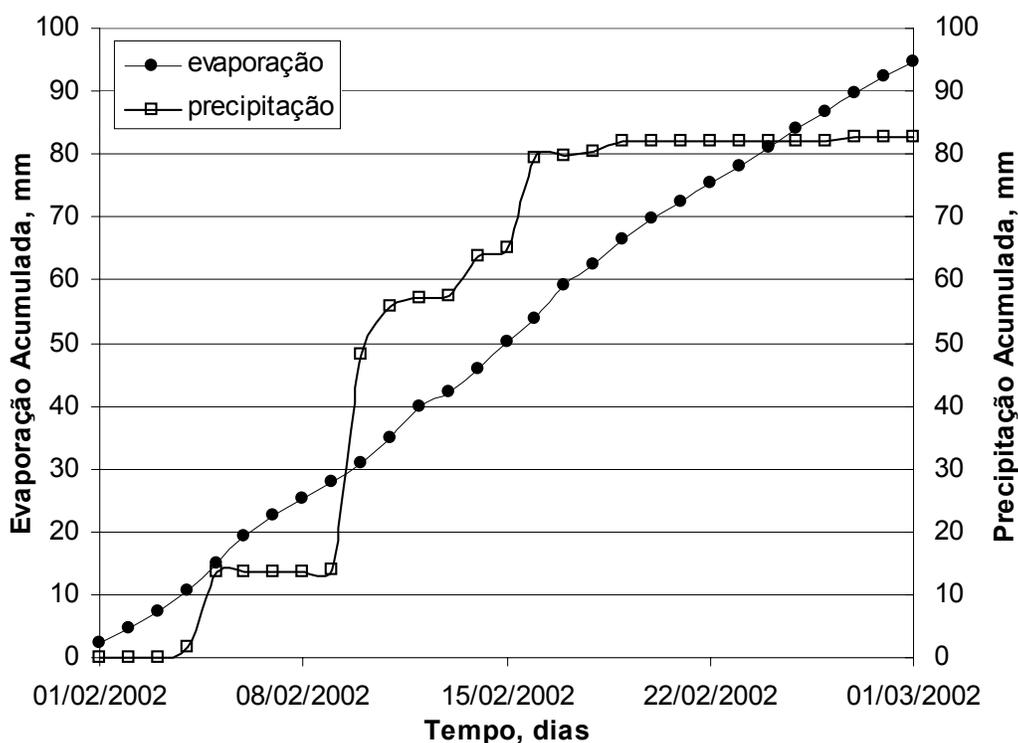


Figura 45- Precipitação pluviométrica e evaporação do solo acumulada durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002.

O valor total da evaporação do solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a 01/03/2002 foi de 94,85 mm, enquanto que o valor médio foi de 3,27 mm dia<sup>-1</sup>.

Plauborg (1995) trabalhando num solo arenoso de clima temperado (Dinamarca) encontraram valores médios de evaporação do solo de 2,0 mm. Enquanto que para as condições semi-áridas da Paraíba, Antonino et al. (2000), encontraram valores médios de evaporação do solo de 1,57 mm dia<sup>-1</sup>. Essa diferença dos valores de evaporação do solo encontrados no presente trabalho e entre aqueles dos de Antonino et al. (2000) pode ser

devido a dois fatores: primeiro, as condições de umidade do solo foram diferentes, sendo que no presente trabalho não ocorreu restrição hídrica no solo, enquanto no de Antonino et al. (2000) ocorreu; segundo, os valores de evaporação do solo foram obtidos por metodologias diferentes, enquanto nesse trabalho empregou-se o método do balanço de energia - razão de Bowen, no de Antonino et al. (2000) utilizou-se o método do balanço hídrico.

Wallace & Holwill (1997) utilizaram o método do balanço de energia – razão de Bowen nas condições semi-áridas do Níger e encontraram valores de evaporação do solo nu entre 3,0 e 4,0 mm dia<sup>-1</sup>, logo após a superfície do solo ser umedecida pela precipitação pluviométrica, confirmando os resultados obtidos neste trabalho.

#### **4.8.3- Relação ER/ET<sub>o</sub> no período de 01/02/2002 a 01/03/2002**

Neste tópico serão apresentados os resultados da razão entre a evaporação do solo sem vegetação (ER), obtida pelo método do balanço de energia - razão de Bowen, e a evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>), obtidos pela equação de Penman-Monteith FAO (equação 141), além da razão entre a ER e a evaporação potencial, ETP, obtida pela equação 90. Os resultados da razão ER/ET<sub>o</sub> e da razão ER/ETP são apresentados na Figura 46

Observa-se na Figura 46 que os maiores valores de ER/ET<sub>o</sub> e de ER/ETP ocorrem logo após os eventos de precipitação pluviométrica, sendo que em alguns dias os valores da razão ER/ET<sub>o</sub> ultrapassam a unidade. Isso ocorreu em virtude de se usar uma resistência da cultura de 70 s m<sup>-1</sup> na equação 141, e como a condição era de solo sem vegetação, fez com que os valores de ET<sub>o</sub> fossem um pouco menores.

Nota-se, ainda, que à medida que vai ocorrendo o secamento do solo ocorre uma diminuição da razão ER/ET<sub>o</sub> e da razão ER/ETP, chegando a valores de 0,46 e 0,33, respectivamente.

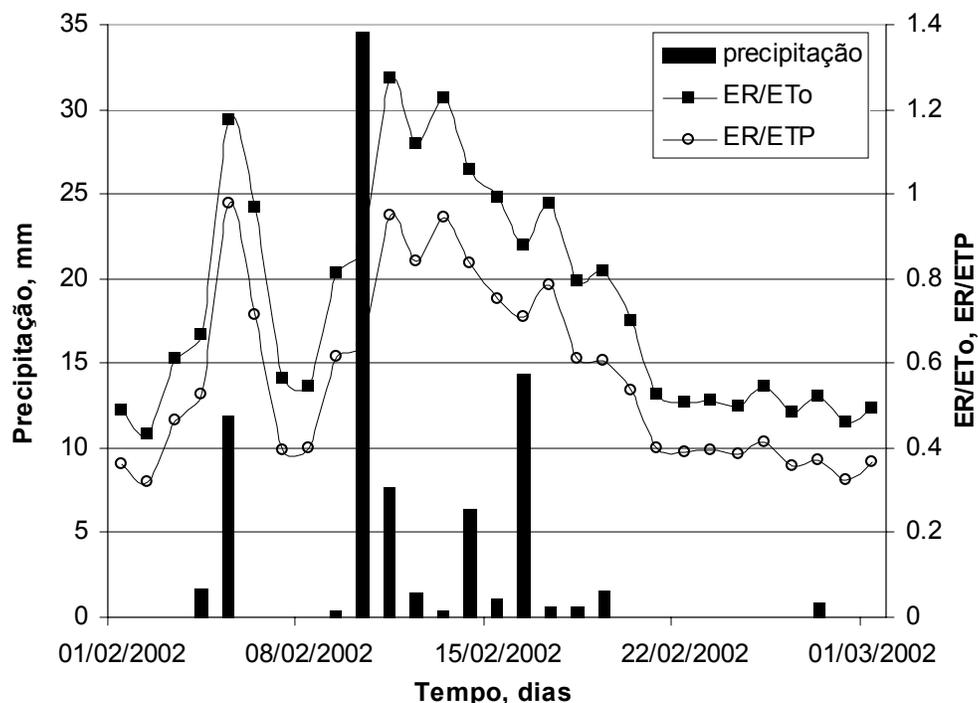


Figura 46- Precipitação pluviométrica e razão entre a evaporação do solo sem vegetação, ER, e a evapotranspiração de referência, ETo, e a evaporação potencial, ETP, durante o período de 01/02/2003 a 01/03/2003.

Isso acontece devido ao fato de que a secagem da camada superficial de um solo, em condições naturais, segundo Idso et al. (1974) passa por três fases: 1) a primeira fase corresponde à evaporação potencial, a partir de um solo úmido, e a evaporação é, então, controlada pelas condições climáticas; 2) a segunda fase refere-se a um estado mais seco da superfície e a taxa de evaporação é, em parte, controlada pelo solo, em função da sua capacidade de conduzir a água das camadas mais profundas para a superfície; 3) a terceira fase diz respeito a um estado muito seco da superfície e o regime de evaporação é controlado pelos mecanismos de transferência de vapor e de adsorção no seio da matriz sólida do solo. Um solo bastante condutor pode atingir a terceira fase em três ou quatro dias, enquanto que um menos condutor pode passar mais de sete dias na primeira fase (Antonino, 1992).

#### **4.9- Balanço hídrico – Solo sem vegetação**

Neste tópico serão apresentados os resultados dos componentes do balanço hídrico para o solo sem vegetação, durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB. Além disso, serão apresentados os resultados das comparações entre os valores de evaporação do solo obtidos pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia - razão de Bowen.

##### **4.9.1- Componentes do Balanço Hídrico durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002**

O balanço hídrico foi efetuado considerando-se o perfil de solo de 0-60 cm, sendo os 28 dias estudados divididos em 3 subperíodos, sendo 2 subperíodos com 11 dias e 1 subperíodo com 6. Isso ocorreu devido ao fato de haver algumas lacunas nos dados de umidade volumétrica e de potencial total do solo.

Os componentes do balanço hídrico para o solo sem vegetação são apresentados na Figura 47. Observa-se que a precipitação pluviométrica (PRE) teve um valor de 57,3 mm no subperíodo 1, ocorrendo um declínio no subperíodo 2 (22,6 mm), sendo que no subperíodo 3 praticamente não houve precipitação (2,9 mm). Esta distribuição da precipitação pluviométrica caracterizou um período de umedecimento seguindo de um período de secamento do solo.

A variação do armazenamento de água no perfil de solo (VARM) seguiu as variações da precipitação pluviométrica, sendo que no subperíodo 1 ocorreram as maiores acumulações de água no solo, para nos subperíodos seguintes, devido a pouca precipitação pluviométrica, ocorrer perdas de água. Esse mesmo comportamento foi observado para um solo sem vegetação por Antonino et al. (2000).

As perdas de água por drenagem profunda (DRE) apresentaram valores pequenos, sendo seu valor total de -0,36 mm.

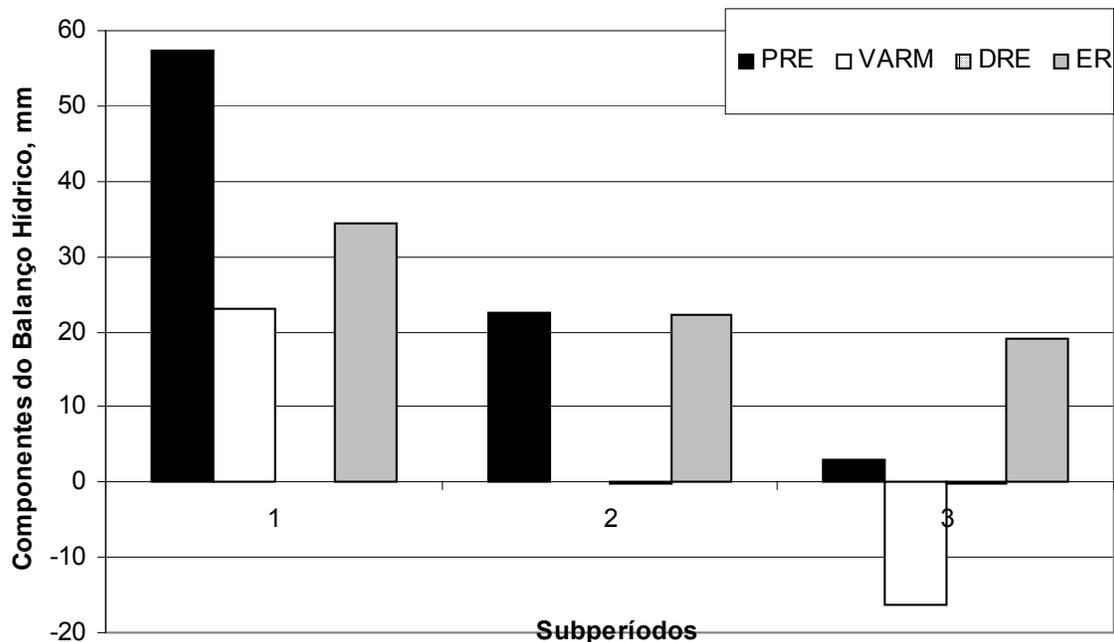


Figura 47- Componentes do balanço hídrico para o solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002 em Areia-PB.

A evaporação do solo sem vegetação (ER) teve seus valores mais elevados nos subperíodos 1 e 2, com 34,3 e 22,4 mm, respectivamente, com um valor total de 75,6 mm e um valor médio de  $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$ . Antonino et al. (2000) encontraram comportamento semelhante onde os maiores valores de evaporação do solo foram encontrados nos períodos de maiores precipitações. Esses mesmos autores encontraram valores totais e médios de evaporação do solo, durante um período de 120 dias, de 184,4 mm e  $1,57 \text{ mm dia}^{-1}$ , respectivamente.

#### 4.9.2- Evaporação do solo sem vegetação no período de 01/02/2002 a 01/03/2002: comparação entre os métodos do balanço hídrico e de energia – razão de Bowen

Do mesmo modo que foi feito para o solo cultivado, o método do balanço de energia – razão de Bowen será considerado como o método padrão para a estimativa da evaporação do solo sem vegetação.

Na Figura 48 é apresentada uma comparação entre os valores de evaporação do solo sem vegetação, obtidos pelos métodos do balanço hídrico (ER\_BH) e do balanço de energia – razão de Bowen (ER\_BE). Observa-se que, independentemente do método usado, a evaporação do solo sem vegetação chega aos valores mais elevados nos subperíodos 1 e 2, para ocorrer um declínio no subperíodo 3, ou seja, os valores de evaporação do solo sem vegetação são maiores nos subperíodos mais chuvosos.

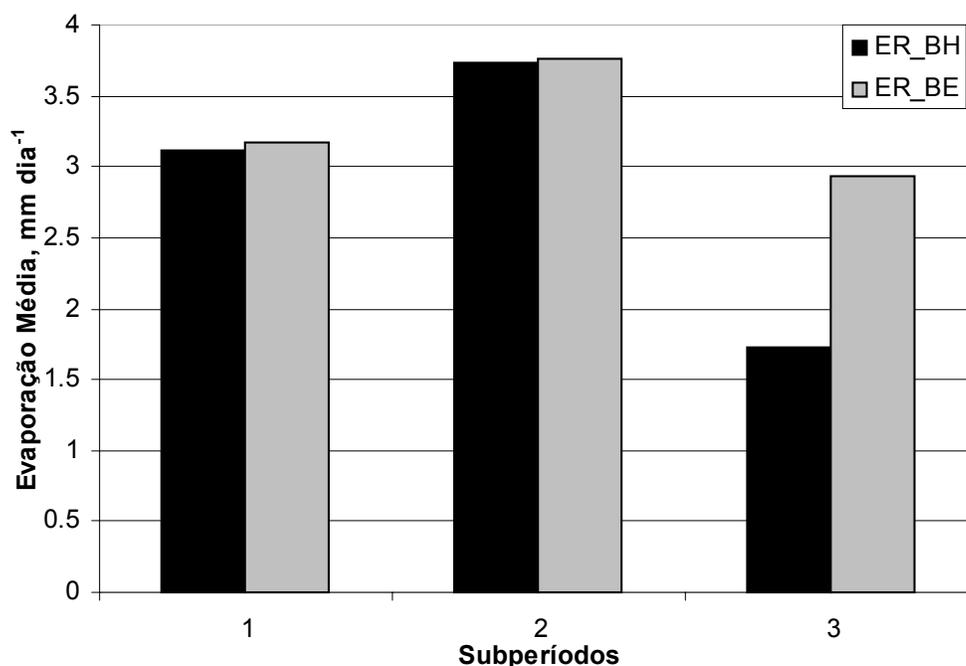


Figura 48- Evaporação média diária do solo sem vegetação durante o período de 01/02/2002 a 01/03/2002, obtida pelos métodos do balanço hídrico (ER\_BH) e do balanço de energia - razão de Bowen (ER\_BE).

Os valores de ER\_BH foram muito próximos dos valores de ER\_BE nos subperíodos 1 e 2, com 3,12 e 3,18 mm dia<sup>-1</sup> e 3,73 e 3,76 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Nota-se, ainda, que as maiores discordâncias entre os valores de ER\_BH e ER\_BE ocorreram no subperíodo 3, o qual teve o menor valor de precipitação pluviométrica (Figura 46), com valores de 1,72 e 2,94 mm dia<sup>-1</sup>, obtidos pelos métodos do balanço hídrico e do balanço de energia, respectivamente.

## 5- CONCLUSÕES

Para as condições de clima e de solo nas quais o trabalho foi realizado pode-se chegar as seguintes conclusões:

O método aerodinâmico pode estimar as variações horárias do fluxo de calor sensível de forma tão boa quanto o método da razão de Bowen, independentemente das condições de umidade do solo, bem como das condições atmosféricas;

Durante os períodos de solo cultivado com feijão caupi, à medida que ocorria um aumento da cobertura vegetal, independentemente das condições hídricas do solo, ocorria uma maior utilização da radiação líquida como fluxo de calor latente, ou seja, uma maior quantidade de energia era utilizada para o processo de evapotranspiração da cultura;

A utilização do método do balanço de energia – razão de Bowen permitiu identificar as variações horárias e diárias da evapotranspiração da cultura, bem como da evaporação do solo;

No período de 13/03/2002 a 14/06/2002 a radiação global transformada em radiação líquida teve um valor médio de 78%, enquanto que no período de 11/03/2003 a 02/06/2003 esse valor foi de 76%. Já a radiação líquida, para o período de 13/03/2002 a 14/06/2002, foi utilizada, em média, como 71% no fluxo de calor latente, 19% como fluxo de calor sensível e 10% como fluxo de calor no solo. Enquanto que no período de 11/03/2003 a 02/06/2003, esses valores foram de 73%, 18% e 9% para fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo, respectivamente;

Quanto aos componentes do balanço hídrico, verificou-se que ocorreu uma subestimativa da drenagem profunda, tendo em vista os pequenos valores encontrados, verificou-se também que as variações do armazenamento de água no perfil de solo seguiram as variações da precipitação pluviométrica e que os valores de evapotranspiração da cultura e evaporação do solo foram mais elevados nos períodos de maior disponibilidade hídrica;

Existiu uma boa concordância entre os métodos do balanço de energia – razão de Bowen e do balanço hídrico, tanto nas estimativas dos valores de evapotranspiração da cultura quanto nas estimativas dos valores da evaporação do solo, sendo que o valor médio da ET no ano de 2002 foi de  $4,33 \text{ mm dia}^{-1}$ , obtida pelo balanço hídrico e de  $3,98 \text{ mm dia}^{-1}$ ,

obtida pelo balanço de energia. No ano de 2003 esses valores foram de 4,2 mm dia<sup>-1</sup>, obtidos pelo balanço hídrico, e 4,1 mm dia<sup>-1</sup>, obtidos pelo balanço de energia;

Verificou-se, independentemente do método utilizado, que o maior consumo de água pela cultura ocorreu na fase reprodutiva;

As medições do potencial hídrico foliar e de resistência estomática indicaram nos dois anos estudados que a cultura do feijão caupi não sofreu restrição hídrica durante todo seu ciclo fenológico.

## 6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; Smith, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for predicting crop water requirements**, Rome: FAO, 1998. 300p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56)
- ALLEN, S.J., WALLACE, J.S., GASH, J.H.C., SIVAKUMAR, M.V.K. Measurements of albedo variation over natural vegetation in the Sahel. **Int. J. Climatol.**, v.14, p.625-636, 1994.
- ALVES, G.F.; RAMALHO, M.A.P.; ABREU, A.F.B. Desempenho de cultivares antigas e modernas de feijão avaliadas em diferentes condições ambientais. **Ciência Agrotécnica**, Lavras, v.25, n.4, p.863-870, 2001.
- AMARAKOON, D.; CHEN, A.; McLEAN, P. Estimating daytime latent heat flux and evapotranspiration in Jamaica. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.102, p.113-124, 2000.
- ANDRADE JÚNIOR, A.S.; RODRIGUES, B.H.N.; FRIZZONE, J.A.; CARDOSO, M.J.; BASTOS, E.A.; MELO, F.B. Níveis de irrigação na cultura do feijão caupi. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.6, n.1, p.17-20, 2002.
- ANGELOCCI, L.R. **Água na planta e trocas gasosas/energéticas com a atmosfera: introdução ao tratamento biofísico**. Piracicaba: O autor, 2002, 268p.
- ANGUS, D.E.; WATTS, P.J. Evapotranspiration – how good is the Bowen ratio method? **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v.8, p.133-150, 1984.
- ANSLEY, R.J.; JACOBY, P.W.; MEADORS, C.H.; LAWRENCE, B.K. Soil and leaf water relations of differentially moisture stressed honey mesquite (*Prosopis glandulosa* Torr). **Journal of Arid Environments**, Londres, v.22, n.1, p.147-159, 1992.
- ANTONINO, A.C.D. **Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol**. 1992. 195p. Tese (Doutorado)- Universidade Joseph Fourier, Grenoble, 1992.
- ANTONINO, A.C.D.; ROBALINHO, A.M.B.; LIRA, C.A.B.O.; SAMPAIO, E.V.S.B.; BARBALHO, A.L.M. Balanço de energia em solo descoberto no semi-árido nordestino. In:

REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 12., 1998, Fortaleza. **Resumos Expandidos**...Fortaleza: SBCS/UFC, 1998. p.331-332.

ANTONINO, A.C.D.; SAMPAIO, E.V.S.B.; DALL'OLIO, A.; SALCEDO, I.H. Balanço hídrico em solo com cultivos de subsistência no semi-árido do nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.4, p.29-34, 2000.

ARAÚJO, A.P.; TEIXEIRA, M.G.; ALMEIDA, D.L. Growth and yield of common bean cultivars at two soil phosphorus levels under biological nitrogen fixation. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.4, p.809-817, 2000.

ÁVILA NETTO, J.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, B.B.; SOARES, J.M.; TEIXEIRA, A.H.C. Exigências hídricas da videira na região do submédio São Francisco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, p.1159-1566, 2000.

AZEVEDO, P.V.; SILVA, B.B.; SILVA, V.P.R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.58, p.241-254, 2003.

BALDOCHI, D.D. A comparative study of mass and energy exchange over a closed C<sub>3</sub> (wheat) and an open C<sub>4</sub> (corn) canopy: I. The partitioning of available energy into latent and sensible heat exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.67, p.191-220, 1994.

BASTOS, E.A.; FOLEGATTI, M.V.; FARIA, R.T.; ANDRADE JÚNIOR, A.S.; CARDOSO, M.J. Simulation of growth and development of irrigated cowpea in Piauí State by CROPGRO model. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.37, n.10, p.1381-1387, 2001.

BERGAMASCHI, H. **Perda de água e desenvolvimento do feijoeiro (*Phaseolus vulgaris* L) sob diferentes condições de disponibilidade hídrica no solo e na atmosfera**. 1984. 204 p. Tese (Doutorado)- Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1984.

BERGAMASCHI, H.; OMETTO, J.C.; VIEIRA, H.J.; ANGELOCCI, L.R.; LIBARDI, P.L. Deficiência hídrica em feijoeiro. II. Balanço de Energia. **Pesquisa agropecuária Brasileira**, Brasília, v.23, n.7, p.745-757, 1988.

BERGONCI, J.I.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M.A.; SANTOS, A.O. Potencial da água na folha como um indicador de déficit hídrico em milho. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.8, p.1531-1540, 2000.

BERNARDO, A.L.; ANTONINO, A.C.D.; CARNEIRO, C.J.G.; DALL'OLIO, A. Evapotranspiração da cultura do feijão caupi na Zona da Mata de Pernambuco. In: CONGRESSO GERAL DE ENERGIA NUCLEAR, 4, 1996, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Energia Nuclear, 1996. CD Rom.

BIDLAKE, W.R.; WOODHAM, W.M.; LOPEZ, M.A. **Evapotranspiration from areas of native vegetation in west-central Florida**. U.S. Geological Survey water-supply paper 2430. 35 p. 1996.

BOHM, W. **Methods of studying root systems**. Berlim: Springer, 1979. 188 p.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Equipe de Pedologia e fertilidade do Solo. Divisão de Agrologia – SUDENE. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado da Paraíba**. Rio de Janeiro. 670p. 1972 (Boletim Técnico, 15).

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. Reidel: Dordrecht, 1995. 299p.

BURBA, G.G., VERMA, S.B., KIM, J. Surface energy fluxes of Phragmites australis in a prairie wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, p.31-51, 1999.

BURDINE, N. T. Relative permeability calculation from size distribution data. **Trans.AIME**, v.198, p.71-78, 1953.

CALVACHE, A.M.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S. Efeito de épocas de deficiência hídrica na evapotranspiração atual da cultura do feijão cv. Imbabello. **Scientia Agrícola**, v.55, p.1-14, 1998.

CAMPBELL, G.S. **An introduction to environmental biophysics**. New York: Springer Verlag, 1977, 159p.

CASA, R., RUSSELL, G., CASCIO, B. Lo. Estimation of evapotranspiration from a field of linseed in central Italy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.104, p. 289-301, 2000.

CELLIER, P.; OLLIOSO, A. A simple system for automated long-term Bowen ratio measurement. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.66, p.81-92, 1993.

CELLIER, P.; RICHARD, G.; ROBIN, P. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, p.245-265, 1996.

CHANG, J.H. **Climate and agriculture an ecological survey**. 3 ed. Chicago: Aldine, 1974. 304p.

CINTRA, F.L.D.; LIBARDI, P.L.; SAAD, A.M. Balanço hídrico no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.4, p.23-28, 2000.

CLOTHIER, B.E.; KERR, J.P.; TALBOT, J.S. Measured and estimated evapotranspiration from well-watered crops. **New Zeland Journal of Agricultural Research**, v.25, p.301-307, 1982.

DAAMEN, C.C.; DUGAS, W.A.; PRENDERGAST, P.T.; JUDD, M.J.; McNAUGHTON, K.G. Energy flux measurements in a sheltered lemon orchard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.93, p.171-189, 1999.

de VRIES, D.A. Thermal properties of soils. In: van WIJK, W.R. **Physics of Plant Environment**. Amsterdam: North-Holland, 1966. p.210–233.

DOMINGO, F.; VILLAGARCÍA, L.; Boer, M.M.; ALADOS-ARBOLEDAS, L.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Evaluating the long term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. **Journal of Hydrology**, v.243, p.17-30, 2001.

DOMINGO, F.; VILLAGARCÍA, L.; BRENNER, A.J.; PUIGDEFÁBREGAS, J. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.95, p.67-84, 1999.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A.H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Campina Grande: UFPB, 1994, 306p. Estudos FAO Irrigação e Drenagem 33.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Crop water requirements**. Roma: FAO, 1975. 178p. (Irrigation and drainage paper, 24).

DYER, A.J.; HICKS, B.B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Q, J, R, Meteorol Soc.**, v.96, p715-721, 1970.

EHLERS, J.D., HALL, A.E. Cowpea (*Vigna unguiculata* (L.) Walp). **Field Crops Research**, v.53, p.187-204, 1997.

ELOWAD, H.O.A., HALL, A.E. Influences of early and late nitrogen fertilization on yield and nitrogen fixation of cowpea under well-watered and dry field conditions. **Field Crops Research**, v.15, p.229-244, 1987.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília,

- EMBRAPA – Serviço de Produção da Informação; Rio de Janeiro: EMBRAPA solos, 1999. 412p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Manual de Métodos de Análise do Solo**. 2<sup>a</sup> Ed.; Rio de Janeiro: EMBRAPA solos, 1997. 212p
- FERY, R.L. The cowpea: production, utilization, and research in the United States. **Hort. Rev.**, v.12, p.454-456, 1990
- FOKEN, T.; WICHURA, B. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.78, p.83-105, 1996.
- FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, p.403-410, 1991.
- FRITSCHEN, L. J.; SIMPSON, J. R. Surface energy balance and radiation systems: general description and improvements. **J. Appl. Meteorol.** v.28, p.680-689, 1989.
- GARDNER, W.R. Dynamic aspects of soil-water availability to plants. **Annu. Rev. Plant. Physiol.**, v.16, p.323-342, 1965.
- GASH, J.H.C; KABAT, P.; MONTENY, B.A. et al. The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. **Journal of Hydrology**, v.188-189, p.385-399, 1997.
- GRANIER, A.; BIRON, P.; LEMOINE, D. Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.100, p.291-308, 2000.
- GRANTZ, D.A.; MEINZER, F.C. Regulation of transpiration in field-grown sugarcane: evaluation of the stomatal response to humidity with the Bowen ratio technique. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.53, p.169-183, 1991.
- GUTIERREZ, M.V.; MEINZER, F.C. Energy balance and latent heat flux in coffee hedgerows at different stages of canopy development. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.68, p.173-186, 1994.
- HALL, A.E.; CAMACHO-B, S.E.; KAUFMANN, M.R. Regulation of water loss by citrus leaves. **Physiologia Plantarum**, v.33, p.62-65, 1975.

HALL, A.E.; PATEL, P.N. Breeding for resistance to drought and heat. In: eds. S.R. SINGHI e K.O. RACHIE. **Cowpea Research, Production and Utilization**. New York: Wiley, 1985. p.137-151.

HALLDIN, S.; BERGSTROM, H.; GUSTAFSSON, D. et al. Continuous long-term measurements of soil-plant-atmosphere variables at an agricultural site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.98-99, p.75-102, 1999.

HARDING, R.J.; HUNTINGFORD, C.; COX, P.M. Modelling long-term transpiration measurements from grassland in a southern England. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.100, p.309-322, 2000.

HAVERKAMP, R.; Ross; P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resource Research**, v.30, p.2931-2935, 1994.

HEILMAN, J.L., BRITTIN, C.L., NEALE, C.M.U. Fetch requirements for Bowen ratio technique. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.44, p.261-273, 1989.

HEILMAN, J.L.; McINNES, K.J.; GESCH, R.W.; LASCANO, R.J.; SAVAGE, M.J. Effects of trellising on the energy balance of a vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.81, p.79-93, 1996.

HEILMAN, J.L.; McINNES, K.J.; SAVAGE, M.J.; GESCH, R.W.; LASCANO, R.J. Soil and canopy energy balances in a west Texas vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.71, p.99-114, 1994.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. New York: Academic Press, 1998. 771 p.

IBANEZ, M.; PEREZ, P.J.; ROSSEL, J.L.; CASTELLVI, F. Estimation of the latent heat flux over full canopy over from the radiative temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.38, p.423-431, 1999.

IDSO, S.B.; REGINATO, R.J.; KIMBALL, B.A.; NAKAYAMA, F.S. The three stages of drying of field soil. **Soil Science Society of America Proceedings**. Madison, v.38, p.831-835, 1974.

IMSL. IMSL math/library; User manual. IMSL, Houston, 1989.

INMAN-BAMBER, N.G.; McGLINCHEY, M.G. Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. **Fields Crop Research**, v.83, p.125-138, 2003.

ITIER, B. Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. **Agronomie**, v.1, p.869-876, 1981.

ITIER, B. Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. **J. Rech. Atmos.**, v.14, p.17-34, 1980.

JARA, J.; STOCKLE, C.O.; KJELGAARD, J. Measurement of evapotranspiration and its components in a corn (*Zea mays* L.) field. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.92, p.131-145, 1998.

JARVIS, P.G.; McNAUGHTON, K.G. Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. **Advances in Ecological Research**, v.15, p.1-49, 1986.

JENSEN, M.E.; BEURMAN, R.D.; ALLEN, R.G. (Eds). **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. ASCE Manuals No. 70, 1990. 332 p.

JONES, H.G. **Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology**. 2nd. London: Cambridge University Press, 1992, 428 p.

KHAIRI, M.M.A.; HALL, A.E. Temperature and humidity effects on the net photosynthesis and transpiration of citrus. **Physiologia Plantarum**, v.36, p.29-34, 1976.

KIM, J.; VERMA, S.B.; ROSENBERG, N.J. Energy balance and water use of cereal crops. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.48, p.135-147, 1989.

KLAR, A.E.; FERNANDES, M.A. Water needs for winter bean crop. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.54, n.3, p.1-10, 1997.

KRAMER, P.J.; BOYER, J.S. **Water relations of plants and soils**. New York: Academic Press, 1995, 200p.

KUSTAS, W.P.; PRUEGER, J.H.; HATFIELD, J.L.; RAMALINGAM, K.; HIPPS, L.E. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.103, p.249-264, 2000.

KUSTAS, W.P.; STANNARD, D.I.; ALLWINE, K.J. Variability in surface energy flux partitioning during Washita'92: resulting effects on Penman-Monteith and Priestley-Taylor parameters. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.82, p.171-193, 1996.

KWAPATA, M.B., HALL, A.E. Effects of moisture regime and phosphorus on mycorrhizal infection, nutrient uptake, and growth of cowpeas (*Vigna unguiculata* (L) Walp.). **Fields Crops Research**, v.12, p.1-10, 1985.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: ESALQ, 1995. 497p.

LIBARDI, P.L.; SAAD, A. M. Balanço hídrico em cultura de feijão irrigada por pivô central em latossolo roxo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.18, p.529-532, 1994.

LIMA FILHO, J.M.P. Physiological of maize and cowpea to intercropping. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.5, p.915-921, 2000.

LIU, C.; ZHANG, X.; ZHANG, Y. Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.111, p.109-120, 2002.

LLOYD, J.J. Modelling stomatal response to environment in *Macadamia intergrifolia*. **Australian Journal of Plant Physiology**, v.18, p.649-660, 1991.

LOVELAND, P.J.; WHALEY, R.W. Particle size analysis. In: Smith, K.A.; Mullins C.E. **Soil Analysis – Physical Methods**. New York: Marcel Dekker, 1991.

MAC NISH, R.D.; UNKRICH, C.L.; SMYTHE, E.; GOODRICH, D.C.; MADDOCK III, T. Comparison of riparian evapotranspiration estimates based on a water balance approach and sap flow measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.105, p.271-279, 2000.

MALEK, E.; BINGHAM, G. Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v.146, p.209-220, 1993a.

MALEK, E.; BINGHAM, G.E. Growing season evapotranspiration and crop coefficient. In: ALLEN, R.G.; VAN BAVEL, C.M.U. (Ed). **Management of irrigation and drainage systems: integrated perspectives**. New York: ASCE, 1993b. P.961-968.

MANSFIELD, T.A.; HETHRINGTON, A.M.; ATKINSON, C.J. Some current aspects of stomatal physiology. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, v.41, p.55-75, 1990.

MARIN, F.R. **Evapotranspiração e transpiração máxima em cafezal adensado**. Piracicaba, 2003, 118p. Tese (Doutorado). Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo. 2003.

MASTRORILLI, M.; KATERJI, N.; RANA, G.; NOUNA, B.B. Daily actual evapotranspiration measured with TDR technique in Mediterranean conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.90, p.81-89, 1998.

MEDEIROS, G.A.; ARRUDA, F.B.; SAKAI, E.; FUJIWARA, M. The influence of crop canopy on evapotranspiration and crop coefficient of beans (*Phaseolus vulgaris* L.). **Agricultural Water Management**, v.49, p.211-224, 2001.

MEIDNER, H.; MANSFIELD, T.A. **Physiology of stomata**. New York: MacGraw-Hill, 1968, 178p.

MEYER, W.S.; GREEN, G.C. Comparison of stomatal action of orange, soybean and wheat under field conditions. **Australian Journal of Plant Physiology**, v.8, p.65-76, 1981.

MEYERS, T.P. A comparison of summertime water and CO<sub>2</sub> fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.106, p.205-214, 2001.

MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere, **Tr, Geofiz, Inst, Akad, Nauk SSSR**, v.24, p163-187, 1954.

MONTEITH J.L. Evaporation and environment. In: Fogg GF (Ed.) **The state and movement of water in living organisms**, 19<sup>th</sup> Symposium of the Society for Experimental Society. London: Cambridge University Press, 1965, p.205-234.

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental Physics**. 2 ed. London: Edward Arnold, 1990, 291p.

MURRAY, F. W. On the computation of saturation vapor pressure. **J. Appl. Meteor**, v.6, p.203-204, 1967.

NAOR, A. Relations between leaf and stem water potentials and stomatal conductance in three field-grown woody. **Journal of Horticultural Science & Biotechnology**, v.73, p.431-436, 1998.

NOBEL, P.S. **Physicochemical and environment plant physiology**. San Diego: Academic Press, 1999, 474p.

NÓBREGA, J.Q.; RAO, T.V.R.; BELTRÃO, N.E.M.; FIDELIS FILHO, J. Análise de crescimento do feijoeiro submetido a quatro níveis de umidade do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.5, n.3, p.437-443, 2001.

NOGUEIRA, R.J.M.C.; MORAES, J.A.P.V.; BURITY, H.A. Curso diário e sazonal das trocas gasosas e do potencial hídrico foliar em aceroleiras. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.7, p.1331-1342, 2000.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal Applied Meteorology**, v.21, p.595-598, 1982.

OLEJNIK, J.; EULENSTEIN, F.; KEDZIORA, A.; WERNER, A. Evaluation of a water balance model using data for bare soil and crop surfaces in Middle Europe. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.106, p.105-116, 2001.

OLIVEIRA, F.A.; SILVA, J.J.S.; CAMPOS, T.G.S. Evapotranspiração e desenvolvimento radicular do milho irrigado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.28, n.12, p.1407-1415, 1993.

OLUFAYO, A.; BALDY, C.; RUELLE, P.; KONATE, J. Diurnal course of canopy temperature and leaf water potential of sorghum (*Sorghum bicolor* L. Moench) under a Mediterranean climate. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.64, p.223-236, 1993.

ORTEGA-FARIAS, S.O.; CUENCA, R.H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy, **Agricultural and Forest Meteorological**, v.81, p.131-143, 1996.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal Applied Meteorology**, v.9, p.857-861, 1970.

PENMAN, H.L. Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. **Proc. Roy. Soc.** London, v.193, p.120-145, 1948.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C.; **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997, 183p.

PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSELL, J.I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.97, p.141-150, 1999.

PEREZ, S.C.J.G.A.; MORAES, J.A.P.V. Determinações de potencial hídrico, condutância estomática e potencial osmótico em espécies dos estratos arbóreo, arbustivo e herbáceo de um cerradão. **Revista Brasileira de Fisiologia Vegetal**, Brasília, v.3, n.1, p.27-37, 1991.

PIERI, P.; FUCHS, M. Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.49, p.243-256, 1990.

PILBEAM, C.J.; SIMMONDS, L.P.; KAVILU, A.W. Transpiration efficiencies of maize and beans in semi-arid Kenya. **Field Crops Research**, v.41, p.179-188, 1995.

PLAUBORG, F. Evaporation from bare soil in a temperate humid climate—measurement using micro-lysimeters and time domain reflectometry, **Agricultural and Forest Meteorology**, v.76, p.1-17, 1995.

PRUEGGER, J.H.; HATFIELD, J.L.; AASE, J.K.; PIKUL JR., J.L. Bowen – Ratio comparisons with Lysimeter Evapotranspiration. **Agronomy Journal**, Madison, v.89, n.5, p.730-736, 1997.

PRUITT, W.O.; MORGAN, D.L.; LOURENCE, F.J. Momentum and mass transfer in the surface boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.99, p.370-386, 1973.

RACHIE, K.O., ROBERTS, L.M. Grain legumes of the lowland tropics. **Adv. Agron.** v.26, p.72-77, 1974.

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy**, v.13, p.125-153, 2000.

RANA, G.; KATERJI, N.; MASTRORILLI, M. Environmental and soil-plant parameters for modeling actual crop evapotranspiration under water stress conditions. **Ecological Modelling**, v.101, p.363-371, 1997a.

RANA, G.; KATERJI, N.; MASTRORILLI, M.; EL MOUJABBER, M.; BRISSON, N. Validation of a model of actual evapotranspiration for water stressed soybeans. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.86, p.215-224, 1997b.

RANA, G.; LOSAVIO, N.; MASTRORILLI, M.; VENEZIAN SCARASCIA, M.E. Crop evapotranspiration measured by two energy balance methods under Mediterranean climate. **Acta Hort.**, v.278, p.517-524, 1990.

RASSINI, J.B. Manejo da água na irrigação da alfafa num Latossolo Vermelho-Amarelo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.37, n.4, p.503-507, 2002.

REICH, P.B; HINCKLEY, T.M. Influence of pre-dawn water potential and soil-to-leaf hydraulic conductance on maximum daily leaf diffusive conductance in two oak species. **Ecology**, New York, v.3, p.719-726, 1989.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2 ed. Piracicaba: ESALQ/USP, 1996, 513p.

REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; SAUNDERS, L.C.U.; CADIMAZ, A. Dinâmica da água em solo cultivado com milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.3, p.1-5, 1979.

RIOU, C. Une expression analytique du flux de chaleur sensible en conditions superadiabatiques à partir de mesures du vent et de la température à deux niveaux. **J. Rech. Atmos.**, v.16, p.15-22, 1982.

ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate: The biological environment**. 2 ed. New York: John Wiley & Sons, 1983, 495p.

ROSSET, M.; RIEDO, M.; GRUB, A.; GEISSMANN, M.; FUHRER, J. Seasonal variations in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.86, p.245-258, 1997.

SAIGUSA, N.; OIKAWA, T.; LIU, S. Seasonal variations of the exchange of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O between grassland and the atmosphere: An experimental study. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.89, p.131-139, 1998.

SAMSON, R. **An experimental and modeling approach to the actual evapotranspiration in a mixed deciduous forest ecosystem (Experimental forest Aelmoeseneie at Gontrode)**. 2001. 294 p. Tese (PhD)- Universidade de Ghent, Ghent, Belgium. 2001.

SAN JOSÉ, J.J.; BRACHO, R.; MONTES, R.; NIKONOVA, N. Comparative energy exchange from cowpeas (*Vigna unguiculata* (L) Walp cvs. TC-9-6 and M-28-6-6) with differences in canopy architectures and growth durations at the Orinoco llanos. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.116, p.197-219, 2003.

SAN JOSÉ, J.J.; BRACHO, R.; NIKONOVA, N. Comparison of water transfer as a component of the energy balance in a cultivated grass (*Brachiaria decumbens* Stapf.) field and a savanna during the wet season of the Orinoco Llanos. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.90, p.65-79, 1998.

SAUER, T.J.; HATFIELD, J.L.; PRUEGER, J.H.; NORMAN, J.M. Surface energy balance of a corn residue-covered field. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.89, p.155-168, 1998.

SAUNDERS, L.C.U; CASTRO, P.T.; BEZERRA, F.M.L; PEREIRA, A.L.C. Evapotranspiração atual da cultura do feijão-de-corda, (*Vigna unguiculata* L. Walp.) na

microrregião homogênea de Quixeramobim, Ceará. **Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v.16, p.75-81, 1985.

SCHOLANDER, P.F.; HAMMEL, H.T.; HEMINGSSEN, E.A.; BRADSTREET, E.D. Hydrostatic pressure and osmotic potentials in leaves of mangroves and some other plants. **National Academy of Sciences of the United States of America Proceedings**, Washington, v.51, p.119-125, 1965.

SHAOZHONG, K.; HUANJIE, C.; JIANHUA, Z. Estimation of maize evapotranspiration under water deficits in a semiarid region. **Agricultural Water Management**, v.43, p.1-14, 2000.

SILVA, L.D.B. **Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq.) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem**. 2003. 104 p. Tese (Doutorado)- Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

SINGHI, U.; SINGHI, B. Tropical grain legumes as important human foods. **Econ. Bot.**, v.46, p.310-321, 1992.

SMITH, D.M.; ALLEN, S.J. Measurement of sap flow in plant stems. **Journal of Experimental Botany**, v. 47, n. 305, p.1833-1844,1996.

STANHILL, G. A simple instrument for the field measurement of turbulent diffusion flux. **Journal of Applied Meteorology**, v.8, p.509-513, 1969.

STEDUTO, P.; HSIAO, T.C. Maize canopies under two soil water regimes IV. Validity of Bowen ratio-energy balance technique for measuring water vapor and carbon dioxide fluxes at 5 min intervals. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.89, p.215-228, 1998.

TATTARI, S.; IKONEN, J.-P.; SUCKSDORFF, Y. A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modeling. **Journal of Hydrology**, v.170, p.1-14, 1995.

TEIXEIRA, A.H.C. Avaliação dos componentes do balanço de energia durante o primeiro ano de cultura da banana. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.5, p.28-32, 2001.

TEIXEIRA, A.H.C.; AZEVEDO, P.V.; SILVA, B.B. DA; SOARES, J.M. Balanço de energia na cultura da videira, cv. Itália. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.5, p.137-141, 1997.

TENNANT, D. A test of modified line intersects method of estimating root length. **J. Ecol.**, London, v.63, p.995-1001, 1975.

THOM, A.S. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith J.L. (Ed.) **Vegetation and the atmosphere**, Volume I, Principles. London: Academic Press, p.57-109. 1975.

TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.103, p.335-348, 2000.

TRAMBOUZE, W., BERTUZZI, P., VOLTZ, M. Comparison of methods for estimating actual evapotranspiration in a row-cropped vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.91, p.193-208, 1998.

TWINE, T.E.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, p.279-300, 2000.

UHLAND, H.E.; HOUSER, P.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; YANG, Z.R. Surface flux measurement and modelling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, p.119-153, 1996.

van GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.44, p.892-898, 1980.

VAREJÃO – SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET/MA, 2000, 532 p.

VILLAGRA, M.M.; BACHI, O.O.; TUON, R.L.; REICHARDT, K. Difficulties of estimating evapotranspiration from the water balance equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.72, p.317-325, 1995.

VOGT, R.; JAEGER, L. Evaporation from a pine forest – using the aerodynamic method and Bowen ratio method. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.50, p.39-54, 1990.

WALLACE, J.S.; HOLWILL, C.J. Soil evaporation from tiger-bush in southwest Niger. **Journal of Hydrology**, v.188-189, p.426-442, 1997.

WARD, P.R.; DUNIN, F.X. Growing season evapotranspiration from duplex soils in southwestern Australia. **Agricultural Water Management**, v.50, p.141-159, 2001.

WARRIT, B.; LANDSBERG, J.J.; THORPE, M.R. Responses of apple leaf stomata to environmental factors. **Plant, Cell and Environment**, v.3, n.1, p.13-22, 1980.

WEBB, E.K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.96, p.67-90, 1970.

WEBB, E.K. Aerial microclimate. Agriculture meteorology, meteorological monographs. **Am. Meteorol. Soc.** 6, v.28, p.27-58, 1965.

WEVER, L.A.; FLANAGAN, L.B.; CARLSON, P.J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.112, p.31-49, 2002.

WIERINGA, J. Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, v.63, p.323-363, 1993.

WILSON, K.B.; BALDOCHI, D.D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.100, p.1-18, 2000.

WILSON, K.B.; HANSON, P.J.; MULHOLLAND, P.J.; BALDOCHI, D.D.; WULLSCHLEGER, S.D. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap flow, soil water budget, eddy covariance and catchments water balance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.106, p.153-158, 2001.

ZHANG, L.; LEMEUR, R.; GOUTORBE, J.P. A one-layer resistance model for estimating regional evapotranspiration using remote sensing data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, p.241-261, 1995.