

**UMA COMPARAÇÃO ENTRE ESTIMATIVAS EMPIRICAS E TEÓRICA  
DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NUMA FLORESTA EM JI-PARANA,  
RONDÔNIA**



**RICARDO LUIZ GODINHO DALLAROSA**

Dissertação apresentada ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto - Área de Concentração - Recursos Hídricos.

*8480  
545528110  
24/11/89*

**PORTO ALEGRE**

**Estado do Rio Grande do Sul - Brasil**

**Julho - 1996**

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul**  
Cent.  
Sensor

**UMA COMPARAÇÃO ENTRE ESTIMATIVAS EMPIRICAS E TEÓRICA  
DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NUMA FLORESTA EM JI-PARANA,  
RONDÔNIA**

**RICARDO LUIZ GODINHO DALLAROSA**

**Meteorologista**

Orientador: Prof. Dr. ROBIN THOMAS CLARKE

Dissertação apresentada ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Sensoriamento Remoto - Área de Concentração - Recursos Hídricos.

*Evapotranspiração  
Hidrologia*

PORTO ALEGRE

Estado do Rio Grande do Sul - Brasil

Julho - 1996

*5195 100195*

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE GRÁFICOS.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xii
RESUMO.....	xiv
SUMMARY.....	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVO.....	4
3. O CLIMA DA AMAZÔNIA.....	5
3.1. Introdução.....	5
3.2. Principais Sistemas de Circulação Atmosférica.....	6
3.2.1. Circulação Média de Larga Escala.....	7
3.2.1.1. Os Anticiclones Subtropicais.....	10
3.2.1.2. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	12
3.2.2. As Perturbações Transientes.....	14
3.2.2.1. Os Sistemas Tropicais de Mesoescala.....	14
3.2.2.2. Os Sistemas de Escala Sinótica.....	21
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	27
4.1. O Processo de Evaporação.....	27

4.2. A Difusão do Vapor.....	30
4.2.1. A Difusão Molecular.....	31
4.2.2. A Difusão Turbulenta.....	33
4.2.2.1. A Convecção Forçada.....	34
4.2.2.2. A Convecção Mista.....	41
4.2.3. As Resistências à Difusão do Vapor.....	47
4.2.3.1. O Conceito de Resistência.....	50
4.2.3.2. A Resistência Aerodinâmica ( $r_a$ ).....	51
4.2.3.3. A Resistência Estomática ( $r_{st}$ ).....	52
5. MATERIAL E MÉTODOS. ....	60
5.1. O Sítio Experimental e o Microclima.....	60
5.1.1. O Sítio Experimental.....	61
5.1.2. O Microclima.....	62
5.2. A Instrumentação.....	64
5.2.1. Introdução.....	64
5.2.2. O Hydra.....	64
5.2.3. A Estação Meteorológica Automática (AWS).....	68
5.3. Os Métodos.....	71
5.3.1. O Método de Penman-Monteith.....	71
5.3.1.1. Os Parâmetros da Vegetação ( $h$ , $z_o$ e $d$ ).....	74
5.3.1.2. As Resistências Aerodinâmica e do Dossel ( $r_a$ e $r_c$ ).....	74
5.3.2. O Método de Priestley-Taylor.....	74
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	76
6.1. Os Fluxos de Energia.....	78
6.2. As Resistências.....	85

6.2.1. A Resistência Aerodinâmica (ra).....	85
6.2.2. A Resistência do Dossel.....	87
6.3. O Déficit de Umidade Específica.....	89
6.4. Relações entre as variáveis mais importantes.....	90
7.CONCLUSÕES.....	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	95

## LISTA DE FIGURAS

	Página
1 (a,b) Linhas de função de corrente (cheias) apresentando a circulação troposférica média no mes de Janeiro para os níveis de: (a) 850 mb e, (b) 250 mb (após Kousky; adaptado de Molion, 1987).....	08
1 (c,d) Linhas de função de corrente (cheias) apresentando a circulação trospférica média no mes de Julho para os níveis de: © 850 mb e, (d) 250 mb (após Kousky, adaptado de Molion, 1987).....	09
2 Diagrama esquemático representando a circulação resultante do aquecimento diferencial entre o continente e os oceanos durante os meses de verão.....	11
3 (a-c) Diagrama esquemático mostrando os efeitos de escala sinótica da penetração da brisa marítima no continente: (a) sem a presença de um escoamento médio; (b) com escoamento do oceano e; (c ) com escoamento do continente.....	15
4 (a,b) Diagrama esquemático da formação de: (a) brisa marítima, ou brisa lacustre e; (b) brisa terrestre.....	16
5 (a,b) Diagrama esquemático apresentando a formação da nebulosidade associada a uma célula convectiva, responsável pela configuração de LIs e/ou aglomerados de cúmulos.....	17

6	Seção transversal de uma LI tropical mostrando a localização da precipitação, os movimentos verticais e o esquema de formação da nebulosidade associada (após Houze: adaptado de Barry & Chorley, 1987).....	18
7	Diagrama esquemático mostrando a seção transversal de um sistema de vórtice ciclônico.....	24
8 (a-c)	Sequência esquemática para a formação de um anticiclone subtropical em 200 mb, no Atlântico Sul (adaptada de Kousky & Gan, 1981).....	25
9	Ilustração esquemática das nuvens médias e altas para a situação mostrada na figura 8(c) (Kousky & Gan, 1983).....	25
10	Representação esquemática da velocidade do vento dentro e acima do dossel de uma cultura (Rosenberg, 1974).....	36
11	Relação entre o deslocamento do plano zero (d) e a altura (h) da cultura para diferentes tipos de vegetação (após Stanhill; adaptado de Rosenberg, 1974).....	38
12	Variação nos parâmetros rugosos de culturas como uma função da velocidade do vento (após Makking & van Heemst; adaptado de Rosenberg, 1974).....	39

- 13 Diagrama esquemático da rede de resistências usada num modelo unilaminar da interação vegetação/atmosfera (adaptado de Shuttleworth, 1979)..... 56
- 14 Diagrama esquemático da torre meteorológica erguida na Reserva Biológica do Jaru (RO)..... 62
- 15 Dispositivo HYDRA de correlação de vórtices..... 65

## LISTA DE GRÁFICOS

	Página
1 Radiação solar ( $R_s$ ) e radiação líquida ( $R_n$ ) médias horárias do período 180-186 (série S1).....	103
2 Radiação solar ( $R_s$ ) e radiação líquida ( $R_n$ ) médias horárias do período 200-206 (série S2).....	103
3 Temperaturas médias horárias correspondentes às séries S1 e S2....	103
4 Temperaturas médias diárias correspondentes às séries S1 e S2.....	103
5 Velocidades médias horárias do vento correspondentes às séries S1 e S2.....	104
6 Velocidades médias diárias do vento correspondentes às séries S1 e S2.....	104
7 Umidades específicas médias horárias correspondentes às séries S1 e S2.....	104
8 Umidades específicas médias diárias correspondentes às séries S1 e S2.....	104
9 Fluxos médios horários de calor latente (LE), calor sensível (H) e de armazenagem (S), correspondentes à série S1.....	105

10	Fluxos médios horários de calor latente (LE), calor sensível (H) e de armazenagem (S), correspondentes à série S2.....	105
11	Fluxos médios horários de calor no solo (G) correspondentes ao conjunto total dos dias (S1+S2).....	105
12	Fluxos médios diários de calor no solo (G) correspondentes às séries S1 e S2.....	105
13	Fluxos médios horários de armazenagem (S) correspondentes ao conjunto total dos dias (S1+S2).....	106
14	Fluxos médios diários de armazenagem (S) correspondentes às séries S1 e S2.....	106
15	Distribuição média diária da radiação líquida (Rn), do fluxo de calor latente (LE) e do fluxo de calor sensível (H), durante as séries S1 e S2.....	106
16	Fluxos médios diários de calor latente medidos (Hy) e estimados (P-M e P-T) durante as séries S1 e S2.....	106
17	Comportamento da resistência aerodinâmica (ra) em função da velocidade horizontal do vento (u).....	107
18	Comportamento da resistência superficial (rc) em função da radiação líquida (Rn).....	107

19	Déficits médios diários de umidade específica correspondentes às séries S1 e S2.....	107
20	Relação entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ), médios horários, correspondentes à série S1.....	108
21	Relação entre a radiação líquida ( $R_n$ ) e o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ), médios horários, correspondentes à série S2.....	108
22	Relação entre o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ) e o déficit de pressão de vapor (DPV), médios horários, correspondentes à série S1.....	108
23	Relação entre o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ) e o déficit de pressão de vapor (DPV), médios horários, correspondentes à série S2.....	108
24	Relação entre o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ) e a velocidade do vento ( $u$ ), correspondentes à série S1.....	109
25	Relação entre o fluxo de calor latente medido ( $H_y$ ) e a velocidade do vento ( $u$ ), correspondentes à série S2.....	109

## LISTA DE TABELAS

	Página
1 Dados médios horários correspondentes ao ano de 1993, período juliano : 180 - 186 (série S1).....	110
2 Dados médios horários correspondentes ao ano de 1993, período juliano : 200 - 206 (série S2).....	111
3 Dados médios diários correspondentes às séries temporais S1 e S2.....	112
4 Dados médios diários utilizados na estimativa da evapotranspiração pelo método Penman-Monteith.....	113
5 Dados médios diários utilizados na estimativa da evapotranspiração pelo método Priestley-Taylor.....	114
6 Dados complementares.....	115

## LISTA DE SÍMBOLOS

## Símbolos e unidades presentes no Capítulo 5

Símbolo	Definição	Unidade
cp	calor específico do ar à pressão constante	J/kg.°C
cpd	calor específico do ar sêco à pressão constante	J/kg.°C
d	deslocamento do plano zero	m
E	taxa de evaporação	mm/dia
e	pressão de vapor d'água	Pa
es	pressão de saturação do vapor d'água	Pa
f, (f')	fração evaporativa	
G	fluxo de calor no solo	W/m <sup>2</sup>
H	fluxo de calor sensível	W/m <sup>2</sup>
h	altura da vegetação	m
IAF	índice de área foliar	
L	calor latente de vaporização da água	J/kg
LE	fluxo de calor latente	W/m <sup>2</sup>
p	pressão atmosférica	Pa
q	umidade específica	g/kg
R	constante universal dos gases	J/kg.°C
Rn	radiação líquida	W/m <sup>2</sup>

$r_a$	resistência aerodinâmica	s/m
$r_c$	resistência do coberto vegetal	s/m
$S$	fluxo de armazenagem	W/m <sup>2</sup>
$t, T$	temperatura do ar	°C, °K
$U_a$	umidade absoluta	kg/m <sup>3</sup>
$u$	velocidade horizontal do vento	m/s
$u^*$	velocidade de fricção	m/s
$w$	velocidade vertical do vento	m/s
$z$	altura	m
$\alpha$	parâmetro de Priestley-Taylor	
$\Delta$	declive da curva de pressão de vapor saturado em função da temperatura, des/dt	Pa/°C
$\gamma$	constante psicrométrica	Pa/°C
$\lambda$ (ou $L$ )	calor latente de vaporização da água	J/kg
$\rho$	densidade do ar	kg/m <sup>3</sup>

**UMA COMPARAÇÃO ENTRE ESTIMATIVAS EMPIRICAS E TEÓRICA  
DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NUMA FLORESTA EM JI-PARANA,  
RONDÔNIA**

**Autor: Ricardo Luiz Godinho Dallarosa  
Orientador: Prof. Dr. Robin Thomas Clarke**

**RESUMO**

A estimativa da evapotranspiração constitui-se num parâmetro bastante solicitado em projetos agrícolas, hidrológicos, ambientais, climatológicos e outros. A existência de numerosos métodos tem causado alguma confusão aos seus diversos usuários em virtude da natureza marcadamente empírica com que foram concebidos e das diferentes exigências de dados resultante da realidade física de cada um. Em virtude da baixa densidade da rede de estações climatológicas na Amazônia e do seu limitado elenco de parâmetros básicos medidos, a escolha do método a ser adotado deve ser precedida de uma certa cautela de modo que a utilização dos dados disponíveis possa atender à máxima realidade física possível. É, em geral, aceito na bibliografia que os métodos ditos combinados (que combinam as abordagens aerodinâmica e energética) representam uma importante ferramenta à disposição para o cálculo dos fluxos de calor latente emanados de superfícies naturais.

Neste trabalho, os dados utilizados fazem parte do acervo gerado dentro do Projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) que foi desenvolvido na Amazônia conjuntamente por pesquisadores britânicos e

brasileiros entre os anos de 1991 e 1995. Foram realizadas estimativas de evapotranspiração num sítio de floresta na Amazônia (Reserva Biológica do Jaru, Ji-Paraná/RO) através de dois diferentes tipos de métodos combinados bastante utilizados: o método de Penman-Monteith (que estima a evapotranspiração real) e o método de Priestley-Taylor (que estima a evapotranspiração potencial). O período abrangido é representado por duas séries temporais de sete dias que ocorreram durante o período seco do ano de 1993 (29 de Junho à 05 de Julho; 19 à 25 de Julho) e os resultados foram comparados com os valores medidos por um dispositivo (Hydra) de correlação de vórtices turbulentos (eddy), desenvolvido por cientistas do Institute of Hydrology (UK), que esteve operante no local.

Foram analisadas as diferenças encontradas em função das variáveis medidas por uma estação meteorológica automática e discutidas tais diferenças em virtude das limitações impostas pelos métodos propostos. O método de Penman-Monteith apresentou significativas diferenças entre uma série e outra em virtude de profundas alterações registradas na velocidade do vento e no déficit de pressão de vapor. O método de Priestley-Taylor manteve uma similaridade entre as duas séries provavelmente devido à sua forte dependência da radiação líquida a qual apresentou, por sua vez, valores similares em ambas as séries.

Os valores relativos aos fluxos de calor latente estimados foram sempre superiores àqueles medidos pelo Hydra e ambos (quer sejam os medidos ou os estimados) demonstram que tais fluxos representam mais de 80% da energia radiante disponível sendo, portanto, fundamental no processo de partição de energia pela vegetação na região e, por conseguinte, na sua climatologia.

**A COMPARISON BETWEEN THEORETICAL AND EMPIRICAL  
ESTIMATION OF THE EVAPOTRANSPIRATION IN AN FOREST  
ON JI-PARANA, RONDÔNIA**

**Author: Ricardo Luiz Godinho Dallarosa  
Advisor: Prof. Dr. Robin Thomas Clarke**

**SUMMARY**

Estimates of evapotranspiration are very much required in agricultural, hydrological, environmental, and climatological projects nowadays. The vast number of existing methods has led users to some kind of trouble, due to the empirical nature in which they have been developed, and to the different demands of data which results from the physical reality of each one of them. Due to the low density of climatological stations in the network of Amazonia, and to the limited number of the basic parameters measured, one must be rather careful as to the selection of the method to be used, so that the use of the available data can fill as much as possible the physical demands. It is accepted in the literature, that the so called combined methods (combining both aerodynamic and energetic approaches) make up an important tool to be used in the calculation of latent heat fluxes emanated from natural surfaces.

In this work the data have been compiled from the ABRACOS Project (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) developed in Amazonia jointly by British and Brazilian researchers in the period 1991-1995. Estimates of

evapotranspiration have been made in a forest site in Amazonia (Reserva Biológica do Jaru, Ji-Paraná/RO) through two very much used different combined methods : Penman-Monteith (which estimates real evapotranspiration ) and Priestley-Taylor (which estimates potential evapotranspiration). The period considered is made up of two temporal seven days series which occurred in the dry season of 1983 (29 June to 05 July; 19 to 25 July) being the results compared to the values measured by an eddy correlation device (Hydra) developed by scientists of the Institute of Hydrology, UK, which was operating in the site.

The differences found have been analysed according to the variables measured by an automatic weather station, being these differences discussed due to the limitations imposed by the proposed methods. The Penman-Monteith method showed significant differences between the two series due to deep changes registered in wind speed and vapour pressure deficit. The Priestley-Taylor method kept a similarity between the two series, probably due to a strong dependence on the net radiation, which also showed similar values in both series.

The estimated values regarding latent heat fluxes were always above those measured by Hydra and both demonstrate (either the measured or the estimated ones) that such fluxes represent more than 80% of the available radiating energy being, for that reason, fundamental in the process of energy partition in the vegetation of that region, and accordingly, in its climatology.

## 1 - INTRODUÇÃO

A atmosfera, representada pelo envoltório gasoso que cobre o planeta, não possui sempre a composição que atualmente apresenta. Em decorrência de sucessivos processos de diferenciação e solidificação da crosta terrestre, iniciados a cerca de 5 bilhões de anos, ocorreram liberações de gases - dentre os quais o vapor d'água - que deram surgimento a uma atmosfera primitiva. Ainda hoje tal processo permanece atuante através principalmente de atividades vulcânicas as quais continuam liberando gases que se incorporam à atmosfera. A força gravitacional exercida pelo planeta associada a processos físico-químicos presentes na atmosfera determinaram algumas das características atuais. Como exemplo, a presença do oxigênio nos níveis atuais (aproximadamente 21%) só foi possível devido à ação contínua e constante de organismos capazes de realizar a fotossíntese (Berkner & Marshall, 1965) uma vez que a cerca de 2,7 bilhões de anos sua concentração era próxima de zero.

Embora a composição média atual dos componentes atmosféricos permaneça constante, existe uma recirculação ativa e contínua dos seus gases constituintes. Em comparação com os tempos geológicos, o tempo de residência desses gases na atmosfera é bastante pequeno e muito variável. Enquanto para o gás carbônico é da ordem de 300 anos, para o oxigênio é de 2000 anos e para o nitrogênio 2 milhões de anos. Já com relação ao vapor d'água esse tempo é bastante pequeno, notadamente na Bacia Amazônica onde estima-se seja da ordem de 3 meses apenas (Salati e Ribeiro, 1979).

Embora o vapor d'água represente apenas 2% da massa da atmosfera e possa constituir cerca de 4% do seu volume, ele é o componente atmosférico mais importante na determinação do tempo e do clima (Ayoade, 1988). À parte de ser a origem de todas as formas de condensação e precipitação, age como um importante mecanismo de regulação térmica do sistema terra-atmosfera uma vez que absorve indistintamente as radiações solar e terrestre armazenando energia sob a forma de calor latente. Esta energia, ao ser liberada, atua sobre os mecanismos de circulação do ar e das perturbações atmosféricas afetando o tempo e o comportamento do clima. Muitos trabalhos científicos tem sido realizados para obter-se o conhecimento dos fluxos entre o solo e/ou a vegetação e a atmosfera (Marques et al., 1979, 1980; Marques Filho et al., 1983; Shuttleworth et al., 1984 (a;b); Marques Filho e Ribeiro, 1988, Roberts et al., 1993; e outros). Ligações entre a atmosfera e a vegetação composta de florestas primitivas e perturbadas podem ser classificadas como ligações indiretas as quais envolvem os constituintes atmosféricos como intermediários, e ligações diretas através de troca de energia, água e momentum entre a vegetação e o ar que a rodeia (Shuttleworth & Nobre, 1992). Tal conhecimento tem aplicações as mais variadas, que vão desde a aplicação em questões agronômicas como o monitoramento do estresse hídrico de culturas, o fornecimento de água para irrigação e outras práticas agrícolas; em questões hidrológicas como a escala de captação de água em reservatórios; e em questões ambientais como em estudos de alterações climáticas. Nesse particular, o conhecimento dos fluxos de calor sensível e latente tem sido exaustivamente buscado para alimentar modelos de previsão de mudanças climáticas ocasionadas pela modificação da cobertura superficial. Sabe-se que a remoção da floresta tropical tende a afetar sensivelmente o balanço superficial de energia e o conteúdo de CO<sub>2</sub> da atmosfera, assim como o escoamento e a estabilidade do solo, provocando

alterações climáticas cuja escala dependerá da área sobre a qual ocorrer tal modificação.

Numerosos métodos para estimativa da evaporação foram desenvolvidos durante as últimas décadas utilizando os mais variados recursos de dados disponíveis e sob diversas condições climáticas. Isto ocorreu devido às dificuldades encontradas em adequar os recursos de dados disponíveis de rotina com o maior realismo físico possível. Assim, surgiram os métodos empíricos (Blaney-Criddle; Jensen-Haise; Thornthwaite; Lowry-Johnson), além daqueles baseados em tanques de evaporação e evaporímetros, mais os de balanço de água, técnicas de correlação de vórtices (eddy), balanço de energia, aerodinâmicos, combinados e outros.

## 2 - OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é realizar a estimativa da evapotranspiração característica de uma floresta primária na Amazônia Equatorial através de alguns métodos conhecidos e já bastante utilizados em outras ocasiões, na região Amazônica, comparar os resultados encontrados com os valores obtidos de um dispositivo de correlação de vórtices, discutir suas diferenças e suas limitações.

### 3 - O CLIMA DA AMAZÔNIA

#### 3.1 - Introdução -

O clima de uma região é definido pelo comportamento médio dos seus “elementos climáticos” representados, principalmente, pela temperatura, ventos, umidade, radiação, pressão e precipitação. Os índices desses elementos climáticos são controlados pelo que chamamos de “fatores climáticos”, que atuam tanto numa escala regional quanto global e dentre os quais destacam-se a latitude geográfica, a circulação geral da atmosfera, a topografia, a natureza da superfície, entre outros. Molion (1987) cita, também, como um importante fator climático o Ciclo Hidrológico, “não somente por ser este um componente do clima em si, mas também da paisagem biogeofísica”. Sua influência no clima está associada às interações entre a umidade atmosférica, a precipitação e o escoamento superficial, além das grandes quantidades de energia envolvidas nos processos de mudança de fase da água no sistema terra-atmosfera. Com base nessa consideração apresentam-se os mecanismos que promovem a precipitação sobre a região sem a pretensão de descer-se a detalhes mas de modo a fornecer uma visão ampla ao entendimento da importância do processo de evapotranspiração no estabelecimento do clima da região. Do ponto de vista específico da bacia Amazônica deve-se considerar que a mesma possui uma topografia pouco acidentada e de baixa elevação formando uma “planície” (uma espécie de calha) a qual é limitada ao sul pelo Planalto Central e ao norte pelo Planalto das Guianas, tendo a oeste a Cordilheira dos Andes e à leste

o Oceano Atlântico. Nos baixos níveis, o escoamento médio na região é proveniente de leste e a mesma dispõe-se ao longo da linha do equador, de modo que a umidade oceânica desempenha um importante papel nos seus índices pluviométricos. Marques et al. (1980) estimaram que a evapotranspiração real atinge cerca de 50% da precipitação total da Amazônia. Dados mais recentes do projeto ARME confirmam essa estimativa evidenciando que cerca de 90% da energia solar disponível é consumida nesse processo. Indicam também que, sem restrição de água no solo, cerca de 75% do total evaporado é devido à transpiração e que 25% da precipitação total é re-evaporada após interceptação pelo dossel (Shuttleworth & Nobre, 1992).

### 3.2 - Principais Sistemas de Circulação Atmosférica

Nimer (1989) descreveu, de um modo geral, os sistemas de circulação que determinam o regime pluviométrico da Região Norte, que compreende a quase totalidade da Região Amazônica. Identificou quatro sistemas de ventos atuantes na região, que seriam:

- a) o sistema de ventos de NE a E dos anticiclones subtropicais do Atlântico sul e dos Açores;
- b) o sistema de ventos de W da massa equatorial ou linhas de instabilidade tropical;
- c) o sistema de ventos de N da convergência intertropical; e
- d) o sistema de ventos de S do anticiclone polar.

À partir de então, outros trabalhos abordando os diversos aspectos característicos da circulação atmosférica sobre a região trouxeram um maior entendimento em relação ao complexo mecanismo atmosférico nela atuante (Marques et al., 1979; Sobral, 1979; Kousky & Kayano, 1981; Oliveira, 1986;

Molion, 1987; entre outros). Com base nestas publicações são descritos à seguir os principais sistemas que organizam a precipitação sobre a região .

### 3.2.1 - Circulação Média de Larga Escala

Sabe-se que quase a totalidade da energia que chega à Terra (99,97%), provém do Sol sob a forma de radiação eletromagnética de onda curta. Nas baixas latitudes, a radiação solar recebida é maior que a radiação terrestre (onda longa) perdida para o espaço, enquanto que para latitudes maiores a radiação perdida é maior que a radiação solar recebida. Dessa forma, seria de supor-se que haveria um contínuo crescimento no aquecimento da superfície nas baixas latitudes e um também contínuo resfriamento nas altas latitudes. Todavia, observações de longo termo nessas regiões mostram que tal fato não se verifica. Isso ocorre porque o excesso de radiação solar recebida nas baixas latitudes é exportado para as latitudes maiores, principalmente pelos mecanismos de grande escala da circulação geral. A Fig. 01 (a-d) mostra o comportamento médio dessa circulação de grande escala.

Os sistemas produtores de tempo são sistemas de circulação seguidos por padrões e tipos característicos de tempo. São mencionados como sendo perturbações atmosféricas representadas por extensas ondas, turbilhões ou vórtices de ar inseridos na circulação geral da atmosfera. Os mais importantes desses sistemas são os ciclones e os anticiclones das latitudes médias, os ciclones tropicais e as monções (Ayoade, 1988). Ciclone é o termo usado para descrever a distribuição da pressão atmosférica na qual há uma baixa pressão central em relação às áreas circundantes. Onde há uma alta pressão central em relação às áreas circunjacentes, usa-se o termo anticiclone. Os ciclones estão associados a tempo instável enquanto os anticiclones são acompanhados de tempo bom.

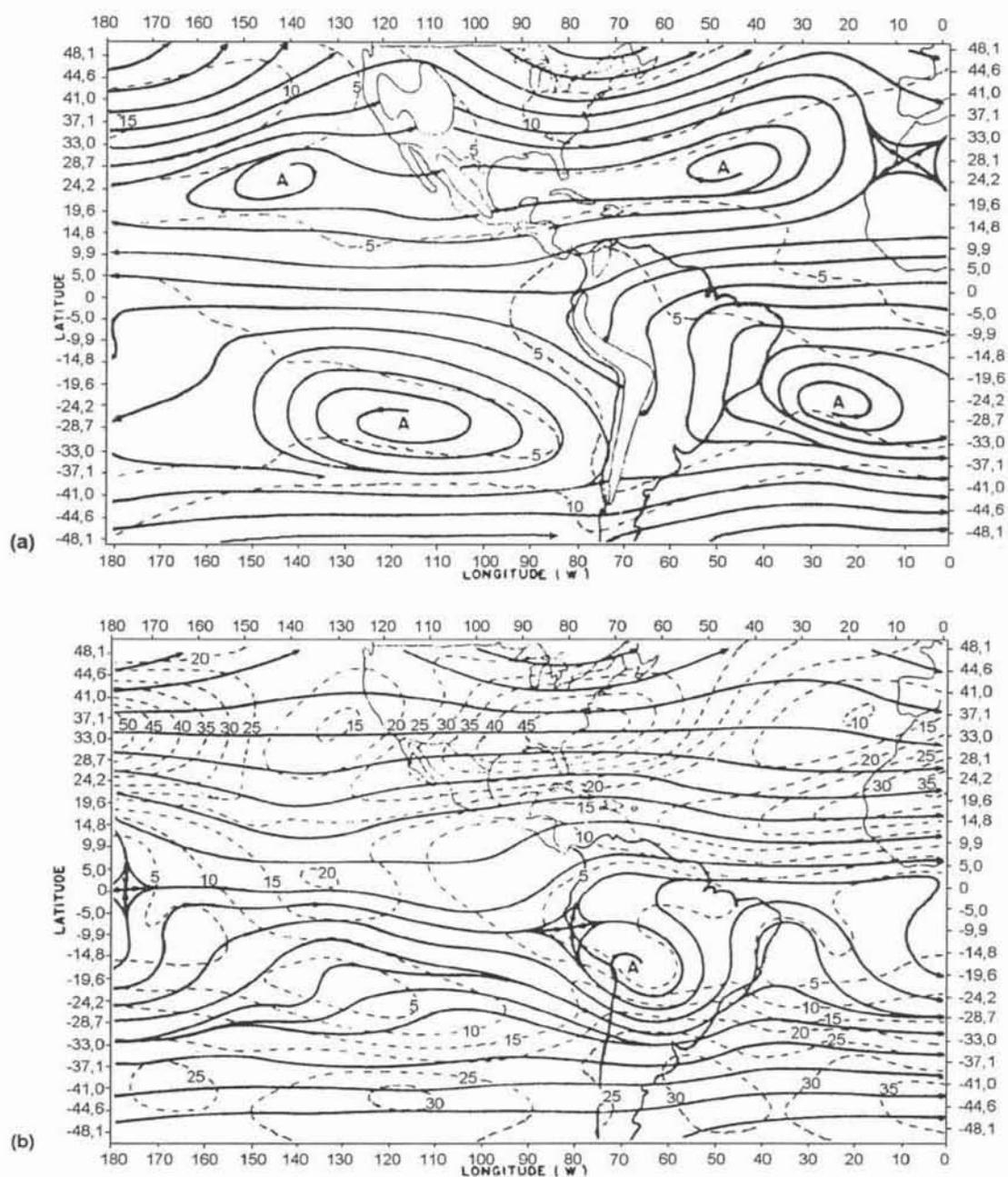


Figura 01(a,b) - Linhas de função de corrente (cheias) apresentando a circulação troposférica média no mes de Janeiro para os níveis de 850mb (a) , e 250 mb (b). As linhas tracejadas representam as isotacas (segundo Kousky ; adaptado de Molion, 1987).

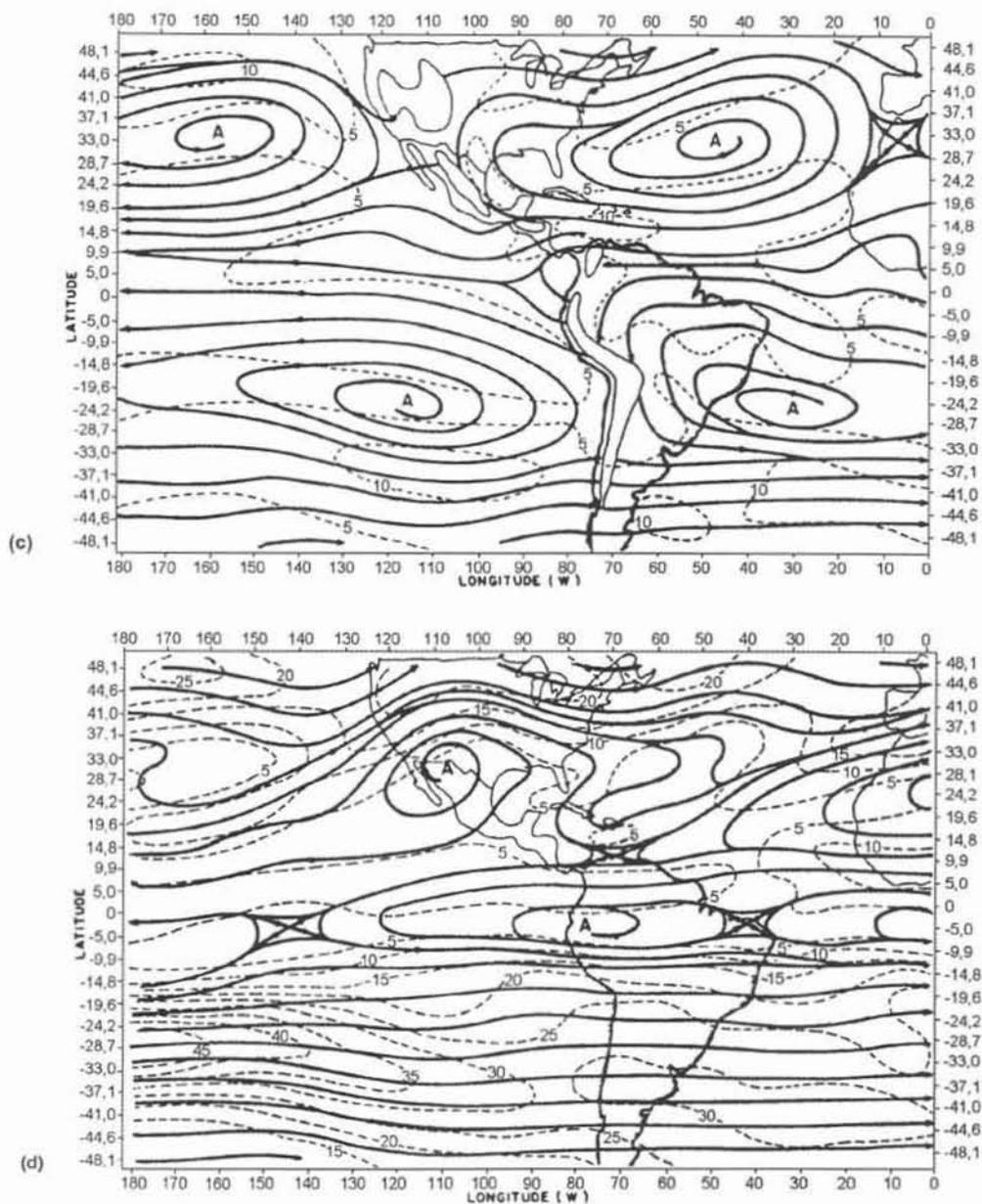


Figura 01(c,d) - Linhas de função de corrente (cheias) apresentando a circulação troposférica média no mes de Julho para os níveis de 850 mb (c), e 250 mb (d). As linhas tracejadas representam as isotacas (segundo Kousky ; adaptado de Molion, 1987).

### 3.2.1.1 - Os Anticiclones Subtropicais -

Os sistemas de grande escala que controlam o clima da Amazônia são os anticiclones subtropicais do Atlântico e do Pacífico presentes em ambos os hemisférios. Kousky et al. (1983) utilizaram um conjunto de dados do Centro Meteorológico Nacional dos Estados Unidos (NMC/NOAA) para o período 1970-75, combinando dados convencionais e de satélites e revisaram cartas médias de função de corrente para os níveis de 850 e 250 mb para dois meses típicos (Janeiro e Julho) as quais estão reproduzidas na Fig.01 (a-d).

A análise dessas cartas ao nível de 850 mb mostra que os anticiclones subtropicais do Pacífico e do Atlântico acham-se presentes em ambas as estações: em Julho (inverno do HS) o anticiclone do Pacífico apresenta-se um pouco mais próximo do equador (pequeno deslocamento meridional) enquanto o anticiclone do Atlântico permanece na mesma latitude embora um tanto mais próximo da costa brasileira (pequeno deslocamento zonal). Nesse nível, portanto, há uma pequena variação sazonal.

As configurações das cartas ao nível de 250 mb mostram diferenças significativas: enquanto no mês de Janeiro as isolinhas apresentam um escoamento com característica marcadamente meridional, para o mês de Julho ocorre uma forte predominância de escoamento zonal; a natureza meridional do escoamento em janeiro é ditada pelo forte aquecimento da superfície com consequente liberação de calor sensível e latente através da troposfera resultando no surgimento de uma célula de circulação com ar quente e úmido subindo sobre o continente e ar seco descendo sobre as áreas oceânicas adjacentes. Essa célula, denominada na bibliografia por Célula de Walker, apresenta um movimento de circulação conforme pode ser observado no diagrama esquemático representado na figura que se segue.

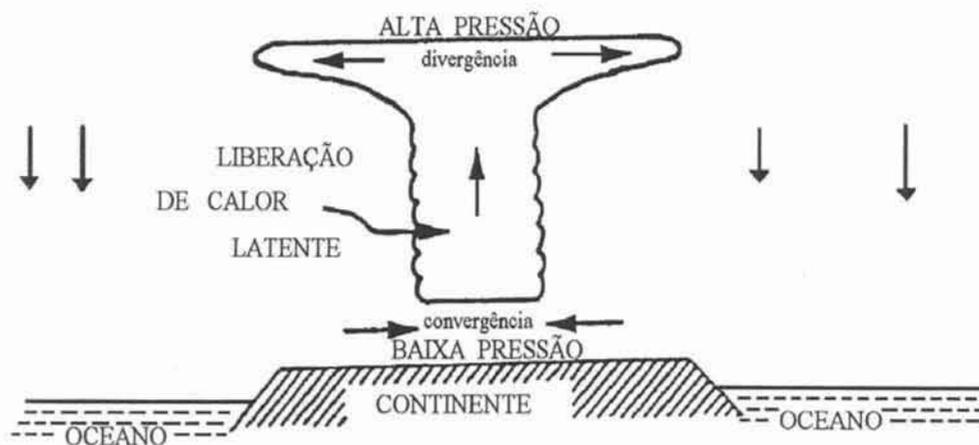


Figura 02 - Diagrama esquemático representando a circulação resultante do aquecimento diferencial entre o continente e os oceanos, no verão.

Segundo Gill (1980), o ramo descendente ao leste do centro dessa célula pode ser mais extenso que o ramo oeste. Assim, os movimentos subsidentes que impedem a formação de nuvens afastando a possibilidade de ocorrência de precipitação, podem ocorrer desde o leste da região Amazônica passando pela região Nordeste brasileira até o oeste da África. O ramo ascendente dessa circulação provoca intensa formação de nuvens convectivas e altos índices pluviométricos, ao contrário dos seus ramos descendentes. Esse mecanismo de circulação fortalece a chamada Alta da Bolívia (alta pressão nos altos níveis). Com o enfraquecimento e deslocamento desta mais para o norte durante o inverno (Julho) os setores sul e leste da Amazônia enfrentam o seu período seco.

O setor noroeste da região Amazônica possui um regime pluviométrico sem uma estação seca bem definida, com chuvas relativamente bem distribuídas durante o ano todo.

### 3.2.1.2 - A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) -

A ZCIT é um sistema que vem sendo muito estudado nos últimos vinte anos e a sua influência sobre a precipitação em diversos continentes é mostrada em muitos trabalhos (Hastenrath & Heller, 1977; Moura & Shukla, 1981; Citeau et al., 1988; entre outros). É formada pela confluência dos alísios de sudeste do Hemisfério Sul com os alísios de nordeste do Hemisfério Norte e compreende uma faixa de escoamento próxima ao equador a qual migra em direção ao hemisfério de verão, oscilando entre as latitudes 5°S e 10°N, aproximadamente. Na região de atuação da ZCIT há a interação de vários sistemas como a Zona de Confluência dos Alísios de SE e NE (ZCA), o cavado equatorial, a zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM), e a banda de cobertura de nuvens convectivas. Segundo Uvo (1989) todos esses sistemas interagem sobre a faixa equatorial dos oceanos. Acreditava-se, à princípio, que todos esses sistemas encontravam-se sobrepostos numa mesma latitude, porém, Hastenrath & Lamb (1977), Hastenrath & Heller (1977) mostraram que esses sistemas não se apresentam sobre uma mesma latitude, mas sim próximos uns aos outros. Dessa forma, a permanência da ZCIT mais ao sul coincide com a melhoria da qualidade da estação chuvosa nas regiões Norte e Nordeste (setor norte) do Brasil. A permanência mais longa ou mais curta da ZCIT mais ao sul está relacionada a fatores de grande escala como:

- (i) a localização da faixa de máxima TSM em posições mais ao sul traz a banda convectiva para posições mais ao sul, uma vez que essa tende a localizar-se sobre a região de águas oceânicas mais quentes;
- (ii) a intensificação da alta dos Açores e, conseqüentemente, dos alísios de nordeste, acompanhada pelo enfraquecimento da Alta do Atlântico Sul, logo, dos alísios de sudeste, tende a manter a ZCIT em posições mais ao sul

melhorando a qualidade da estação chuvosa na região Norte e setor norte do Nordeste do Brasil;

- (iii) anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical Norte e positivas no Atlântico Tropical Sul também contribuem para manter a ZCIT em posições mais ao sul;
- (iv) o episódio frio do ENOS (El Niño/Oscilação do Sul) tende a melhorar a qualidade da estação chuvosa na região, pois vem acompanhando por fortalecimento da Alta dos Açores, anomalias positivas da TSM no Atlântico Tropical Sul e enfraquecimento da Alta do Atlântico Sul, e todos esses fatores contribuem para manter ZCIT mais ao sul.

Após o advento do satélite pode-se observar mais convenientemente o comportamento da ZCIT e notou-se que esta apresenta razoável oscilação diária, pentadal ou semanal em sua posição meridional. Uvo et al.(1988) observaram frequências preferenciais de oscilação da ZCIT, em torno de 10 a 20 dias e 30 a 50 dias, as quais resultam em períodos de estiagem durante a estação chuvosa, quando a banda convectiva da ZCIT desloca-se para o norte alguns graus de latitude. Nos meses de verão e outono, a banda convectiva da ZCIT apresenta intensificações em sua intensidade que se propagam de leste para oeste, resultando em períodos de maior intensidade de precipitação, em especial no setor norte da região Nordeste, conhecidos como “pulsos”. No mês de fevereiro, observaram que a banda convectiva da ZCIT dá um “salto” de 1,5° de latitude para o norte durante 4 ou 5 pântadas retornando posteriormente para sua posição mais ao sul. Sua causa, entretanto, não foi determinada. Os pulsos observados iniciam-se com um aumento da convecção na África Central oeste (ponta leste da ZCIT ) e, à seguir, propagam-se para oeste atingindo o Nordeste do Brasil em dois ou três dias, aumentando consideravelmente a precipitação na região (quando a ZCIT encontra-se em suas

posições mais ao sul). Embora esses mecanismos não sejam ainda bem conhecidos, existe uma tendência de relacioná-los com as ondas de leste que se propagam através da ZCIT.

### 3.2.2 - As Perturbações Transientes -

Por perturbações transientes deve-se entender aquelas de regime passageiro (ou transitório) representadas pela ação em tempo mais reduzido de sistemas dentre os quais estão as frentes frias, as linhas de instabilidade, os aglomerados convectivos e os vórtices ciclônicos. Dessa forma, essas perturbações classificadas segundo sua escala de tempo variam desde a convecção local de microescala que tem um tempo de vida de algumas horas, até grandes aglomerados de cúmulos-nimbus (Cbs) de mesoescala organizados por sistemas troposféricos extratropicais da macroescala e que podem durar até vários dias.

#### 3.2.2.1 - Os Sistemas Tropicais de Mesoescala

Os principais sistemas de mesoescala atuantes na Amazônia são: as Linhas de Instabilidade, os Aglomerados Convectivos e os Cbs individuais. Hamilton & Archbold (1945) definem uma linha de instabilidade tropical como uma linha de Cbs que se forma ao longo da borda de uma ampla área de movimento ascendente. Já Huschke (1959) as definiu como sendo uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua. Sua formação no litoral da América do Sul deve-se à atuação da brisa marítima que ocorre conforme esquema mostrado na Fig. 03 (a-c), à seguir.

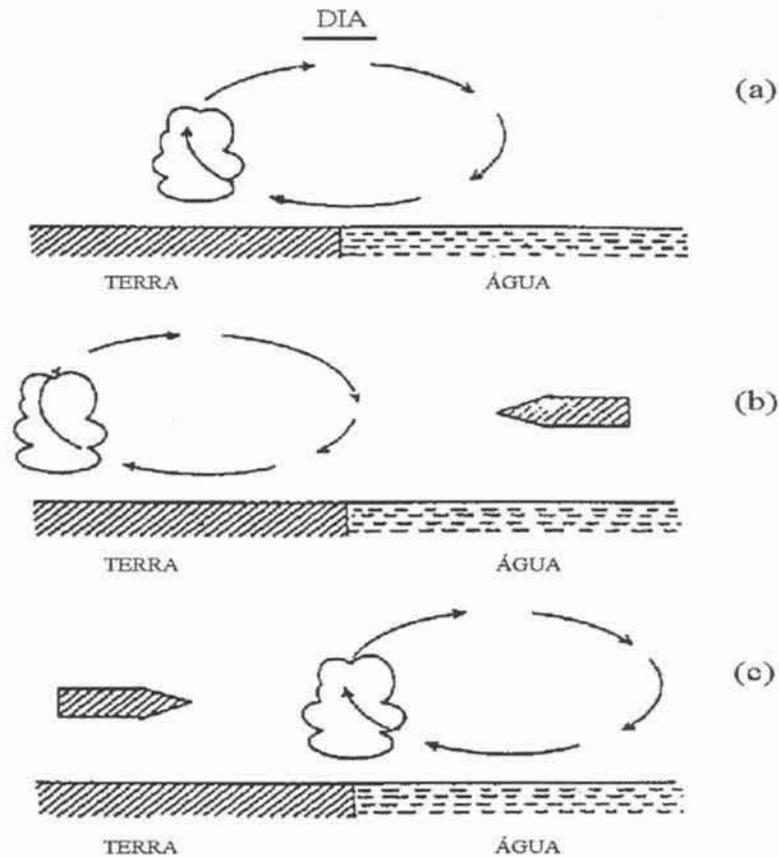


Figura 3 - Diagrama esquemático mostrando os efeitos de escala sinótica da penetração da brisa marítima no continente.

Na Fig. 03, acima, são mostrados os efeitos de escala sinótica na penetração da brisa marítima no continente: (a) sem presença de um escoamento médio; (b) na presença de um escoamento no sentido do continente e ; por fim, (c), na presença de um escoamento no sentido do oceano. Como as linhas de instabilidade podem se organizar ao longo das brisas marítima e terrestre, o entendimento de algumas das principais características dessas brisas, em particular da brisa marítima, deve ser considerado. Muitos autores como Kousky & Elias (1982) e Cavalcanti (1982), descreveram o processo de formação das brisas, cujo diagrama esquemático pode ser observado na figura mostrada adiante.

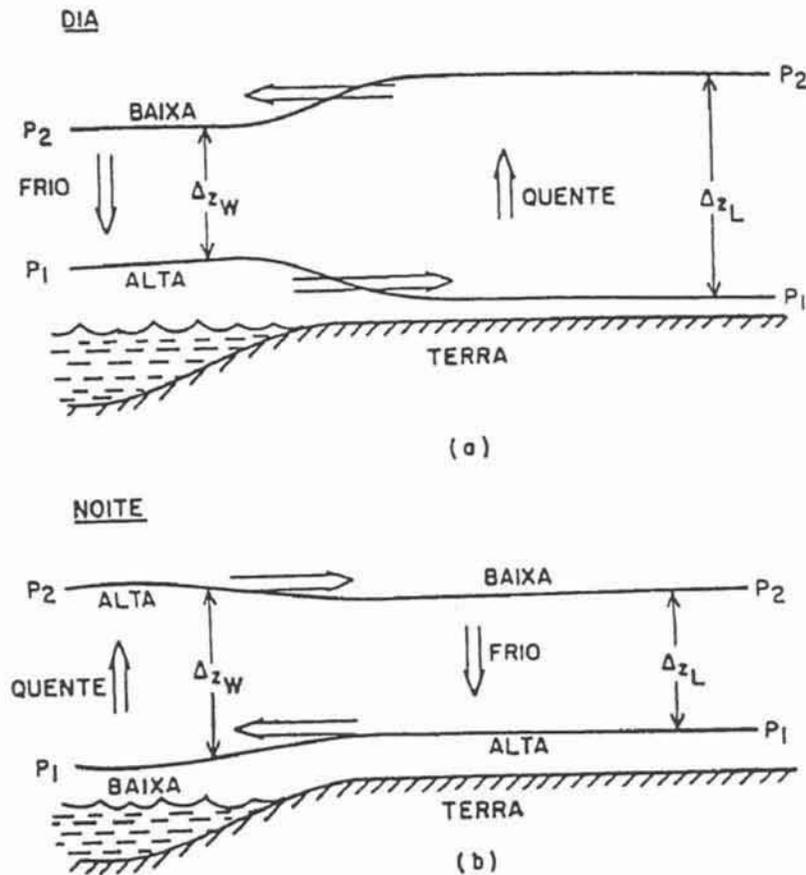


Figura 4(a,b) - Diagrama esquemático de : (a) brisa marítima, ou lacustre  
(b) brisa terrestre.

Assim, nos trópicos, a brisa marítima pode atingir 1 ou 2km de altura, enquanto a brisa terrestre atinge alturas menores (Cavalcanti, 1982). Segundo Kousky & Elias (1982), a circulação da brisa, incluindo o escoamento de retorno, estende-se a aproximadamente 3.000m (ou 700mb). Esclarecem, também, que a profundidade e intensidade da circulação dependem de fatores como a situação sinótica geral, do gradiente de pressão no sentido do continente ou do oceano e das condições de estabilidade ou instabilidade da atmosfera na região. Enquanto a velocidade da brisa marítima nas latitudes médias é de 3 a 5m/s, podendo alcançar valores de até 11 m/s, nas latitudes tropicais ela pode atingir valores até maiores. A

penetração da brisa marítima no continente depende do escoamento em larga escala atuante na região e pode atingir mais de 100 km da costa na região Nordeste do Brasil (Kousky, 1980). A brisa marítima mais intensa ocorre nos meses de fevereiro, outubro e dezembro, quando o contraste térmico continente-oceano, durante o dia, é maior .

Cavalcanti (1982) demonstrou que a circulação de brisa marítima organiza convecção sobre toda a costa próxima à foz do Amazonas. As linhas convectivas formam-se na costa ou fora dela, devido à convergência da brisa e se deslocam para o interior onde ou dissipam-se após o por do sol devido à redução do contraste térmico ou, quando não, permanecem ativas por mais de 48 horas, formando linhas de instabilidade que uma vez propagando-se para o interior do continente, podem mesmo alcançar até a Cordilheira dos Andes (Molion, 1987). A Fig. 05 mostra o esquema de formação da nebulosidade associada às linhas de instabilidade e aglomerados de cúmulos.

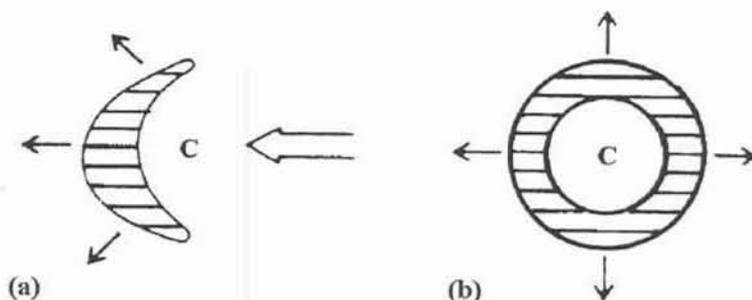


Figura 05(a,b) - Diagrama esquemático apresentando a formação da nebulosidade associada a uma célula convectiva, responsável pela configuração de LIs e/ou aglomerados de cúmulos.

Na Fig. 05 (b), a nebulosidade formada está associada a uma célula convectiva estacionária, enquanto na Fig. 05 (a) a nebulosidade é formada por uma

célula convectiva movendo-se para oeste. O ponto C indica o centro da célula, podendo ocorrer a ação de várias células ao longo da linha de escoamento médio, atingindo comprimento superiores a 100 km e chegando a deslocarem-se com velocidade de cerca de  $10^\circ$  de longitude por dia. Durante a noite apresentam-se menos ativas, tornando a intensificarem-se no dia seguinte em virtude do forte aquecimento superficial. Essas penetrações parecem ocorrer mais frequentemente no período de Dezembro à Abril e acredita-se que não somente a brisa marítima seja o mecanismo dinâmico a propiciar a formação dessas linhas, mas também penetrações profundas nos subtropicais de sistemas frontais extratropicais provenientes de ambos os hemisférios (Molion, 1987). A figura abaixo mostra uma seção transversal de uma LI tropical.

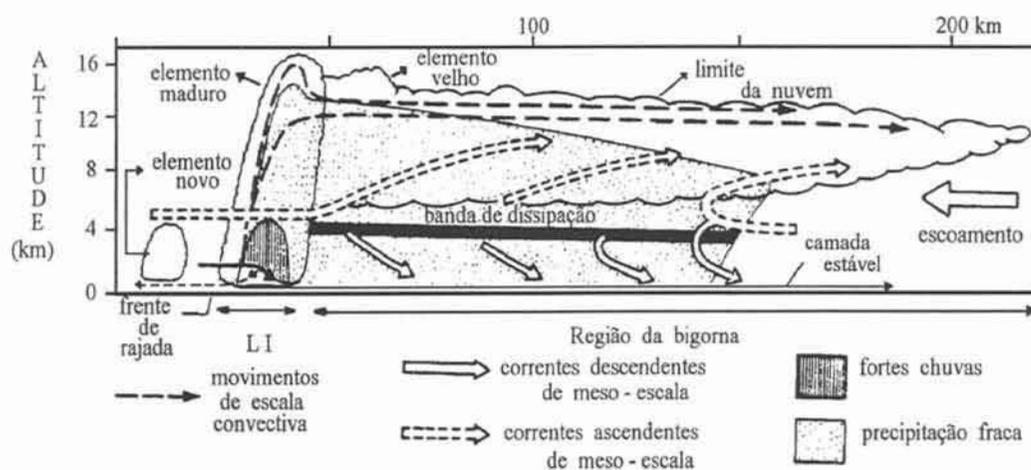


Figura 06 - Seção transversal de uma LI tropical mostrando a localização da precipitação, os movimentos verticais e o esquema de formação da nebulosidade associada (segundo Houze : adaptado de Barry & Chorley, 1987).

Como pode ser observado, uma LI é composta basicamente por células convectivas maduras e por uma região de nuvens estratiformes (bigorna),

localizadas na sua retaguarda. Segundo Mansfield (1974), Cavalcanti (1982) e Cohen (1989), um dos principais mecanismos para o desenvolvimento e manutenção de uma LI é o cisalhamento vertical do vento, que contribui para a existência de correntes ascendentes e descendentes dos Cbs (cúmulo-nimbos). Mansfield (1974) sugeriu que a presença de ventos máximos nos baixos níveis vem a ser uma condição necessária para o desenvolvimento de uma LI. Segundo Newton & Newton (1959), um campo hidrodinâmico de pressão é induzido quando há cisalhamento vertical do vento.

Zipser (1977) propôs dois tipos de correntes verticais associadas às LIs, cada uma sob duas escalas de atuação, conforme pode ser identificado na Fig. 06, apresentada anteriormente. São elas de :

a - Movimento ascendente -

de escala convectiva, produzido pela convergência na camada limite planetária, contribuindo para o desenvolvimento de novas células convectivas à frente das células maduras, e

de mesoescala, responsável pela manutenção das nuvens estratiformes (mostrado na figura através das setas com linhas tracejadas);

b - Movimento descendente -

de escala convectiva, o qual ocorre na própria zona da LI (10-20 km) onde as chuvas são intensas e onde o movimento descendente é induzido pelo arrasto das gotas de chuva provenientes dos Cbs,

de mesoescala (100-500 km) que ocorrem sob a região da bigorna, sustentado pelo resfriamento do ar proveniente da evaporação das gotas das nuvens estratiformes (mostrado pelas setas com linha contínua).

Cohen (1989) classificou dois tipos básicos de LIs: a LIC, ou linha de instabilidade costeira; e a LIP, ou linha de instabilidade que se propaga, sendo essa a qualidade que as diferencia. As LIs na costa norte da América do Sul mostram

uma frequência de ocorrência máxima no inverno e mínima na primavera e no verão. A faixa de atuação das LIs acompanha o deslocamento norte-sul da ZCIT e embora sua frequência máxima no litoral norte da América do Sul ocorra quando a ZCIT encontra-se mais organizada (nos meses de inverno do HS), a sua ocorrência sobre a Amazônia é mais frequente no período dezembro-abril. Também relaciona-se com a alta do Atlântico Norte uma vez que a intensificação desta resulta numa intensificação dos alísios de NE, aumentando a convergência nos baixos níveis na região de formação da LI. Também a presença de zonas frontais próximas, estabelece convergência nos baixos níveis, auxiliando o ramo ascendente da brisa marítima.

Os aglomerados convectivos são conjuntos de Cbs cobertos por densa camada de cirros, possuem formas aproximadamente circulares com diâmetro médio de três graus de latitude/longitude, crescimento rápido (6 à 12h) e, nos trópicos, são responsáveis pela maior parte da precipitação total durante a estação quente das latitudes médias. Apresentam intensos movimentos verticais e ocorrem com a cooperação de distúrbios de escala sinótica. A diferença básica para as LIs diz respeito à sua escala espacial. Segundo Orlanski (1975) os sistemas de mesoescala possuem dimensões que variam de dezenas até várias centenas de quilômetros. Por isso, sugere uma classificação dos mesmos em meso- $\alpha$ , meso- $\beta$  e meso- $\gamma$ , em ordem decrescente. Estariam classificados no primeiro caso os aglomerados de Cbs e os vórtices de ar frio do tipo vírgula, no segundo caso as LIs e as circulações térmicas topográficamente induzidas, e no terceiro caso as nuvens Cbs individuais. Na região equatorial, desenvolvem-se em cooperação com os distúrbios equatoriais que, por sua vez, tem origem em mecanismo tipo instabilidade barotrópica do escoamento zonal médio devido ao cisalhamento lateral do vento e/ou na instabilidade condicional do segundo tipo (CISK) devido à convecção organizada e dirigida pela convergência de umidade na camada limite.

Segundo Charney (1979), CISK é a cooperação interativa entre os aglomerados convectivos e os distúrbios de grande escala fazendo com que aumente a instabilidade dos sistemas de grande escala da seguinte forma: os aglomerados suprem de calor os distúrbios resultando na manutenção dos mesmos e estes produzem convergência de umidade aumentando a convecção cúmulus que gera aqueles.

Cavalcanti (1982) observou a formação de LIs na costa norte do Nordeste e verificou que estas propagavam-se para o interior do continente e, em vários casos, alguns Cbs em forma de aglomerado convectivo desprendiam-se dessas LIs e propagavam-se mais rapidamente para o interior, produzindo precipitação sobre a Amazônia.

#### 3.2.2.2 - Sistemas de Escala Sinótica

Os principais sistemas transientes, de escala sinótica, que atuam na Amazônia são os Sistemas Frontais e os Vórtices Ciclônicos.

Os sistemas frontais podem penetrar na Amazônia em qualquer época do ano, organizando a convecção local e influenciando na precipitação, notadamente no período de inverno (no HS), quando deslocando-se à margem da Cordilheira dos Andes, atingem a região provocando bruscas quedas de temperatura causando o fenômeno conhecido por “friagem” o qual permanece por cerca de três dias ou pouco mais. Podem mover-se, também, ao longo da costa do Brasil em direção ao Equador, provocando o deslocamento do máximo de precipitação de sua posição média na Amazônia central, para o leste da Amazônia e NE do Brasil. Quando tal fato ocorre, os movimentos subsidentes compensatórios provocam a redução da precipitação no oeste da Amazônia. Oliveira (1986) mostrou, através da inspeção de imagens geradas por satélites

geoestacionários, que muitos sistemas frontais (durante o verão do HS) se deslocam ao longo da costa brasileira, às vezes até latitude subtropicais, organizando e intensificando a convecção na Amazônia. Existem anos em que esses sistemas frontais permanecem quase-estacionários em sua posição média (entre 15°S-25°S; no sentido NW-SE) resultando em grandes quantidades de precipitação na região sobre os afluentes da margem direita do rio Amazonas. As causas dessa persistência dos sistemas frontais estacionários não é bem conhecida. Acredita-se que esteja relacionada com bloqueios no escoamento troposférico sobre o Pacífico Sul (30°-40°S; 90°-100°W). Tal situação está ligada com o fortalecimento do jato subtropical sobre a costa leste do Brasil ( $\pm 20^\circ$ S), que por sua vez auxilia na manutenção dos bloqueios.

É possível, também, que sistemas frontais do Hemisfério Norte influenciem diretamente na precipitação da Amazônia. Molion et al. (cit. p/Molion, 1987) apresentaram um estudo de caso para fevereiro de 1980, quando a passagem de sucessivos sistemas frontais sobre o Atlântico subtropical norte propiciaram penetrações de ar relativamente mais frio daquele hemisfério no norte da América do Sul, contribuindo para a organização de banda de nuvens convectivas, no sentido leste-oeste, que intensificadas por sistemas frontais provenientes do sul, ocasionaram grandes precipitações na Amazônia, Centro Oeste e NE do Brasil.

Os vórtices ciclônicos da alta troposfera consistem em sistemas de baixa pressão em grande escala que se formam na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (Gan, 1983). Os vórtices são também conhecidos na literatura como: baixas desprendidas, baixas de Palmén, baixas frias, ciclones tropicais da alta atmosfera, ciclones Hona. Tem sua origem nos subtropicais ou até mesmo nos trópicos. Quando acontecem no trópico, próximo à costa da América do Sul, agem diretamente sobre as regiões Norte e

Nordeste do Brasil. suas principais características , segundo Kousky & Gan (1981) e Gan (1983), são:

- região de origem: sobre o oceano Atlântico ( $10^{\circ}$ - $50^{\circ}$ W), acima de 9000 m nas baixas latitudes;
- ocorrência : nos meses de primavera, verão e outono; maior frequência no período Dezembro-Março (Gan, 1983);
- tempo de atuação : até mais de uma semana;
- deslocamento : irregular, podendo permanecer quase estacionários ou movendo-se para leste ou oeste mais de  $8^{\circ}$  de latitude por dia.

Segundo Frank (1970), os vórtices ciclônicos da alta troposfera confinam-se preferencialmente acima de 500 mb e a maior parte deles (60%) não atinge a superfície. Surgem na alta troposfera de onde estendem-se gradualmente para baixo (Palmer, 1951). O centro da circulação fechada inclina-se, na vertical, na direção do ar mais frio (Carlson, 1967). Os ventos máximos ocorrem próximo a 200 mb diminuindo em direção aos médios e baixos níveis. Em relação à temperatura, a análise de cartas de isotermas apresenta anomalias negativas de temperatura, maiores em níveis médios e menores nos níveis mais baixos (Kousky & Gan, 1981).

Considerando-se o movimento vertical gerado pelos vórtices ciclônicos de altos níveis, nota-se que o mesmo possui uma circulação direta que se caracteriza por um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro e movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia , conforme pode ser observado no diagrama esquemático representando a seção transversal de um sistema de vórtice ciclônico mostrado na figura à seguir.

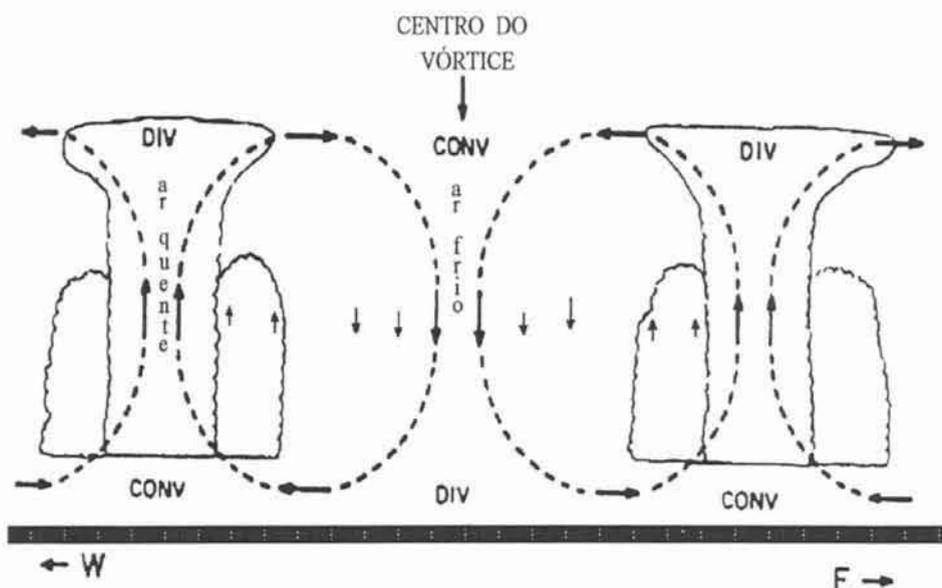


Figura 07 - Diagrama esquemático mostrando a seção transversal de um sistema de vórtice ciclônico.

Essa circulação transforma energia potencial em energia cinética, o que se dá através da liberação de calor latente ao longo da periferia (Gan, 1983). A sua dissipação se dá devido ao aquecimento em superfície (calor sensível) sobre o continente ou águas oceânicas quentes. A Fig. 08 (a-c) mostra a sequência básica de formação de um vórtice ciclônico

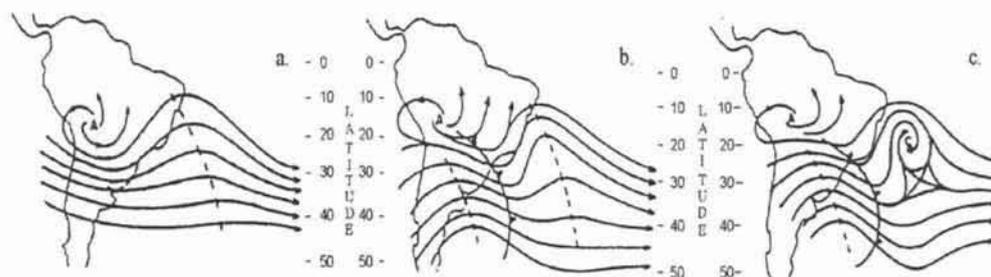


Figura 08 (a-c) - Sequência esquemática para a formação de um anticiclone subtropical em 200 mb, no Atlântico Sul (adaptada de Kousky e Gan, 1981).

Na Fig. 08(a), observa-se a circulação não-perturbada, enquanto que na Fig. 08(b) aparece um cavado de altos níveis superposto com uma frente fria que o acompanha e onde percebe-se a intensificação do cavado sobre o oceano. Já na Fig.08(c), nota-se o vórtice formado fechando-se sobre o oeste do oceano Atlântico.

Na Fig. 09 é ilustrada a cobertura de nuvens nos altos e médios níveis associada ao vórtice formado na Fig. 08(c) (Kousky & Gan, 1981; Gan, 1983).

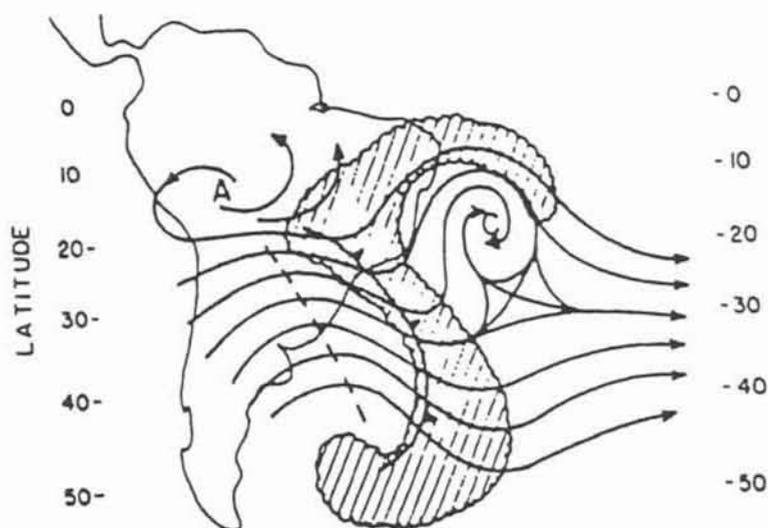


Figura 09 - Ilustração esquemática das nuvens médias e altas para a situação mostrada na figura 8(c) (Kousky & Gan, 1983).

Todavia, os vórtices podem ser secos e, nesse caso, não apresentam banda convectiva associada. Podem também ser absorvidos (sobre o oceano) pelos ventos de oeste de latitudes médias através de fortes cavados que se deslocam de latitudes mais altas.

Não existe, na bibliografia, trabalhos específicos à respeito da importância relativa de cada um desses sistemas no contexto quantitativo da precipitação sobre a Amazônia, embora a reconhecida persistência de uns e a frequente ocorrência de outros, motivo pelo qual têm sido citados em diversos trabalhos sobre a climatologia da região. Por isso, o que procuramos apresentar nesse capítulo foi a compilação de uma série de publicações atualizadas que viessem a tratar os diversos tópicos relativos à climatologia dinâmica da região, visando um melhor entendimento dos mecanismos atuantes nos diferentes níveis de escala.

## 4 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 4.1 - O Processo de Evaporação-

A umidade do ar é a água, na fase de vapor, que existe na atmosfera e sua acentuada variabilidade observada provém da extrema facilidade com que pode ocorrer a mudança de fase nas condições atmosféricas reinantes. Tais mudanças de fase são acompanhadas por liberação ou absorção de energia, chamada calor de transformação ou calor latente, que associada com o transporte do vapor d'água pela circulação atmosférica, atua na distribuição do calor sobre o globo terrestre. Tal transporte é realizado horizontalmente pela advecção e verticalmente por difusão e por convecção, livre e ou forçada.

A atmosfera recebe umidade da superfície terrestre através da evaporação do solo nu, das superfícies aquáticas e através da transpiração das plantas. A evaporação é o processo pelo qual a umidade, em sua forma líquida ou sólida, passa para a forma gasosa (o vapor d'água). A transpiração é o processo pelo qual a água, captada no solo pelas raízes das plantas, é transferida à atmosfera sob a forma de vapor. A evapotranspiração é, portanto, o fenômeno associado à perda conjunta de água do solo pela evaporação e pela transpiração das plantas. A transpiração é, como a evaporação de superfícies não-vivas, um processo de evaporação passivo, o que significa que ambas estão sujeitas às mesmas restrições sendo, portanto, razoável admitir-se um termo geral que as

englobe e que pode denominar-se “evaporação” ou mesmo “evapotranspiração” (Winter, 1974). A evaporação tem origem numa zona limitada próxima à interface entre a atmosfera e a superfície evaporante e se dá em resposta ao fornecimento de energia pelo sol, pela atmosfera ou pela própria superfície e é controlada pela taxa na qual essa energia, sob a forma de calor latente, pode ser difundida pela superfície. Essa taxa, por sua vez, depende da existência de um suprimento de umidade e de um gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e a atmosfera. Portanto, a taxa de evapotranspiração em uma dada área é determinada, principalmente, por três fatores: um suprimento de energia, uma disponibilidade hídrica na superfície evaporante e uma demanda evaporativa da atmosfera ou, uma capacidade da atmosfera de vaporizar a água, remover e transportar esse vapor para cima. Destes, a radiação solar é o único fator independente mas, juntamente com os demais alcança um estado de equilíbrio com uma taxa apropriada de difusão do vapor d’água de modo que a alteração em um provoca o ajustamento nos outros alcançando, assim, uma nova taxa de evapotranspiração.

Desde que não haja limitação hídrica na superfície evaporante, a taxa de evaporação ocorrerá na razão máxima possível num determinado ambiente. Tal condição originou o conceito de evapotranspiração potencial o qual, segundo Stanhill (1965b), foi definido na Reunião sobre Física na Agricultura em Wageningen (Holanda) em 1955, como sendo “a máxima perda de água, na fase gasosa, para uma unidade de tempo, de uma cobertura vegetal abundante, uniforme, de porte baixo, em fase de crescimento ativo, cobrindo totalmente uma extensa área e sem déficit de água”. Todavia, sob condições normais, nem sempre há umidade disponível em quantidade suficiente na superfície evaporante e, nesse caso, a evapotranspiração passa a ocorrer numa taxa inferior à potencial

o que caracteriza a evapotranspiração real ou atual. Esta, ao contrário daquela, é extremamente variável dependendo de inúmeras situações.

Diversos fatores afetam a evapotranspiração tais como: fatores de solo (teor de umidade, profundidade do lençol freático, condutividade hidráulica); fatores de planta (quantidade e abertura dos estômatos, capacidade de absorção de água pelas raízes, estágio de crescimento); e fatores meteorológicos (radiação, temperatura e umidade do ar, vento e pressão barométrica). Dada essa grande quantidade de fatores que afetam a evapotranspiração, suas complexas relações e as dificuldades teóricas, econômicas e técnicas relativas à sua determinação, criaram-se numerosos métodos de cálculo na tentativa de quantificá-la. Assim, surgiram: os métodos hidrológicos baseados no balanço de água (balanço hídrico, lisímetros, potômetros); os métodos de correlação de vórtices baseados nos fluxos verticais de vapor, calor e momentum; os métodos aerodinâmicos que consideram os fluxos verticais resultantes da difusão turbulenta; os métodos de balanço de energia baseados na equação do balanço de energia; e, da união destes dois últimos, os métodos ditos combinados, largamente utilizados por contemplarem simultaneamente as abordagens energética e aerodinâmica.

O primeiro método combinado foi desenvolvido por Penman, em 1948, com base na tese de que era necessária energia para vaporizar a água e um mecanismo (o vento) para remover o vapor produzido de junto da superfície evaporante de forma a manter o processo. Desde então, muitos outros métodos combinando as abordagens energética e aerodinâmica foram desenvolvidos. Tais métodos são por vezes designados por métodos de correlação direta por utilizarem a correlação de parâmetros meteorológicos e constituem-se nos métodos mais amplamente utilizados para a estimativa da evapotranspiração de superfícies vegetadas.

## 4.2 - A Difusão do Vapor

A difusão é o processo pelo qual as propriedades que servem para caracterizar um volume particular de um fluido, como por exemplo, o seu conteúdo de calor, ou de momentum, ou a concentração de suas partes constituintes, são deslocados de uma parte do fluido à outra. Tais deslocamentos tem lugar quando há variações na concentração destas entidades entre esses pontos e ocorre devido a que, à temperaturas normais, as moléculas que formam o fluido estão em constante movimento randômico quer seja como moléculas individuais quer seja como grupos coerentes de moléculas.

A difusão do vapor d'água se dá através de dois diferentes processos físicos: o molecular e o turbulento. A difusão molecular é dependente do movimento individual das moléculas e da existência de gradientes de concentração e, devido à agitação molecular do ar, é responsável pela transferência de massa que ocorre na chamada camada limite laminar. A difusão turbulenta é resultante do movimento de grandes grupos de moléculas e é produzida pelo cisalhamento do vento que escoa sobre a superfície evaporante e resulta da sua rugosidade (é a convecção forçada). Domina os processos de transferência uma vez que provoca uma mistura mais eficiente do ar na atmosfera, cuja capacidade pode ser aumentada ou diminuída pela existência de gradientes verticais de temperatura (que é a convecção livre).

Percebe-se, assim, que a evaporação está intimamente relacionada com a transferência não só de vapor d'água, mas também de quantidade de movimento e de calor sensível. Qualquer um desses três fluxos está diretamente relacionado com seu gradiente de concentração que de acordo com a lei de Fick é dado por:

$$\text{fluxo} = \text{coeficiente de difusão} \times \text{gradiente.}$$

Ainda que tal lei tenha sido deduzida com o fim de reger a difusão de uma substância em outra, em condições uniformes de pressão e temperatura é usual aplicar-se uma teoria análoga para o caso da difusão turbulenta (Valente, 1990). Deste modo, o processo de evaporação de uma superfície natural pode ser expresso numa base física por modelos que descrevam os efeitos das resistências molecular e turbulenta à difusão sobre a partição da energia disponível.

#### 4.2.1 - A Difusão Molecular

O movimento molecular do ar é extremamente rápido: as moléculas têm uma velocidade quadrática média de cerca de 500 m/s e deslocam-se sobre um caminho médio (espaço entre as colisões) de cerca de  $5 \times 10^{-8}$  m. A difusão molecular ocorre como uma consequência direta dessa agitação molecular. As transferências de maior relevância no entendimento do processo de evaporação são as de momentum, calor e vapor d'água. Considerando-se a transferência apenas em uma direção (arbitrariamente escolhida como paralela ao eixo z) e, considerando-se a transferência do vapor d'água, a transferência expressa como fluxo de massa por unidade de área, E, é proporcional ao gradiente de concentração ( $\text{kg/m}^3$ ) de acordo com a equação

$$E = - Dv \frac{\partial x}{\partial z} \quad (1)$$

onde D vem a ser um coeficiente de difusão molecular, com dimensões de  $\text{m}^2/\text{s}$ .

De uma forma análoga, a concentração de calor no ar está relacionada com a temperatura, T, através da capacidade volumétrica de calor ( $\rho c_p$ ), onde  $\rho$  é

a densidade do ar e  $c_p$  o seu calor específico, de modo que a taxa de transferência de calor (H) por unidade de área é dada pela expressão

$$H = - D_H \frac{\partial (\rho c_p T)}{\partial z} \quad (2)$$

Similarmente, se  $u$  é a velocidade do vento perpendicular ao eixo  $z$ , então o ar possui momentum neste plano com uma concentração ( $\rho u$ ) e irá haver uma transferência de momentum, originada por uma força viscosa (estresse) por unidade de área,  $\tau$ , dado por

$$\tau = D_M \frac{\partial (\rho u)}{\partial z} \quad (3)$$

Devido ao mesmo processo ser responsável por estas diferentes transferências, os coeficientes de difusão ( $D_v$ ,  $D_H$ ,  $D_M$ ) são similares em tamanho (cerca de  $0,18 \text{ m}^2/\text{s}$ ) sendo todos crescentes cerca de  $0,7\%$  por  $^\circ\text{C}$ , a temperaturas normais. É muito comum tratar-se a taxa de evaporação na sua forma equivalente de fluxo de calor latente. Neste caso, a eq. (1) é re-escrita em termos do fluxo de calor latente,  $LE$ , o qual está relacionado ao gradiente de pressão de vapor atmosférico por

$$LE = - \frac{\rho c_p}{\gamma} D_v \frac{\partial e}{\partial z} \quad (4)$$

onde  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $66 \text{ Pa}/^\circ\text{C}$ , a  $20^\circ\text{C}$  e  $1000 \text{ mb}$ ). Numa outra forma, as eqs. (2) e (3) podem ser escritas como

$$H = - \rho c_p D_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5)$$

e

$$\tau = \rho D_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (6)$$

#### 4.2.2 - A Difusão Turbulenta -

A difusão turbulenta é causada pela convecção livre e/ou forçada que determinam os movimentos verticais na atmosfera. A convecção livre é aquela que ocorre quando, não havendo um vento médio, o movimento vertical é determinado pela existência de um gradiente vertical de temperatura diferente do gradiente adiabático. Sendo a temperatura dos níveis mais baixos inferior à dos níveis acima, o gradiente térmico será positivo ( $d\theta/dz > 0$ ) e o movimento vertical inicial tende a ser suprimido, caracterizando-se uma atmosfera estável. Caso contrário, ou seja, estando o ar próximo da superfície mais aquecido que o ar adjacente superior, o gradiente térmico será negativo ( $d\theta/dz < 0$ ) e o movimento vertical tende a se manter uma vez que o ar que ascende encontra-se mais aquecido que o ambiente que o cerca. Esta é a característica de uma atmosfera instável.

##### 4.2.2.1 - A Convecção Forçada -

Quando a atmosfera encontrar-se numa situação de equilíbrio neutro, ou seja, quando o gradiente térmico vertical é igual ao gradiente adiabático,

porém com presença de um vento médio,  $u(z)$ , sobre uma determinada superfície, a convecção que porventura ocorrer é dita ser uma convecção forçada.

Considerando-se o efeito causado pelo deslocamento do ar sobre uma superfície natural, percebe-se que o mesmo é retardado pela interação com a superfície. Mesmo superfícies muito planas são aerodinamicamente rugosas, embora à pequenas velocidades do vento. Essa interação com a superfície rugosa produz um movimento de aparência randômica e casual no qual porções de ar são continuamente criadas e destruídas, movendo-se num caminho mal-definido ainda que coerente durante sua existência transiente. Este fenômeno, conhecido como turbulência, é iniciado na superfície e propaga-se para cima na atmosfera fazendo com que a mistura gerada torne-se o mecanismo mais eficiente para a transferência de entidades através dessa atmosfera, muito mais eficiente que a transferência molecular. Assim sendo, as eqs. (4), (5) e (6), considerando-se o processo de transferência turbulenta, devem ser re-escritas em termos dos coeficientes de difusão turbulenta ( $K_V$ ,  $K_H$  e  $K_M$ ), tomando as formas

$$LE = - \frac{\rho c_p}{\gamma} K_V \frac{\partial e}{\partial z} \quad (7)$$

$$H = - \rho c_p K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (8)$$

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (9a)$$

onde a temperatura potencial ( $\theta$ ) é dada pela expressão

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma \cdot z \quad (10)$$

em que  $T(z)$  é a temperatura do ar à altura  $Z$ , relativamente à superfície do solo, e  $\Gamma$  é o gradiente adiabático ( $- 0,01 \text{ }^\circ \text{K/m}$ ), pelo que

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \Gamma \quad (11)$$

Para pequenos valores de  $z$  (próximo à superfície do solo), pode-se substituir  $d\theta/dz$  por  $dT/dz$  sem cometer-se um erro significativo (Rose, cit.p/Valente, 1990). Pelo contrário, sobre uma vegetação alta tal substituição não é aconselhável, principalmente se o gradiente vertical de temperatura é da mesma ordem de grandeza do gradiente adiabático (Thom, 1975). Seguindo a análise feita por Thom (1975), Valente (1990) concluiu que, na camada onde o perfil logarítmico do vento é observado, o fluxo de quantidade de movimento pode ser obtido pela expressão

$$\tau = \rho u^{*2} \quad (9b)$$

Na atmosfera, qualquer fluxo próximo ao solo é de característica turbulenta, salvo em curtos períodos que ocorrem normalmente à noite quando as condições atmosféricas são mais calmas. O conhecimento do perfil vertical do vento, então, é de suma importância na determinação da evaporação. A figura à seguir mostra a forma do perfil dentro e fora de uma cultura de altura  $h$  (Rosenberg, 1974).

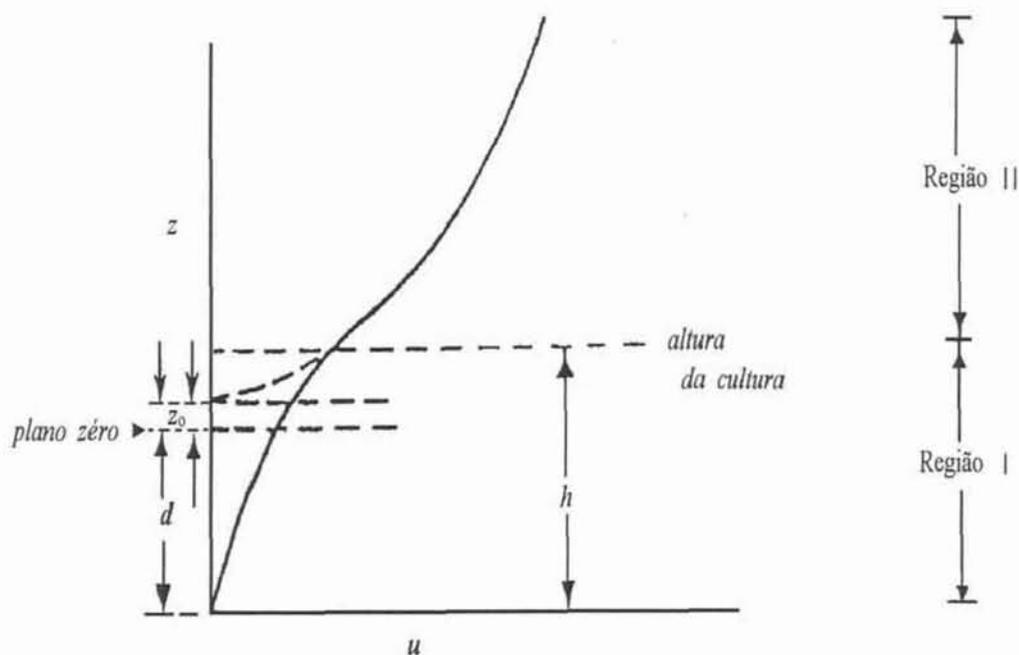


Figura 10 - Representação esquemática da velocidade do vento dentro e acima do dossel de uma cultura (Rosenberg, 1974).

Pode-se verificar que a velocidade ( $u$ ) do vento acima de  $h$  cresce exponencialmente com a altura, enquanto abaixo diminui também exponencialmente com a altura, caracterizando-se assim o perfil logarítmico do vento com a altura, ocorrente sob condições de neutralidade atmosférica.

Os parâmetros  $d$  e  $z_0$  -

Prolongando-se a curva da região II até a velocidade zero, esta intercepta a ordenada no ponto  $d + z_0$ . O parâmetro  $z_0$  é conhecido como rugosidade superficial e o parâmetro  $d$  é chamado deslocamento do plano zero,

que é onde se inicia a primeira turbulência ativa; abaixo desse nível, a difusão turbulenta é verticalmente extinta e a transferência ocorre principalmente por difusão molecular. O parâmetro  $d$  é uma ferramenta conceitual cuja utilização é de grande importância em se tratando de superfícies bastante rugosas sobre as quais é mais efetiva a transferência turbulenta.

A rugosidade é aproximadamente zero sobre superfícies planas (0,02 a 0,6cm sobre a água; 0,6 a 4,0cm sobre culturas baixas) crescendo com a altura da vegetação. Assim, Szeicz et al. (1969) resumiram uma série de trabalhos à partir dos quais ajustaram uma equação que relaciona a rugosidade com a altura da vegetação, dada por

$$\log z_0 = 0,997 \log h - 0,883 \quad (12)$$

O nível à partir do qual se efetiva realmente o processo turbulento, identificado como deslocamento do plano zero, pode também ser associado à altura da vegetação e é determinado segundo a equação desenvolvida por Stanhill (1969) para um grande número de culturas, como sendo

$$\log d = 0,979 \log h - 0,154 \quad (13)$$

A figura apresentada a seguir mostra o comportamento de  $d$  (deslocamento do plano zero) com relação à altura de superfícies vegetadas.

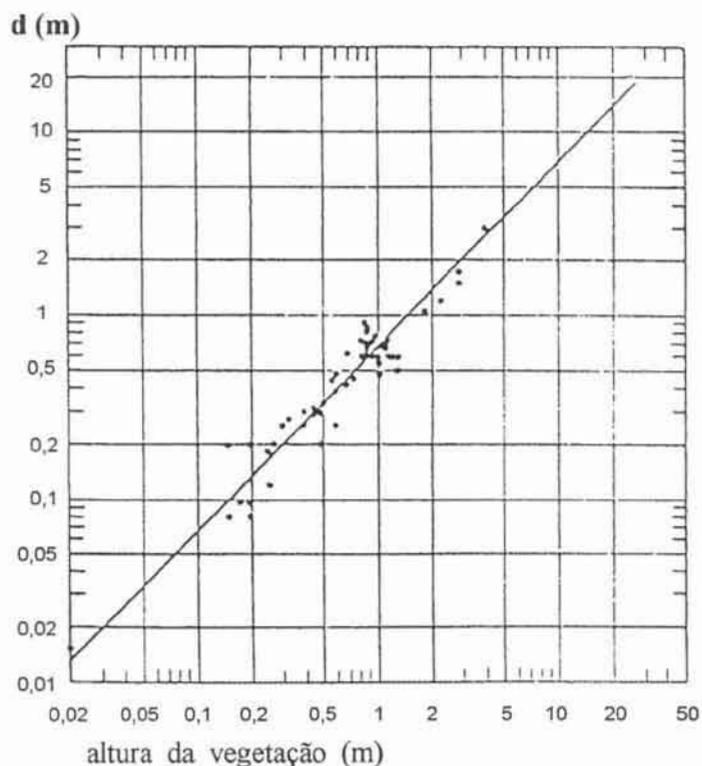


Figura 11 - Relação entre o deslocamento do plano zero ( $d$ ) e a altura da vegetação ( $h$ ) para diferentes tipos de vegetação (segundo Stanhill; adaptado de Rosenberg, 1974)

É conveniente lembrar, entretanto, que tanto  $z_0$  quanto  $d$  são afetados pela velocidade do vento, por isso deve-se realizar algumas medições durante períodos de estabilidade atmosférica neutra, que ocorrem normalmente à noite, de modo a obter-se as estimativas mais corretas desses parâmetros. A não observância dessa cautela pode conduzir a valores bastante discrepantes ocasionando reflexos indesejados nas estimativas que se valem dos mesmos, como a resistência aerodinâmica por exemplo. As figuras a seguir mostram como ocorre essa influência.

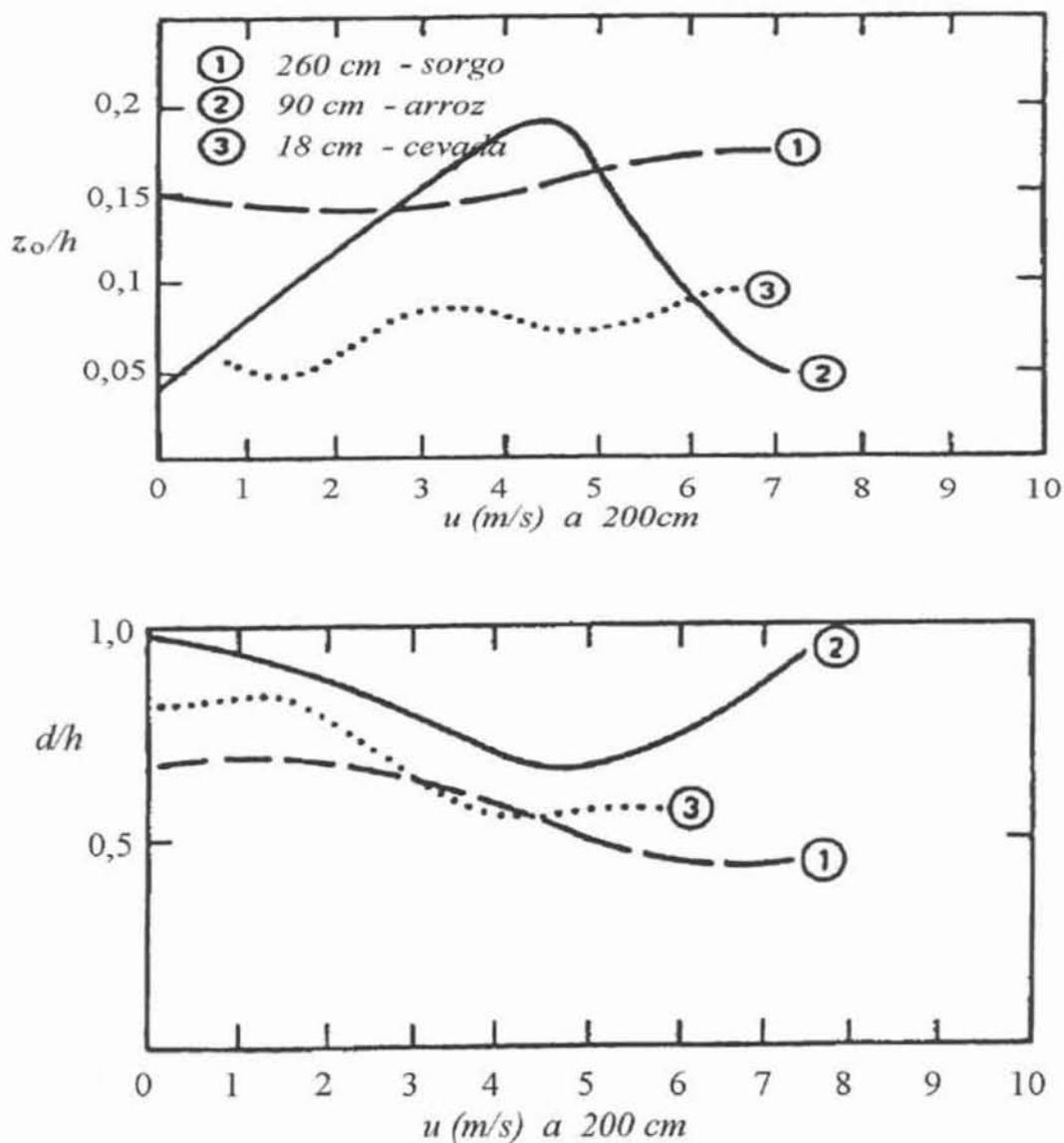


Figura 12 - Variação nos parâmetros rugosos de culturas como uma função da velocidade do vento (segundo Makking e van Heemst; adaptado de Rosenberg, 1974).

Sob condições de estabilidade atmosférica neutra ( $Ri = 0$ ), a velocidade do vento pode ser descrita como uma função da altura e, para superfícies relativamente planas e culturas baixas, é dada por

$$u = \frac{1}{k} \left( \frac{\tau}{\rho_a} \right)^{1/2} \ln \frac{z}{z_0} \quad \text{para } z > h > z_0 \quad (14)$$

onde:  $u \rightarrow$  velocidade do vento em  $z$  ( m/s )  
 $k \rightarrow$  constante de Von Karmann ( $\cong 0,41$ )  
 $\tau \rightarrow$  fluxo vertical de momento ( Pa), considerado cte  
 $\rho_a \rightarrow$  pêso específico do ar ( kg/m<sup>3</sup> )

No caso de superfícies rugosas, o deslocamento do plano z ero deve ser introduzido na equa o, resultando em

$$u = \frac{1}{k} \left( \frac{\tau}{\rho_a} \right)^{1/2} \ln \frac{z - d}{z_0 + d} \quad \text{para } z > h > z_0 + d \quad (15)$$

onde:  $(\tau/\rho_a)^{1/2} \rightarrow$    a quantidade conhecida como velocidade de fric o ( $u^*$ ) e representa a velocidade característica numa camada limite turbulenta

Shuttleworth (1979) definiu o coeficiente de difusão turbulenta ( $K_M$ ), para o caso de neutralidade atmosférica, como sendo

$$K_M = k u^* (z - d) \quad (16)$$

Dado que o mecanismo de difusão turbulenta, responsável pela transferência de calor e de vapor d'água na camada limite turbulenta   considerado igual ao responsável pela transferência de quantidade de movimento,

é usual aceitar-se a hipótese de igualdade onde  $K_M = K_V = K_H$ , desde que haja prevalência da convecção forçada, ou seja, sob condições de atmosfera neutra (Thom, 1975; Shuttleworth, 1979).

Tais relações, entretanto, são válidas somente quando a atmosfera encontra-se no estado neutro não servindo, à priori, para os outros estados atmosféricos possíveis.

#### 4.2.2.2 - A Convecção Mista

Quando a atmosfera não se encontra em equilíbrio neutro a transferência de entidades verticalmente se dá através de uma forma híbrida reunindo os efeitos da convecção forçada aos efeitos da convecção livre. Tal processo é conhecido por convecção mista e, nesse caso, as equações de transferência turbulenta anteriormente apresentadas precisam ser corrigidas de modo a contemplar o efeito da convecção livre e, os coeficientes de troca turbulenta são redefinidos à partir da eq. (16), conforme Shuttleworth (1979), tomando a forma

$$K_{M,H,V} = K u^* (z - d) \phi_{M,H,V} \quad (17)$$

onde  $\phi_M$ ,  $\phi_H$  e  $\phi_V$  são as chamadas funções de estabilidade e os índices M, H e V representam quantidade de movimento, calor sensível e calor latente, respectivamente.

Novamente,  $\phi_M = \phi_H = \phi_V$ , e são definidos empiricamente e expressam a dependência da estabilidade atmosférica. Em condições de equilíbrio estável, Munn (1966), Lumley e Panofsky (1964) e Webb (1970), definiram esta interdependência através da relação com o número de Richardson pela expressão

$$\phi_{M,H,V} = (1 - 5 Ri)^{-1} \quad p / ( Ri > 0) \quad (18)$$

e, para condições de instabilidade, Dyer e Hicks (1970) propuseram a expressão

$$\phi_H = \phi_V = \phi_M^2 = (1 - 16 Ri)^{-1/2} \quad p / ( Ri < 0) \quad (19)$$

- O Número de Richardson (Ri) -

O número de Richardson relaciona o gradiente de temperatura com a velocidade do vento e estabelece o estado presente da atmosfera, ou seja: quando positivo indica atmosfera estável e quando negativo indica atmosfera instável. Para tanto, deve-se medir a velocidade do vento em pelo menos três alturas dentro da camada limite, preferivelmente em espaçamentos logarítmicos para expressar o perfil e a temperatura também nos mesmos níveis. A equação de Richardson é dada por

$$Ri = \left( \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \right) \left( \frac{Ta}{(du/dz)^2} \right)^{-1} \quad (20)$$

onde :  $g$  → aceleração da gravidade

$d\theta/dz$  → gradiente de temperatura potencial

$du/dz$  → gradiente de velocidade do vento

$Ta$  → temperatura absoluta num nível usualmente definido como

$$z_a = \left( \frac{z_1^2 + z_2^2}{2} \right)^{1/2} \quad (21)$$

ou

$$z_a = (z_1 \cdot z_2)^{1/2} \quad (22)$$

Para uns poucos metros acima do solo pode-se calcular o número de Richardson utilizando-se o gradiente  $dT/dz$  em substituição ao  $d\theta/dz$ . O sinal (+/-) de  $Ri$  é produzido pelo gradiente térmico, cuja convenção indica: negativo quando  $\theta$  (ou  $T$ ) diminua com a altura e positivo no caso inverso ( $Ri < 0$ , atm. instável;  $Ri > 0$ , atm. estável).

- O Comprimento de Monin-Obukhov ( $L'$ ) -

Outra alternativa para a correção do coeficiente de troca turbulenta em virtude da existência de convecção livre associada à convecção forçada é a utilização do comprimento ( $L'$ ) de Monin-Obukhov (Monteith & Unsworth, 1990).

De acordo com a teoria da similaridade para uma camada de fluxo constante (Monin & Yaglom, 1971), os gradientes adimensionais de momentum, vapor d'água e calor sensível, podem ser expressos segundo a expressão genérica

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S_*}{k(z-d)} \phi_s \quad \text{para } z > h \quad (23)$$

onde :  $S \rightarrow$  quantidade que se deseja estudar ( $u$ ;  $\theta$ ;  $q$ ; etc.)

$S_* \rightarrow$  qualquer um desses parâmetros de escala

$\phi_s \rightarrow$  função adimensional de estabilidade para o elemento  $S$

À partir da forma generalizada anteriormente apresentada, pode-se estabelecer as equações para os principais fluxos decorrentes da interação entre as superfícies naturais e a atmosfera, em particular os fluxos de calor sensível e vapor d'água (ou calor latente), relacionados aos seus respectivos gradientes, cujas formas ficam

- para o calor sensível

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = - \frac{H / (\rho c p u_*)}{k (z - d)} \vartheta T \quad (24)$$

onde :  $\theta \rightarrow$  temperatura potencial

$u_* \rightarrow$  velocidade de fricção

$\vartheta T \rightarrow$  função adimensional de estabilidade p/o fluxo de calor

- para o vapor d'água

$$\frac{\partial q}{\partial z} = - \frac{E / (\rho u_*)}{k (z - d)} \vartheta V \quad (25)$$

onde :  $q \rightarrow$  umidade específica

$\vartheta V \rightarrow$  função adimensional de estabilidade para o fluxo de vapor

As funções adimensionais têm o papel de corrigir os desvios nas relações apresentadas, decorrentes das diferentes condições de estabilidade atmosférica durante as observações.

Em condições de estabilidade atmosférica neutra,  $\partial\theta/\partial z \cong 0$ , essas funções assumem o valor unitário e as equações fluxos-gradientes podem ser integradas produzindo os conhecidos perfis logarítmicos. Entretanto, para as demais condições atmosféricas (estabilidade não-neutra e instabilidade), a integração das equações (24) e (25) depende, antes, da parametrização entre as funções adimensionais e as condições atmosféricas, o que pode ser feito utilizando-se o comprimento de estabilidade ( $L'$ ) desenvolvido por Monin & Obukhov, dado por

$$L' = - \frac{\rho \ c_p \ \theta \ u^{*3}}{k \ g \ H} \quad (26)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade e  $k$  é a constante de von Karman (0,41).

O comprimento de estabilidade ( $L'$ ) resultou da análise dimensional cuja hipótese básica assumida constitui-se em que, para turbulência completamente desenvolvida, os gradientes verticais de alguma propriedade seriam determinados pelas seguintes grandezas: fluxo de momentum; fluxo de calor sensível; fluxo da propriedade envolvida; parâmetro característico da flutuabilidade,  $g/T$ ; e da coordenada vertical, tomada acima do plano de referência,  $(z - d)$  (Calder, 1967). Dessa forma, chega-se a  $\varnothing_{V, T} = \varnothing_{V, T} \{ (z - d)/L' \}$ , onde  $L'$  é dado pela expressão

$$L' = - \frac{u^{*3} \ c_p \ \rho \ T}{k \ g \ (H + 0,61 \ ET \ c_p)} \quad (27)$$

onde :  $T \rightarrow$  temperatura numa dada altura de referência ( $^{\circ}K$ )

$g \rightarrow$  aceleração da gravidade ( $m/s^2$ )

0,61 Etcp  $\rightarrow$  correção incluída posteriormente à Monin-Obukhov, para relacionar  $L'$  com o fluxo de vapor d'água (Marques Filho & Ribeiro, 1988).

As variações das funções adimensionais com relação às condições de instabilidade atmosférica têm sido estabelecidas segundo a equação

$$\varnothing_{V,T} = \{ 1 - \alpha(z - d) / L' \}^{-\beta} \quad (28)$$

onde  $\alpha$  e  $\beta$  são parâmetros que devem ser estimados a partir de dados experimentais.

Marques Filho & Ribeiro (1988) estabeleceram os valores das funções adimensionais de estabilidade para os fluxos de vapor d'água e calor sensível sobre florestas, em condições de instabilidade atmosférica, pelas expressões

$$\varnothing_H = \{ 1 - 47 (z - d) / L' \}^{-3/5} \quad (29)$$

e

$$\varnothing_V = \{ 1 - 48 (z - d) / L' \}^{-1/2} \quad (30)$$

#### 4.2.3 - As Resistências à Difusão do Vapor -

Três equações físicas relacionam a evaporação à variáveis meteorológicas. São elas: a equação do balanço de energia e as equações dos fluxos de calor sensível e de calor latente. Estas equações básicas exigem

medidas de variáveis meteorológicas na superfície ou em dois ou mais níveis acima dela. Para uma área extensa e uniforme o balanço de energia é dado por

$$R_n = H + LE + G + S + P \quad (31)$$

- onde →  $R_n$  é a radiação líquida disponível  $(W/m^2)$   
 →  $H$  é o fluxo de calor sensível  $(W/m^2)$   
 →  $LE$  é o fluxo de calor latente  $(W/m^2)$   
 →  $G$  é o fluxo de calor no solo  $(W/m^2)$   
 →  $S$  é a armazenagem de energia na vegetação e atmosfera  $(W/m^2)$   
 →  $P$  é a energia consumida pela vegetação nos processos biológicos  $(W/m^2)$

Considerando-se um período de 24 horas, os totais de fluxo de calor no solo ( $G$ ) e a armazenagem ( $S$ ), resultam insignificantes. Também a absorção de energia nos processos de respiração e fotossíntese ( $P$ ) representa uma pequena parcela da radiação líquida ( $\cong 1\%$ ). Dessa forma, pode-se simplificar a equação do balanço de energia (para um período diário) na forma

$$R_n = H + LE \quad (32)$$

Para períodos horários, no entanto, os valores de  $G$  e de  $S$  podem ser bastante significativos, principalmente no nascer e pôr-do sol quando os ângulos zenitais solares são maiores, ocasionando uma maior reflexão e, portanto, um maior albedo, além do que, sendo a radiação incidente de magnitude inferior, aproxima-se esta da magnitude da energia relativa à  $G$  e à  $S$ . Por outro lado,

quando o copado encontrar-se molhado a energia disponível é praticamente toda consumida na evaporação do mesmo e, não raro, uma grande quantidade de energia suplementar é consumida às expensas da armazenagem a qual por vezes chega a ser mais importante que a própria energia solar radiante. Resultados obtidos por McCaughey & Saxton (1988) confirmam a importância de G e S em cobertura florestal molhada, pois ainda que seu valor absoluto possa ser menor, comparativamente a períodos noturnos enxutos, a sua importância no balanço energético é, em muitos casos, maior. Assim sendo, para o estudo do balanço energético numa base horária durante a noite, o nascer e o pôr-do-sol e períodos com precipitação deve-se considerar os termos G e S.

Internamente a uma região de fluxo constante com uma camada limite bem desenvolvida acima da superfície evaporante e sob condições de equilíbrio dinâmico, os fluxos superficiais de calor sensível e de calor latente são dados, como visto anteriormente, por

$$H = - \rho c_p K_H \partial\theta/\partial z$$

e

$$LE = \rho c_p \gamma^{-1} K_v \partial e/\partial z$$

- onde →  $\rho$  é a densidade do ar seco (kg/m<sup>3</sup>)  
 →  $c_p$  é o calor específico do ar à pressão constante (J/kg .°C)  
 →  $K_H$  é o coeficiente de transferência turbulenta de calor sensível (m<sup>2</sup>/s)  
 →  $\theta$  é a temperatura potencial do ar no nível z (°C)  
 →  $\gamma$  é a constante psicrométrica (Pa/°C)  
 →  $K_v$  é o coeficiente de transferência turbulenta de vapor d'água (m<sup>2</sup>/s)  
 →  $e$  é a pressão de vapor (Pa)

Antes da combinação das equações de fluxos com a equação do balanço de energia, deve-se reescrevê-las em termos dos valores de resistências aerodinâmica e superficial. Quando a evaporação é tomada de uma superfície plana de água pura, o ar imediatamente em contato com essa superfície é saturado à mesma temperatura desta. Entretanto, quando a evaporação do vegetal está ocorrendo, a saturação ocorre primeiro internamente ao vegetal, na sua cavidade estomática. O ar imediatamente acima da superfície do vegetal não encontra-se saturado até que o vapor d'água tenha passado para fora pela abertura estomática e, como consequência, uma resistência do dossel ou superficial tem de ser considerada (relacionada à resistência individual das folhas).

#### 4.2.3.1 - O Conceito de Resistência

Sendo o gradiente de uma dada entidade difícil de estimar com precisão num dado ponto, as equações de difusão são geralmente aplicadas numa forma integrada. Assim, dado considerar-se que na camada superficial os fluxos de momentum, calor sensível e calor latente sejam constantes com a altura, a integração das eqs. (7), (8) e (9) entre dois níveis  $z_1$  e  $z_2$  acima do dossel, resulta nas seguintes equações

$$LE = - \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e(z_2) - e(z_1)}{\int dz/K_v(z)} \quad (33)$$

$$H = \rho c_p \frac{\theta(z_2) - \theta(z_1)}{\int dz/K_H(z)} \quad (34)$$

$$\tau = \rho \frac{u(z_2) - u(z_1)}{\int dz/K_M(z)} \quad (35)$$

onde  $e(z_1)$ ,  $e(z_2)$ ,  $\theta(z_1)$ ,  $\theta(z_2)$ ,  $u(z_1)$  e  $u(z_2)$  são, respectivamente, a pressão de vapor, a temperatura potencial e a velocidade média do vento às distâncias  $z_1$  e  $z_2$  acima do solo (Valente, 1990).

Pelo fato destas equações serem análogas à lei de Ohm, dada por

$$\text{Intensidade de corrente} = \frac{\text{diferença de potencial}}{\text{resistência}} \quad (36)$$

desde que se substitua a intensidade de corrente por densidade de fluxo, o potencial por concentração, e denotando-se por resistência os termos dentro das integrais, podemos escrever

$$\text{Densidade de fluxo} = \frac{\text{Diferença de concentração}}{\text{resistência}} \quad (37)$$

Este conceito de resistência aplica-se tanto ao processo de difusão turbulenta quanto ao de difusão molecular bastando para tanto substituir-se os respectivos coeficientes ( $K_M$ ,  $H$ ,  $V$  por  $D_M$ ,  $H$ ,  $V$ ) permitindo, assim, uma descrição matemática semelhante das diferentes fases do processo de transferência entre a vegetação e a atmosfera, ainda que os mecanismos físicos envolvidos sejam diferentes (Shuttleworth, 1979). Além disso, a utilização desses parâmetros (resistências) tem ainda a vantagem de permitir aplicar-se alguns

resultados do campo da eletricidade, tais como a aditividade das resistências quando sua associação é em série ou, das condutâncias, quando a associação é em paralelo.

#### 4.2.3.2 - A Resistência Aerodinâmica ( $r_a$ )

A resistência aerodinâmica à transferência de quantidade de movimento ( $r_{am}$ ) desde o nível  $z$ , na atmosfera acima da comunidade vegetal, onde sua concentração é  $\rho u(z)$ , até os elementos que constituem essa comunidade onde, pela teoria da dinâmica dos fluidos, a sua concentração é nula, tendo em conta as eqs. (9b), (15) e (37) pode ser escrita como

$$r_{am} = \frac{\rho u(z)}{\tau} = \frac{u(z)}{u^{*2}} = \frac{1}{k^2 u(z)} \frac{[\ln(z-d)]^2}{z_0} \quad (38)$$

De modo semelhante, pode escrever-se as expressões para as resistências aerodinâmicas à transferência de calor sensível ( $r_{ah}$ ) e de calor latente ( $r_{av}$ ), entre a vegetação e um nível  $z$  acima, como

$$r_{ah} = \frac{\rho c_p}{H} \frac{T_o - \theta(z)}{H} \quad (39)$$

e

$$r_{av} = \frac{\rho c_p}{\rho} \frac{e_o - e(z)}{LE} \quad (40)$$

onde  $T_o$  e  $e_o$  são os valores médios de temperatura e pressão de vapor para a referida superfície. Assumindo-se  $r_{am} = r_{ah} = r_{av}$ , pode-se evitar a dificuldade de obter-se  $T_o$  e  $e_o$  calculando-se a  $r_a$  através da eq.(38).

#### 4.2.3.3 - A Resistência Estomática ( $r_{st}$ )

Associada ao fluxo de vapor d'água, pode-se ainda encontrar uma outra resistência, determinada pelo controle biológico à transferência do vapor d'água para a atmosfera, chamada resistência estomática. De fato, enquanto que os fluxos de quantidade de movimento e calor sensível se podem considerar como tendo origem na superfície dos elementos vegetais que constituem a cobertura, o fluxo de calor latente, quando a vegetação está enxuta, origina-se dentro das folhas como resultado da evaporação da água existente nas paredes celulares do mesófilo. Só depois de se difundir molecularmente através dos estômatos para a camada de ar que envolve a folha é que o vapor d'água fica disponível para ser transportado para a atmosfera, num trajeto semelhante ao das outras duas entidades. Dessa forma, a difusão através da abertura estomática representa uma resistência adicional para o fluxo de calor latente.

Considerando que nas cavidades sub-estomáticas a pressão de vapor é saturante para a temperatura da folha ( $T_f$ ), a resistência estomática por unidade de superfície foliar ( $r_{st}$ ) pode ser dada pela equação

$$r_{st} = \frac{\rho_{cp}}{\gamma} \frac{[e_s(T_f) - e_f]}{LE} \quad (41)$$

onde  $e_s(T_f)$  é a pressão de saturação à temperatura da folha,  $e_f$  é a pressão de vapor na camada imediatamente adjacente à folha, e  $LE$  é a densidade de fluxo de calor latente entre o interior da folha e a sua superfície externa.

Dessa forma, conhecendo-se o valor da resistência estomática individual das folhas do coberto vegetal, pode-se introduzir um novo conceito, a resistência da superfície do coberto, ou simplesmente resistência do coberto ( $r_c$ ), ou ainda resistência superficial, dada por

$$r_c = \frac{\rho_{cp}}{\gamma} \frac{[e_s(T_o) - e_o]}{LE} \quad (42)$$

que deverá estar intimamente relacionada com a resistência estomática, quando o copado estiver enxuto, e será por isso um parâmetro fundamentalmente fisiológico (Thom, 1975), hipótese esta que tem sido, de um modo geral, confirmada experimentalmente (Shuttleworth, 1978; Lhomme, 1988). Muitos autores consideram que a  $r_c$  pode ser relacionada com a  $r_{st}$  através da equação (Valente, 1990)

$$r_c = r_{st} / IAF \quad (43)$$

onde  $r_{st}$  é a resistência estomática média do coberto e  $IAF$  é o índice de área foliar do mesmo. Segundo Rosenberg (1974)  $r_{st}$  pode ser obtido através da expressão

$$r_{st} = \frac{r_1 \cdot r_2}{r_1 + r_2} \quad (44)$$

onde  $r_1$  e  $r_2$  representam as resistências estomáticas médias das superfícies superior e inferior de um determinado número de folhas da vegetação. Outra forma de obter-se a resistência de uma cobertura vegetal é através da equação empírica proposta por Allen (1986), dada por

$$r_c = \frac{242,3 - 0,85 R_n}{0,4846 \text{ IAF}} \quad (45)$$

onde IAF vem a ser o Índice de Área Foliar.

A descrição física da interação de uma cobertura vegetal com a atmosfera, que deu origem às eqs (38) à (42) foi feita com base numa simplificação da realidade ao considerar que o copado pode ser descrito como uma única camada de ínfima espessura à qual está associada uma temperatura e uma pressão de vapor representativa das condições que se verificam à superfície dos elementos que constituem essa vegetação. Uma descrição mais real de uma cobertura vegetal em que fontes/sumidouros de calor sensível e latente estão distribuídos verticalmente ao longo de toda a cobertura em vez de se concentrarem numa única camada dentro dela é pelo menos do ponto de vista teórico, mais correta, mas também mais complexa. Os modelos multilaminares ao conceberem a cobertura vegetal (horizontalmente homogênea) como um conjunto de  $n$  camadas horizontais onde cada uma delas troca calor e vapor com o ambiente e tem associada a si um conjunto de resistências, permitem uma descrição mais detalhada dos fluxos de energia dentro do copado. Contudo, as expressões que resultam de análises desse tipo não são, em geral, simples, recorrendo a um grande número de parâmetros difíceis de serem quantificados além do que, basendo-se muitas delas na teoria unidimensional das relações fluxo/gradiente (eqs. (7), (8), (9a)) as quais, segundo vários autores, não são

aplicáveis ao transporte turbulento dentro do copado (Denmead e Bradley, 1985; Finnigan, 1985), poderão mesmo não ser representações válidas da interação solo-vegetação-atmosfera.

Na prática, a utilização de modelos multilaminares é, por isso, muito limitada, recorrendo-se geralmente a descrições mais simples que combinam as resistências internas do copado (assumindo que atuam em paralelo num único nível) de modo a se obterem valores representativos de todo o coberto. A figura a seguir ilustra esse modelo descrito.

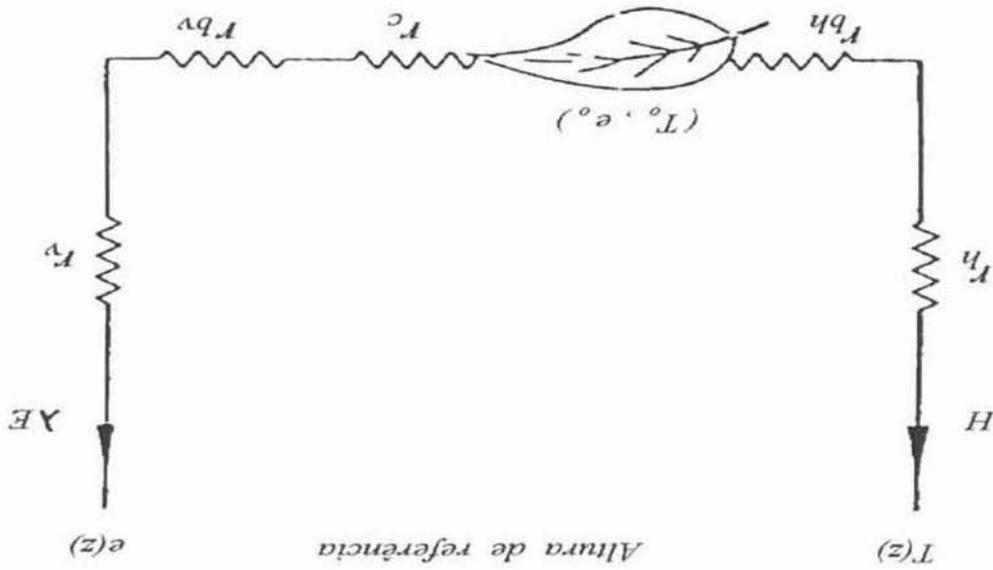


Figura 13 - Diagrama esquemático da rede de resistências usada num modelo unilaminar da interação vegetação / atmosfera (adaptado de Shuttleworth, 1979).

Tem-se verificado que essa descrição física do processo de evaporação é suficientemente realista para permitir a obtenção de boas estimativas da

densidade do fluxo de calor latente acima de cobertos vegetais uniformes (Shuttleworth, 1979).

A utilização das resistências estimadas segundo as equações teóricas apresentadas pode ser impedida pelas grandes dificuldades de obtenção de parâmetros como a temperatura ( $T_{o,f}$ ) e a pressão de vapor ( $e_{o,f}$ ) para as superfícies em questão. Assim, diversos autores tem sugerido a utilização de equações semi-empíricas para determinação dessas resistências relacionando-as a parâmetros cuja obtenção é mais simplificada, de forma a facilitar a sua consecução.

Shuttleworth et al. (1984a) testaram um dispositivo de correlação de vórtices para estudo da partição de energia numa floresta da Amazônia onde relacionaram uma equação da resistência aerodinâmica à transferência de momentum dada por  $r_a = u/(u^*)^2$  com a equação dada por Thom (1975), onde  $u^*/u = k \ln^{-1} \{(z - d)/z_o\}$ , derivando uma nova equação dada por

$$r_a(u) = 33/u \quad (46)$$

e, após, através do re-arranjo da equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965), derivaram para a resistência superficial a expressão

$$r_c = \{ (\Delta L / c_p) \beta - 1 \} r_a + \rho L \{ q_s(T) - q \} / LE \quad (47)$$

onde  $\Delta = ds/dT$ ,  $L$  é o calor latente de vaporização da água,  $\beta = H/LE$  (razão de Bowen) e  $q_s(T)$ , é a umidade específica saturada à temperatura  $T$  do ar.

Thom e Oliver (1977) recomendaram uma expressão para o cálculo de  $r_a$  relacionada com a função  $f(u)$  de Penman (1948), dada por

$$r_a = 53 \ln^2 \{(z - d) / z_0\} f(u) \quad (48)$$

Monteith (1965) usou a relação de Businger entre a resistência  $r_a$  e a velocidade do vento a qual aplicou a condições de estabilidade neutra, resultando em

$$r_a = [\ln(z - d) / z_0]^2 / (k^2 u) \quad (49)$$

a qual foi também utilizada por Hatfield et al. (1983) e por Verma et al. (1976). Hatfield et al. (1983) avaliaram uma correção de estabilidade para utilização sob condições de estabilidade não-neutra, resultando em

$$r_{ac} = r_a - [n(z - d)g(T_c - T_a) / Tu^3 k^2] \{\ln(z - d) / z_0\}^2 \quad (50)$$

onde  $n$  é a constante (cujo valor apropriado sugerido por Monteith foi 5),  $T$  é a temperatura média da superfície ( $T_c$ ) e do ar ( $T_a$ ) e  $g$  é a aceleração da gravidade. Embora essa equação apresentada possa representar a resistência aerodinâmica para condições de estabilidade não-neutra ela implica, entretanto, no conhecimento da temperatura da superfície. Marques Filho et al. (1986/87) apresentaram uma expressão para  $r_a$  procurando, também, cobrir as condições de estabilidade não-neutra, sob a forma

$$r_a = \frac{\{\ln((z_r - d) / z_m) - \psi_M\} \{\ln((z_r - d) / z_v) - \psi_V\}}{k^2 u} \quad (51)$$

onde  $z_r$  é a altura de referência onde são realizadas as medidas e  $z_m, v$  representam o comprimento de rugosidade da vegetação para momentum e fluxo

de vapor, e  $\Psi_{M,V}$  são as correções que devem sofrer os fluxos segundo as condições de estabilidade atmosférica presente, onde

- para condições de estabilidade

$$\psi_M = - 5 (z - d - z_m) / L' \quad (52)$$

e

$$\psi_V = - 5 (z - d - z_v) / L' \quad (53)$$

- para condições de instabilidade

$$\psi_M = \ln \left\{ \frac{(1 + x^2) (1 + x)^2}{(1 + x_0^2) (1 + x_0)^2} \right\} - 2 \operatorname{arc} \operatorname{tg} x + 2 \operatorname{arc} \operatorname{tg} x_0 \quad (54)$$

$$\psi_V = 2 \ln \left\{ (1 + x^2) / (1 + x_0^2) \right\} \quad (55)$$

onde

$$x_0 = \{1 - 16 z_m / L'\}^{1/4} \quad (56)$$

e

$$x = \{1 - 16 (z_v - d) / L'\}^{1/4} \quad (57)$$

onde consideraram  $z_v = z_m / 2$ .

Segundo Shuttleworth et al. (1984a) há razões para crer que a resistência aerodinâmica à transferência de fluxo de energia difere da de momentum em condições de não-neutralidade e todas as resistências aerodinâmicas estão sujeitas a correções de estabilidade. Argumentam, entretanto, que na prática esta complexidade é de importância numérica muito pequena na modelagem da evaporação de floresta. Consequentemente tais modelos assumem as formulações mais simples correspondentes à estabilidade neutra e, alguns, até mesmo um valor constante para essa resistência.

## 5 - MATERIAL E MÉTODOS

Os dados aqui utilizados foram gerados no âmbito do Projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), desenvolvido conjuntamente por pesquisadores ingleses do Institute of Hydrology (IH/UK) e brasileiros de diversas instituições (INPA, INPE, USP, UFFa, CENA, EMBRAPA, UFRJ e outras), com o objetivo de coletar conjuntos detalhados de dados de ambientes de pastagem e floresta, na região Amazônica, para serem utilizados nas formulações de MCGAs (Modelos de Circulação Geral da Atmosfera) de modo a obter informações a respeito das possíveis mudanças climáticas associadas ao desmatamento. Estes dados estão dispostos, segundo suas necessidades, nas Tabelas 1 à 6.

### 5.1 - O Sítio Experimental e o Microclima -

O Projeto ABRACOS selecionou três setores distintos na Amazônia para constituírem-se nos seus sítios experimentais, sendo um localizado na parte sudoeste (Ji-Paraná, RO), outro na parte central (Manaus, AM) e um terceiro no setor leste da Amazônia (Marabá, PA). Em tempos recentes, pesquisadores ingleses e brasileiros realizaram conjuntamente diversas pesquisas numa área de floresta primária não-perturbada próxima cerca de 25km ao norte de Manaus(AM), a Reserva Florestal Adolfo Ducke, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), cujos resultados formam um

considerável substrato ao conhecimento do ambiente florestal amazônico, bem como da interação ocorrente entre a vegetação e a atmosfera. Isto certamente influenciou na escolha desse sítio como uma das bases para os estudos pretendidos pelo Projeto ABRACOS. Os demais sítios guardam com este alguma similaridade no que diz respeito às características topográficas e também de vegetação, embora apresentando alguma diferença quanto ao aspecto climático. Segundo Wright et al. (1996b) uma comparação entre a Reserva Florestal Ducke (Manaus/AM) e a Reserva Biológica do Jaru (Ji-Paraná/RO) mostrou que os parâmetros associados à radiação solar e à temperatura foram similares, enquanto houveram algumas diferenças no que diz respeito ao déficit de umidade e à máxima condutância, embora estes efeitos tenham sido de certa forma compensados.

#### 5.1.1 - O Sítio Experimental -

O sítio escolhido para o desenvolvimento desse trabalho foi o sítio experimental do Projeto ABRACOS em Ji-Paraná (RO) conhecido como Reserva Biológica do Jaru, no sudoeste da região Amazônica (10°05'S; 61°55'W), onde foi erguida por participantes do Projeto ABRACOS, uma torre meteorológica medindo cerca de 45m de altura, sendo constituída de uma série de módulos encaixáveis (cada um medindo 1,80 x 1,80 x 1,30m), de duralumínio, doada pelo Institute of Hydrology (Wallingford/UK) e sobre a qual foram instalados os instrumentos adiante descritos (Fig.14).

O referido sítio possui uma altitude média de 120m e uma vegetação característica de floresta de terra firme com um dossel possuindo grande variedade de espécies típicas de floresta natural não-perturbada, cuja altura média é de cerca de 30m. O seu tipo de solo característico é o Podsol, com um conteúdo

particularmente alto de areia, principalmente próximo à superfície (McWilliam et al., 1995).

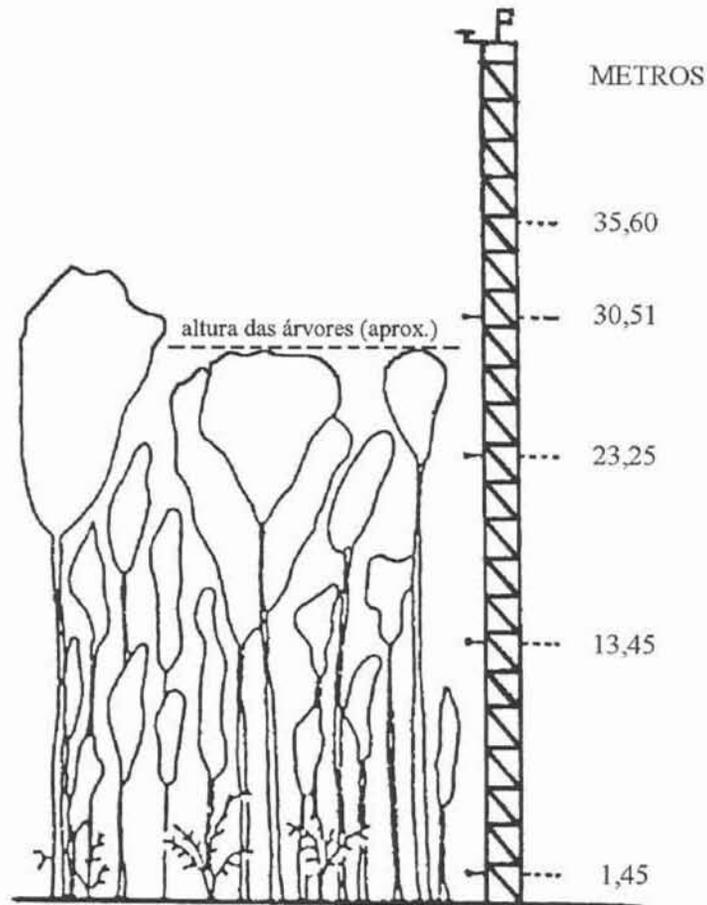


Figura 14 - Diagrama esquemático da torre meteorológica erguida na Reserva Biológica do Jaru (RO).

#### 5.1.2 - O Microclima -

O comportamento dos parâmetros climáticos foi extraído de apenas dois anos de dados médios horários (1992/1993) coletados através de uma Estação Meteorológica Automática instalada sobre a torre meteorológica erguida na área e, portanto, não representa o padrão climático local embora constitua uma

boa indicação deste principalmente no tocante às temperatura, radiação, velocidade e direção do vento. Já as chuvas na região tropical amazônica mostram uma acentuada variabilidade, impedindo relacionar os valores obtidos com o padrão climático. Em que pese tal limitação a precipitação média mostrou uma marcada tendência sazonal, característica da região Amazônica, com um período mais seco entre Maio e Outubro, seguido de um período bastante chuvoso entre Novembro e Abril, enquanto a temperatura média mostrou uma pequena amplitude anual ( $\cong 3^{\circ}\text{C}$ ) com valores médios em torno de  $23^{\circ}\text{C}$  em Julho e cerca de  $26^{\circ}\text{C}$  em Setembro e uma amplitude térmica média diária de aproximadamente  $9^{\circ}\text{C}$ . O escoamento médio apresentou um pequeno intervalo de variação na sua direção (entre  $135^{\circ}$  e  $175^{\circ}$ , com os ângulos medidos à partir do Norte e na direção dos ponteiros do relógio) com ventos fracos, por volta de  $1\text{m/s}$  a  $2\text{m/s}$ . A radiação solar horária inúmeras vezes excedeu os  $900\text{ W/m}^2$  e os valores máximos observados em torno das 12hs revelaram picos médios entre os  $600\text{ W/m}^2$  e os  $750\text{ W/m}^2$  além de mostrar uma pronunciada tendência sazonal, similar à precipitação, com valores inferiores a  $700\text{ W/m}^2$  no período de Dezembro à Maio e superiores aos  $700\text{ W/m}^2$  no período que vai de Junho a Novembro. A radiação líquida variou entre um mínimo médio horário por volta de  $-45\text{ W/m}^2$  nos meses de Julho e Agosto (por volta das 19-20 horas) e um máximo médio horário em torno do valor de  $620\text{ W/m}^2$  em Julho, devendo tal amplitude estar relacionada ao fato desse mês ter apresentado o menor índice pluviométrico.

## 5.2 - A Instrumentação

### 5.2.1 - Introdução

O progresso na micrometeorologia de florestas bem como nos sistemas instrumentais e de transmissão nos últimos 15 anos permite que se faça a aquisição e interpretação de uma razoável quantidade de dados numa base real ou quasi-real, em que pese o alto custo exigido para tanto. Ao mesmo tempo, o crescente entendimento de que as florestas tropicais e, em particular, a floresta continental da Bacia Amazônica desempenham um importante papel na determinação do clima global através dos processos de partição de energia que ostentam, reciclando a energia solar que chega à superfície, contribuíram para que fossem desenvolvidos muitos esforços no sentido de tentar-se monitorar as trocas de água e energia na interface vegetação/atmosfera.

Os fluxos de calor latente, calor sensível e momentum apresentados neste trabalho foram medidos com o Hydra, um dispositivo de correlação de vórtices energizado por baterias automotivas, desenvolvido pelo Instituto de Hidrologia de Wallingford (IH/UK). Esse dispositivo foi montado acima do topo da torre meteorológica, a 48,4m. As medidas das outras variáveis meteorológicas utilizadas foram obtidas usando-se uma Estação Meteorológica Automática (AWS) montada também no topo da torre ( $\cong 46m$ ) e compõem a base dos dados utilizados nas estimativas da evaporação através dos métodos de Priestley-Taylor e Penman-Monteith.

### 5.2.2 - O Hydra

#### Apresentação

O dispositivo Hydra (modelo Mk2) foi desenvolvido por cientistas do Instituto de Hidrologia de Wallingford (UK) e é um sistema controlado por um microprocessador o qual toma amostras da flutuação das variáveis

meteorológicas obtidas dos diversos sensores a ele conectados com uma frequência de 10Hz e computa os fluxos de calor, vapor e momentum em tempo real, utilizando o método de correlação de vórtices. Essa é uma técnica bastante atraente porque proporciona medidas diretas desses fluxos a partir de umas poucas suposições teóricas. Os fluxos resultantes são fornecidos em  $W/m^2$ . Uma representação do referido dispositivo é fornecida na Fig.15, à seguir.

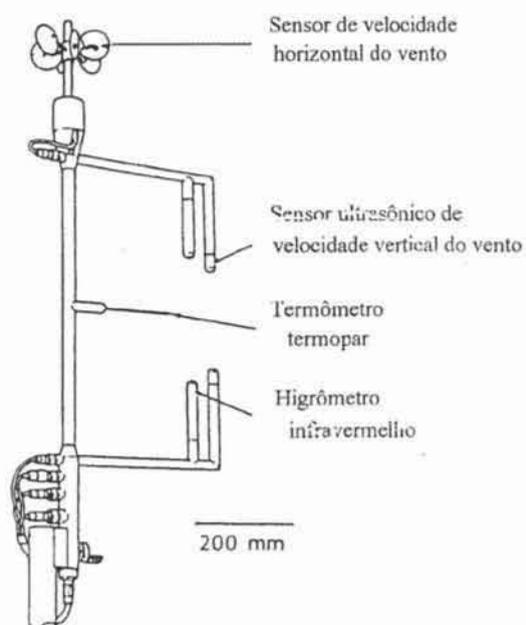


Figura 15 - O dispositivo HYDRA de correlação de eddy.

(i) Componentes - o sistema é constituído de um anemômetro sônico vertical do tipo descrito por Shuttleworth et. al. (1982), um higrômetro de absorção IR, de feixe único, de  $2,6\mu m$  (Moore, 1983), um termopar,  $50\mu m$ , e um anemômetro propulsor (de concha) de resposta rápida disposto horizontalmente na parte superior da estrutura. Dessa maneira, obtem-se as medidas de flutuações da

velocidade do vento na vertical, umidade, temperatura e velocidade horizontal do vento, respectivamente. Estes sensores estão interligados ao sistema microprocessador (RCA 1902, CMOS) o qual está acoplado ao dispositivo e fornece os cálculos dos fluxos diretamente, as variâncias e os valores médios, sendo os dados armazenados num módulo de estado sólido (G.K. Instruments) substituível, de onde são retirados por meio de uma interface para análise através de um microcomputador. A energia é fornecida por baterias automotivas as quais são recarregadas através de painéis solares.

Para o propulsor Gill foi assumida a calibração do fabricante, porém os outros sensores foram calibrados. A calibração do higrômetro IR foi realizada contra um higrômetro de ponto de orvalho EG & G tipo 992 sobre um grande intervalo de temperaturas, numa câmara térmica de ambiente controlado. Esta câmara foi também utilizada para calibrar o termômetro de termopar. O anemômetro sônico foi calibrado por comparação contra um outro anemômetro sônico KAIJO-DENKI DAT 311, com ambos os anemômetros operando em condições de campo.

O sistema Hydra não pode fornecer medidas confiáveis durante a ocorrência de chuvas quando o higrômetro, o anemômetro sônico e o termopar estão úmidos, e os sensores levam geralmente uma hora para secar após uma tormenta. Por essa razão os dados produzidos pelo software com até cerca de 03 horas de cada evento não devem ser utilizados nas análises. Este fato foi em parte responsável pela decisão de restringir as mesmas somente a dias completamente secos, resultando em duas séries temporais: uma constituída do período juliano 180-186 e outra de 200-206, ambas do ano de 1993.

(ii) Cálculos ON-LINE - O software de tempo real utilizado no sistema microprocessador Hydra é descrito em detalhes em Lloyd et al., 1984.

No geral, o programa pega amostras da flutuação das variáveis meteorológicas à frequência de 10 Hz e computa a evaporação (E), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de momentum ( $u^{*2}$ ) pelas expressões

$$E = \langle w Ua \rangle - \langle w \rangle \langle Ua \rangle \quad (1)$$

$$H = \rho c_p (\langle w t \rangle - \langle w \rangle \langle t \rangle) \quad (2)$$

$$u^{*2} = \langle w u \rangle - \langle w \rangle \langle u \rangle \quad (3)$$

onde  $w$  é a velocidade vertical do vento,  $Ua$  é a umidade absoluta,  $\rho$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $t$  é a temperatura e  $u$  é a velocidade do vento na direção do vento médio. Nestas expressões o símbolo  $\langle \rangle$  identifica o cálculo de uma média móvel.

O cálculo de  $u^*$  exige o conhecimento de  $u$ , a velocidade do vento na direção do vento médio. O programa identifica essa direção através de médias móveis convenientemente definidas e fornece o vetor de vento exigido para a solução na direção do vento médio.

### (iii) Correções OFF-LINE -

A calibração do anemômetro sônico mostrou uma leve dependência da temperatura, correspondente à variação da velocidade do som com a mesma (Shuttleworth et al., 1982), enquanto a calibração do higrômetro IR varia num modo complexo, mas definido, com a temperatura e a umidade absoluta (Moore, 1983). Os dados produzidos pelo Hydra passaram por uma análise de calibração para tomar-se em consideração estes efeitos.

Um ajustamento foi feito na medida do calor latente para compensar a contaminação térmica das flutuações da umidade a qual resulta de variações na temperatura atmosférica e do sensor (veja Moore, 1983). Também foram feitas correções para o efeito descrito por Webb et al. (1980), que mostraram que mudanças na densidade atmosférica, devidas a variações na umidade e temperatura, induzem a pequenas variações no efeito de uma dada velocidade vertical do vento. O efeito reunido destas correções nos dados presentes é uma menor redistribuição do fluxo medido durante o dia ao nível de  $10\text{W/m}^2$ . O efeito no fluxo diário de calor latente é negligenciável, tipicamente inferior a 0,5%.

### 5.2.3 - A estação Meteorológica Automática (AWS)

#### Apresentação

A Estação Meteorológica Automática (Didcot Instruments Co Ltd, Abingdon - UK) utilizada forneceu medidas médias horárias das seguintes variáveis: temperaturas (do ar e do bulbo úmido), radiação (refletida, global e líquida), vento (velocidade e direção) e fluxo de calor no solo além de intensidade de precipitação no mesmo período, obtidas através de um microprocessador (CR10 logger, Campbell Scientific) contendo o software operacional. A calibração desses instrumentos foi efetuada através da comparação com um instrumental micrometeorológico que esteve operante simultaneamente durante os períodos de campanhas intensivas que tiveram a finalidade, entre outras, de otimizar os dados coletados pela estação automática. Maiores detalhes à respeito podem ser encontrados em Wright et al.(1992).

(i) Componentes - a estação meteorológica automática (AWS) consiste de uma unidade lógica (microprocessador CR10) contendo o software que gerencia a operação da mesma e armazena os dados os quais são retirados por meio de um módulo de armazenagem (SM 192, Campbell Sc.) ou enviados diretamente para laboratório, via satélite. São dados médios horários obtidos de valores integrados das variáveis meteorológicas ao longo de cada 10min. Possui também um sistema de alimentação constituído de uma bateria automotiva recarregada por painéis solares e uma série de instrumentos de medida conforme descrito à seguir:

- 01 psicrômetro aspirado - conjunto composto por um pequeno ventilador e dois termômetros de resistência de platina, sendo um seco e o outro úmido. O desenho foi desenvolvido pelo Instituto de Hidrologia (IH/UK) e, testado contra um padrão, apresentou uma precisão de  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ .

- 02 solarímetros - (ou piranômetros) do tipo CM-5 Kipp & Zonen (Delft, Netherlands) usados para medir a radiação solar global (direta + difusa) e a radiação refletida. Esses instrumentos medem a energia solar no intervalo de comprimento de onda entre 0,3 e 3,0 $\mu\text{m}$  e são constituídos de uma termopilha cuja superfície uniformemente enegrecida é sensível a todos os comprimentos de onda e a qual é protegida por um domo de vidro especial que restringe sua sensibilidade ao intervalo mencionado. São dispostos horizontalmente, um com a face voltada para cima (radiação global) e o outro com a face voltada para baixo (radiação refletida). Apresentaram uma precisão da ordem de  $\pm 1\%$ .

- 01 radiômetro líquido - do tipo Q\*6 (REBS, Seattle, USA) constituído de uma termopilha diferencial com face dupla (acima e abaixo), cujas superfícies são compostas por circunferências concêntricas (uma externa enegrecida e uma

interna branca). A diferença térmica entre ambas as faces é proporcional à radiação líquida. É sensível a todos comprimentos de onda e é protegida das intempéries através de um invólucro composto de polietileno. A calibração indicou um erro inferior a 3%.

- 01 pluviômetro de balança (ou báscula) - do tipo DRG 3 (Didcot Instr. Co. Ltd., Abingdon, UK) constituído de um cilindro de aço inoxidável o qual possui uma área de captação cujo diâmetro mede cerca de 200 mm. Sempre que a água captada enche o seu reservatório interno ocorre a basculação da mesma quando, então, um dispositivo magnético emite um pulso elétrico para registro. Sua especificação técnica indica uma resolução de leitura de 0,2mm.

- 01 anemômetro - do tipo DWR 201 de conchas metálicas de desenho simples e robusto fornecendo medidas de velocidade horizontal do vento (em m/s) associado a um catavento do tipo DWD 103, também metálico, fornecendo a indicação da direção do vento em graus (à partir do Norte e no sentido dos ponteiros do relógio), ambos Didcot Instrument (Abingdon, UK). O anemômetro mostrou-se propenso a erros de estancamento com velocidades de vento inferiores a 0,2m/s e dificuldades de retomada com velocidades de vento inferiores a 0,5m/s. À despeito disso, suas medidas foram utilizadas nas estimativas adotadas até mesmo porque representam medidas climatológicas rotineiramente disponíveis.

- 02 placas de fluxo de calor no solo - modelo 610 (Thorntwaite, Elmer, New Jersey, USA) foram instaladas a uma profundidade de 5mm e forneceram medidas de fluxo de calor no solo (em  $W/m^2$ ). Os dados fornecidos representaram uma média dessas duas medidas.

### 5.3 - Os Métodos -

Para os propósitos deste estudo as médias horárias de fluxo de calor latente medidas pelo “Hydra” em condições secas, no caso a transpiração, foram integradas para o período diário e usadas para comparação com valores calculados fornecidos pelas equações de estimativa da evaporação de Penman-Monteith e Priestley-Taylor. O período em que os dados do Hydra estiveram consistentemente disponíveis foram duas séries de dias durante a estação seca de 1993 (dias julianos: 180 à 186 e 200 à 206).

#### 5.3.1 - O Método de Penman-Monteith -

A primeira equação combinando os aspectos aerodinâmico e energético para a descrição da evaporação de uma superfície livre de água ou de uma cobertura vegetal rasteira bem suprida de água foi apresentada por Penman (1948). Todavia, a mesma não apresentava nenhuma restrição fisiológica à difusão do vapor d’água, o que levou Monteith (1965) a modificá-la de modo que pudesse vir a ser válida para todo tipo de vegetação e sob quaisquer condições de estresse hídrico. Essa equação, conhecida como equação de Penman-Monteith, estima a evapotranspiração real e é dada pela expressão:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p [e_s(T) - e(T)] / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)}$$

onde → LE é o fluxo de vapor d’água (W/m<sup>2</sup>)

$\Delta$ é a declividade da curva de pressão de saturação	(Pa/°C)
$R_n$ é a radiação líquida disponível	(W/m <sup>2</sup> )
$\rho$ é densidade do ar	(kg/m <sup>3</sup> )
$c_p$ é o calor específico do ar à pressão constante	(J/kg.°C)
$e_s(T)$ é a tensão de vapor saturado à temperatura T	(Pa)
$e$ é a tensão atual de vapor d'água no ar	(Pa)
$r_a$ é a resistência aerodinâmica à difusão do vapor	(s/m)
$\gamma$ é a constante psicrométrica	(Pa/°C)
$r_c$ é a resistência do coberto à difusão do vapor	(s/m)

Os valores de  $\gamma$ ,  $\lambda$ ,  $c_p$ ,  $e$ ,  $\rho$ , e  $\Delta$  foram obtidos através das suas fórmulas derivativas, dadas por :

$$\gamma = \frac{c_p \cdot p}{0,622 \lambda} \quad \text{sendo } p = 101,3 - 0,01055 E_1 \quad (E_1 = \text{altitude local})$$

$$\lambda = (2500,84 - 2,3706 t) \cdot 1000 \quad (\text{onde } t \text{ é a temperatura do ar})$$

$$c_p = c_{pd} (1 + 0,84 q)$$

$$e = \frac{p \cdot q}{0,622 + 0,378 q}$$

$$\rho = \frac{p}{R T (1 + 0,61 q)}$$

Já o parâmetro  $\Delta$  é dependente da temperatura e foi obtido através da equação proposta por Bosen (1960), onde

$$e_s = 3,38639 [ (0,00738 t + 0,8072)^8 - 0,000019 ]^{1,8 t + 48} [ 0,001316 ]$$

a qual derivada em relação à temperatura resulta

$$\Delta = \frac{de_s}{dt} = 3,38639 [ 0,05904 (0,00738 t + 0,8072)^7 - 0,0000342 ]$$

Os valores relativos aos parâmetros  $\gamma$ ,  $\lambda$ ,  $c_p$ ,  $e$ ,  $\rho$ , e  $\Delta$ , calculados para o período utilizado, são apresentados na Tabela 4, que reúne os dados utilizados na estimativa Penman-Monteith. Suas descrições e unidades estão contidas na Lista de Símbolos (págs. xii e xiii), onde encontra-se todo o elenco de símbolos e unidades dos parâmetros utilizados nos métodos descritos.

A equação de Penman-Monteith considera as seguintes suposições: a superfície evaporante é extensa e uniforme; a atmosfera encontra-se em equilíbrio neutro; as fontes/sumidouros de calor sensível e vapor d'água acham-se à mesma altura do sumidouro de momentum. Para sua utilização exige medidas meteorológicas obtidas em apenas um nível acima da vegetação e considera que fontes/sumidouros acham-se no nível aonde a velocidade do vento é igual a zero quando seu perfil é extrapolado logaritmicamente para baixo à partir da medida realizada acima do dossel. Essas medidas das variáveis meteorológicas são médias diárias obtidas através de registros horários.

### 5.3.1.1 - Os Parâmetros da Vegetação - (h, zo e d)

Para o cálculo da velocidade de fricção  $u^*$  (conforme a eq. 15, do cap.3), torna-se necessário o conhecimento dos parâmetros  $z_o$  e  $d$ . Estes foram obtidos de Wright et al. (1996b) e para o caso da Reserva Jarú indicam, respectivamente, os valores 2,35m e 0,86h (onde  $h=30$ m).

### 5.3.1.2 - As Resistências Aerodinâmica e do Dossel - ( $r_a$ e $r_c$ )

A resistência aerodinâmica (s/m) foi derivada da expressão

$$r_a = u / (u^*)^2$$

onde  $u$  é a velocidade horizontal do vento e  $u^*$  é a velocidade de fricção.

A resistência do dossel (s/m) foi obtida através da equação proposta por Allen (1986), dada por

$$r_c = \frac{242,3 - 0,85 R_n}{0,4846 \text{ IAF}}$$

onde o índice de área foliar (IAF = 5,2) foi obtido de Wright et al. (1995).

### 5.3.2 - O Método de Priestley-Taylor -

Embora à primeira vista possa parecer bastante diferente dos demais métodos combinados de estimativa da evapotranspiração, o método proposto por

Priestley-Taylor (1972) representa uma interessante alternativa desse tipo de método, uma vez que utiliza-se de uns poucos parâmetros para determinar a evapotranspiração potencial. A equação proposta por Priestley-Taylor para estimativa da evaporação de sítios saturados (sem limitações hídricas) e, na ausência de advecção, é dada por

$$LE = \alpha \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G)$$

onde o termo  $\alpha$  vem a ser uma constante empírica que substitui o termo usual contendo o déficit de pressão de vapor em relação ao termo de radiação. Utilizando-se de muitas séries de medidas, os autores derivaram o valor 1,26 para a constante  $\alpha$ .

A equação de Priestley-Taylor considera as seguintes suposições: a superfície deve ser extensa e uniforme; as fontes/sumidouros encontram-se num mesmo nível; a resistência superficial é nula; e a relação entre o déficit de pressão de vapor e a radiação é constante. As medidas das variáveis meteorológicas são apresentadas através de médias diárias. O termo  $\Delta/(\Delta + \gamma)$  é identificado por D, e seus valores respectivos são apresentados juntamente com os valores dos demais parâmetros exigidos pelo método de Priestley-Taylor, na Tabela 5.

## 6 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados adiante apresentados tem por finalidade descrever o comportamento das principais variáveis climáticas durante as duas séries de dias (S1 : 180 - 186 ; S2 : 200 - 206) sobre as quais esse estudo foi realizado. Os dados utilizados nessas análises estão distribuídos nas Tabelas 1 e 2 (médias horárias das séries S1 e S2, respectivamente) e Tabela 3 (médias diárias das séries).

A radiação solar global (direta + difusa),  $R_s$ , da primeira série, mostrada no Gráfico 01, apresentou-se ligeiramente inferior à da segunda série, mostrada no Gráfico 02, indicando um máximo de cerca de  $750 \text{ W/m}^2$  em torno das 14 horas contra os  $840 \text{ W/m}^2$  por volta das 13 horas, na segunda série. A marcha diurna da radiação solar apresentou registros desde as 07 horas até as 19 horas. Outra característica observada diz respeito a uma brusca redução na curva relativa à S1, no horário das 12 horas, provavelmente devido à presença de nebulosidade sobre a área de captação do sensor, uma vez que foram registrados alguns índices bastante pequenos de precipitação ( $< 0,5 \text{ mm/dia}$ ) durante essa série. A radiação líquida,  $R_n$ , em ambas as séries apresentou um comportamento similar ao da radiação global. As curvas de temperatura média horária de cada série, apresentadas no Gráfico 03, mostram um comportamento similar cujos valores mínimos ocorreram próximo das 07 horas tendo os valores máximos sido registrados em torno das 14-15 horas, porém com uma amplitude térmica maior

na segunda série o que reforça a suspeita de haver sido a nebulosidade o fator motivador da redução registrada na radiação relativa à S1. Na média diária, apresentada no Gráfico 04, os valores de temperatura relativos à S1 foram sempre superiores aos da S2. O Gráfico 05 mostra o comportamento da velocidade horizontal do vento, médias horárias das séries, onde pode-se observar a ocorrência de valores mínimos e estáveis no período noturno e crescentes no período diurno, em resposta à atuação da radiação solar. A diferença entre as séries ocorreu basicamente à noite mas foi suficiente para determinar uma razoável elevação na média diária da S2, conforme pode ser observado no Gráfico 06. A média horária da umidade específica ( $q$ ) é apresentada no Gráfico 07 e mostrou-se sempre superior na S1 guardando uma diferença entre as séries de cerca de 20% ao longo do dia médio, com os valores mínimos por volta das 07 horas e com os valores máximos cerca de 11 horas, ambos pela manhã. Na média diária, apresentada no Gráfico 08, a S1 apresentou valores ligeiramente superiores a 17g/kg enquanto na S2 os valores médios diários estiveram em torno de 15 g/kg. Nos Gráfico 09 e Gráfico 10 estão representadas as médias horárias dos fluxos de calor latente (LE), armazenagem (S) e calor sensível (H) das séries S1 e S2, respectivamente. Os fluxos LE mostram uma magnitude similar em ambas as séries, embora sejam observados pequenos aumentos nos demais fluxos (S e H) durante a S2, por conta da maior radiação solar registrada nessa série. Outra característica, de caráter temporal, desses fluxos é a ocorrência de seus valores máximos, sendo para LE próximo do meio-dia enquanto para S é o meio da manhã e, para H, o meio da tarde.

Os resultados apresentados à seguir tem por objetivo atender as exigências das equações do balanço de energia e dos fluxos de calor latente estimados pelos métodos de Priestley-Taylor e de Penman-Monteith adotados nas análises gerais desse trabalho. enquanto que os dados utilizados estão

distribuídos nas Tabela 4 (médias diárias para estimativa P-M), Tabela 5 (médias diárias para estimativa P-T) e Tabela 6 ( dados complementares).

Uma descrição dos diversos parâmetros presentes em todas as tabelas e das unidades utilizadas pode ser encontrada no conteúdo da Lista de Símbolos (págs. xii e xiii).

### 6.1 - Os Fluxos de Energia -

A equação geral do balanço de energia é dada por

$$R_n = LE + H + G + S + P$$

O termo P, que representa a energia absorvida nos processos biológicos da respiração e fotossíntese, pode ser desprezado por constituir-se numa parcela pequena da radiação líquida disponível ( $\cong 1\%$ ). O mesmo pode ser feito com relação aos termos S (armazenagem) e G (fluxo de calor no solo) desde que empregue-se a referida equação sobre um período completo de tempo (um dia, uma semana, etc). De fato, tais fluxos, tão importantes em determinados momentos, resultam praticamente nulos quando integrados sobre um período de tempo completo. Relativamente a G, observa-se significativas variações diurnas e noturnas da temperatura do solo nos primeiros centímetros de profundidade sob condições de ausência de vegetação ou de presença de vegetação de porte baixo. Já no caso de ambientes de floresta densa a radiação que atinge o solo diretamente é estimada em cerca de 1,2% daquela observada no topo das árvores (ver Shuttleworth et al., 1984b) e, dessa forma, o fluxo de calor no solo tem, conforme pode ser observado no Gráfico 11 que apresenta o fluxo de calor no

solo médio diário geral das séries, uma pequena contribuição podendo, ao cabo de 01 dia, ser desprezado. Seu comportamento característico mostra um fluxo positivo (para o solo) entre 10 horas e 19 horas e um fluxo negativo (do solo para a atmosfera) no período restante. Uma outra característica particular, a qual pode ser observada no Gráfico 12, diz respeito a um pequeno resíduo positivo na S1 enquanto na S2 ocorreu o inverso. Novamente, esse comportamento deveu-se, provavelmente, às diferenças de nebulosidade entre as séries que resultaram numa perda radiativa, da superfície, maior na S2. No caso da armazenagem, S, esse parâmetro pode ter uma influência significativa (ver Fisch, 1986; 1990) para ambientes de floresta em determinações horárias como no nascente e no poente, ou após uma chuvada quando, então, sua magnitude pode vir a ter a mesma ordem de grandeza do termo Rn. O Gráfico 13 apresenta o comportamento médio horário da armazenagem (S) durante o período completo (S1+S2) tratado nessas análises onde mostra valores positivos à partir das 08 horas até as 16 horas os quais são compensados pela perda decorrente no período restante, permitindo assumir-se que a mesma pode ser desprezada. No Gráfico 14 é apresentado o comportamento médio diário da armazenagem, onde são observados valores menores na primeira série em relação àqueles da segunda série. Tal como para G, a contribuição resultante da S mostrou-se pouco significativa podendo-se, portanto, optar-se por desprezá-la. Desta forma, resulta para a equação do balanço de energia,

$$R_n = LE + H$$

Os valores de Rn foram obtidos de uma estação meteorológica automática, enquanto H foi determinado pelo Hydra através do método de correlação de vórtices, descrito no capítulo anterior. Os valores de LE, ( os quais

representam a energia utilizada na evapotranspiração) foram obtidos através do Hydra (pelo mesmo processo do H) e pelas equações relativas aos métodos anteriormente citados.

O Gráfico 15 mostra os valores medidos de  $R_n$ , LE e H, num período médio diário, para as duas séries de 07 dias durante a estação seca e permite observar-se claramente que a energia consumida no processo de evaporação (LE) é bastante superior à energia utilizada no processo de aquecimento da atmosfera (H) sendo esta cerca de 25% daquela, na média, e as curvas evidenciam esse aspecto. Shuttleworth e Nobre (1992) relatam resultados do Experimento Micrometeorológico da Região Amazônica (ARME) onde apontam que cerca de 10-15% da precipitação sobre a Amazônia Central é re-evaporada após interceptação pelo dossel, o que representa algo em torno de 150 mm/ano, na média, enquanto outros 450 mm/ano são resultantes da transpiração. Esses processos combinados representam 50% da pluviometria da região e consomem em média cerca de 90% da energia solar disponível, evidenciando sua importância no estabelecimento do clima.

O Gráfico 16 apresenta os fluxos de calor latente medidos pelo Hydra (Hy) e estimados pelos métodos de Priestley-Taylor (P-T) e de Penman-Monteith (P-M). Observa-se que na primeira série os valores dos fluxos de calor latente estimados pelos métodos propostos estiveram relativamente próximos ao medido pelo Hydra, particularmente os valores relativos ao método P-M cuja média (4,0mm/dia) foi igual à medida, enquanto observou-se um valor superior relativo à média da estimativa P-T (4,6mm/dia). Na segunda série, embora os valores de P-T e do Hydra (Hy) tenham mantido um comportamento similar ao da primeira série, as estimativas de P-M cresceram bastante mantendo-se assim por todo o período. O comportamento da estimativa P-T mostrou-se bastante estável devido à mesma ser basicamente dependente da radiação líquida,  $R_n$ , cuja variação

média diária entre as séries foi bastante pequena (na S1, foi de 137,5 W/m<sup>2</sup>; na S2, 140,1 W/m<sup>2</sup>). Com relação ao comportamento da estimativa P-M, a sua acentuada diferença entre as séries (30%) foi ocasionada pela ocorrência de um aumento significativo ( $\pm 50\%$ ) na velocidade do vento ( $u$ ), que na primeira série apresentou um valor médio diário de 0,96 m/s e na segunda série cerca de 1,46m/s, que resultou numa queda apreciável da resistência aerodinâmica com a consequente superestimação nos valores de evapotranspiração calculados. Outro fator que muito contribuiu para a elevação dessas estimativas foi o aumento significativo observado no déficit de pressão de vapor (DPV), cujo valor médio diário observado na primeira série ( $\cong 470$  Pa) cresceu bastante na segunda ( $\cong 705$  Pa). Esses efeitos combinados contribuíram para elevar em muito os resultados decorrentes da estimativa P-M (de 4,0mm/dia, na S1, para 5,2 mm/dia, na S2). Ambos os parâmetros ( $u$ , DPV) estão presentes no termo aerodinâmico da equação de P-M, de modo que a contribuição deste passou de 33% , na S1, para 55%, na S2, demonstrando que o método é bastante sensível às variações indicadas.

Embora ambas as séries tenham sido obtidas no período sêco, as taxas de evaporação permaneceram altas devido à capacidade da floresta de extrair água profundamente no solo. Uhl (1988) observou a presença de raízes sob a floresta até cerca de 10m enquanto Nepstad et al. (1991) até aproximadamente 18m de profundidade. Também Nepstad et al. (1994) durante um período sêco observaram uma substancial extração de água (>75%) do solo, pela floresta, entre cerca de 2m e 8m. Com isso, o volume de solo explorado pelo sistema radicular florestal para a captação da água nele contida é suficiente para impedir restrições hídricas mais sérias devidas ao processo de transpiração. Hodnett et al. (1995) indicaram uma forte evidência de extração de água no solo pelas raízes da floresta além de 3,5m de profundidade em todos os sítios do ABRACOS. Wright

et al. (1996b) esclareceram que estudos micrometeorológicos realizados nesse ambiente não apresentaram nenhuma evidência significativa de atenuação da evapotranspiração pelas florestas durante períodos secos (vários dias e até mesmo semanas) e até que seja identificado um estresse induzido de umidade no solo, em florestas tropicais, sugerem que pode ser assumido não haver limite quantificável à capacidade das árvores de captar água para uma transpiração continuada.

Os valores obtidos dos fluxos de calor latente representados sob a sua forma equivalente de mm/dia de evaporação (Tabela 6) indicam valores médios relativos às duas séries, igual a 4,6 mm/dia para ambos os métodos enquanto os valores medidos pelo Hydra foram de 4,0 mm/dia, representando uma discordância ao redor de 15%, considerável dependendo aí da finalidade a que se destina; razoável para alimentar modelos de previsão de mudanças climáticas, porém bastante aceitável para projetos agrônômicos ou hidrológicos em geral. O comportamento das séries em separado mostra que os valores medidos pelo Hydra se mantiveram estáveis em ambas, o mesmo ocorrendo com os valores estimados pelo método P-T, os quais mantiveram-se equidistantes dos valores medidos indicando, dessa forma, a importância que tem a radiação líquida no processo evaporativo. Já os valores relativos ao método P-M demonstraram uma acentuada variação, o que sugere alguma cautela na utilização deste particularmente quando o déficit de pressão de vapor apresentar valores muito acentuados.

Uma rápida comparação com resultados alcançados por outros estudos, em outros locais (na Região Amazônica) e em outras datas pode ser realizada através da observação do quadro à seguir:

Quadro 1

<b>E (P-M)</b>	<b>E (P)</b>	<b>E (T-O)</b>	<b>E (P-T)</b>	<b>E (Eq)</b>	<b>E (HY)</b>
-----	5,1 <sub>(1)</sub>	5,2 <sub>(1)</sub>	4,8 <sub>(1)</sub>	3,8 <sub>(1)</sub>	3,4 <sub>(1)</sub>
4,6 <sub>(6)</sub>	4,6 <sub>(3)</sub>	-----	4,6 <sub>(6)</sub>	-----	4,0 <sub>(6)</sub>
4,5 <sub>(5)</sub>	4,3 <sub>(4)</sub>	-----	-----	-----	4,5 <sub>(5)</sub>
5,6 <sub>(2)</sub>	-----	-----	-----	-----	3,3 <sub>(2)</sub>

(1) Shuttleworth et al. (1994a); médias para 08 dias (sêcos) de dados médios diários durante o mês de Setembro/1993; Manaus (a estimativa E (T-O) utiliza o método P-M modificado por Thom e Oliver, 1977; a estimativa E (Eq) utiliza o método P-T modificado por MacNaughton e Jarvis, 1983).

(2) Fisch, G. (1990); médias diárias para 07 dias (sêcos e assumindo um valor típico para  $rc=50$  s/m) durante o mês de Julho/1985; Manaus.

(3) Villa Nova et al. (1977); médias mensais de dados médios diários extraídos de uma série de 30 anos (1931/60) para o mês de Julho; Manaus. (método Penman modificado).

(4) Villa Nova e Ribeiro (1979); médias diárias para o mês de Julho extraídos de uma série de 09 anos (1965/73); Manaus.

(5) Roberts et al. (1993); médias diárias de dados médios horários durante o período Julho-Agosto/1984; Manaus (método de P-M adaptado para uso de multi-camadas).

(6) Dados relativos aos resultados desse trabalho.

Os resultados apresentados mostram haver alguma coerência entre os valores estimados mesmo por métodos diferentes e em datas distintas, talvez em virtude de refletirem um período característico comum a todos (época seca). As maiores diferenças num mesmo método ficaram por conta das estimativas P-M, possivelmente determinadas pela forte dependência que este método tem de fatores bastante variáveis como a umidade do ar e a velocidade do vento. Uma melhor comparação considerando-se os diferentes métodos fica prejudicada em face das diferentes exigências nos parâmetros relativos aos mesmos.

Considerando-se os valores de LE e H medidos pelo Hydra e os valores de Rn derivados da estação meteorológica automática pode-se definir uma fração evaporativa (f), ou porcentagem de energia radiante utilizada no processo evaporativo, de duas maneiras conforme Shuttleworth et al.(1984a), por

$$(i) f = LE / (LE + H)$$

$$(ii) f' = LE / Rn$$

permitindo construir-se o seguinte quadro:

Quadro 2

dia	180	181	182	183	184	185	186	200	201	202	203	204	205	206
f	.83	.87	.84	.79	.78	.84	.87	.71	.79	.80	.79	.75	.85	.87
f'	.84	.87	.83	.79	.79	.85	.86	.71	.81	.80	.82	.74	.85	.87

de onde podemos concluir que mais de 80% da energia radiante disponível foi consumida no processo evaporativo. A pequena diferença entre os valores de ambas resulta da suposição assumida na simplificação da equação do balanço de energia de que os termos  $G$ ,  $S$  e  $P$  podem ser negligenciados. Essa pequena diferença significa que o valor de  $R_n$  medido não corresponde exatamente à soma das medidas dos fluxos de calor latente ( $LE$ ) e calor sensível ( $H$ ).

Na verdade, também pode estar havendo algum cancelamento fortuito entre esses fluxos - na prática negligenciáveis - de modo que o pequeno resíduo desse balanço pode ser visto como promovendo a diferença entre as duas diferentes formas de cálculo da fração evaporativa.

## 6.2 - As Resistências -

O cálculo das resistências à transferência dos fluxos de momentum, calor sensível e calor latente assume suposições que, embora necessárias, terminam por limitar a precisão das mesmas representando incertezas nas estimativas que as adotam. A principal suposição é a de que a atmosfera encontra-se sob condições de regime de escoamento permanente, ou seja, sob neutralidade térmica (quando o gradiente vertical de temperatura é igual ao gradiente adiabático). À partir dessa suposição, considera-se que os sumidouros e fontes de momentum e calor latente encontram-se num mesmo e único nível, designado empiricamente através do plano de deslocamento zero ( $d$ ).

### 6.2.1 - A Resistência Aerodinâmica -

O escoamento do vento sobre uma superfície natural é retardado pela interação entre ambos produzindo-se o fenômeno da turbulência de atrito a qual

propaga-se para cima à partir da superfície, constituindo-se no mecanismo mais eficiente para a transferência vertical de entidades através da atmosfera. Para superfícies mais rugosas a turbulência de atrito é mais efetiva, o que provoca uma redução na resistência aerodinâmica favorecendo a remoção do vapor que concentra-se junto dessa superfície e estimulando o processo evaporativo.

A resistência aerodinâmica foi obtida da equação que expressa a resistência aerodinâmica à transferência de momentum,  $ra$ , dada por

$$ra = u/(u^*)^2$$

Entretanto, há razões para crer que a  $ra$  à transferência de momentum é diferente da  $ra$  à transferência de calor latente quando a atmosfera encontra-se sob condições de não-neutralidade de modo que a mesma está sujeita a correções de estabilidade. Segundo Shuttleworth et al. (1984a), porém, na prática esta complexidade é de importância numérica muito pequena na modelagem da evaporação de florestas de modo que os métodos normalmente empregados podem assumir essa formulação mais simples, correspondente à estabilidade neutra. Um outro fator é que os valores de velocidade do vento,  $u$ , são obtidos de uma estação automática a 46m de altura enquanto que os valores de  $u^*$  são derivados do anemômetro Gill instalado acima do Hydra, a 48,5m de altura, o que pressupõe não existir nenhuma divergência de fluxo de calor latente entre estas alturas, o que é bastante aceitável. O Gráfico 17 apresenta a curva característica do comportamento da  $ra$  em função de  $u$ , a velocidade horizontal do vento, indicando haver uma redução da  $ra$  como consequência do aumento na velocidade do vento. A  $ra$  média do período completo (S1+S2) foi de 35 s/m, sendo na primeira série igual a 42 s/m e na segunda série 28 s/m. A máxima  $ra$

estimada no período foi de 55 s/m na primeira série e a mínima foi de 22 s/m na segunda série.

#### 6.2.2 - A Resistência do Dossel -

A maior eficiência à transferência de vapor d'água sobre a vegetação alta em relação à vegetação baixa afeta a dependência da taxa de evaporação com relação aos fatores meteorológicos e superficiais. Enquanto para vegetação rasteira a taxa de evaporação é basicamente dependente dos fatores meteorológicos, para a vegetação alta essa dependência sofre também uma forte influência de fatores biologicamente controlados que pode ser bastante significativa. Dessa forma, a resistência superficial da floresta desempenha um importante papel na estimativa da evapotranspiração.

A resistência estomática constitui-se num parâmetro de difícil obtenção particularmente no caso de florestas tropicais as quais possuem um grande número de espécies e a quantidade de estômatos varia muito de uma espécie para outra. Além disso, o comportamento destes é extremamente variável dependendo, entre outros, da inclinação das folhas em relação à radiação incidente, sua temperatura, localização no dossel, déficit de umidade atmosférica, déficit de umidade no solo e concentração de CO<sub>2</sub>. A dificuldade de uma análise minuciosa de tais fatores limita grandemente a precisão da sua obtenção para o complexo vegetal como um todo ( $r_c$ ). Para solucionar esta questão foram criadas diversas fórmulas empíricas tentando relacioná-la com parâmetros físicos mais fáceis de serem obtidos. Uma destas expressões, a qual foi adotada nesse trabalho (ver Cap.5), é a equação proposta por Allen (1986), onde a  $R_n$  representa o parâmetro meteorológico à partir do qual a  $r_c$  é estimada. Roberts et al.(1990) realizaram estudos de condutância estomática num dossel florestal próximo à

Manaus, através de medidas realizadas por um porômetro de difusão em diversos níveis (alturas) ao longo do dossel e concluíram que os valores máximos apresentam-se na camada mais externa, junto ao topo do dossel, no meio da manhã, declinando no restante do dia e que houve um correlacionamento positivo com dados de radiação solar (exceto para valores muito altos dessa). O Gráfico 18 mostra a curva característica do comportamento da resistência da cobertura vegetal ( $r_c$ ) relativa à radiação líquida disponível ( $R_n$ ), demonstrando haver entre ambas uma relação proporcionalmente inversa. Segundo Stewart (1984), a transpiração de coberturas vegetais altas chega a ser duas vezes mais sensível à variações na resistência superficial do que a transpiração de coberturas vegetais baixas. Isso significa que a transpiração da floresta apresenta uma razoável dependência da resistência superficial e, não tendo havido diferenças significativas entre os valores de fluxo de calor latente medidos entre as duas séries pode-se supor alguma coerência com os valores médios diários estimados de resistência superficial os quais também permaneceram bastante próximos em ambas as séries. A resistência média diária geral do coberto,  $r_c$ , foi de 55 s/m sendo para a primeira série 55 s/m e para a segunda série 54 s/m tendo, portanto, apresentado uma pequena variação. Os valores máximo e mínimo estimados foram de 58 s/m e 51 s/m, respectivamente, e ocorreram ambos na primeira série.

Foi realizada uma simulação da estimativa da evapotranspiração potencial ( $r_c=0$ ) através do método de Penman-Monteith, cujos resultados indicaram um significativo aumento da estimativa média diária na S1, de cerca de 35% (de 4,0mm/dia para 5,4mm/dia), enquanto na S2 esse aumento foi de cerca de 60% (de 5,2mm/dia para 8,1mm/dia). Embora a pequena diferença entre as resistências superficiais médias diárias das séries (1s/m), o significativo aumento da estimativa relativa à S2 resultou da importância que o termo aerodinâmico representou dentro do método Penman-Monteith nessa série. Como se sabe, esse

método foi originalmente desenvolvido para vegetação de porte baixo (grama) sob condições climáticas diferentes daquelas encontradas na região Amazônica, principalmente no que diz respeito aos índices de radiação solar, de modo que a influência do termo aerodinâmico constitui-se num risco contra o qual a utilização desse método em regiões de clima tropical exige uma certa cautela. Para esse tipo de clima, a contribuição do termo energético deverá, normalmente, prevalecer e os resultados desse trabalho mostram que a superestimação da evapotranspiração registrada na S2 foi motivada pela influência exacerbada do termo aerodinâmico.

### 6.3 - O Déficit de Umidade Específica -

Embora a evaporação dependa principalmente do aporte de energia radiante à superfície evaporante, para superfícies com acentuada rugosidade aerodinâmica - onde a resistência aerodinâmica é pequena - a taxa de evaporação é fortemente influenciada pelo déficit de pressão de vapor do ar que escoar sobre essa superfície. Tal como o déficit de pressão de vapor, o déficit de umidade específica da atmosfera constitui-se num importante índice do poder evaporante do ar, o qual será maior quanto maior for esse déficit e vice-versa. O Gráfico 19 apresenta os déficits médios diários de umidade específica verificados durante a realização dessas análises. Na primeira série o valor médio foi de 2,8 g/kg enquanto na segunda série atingiu cerca de 4,3 g/kg, tendo sido o valor médio para todo o período igual a 3,6 g/kg.

Conforme mencionado anteriormente, a acentuada diferença no déficit de pressão de vapor entre as séries veio contribuir para que as estimativas P-M fossem razoavelmente incrementadas na segunda série. Roberts et al.(1990), entretanto, mostraram que a condutância estomática medida num dossel florestal

próximo à Manaus apresentou uma correlação negativa com o déficit de umidade específica, o que significa dizer que a resistência superficial aumenta quando há um aumento no déficit de umidade específica. Isso pode explicar, em parte, porquê a evapotranspiração medida não se alterou mesmo com esse significativo aumento do déficit de umidade específica quando, supõe-se, tenha ocorrido um aumento na demanda evaporativa da atmosfera.

#### 6.4 - Relações entre as variáveis mais importantes -

Na prática, pode-se constatar frequentemente a existência de uma relação entre duas (ou mais) variáveis a qual pode ser expressa gráficamente através de uma curva representativa de tendência (curva de regressão) e matematicamente através de uma equação que as combine (equação de regressão). Nesta seção são apresentadas as análises das curvas de regressão entre as principais variáveis presentes nas estimativas da evapotranspiração, bem como suas equações de regressão e os respectivos coeficientes de correlação.

A utilização de valores médios diários das variáveis resultou em coeficientes de correlação muito baixos, porém a adoção de seus valores médios horários melhorou significativamente esses índices (ao nível de significância de 0,95), os quais acham-se indicados juntamente com suas respectivas curvas de tendência e equações de regressão nos gráficos 20 ao 25.

Os Gráfico 20 e Gráfico 21 mostram a distribuição do fluxo de calor latente medido em relação à radiação líquida para um dia médio representando, respectivamente, cada uma das séries (S1 e S2) onde os coeficientes de correlação foram iguais em ambas (0,99) demonstrando a importância da radiação líquida na produção do calor latente. Uma análise utilizando a correlação de dados médios horários de LE contra dados médios horários de Rn

(estes acima de  $80 \text{ W/m}^2$ ), mostraram que os coeficientes de correlação mantiveram-se bastante significativos ( $>0,93$ ) em ambas as séries, confirmando a importância da radiação líquida para a evaporação. Os Gráfico 22 e Gráfico 23 mostram a distribuição do déficit de pressão de vapor em relação ao fluxo de calor latente medido também para um dia médio de cada série, como no caso anterior, e embora os seus coeficientes de correlação sejam bem inferiores àqueles, diferiram muito pouco entre si ( $0,73$  e  $0,74$ ) caracterizando uma menor interdependência entre o DPV e o LE. Há que se considerar, entretanto, que os valores noturnos das variáveis foram responsáveis por tornar maiores os coeficientes de correlação, o que é de certa forma esperado, por dois motivos: um deles é que os valores de ambos os parâmetros se ajustam melhor à reta por possuírem menor dimensão; o outro é que a importância do DPV em relação à evaporação é, provavelmente, maior à noite do que durante o dia apesar de atingir valores maiores nesse período. Análises desses coeficientes de correlação extraídos os dados noturnos mostraram índices bastante baixos ( $<0,25$ ). Já os Gráfico 24 e Gráfico 25 apresentam a distribuição da velocidade do vento em relação aos fluxos medidos de calor latente, como nos casos anteriores, onde percebe-se uma significativa diferença entre as duas séries tendo sido o índice de correlação na S1 ( $0,81$ ) superior ao da S2 ( $0,73$ ). Essa queda no índice de correlação relativo à S2 pode estar associada ao fato da velocidade média do vento ter crescido no período noturno (na S2), quando a taxa de evaporação apresenta valores bastante reduzidos. A maior aderência à reta observada no Gráfico 25, dos dados de velocidade do vento com relação aos dados de fluxo superiores a  $100 \text{ W/m}^2$ , sinalizou para que fossem examinados os índices de correlação entre esses parâmetros considerando-se apenas os valores horários médios diurnos e os resultados mostraram coeficientes de correlação caindo de  $0,81$  para  $0,60$ , na S1 e subindo de  $0,73$  para  $0,80$ , na S2. Uma possível

explicação para esse comportamento é que, extraídos os dados noturnos, as velocidades de vento iguais ou superiores a 1m/s (presentes principalmente na S2) apresentaram uma boa correlação com os dados de LE. A importância da correlação entre a velocidade do vento e o fluxo de calor latente é fortalecida pelo fato da primeira ser intimamente dependente da radiação solar e, por conseguinte, da radiação líquida cuja relação com a evaporação mostrou guardar uma estreita dependência.

De qualquer modo, a interdependência existente entre os principais parâmetros relacionados à evaporação leva a crer que uma alteração ocorrida em um seja acompanhada pela ocorrência de alterações nos demais, possibilitando a existência de eventuais cancelamentos, vindo a alterar os correspondentes coeficientes de correlação.

## 7 - CONCLUSÕES

As principais conclusões extraídas desse estudo são à seguir apresentadas, resguardadas as condições em que o mesmo procedeu-se, ou seja, sob condições de vegetação de floresta tropical com o dossel enxuto, na estação seca e utilizando dados médios diários. Dessa forma, os resultados alcançados permitem concluir que:

- o fluxo de calor latente foi responsável pelo consumo de mais de 80% da energia radiante disponível, demonstrando que o mesmo representa uma significativa parcela da equação do balanço de energia e, estando a região em uma faixa do globo onde a radiação solar atinge os seus índices mais elevados, é válido concluir pela grande importância que representa a evapotranspiração como um fator de determinação do clima nessa região;

-as taxas de evapotranspiração estimadas pelos métodos adotados superestimaram a evapotranspiração medida: o método de Priestley-Taylor apresentou valores médios estimados superiores aos medidos em cerca de 15% em ambas as séries, enquanto o método Penman-Monteith apresentou na primeira série valores bem próximos aos medidos e na segunda série valores um tanto discrepantes;

-as diferenças entre os valores medidos e os estimados pelo método P-T, mantiveram-se relativamente constantes ao longo dos dias estudados, o que leva a

crer que os índices de radiação líquida (principal parâmetro de sustentação do método) exercem um forte controle sobre o processo evaporativo nas condições reinantes; essa metodologia mostrou-se de fácil e prática aplicabilidade por envolver apenas uns poucos parâmetros e por mostrar-se resistente à variações acentuadas de variáveis menos importantes no contexto da evapotranspiração, para as condições climáticas estudadas;

-os valores obtidos pelo método de Penman-Monteith mostraram-se na primeira série (quando o termo energético dominou as estimativas tendo apresentado uma contribuição de 67%) bem próximos aos medidos, porém superestimaram estes em cerca de 30% na segunda série devido a aumentos significativos da velocidade do vento e, principalmente, do déficit de pressão de vapor, que fizeram com que o termo aerodinâmico tivesse sua contribuição aumentada dos 33% da primeira para 55% na segunda série, de modo que o mesmo representou uma influência nociva à utilização do método quando sua contribuição tornou-se superior à do termo energético; o grau de influência de cada termo é um aspecto bastante importante na confiabilidade dos resultados obtidos através dessa metodologia;

-a dificuldade de estabelecer-se um conveniente índice de correlação entre os valores medidos de evapotranspiração e variáveis importantes dentro do processo de evaporação como a velocidade do vento e o déficit de pressão de vapor, levam a crer que - nas condições em que o estudo foi realizado - tais variáveis tem uma importância limitada; as relações através de dados médios diários mostraram resultados bastante pobres enquanto as realizadas através de dados médios horários apresentaram respostas mais satisfatórias.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G.A. Penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. ASCE, **112** (4) : 348-368, 1986.
- AYOADE, J.O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. (2a ed. por Antônio Cristofolletti), Bertrand Brasil S.A., Rio de Janeiro, 1988. 332p.
- BARRY, R.G. ; CHORLEY, R. J.. **Atmosphere, Weather and Climate** (5a ed.) Routledge, London, 1987.
- BERKNER, L.V.; MARSHALL, L.C. On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, **22** (3) : 225-261, 1965.
- BOSEN, J.F. A formula for approximation of saturation vapour pressure over water. **Monthly Weather Review**, **88** (8) : 275-276. 1960.
- CALDER, K. L. A criticism of Bernstein's new adimensional approach to the flux - gradient relationship near the ground. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **93** : 544 - 551, 1967.
- CARLSON, T. N.. Structure of a steady - state cold low. **Monthly Weather Review**, **95** (11): 763 - 777, 1967.
- CAVALCANTI, I.F.A. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. São José dos Campos, SP, 1982, 2494 - TDL/097. Dissertação de Mestrado, INPE.
- CHARNEY, J. G.. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. **Journal Atmosphere Science**, **36**: 1205 - 1216, 1979.
- CITEAU, J. ; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H. e MAHÉ, G.. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean - Atmosphere Newsletter**, **45**: 1-3, 1988 (b).

- COHEN, J.C.P.. Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia. São José dos Campos, SP, 1989, 4865 - TDL/376. Tese de Mestrado, INPE.
- DENMEAD, O. T. e BRADLEY, E. F. Flux-gradient relationships in a forest canopy. In : **The Forest-atmosphere Interaction**, eds. HUTCHINSON, B.A. ; HICKS, B.B.,. D. Reidel Publishing Company Dordrecht, pp 421 - 442, 1985.
- DYER , A.J. and HICKS, B.B. Flux - gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 96 : 715 - 721, 1970.
- FINNIGAN, J. J. Turbulent transport in flexible plant canopies. In : **The Forest-atmosphere Interaction**, eds. HUTCHINSON, B. A. ; HICKS, B.B., D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp 443-480, 1985.
- FISCH,G.. Armazenamento e fluxos de energia sobre floresta da Amazônia Central. São Paulo, SP, 1986, 106p.Tese de Mestrado, USP.
- Climatic aspects of the Amazonian Tropical Forest. **Acta Amazonica**. vol. 20 (único) : 39-48, 1990.
- FRANK, N.L.. On the energetic cold low. **Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology**, American Meteorological Society, EIV 1 - EIV 6, June, 1970.
- GAN, M.A.. Um estudo observacional sobre as baixas frias de alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil. São José dos Campos, SP, 1983, 2685 - TDL/126. Tese de Mestrado, INPE.
- GILL, A. E.. Some simple solutions for heat - induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 106: 447 - 462, 1980.
- HAMILTON, R.A.; ARCHBOLD, J.N.. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 71: 231-262, 1945.

- HASTENRATH, S. ; HELLER, L. . Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **103** : 77 - 92, 1977.
- HASTENRATH, S ; LAMB, P.. **Climate Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University of Wisconsin Press, Madison, WI., 1977.
- HATFIELD, J. L.; PERRIER, A., ; JACKSON, R. D. Estimation of evapotranspiration at one time-of-day using remotely sensed surface temperatures. **Agricultural Water Management**, **7**: 341-350, 1983.
- HUSCHKE, R.E.. **Glossary of Meteorology**. Boston, MA, American Meteorological Society, 1959, 638 p.
- KOUSKY, V. E.. Diurnal rainfall variation in Northeast Brasil. **Monthly Weather Review**, **108** : 488 - 498, 1980.
- KOUSKY, V.E; CAVALCANTI, I. F.A. e GAN, M. A. , Contrasts between wet and dry periods within the 1981 rainy season in Northeast Brazil. INPE - 2728 - PRE/310, 1983.
- KOUSKY, V.E. ; ELIAS, M.. **Meteorologia Sinótica**; Parte I. INPE - 2605 - MD/021, 1982.
- KOUSKY, V. E. ; GAN, M. A.. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic, **TELLUS**, **33** : 538 - 551, 1981.
- KOUSKY, V. E. ; KAYANO, M. T.. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica** **11**(4): 743 - 758, 1981.
- LHOMME, J.P. A generalized combination equation derived from a mult-layer micrometeorological model. **Boundary-Layer Meteorology**, **45** : 103 - 115, 1988.
- LLOYD, C. R.; SHUTTLEWORTH, W. J., GASH, J. H. C. ; TURNER, M.. A microprocessor system for eddy-correlation. **Agricultural and Forest Meteorology**, **33**: 67-80, 1984.

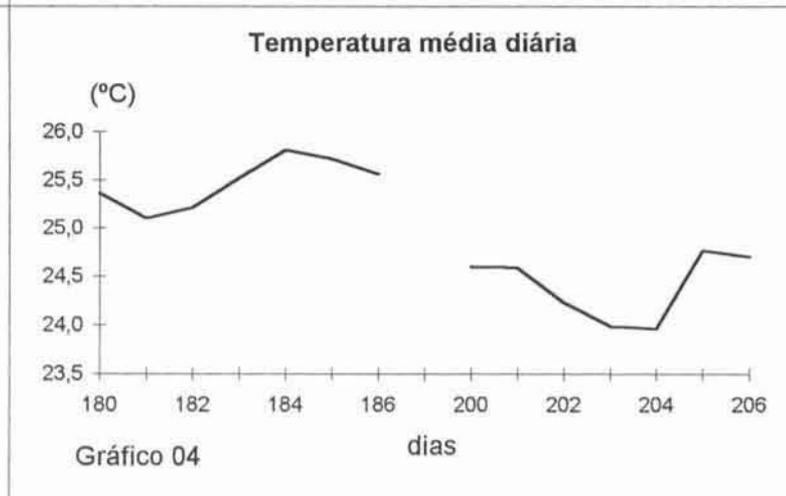
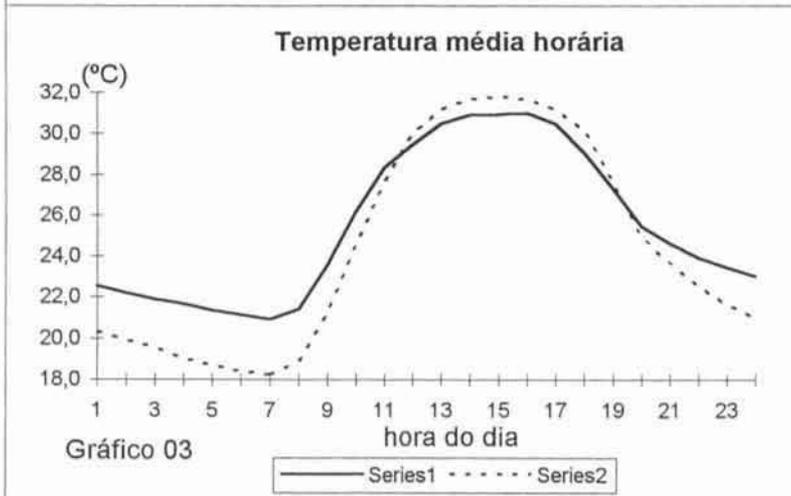
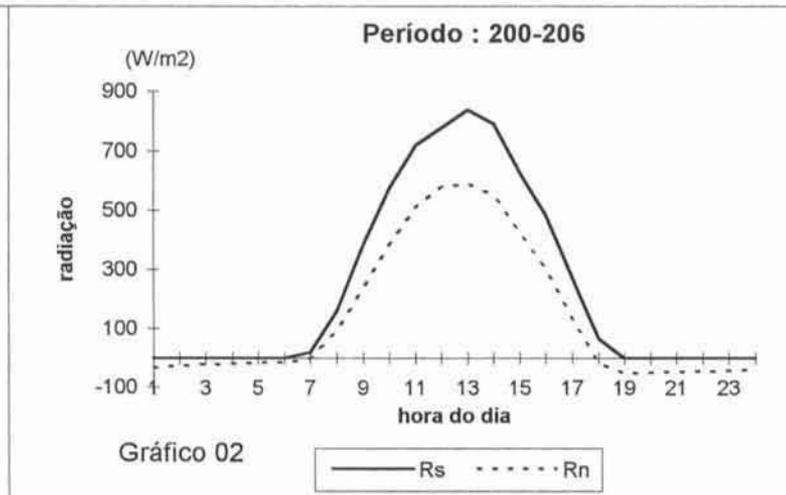
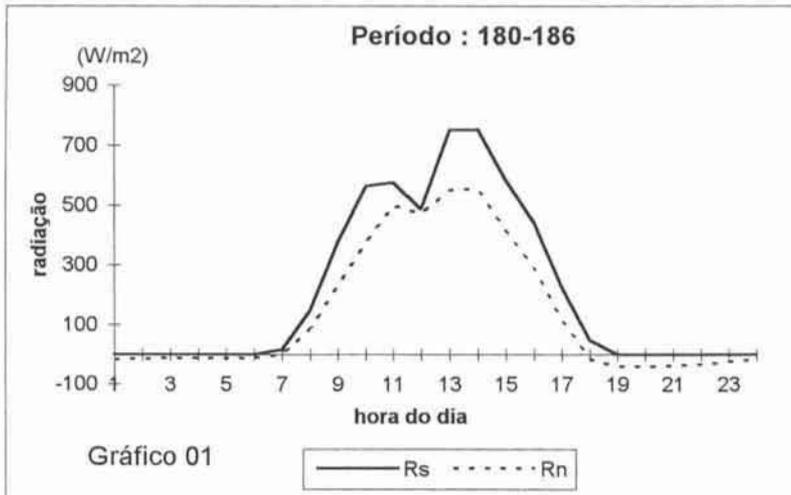
- LUMLEY, J. L. ; PANOFKY, H. A. **The Structure of the Atmospheric Turbulence**. Wiley. New York, 1964, 239 p.
- MANSFIELD, D.A.. Squall lines observed in gate. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **103**: 569-574, 1974.
- MARQUES FILHO, A. de O. ; RIBEIRO, M. de N. G.. Relações entre fluxos e gradientes sobre floresta . **Acta Amazonica**, **18** (1-2): 35-47, 1988.
- MARQUES FILHO, A. de O. ; RIBEIRO, M. de N. G. FATTORI, A.P.; FISCH, G. ; JANUÁRIO, M. Evaporação potencial de florestas. **Acta Amazonica**, **16/17** ( único ): 277-292, 1986/87.
- MARQUES FILHO, A. de O.; RIBEIRO, M. de N. G. e SALATI, E. Evapotranspiração de florestas da Região Amazônica. **Acta Amazonica**, **13** (3-4) :519-529, 1983.
- MARQUES, J. SALATI, E.; dos SANTOS, J.M. O campo do fluxo de vapor d'água atmosférico sobre a Região Amazônica. **Acta Amazonica**, **9** (4): 701-713, 1979.
- A divergência do campo de fluxo do vapor d'água e as chuvas na Região Amazônica. **Acta Amazonica**, **10** (1): 133-140, 1980.
- McCAUGHEY, J.H. and SAXTON, W.L. Energy balance storage terms in a mixed forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, **44** : 1-18, 1988.
- McWILLIAM, A-L. C.; ROBERTS, J.M.; CABRAL, O.M.R.; LEITÃO, M.V.B.R.; da COSTA, A.C.L.; MAITELLI, G.T.; ZAMPARONI, C.A.G.P. Leaf area index and above-ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in Amazonia. **Functional Ecology**, **7**, 310-317, 1993.
- MOLION, L.C.B.. Climatologia Dinâmica da Região Amazônica : Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira Meteorologia**, **2** (1-2): 107 -117, 1987.
- MONIN, A. S. ; YAGLOM, A. M. **Statistical fluid mechanics** : mechanics of turbulence. Press by The Massachusetts Institute of Technology . USA. 1971, 769 p.

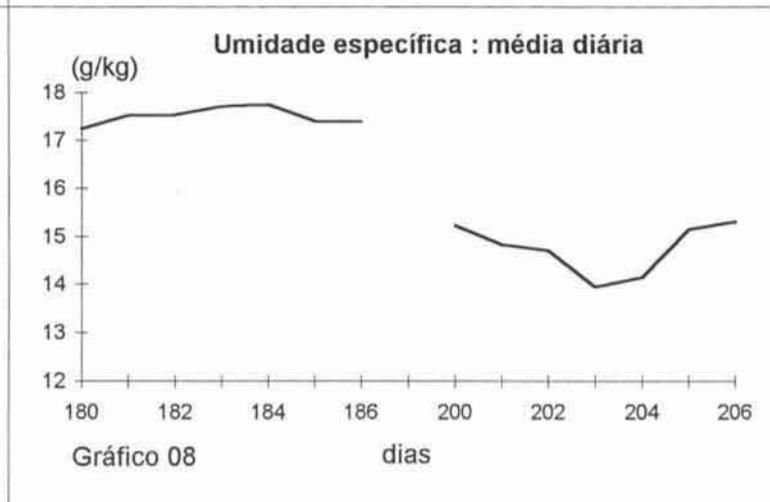
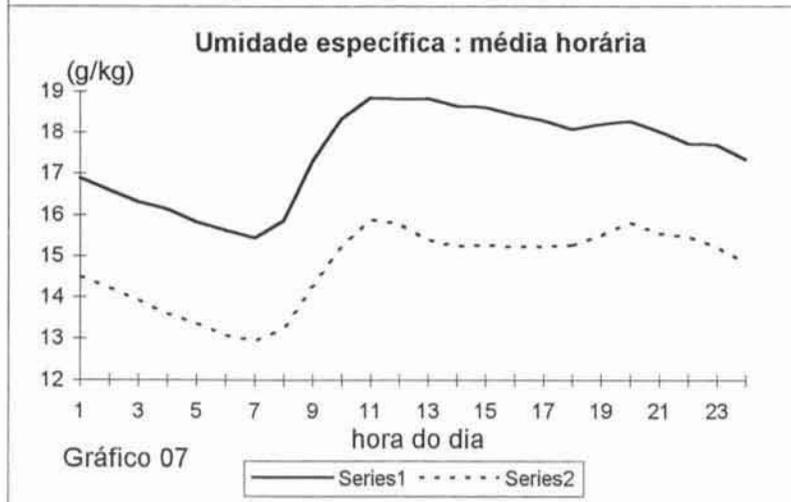
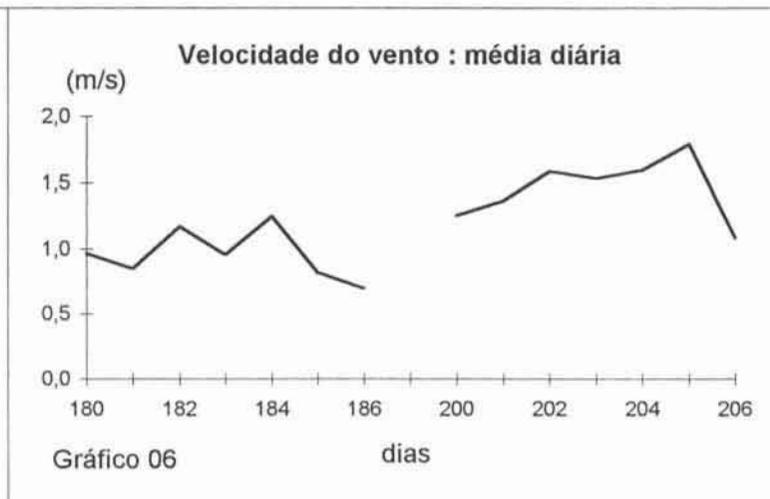
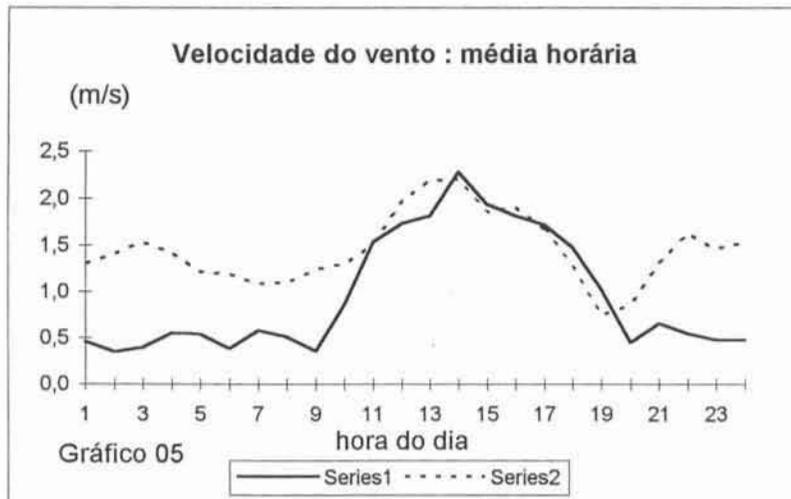
- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposium Society of Experimental Biology**, 19 : 205-234, 1965.
- MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M.H.. **Principles of Environmental Physics**. Edward Arnold, 2a. ed., London, 1990, 281 p.
- MOORE, C. J. On the calibration and temperature behaviour of single -beam infrared hygrometers. **Boundary-Layer Meteorology**, 26: 115-125, 1983.
- MOURA, A.D. ; SHUKLA, J.. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil : observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Science**, 38 (12) : 2653 - 2675, 1981.
- MUNN,R.E. **Descriptive Micrometeorology**. Academic Press, New York, 1966, 245 p.
- NEWTON, C. W. ; NEWTON, H. R.. Dynamical interaction between large convective clouds and environment with vertical shear. **Journal Meteorological**, 16 (5) : 483-496,1959.
- NIMER, E..**Climatologia do Brasil**. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2a ed., Rio de Janeiro, RJ, 1989. 421p.
- OLIVEIRA, A.S.. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia. São José dos Campos, SP, 1986, 4008 - TDL/239. Tese de Mestrado, INPE.
- ORLANSKI, I.. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society**, 56 (5) : 527 - 530, 1975.
- PALMER, C.E.. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transactions of American Geophysics Union**. 32 (5): 683 - 695, 1951.
- ROBERTS, J.,CABRAL,O.M.R. and AGUIAR, L.F. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest. **Journal of Applied Ecology**, 27: 336-353, 1990.
- ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R.; FISCH, G.; MOLION, L.C.B.; MOORE, C. J.; and SHUTTLEWORTH, W. J. Transpiration from an amazonian

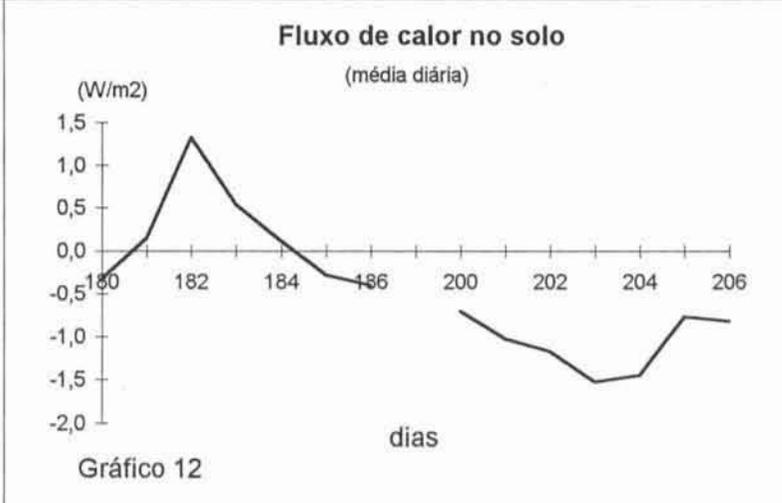
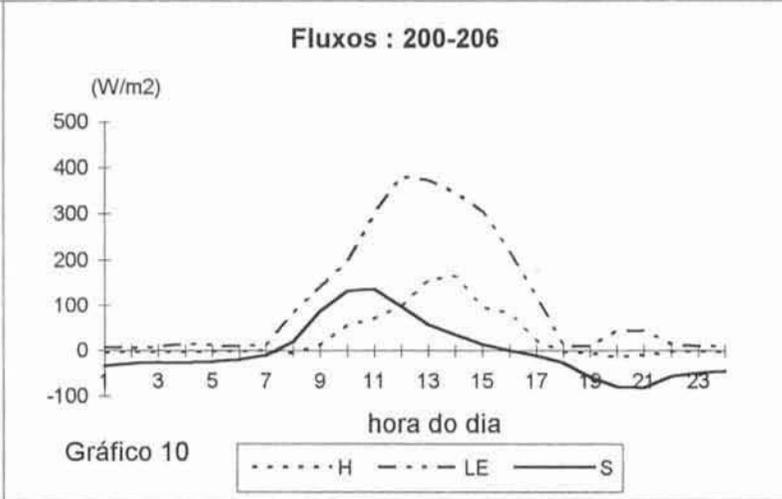
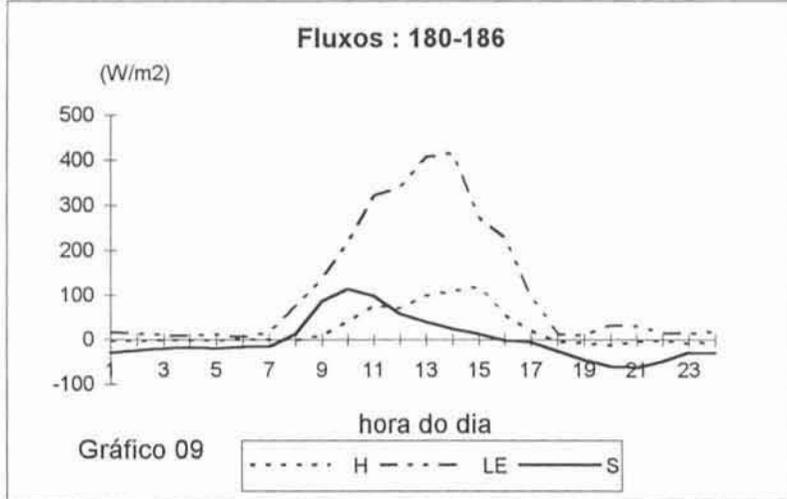
- rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 65: 175-196, 1993.
- ROSENBERG, N.J. **Microclimate : the Biological Environment**. Ed. by John Wiley & Sons, New York, 1974, 315 p.
- SALATI, E.; RIBEIRO, M.N.G. Floresta e clima. **Acta Amazonica**, 9 (4): 15-22, 1979.
- SHUTTLEWORTH, W. J. A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction. **Boundary-Layer Meteorology** 14 : 3-27, 1978.
- SHUTTLEWORTH, W. J. **Evaporation** . IH Report 56, Institute of Hydrology, Wallingford, U.K. 1979.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; MOORE, C.J.; ROBERTS, J.; MARQUES Fo.; A de O.; FISCH, G.; SILVA FILHO, V. de P. ; RIBEIRO, M. de N.G.; MOLION, L.C.B.; SÁ, L.D. de A.; NOBRE, J.C.A.; CABRAL, M.R.; PATEL, S.R. and MORAES, J.C.. Eddy correlation measurements of energy partition for amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, 110: 1143-1162, 1984 (a).
- Observations of radiation exchange above and below amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, 110: 1163 - 1169 , 1984 (b).
- SHUTTLEWORTH, W. J. ; McNEIL, D. D. ; MOORE., C. J. A switched continuous wave sonic anemometer for measuring surface fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, 23: 425-448, 1982.
- SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.. Wise forest management and climate change. In : VII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, vol.1: 287-292, 1992. Anais.
- SOBRAL, Z. R.. Um estudo climatológico dos campos de vento e temperatura nos níveis superiores sobre a América do Sul. São José dos Campos, SP, 1979, 1672 - TN/017. Tese de Mestrado, INPE.

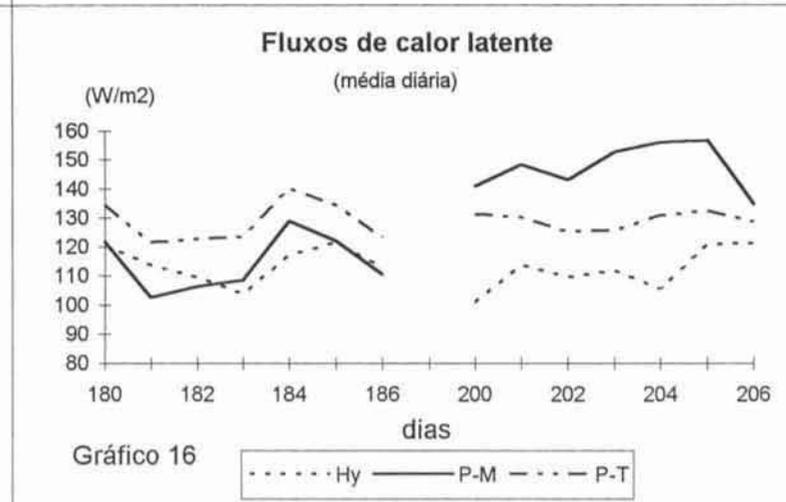
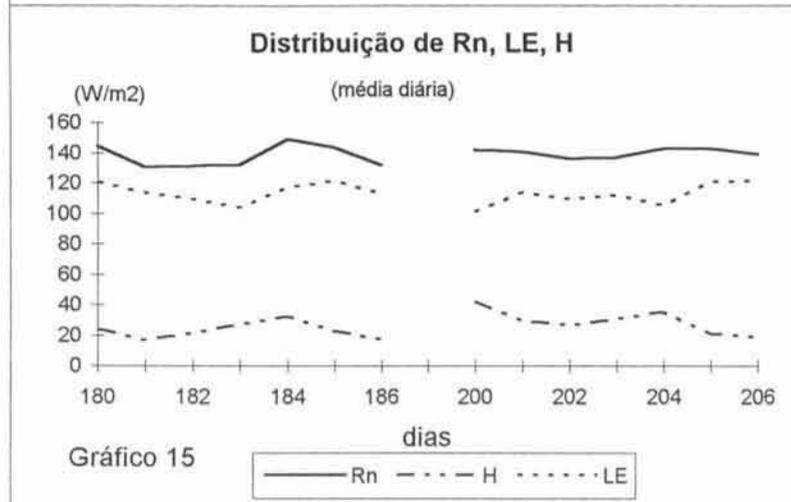
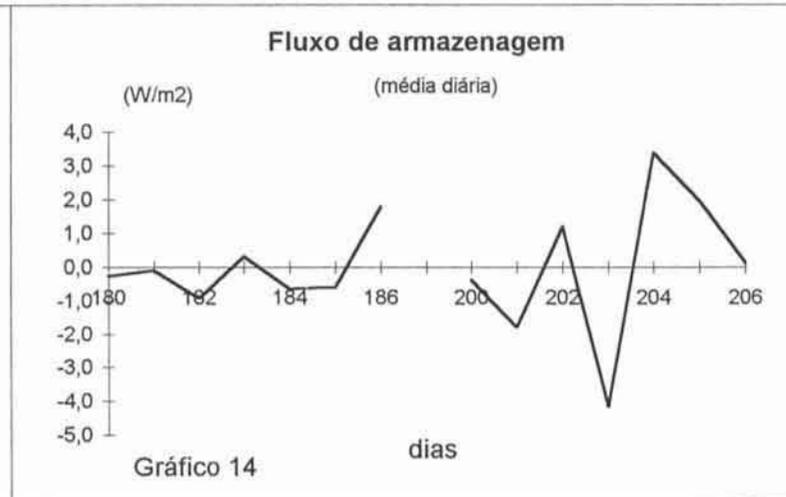
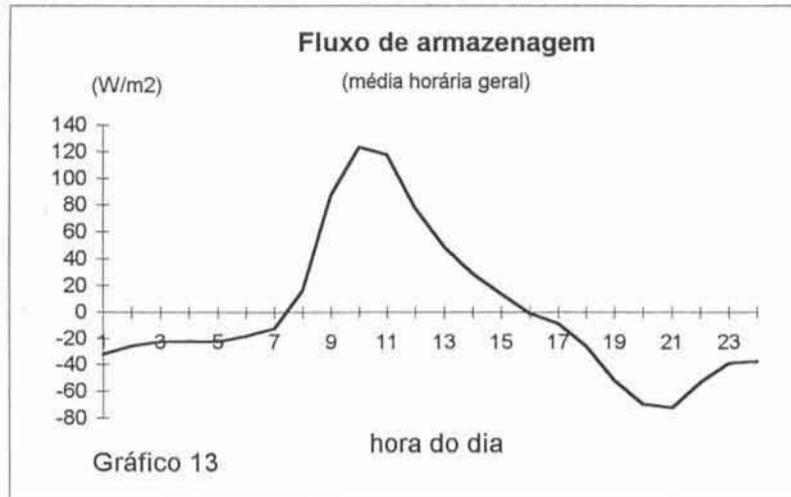
- STANHILL, G. . A simple instrument for field measurement of turbulent diffusion flux. **Journal of Applied Meteorology**, 8: 509-513, 1969.
- The concept of potential evapotranspiration in arid zone agriculture. In: **Proceedings of the Montpellier Symposium**. UNESCO. pp. 109-117, 1965(b).
- SZEICZ, G.; ENDRODI, G. AND TAJCHMAN, S. Aerodynamic and surface factors in evaporation. **Water Resources Research**, 5: 380 - 394, 1969.
- THOM, A. S. Momentum mass and heat exchange of plant communities. In: J. L. MONTEITH (ed.) , **Vegetation and Atmosphere**, Vol. I , Academic Press, London, pp 57-110, 1975.
- THOM, A. S. and OLIVER, H. R. On Penman`s equation for estimating regional evaporation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103: 345 - 357, 1977.
- UVO, C.R.B.; NOBRE, C.A.. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do NE do Brasil. Parte I: A POSIÇÃO DA ZCIT NO ATLÂNTICO EQUATORIAL. **Climanálise**, Vol.4, 7: 34-40, 1989.
- VALENTE, F. M. dos R. T. **Intercepção da precipitação por cobertos arbóreos**. Lisboa, Portugal, 1990, 108 p. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia.
- VERMA, S. B. ; ROSENBERG, N. J. ; BLAD, B. L. ; BARADAS, M.W. Resistance-energy method for predicting evapotranspiration : Determination of boundary layer resistance and evaluation of error effects. **Agronomic Journal** , 68: 776-782, 1976.
- WEBB, E. K. Profile relationships : the log - linear range and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 96 : 67 - 90, 1970.
- WEBB, E, R., PEARMAN, G.I., and LEUNING, R..Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society** , 106: 85-100, 1980.

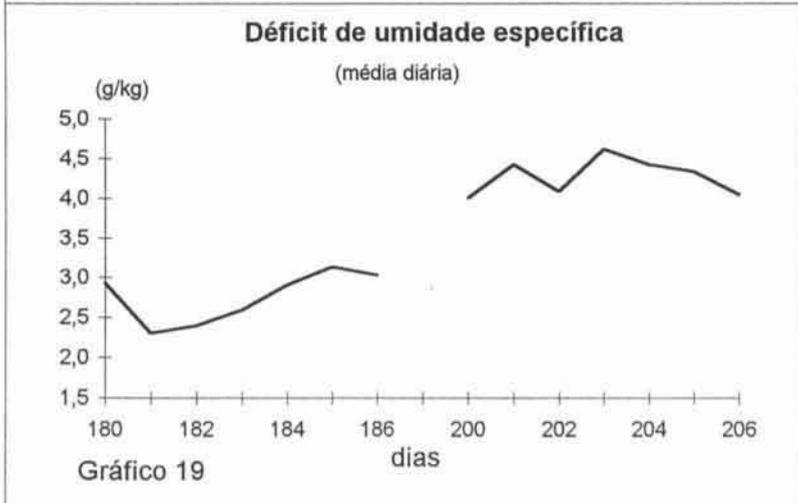
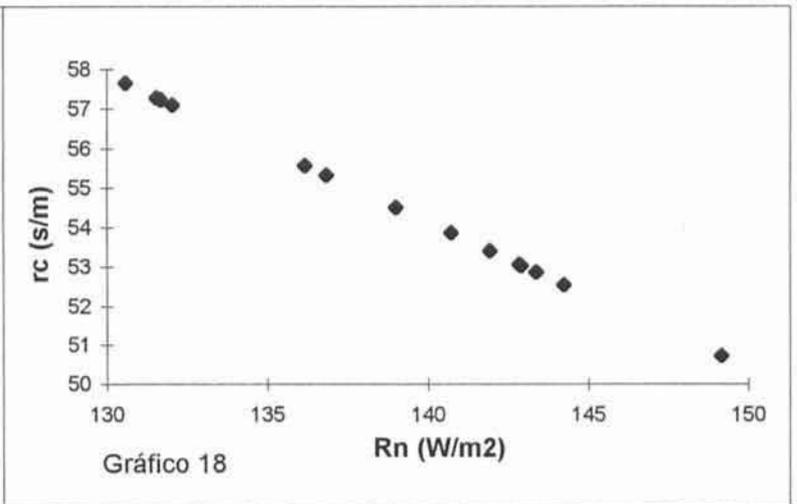
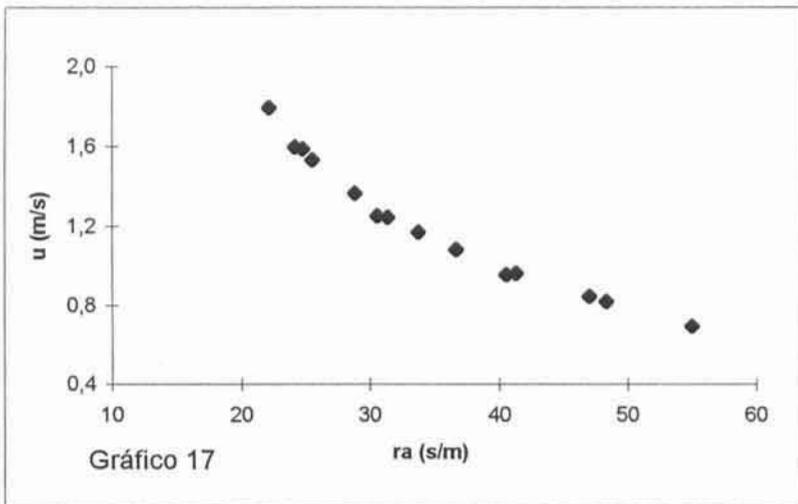
- WINTER, E.J. **Water, soil and the plant**. Macmillan Press, London, 1974. 141 p.
- WRIGHT, I.R., GASH, J.H.C., da ROCHA, H. R., SHUTTLEWORTH, W, J, NOBRE, C. A., MAITELLI, G. T, ZAMPARONI, C. A. G. P. ; CARVALHO, P. R. A.. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **118**, 1083-1099, 1992.
- WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C. ; da ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M.. 1996(a). Modelling surface conductance for amazonian pasture and forest. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L., **Amazonian Deforestation and Climate**. Wiley & Sons, Chichester, pp 437-458, 1996, 611p.
- WRIGHT, I. R.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; da ROCHA, H. R.; ROBERTS, J. M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A.D.; ALVALÁ, R.C.S.; HODNETT, M.G.; UBARANA, V.N.. Towards a GCM surface parameterisation for Amazonia. 1996(b). In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L., **Amazonian Deforestation and Climate**. Wiley & Sons, Chichester, pp 473-504, 1996, 611p.
- ZIPSER, E.J.. Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall line structure. **Monthly Weather Review**, **105** (12) : 1568 - 1588, 1977.

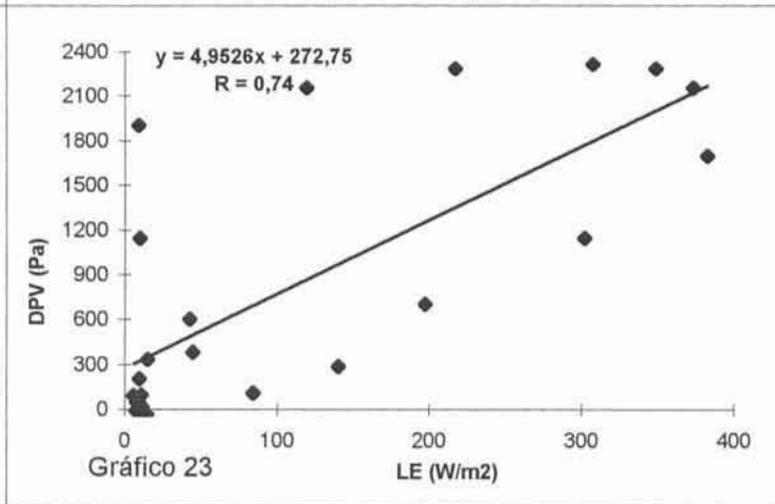
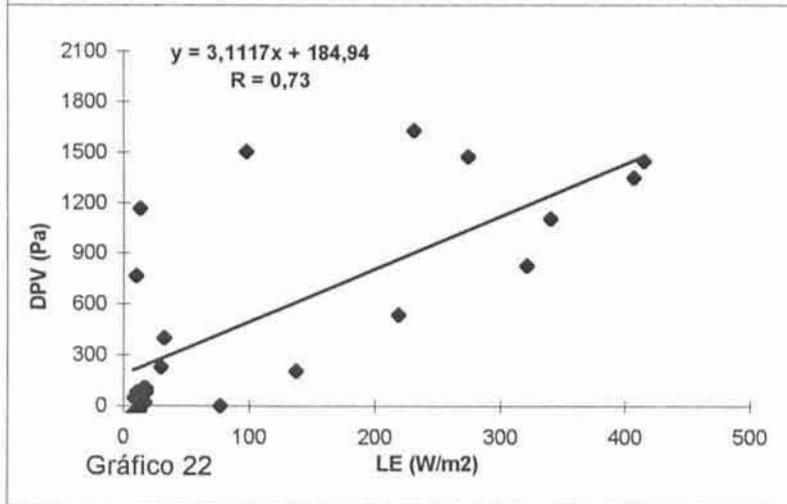
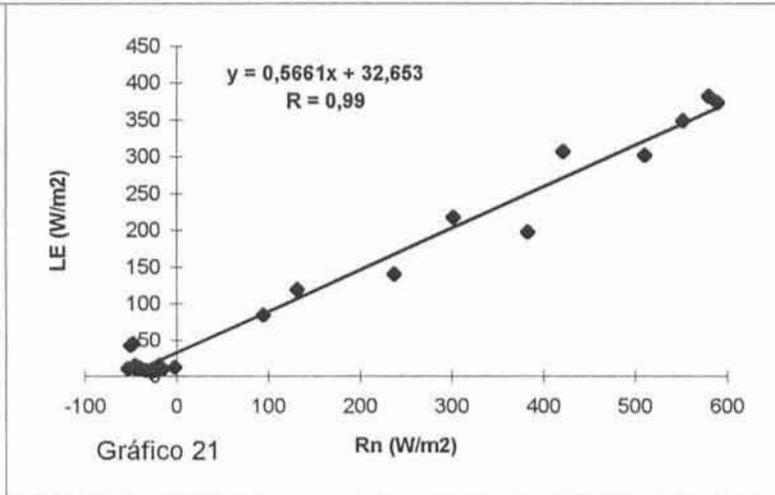
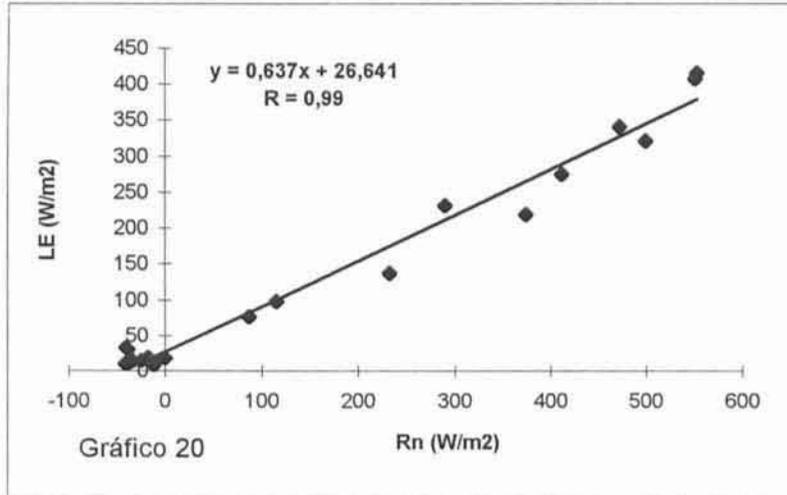


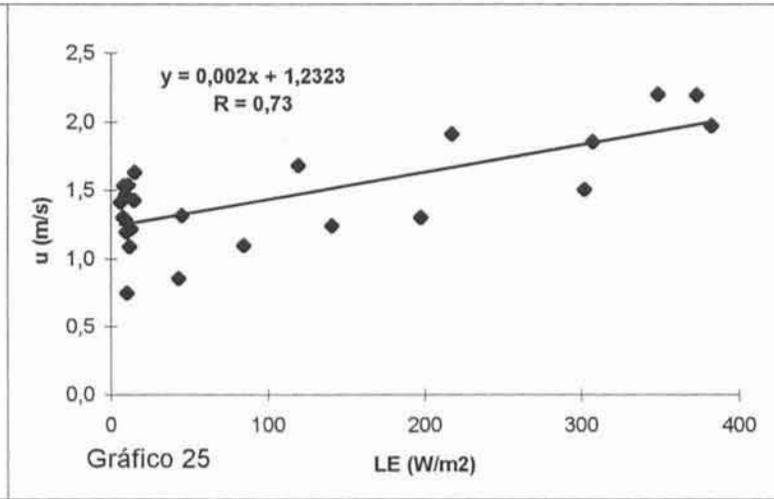
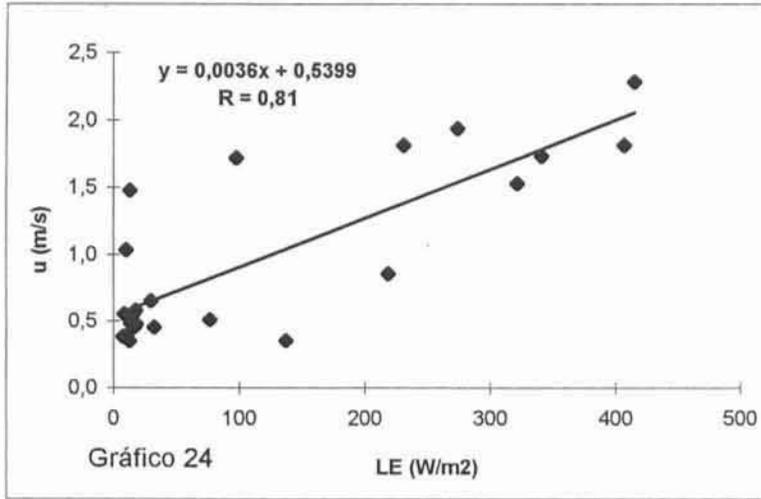












Projeto ABRACOS

Sítio : Reserva Jaru (floresta) , Ji - Paraná - RO.

Resumo dos dados (médias horárias : AWS e Hydra)

Período : 180 - 186

Tabela 1

S1 (série 1)

hora	Rs	Rn	G	t	q	u	u*	H	LE	S
1	0	-16,2	-1,47	22,5	17	0,46	0,0664	-2,1	17,0	-29,6
2	0	-14,9	-1,71	22,2	17	0,35	0,0529	-2,4	13,0	-23,7
3	0	-12,9	-1,89	21,9	16	0,39	0,0597	-2,0	11,0	-20,0
4	0	-12,4	-2,01	21,7	16	0,55	0,0844	-1,7	8,5	-17,2
5	0	-12,1	-2,12	21,3	16	0,54	0,0820	-1,7	12,1	-20,4
6	0	-11,3	-2,27	21,1	16	0,38	0,0582	-0,6	7,8	-16,3
7	18,1	-0,1	-2,29	20,9	15	0,58	0,0914	0,0	17,8	-15,6
8	149,1	87,1	-2,14	21,4	16	0,51	0,0774	-0,7	76,8	13,2
9	377,0	232,7	-1,19	23,6	17	0,36	0,0602	9,6	136,9	87,4
10	564,9	374,9	0,33	26,2	18	0,86	0,1445	41,1	218,9	114,6
11	576,2	500,1	1,96	28,3	19	1,53	0,2545	77,9	321,2	99,1
12	487,6	472,8	2,81	29,5	19	1,73	0,2858	71,3	340,6	58,1
13	750,6	551,6	3,17	30,5	19	1,82	0,3001	100,7	407,1	40,6
14	754,0	553,6	4,30	30,9	19	2,28	0,3747	109,9	415,5	23,9
15	583,4	412,4	4,03	31,0	19	1,94	0,3207	120,7	274,5	13,2
16	442,5	290,3	2,84	31,0	18	1,81	0,2980	57,6	231,4	-1,4
17	225,1	115,1	2,21	30,5	18	1,72	0,2789	20,9	97,7	-5,7
18	49,3	-14,3	1,48	29,1	18	1,48	0,2316	-4,0	13,4	-25,2
19	0	-40,9	0,79	27,3	18	1,03	0,1565	-6,4	10,1	-45,3
20	0	-40,5	0,16	25,5	18	0,45	0,0641	-13,0	32,6	-60,2
21	0	-38,0	-0,33	24,6	18	0,66	0,0982	-4,6	30,1	-63,2
22	0	-35,0	-0,68	23,9	18	0,55	0,0835	-1,3	15,9	-49,0
23	0	-24,1	-0,94	23,4	18	0,48	0,0687	-8,7	13,9	-28,3
24	0	-17,3	-1,16	23,0	17	0,48	0,0689	-4,1	18,2	-30,3

Projeto ABRACOS

Sítio : Reserva Jaru (floresta) , Ji - Paraná - RO.

Resumo dos dados (médias horárias : AWS e Hydra)

Período : 200 - 206.

Tabela 2

S2 (série 2)

hora	Rs	Rn	G	t	q	u	u*	H	LE	S
1	0	-33,7	-2,80	20,3	15	1,30	0,2034	-4,3	7,7	-34,3
2	0	-27,7	-2,95	19,9	14	1,41	0,2217	-2,6	5,9	-28,1
3	0	-23,4	-3,23	19,6	14	1,53	0,2393	-3,4	8,0	-24,8
4	0	-19,7	-3,57	19,0	14	1,43	0,2242	-3,1	14,6	-27,5
5	0	-17,0	-3,76	18,7	13	1,22	0,1917	-1,4	12,6	-24,4
6	0	-15,8	-3,95	18,4	13	1,19	0,1875	-1,7	9,8	-20,0
7	17,3	-2,5	-4,02	18,2	13	1,09	0,1721	-0,3	11,8	-10,0
8	158,5	94,5	-3,80	18,9	13	1,10	0,1678	-6,1	84,4	20,1
9	381,2	237,3	-2,68	21,2	14	1,24	0,2025	12,3	140,5	87,2
10	573,3	383,3	-1,19	24,6	15	1,30	0,2171	55,4	197,5	131,6
11	719,0	510,3	0,53	27,6	16	1,50	0,2503	71,7	301,9	136,1
12	777,1	579,9	2,01	30,0	16	1,97	0,3252	98,0	382,4	97,4
13	838,0	589,3	2,76	31,2	15	2,19	0,3623	156,1	373,1	57,3
14	790,6	551,9	3,08	31,7	15	2,20	0,3638	165,7	348,9	34,2
15	625,9	421,6	3,06	31,8	15	1,85	0,3062	96,9	307,5	14,2
16	484,2	302,4	2,41	31,7	15	1,91	0,3145	83,1	217,2	-0,4
17	271,2	131,3	1,83	31,2	15	1,68	0,2731	21,6	119,3	-11,4
18	66,0	-19,2	0,83	30,2	15	1,28	0,2007	-2,6	9,3	-26,7
19	0	-53,2	-0,13	27,6	16	0,75	0,1128	-5,0	10,3	-58,3
20	0	-50,3	-1,13	24,9	16	0,86	0,1259	-13,9	42,9	-78,2
21	0	-47,4	-1,66	23,7	16	1,31	0,1996	-9,4	45,1	-81,5
22	0	-45,7	-2,09	22,5	15	1,63	0,2580	-1,7	15,2	-57,1
23	0	-44,4	-2,45	21,7	15	1,47	0,2302	-2,3	9,5	-49,2
24	0	-40,2	-2,64	21,0	15	1,54	0,2404	-3,6	11,0	-44,9

Projeto ABRACOS

Sítio : Reserva Jaru (floresta) , Ji - Paraná - RO.

Resumo dos dados (médias diárias : AWS e Hydra)

Período : 180 - 186 ; 200 - 206.

Tabela 3

dia	Rs	Rn	G	t	q	u	u*	H	LE	S
180	211,5	144,2	-0,32	25,4	17	0,96	0,1527	24,1	120,7	-0,3
181	182,6	130,6	0,15	25,1	18	0,85	0,1342	16,7	113,9	-0,1
182	202,2	131,6	1,33	25,2	18	1,17	0,1860	21,6	109,5	-0,9
183	204,0	132,1	0,54	25,5	18	0,96	0,1534	27,3	103,9	0,3
184	220,4	149,2	0,12	25,8	18	1,24	0,1991	32,5	117,1	-0,6
185	224,6	143,4	-0,28	25,7	17	0,82	0,1301	22,7	121,6	-0,6
186	206,5	131,7	-0,41	25,6	17	0,69	0,1124	17,3	113,0	1,8
200	237,1	141,9	-0,71	24,6	15	1,25	0,2022	42,0	101,1	-0,4
201	238,0	140,7	-1,02	24,6	15	1,36	0,2174	29,7	113,9	-1,8
202	230,1	136,2	-1,17	24,2	15	1,59	0,2531	26,6	109,5	1,2
203	243,8	136,8	-1,52	24,0	14	1,53	0,2449	30,6	111,9	-4,2
204	242,9	142,9	-1,45	24,0	14	1,59	0,2570	35,5	105,4	3,4
205	239,6	142,9	-0,77	24,8	15	1,79	0,2844	21,0	120,8	2,0
206	231,8	139,0	-0,82	24,7	15	1,08	0,1715	18,6	121,1	0,1

Método de Penman - Monteith

$$LE = \frac{D' \cdot Rn + r_{cp} (e_s - e) / r_a}{D' + g (1 + r_c/r_a)}$$

Tabela 4

dia	Rn	t	q	u	delta	gama	rô	es	e	cp	ra	rc	rc/ra	L(.10^6)	LE	mm/dia
180	144,2	25,4	17	0,96	192	67	1,155	3243	2744	1020	41	53	1,27	2,441	121,7	4,3
181	130,6	25,1	18	0,85	189	67	1,156	3186	2787	1020	47	58	1,23	2,441	102,5	3,6
182	131,6	25,2	18	1,17	191	67	1,156	3205	2790	1020	34	57	1,70	2,441	106,4	3,8
183	132,1	25,5	18	0,96	194	67	1,154	3263	2816	1020	41	57	1,41	2,440	108,4	3,8
184	149,2	25,8	18	1,24	197	67	1,153	3321	2824	1020	31	51	1,62	2,440	128,8	4,6
185	143,4	25,7	17	0,82	196	67	1,154	3302	2769	1020	48	53	1,09	2,440	122,0	4,3
186	131,7	25,6	17	0,69	194	67	1,154	3282	2766	1020	55	57	1,04	2,440	110,5	3,9
200	141,9	24,6	15	1,25	185	67	1,160	3092	2427	1018	31	53	1,75	2,442	140,7	5,0
201	140,7	24,6	15	1,36	184	67	1,160	3092	2361	1018	29	54	1,87	2,442	148,4	5,2
202	136,2	24,2	15	1,59	181	67	1,161	3019	2342	1017	25	56	2,25	2,444	143,0	5,1
203	136,8	24,0	14	1,53	179	67	1,163	2983	2222	1017	26	55	2,17	2,443	152,8	5,4
204	142,9	24,0	14	1,59	179	67	1,163	2983	2253	1017	24	53	2,20	2,444	156,0	5,5
205	142,9	24,8	15	1,79	186	67	1,159	3130	2412	1018	22	53	2,39	2,442	156,8	5,5
206	139,0	24,7	15	1,08	186	67	1,159	3111	2439	1018	37	55	1,48	2,442	134,6	4,8

D' é o parâmetro delta.

g (ou gama) é a constante psicrométrica

r (ou rô) é a densidade do ar.

cp é o calor específico do ar à p constante.

L é o calor latente de evaporação.

Método de Priestley-Taylor

$$LE = a D R_n$$

$$D = D' / (D' + g)$$

Tabela 5

dia	Rn	t	a	D	L (.10 <sup>6</sup> )	D'	g	LE	E(mm/dia)
180	144,2	25,4	1,26	0,74	2,441	192	67	134,6	4,8
181	130,6	25,1	1,26	0,74	2,441	189	67	121,5	4,3
182	131,6	25,2	1,26	0,74	2,441	191	67	122,6	4,3
183	132,1	25,5	1,26	0,74	2,440	194	67	123,5	4,4
184	149,2	25,8	1,26	0,75	2,440	197	67	140,1	5,0
185	143,4	25,7	1,26	0,74	2,440	196	67	134,5	4,8
186	131,7	25,6	1,26	0,74	2,440	194	67	123,3	4,4
200	141,9	24,6	1,26	0,73	2,442	185	67	131,2	4,6
201	140,7	24,6	1,26	0,73	2,442	184	67	130,1	4,6
202	136,2	24,2	1,26	0,73	2,444	181	67	125,3	4,4
203	136,8	24,0	1,26	0,73	2,443	179	67	125,4	4,4
204	142,9	24,0	1,26	0,73	2,444	179	67	130,9	4,6
205	142,9	24,8	1,26	0,74	2,442	186	67	132,4	4,7
206	139,0	24,7	1,26	0,73	2,442	186	67	128,7	4,6

a é o parâmetro alfa da equação de Priestley - Taylor ( 1,26 )

D é o parâmetro dado por ( delta/(delta + gama) )

Projeto ABRACOS

Sítio : Reserva Jarú (floresta) , Ji - Paraná - RO.

Resumo dos dados (médias diárias : AWS e Hydra)

Tabela 6

hora	Média S1 + S2		dia	HY		P-M		P-T		qs	qs - q
	G	S		LE	E	LE	E	LE	E		
1	-2,2	-32,0	180	120,7	4,3	121,7	4,3	134,6	4,8	20	2,9
2	-2,4	-25,9	181	113,9	4,0	102,5	3,6	121,5	4,3	20	2,3
3	-2,6	-22,4	182	109,5	3,9	106,4	3,8	122,6	4,3	20	2,4
4	-2,8	-22,4	183	103,9	3,7	108,4	3,8	123,5	4,4	20	2,6
5	-3,0	-22,4	184	117,1	4,1	128,8	4,6	140,1	5,0	21	2,9
6	-3,2	-18,2	185	121,6	4,3	122,0	4,3	134,5	4,8	21	3,1
7	-3,2	-12,8	186	113,0	4,0	110,5	3,9	123,3	4,4	20	3,0
8	-3,0	16,6									
9	-2,0	87,3	200	101,1	3,6	140,7	5,0	131,2	4,6	19	4,0
10	-0,5	123,1	201	113,9	4,0	148,4	5,2	130,1	4,6	19	4,4
11	1,2	117,6	202	109,5	3,9	143,0	5,1	125,3	4,4	19	4,1
12	2,4	77,8	203	111,9	4,0	152,8	5,4	125,4	4,4	19	4,6
13	3,0	48,9	204	105,4	3,7	156,0	5,5	130,9	4,6	19	4,4
14	3,6	29,1	205	120,8	4,3	156,8	5,5	132,4	4,7	19	4,3
15	3,5	13,7	206	121,1	4,3	134,6	4,8	128,7	4,6	19	4,0
16	2,6	-0,9									
17	2,0	-8,5									
18	1,1	-25,9									
19	0,3	-51,8									
20	-0,5	-69,2									
21	-1,0	-72,3									
22	-1,4	-53,0									
23	-1,7	-38,8									
24	-1,9	-37,6									