

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE PASTAGEM E
DE FLORESTA DENSA NA AMAZÔNIA CENTRAL

JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA

CAMPINA GRANDE-PB

JUNHO-1996

DIGITALIZAÇÃO:

SISTEMOTECA - UFCG




UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA


BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE PASTAGEM E DE
FLORESTA DENSA NA AMAZÔNIA CENTRAL.


JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 03/06/96


MÁRIO DE MIRANDA VILAS BOAS RAMOS LEITÃO
Orientador


PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO
Co-Orientador


BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Membro


GILBERTO FISCH
Membro

CAMPINA GRANDE
JUNHO - 1996

JOAO ROBERTO PINTO FEITOSA

BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE PASTAGEM E
DE FLORESTA DENSE NA AMAZÔNIA CENTRAL.

Dissertação apresentada ao curso de
mestrado em meteorologia da
Universidade Federal da Paraíba, em
cumprimento às exigências para a
obtenção do grau de mestre.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MICROMETEOROLOGIA

MÁRIO DE MIRANDA V.B.R.LEITÃO
(ORIENTADOR)

PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO
(CO-ORIENTADOR)

CAMPINA GRANDE - PB

JUNHO - 1996

DEDICATÓRIA

À minha Mãe, Maria do Rosário Pinto Feitosa, fiel companheira de luta e pelo seu eterno amor, ao meu Pai, João Ferreira Tavares Feitosa (In Memorium), por tudo que representou para mim como exemplo de honestidade, caráter e integridade, e à minha irmã Mãe, Benedita de Freitas Pereira, que tanto ajudou-me nesta caminhada, com sua coragem e firmeza nos momentos mais difíceis da vida e, finalmente, às minhas irmãs.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à Deus pela vida e pelo meu apredizado.

Agradeço em especial aos Professores MÁRIO DE MIRANDA V. B. R. LEITÃO E PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO, orientador e co-orientador respectivamente, pela confiança, incentivo e imprescindível orientação deste trabalho.

À SABINA LIMA DE CARVALHO (BEBÊ), pelo amor e carinho, principalmente nas horas mais difíceis desta caminhada.

Ao Amigo Irmão FERNANDO ALMEIDA e Família, pela fiel amizade, e pelo exemplo de dedicação e coragem.

Ao Dr^o GILBERTO FERNANDO FISCH, pela sua expressiva contribuição na aquisição dos dados e sugestões oferecidas.

Ao projeto ABRACOS pelos dados fornecidos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, em nome do Dr^o Ary Marques Filho.

Aos professores do DCA e a todos os colegas de curso que me auxiliaram na solução de algumas dúvidas.

Às funcionárias, a Eng^a EYRES DIANA VENTURA DA SILVA e à secretária DIVANETE CRUZ ROCHA, por suas contribuições nas áreas de informática e administração respectivamente.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro.

Também agradeço à minha família e, de forma geral, a todos os familiares e amigos que, mesmo distantes compartilharam deste ideal, incentivando-me a prosseguir e ultrapassar a todos obstáculos.

E, finalmente, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

No presente trabalho são analisados os componentes do balanço de radiação nas áreas de mata densa e pastagem, durante as estações seca e chuvosa. Na área de pastagem, tanto para a estação seca como para a estação chuvosa, analisou-se os componentes do balanço de energia. Também analisou-se para as áreas de pastagem e floresta, a aplicação das equações de Penman e Priestley-Taylor, visando estimar a evapotranspiração potencial (ETp), bem como a aplicação dos métodos da razão de Bowen, Penman-Monteith e Thorthweite-Holzman, visando identificar qual o método que melhor estima a evapotranspiração real e conseqüentemente, melhor se ajusta as condições de área de pastagem na Amazônia central. As medidas que deram suporte ao presente trabalho foram obtidas durante as campanhas experimentais do projeto ANGLO-BRAZILIAN AMAZONIAN CLIMATE OBSERVATION STUDY (ABRACOS). Os experimentos de campo foram realizados na área de floresta na Reserva Ducke (2°19'S ; 59°57'W) e na área de pastagem Fazenda Dimona (2°19'S ; 60°19'W), durante as estações seca em outubro de 1990 e na estação chuvosa nos meses de julho/agosto/setembro de 1991, ambas áreas estão situadas em região de terra firme. Os componentes médios do balanço de energia durante as estações seca e chuvosa mostraram pequenas variações, no entanto, o saldo de radiação, apresentou variações mais significativas. Os fluxos médios do balanço de radiação mostraram-se bem regulares, contudo, a radiação de ondas curtas incidente, durante a estação seca na área de pastagem para o período compreendido entre 11 e 13 horas, devido a incidência de nuvens, apresentou uma certa redução. As estimativas de evapotranspiração mostraram razoável concordância com os dados medidos, principalmente aquelas obtidas com os métodos de Penman-Monteith e da razão de Bowen, os quais estimaram ET com boa precisão. As regressões efetuadas entre ET e o Rn para a área de pastagem mostraram perfeita correlação entre esses dois parâmetros.

ABSTRACT

Radiation balance components in forest and pasture areas during dry and wet seasons are analyzed in the present study. Energy balance patterns in the pasture during both the seasons are investigated. Penman's combination method is used to evaluate potential evapotranspiration at both the sites. Measured actual evapotranspiration values are compared with those obtained by the Bowen ratio and Penman-Monteith and Thornthwaite-Holzman equations. The data used in the study was obtained from the field experiments of the ANGLO-BRAZILIAN AMAZONIAN CLIMATE OBSERVATION (ABRACOS) project. The experiments were conducted at Reserva Ducke forest ($2^{\circ}19'S$; $59^{\circ}57'W$) and Fazenda Dimona pastura ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ} 59'W$) during the years 1990 and 1991. Mean values of energy balance components in the pasture during dry and wet seasons showed small differences, while net radiation values differed significantly. During the dry season a slight reduction in global radiation during the period 11:00-13:00 hours was observed in the pasture as compared between to that of the forest. Actual evapotranspiration values derived by Penman-Monteith and Bowen ratio methods agreed well with measured values. The results for the pasture showed good correlation between evapotranspiration and net radiation values.

SUMÁRIO

	PÁG.
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE SÍMBOLOS	xviii
LISTA DE ABREVIATURAS	xx
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	04
2.1 - Impactos Climáticos	04
2.2 - Balanço de energia à superfície	05
2.3 - Balanço de Radiação	07
2.4 - Evapotranspiração potencial	10
2.5 - Evapotranspiração	13
CAPÍTULO 3 - MATERIAL E MÉTODOS	16
3.1 - Experimento e dados	16
3.2 - Instrumentação e características físicas das áreas de estudo	18
3.2.1 - Área de pastagem	18
3.2.2 - Área de floresta	20
3.3 - MÉTODOS.....	21
3.3.1 - Balanço de radiação à superfície	21
3.3.2 - Balanço de energia	22
3.3.3 - Métodos de estimativas de evapotranspiração	24
3.3.3a - Método Aerodinâmico	24
3.3.3b - Método da Razão de Bowen	28
3.3.3c - Método de Penman	29
3.3.3d - Método de Penman-Monteith	30
3.3.3e - Método de Priestley-taylor	31

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	32
4.1 - Balanço de radiação à superfície	32
4.2 - Albedo	60
4.3 - Balanço de energia	63
4.4 - Estimativas de evapotranspiração nas áreas de pastagem e floresta	68
4.5 - Estimativas de evapotranspiração na area pastagem ...	75
4.6 - Estimativa de ET em função de Rn	84
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

LISTA DE FIGURAS

		PÁG.
Figura 3.1	Localização das áreas experimentais.	16
Figura 3.2	Diagrama esquemático da instrumentação utilizada na Dimona.	18
Figura 3.3	Representação esquemática do balanço de energia num volume de controle	23
Figura 3.4	Diagrama esquemático do perfil do vento.	26
Figura 4.1	Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação durante a estação seca: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	34
Figura 4.2	Comportamento diurno das componentes do balanço de radiação na área de pastagem: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).	35
Figura 4.3	Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na área de floresta: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).	36
Figura 4.4	Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação durante a estação chuvosa: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	37

Figura 4.5	Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na pastagem: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).	38
Figura 4.6	Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na floresta: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).	39
Figura 4.7	Comportamento médio diurno da radiação solar global e do saldo de radiação para um período de 7 dias, durante a estação seca: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	42
Figura 4.8	Comportamento médio diurno da radiação solar global e de saldo de radiação para um período de 7 dias, durante estação chuvosa: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.	43
Figura 4.9	Saldo médio de radiação de ondas longas para as áreas de pastagem e floresta: (a) estação seca ; (b) estação chuvosa.	45
Figura 4.10	Saldo de radiação de ondas longas nas áreas de pastagem e floresta durante a estação seca: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).	46
Figura 4.11	Saldo de radiação de ondas longas nas áreas de pastagem e floresta durante a estação chuvosa: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).	47
Figura 4.12	Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a	

	estação seca durante um período de 20 dias: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	49
Figura 4.13	Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a estação chuvosa durante um período de 20 dias: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	50
Figura 4.14	Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global, para a estação seca durante 7 dias: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	52
Figura 4.15	Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a estação chuvosa durante 7 dias: (a) área de pastagem; (b) área de floresta. ...	53
Figura 4.16	Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 20 dias durante a estação seca: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	56
Figura 4.17	Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 20 dias durante a estação chuvosa: (a) área de pastagem; (b) área de floresta. ...	57
Figura 4.18	Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 7 dias durante a estação seca: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	58

Figura 4.19	Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 7 dias durante estação chuvosa: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.	59
Figura 4.20	Albedo médio diário para um período de 20 dias nas áreas de pastagem e floresta: (a) estação seca; (b) estação chuvosa.	62
Figura 4.21	Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem: (a) estação seca; (b) estação chuvosa.	64
Figura 4.22	Comportamento diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem durante a estação seca: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).	65
Figura 4.23	Comportamento diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem na estação chuvosa: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).	66
Figura 4.24	Representação em termos de razões percentuais de cada componente do balanço de energia com relação a R_n na área de pastagem durante a estação seca: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).	67
Figura 4.25	Representação em termos de razões percentuais de cada componente do balanço de energia com relação a R_n na área de pastagem durante a estação	

	chuvosa: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).	68
Figura 4.26	Estimativa da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor para as áreas de pastagem e de floresta, durante a estação seca: (a) método de Penman; (b) método de Priestley-Taylor.	71
Figura 4.27	Estimativa da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor para as áreas de pastagem e floresta, durante a estação chuvosa: (a) método de Penman; (b) método de Priestley-Taylor.	72
Figura 4.28	Comparação da evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor durante a estação seca para áreas: (a) pastagem; (b) floresta.	74
Figura 4.29	Comparação da evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor durante a estação chuvosa, para áreas: (a) pastagem; (b) floresta.	75
Figura 4.30	Regressão diária na área de pastagem durante a estação seca entre ET medido e ET estimado: (a) E1 - razão de Bowen; (b) E2 - Penman-Monteith; (c) E3 - Thorthweite-holzman.	83

Figura 4.31 Regressão diária na área de pastagem durante a estação chuvosa entre ET medido e ET estimado: (a) E1 - razão de Bowen; (b) E2 - Penman-Monteith; (c) E3 - Thorthweite-Holzman. 84

Figura 4.32 Regressão horária na área de pastagem entre ET medido e ET estimado com base no Rn: (a) estação seca; (b) estação chuvosa. 85

LISTA DE TABELAS

		PÁG.
TABELA 4.1	VALORES PERCENTUAIS MÉDIOS ENTRE A RADIAÇÃO INCIDENTE E O SALDO DE RADIAÇÃO.	40 39
TABELA 4.2	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS, DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	48
TABELA 4.3	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	48
TABELA 4.4	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	51
TABELA 4.5	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	51

TABELA 4.6	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	55
TABELA 4.7	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	55
TABELA 4.8	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	55
TABELA 4.9	RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	55
TABELA 4.10	VALORES PERCENTUAIS MÉDIO DIÁRIO DO ALBEDO PARA ÁREA DE PASTAGEM E DE FLORESTA DURANTE A ESTAÇÃO SECA E CHUVOSA.	61
TABELA 4.11	COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADO (mm/h) POR DIFERNTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	77

TABELA 4.12	COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADO (mm/h) POR DIFERNTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	78
TABELA 4.13	COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS DIÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADOS (mm/d) POR DIFERENTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO SECA.	80
TABELA 4.14	COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS DIÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADOS (mm/d) POR DIFERENTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.	81

LISTA DE SIMBOLOS

LATINOS

- b - constante
- C_p - Calor específico do ar à pressão constante, $J\ Kg^{-1}\ K$
- d - deslocamento do plano zero, m
- e - pressão parcial de vapor, mb
- e_s - pressão de vapor de saturação, mb
- E_a - poder evaporante da superfície, mmh^{-1}
- ET_p - evapotranspiração potencial, mm
- ET - evapotranspiração real, mm
- g - aceleração da gravidade, ms^{-2}
- G - fluxo de calor no solo, Wm^{-2}
- H - fluxo de calor sensível, Wm^{-2}
- K - constante de Von Karman
- K_h - coeficiente de transferência turbulenta para calor sensível, m^2s^{-1}
- K_m - coeficiente de transferência turbulenta para quantidade de movimento, m^2s^{-1}
- K_v - coeficiente de transferência turbulenta para vapor d'água, m^2s^{-1}
- K_{\downarrow} - radiação solar global incidente, Wm^{-2}
- K_{\uparrow} - radiação solar emitida pela superfície, Wm^{-2}
- L - calor latente de vaporização da água, JKg^{-1}
- L^* - saldo de radiação de onda longa (Wm^{-2})
- L_{\downarrow} - radiação de onda longa proveniente da atmosfera, Wm^{-2}
- L_{\uparrow} - radiação de onda longa emitida pela superfície, Wm^{-2}
- LE - fluxo de calor latente, Wm^{-2}
- P - pressão atmosférica, mb
- q - umidade específica do ar, gKg^{-1}
- r - coeficiente de reflexão (albedo), adimensional
- r_a - resistência aerodinâmica, sm^{-1}
- r_c - resistência estomática, sm^{-1}
- R_i - número de Richardson, adimensional
- R_n - saldo de radiação, Wm^{-2}

- S - fluxo de energia armazenado na biomassa, Wm^{-2}
T_s - temperatura de superfície, C° ou K
U₂ - velocidade do vento estimada à 2m, ms^{-1}
U* - velocidade de fricção, ms^{-1}
Z - altura de referência, m
Z₀ - comprimento de rugosidade, m

GREGOS

- β - razão de Bowen, adimensional
γ - constante psicrométrica, mbC
Δ - inclinação da curva de saturação do vapor d'água, mbK^{-1}
ε_s - emissividade da superfície, adimensional
σ - constante de Stefan-Boltzmann, $Wm^{-2}K^{-4}$
τ - quantidade de movimento
τ₀ - fluxo de quantidade de movimento
ρ - densidade do ar, Kgm^{-3}

LISTA DE ABREVIATURAS

ABRACOS - Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation STUDY

E1 - estimativa de ET segundo a razão de Bowen

E2 - estimativa de ET segundo penman-Monteith

E3 - estimativa de ET segundo Thorthweite-Holzman

FLOR - floresta

INPA - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

Pa - Estado do Pará

PAST - pastagem

PM - Penamn

PMTH - Penman-Monteith

PTL - Priestley-Taylor

THZ - Thorthweite-Holzman

1- INTRODUÇÃO

Um dos temas mais discutidos nos dias atuais é o meio ambiente, especialmente no que se refere à ação do homem como fator decisivo em sua modificação. Apesar dos grandes avanços técnico-científicos alcançados homem, o seu bem estar econômico e social continua dependendo do clima, o qual vem se modificando em função das alterações do meio ambiente.

O clima de um dado local ou região da superfície terrestre, resulta das múltiplas trocas radiativas entre o sistema solo-planta-atmosfera. Desta forma, o microclima é determinado principalmente pela quantidade de energia solar incidente, tipo de solo e cobertura vegetal. Estudos têm mostrado que a retirada massiva de dosseis florestais pode gerar conseqüências extremamente negativas para todo ecossistema, afetando principalmente os fluxo de água e de energia(VILLA NOVA et al.,1976 ; SALATI ,1985).

Mesmo não se conhecendo de maneira precisa todos os efeitos causados com a derrubada das florestas tropicais e suas influências no meio físico, é grande a preocupação com o desmatamento desta vegetação, devido a sua influência no clima global de terra. Em algumas regiões, e em particular na Amazônia, há uma crescente conversão da floresta em área de pastagem ou culturas de subsistência. Imagens de satélites analisadas pelo INPE estimaram em 280.000km² a área já desmatada, com uma taxa de desmatamento anual de 21.000km.ano⁻¹ durante o período de 1978-1989, decrescendo este valor para 11.130km.ano⁻¹, durante os anos de 1990-1991(INPE,1992). Dentre os vários efeitos causados pelo desmatamento destacam-se:

- Redução no tempo de permanência da água na bacia, com a redução da permeabilidade do solo e, por conseguinte, a diminuição da evaporação.

- Modificações no balanço de energia do sistema, com redução do fluxo de energia necessária à evapotranspiração, ocasionando o aquecimento da atmosfera e por conseguinte elevando a temperatura média do ecossistema. Esse efeito é reforçado pelo aumento do albedo, já que as pastagens ou solos desnudos têm maior refletividade que a floresta.

O quadro de alterações climáticas descrito, deflagraria uma sucessão incontrolável de mudanças na fauna e na flora, numa reação em cadeia, cujo resultado seria o empobrecimento geral do ecossistema. Por conseguinte, o novo equilíbrio ecológico emergente certamente, não seria capaz de abrigar a atual floresta pluvial, e portanto, terá sido percorrido um caminho sem volta (SALATI, 1985).

Com a finalidade de contribuir para uma melhor compreensão dos processos físicos que ocorrem no ambiente de floresta, vários trabalhos foram realizados na Amazônia. Em termos do balanço de radiação e do balanço de energia destacam-se (SHUTTLEWORTH et al., 1984a e 1984b ; MANZI et al., 1986 ; VISWANADHAM et al., 1990 BASTABLE et al., 1993 ; FISCH et al., 1994). As pesquisas tornaram-se mais significativas após a realização do Estudo Anglo-Brasileiro de Observações do Clima Amazônico (ABRACOS), quando foram realizadas medições micrometeorológicas em áreas de floresta e de pastagem em períodos seco e chuvoso.

Visando contribuir para o melhor entendimento do microclima da Amazônia, o presente trabalho tem como objetivos:

- a) Análisar o balanço de radiação nas áreas de pastagem e floresta,
- b) Análisar o balanço de energia em área de pastagem;
- c) Estimar a evapotranspiração pelos métodos de Priestley-Taylor , Penman , Penman-Monteith , Razão de Bowen e

Thorntwaite-Holzman, visando a identificação do método que melhor se ajusta às condições de pastagem na Amazônia.

2-REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1- IMPACTOS CLIMÁTICOS

As mudanças que ocorrem no clima têm um grande impacto nas atividades econômicas e sociais do homem. A questão das mudanças climáticas e do meio ambiente tem despertado a atenção de pesquisadores do mundo inteiro, especialmente devido ao desmatamento da floresta Amazônica. Estimativas dos efeitos produzidos pelas atividades humanas e outros fatores externos sobre a cobertura vegetal de florestas vem preocupando a comunidade científica, além de instituições governamentais e não governamentais.

Estudos do microclima em áreas de floresta são complexos porque envolvem inúmeros processos físicos, químicos e biológicos da biosfera. Tomando como base dados experimentais, SALATI et al., (1979) afirmaram que o desmatamento intensivo na região Amazônica produziria uma diminuição no tempo de permanência da água na Bacia Amazônica e que, uma redução de 10 a 20% na precipitação seria suficiente para causar fortes alterações no ecossistema local, produzindo variações significativas no balanço hídrico da região.

Utilizando um modelo numérico acoplado atmosfera-biosfera NOBRE et al., (1989) avaliaram os efeitos do desmatamento na Amazônia. Observaram que a substituição da floresta tropical pela pastagem, provocaria um significativo aumento da temperatura à superfície, cerca de 1 a 3°C, e que a evapotranspiração potencial diminuiu de 20 a 40%, enquanto a precipitação apresenta redução de 20 a 30%. Estudos têm

mostrado que o desmatamento da vegetação natural da floresta, e conseqüentemente a sua substituição por pastagem, afeta significativamente o balanço de radiação à superfície (GASH e SHUTTLEWORTH, 1991; BASTABLE et al., 1993).

Tomando como base dados observacionais, para calibrar sub-modelos que descrevem possíveis mudanças no clima da Amazônia, devido o desmatamento (NOBRE et al., 1991 ; ROCHA, 1992), notaram que existem diferenças consideráveis entre o comportamento das variáveis micrometeorológicas da pastagem e da floresta. Estes pesquisadores também observaram que a área pastagem por exemplo, apresentou um maior contraste térmico diário e uma menor taxa de evaporação comparada com a floresta, principalmente durante a estação seca.

2.2- BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE

NOBEL (1983) afirmou que a contribuição da fotossíntese e de outros processos metabólicos é muito pequena, podendo ser desprezada. SHUTTLEWORTH et al., (1984a), estudando o balanço de energia na Amazônia, concluíram que na área de floresta o fluxo de calor sensível pode representar de 20 a 30% do saldo de radiação. Já WRIGHT et al., (1992), estudando o saldo de radiação na área de pastagem, concluiu que esse fluxo pode chegar a 50%, e comenta que isso ocorre possivelmente devido ao estresse hídrico. Em trabalho posterior SHUTTLEWORTH et al., (1984b) observaram que a radiação solar próximo ao solo em dossel de floresta de terra firme, apresenta valores, em média, de 1,2% do valor acima do dossel, o que corresponde a um fluxo médio de $4W/m^2$ para o período diurno. O fluxo de calor no solo foi aproximadamente da mesma ordem.

Avaliando o armazenamento de energia a partir de medidas de umidade, de temperatura do ar e de biomassa em área de floresta na Amazônia (Reserva Ducke), MOORE e FISCH (1986) encontraram valores de armazenamento de energia na biomassa de

30 a 40W/m^2 , excedendo em algumas ocasiões a 80W/m^2 . Tais valores são possivelmente devido à liberação de energia pelos troncos das árvores.

A liberação de calor latente está diretamente associada à transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, tornando-se essencial caracterizar esta superfície para que se possa estimar o fluxo com razoável precisão (VERSTRAETE, 1987). Considerando a área de floresta e combinando os termos de armazenamento e fluxo de calor no solo, obtém-se uma média de energia equivalente a aproximadamente 40W/m^2 . A foto resposta dos estômatos faz com que eles fechem à noite e, conseqüentemente haja pouca evaporação. Na Amazônia há pouca variação sazonal na temperatura do solo, logo, a energia armazenada na biomassa, no ar e no solo, durante o dia, é perdida à noite pelo resfriamento radiativo (GASH e SHUTTLEWORTH, 1991).

Medidas realizadas na Amazônia por WRIGHT et al., (1992) do fluxo de calor no solo em área de pastagem indicaram valores de aproximadamente 40W/m^2 , e mostraram que, na área de floresta a ocorrência do valor máximo deste fluxo está defasado em duas horas, com relação à pastagem, possivelmente associado ao fato de que sob a pastagem, o fluxo de calor no solo resulta dos efeitos combinados do aquecimento à superfície, pela radiação direta e pelo gradiente de temperatura, ao passo que na floresta, o efeito de sombreamento impede o aquecimento direto da superfície (BASTABLE et al., 1993).

Utilizando um modelo micrometeorológico baseado numa solução interativa da equação do balanço de energia para determinação da temperatura da superfície do solo em dias sem precipitação, SANTOS ALVALÁ (1993) encontrou pequenas discrepâncias comparadas com os dados medidos, o que indica que o modelo permitiu avaliar com razoável confiança, em dias sem

precipitação, a partição de energia, tanto em área de pastagem como de floresta.

Segundo RIBEIRO(1994), o fluxo de calor no solo, durante as estações seca e chuvosa na área de Marabá-Pa, apresenta intensidade maiores na pastagem, com valor de 72W/m^2 na estação seca e 58W/m^2 na estação chuvosa.

2.3- BALANÇO DE RADIAÇÃO

O balanço de radiação representa a diferença entre a quantidade de radiação refletida e transmitida por um dado corpo ou superfície. Esses termos desempenham um papel importante nos processos que ocorrem na biosfera. O saldo de radiação é o principal componente do balanço de radiação, portanto, exerce um papel fundamental nos métodos que estimam as perdas de água por superfícies vegetadas. Dentre os estudos envolvendo o saldo de radiação destacam-se: LINACRE(1968), VISWANADHAM(1972), VILLA NOVA(1973), KUMAR e MAHESWARA RAO (1985), LEITÃO (1989 e 1994), AZEVEDO et al., (1990) e SHUTTLEWORTH et al., (1991).

Um dos fatores que controlam o fluxo de energia é a vegetação, através de efeitos combinados da distribuição de biomassa, geometria e características ópticas que dependem da fenologia da vegetação (HUTCHISON,1977). Ao analisarem as variações diárias do balanço de radiação sobre a floresta Amazônica durante as estações seca e chuvosa, ANDRÉ et al.,(1988), verificaram que não houve mudanças significativas nas componentes do balanço de radiação de uma estação para outra; porém, o albedo apresentou valores ligeiramente maiores para a estação seca. Este estudo também mostrou que a radiação

de onda curta e o saldo de radiação correlacionaram-se muito bem em ambas as estações.

Segundo GASH e SHUTTLEWORTH (1991), as florestas absorvem mais radiação, e por isso, têm albedos menores que as áreas que possuem vegetação de porte menor, cujos valores variam de 11 a 12%. Estudos realizados pelos autores mencionados, indicam que, para área de pastagem, o valor médio diário da temperatura à superfície foi aproximadamente 4°C maior do que a temperatura média do ar. Em contra partida, esta mesma diferença de temperatura sobre a área de floresta foi de apenas 1°C.

Para WRIGHT et al., (1992) as diferenças no saldo de radiação de onda longa entre as estações seca e chuvosa, em área de pastagem na Amazônia, são decorrentes predominantemente de mudanças na cobertura de nuvens.

ECK e DEERING (1992), citados por LEITÃO (1994), concluíram que o albedo menor para ângulos de elevação solar maiores é devido a uma maior penetração de radiação no dossel, resultando num aumento da absorção e espalhamento abaixo do topo da vegetação. Para ângulos de elevação solar pequenos, a radiação incidente não penetra muito nas aberturas do dossel, com isso, ocorre uma redução da absorção pelo espalhamento múltiplo, o que concorre para maior reflexão à superfície da radiação incidente e, conseqüentemente, um albedo maior.

Em regiões cobertas com vegetação densa, especialmente florestas tropicais, somente uma pequena fração de radiação solar chega ao solo, e apresenta considerável variação espacial e temporal (JANUÁRIO et al., 1992).

Avaliando o albedo na Amazônia, BASTABLE et al., (1993) encontrou valores de 13% para a floresta de terra firme e 15% para a pastagem. FISCH et al., (1994) observaram que, após a ocorrência de uma queimada na área de pastagem, o albedo médio

da grama de 19%, foi reduzido pela metade, retornando ao valor inicial somente 80 dias após o rebrotamento da grama. A influência do balanço de energia descrita por FISCH et al., (1994), sugerem que as mudanças sazonais no albedo durante a estação seca podem ser implementadas em modelos climáticos para prognosticar o impacto sazonal do desmatamento numa determinada área.

Baseado em trabalho realizado em Marabá-Pa, RIBEIRO(1994) afirmaram que nas horas de maior elevação solar, ocorre maior penetração de radiação no interior da comunidade vegetal, como decorrência de um coeficiente de absorção maior. Na estação seca o valor do albedo ao meio dia foi da ordem de 16% na pastagem e de 14% na floresta, já na estação chuvosa o comportamento do albedo difere daquele observado na estação seca devido, provavelmente, às constantes chuvas que ocorrem durante as primeiras horas da manhã, mantendo as superfícies da copa das árvores nas áreas de floresta e de pastagem bastante umedecidas, favorecendo uma diminuição do albedo para cerca de 17,2% na pastagem e 13,4% na floresta.

LEITÃO(1994), analisando a radiação de ondas curtas refletida por superfícies foliares de dosséis na Amazônia, observou que não existem diferenças significativas entre o albedo de Mata Densa, Campinarana e Campina. De certo modo estes resultados são surpreendentes, porque a área de campina apresenta maior exposição da superfície do solo quando comparado as outras duas áreas, cujas coberturas vegetais são mais densas.

O pesquisador acima mencionado também observou que, para os três dosséis citados, existe um perfeito sincronismo entre o comportamento das curvas do saldo de radiação de ondas curtas incidente e a curva do saldo de radiação. Isto mostra que estes dois parâmetros se correlacionam muito bem. Desse modo, para um determinado local que não apresenta mudanças significativas da superfície, conhecendo-se esta correlação, a

partir dos dados de radiação de ondas curtas, é possível estimar o saldo de radiação com razoável precisão.

Estudando o albedo em três localidades distintas da Amazônia, CULF et al., (1995) encontraram um albedo médio de 13,4% para a floresta, que é ligeiramente maior do que aquele valor geralmente usado em simulações de desmatamento nos modelos de circulação geral (MCGs), enquanto que na pastagem o valor foi de 18%, valor ligeiramente menor do que o valor comumente usado nas simulações de desmatamento. CULF et al., (1995), também observaram que as médias mensais do albedo da floresta apresentaram variação sazonal muito bem definida, e afirmam que tal fato não está associado às mudanças no ângulo de elevação solar ou às variações na radiação solar direta ou difusa, mas sim, ao conteúdo de umidade no solo. Na pastagem essa variação sazonal também foi observada, mas não tão bem definida como na floresta.

2.4- EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

Os primeiros estudos realizados utilizando um método que considera fatores como o saldo de energia e transporte turbulento de vapor d'água à superfície evaporante, foram desenvolvidos por PENMAN (1948), posteriormente seguido por pesquisadores que desenvolveram outros métodos de estimativas da evapotranspiração: THORNTHWAITE (1948) MONTEITH (1965), e PRIESTLEY-TAYLOR (1972), entre outros.

Estudos micrometeorológicos efetuados na Amazônia central por VILLA NOVA et al., (1976) indicaram que aproximadamente 75% da energia disponível à superfície é utilizada no processo de evapotranspiração. Esse estudo utilizou o balanço de energia para calcular o balanço hídrico na Bacia Amazônica e adaptou o método de Penman para estimar a

evapotranspiração potencial nessa região. Os resultados indicaram que 90% da evapotranspiração potencial é resultante da contribuição do termo energético, enquanto que apenas 10% é devido ao termo aerodinâmico, com a evapotranspiração apresentando uma média de 4mm/dia, ou seja, 1460mm/ano.

Como o balanço de energia é responsável por aproximadamente 90% da evapotranspiração potencial, VILLA NOVA et al., (1976) afirmaram que qualquer modificação nas características da cobertura do solo, implicará não somente em alterações nas variáveis do balanço de energia, como também na dinâmica do escoamento, afetando diretamente o processo evaporativo. Como consequência, poderá ocorrer diminuição na umidade do ar, produzindo maiores oscilações térmicas, e modificações no equilíbrio dos sistemas convectivos característicos da região.

Avaliando a equação de PRIESTLEY-TAYLOR, SHUTTLEWORTH e CALDER (1979) concluíram que esta deve ser utilizada com cuidado em vegetação de grande porte, e sugeriu que seja ajustado o valor do parâmetro α , e que se inclua o termo relativo a interceptação da precipitação pelo dossel da floresta nos cálculos de estimativas da evapotranspiração.

Segundo ROSEMBERG et al., (1983) em se tratando de superfícies vegetadas, a evapotranspiração potencial é a perda total de água para a atmosfera por uma extensa superfície sempre bem suprida de água, a qual cobre completamente o solo, oferecendo pouca ou nenhuma resistência ao fluxo de vapor d'água.

Conforme o estudo de SHUTTLEWORTH et al., (1987), a evapotranspiração potencial na Amazônia, calculada usando-se um modelo numérico micrometeorológico de evapotranspiração, apresenta boa concordância com as estimativas obtidas pelos métodos de PENMAN (1948) e PRIESTLEY-TAYLOR (1972). O valor médio do parâmetro α da equação de Priestley-Taylor, calculado por

VISWANADHAM et al., (1991) para a área de floresta na Amazônia durante a estação seca, foi de $1,16 \pm 0,56$, com valor médio de 1,26. Verificou-se, também nesse estudo que esse parâmetro é função da estabilidade atmosférica.

Para WRIGHT et al., (1992) as estimativas da evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith, proporcionaram uma boa aproximação com valores de evapotranspiração medidos logo após a ocorrência de chuvas.

RIBEIRO(1994), estudando as taxas de evapotranspiração potencial na Amazônia em áreas de floresta e pastagem, durante as estações seca e chuvosa, através da utilização do método de Penman, encontrou os menores valores médios diários durante a estação chuvosa, e atribuiu tal situação a uma possível redução do saldo de radiação nos dias chuvosos. Ao comparar valores da evapotranspiração potencial, este autor constatou uma maior variação desta variável na área de floresta.

RIBEIRO(1994) também observou que os valores de α da equação de Priestley-Taylor foram menores para pastagem na estação chuvosa. Para a estação seca, encontrou um valor médio de 1,26 para pastagem e de 1,31 para área de floresta.

2.5- EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Estudos efetuados têm mostrado que os parâmetros meteorológicos que formam o clima são os mais importantes no estabelecimento das perdas hídricas por evapotranspiração em superfícies vegetadas. A precisão da estimativa da evapotranspiração baseada no método da razão de Bowen, foi testada por FRITSCHEN(1965) para um pequeno período de dados observados, no Arizona(E.U.A), e comparada com medidas lisimétricas. Os resultados indicaram que as estimativas obtidas pelo método da razão de Bowen apresentam boa precisão, cujos erros absoluto e relativo encontrados foram de 2% e 5%, respectivamente.

Para SHUTTLEWORTH e CALDER(1979) a rugosidade devido ao tamanho da vegetação, a distribuição da folhagem por todo dossel, a quantidade de calor trocado entre o ar e as folhas, assim como a advecção de calor sensível, podem ser importantes fontes de energia para o conjunto solo-planta, determinando o processo evaporativo.

Conforme SHUTTLEWORTH et al.,(1987), em média, 50% da precipitação pluviométrica que cai na Amazônia central, é reaproveitada, 25% deste percentual é interceptado pelo dossel e o restante utilizado no processo evapotranspirativo.

Utilizando um modelo baseado na equação de PENMAN-MONTEITH, visando ajustar a estimativa de evapotranspiração para períodos longos, DOLMAN et al.,(1988), observaram que os déficits de umidade do solo e do ar, devem ser considerados nas estimativas de evapotranspiração, e recomendaram que a não inclusão dessas variáveis pode acarretar erros consideráveis em tais estimativas.

WRIGHT et al., (1992) observaram na área de pastagem durante 10 dias seguidos de precipitação, que totalizaram 32mm, 3,8mm/dia evaporou, consumindo 70% da energia disponível. A razão de Bowen ficou entre 0,35 e 0,52, com média de 0,43, após 19 dias de precipitação, a evaporação diminuiu para 1,7mm/dia, representando apenas 52% da energia disponível.

As parametrizações da evapotranspiração vêm sendo utilizadas nos modelos de meso-escala para avaliar a água disponível para esse processo. Deste modo AVISSAR e PIELKE(1989), citado por SANTOS ALVALÁ(1993) refinaram o cálculo da variação diária da evapotranspiração e o balanço de água de campos agrícolas parcialmente cobertos por vegetação e/ou parcialmente irrigados, através do desenvolvimento de um modelo numérico pseudo-tridimensional (Ps3D) da superfície. Neste modelo o campo agrícola é representado por malhas de área nuas, solo seco e áreas vegetadas. As simulações de um campo agrícola parcialmente coberto por vegetação, com um modelo (Ps3D) e com um modelo de camada limite mais tradicional, geraram grandes diferenças, da ordem de 40% e 350W/m^2 para as previsões do balanço diário de água e fluxo de calor sensível, respectivamente.

ROBERTS et al., (1993) utilizaram um modelo baseado na equação de PENMAN-MONTEITH, denominado de (Clatter) para estimar a evapotranspiração na floresta Amazônica. Esse modelo consiste em calcular a evapotranspiração em camadas dentro do dossel. Os resultados mostraram que o modelo estimou muito bem a evapotranspiração, quando comparado com os valores medidos, apesar de ter sobre-estimado a evapotranspiração nas últimas horas da tarde.

LYRA et al., (1994) verificaram que a substituição da floresta por pastagem implicaram numa redução da evapotranspiração durante o dia, bem como num aumento no fluxo do calor sensível, o que acarreta um aumento de temperatura.

Experimentos observacionais e modelagem das perdas por interceptação da precipitação na floresta Amazônica, foram estudados por UBARANA(1994) em duas diferentes áreas, Ji-Paraná-Ro e Marabá-Pa, durante um período significativo. Em Ji-Paraná foi observado uma precipitação anual sobre a floresta de 1475,2mm, dos quais $185,7 \pm 112,5$ mm foram interceptados pelo dossel, o que representa $12,4 \pm 7,6\%$ da precipitação incidente. Na área de Marabá-Pa a precipitação incidente durante nove meses de observações foi de 879,2mm. Deste total $114,6 \pm 61,5$ mm foram interceptados pelo dossel, o que representou $13 \pm 7,0\%$ da precipitação incidente, o modelo utilizado estimou em 250,3mm de interceptação na área de Ji-Paraná, representando 16,9% da precipitação incidente, já em Marabá-Pa, o modelo estimou em 150,8mm a interceptação, o que corresponde a 17,1% da precipitação incidente sobre o dossel. Isto mostra que deve-se considerar a interceptação da precipitação pelo dossel nos métodos de estimativas de evaporação.

Estudando a aplicação de um modelo de calibração para a equação de PENMAN-MONTEITH, numa área de pastagem na Amazônia, WRIGHT et al., (1995) afirmam que o déficit de umidade do solo e a radiação solar são os maiores controladores do processo evapotranspirativo.

3- MATERIAL E MÉTODOS

3.1- EXPERIMENTO E DADOS

O presente estudo baseou-se, em dados coletados pelo projeto ANGLO - BRAZILIAN AMAZONIAN CLIMATE OBSERVATION STUDY (ABRACOS), obtidos em áreas de pastagem e de floresta na Amazônia , durante as campanhas experimentais realizadas de 15/09 a 5/11/90 (Missão 1) e de 30/06 a 11/09/91 (Missão 2). Este projeto foi um grande e importante projeto desenvolvido pelo Institute of Hidrology (RU), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Instituto de Pesquisas da Amazônia (INPA), com a colaboração de pesquisadores de algumas Universidades Brasileiras e teve como objetivos fundamentais: medir, monitorar e estudar parâmetros climáticos em várias áreas e épocas do ano a fim de mensurar o clima na região amazônica , tanto próximo à superfície do solo, quanto acima da copa das árvores, além de alimentar modelos climáticos com o propósito de testar e/ou melhorar a precisão destes (SHUTTLEWORTH et at.,1991). A localização da áreas do experimento é mostrada na Figura 3.1.

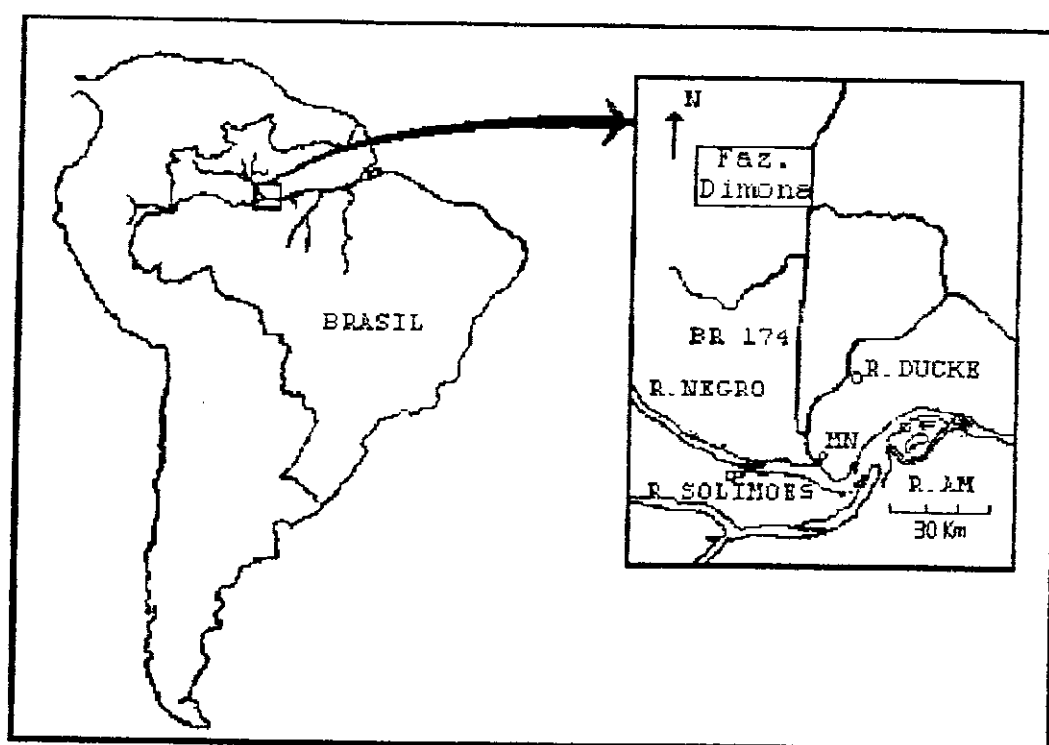


Fig. 3.1 - Localização das áreas experimentais.

3.2 INSTRUMENTAÇÃO E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DAS ÁREAS DE ESTUDO

3.2.1- ÁREA DE PASTAGEM

O local escolhido é uma área desmatada há 12 anos, que foi convertida em fazenda de criação de gado, denominada de Fazenda Dimona, localizada a 100km ao norte de Manaus (2^o19'S , 60^o19'W), com altitude de 120m. O solo é argiloso e esteve coberto por gramínea do tipo *Brachiaria decumbens* e *Brachiria humidicola* (McWILLIAM et al., 1992), cuja altura média foi de 28cm.

Durante o período de coleta de dados, observou-se que 84% da superfície esteve coberta por capim cultivado, 11% do solo descoberto, 5% de troncos de árvores e menos de 1% de arbustos. A pastagem estendeu-se por aproximadamente 2km em todas as direções, enquanto a área micrometeorológica estendeu-se não mais que 900m, estando nivelada.

As características gerais em termos climatológicos foram obtidas na Reserva Ducke, a qual foi considerada como área representativa da área da floresta tropical Amazônica neste estudo, tais informações foram fornecidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). A distribuição de precipitação apresenta uma forte sazonalidade durante os meses de dezembro a maio (período chuvoso), com média mensal superior a 250mm/mês, enquanto que os meses de junho a novembro são mais secos, contudo ainda apresenta média de aproximadamente 100mm/mês. Em termos de média anual a precipitação foi da ordem 2400mm/ano. Com relação a temperatura média do ar, os dados mostraram que os meses mais quente setembro (33,0°C) e mais frio março, com temperatura de 29,0°C.

ar, os dados mostraram que os meses mais quentes e mais frios são, respectivamente, setembro (33,0°C) e março (29,0°C).

A Figura 3.2 mostra um diagrama esquemático da instrumentação meteorológica utilizada na fazenda Dimona. Anemômetros montados em seis níveis: 0,5 , 0,9 , 1,58 , 2,88, 5,05 e 9m, fabricados pela Vector Instruments, Rhyll, Ru. As temperaturas dos bulbos seco e úmido foram medidas por termo sensores com precisão de 0,1°C , fabricado no Instituto de Hidrologia, Wallingford. Os dados de radiação solar global e radiação refletida foram medidos com piranômetros do tipo Eppley e o saldo de radiação com saldo radiômetro. O fluxo de calor no solo foi medido por fluxímetros fabricados pela Thornthwaite , instalados numa profundidade de 5mm (WRIGHT et al.,1992).

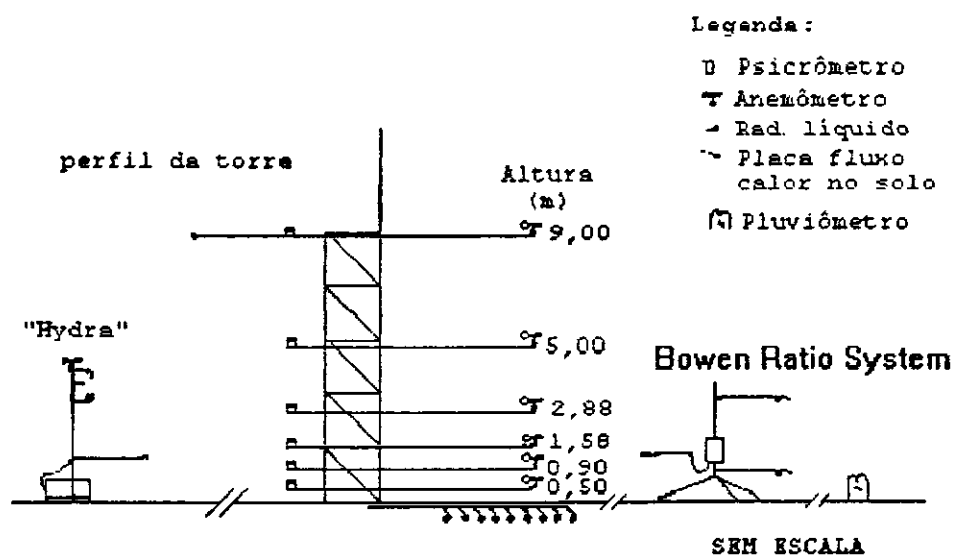


Fig. 3.2 - Diagrama esquemático da instrumentação utilizada na Fazenda Dimona. Fonte: Santos Alvalá(1993).

Os fluxos de calor sensível e de calor latente, assim como a velocidade de fricção foram medidos pelo HYDRA MARK2, que é um sistema de medição de fluxos que utiliza a técnica de correlação de vórtices (SHUTTLEWORTH et al., 1988). Esse sistema é composto por um anemômetro sônico, um higrômetro de absorção no infravermelho e um termopar. As condutâncias superficial e aerodinâmica foram calculadas através da equação de PENMAN-MONTEITH (1965) e a precipitação horária registrada por um pluviógrafo, com precisão de 0,2mm. A evapotranspiração foi obtida com o sistema automático Bowen ratio.

Os parâmetros acima mencionados foram medidos em intervalos de 10 segundos, a partir dos quais foram efetuadas médias a cada 10 minutos, posteriormente médias horárias. Os dados foram registrados por um sistema de coleta de dados automático (DataLogger) da Campbell Scientific, E.U.A.

3.2.2 - ÁREA DE FLORESTA

As medidas na área de floresta foram efetuadas na Reserva Florestal Ducke (2°57'S ; 59°97'W), altitude de 84m, situada a 26km ao norte de Manaus-AM, área de preservação ambiental, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia (INPA). A área da Reserva Ducke estende-se por aproximadamente 5km em todas as direções. Segundo VISWANADHAM et al., (1990), na região central da floresta Amazônica mais de 40% das árvores pertencem à família das leguminosas, lecitidáceas e sapotáceas, com altura variando de 24 a 42m e apresentando uma alta densidade de plantas, 3000 plantas por hectare. Entretanto, menos de 10% das árvores tem circunferência igual ou maior que 0,2m (MOORE e FISCH, 1986).

Quanto ao solo local, aproximadamente 85% é constituído de laterito amarelo, com textura que varia desde muito pesada a leve. Os 15% restantes são do tipo hidromórfico (VISWANADHAM et al., 1990). Na floresta os dados foram coletados por uma estação automática, instalada numa torre metálica com 45m de altura, equipada com: solarímetro de modelo Kipp & Zonen para medir a radiação solar global e radiação refletida, um saldo radiômetro modelo Rebs para medir o saldo de radiação. O fluxo de calor no solo foi obtido por fluxímetro do tipo Thornthwaite, instalado a uma profundidade de 5mm. As temperaturas do bulbo seco e do bulbo úmido foram medidas por psicrômetro aspirado, com termômetros de resistência de platina, com precisão de 0,1°C. A velocidade do vento foi medida por anemômetro do tipo Didcot, e a precipitação foi medida por um pluviógrafo, com precisão de 0,2mm.

3.3- MÉTODOS

3.3.1 BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE

O balanço de radiação à superfície é dado pela soma dos fluxos de radiação de ondas curtas e ondas longas. A equação do balanço de radiação tem a seguinte forma:

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (3.1)$$

Onde: $K \downarrow$ é a radiação solar global incidente, $K \uparrow$ é a radiação solar global refletida pela superfície, $L \downarrow$ a radiação de onda longa proveniente da atmosfera e $L \uparrow$ a radiação de onda longa emitida pela superfície. A equação (3.1) pode ser reescrita de maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas:

$$R_n = (1 - r)K \downarrow + (L \downarrow - \epsilon_s \sigma T_s^4) \quad (3.2)$$

Em que α é o coeficiente de reflexão ou albedo da superfície ($r = K \uparrow / K \downarrow$), ϵ_s a emissividade da superfície, σ a constante de Stefan-Boltzmann igual a $(5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4})$ e T_s é a temperatura à superfície. A emissividade em florestas naturais varia entre 0,95 e 0,98 (VISWANADHAM et al., 1990) enquanto que em áreas gramadas ϵ_s varia entre 0,97 e 0,98 (BRUTSAERT, 1982). Contudo, em muitas aplicações práticas pode-se assumir simplesmente que $\epsilon_s = 1$, SANTOS ALVALÁ (1993).

3.3.2- BALANÇO DE ENERGIA

Para se estudar um sistema sob qualquer ponto de vista é necessário, antes de tudo, caracterizá-lo convenientemente. No caso em questão, estudar-se-à alguns parâmetros meteorológicos nas áreas de floresta e de pastagem, que podem influenciar as mudanças do microclima da região. Considerando que para períodos longos de um dia, os fluxos advectivos são desprezíveis, os fluxos de calor sobre o dossel de floresta ou de pastagem, satisfazem a equação de balanço de energia que pode ser expressa como:

$$R_n = LE + H + G + S \quad (3.3)$$

onde R_n é o saldo de radiação, LE e H são os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente (sendo L o calor latente de vaporização da água e E a taxa de evaporação), G é o fluxo de calor no solo e S é a variação no armazenamento de energia na biomassa. Esses fluxos são expressos em $W.m^{-2}$. Na pastagem o armazenamento de energia na biomassa(S) é pequeno, podendo ser desprezado(NOBEL,1983). Portanto, a equação (3.3) resulta em:

$$R_n = LE + H + G \quad (3.4)$$

Já na floresta o termo de armazenamento de energia na biomassa(S) deve ser considerado no estudo do balanço de energia (MOORE e FISCH,1986). De acordo com HICKS e McMILLEN(1988) há consideráveis incertezas associadas à determinação de (S), já que este parâmetro é calculado como um termo residual de outras quantidades medidas, podendo acarretar medidas incorretas. Estes consideraram a possibilidade de

aplicar uma correção de primeira ordem, onde: $S \cong b \times R_n$ onde b é uma constante igual a 0,1. Segundo VISWANADHAM et al. (1990) para a Reserva Ducke um valor de b igual a 0,042 pode ser usado para a estimativa dos valores de (S) .

Para melhor ilustrar estes fluxos considere a Figura 3.3, onde é apresentado um volume de controle com os fluxos de energia que mais atuam no sistema solo-planta-atmosfera.

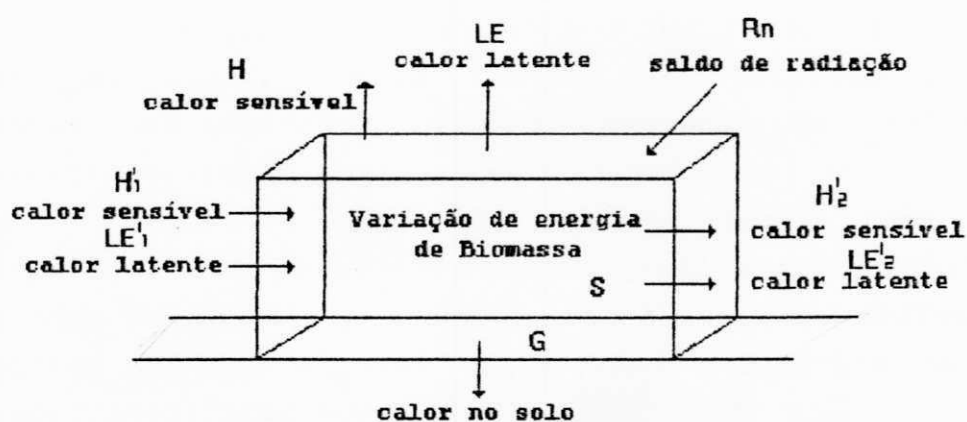


Figura 3.3-Representação esquemática do balanço de energia num volume de controle.

3.3.3- MÉTODOS DE ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Estimar a evapotranspiração não é tarefa fácil de se realizar, já que envolve processos físicos complexos. As taxas de evapotranspiração podem ser estimadas usando-se expressões matemáticas. Muitas dessas fórmulas são empíricas e não permitem estimativas razoáveis em áreas fora das áreas ou em locais diferentes daquelas para os quais elas foram deduzidas. As fórmulas que são teóricas por natureza, são aplicáveis em qualquer lugar, embora tenham suas próprias limitações. A seguir abordar-se-á alguns métodos de estimativas de evapotranspiração para a região Amazônica.

Seguindo ITIER et al., (1985), para efeito de comparação com os métodos de estimativas de evapotranspiração na área de pastagem, serão consideradas como medidas padrão os valores obtidos através do sistema automático de medidas de evapotranspiração Bowen Ratio.

a- MÉTODO AERODINÂMICO

THORNTHWAITE e HOLZMAN(1939) foram os primeiros micrometeorologistas a aplicar a aproximação aerodinâmica para estimar a evapotranspiração. O transporte turbulento de calor sensível(H), o fluxo de calor latente(LE) e o fluxo de quantidade de movimento(τ) na camada limite superficial turbulenta podem ser expressos por:

$$H = -\rho C_p K_h (\partial \bar{T} / \partial \bar{z}) \quad (3.5)$$

$$LE = -\rho L K_v (\partial \bar{q} / \partial \bar{z}) \quad (3.6)$$

$$\tau = \rho K_m (\partial \bar{U} / \partial \bar{z}) \quad (3.7)$$

onde: ρ é a densidade do ar, igual, a $1,23\text{kg/m}^3$, C_p o calor específico do ar à pressão constante (J/kg.K), L o calor latente de vaporização da água (J/kg), K_h , K_v e K_m são os coeficientes de transferência turbulenta para calor sensível, vapor d'água e quantidade de movimento (m^2/s); $\partial\bar{T}/\partial z$, $\partial\bar{q}/\partial z$ e $\partial\bar{U}/\partial z$ são os gradientes verticais médios de temperatura, umidade específica e velocidade do vento.

O perfil de velocidade do vento na camada próxima à superfície, ou acima da vegetação, sob condições atmosféricas de estabilidade neutra é dado por:

$$\bar{U}(z) = \frac{u^*}{k} \cdot \text{Ln}\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.8)$$

onde $u^* = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{0,5}$ é a velocidade de fricção (m/s) e τ_0 é o fluxo de quantidade de movimento imediatamente acima da superfície de contato; $k = 0,41$ a constante de Von Karman, z é a altura considerada, igual a $3,60\text{m}$, z_0 é o coeficiente de rugosidade da superfície, igual a $0,026\text{m}$ (WRIGHT et al., 1992). Sobre superfícies vegetadas o plano zero (superfície) é deslocado de uma certa altura d . WRIGHT et al., (1992) encontraram para área de pastagem um valor para d de aproximadamente $0,17\text{m}$. Então, a equação (3.8) pode ser expressa por:

$$\bar{U}(z) = \frac{u^*}{k} \cdot \text{Ln}\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \quad (3.9)$$

O perfil vertical do vento apresenta-se está ilustrado na Figura 3.4.

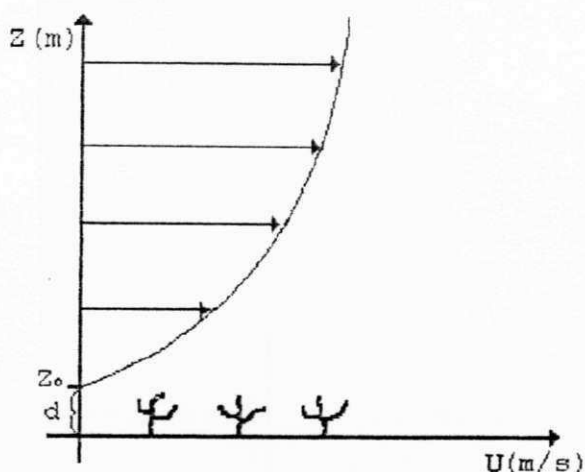


Figura 3.4 - Diagrama esquemático do perfil do vento

Para os níveis de z_1 e z_2 muito próximos aos valores correspondentes de τ_1 e τ_2 , considera-se τ_0 aproximadamente igual a τ_1 e τ_2 . Desse modo, pode-se escrever a equação (3.9) na forma de gradiente:

$$\Delta \bar{U}(z) = \frac{u^*}{k} \cdot \ln \left(\frac{z_1 - d}{z_2 - d} \right) \quad (3.10)$$

A condição de estabilidade do ar pode ser determinada pelo número de Richardson (Ri), definido como a razão entre as forças térmicas e mecânicas, ou seja:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{(\partial \bar{U} / \partial z)^2} \quad (\text{adimensional}) \quad (3.11)$$

onde g é a aceleração da gravidade igual a $(9,8 \text{ m/s}^2)$, \bar{T} (K) a temperatura absoluta média da camada de ar para qual os gradientes estão sendo considerado, $\partial \bar{\theta} / \partial z$ e $\partial \bar{U} / \partial z$ são os gradientes verticais médio de temperatura potencial e velocidade do vento, respectivamente.

$$\text{Considerando que } \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial Z} \cong \frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \quad (3.12)$$

Onde $\frac{\partial \bar{T}}{\partial Z}$ é o gradiente vertical médio de temperatura do ar, o qual varia pouco com a altura próximo a superfície, que nesse estudo é representada pelos níveis, $z_1 = 0,9\text{m}$ e $z_2 = 3,6\text{m}$.

Deste modo, considerando-se o princípio da igualdade entre os coeficientes de difusividade turbulenta de calor sensível, vapor d'água e de quantidade de movimento, ou seja:

$K_h \cong K_w \cong K_m$ (DYER, 1974) a qual é válida apenas para condições de estabilidade térmica neutra ou quase neutra. Portanto, a razão entre os fluxos de vapor d'água e de quantidade de movimento é dada por:

$$\frac{LE}{\tau} = -L \left(\frac{\Delta \bar{q}}{\Delta \bar{U}} \right) \quad (3.13)$$

onde: $\Delta \bar{q}$ e $\Delta \bar{U}$ são as diferenças finitas de umidade específica do ar e de velocidade de vento entre os níveis z_1 e z_2 . Combinando-se as equações (3.10) e (3.13) obtém-se:

$$ET = - \frac{k^2 (U_2 - U_1) (q_2 - q_1)}{\left\{ \text{LN} \left[\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right] \right\}^2} \quad (3.14)$$

Esta é a equação proposta por Thornthwaite e Holzman para estimar a evapotranspiração, válida apenas para condições de estabilidade neutra. Nota-se que esta equação requer apenas medidas de velocidade do vento e umidade específica em dois níveis (z_1 e z_2). Contudo, mesmo sendo muito prática, necessita de maiores ajustes quando aplicada em condições não neutras.

b- MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

BOWEN(1926) introduziu a relação entre LE e H , conhecida como razão de Bowen(β), dado por:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (\text{adimensional}) \quad (3.15)$$

Rearranjando a Equação(3.4) e combinando-a com a Equação (3.15) e desprezando a energia armazenada na biomassa S obtém-se:

$$R_n - G = [LE(1 + \beta)] \quad (3.16)$$

Assim, substituindo as equações (3.5) e (3.6) na equação (3.15) e considerando a aproximação:

$$\frac{K_h}{K_m} = \frac{K_h}{K_w} = 1 \quad (\text{DYER, 1974})$$

obtém-se:

$$\beta = \frac{C_p}{L} \left(\frac{\partial T}{\partial q} \right) \quad (3.17)$$

onde $q = 0,622 \frac{e}{p}$, é a umidade específica do ar, e é a pressão parcial de vapor d'agua (mb) e P é a pressão atmosférica à superfície(mb). Admitindo-se que a variação de pressão atmosférica à superfície seja pequena, a Equação (3.17) torna-se:

$$\beta = \gamma \left(\frac{\partial T}{\partial e} \right) \quad (3.18)$$

onde γ é a parâmetro psicrométrico, dado por:

$$\gamma = \frac{PC_p}{0,622L} \quad (\text{mb}/^{\circ}\text{C}) \quad (3.19)$$

Substituindo a Equação (3.18) na Equação (3.16) resulta:

$$LE = \frac{R_n - G}{\left[1 + \gamma \left(\frac{\partial T}{\partial e} \right) \right]} \quad (3.20)$$

Esse método estima o fluxo de calor latente, com base em medidas de saldo de radiação, fluxo de calor no solo e gradientes verticais de temperatura do ar e pressão parcial de vapor d'água sobre a superfície vegetada.

C - MÉTODO DE PENMAN

Esse método se baseia na combinação do balanço de energia com os efeitos aerodinâmicos. Compreendendo a dificuldade de medidas de gradientes necessários aos métodos aerodinâmicos e do balanço de energia, PENMAN(1948) combinou ambos e encontrou uma equação aproximada que elimina a necessidade de medidas dos gradientes à superfície.

Para que a equação de Penman funcione bem em uma determinada situação, é necessário que se tenha medidas ou estimativas realísticas do saldo de radiação e da função do vento para as condições em estudo (MOTA, 1983). PENMAN(1948) propôs a seguinte equação para estimar a evapotranspiração potencial.

$$ET_p = \frac{\Delta(R_n - G) + \gamma \times E_a}{(\Delta + \gamma)} \quad (3.21)$$

sendo E_a o poder evaporante da superfície, expresso por:

$$E_a = 0,26 (1 + 0,54U_2)(e_s - e_a) \text{ em (mm/h)} \quad (3.22)$$

onde: U_2 é a velocidade média do vento estimada à 2m acima da superfície da pastagem e da copa das árvores na floresta em m/s, e_s e e_a são as pressões de saturação e parcial do vapor dados em (mb), Δ é o coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor d'água e a temperatura do ar expressa em (mb/°C). O coeficiente Δ foi estimado segundo a equação apresentada por JENSEN(1973), como segue:

$$\Delta = 33,8639 [0,05904 (0,00738Ta + 0,8072)^7 - 3,42 \times 10^{-5}] \quad (3.23)$$

d- MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH

Este é um dos modelos mais realísticos para estimar a evapotranspiração de uma superfície vegetada, porque considera tanto os efeitos ambientais quanto aqueles resultantes dos processos fisiológicos de funcionamento dos estômatos. Desta forma, a aplicação da equação de PENMAN-MONTEITH, além das informações sobre saldo de radiação, fluxo de calor no solo, temperatura do ar e déficit de pressão de vapor d'água, também requer informações sobre as resistências aerodinâmica e estomática do dossel vegetativo. A equação é apresentada da seguinte forma:

$$ET = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \left[1 + \frac{r_c}{r_a} \right]} \quad (3.24)$$

onde: r_a e r_c são respectivamente as resistências aerodinâmica e estomática, dadas em (s/m).

A equação de PENMAN-MONTEITH tem sido largamente utilizada em modelos de estimativas da evapotranspiração nas áreas de floresta e pastagem. Alguns pesquisadores como, SHUTTLEWORTH et al.(1984a), DOLMAN et al.(1988) e WRIGHT et al.(1995), desenvolveram modelos que ajustam essa equação, implementando uma calibração das resistências aerodinâmica e estomática, para a situação em estudo.

e- MÉTODO DE PRIESTLEY-TAYLOR

PRIESTLEY-TAYLOR(1972) mostraram que para superfícies líquidas e solos vegetados sem restrição hídrica, na ausência de advecção de calor sensível, a evapotranspiração potencial pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$ET_p = \alpha \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \right] \quad (3.25)$$

A equação acima constitui-se num modelo semi-empírico correspondente à equação de Penman, na qual o termo aerodinâmico $\gamma \times E_a$ é substituído por α . Segundo BARTON(1979), α depende da natureza da superfície e para algumas superfícies como de floresta, α aproxima-se da unidade. O parâmetro α foi calculado por VISWANADHAM et al.(1991) para a floresta Amazônica(Reserva Ducke), quando obtiveram um valor da ordem de $\alpha = 1,16 \pm 0,56$. Esse valor foi obtido fazendo-se a média aritmética horária, para um período de três dias.

4.0 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Serão apresentados a seguir através de tabelas e gráficos, os resultados obtidos do balanço de radiação, do balanço de energia e da aplicação de alguns métodos de estimativa de evapotranspiração, para as áreas de pastagem(PAST) e de floresta(FLOR), na região da amazônia central.

4.1- BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE

Analisando-se a Figura 4.1, que representa os componentes do balanço de radiação médio diurno, durante um período de 20 dias para a estação seca, que representa o mês de outubro de 1990. Observa-se no conjunto de curvas, que as radiações de onda longa incidente($L\downarrow$) e a emitida pela superfície($L\uparrow$), tanto na área de pastagem quanto na área de floresta, mostram uma certa regularidade, ou seja, não apresenta variações significativas ao longo do dia, independentemente do grau de cobertura de nuvens. No entanto, a radiação de ondas curtas incidente($K\downarrow$), dependendo da nebulosidade, mostra um comportamento diferenciado, ou seja, percebe-se claramente o efeito da presença de nuvens entre 11 e 13 horas na área de pastagem e entre 12 e 14 horas na área de floresta. Durante a estação chuvosa, o qual utilizou-se 20 dias chuvosos dos meses de julho e agosto de 1991, devido a falta de dados durante esta estação, que compreende os meses fevereiro, março, abril e maio. Pode-se observar na Figura

4.4, que as radiações de ondas longas incidente e emitida pela superfície, comportam-se semelhantemente a da estação seca. Por outro lado, a radiação de ondas curtas incidente, na área de pastagem não apresenta as mesmas características observadas durante a estação seca, ou seja, percebe-se apenas, uma ligeira diminuição na radiação de ondas curtas (K_{\downarrow}) entre 11 e 13 horas, o mesmo comportamento foi verificado na área de floresta. Uma idéia mais precisa de como os componentes do balanço de radiação se comportam, pode ser visto nas Figuras 4.2 , 4.3, 4.5 e 4.6. Onde são apresentados dois dias típicos para as duas áreas, nas estações seca e chuvosa respectivamente.

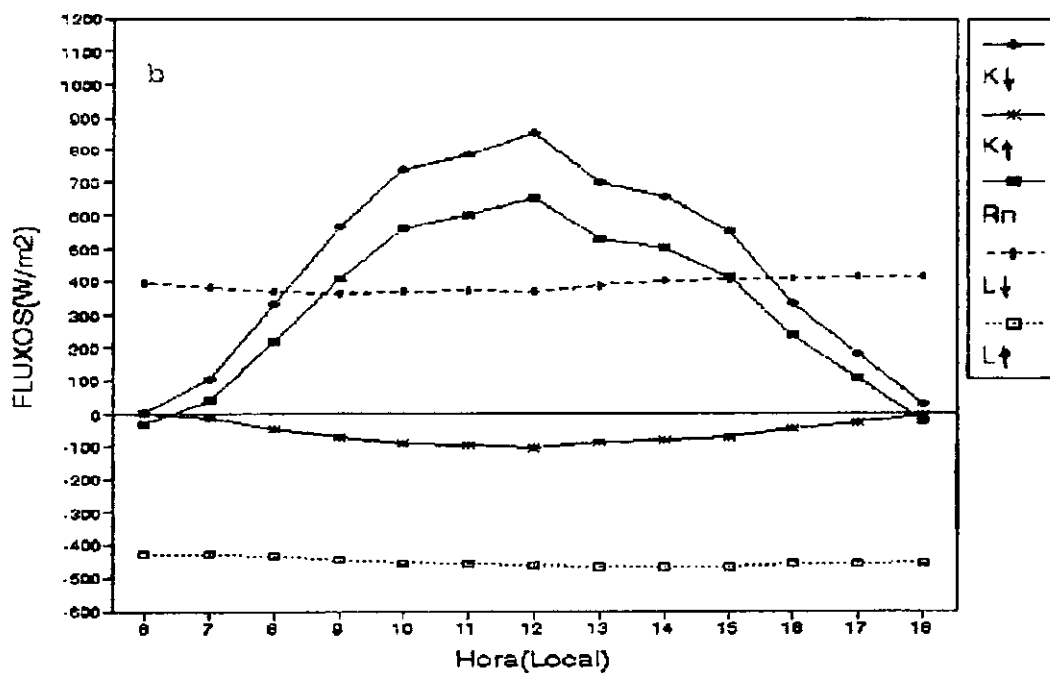
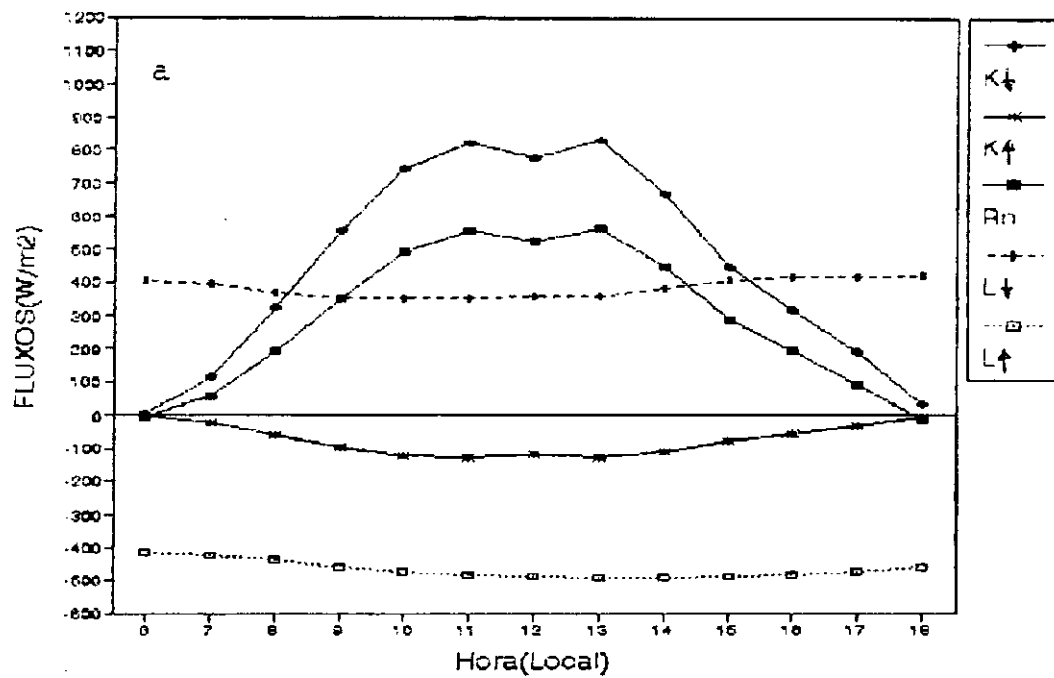


Fig. 4.1 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação durante a estação seca: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

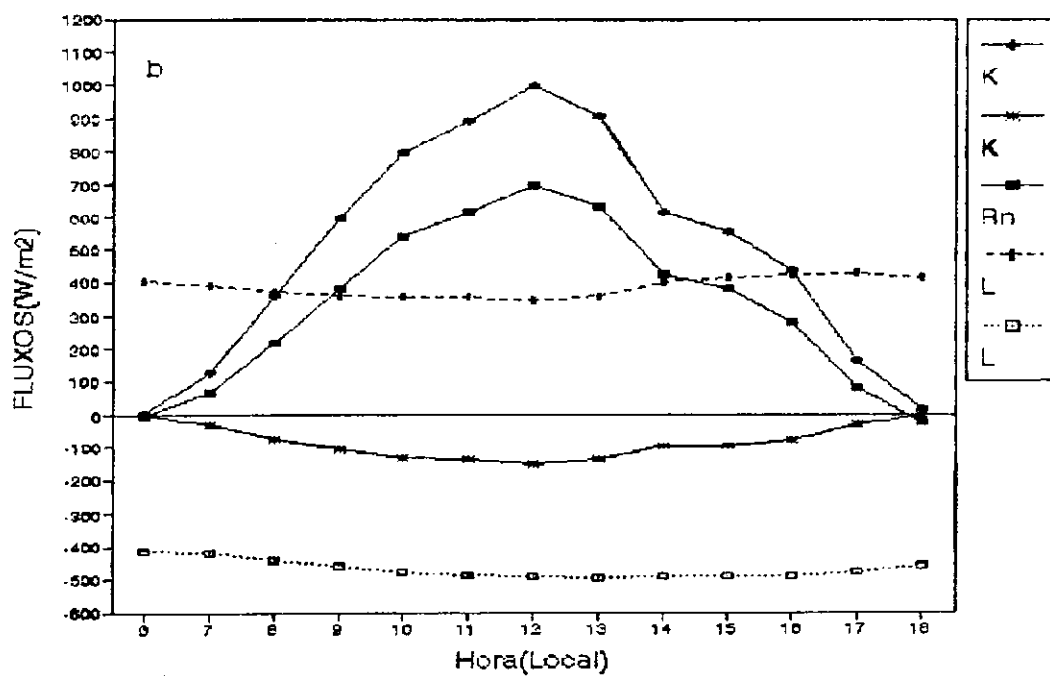
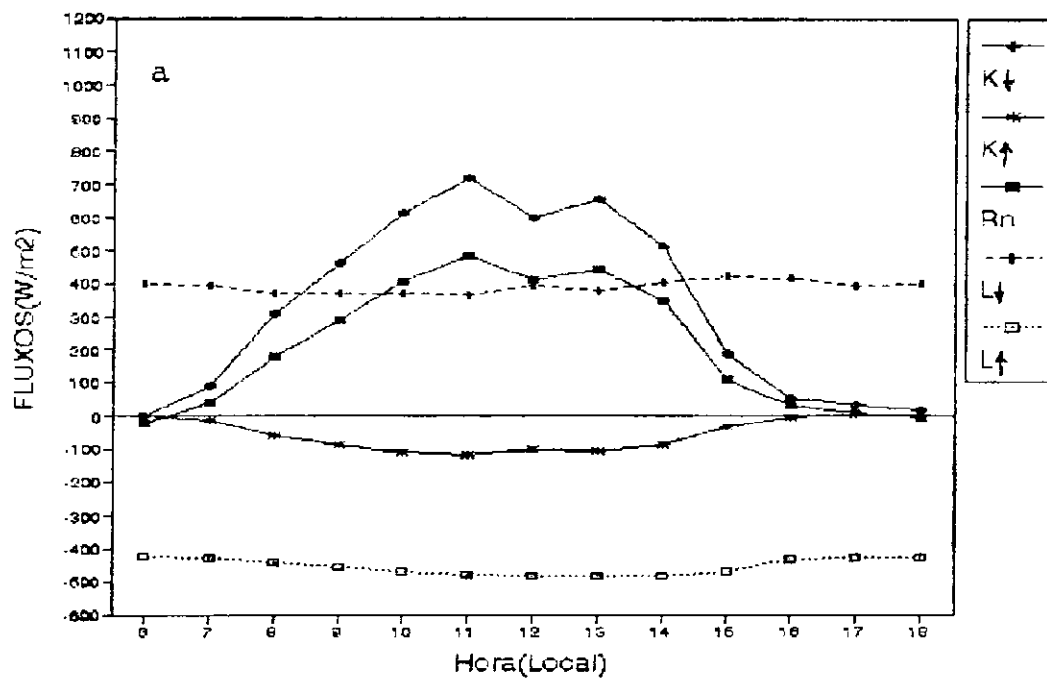


Fig. 4.2 - Comportamento diurno das componentes do balanço de radiação na área de pastagem: (a) para(03-10-90); (b) para(06-10-90).

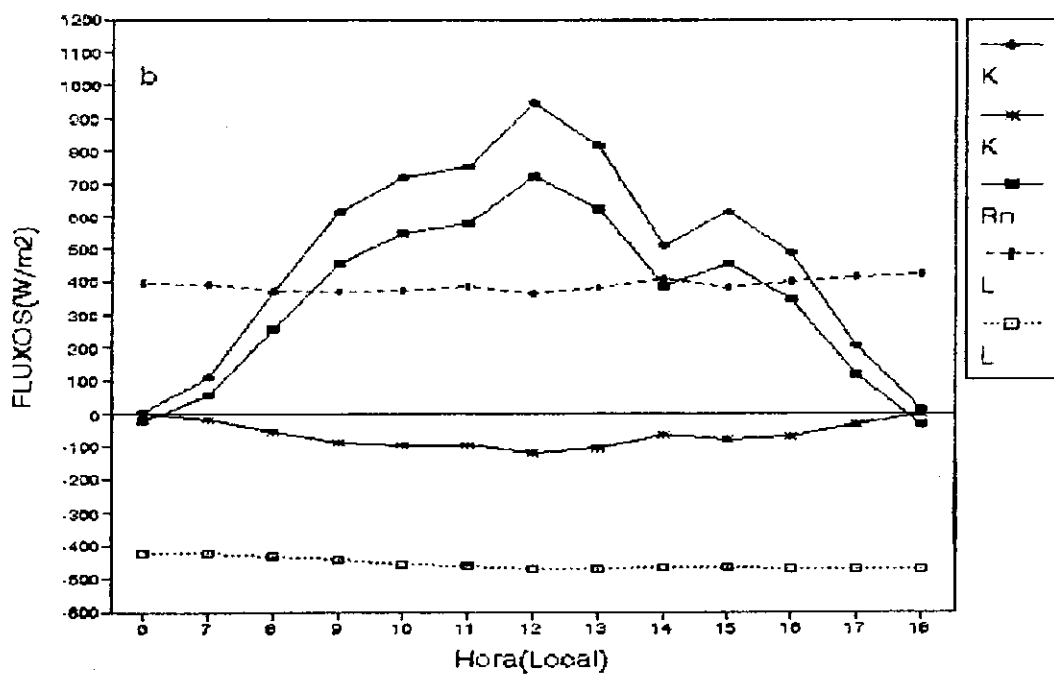
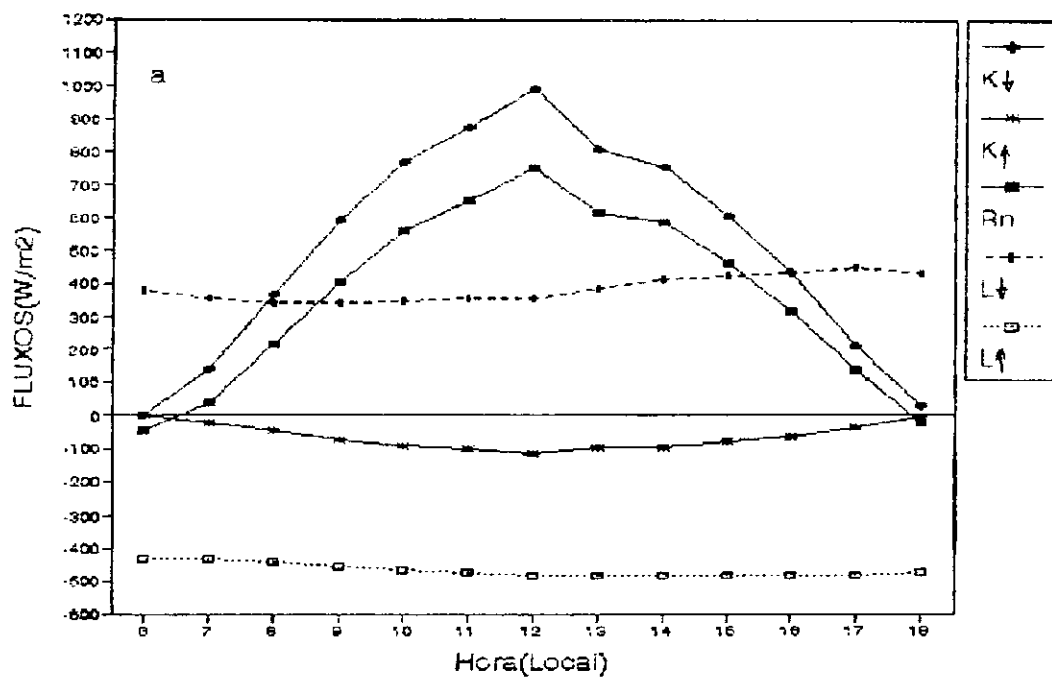


Fig. 4.3 - Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na área de floresta: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).

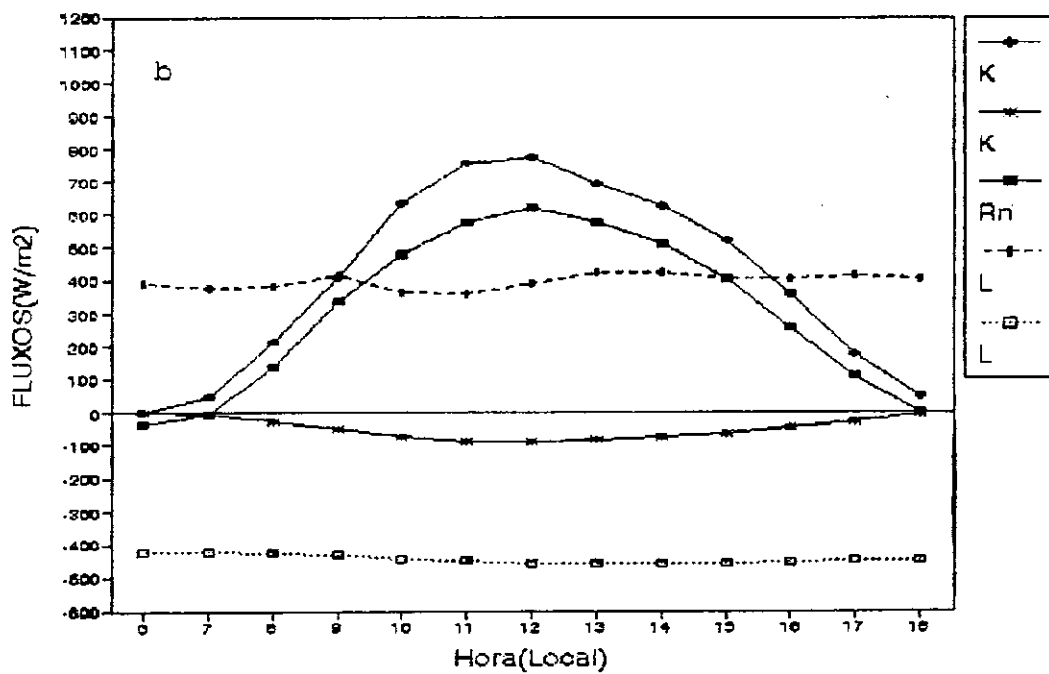
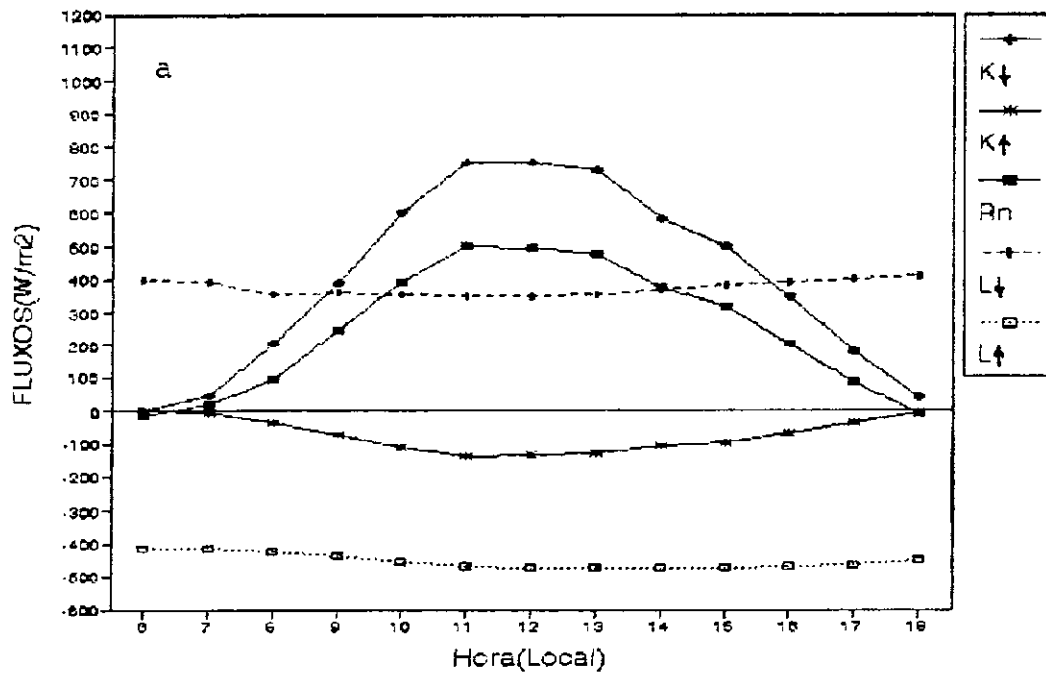


Fig. 4.4 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de radiação durante a estação chuvosa: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

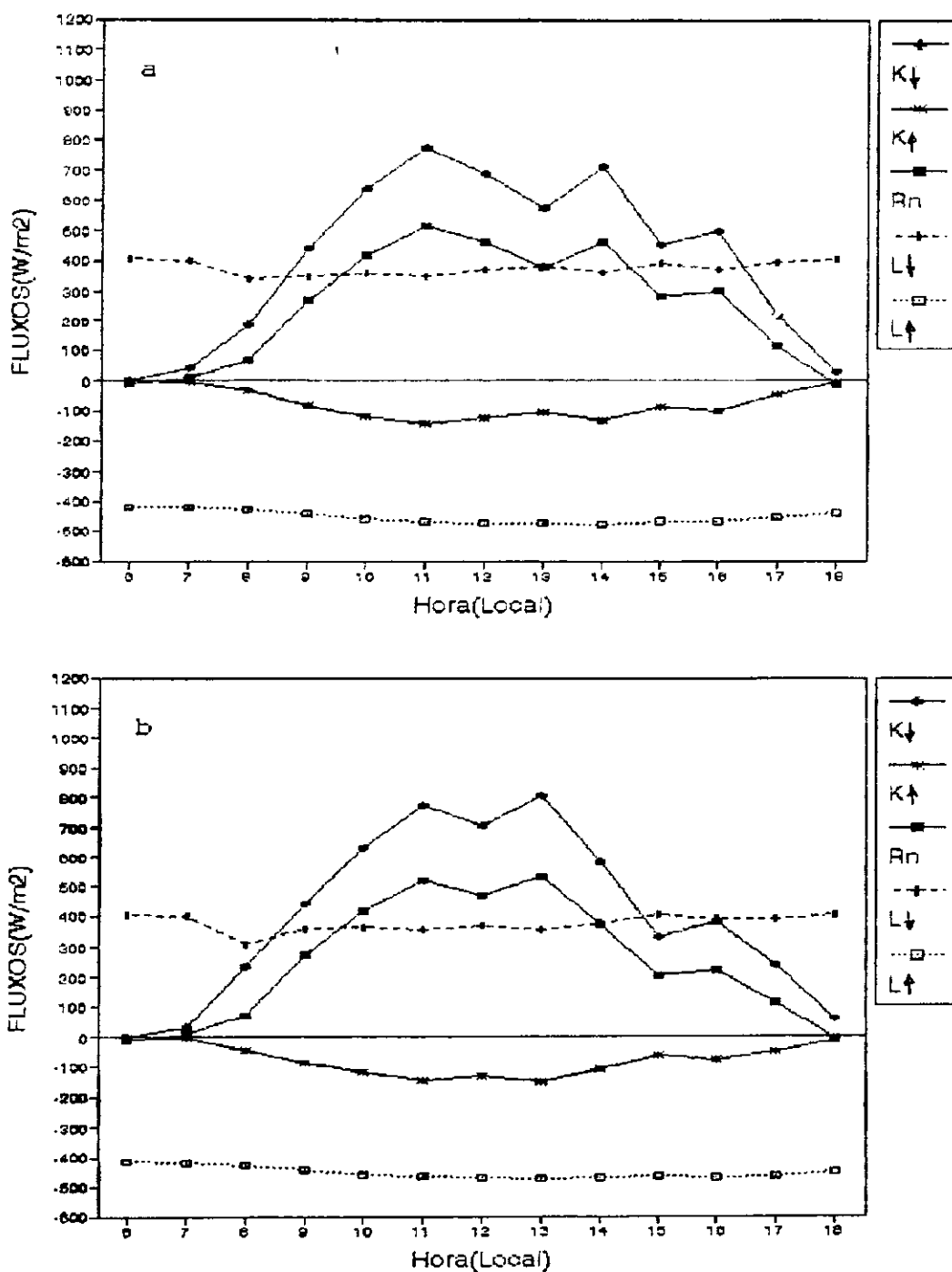


Fig. 4.5 - Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na pastagem: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).

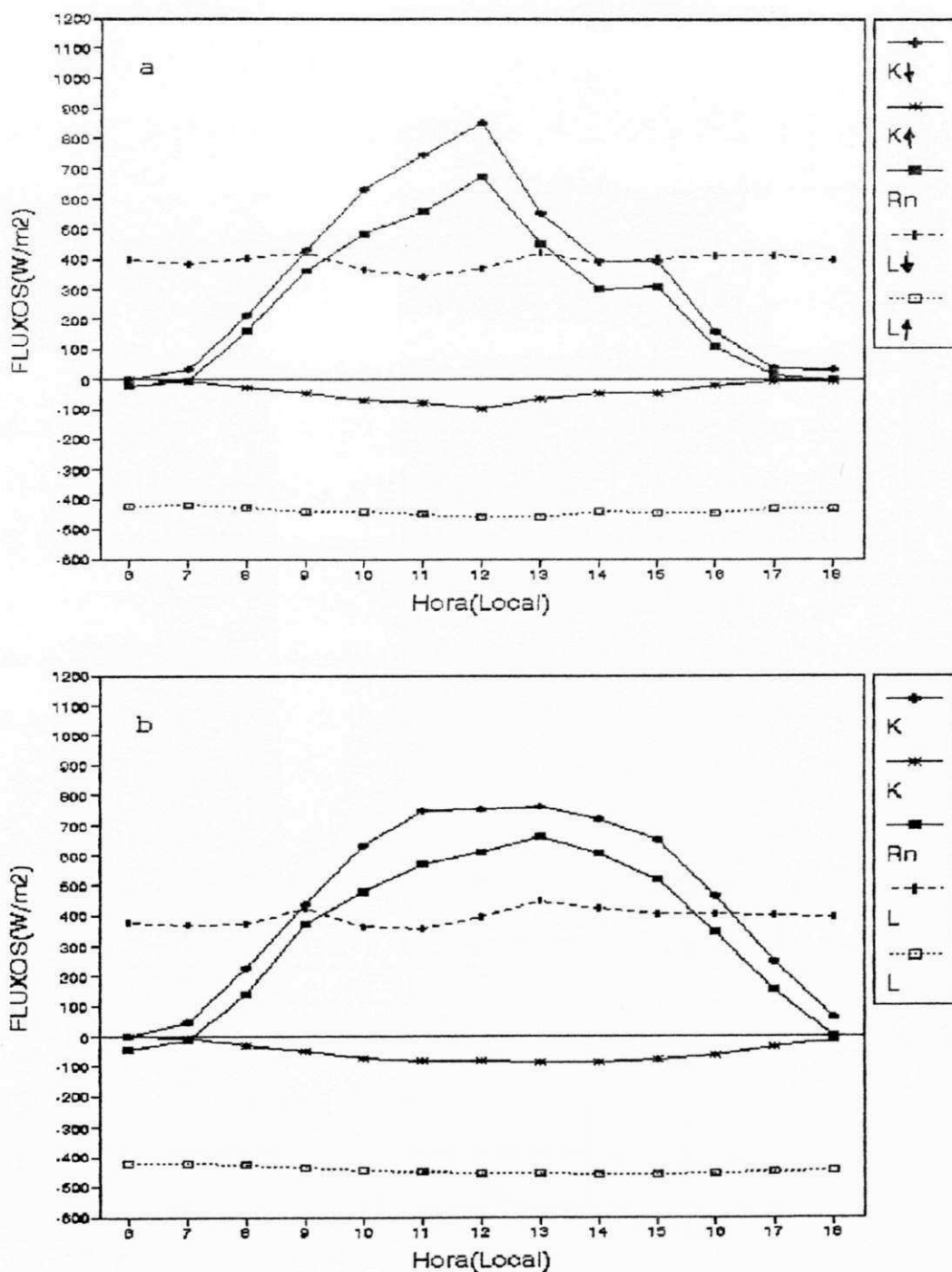


Fig. 4.6 - Comportamento diurno dos componentes do balanço de radiação na floresta: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).

Fazendo-se uma análise entre a radiação incidente e o saldo de radiação, para um período de 20 dias durante a estação seca, nota-se que os totais diários do saldo de radiação representam cerca de 72% e 64% da radiação solar global diária para as áreas de floresta e de pastagem respectivamente, já durante a estação chuvosa aumentam para 76% e 65%. Esses índices indicam que na área de floresta existe maior disponibilidade de radiação do que na área de pastagem. Isto provavelmente, está associado a uma maior concentração de vapor d'água sobre a área de floresta, devido as perdas por evapotranspiração serem mais acentuadas sobre esta área, como também um menor albedo na área de floresta e menor temperatura da superfície. Ver Tabela 4.1.

**TABELA 4.1-VALORES PERCENTUAIS MÉDIOS ENTRE A RADIAÇÃO
INCIDENTE E O SALDO DE RADIAÇÃO.**

ÁREA	ESTAÇÃO	
	SECA	CHUVOSA
PASTAGEM	64%	65%
FLORESTA	72%	76%

O comportamento da radiação solar global média horária e do saldo de radiação para um período de 7 dias típicos nas área de pastagem e floresta, ou seja, não sofreram influência da chuva durante a estação seca, e

apresentaram os maiores índices pluviométricos durante a estação chuvosa. Verifica-se nas Figuras 4.7 e 4.8 que, na área de floresta, o saldo de radiação representa um percentual de radiação solar global bem mais significativo, do que na área de pastagem, ou seja, na floresta durante as estações seca e chuvosa o saldo de radiação é maior 8% e 11% respectivamente, do que na área de pastagem.

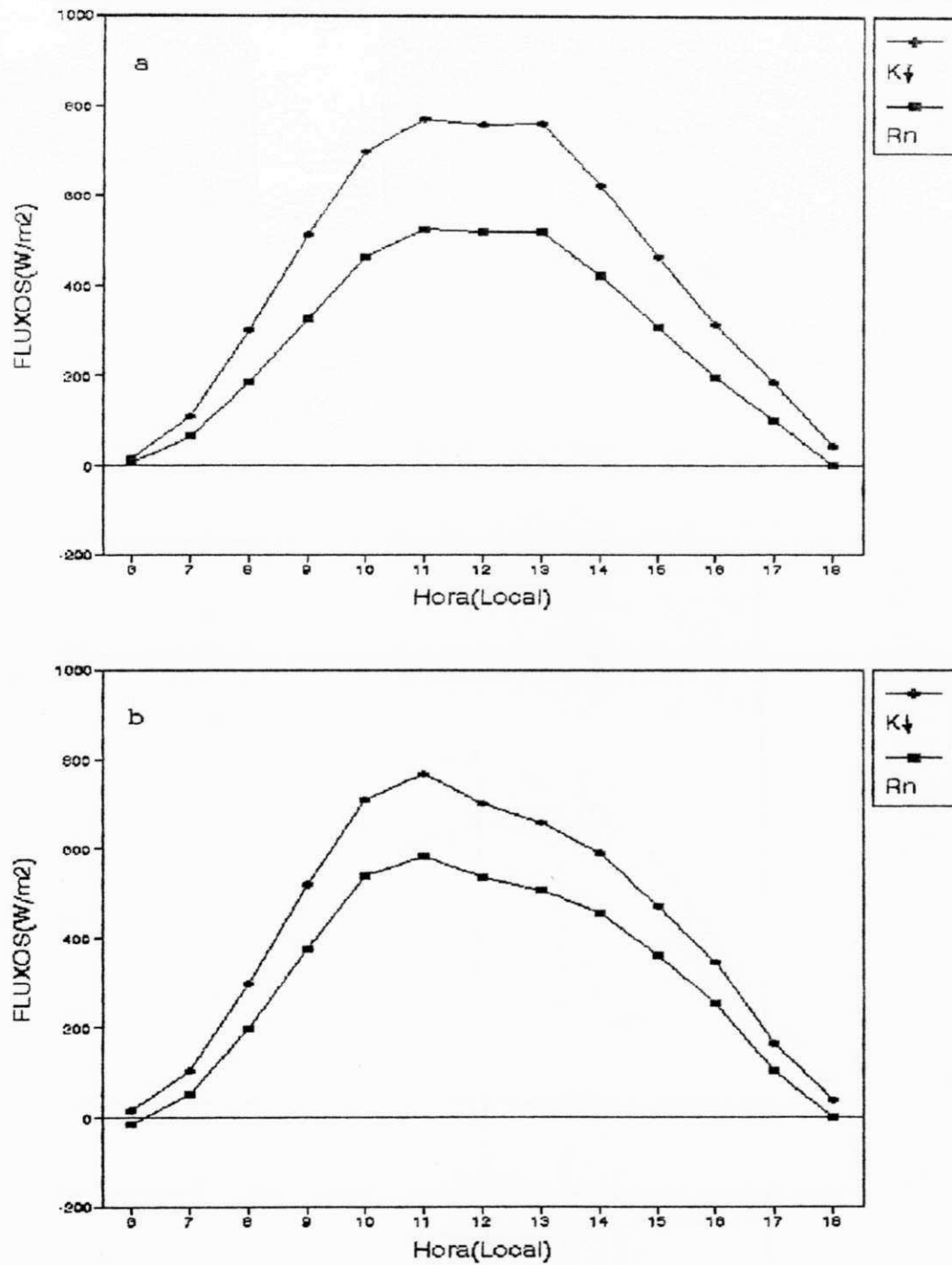


Fig. 4.7 - Comportamento médio diurno da radiação solar global e do saldo de radiação para um período de 7 dias, durante a estação seca: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

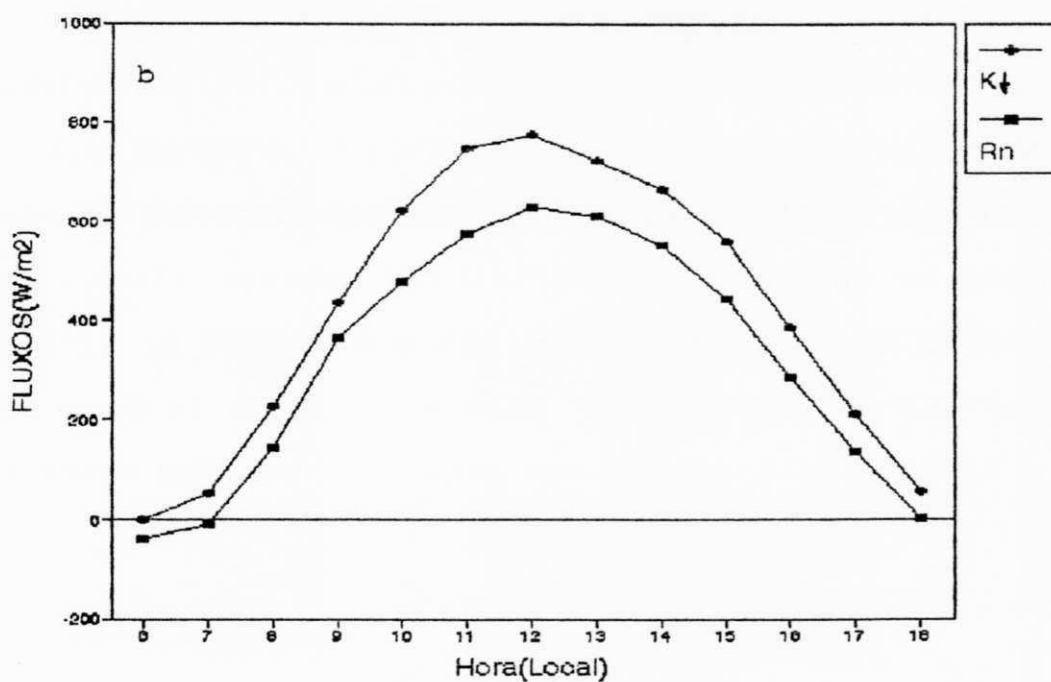
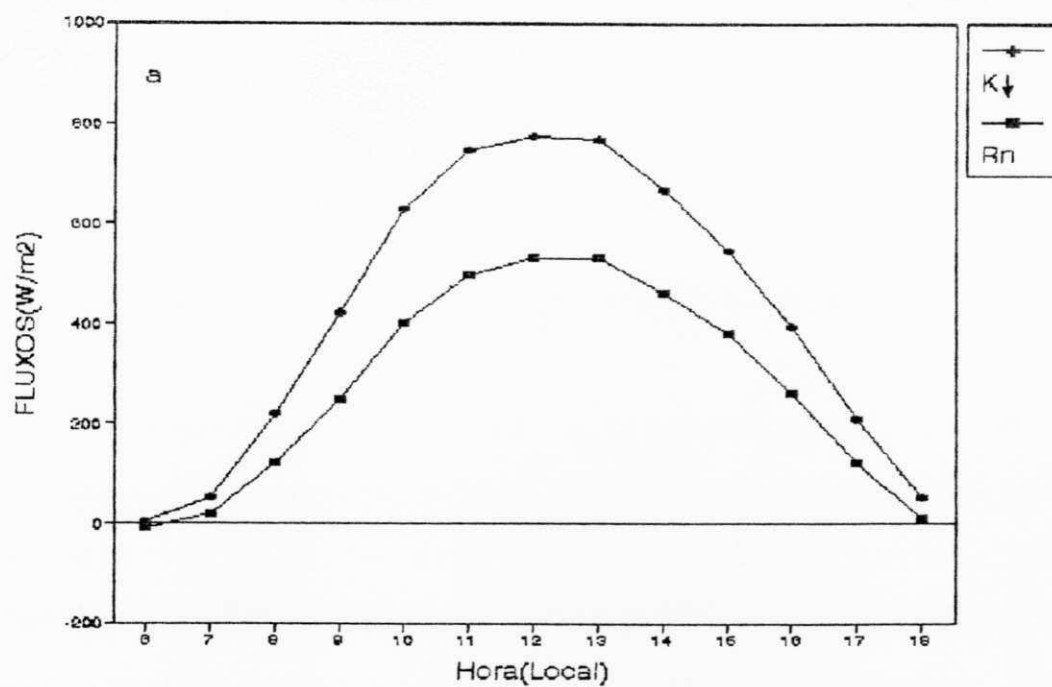


Fig. 4.8 - Comportamento médio diurno da radiação solar global e de saldo de radiação para um período de 7 dias, durante estação chuvosa: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

A Figura 4.9 mostra o comportamento médio diário do saldo de radiação de ondas longas (L^*), para as áreas de pastagem e floresta, durante as estações seca e chuvosa. É mostrado tanto na Figura 4.9a como na Figura 4.9b, que L^* na área de pastagem durante o período diurno é sempre maior do que na área de floresta, em ambas as estações, no entanto na estação chuvosa o L^* na área de floresta apresenta uma grande variação. Isso ocorre devido a um maior tempo de permanência de água no solo na área de floresta, ou seja, devido a cobertura vegetal da área de floresta ser mais densa, retém mais umidade no solo do que o dossel da pastagem. Porém na ausência de radiação solar global direta, ou seja, durante o período noturno, extendedo-se até aproximadamente 7:00 horas do dia seguinte, a floresta apresenta um L^* maior do que a área de pastagem. Uma das principais causas desse fato é que, a floresta apresenta maior disponibilidade de energia no dossel, ou seja, a energia armazenada na biomassa é maior do que na área de pastagem. Uma melhor visão de L^* , para dias isolados pode ser observada nas Figuras 4.10 e 4.11.

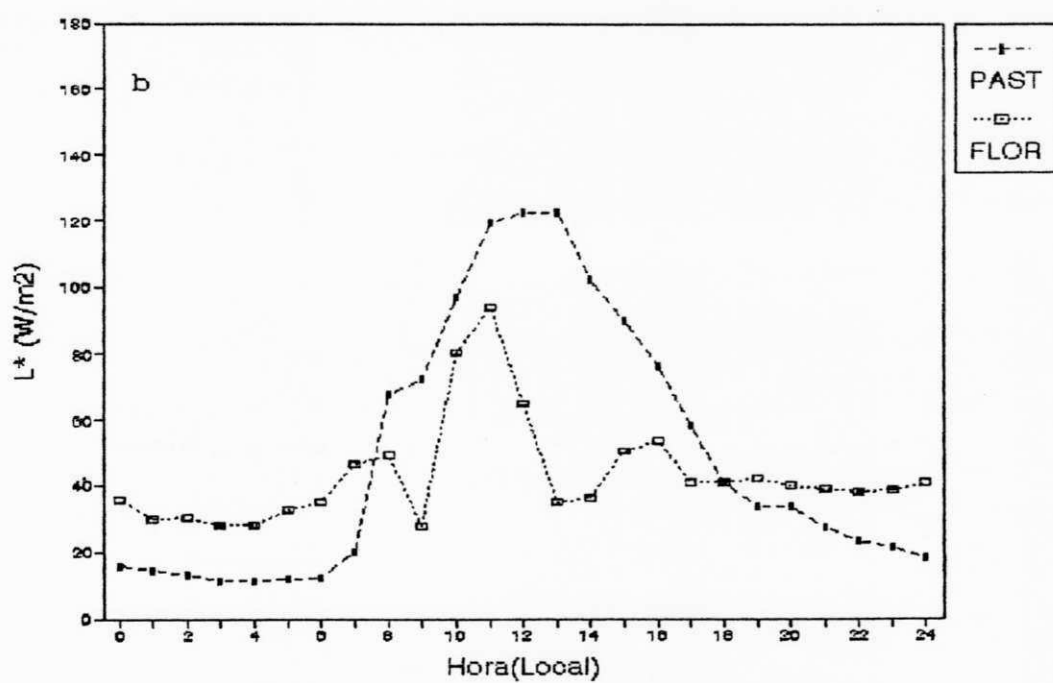
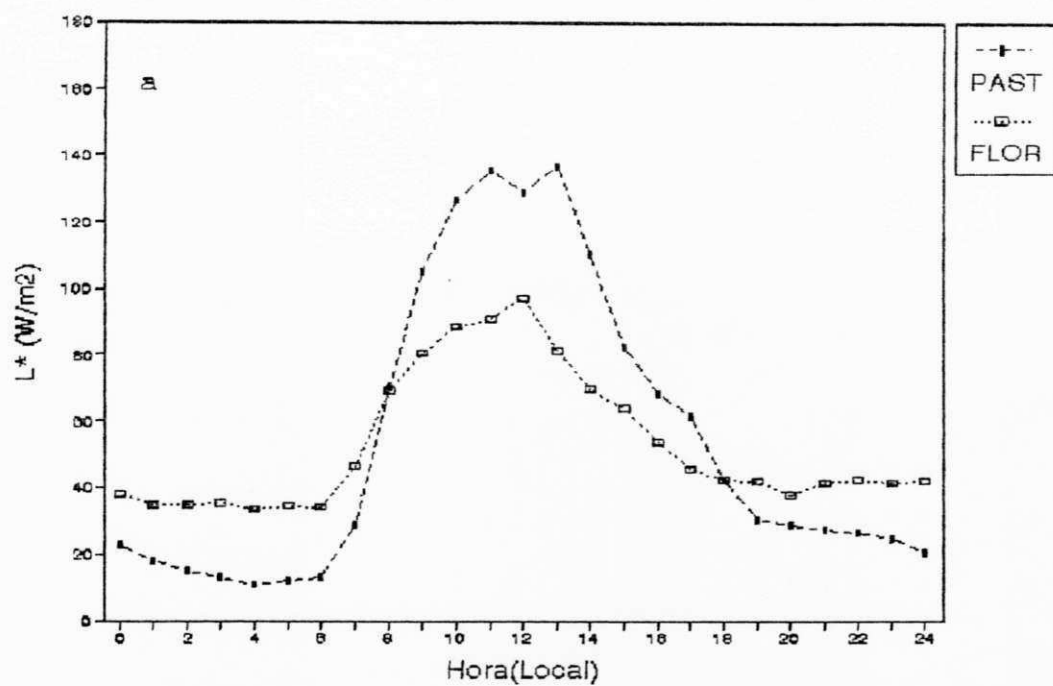


Fig. 4.9 - Saldo médio de radiação de ondas longas para as áreas de pastagem e floresta: (a) estação seca ; (b) estação chuvosa.

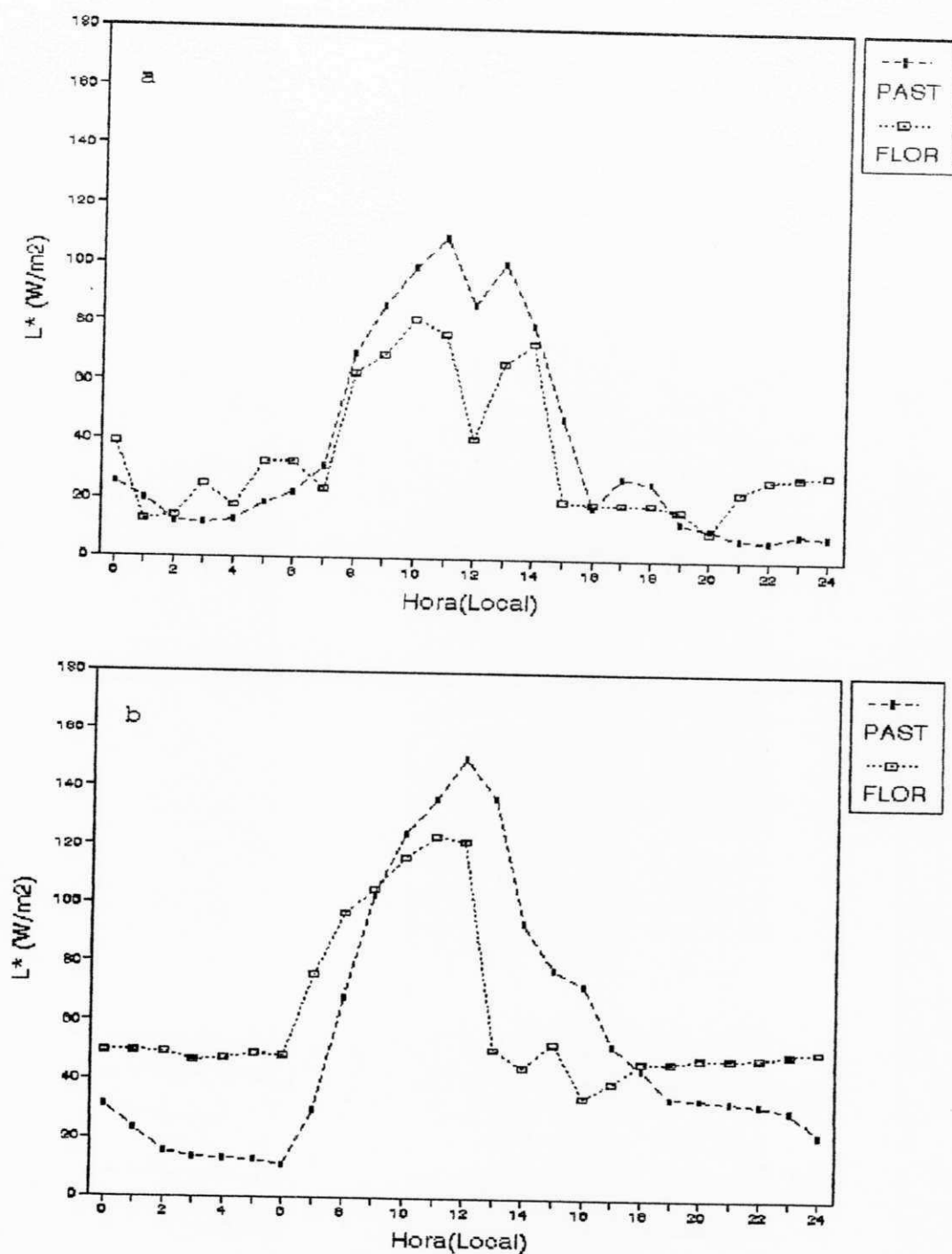


Fig. 4.10 - Saldo de radiação de ondas longas nas áreas de pastagem e floresta durante a estação seca: (a) para (03-10-90); (b) para (06-10-90).

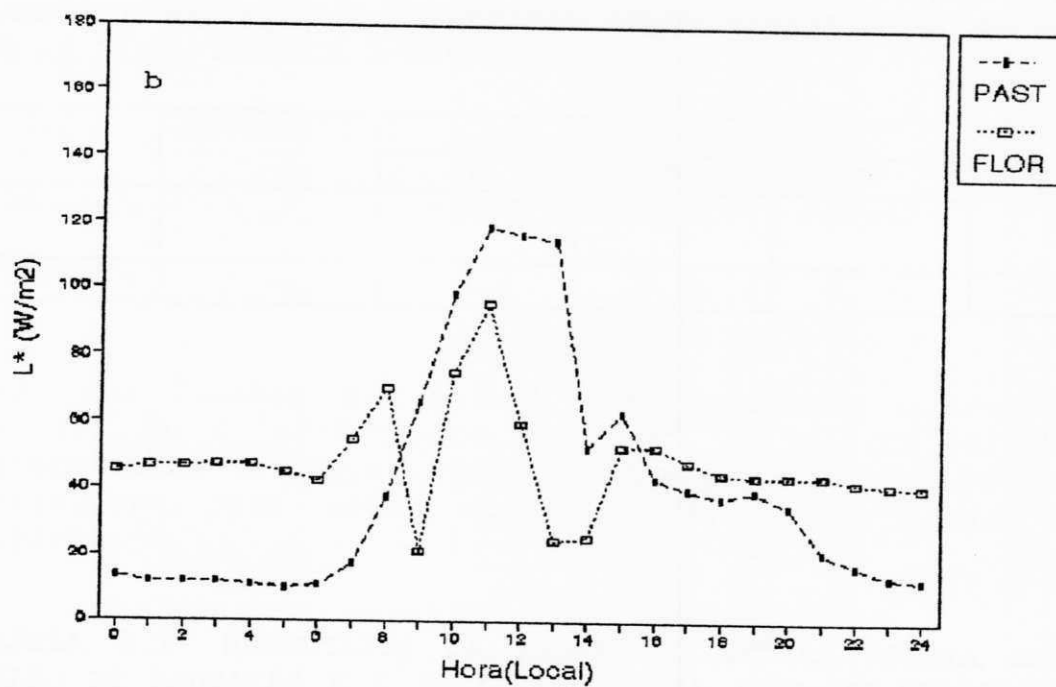
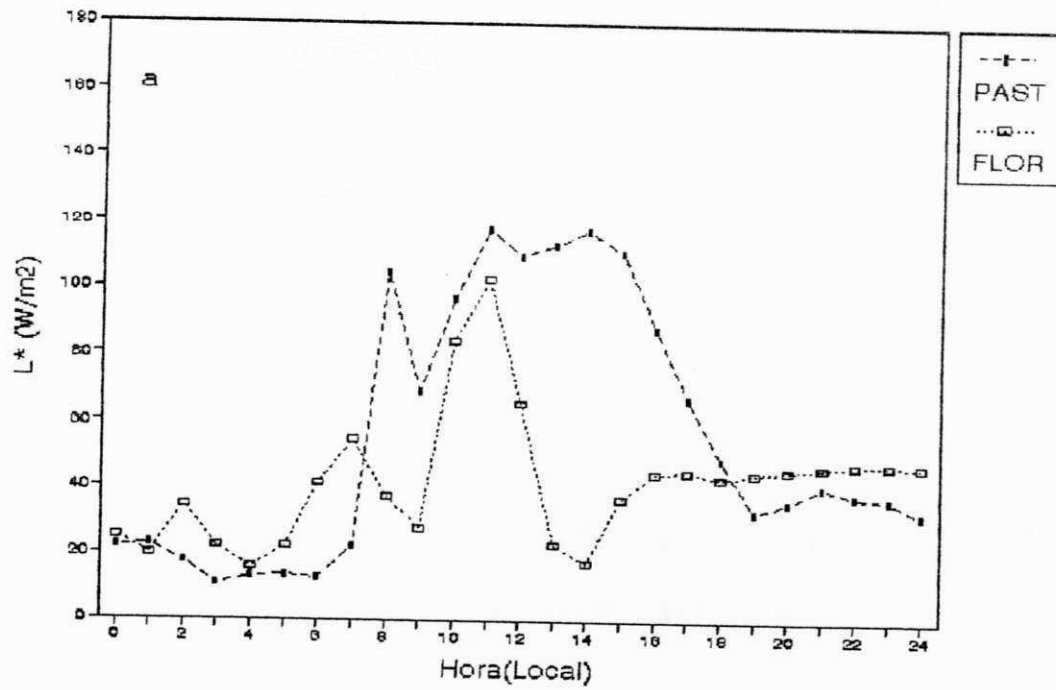


Fig. 4.11 - Saldo de radiação de ondas longas nas áreas de pastagem e floresta durante a estação chuvosa: (a) para (14-07-91); (b) para (19-07-91).

Nas Tabelas 4.2 e 4.3 são apresentados os resultados das regressões entre o saldo de radiação e a radiação solar global, obtidas com base em médias diárias para o período de 20 dias, durante as estações seca e chuvosa, para as áreas de pastagem e de floresta. Estas correlações podem ser melhor observadas nas Figuras 4.12 e 4.13, cujos coeficientes de determinação apresentam valores muito próximo da unidade, indicando uma perfeita correlação entre esses dois parâmetros. Esses resultados são semelhantes aos encontrados por LEITÃO (1994), para a área de Mata densa.

TABELA 4.2 RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS, DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	R _n xK _↓	-19,8	0,68	0,992	5,4
FLORESTA	R _n xK _↓	-7,8	0,74	0,989	6,7

Obs: nas Tabelas 4.2 a 4.9, **a** representa o coeficiente linear, **b** o coeficiente angular, **R²** o coeficiente de determinação e **E_{y.x}** (cal.cm⁻².dia⁻¹) o erro padrão de estimativa para média diária e **E_{y.x}** (W.m⁻²), para média horária.

TABELA 4.3- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	R _n xK _↓	4,13	0,64	0,985	3,7
FLORESTA	R _n xK _↓	-5,91	0,78	0,967	6,1

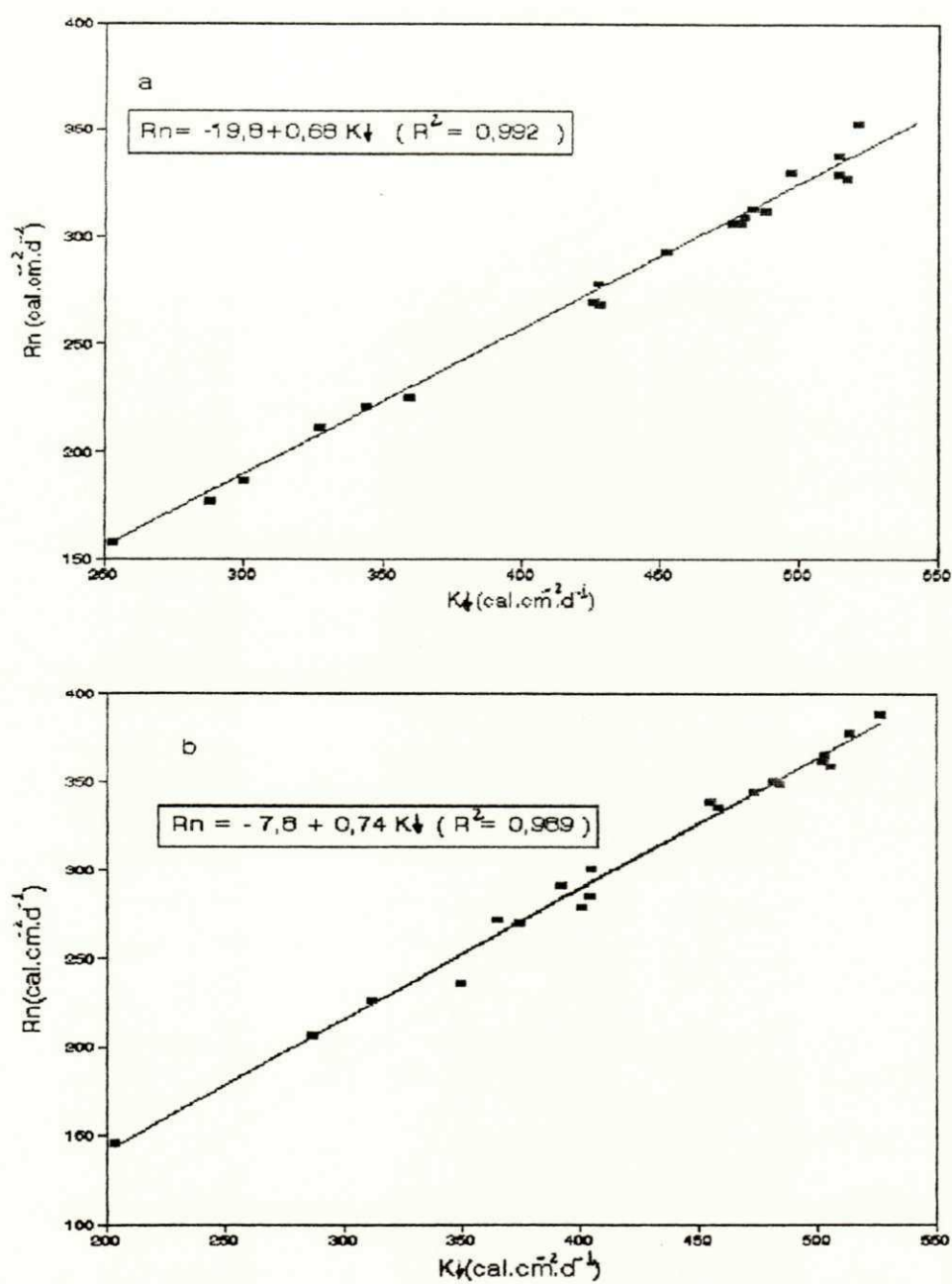


Fig. 4.12 - Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a estação seca durante um período de 20 dias: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

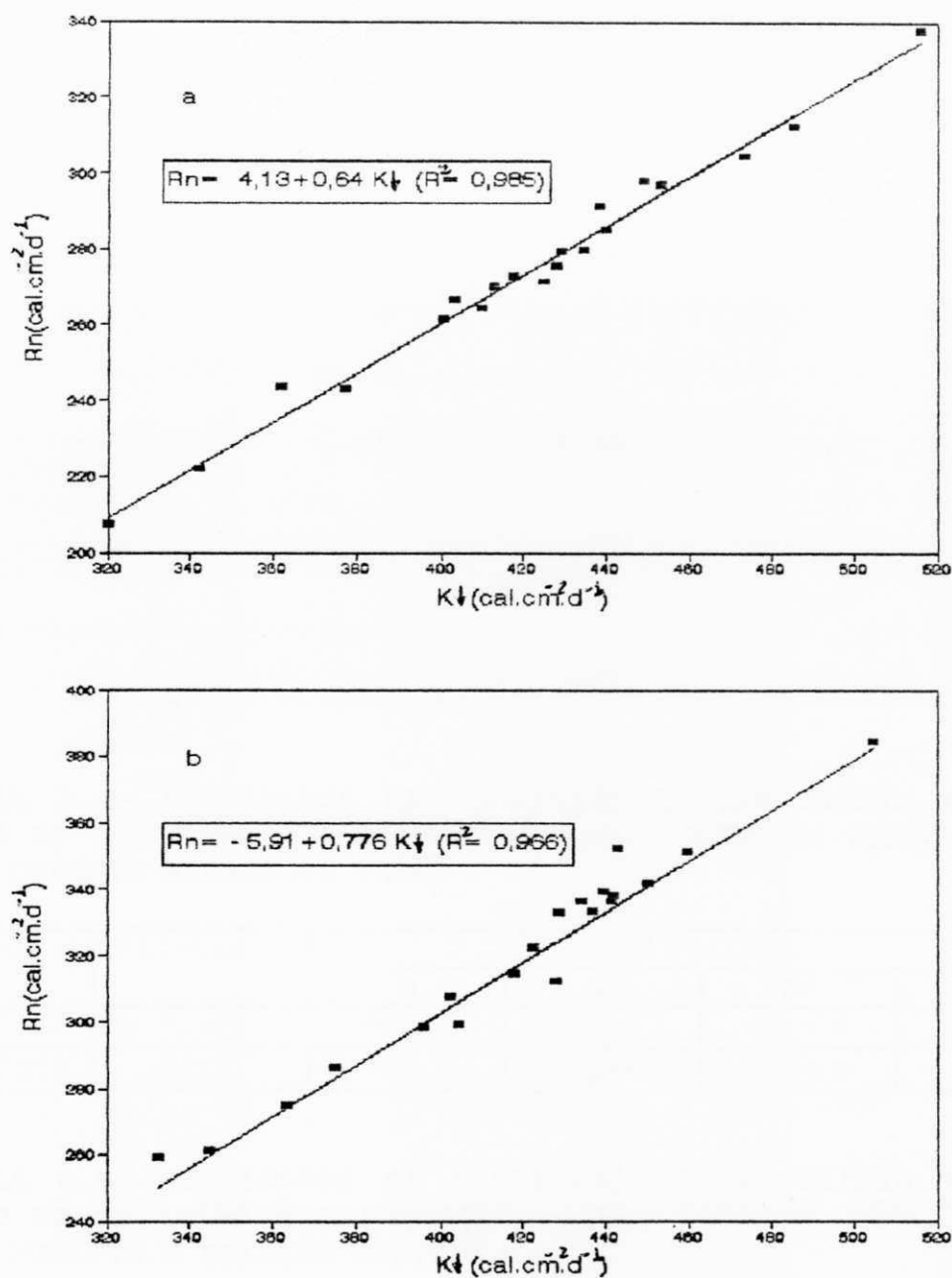


Fig. 4.13 - Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a estação chuvosa durante um período de 20 dias: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

O mesmo procedimento foi efetuado para 7 dias, onde os dados se apresentam de forma muito mais significativa, ou seja, não sofreram nenhuma influência devido a ocorrência de precipitação nos dias anteriores aos selecionados. Nas Tabelas 4.4 e 4.5, apresentam-se os resultados das regressões de R_n versus K_{\downarrow} para o período de 7 dias durante as estações seca e chuvosa. Pode-se observar nestas tabelas que as regressões apresentam coeficientes de determinação inferiores aos observados durante o período de 20 dias, tanto para área de pastagem quanto para área de floresta. As Figuras 4.14 e 4.15, mostram o ajustamento dos pontos sobre uma reta, para o período de 7 dias, durante as estações seca e chuvosa.

TABELA 4.4- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	$R_n \times K_{\downarrow}$	-4,85	0,85	0,984	6,1
FLORESTA	$R_n \times K_{\downarrow}$	-10,6	0,74	0,986	7,7

TABELA 4.5- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR DIÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	$R_n \times K_{\downarrow}$	-4,71	0,66	0,978	4,11
FLORESTA	$R_n \times K_{\downarrow}$	-11,2	0,72	0,958	5,61

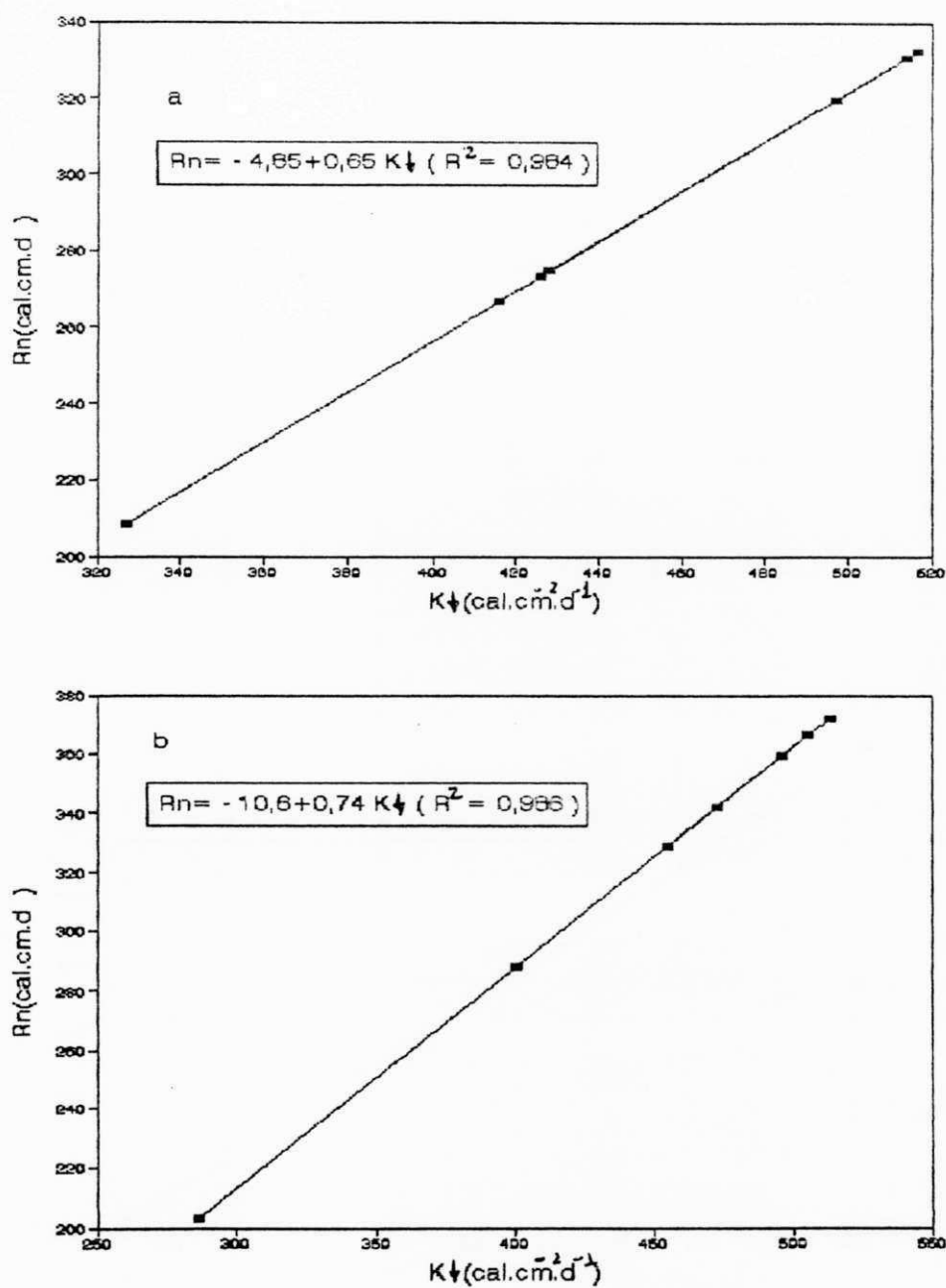


Fig. 4.14 - Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global, para a estação seca durante 7 dias: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

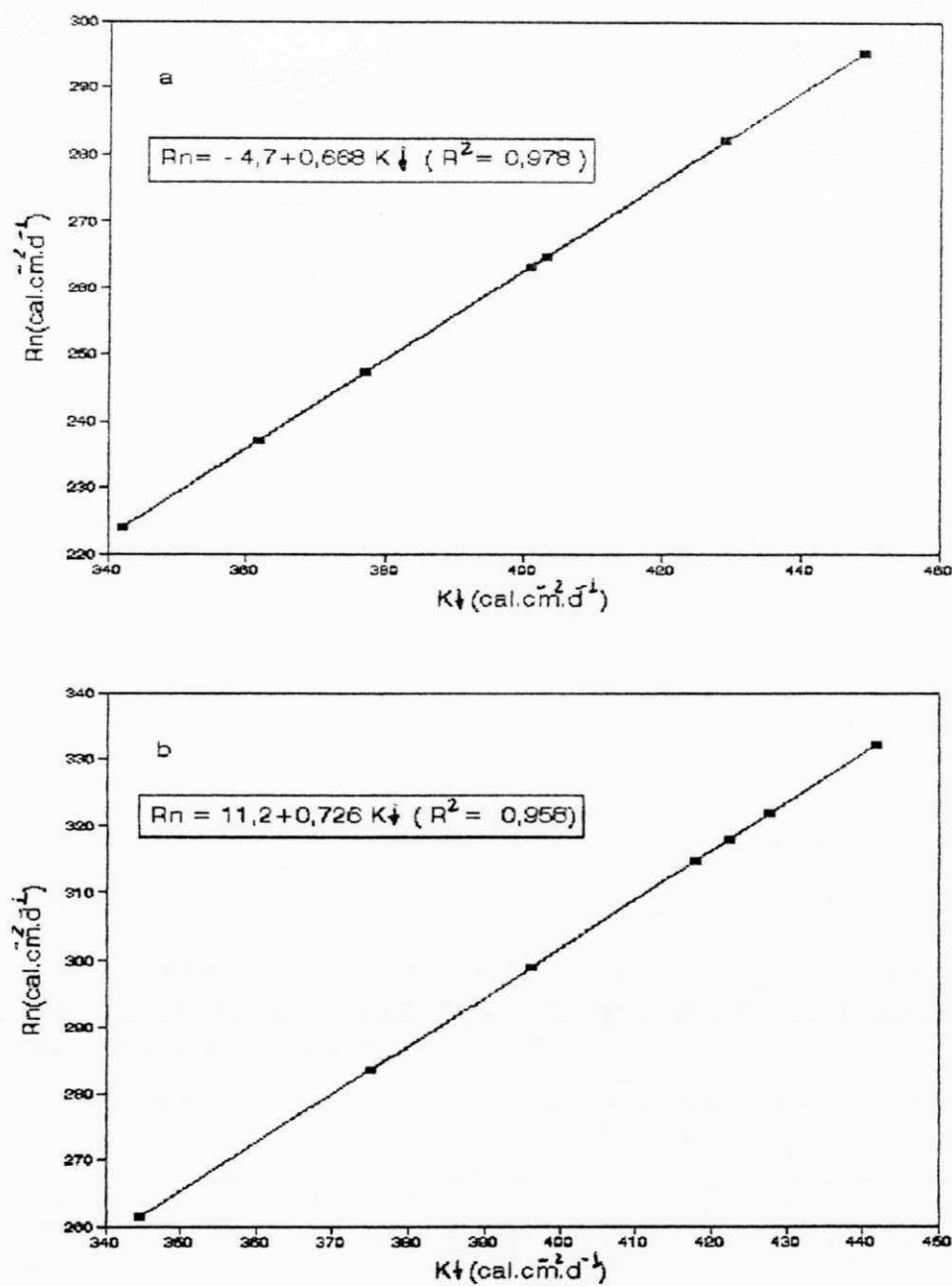


Fig. 4.15 - Regressão diária entre o saldo de radiação e a radiação global para a estação chuvosa durante 7 dias: (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

Nas Tabelas 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9, são apresentadas os coeficientes da regressão linear horária, tanto para 20 como para 7 dias. Comparando-se os resultados das correlações efetuadas com médias horárias para 20 dias, para as estações seca e chuvosa, percebe-se que os coeficientes de determinação apresentam valores semelhantes entre as duas áreas. No entanto, para média horária de 7 dias, observa-se que, durante a estação seca a área de floresta apresenta coeficiente de determinação ligeiramente inferiores aos observados na área de pastagem. Por outro lado, o erro padrão de estimativa, apresenta razoável variação da estação seca para a estação chuvosa, ou seja, durante a estação seca, $E_{y.x}$ na área de pastagem é apenas $8,9 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, na estação chuvosa aumenta para $13,5 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. Já na área de floresta é de 8 W/m^2 na estação seca e de $18,1 \text{ W/m}^2$ na estação chuvosa, ou seja, neste caso aumenta mais do que o dobro.

TABELA 4.6- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	$R_{n \times K \downarrow}$	-22,8	0,70	0,998	8,9
FLORESTA	$R_{n \times K \downarrow}$	-30,8	0,80	0,998	8,0

TABELA 4.7- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 20 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	R _n × K _↓	-24,5	0,70	0,996	13,5
FLORESTA	R _n × K _↓	-44,9	0,86	0,995	18,1

TABELA 4.8- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	R _n × K _↓	-26,4	0,71	0,998	9,3
FLORESTA	R _n × K _↓	-11,2	0,72	0,958	8,8

TABELA 4.9- RESULTADOS DA REGRESSÃO LINEAR HORÁRIA ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO E A RADIAÇÃO GLOBAL PARA UM PERÍODO DE 7 DIAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

ÁREA	REGRESSÃO	COEFICIENTES			
		a	b	R ²	E _{y.x}
PASTAGEM	R _n × K _↓	-19,3	0,70	0,996	12,4
FLORESTA	R _n × K _↓	-39,2	0,85	0,995	17,2

As Figuras 4.16, 4.17, 4.18 e 4.19 dão uma idéia da precisão das estimativas de R_n em função da K_↓, para os períodos citados (20 e 7 dias), mostrando um razoável ajustamento dos pontos em torno de uma reta, confirmando assim, a existência de uma perfeita correlação entre R_n e K_↓. Quanto ao erro padrão de estimativa, observa-se praticamente o mesmo verificado na análise efetuada para o período de 20 dias, já que E_{y.x} relativamente apresenta valores muito próximos daqueles encontrados para a gama de dados de 20 dias.

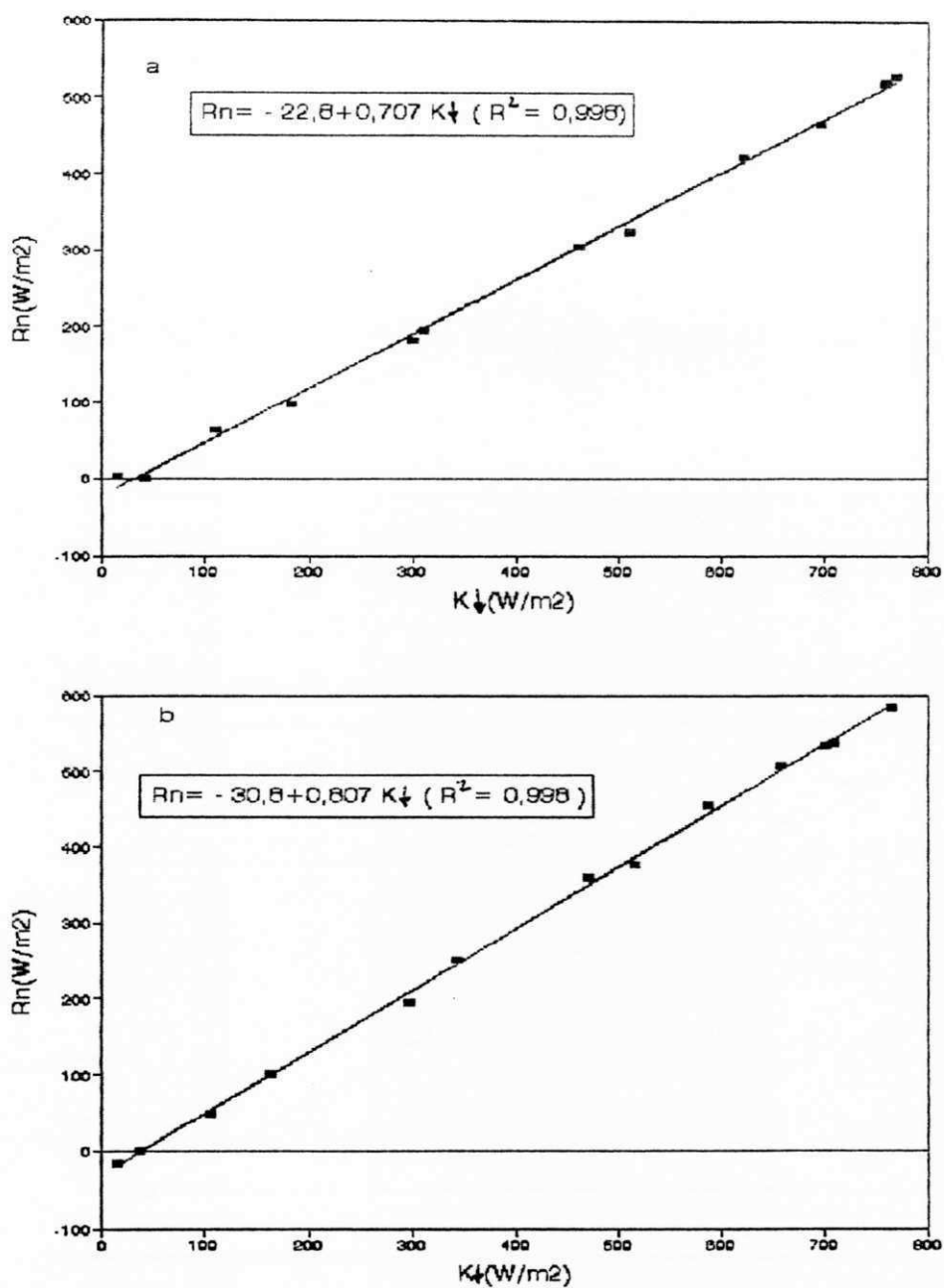


Fig. 4.16 - Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 20 dias durante a estação seca : (a) área de pastagem ; (b) área de floresta.

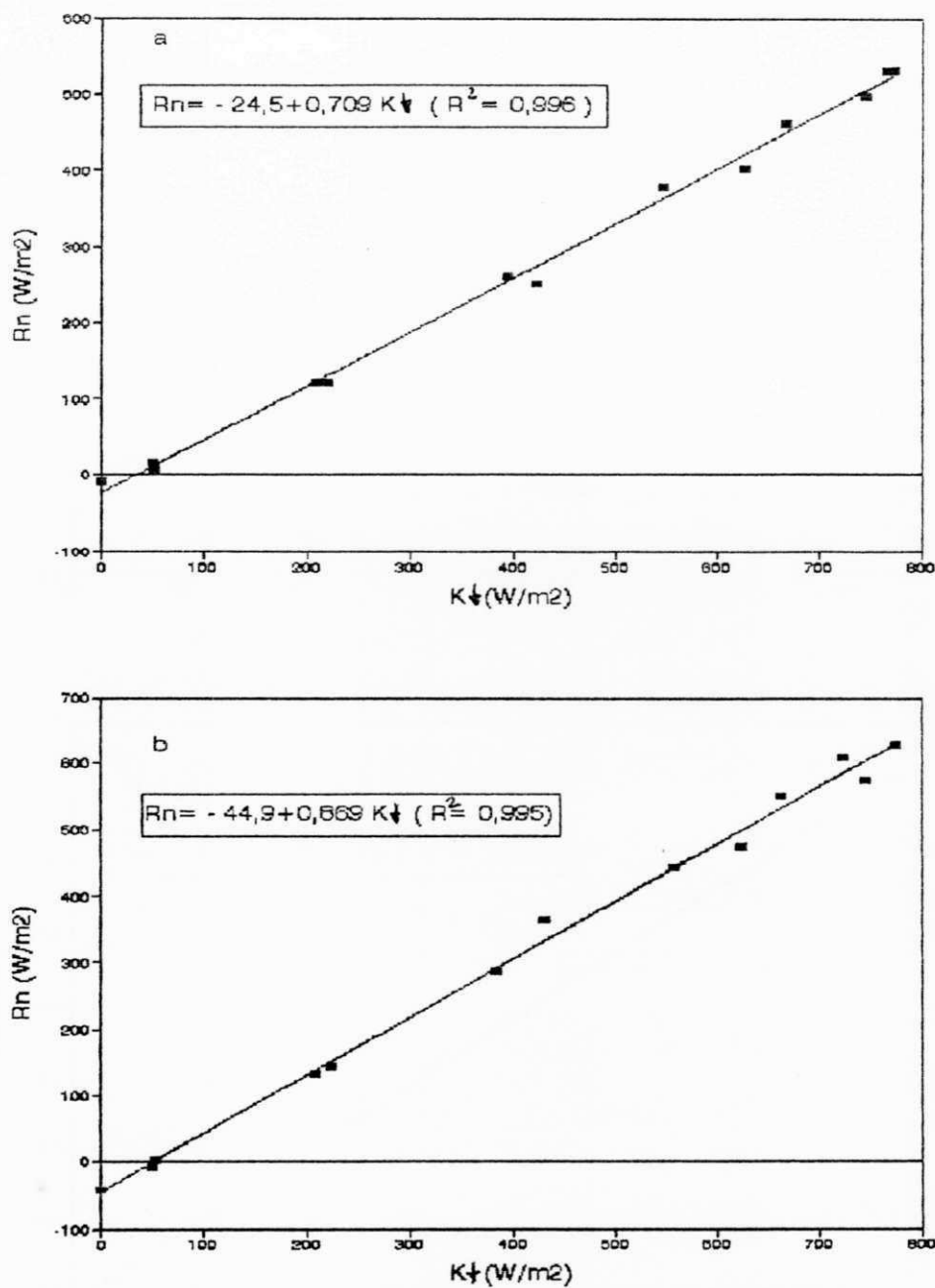


Fig. 4.17 - Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 20 dias durante a estação chuvosa: (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

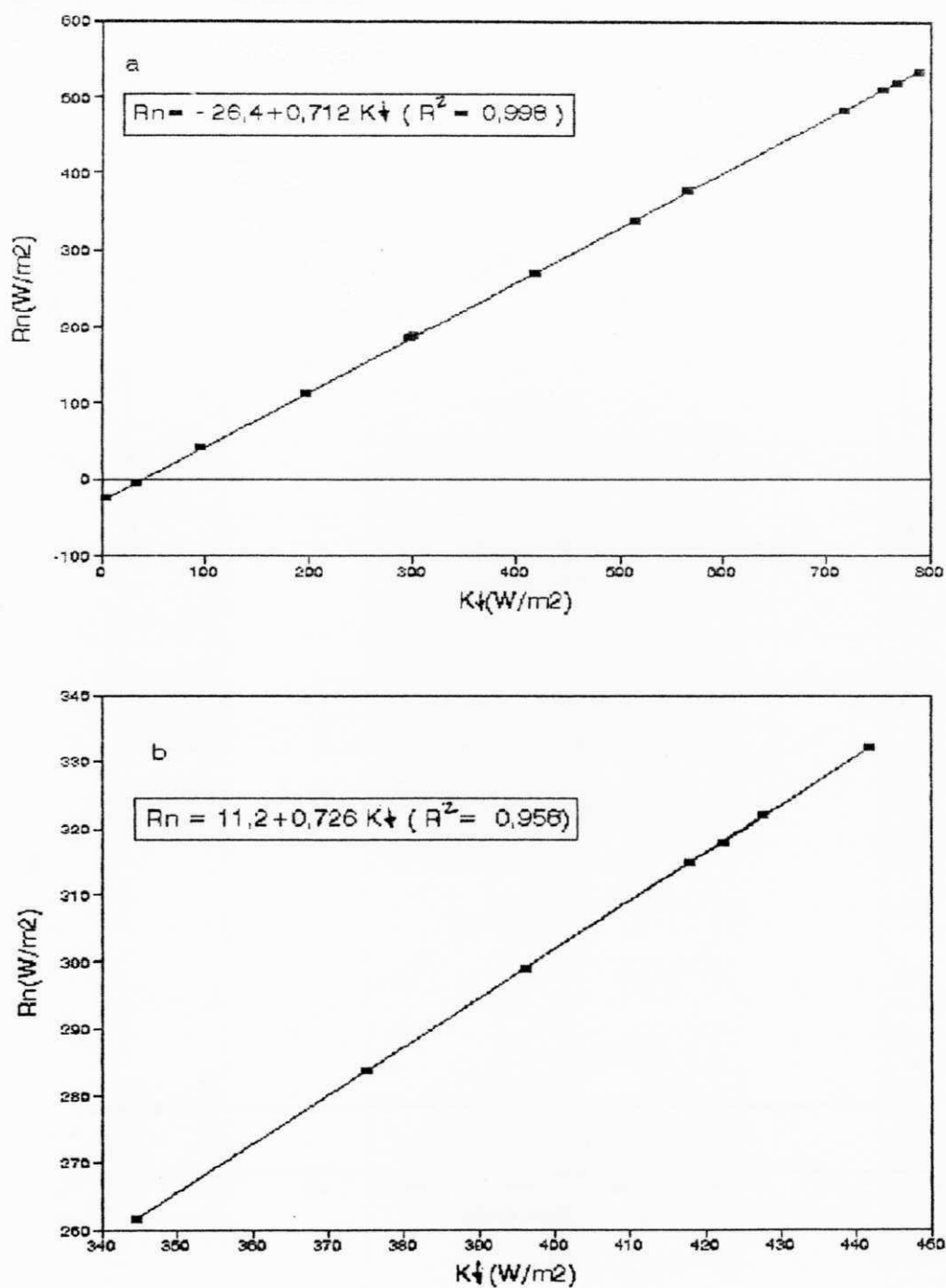


Fig. 4.18 - Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 7 dias durante a estação seca : (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

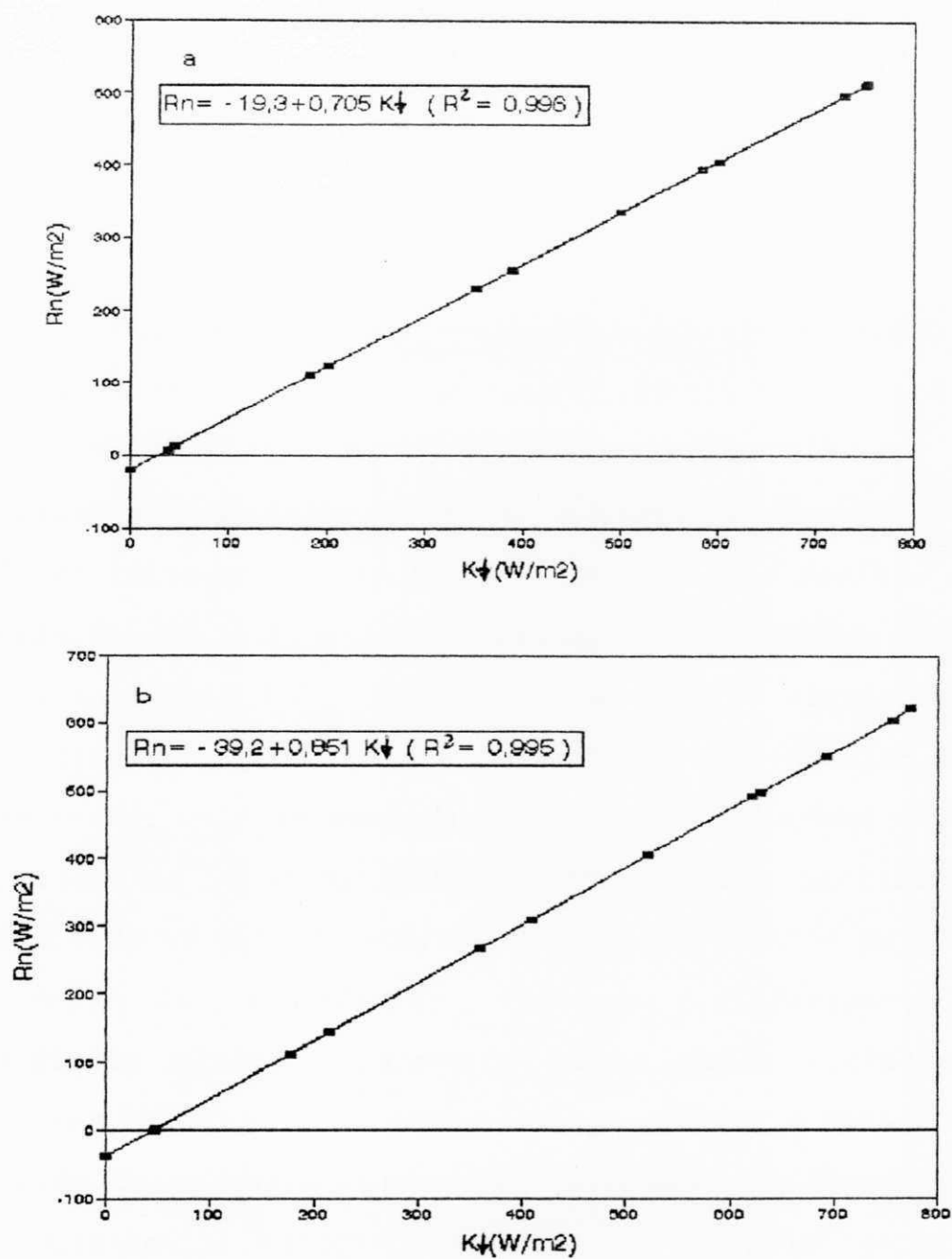


Fig. 4.19 - Regressão horária entre o saldo de radiação e a radiação global, para 7 dias durante estação chuvosa : (a) área de pastagem; (b) área de floresta.

4.2 - ALBEDO

A Figura 4.20 mostra o comportamento médio diurno do albedo para 20 dias, nas duas áreas em estudo, durante as estações seca e chuvosa. Observa-se que o albedo da pastagem na estação seca é 4,2% maior que o albedo da floresta, enquanto que na estação chuvosa esta diferença diminui para 3,0%. Isto não representa nenhuma novidade, haja vista que o dossel de floresta absorve muito mais radiação do que a cobertura de pastagem, ou seja, a pastagem tem um poder de reflexão muito maior, em função das condições físicas de sua superfície, do que a área coberta com vegetação densa. As curvas da Figura 4.20, também mostram que o albedo decresce na medida em que aumenta o ângulo de elevação solar, apresentando valores mínimos por volta do meio-dia e máximos nas primeiras horas da manhã e últimas horas da tarde. Isto está ligado ao fato de que, para pequenos ângulos de elevação do Sol, as superfícies vegetadas comportam-se como superfícies planas, absorvendo muito pouca radiação. Nas primeiras horas, após o nascer do sol durante a estação seca, o albedo da pastagem apresenta uma queda mais acentuada, do que durante a estação chuvosa. Na estação seca foram observados valores médios diários do albedo de 17,2% na pastagem e 13,4% na floresta, já na estação chuvosa o albedo foi de 16,1% na pastagem e 13,1% na floresta. A diminuição mais acentuada do albedo na área de pastagem na estação chuvosa está associada a maior absorção de radiação em função

das mudanças ocorridas à superfície, como resultado de uma maior concentração de água no solo. Observa-se ainda na Figura 4.20, que durante a estação chuvosa, as áreas de pastagem e de floresta, apresentam uma maior variação do albedo entre 11 e 13 horas, provavelmente devido a uma maior incidência de nebulosidade durante esse período. O valor médio do albedo ao meio-dia na estação chuvosa foi de 14,6% na pastagem e 11,5% na floresta. Estes resultados são inferiores aos encontrados por BASTABLE et al., (1993), na Amazônia central, os quais obtiveram valores médios do albedo ao meio-dia de 15,7% na pastagem e 12,8% na floresta, para um período de um mês, durante as estações seca e chuvosa. Na Tabela 4.10 são mostrados os valores percentuais médios diários do albedo para as áreas de pastagem e de floresta.

TABELA 4.10 - VALORES PERCENTUAIS MÉDIO DIÁRIO DO ALBEDO PARA ÁREA DE PASTAGEM E DE FLORESTA DURANTE A ESTAÇÃO SECA E CHUVOSA.

ÁREA	ALBEDO MÉDIO DIÁRIO (%)	
	ESTAÇÃO SECA	ESTAÇÃO CHUVOSA
PASTAGEM	17,6	16,1
FLORESTA	13,4	13,1
VARIAÇÃO	4,2	3,0

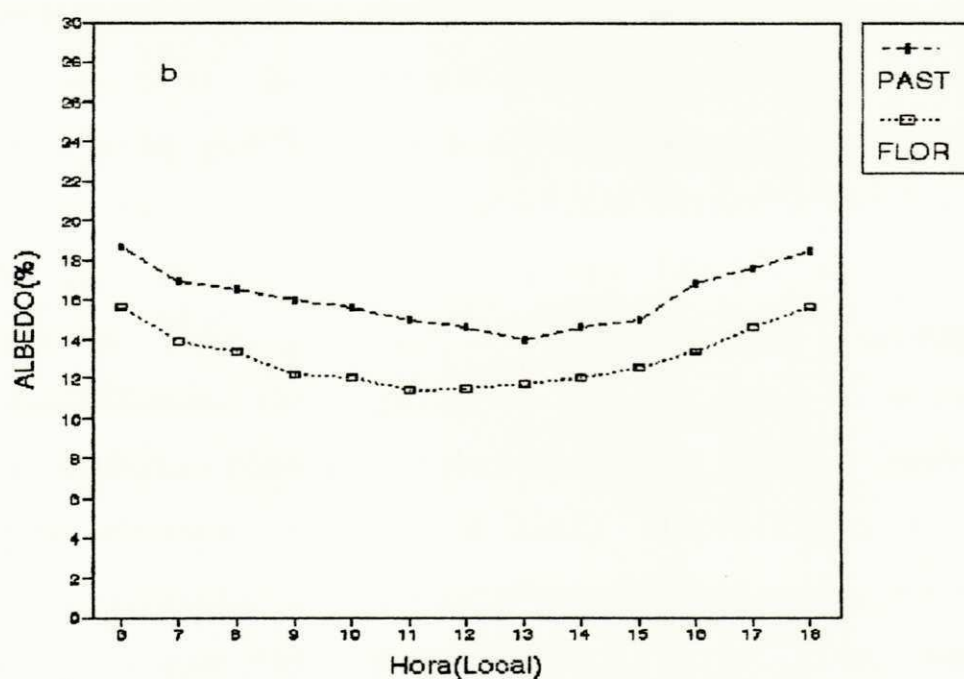
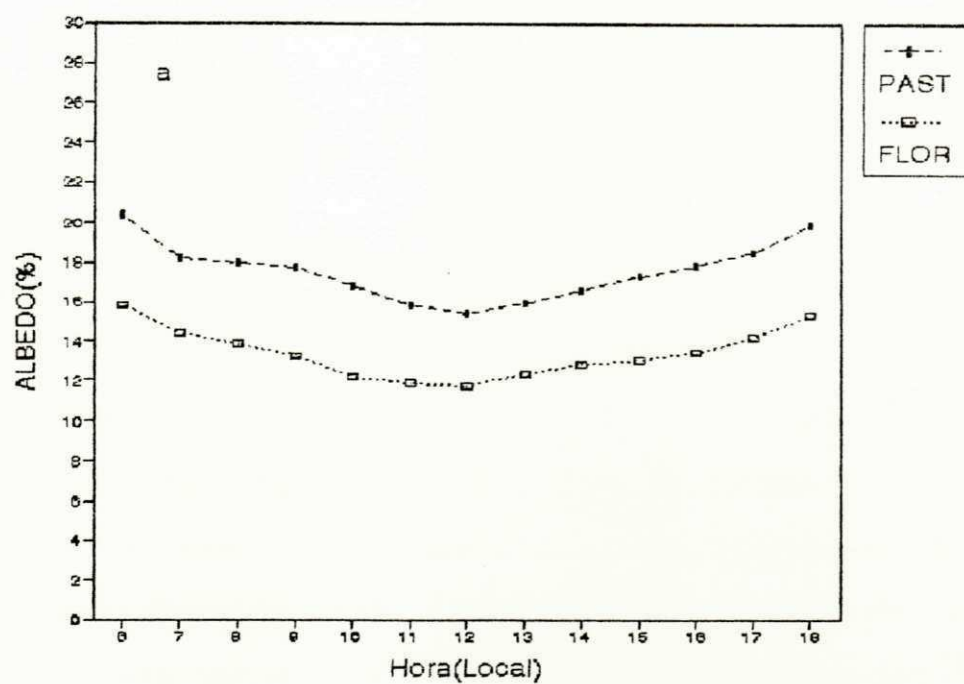


Fig. 4.20 - Albedo médio diário para um período de 20 dias nas áreas de pastagem e floresta : (a) estação seca ; (b) estação chuvosa.

4.3- BALANÇO DE ENERGIA

Os resultados do balanço de energia levando-se em consideração o comportamento médio diurno para 20 dias, de cada componente, é mostrado na Figura 4.21. Observa-se neste gráfico que as curvas de fluxo de calor no solo (G), tanto na estação seca como na chuvosa, apresentam uma distribuição uniforme ao longo do dia, ou seja, não mostra nenhuma variação significativa. As curvas do saldo de radiação (R_n), também apresentam uma distribuição uniforme ao longo do dia, no entanto, durante a estação seca, mostra uma ligeira diminuição entre 11 e 13 horas, isto, muito provavelmente está associado a uma maior incidência de nebulosidade durante esse período. Em se tratando de fluxo de calor sensível (H), percebe-se que durante a estação seca, H chega a um valor médio máximo de aproximadamente 94W/m^2 , enquanto que na estação chuvosa, alcança apenas 73W/m^2 . O fluxo de calor latente (LE), durante a estação seca, apresenta certa regularidade, com ligeira diminuição entre 11 e 13 horas, já na estação chuvosa, observa-se um aumento neste horário, possivelmente associado a maior disponibilidade de água no solo, ocasionando uma maior evapotranspiração, os fluxos de H e LE, foram obtidos dos fluxos turbulentos, medidos pelo Hydra. Uma ilustração do comportamento diurno dos componentes do balanço de energia para alguns dias, pode ser observada nas Figuras 4.22 e 4.23. Uma interpretação de cada componente do balanço de energia em termos de razões percentuais com relação a R_n , é mostrado nas Figuras 4.24 e 4.25.

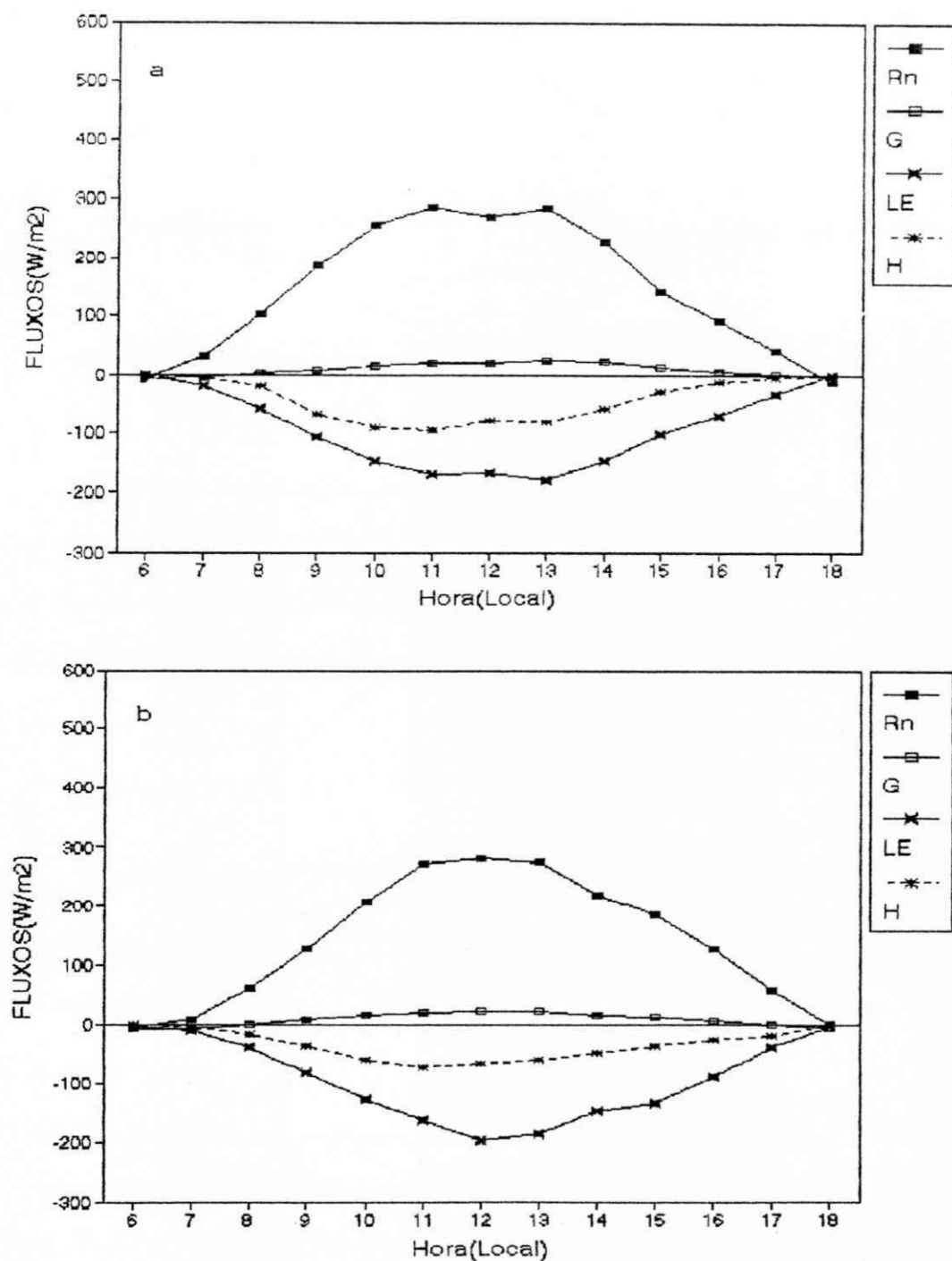


Fig. 4.21 - Comportamento médio diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem: (a) estação seca ; (b) estação chuvosa.

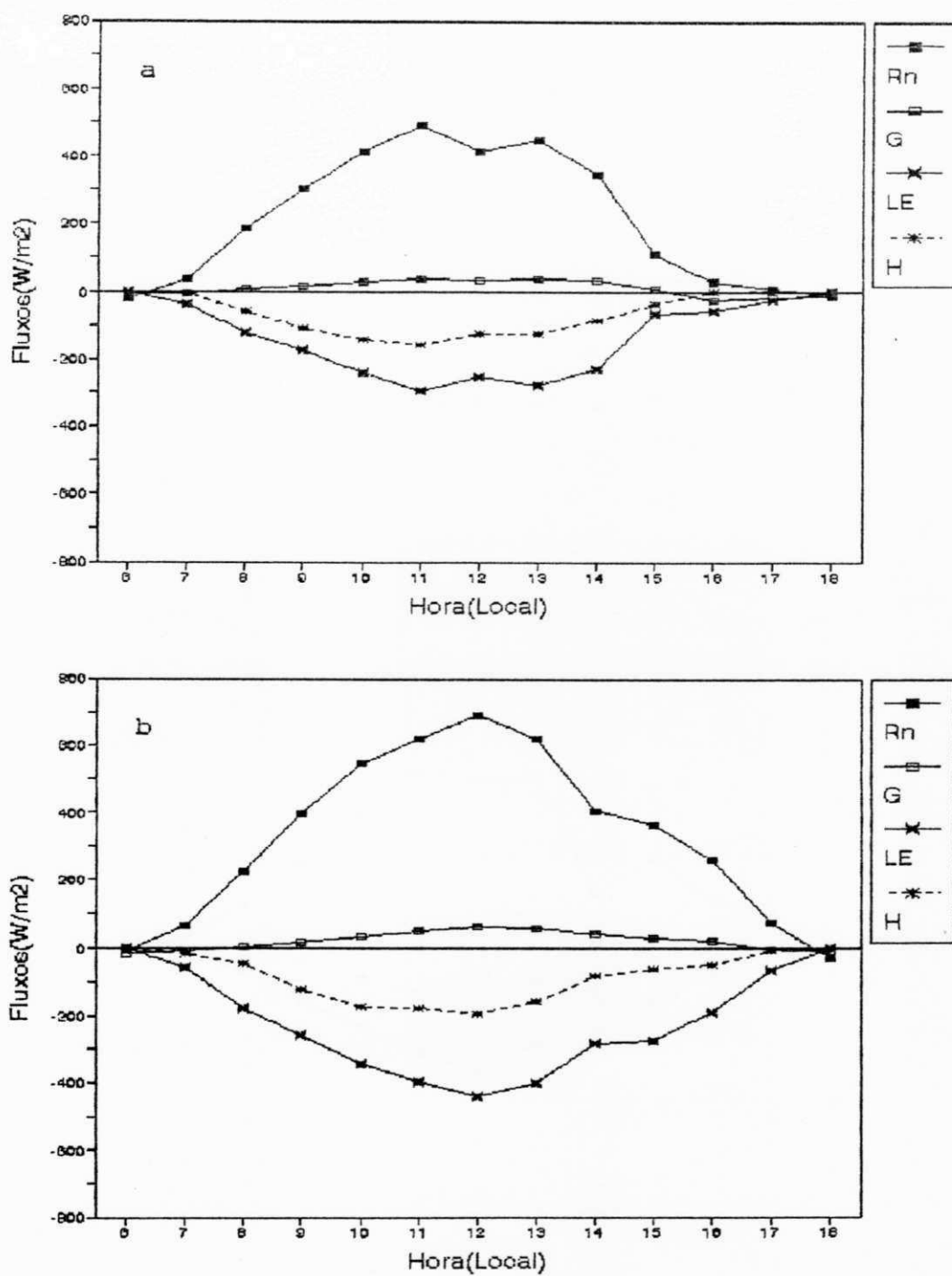


Fig. 4.22 - Comportamento diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem durante a estação seca: (a) para (03-10-90) ; (b) para (06-10-90).

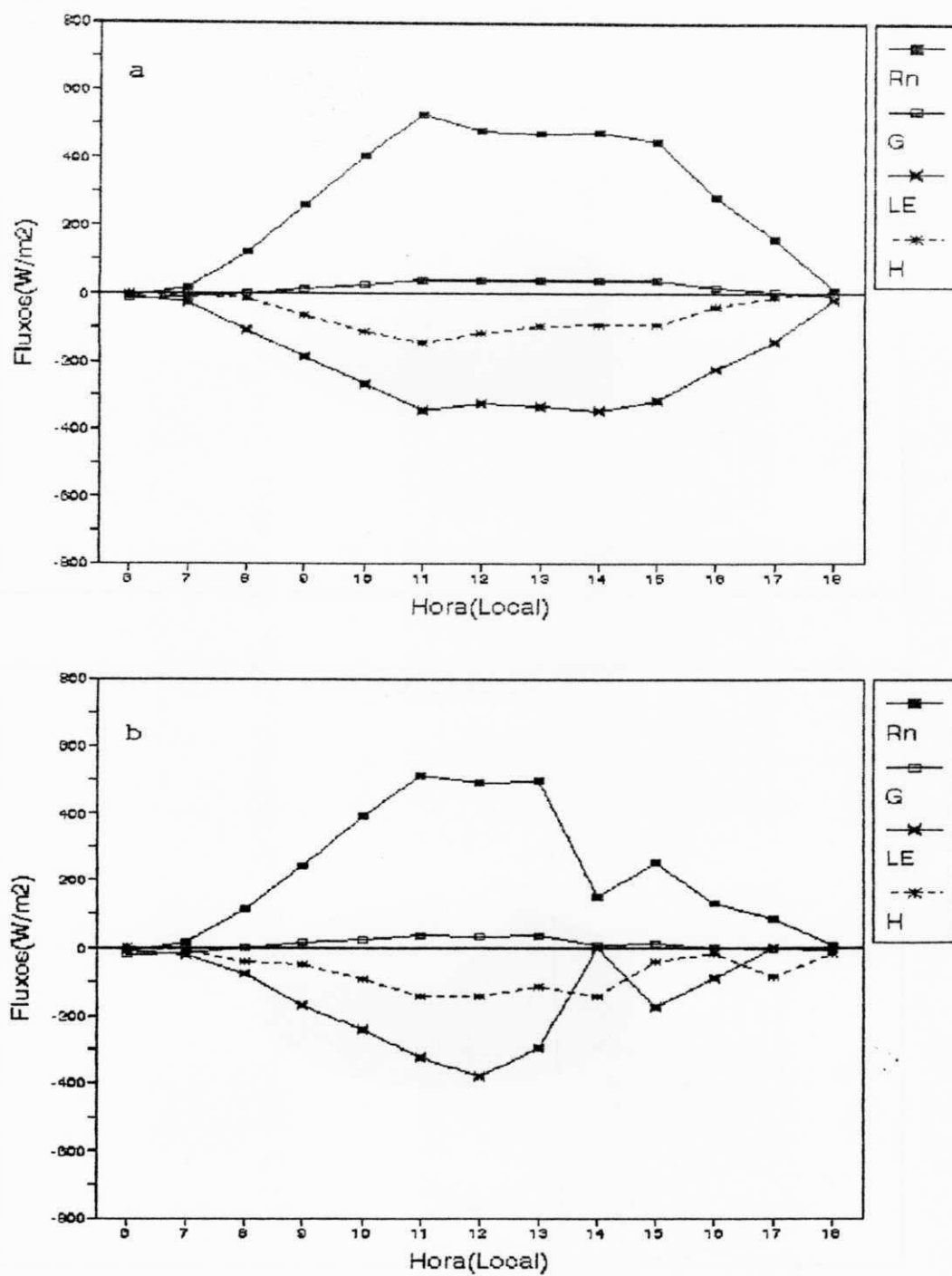


Fig. 4.23 - Comportamento diurno dos componentes do balanço de energia na área de pastagem na estação chuvosa: (a) para (14-07-91) ; (b) para (19-07-91).

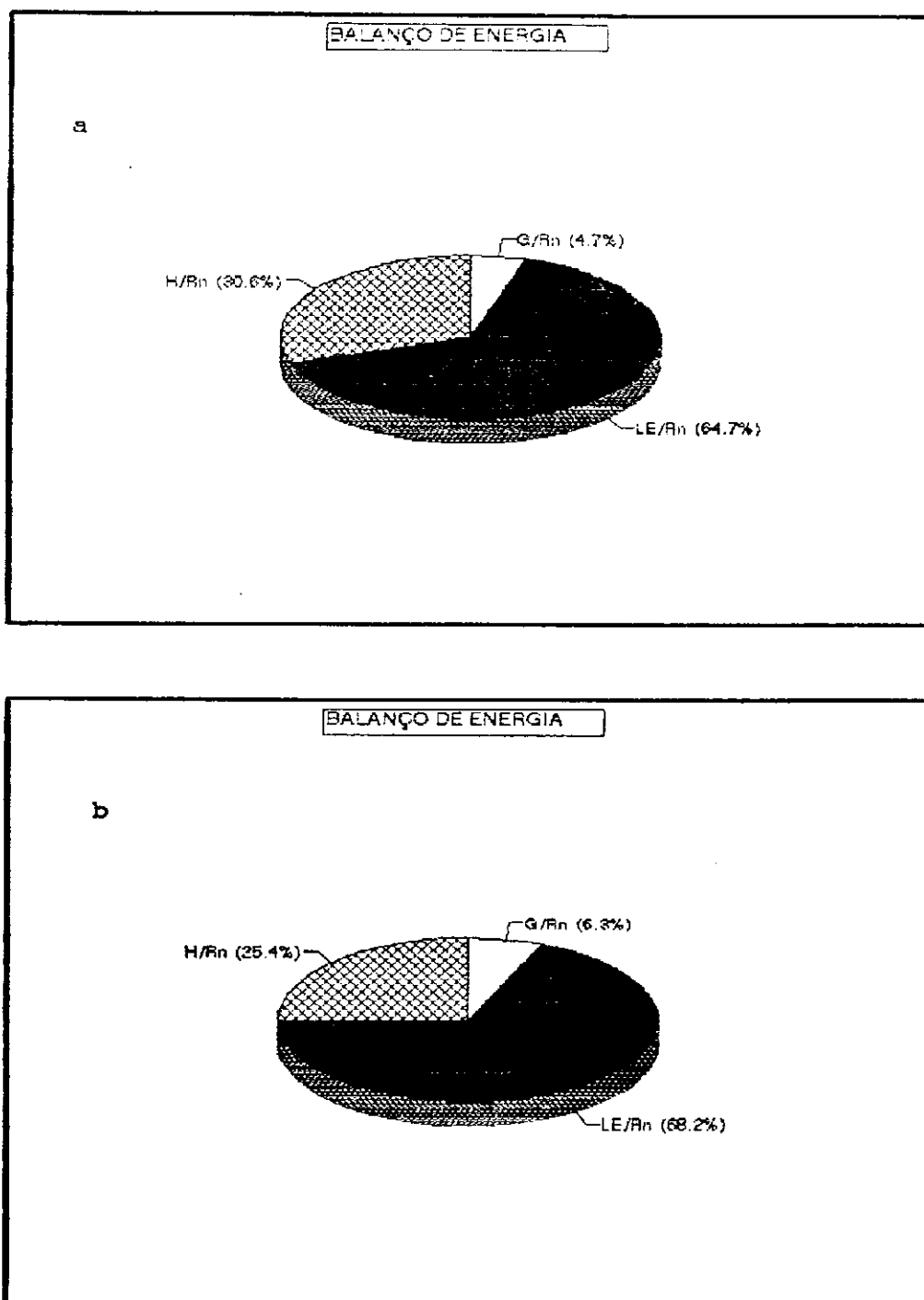


Fig. 4.24 - Representação em termos de razões percentuais de cada componente do balanço de energia com relação a R_n na área de pastagem durante a estação seca: (a) para (03-10-90) ; (b) para (06-10-90).

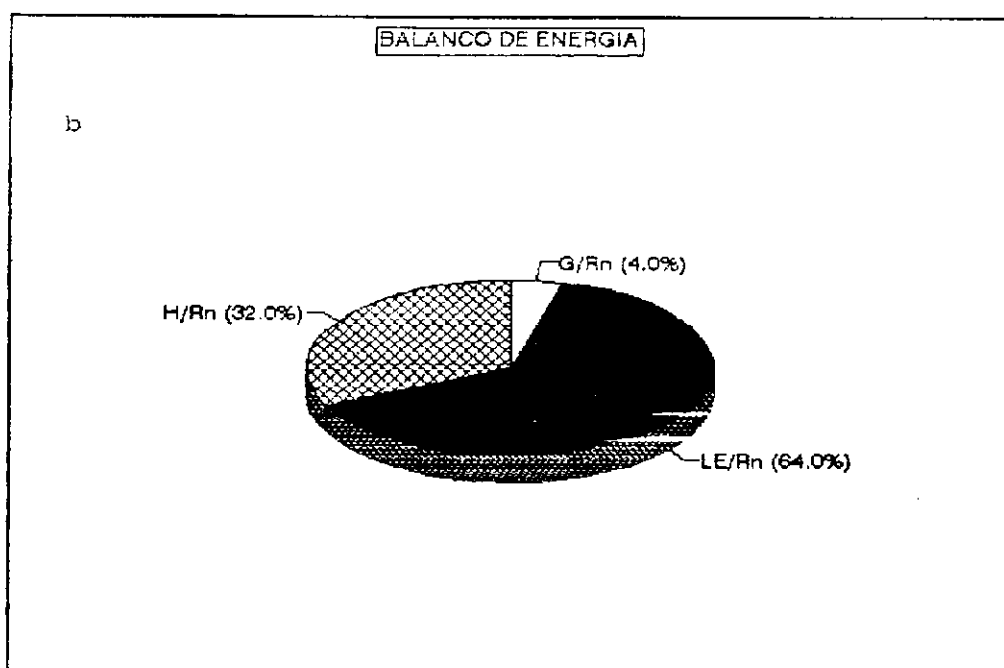
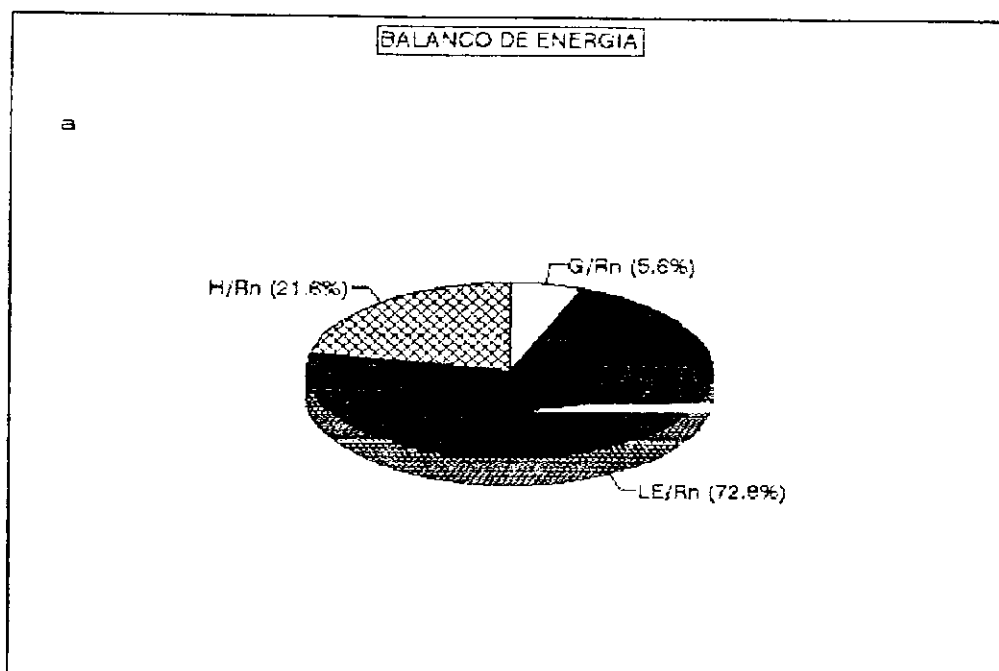


Fig. 4.25 - Representação em termos de razões percentuais de cada componente do balanço de energia com relação a R_n na área de pastagem durante a estação chuvosa: (a) para (14-07-91) ; (b) para (19-07-91).

4.4 - ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NAS ÁREAS DE PASTAGEM E DE FLORESTA.

Taxas de evapotranspiração potencial (ETp) diária durante as estações seca e chuvosa nas áreas de pastagem e floresta, estimadas pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor são comparadas. Observa-se que os menores valores médios diários de ETp, estimada pelos dois métodos, foram obtidos durante a estação seca nas duas áreas em estudo.

A tendência de variação da ETp apresenta semelhança nas duas áreas, cujos coeficientes de determinação (R^2) foram de 0,995 para área de pastagem e 0,997 para área de floresta. Na estação chuvosa percebe-se uma maior variação entre as duas áreas, com coeficientes de determinação de 0,958 na pastagem e 0,983 de floresta. O total médio diário da ETp estimado pelo método de Penman(PM) na estação seca foi de 3,90mm na pastagem e 4,88mm na floresta, enquanto que pelo método de Priestley-Taylor foi de 4,13mm na pastagem e 4,98mm na floresta. O valor médio de 3,90mm é ligeiramente menor que o valor encontrado por WRIGHT et al., (1992) para a mesma área de pastagem. Na estação chuvosa, o valor médio diário da ETp estimado pelo método de Penman foi de 4,27mm na pastagem e 5,39mm na floresta, enquanto que pelo método de Priestley-Taylor foi de 4,37mm na pastagem e 5,59mm na floresta. O método de Priestley-Taylor para área de pastagem foi o que apresentou menor desvio relativo, ou seja, 5,5%, ao passo que este mesmo método para floresta apresentou desvio de 10,2%, o que representa quase o dobro do verificado na

pastagem. Por outro lado, o desvio relativo observado pelo método de Penman para pastagem e para floresta, não apresenta uma variação tão acentuada como o método de Priestley-Taylor. Nas Figuras 4.26 e 4.27, é mostrado o comportamento diário de E_{Tp}, pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor para um período de 20 dias, durante as estações seca e chuvosa.

O parâmetro α da equação de Priestley-Taylor utilizado nas estimativas de E_{Tp} para a área de floresta, foi de $1,16\text{mm} \pm 0,56$, proposto por VISWANADHAM et al., (1991), enquanto que para a área de pastagem foi $1,26\text{mm} \pm 0,27$, proposto por RIBEIRO(1994).

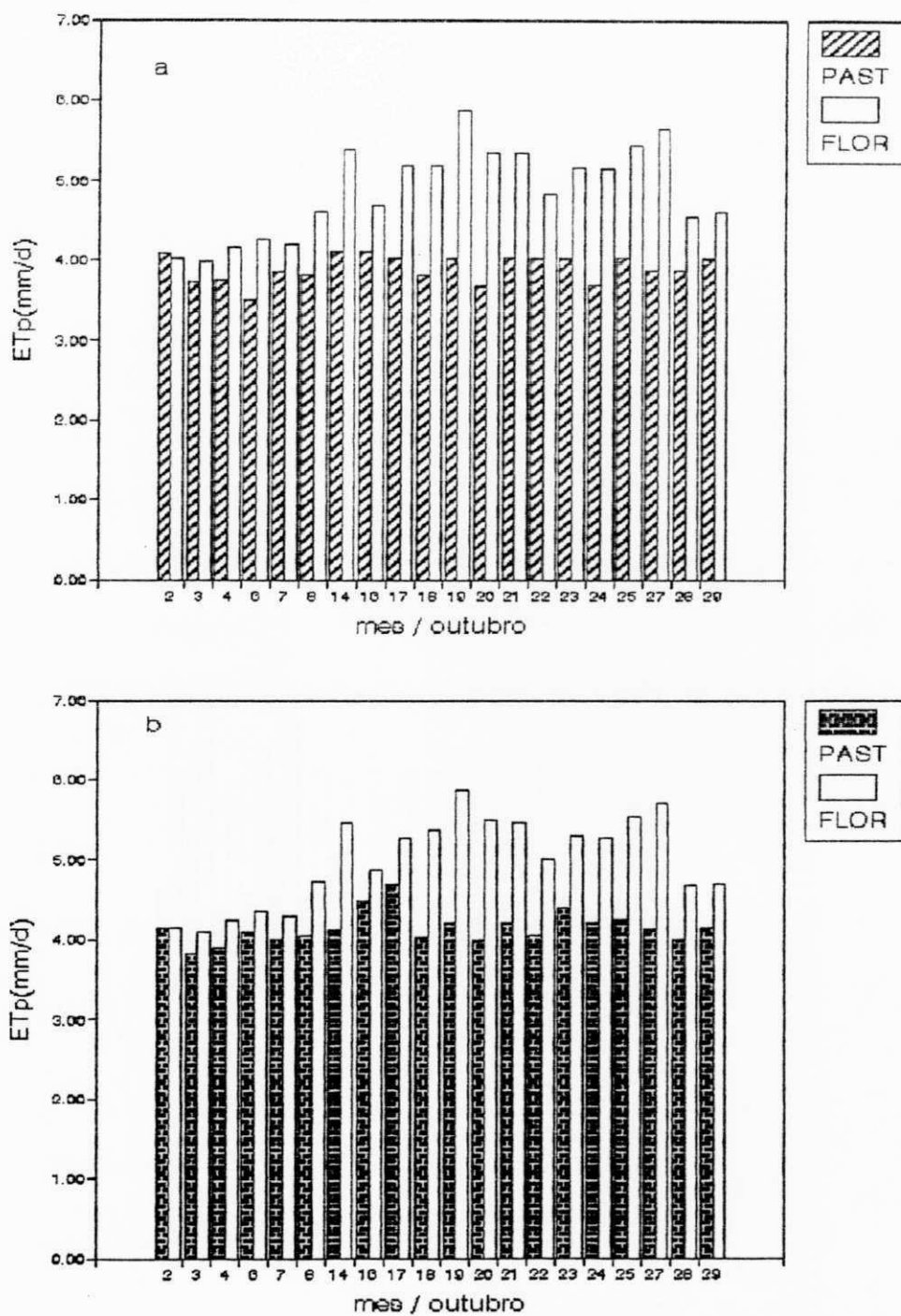


Fig. 4.26 - Estimativa da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor para as áreas de pastagem e de floresta, durante a estação seca: (a) método de Penman ; (b) método de Priestley-Taylor.

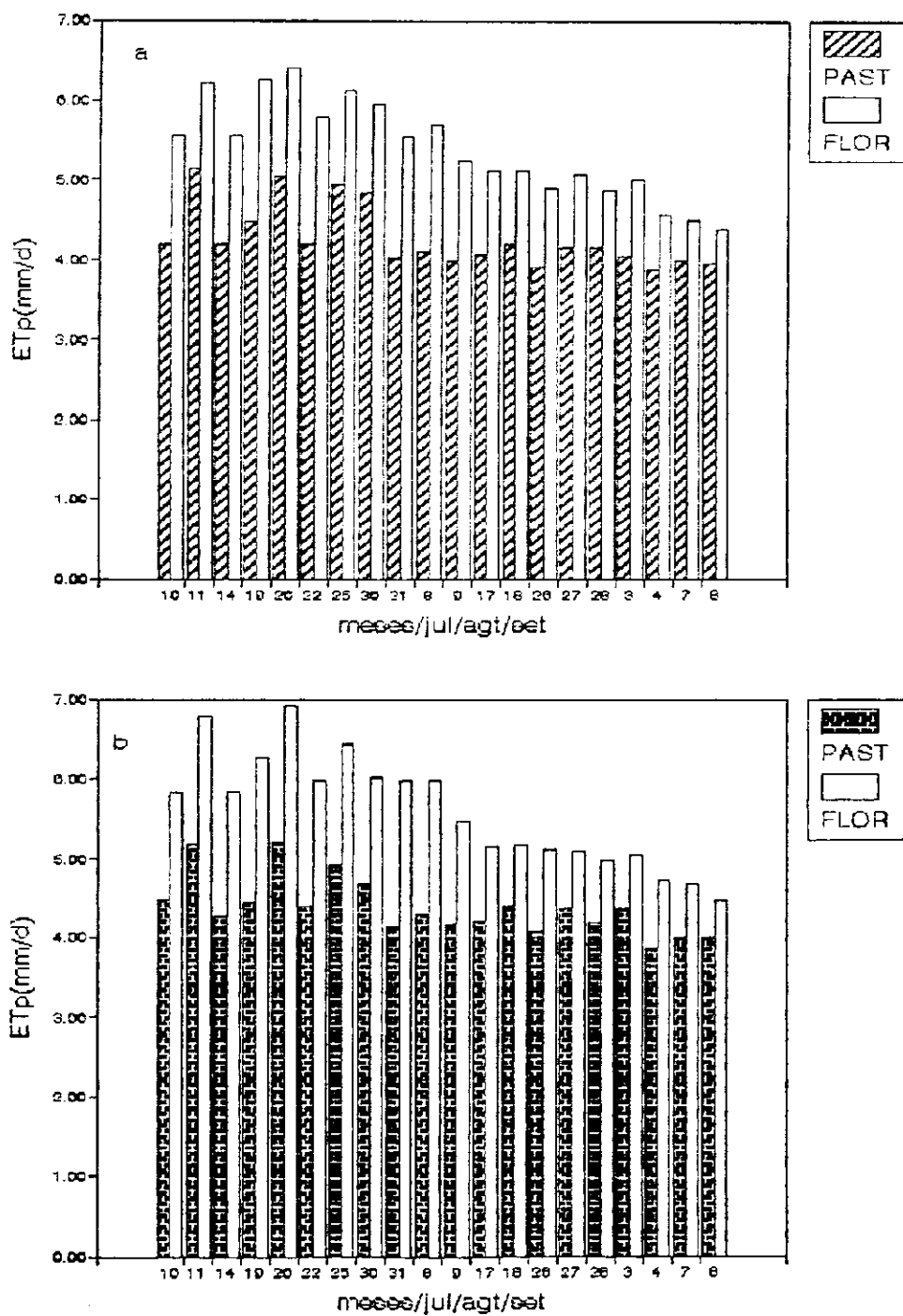


Fig. 4.27 - Estimativa da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor para as áreas de pastagem e floresta, durante a estação chuvosa: (a) método de Penman ; (b) método de Priestley-Taylor.

Uma visão comparativa entre a aplicação dos métodos para cada área individualmente, pode ser observada nas Figuras 4.28 e 4.29, onde percebe-se que durante o período seco a distribuição de ETP, não apresenta diferenças significativas entre si. Entretanto, durante a estação chuvosa, nota-se claramente que as estimativas de ETP pelo método de Priestley-Taylor apresentam uma tendência de sobrestimação em relação ao método de Penman, principalmente no período que vai do início ao meio desta estação, a partir do meio da estação, ou seja, com aproximação da estação seca, observa-se uma tendência de semelhança entre as duas estimativas. Esta situação deve-se ao fato de que os dados relativos a estação chuvosa foram obtidos do final desta estação, ou seja, recebendo influência da aproximação de estação seca.

A quantidade elevada de precipitação na Amazônia, associada ao elevado grau de umidade no solo, proporciona que as estimativas de ETP sejam próximas dos valores obtidos para superfícies saturadas. Fato comentado por SHUTTLEWORTH et al., (1987) e WRIGHT et al., (1992), ao observarem que a ETP pelo método de Penman proporciona boa estimativa após a ocorrência de chuvas.

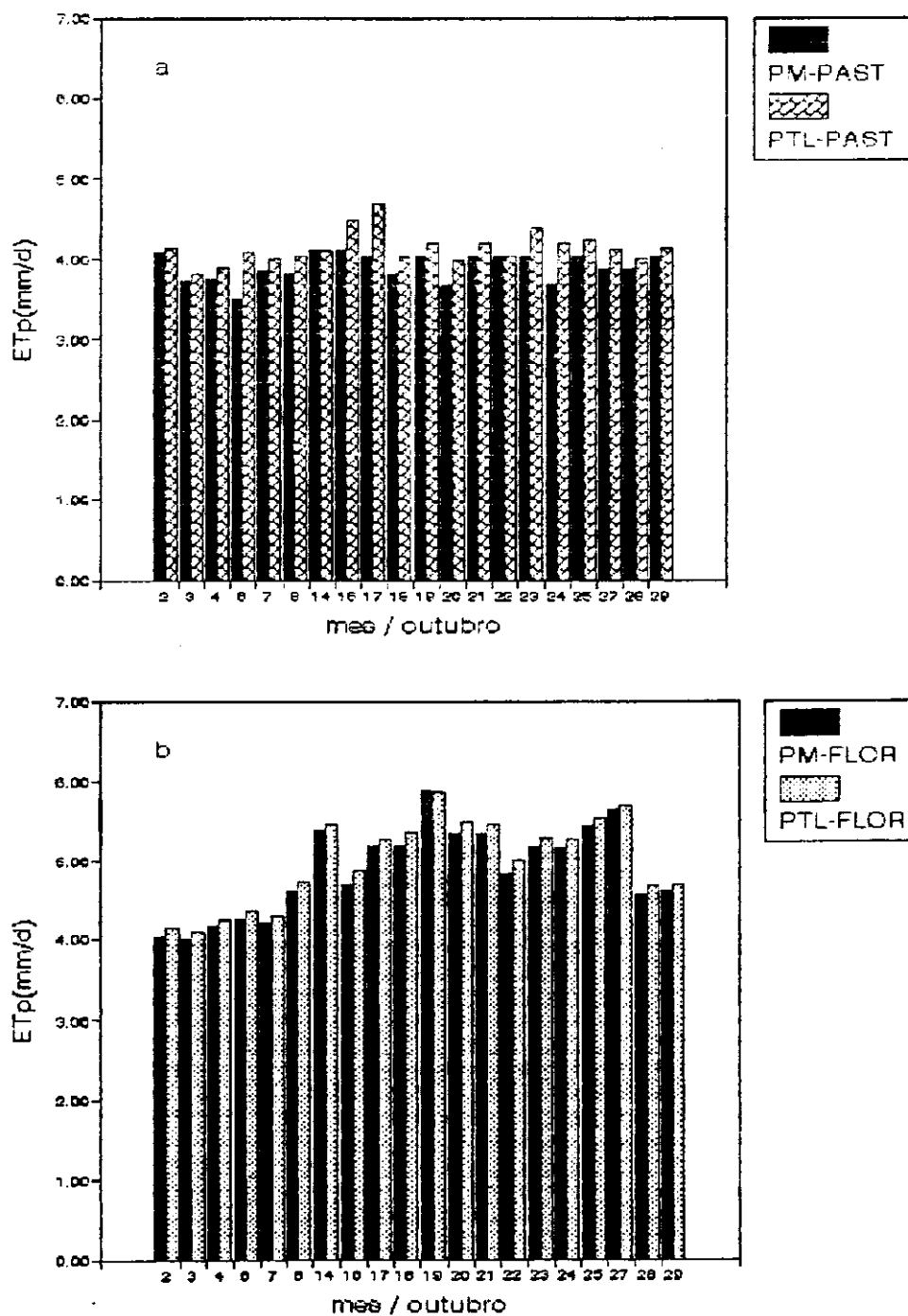


Fig. 4.28 - Comparação da evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor durante a estação seca para áreas: (a) pastagem ; (b) floresta.

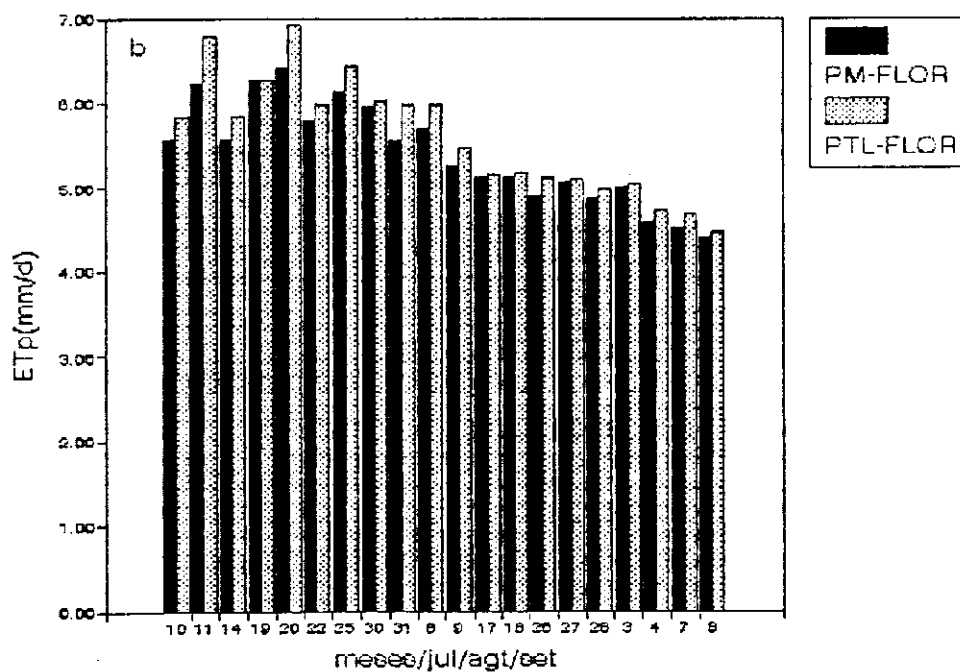
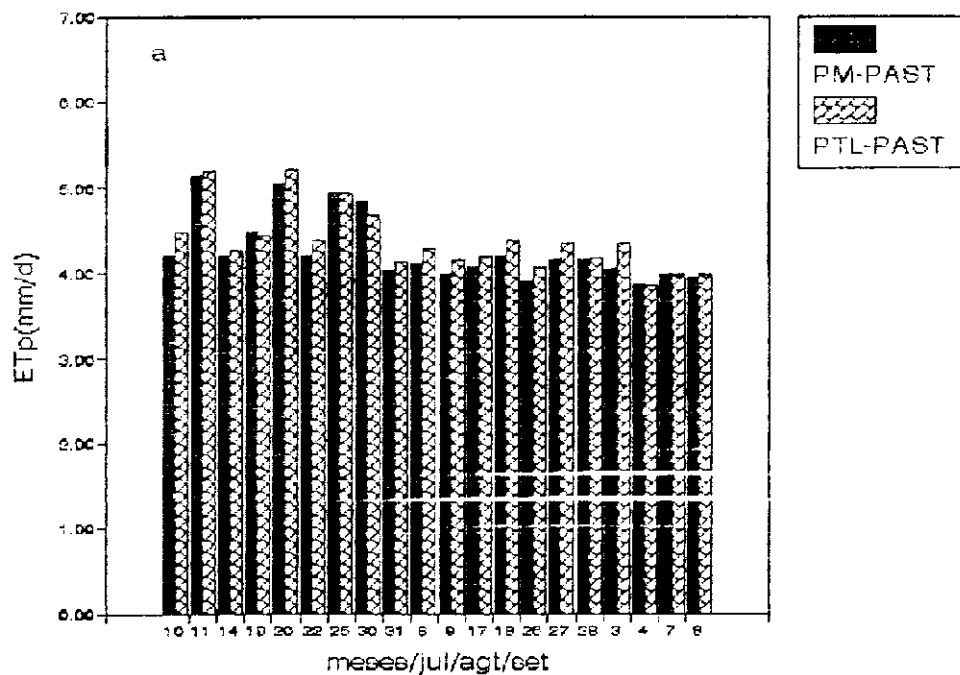


Fig. 4.29 - Comparação da evapotranspiração potencial estimada pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor durante a estação chuvosa, para áreas: (a) pastagem ; (b) floresta.

4.5 - ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO NA ÁREA DE PASTAGEM.

Apresenta-se, a seguir, os resultados obtidos com a aplicação de diferentes modelos para estimar a evapotranspiração real (ET), os quais são comparando com os valores medidos pelo "Bowen Ratio System" na área de pastagem nas estações seca e chuvosa. Tomando-se médias horárias durante o período diurno, para 20 dias, observa-se nas Tabelas 4.11 e 4.12, que o método da razão de Bowen (BOWEN), é o que apresenta as melhores estimativas de ET, comparado com os demais métodos. Nota-se claramente que o método de Penman-Monteith (PMTH) subestima ligeiramente os valores medidos, entretanto, o método de Thornthwaite-Holzman (THZ), apesar de sobrestimar ET entre 9:00 e 15:00 horas, estima ET com razoável precisão nas primeiras horas da manhã e últimas horas da tarde. A média horária para ET medido foi de 0,25mm/h, já a média e os desvios padrão de estimativas para os demais métodos, razão de Bowen, Penman-Monteith e Thornthwaite-Holzman foram respectivamente de $0,29 \pm 0,02$ mm/h ; $0,21 \pm 0,03$ mm/h; $0,32 \pm 0,04$ mm/h. Para o período chuvoso, observa-se que todos métodos apresentam boas estimativas, entretanto, o método de Penman-Monteith subestima ligeiramente ET medido. A média de ET medido foi de 0,29mm/h, ao passo que, as estimativas pelos métodos da razão de Bowen, Penman-Monteith e Thornthwaite-Holzman, apresentam as seguintes médias e desvios padrão de estimativas: $0,30 \pm 0,004$ mm/h ; $0,25 \pm 0,02$ mm/ e $0,33 \pm 0,02$ mm/h, respectivamente.

TABELA 4.11 - COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADO (mm/h) POR DIFERNTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

HORA LOCAL	ET (MEDIDO)	BOWEN	PMTH	THZ
6	0,03	0,03	0,02	0,02
7	0,06	0,06	0,05	0,04
8	0,17	0,19	0,16	0,17
9	0,29	0,34	0,27	0,41
10	0,40	0,48	0,35	0,59
11	0,44	0,52	0,37	0,64
12	0,44	0,53	0,37	0,64
13	0,46	0,53	0,39	0,59
14	0,37	0,41	0,31	0,45
15	0,29	0,33	0,25	0,37
16	0,19	0,21	0,16	0,22
17	0,09	0,10	0,06	0,09
18	0,01	0,01	0,01	0,01
MÉDIA	0,25	0,29	0,21	0,33
Ey.x	----	0,014	0,025	0,042

TABELA 4.12 - COMPARAÇÃO DE VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADO (mm/h) POR DIFERNTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

HORA LOCAL	ET (MEDIDO)	BOWEN	PMTH	THZ
6	0,02	0,02	0,01	0,01
7	0,17	0,18	0,14	0,18
8	0,11	0,10	0,08	0,09
9	0,25	0,24	0,22	0,25
10	0,36	0,38	0,33	0,37
11	0,45	0,48	0,41	0,49
12	0,54	0,54	0,45	0,56
13	0,53	0,56	0,45	0,58
14	0,47	0,48	0,39	0,49
15	0,43	0,43	0,35	0,44
16	0,31	0,32	0,25	0,29
17	0,16	0,17	0,13	0,15
18	0,03	0,03	0,03	0,03
MÉDIA	0,29	0,30	0,25	0,30
Ey.x	----	0,04	0,017	0,019

Os totais diários de ET para um período de 20 dias durante as estações seca e chuvosa para a área de pastagem são mostrados nas Tabelas 4.13 e 4.14. Os resultados indicam que ET estimado durante a estação seca pelos métodos de Penman-Monteith e razão de Bowen apresentam boa concordância com os valores medidos. Contudo, para a estação chuvosa, o método da razão de Bowen é o que apresenta as melhores estimativas de ET.

O total diário de ET medido foi de 3,23mm, enquanto que as médias e os desvios padrão de estimativa para os demais métodos durante a estação seca são de 3,74mm \pm 0,12 , 2,76mm \pm 0,23 , 4,25mm \pm 0,37 , para as estimativas da Razão de Bowen, Penman-Monteith e Thornthwaite-Holzman respectivamente. No período chuvoso o total diário de ET medido foi de 4,06mm. Já as médias e os desvios padrão de estimativas são de 3,98mm \pm 0,09 para a razão de Bowen, 3,87mm \pm 0,06 para Penman-Monteith e 4,60mm \pm 0,17 para Thornthwaite-Holzman. Durante a estação chuvosa o erro relativo cometido nas estimativas da razão de Bowen e Penman-Monteith foram insignificantes, no entanto o método de Thornthwaite-Holzman apresentou uma sobrestimativa de cerca de 19,5%. Por outro lado, durante a estação seca houve subestimativa de 16% e 14% nos métodos da razão de Bowen e Penman-Monteith respectivamente, já o método de Thornthwaite-Holzman para estação seca, sobrestima em 33,5%, ou seja, este método durante esta estação, apresenta um aumento de 14% no erro relativo em relação a estação chuvosa.

TABELA 4.13 - COMPARAÇÃO DOS TOTAIS DIÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADOS (mm/dia) POR DIFERENTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO SECA.

DIAS	ET (MEDILO)	BOWEN	PMTM	THZ
02/10/1990	3,36	3,88	2,85	3,50
03/10/1990	2,65	3,18	2,29	2,70
04/10/1990	4,08	4,87	3,83	3,87
06/10/1990	4,28	4,99	3,59	5,57
07/10/1990	4,33	4,87	3,55	5,54
08/10/1990	3,97	4,80	3,54	5,89
09/10/1990	4,21	4,88	3,57	5,52
14/10/1990	4,48	4,86	3,67	5,51
15/10/1990	4,15	4,76	3,47	5,07
16/10/1990	2,03	2,36	1,79	2,99
17/10/1990	2,93	3,09	2,53	3,79
18/10/1990	3,63	3,95	3,02	4,75
19/10/1990	2,62	3,14	2,22	3,97
20/10/1990	3,00	3,52	2,50	4,71
21/10/1990	2,46	3,05	2,10	3,95
23/10/1990	2,01	2,17	1,73	2,41
25/10/1990	2,80	3,26	2,48	3,55
26/10/1990	2,80	3,44	2,60	3,52
27/10/1990	1,82	2,10	1,57	2,72
28/10/1990	2,95	3,60	2,38	5,28
MÉDIA	3,23	3,74	2,76	4,25
Eq. x	----	0,12	0,23	0,37

TABELA 4.14 - COMPARAÇÃO DOS TOTAIS DIÁRIOS DE ET MEDIDOS (BOWEN RATIO SYSTEM) E ESTIMADOS (mm/dia) POR DIFERENTES MÉTODOS, PARA ÁREA DE PASTAGEM DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA.

DIAS	ET (MEDIDO)	BOWEN	PMTH	THZ
10/07/1991	4,12	4,02	4,12	5,06
11/07/1991	4,10	4,44	4,08	5,02
14/07/1991	4,18	4,59	4,10	4,77
19/07/1991	4,35	4,63	4,24	4,74
20/07/1991	4,19	4,57	4,17	4,86
21/07/1991	4,21	4,53	4,17	4,82
24/07/1991	4,19	4,63	4,21	4,76
30/07/1991	4,22	4,39	4,22	4,72
31/07/1991	4,20	4,43	4,21	4,65
08/08/1991	4,10	4,08	4,01	4,57
09/08/1991	4,20	4,24	4,18	4,65
17/08/1991	3,94	4,19	3,78	4,49
18/08/1991	3,96	3,52	3,88	4,27
26/08/1991	3,98	3,45	3,64	4,32
27/08/1991	3,87	3,27	3,59	4,21
28/08/1991	3,86	3,49	3,46	4,38
05/09/1991	3,81	3,28	3,32	4,30
06/09/1991	3,98	3,20	3,42	4,40
09/09/1991	3,92	3,49	3,29	4,52
10/09/1991	3,77	3,25	3,26	4,49
MÉDIA	4,06	3,98	3,87	4,60
Ey.x	----	0,09	0,06	0,17

As Figuras 4.30 e 4.31 mostram a dispersão e as respectivas curvas de regressão linear entre ET medido e ET estimados pelos diferentes métodos. Pode-se observar que para estação seca os métodos da razão de Bowen e Penman-Monteith correlacionaram-se muito bem com os valores ET medidos, com $R^2=0,973$ e $0,971$, respectivamente. O método de Thorthweite-Holzman apresenta baixo coeficiente de determinação ($R^2=0,692$). Esse baixo índice do coeficiente de determinação pode está associado ao fato de que o vento no nível de 3,60m foi estimado através do perfil logaritmo do vento, tendo com base os valores medidos nos níveis de 2,88 e 5,0m. As constantes E_1 , E_2 e E_3 , nas Figuras 4.30 e 4.31, representam as estimativas de ET para razão de bowen, Penman-Monteith e Thorthweite-Holzman, respestivamnete.

Na estação chuvosa esses índices apresentam valores inferiores aos encontrados durante a estação seca, com $R^2 = 0,792$ para o método da razão de Bowen, e $0,850$ para Penman-Monteith, e o método de Thorthweite-Holzman apresentando valor muito baixo comparado ao encontrado na estação seca, ou seja, $0,518$. Observa-se portanto, que o método de estimativa de ET proposto por Penman-Monteith é o que apresenta as melhores estimativas ET, na área de pastagem, tanto na estação seca como na estação chuvosa.

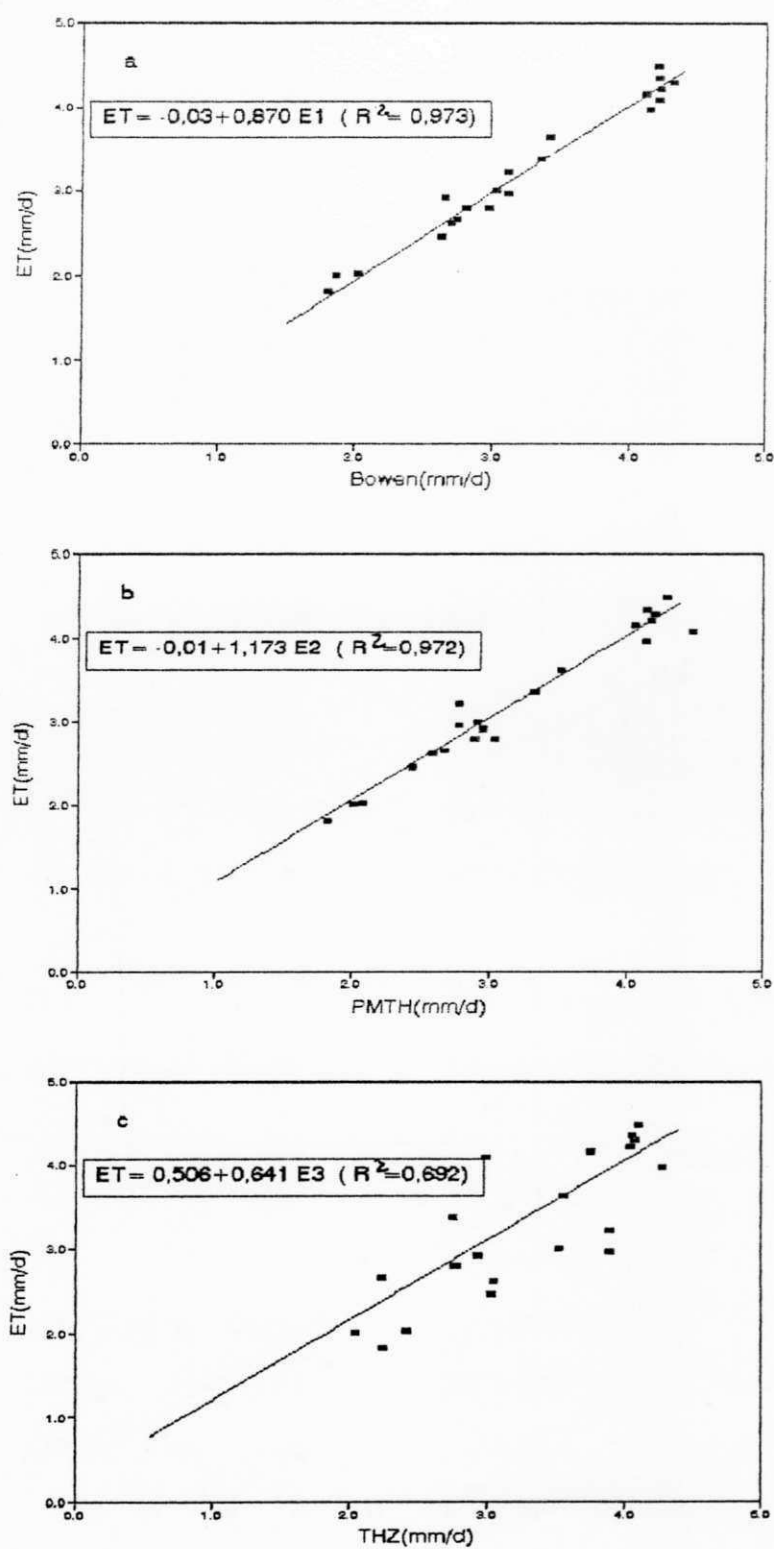


Fig. 4.30 - Regressão diária na área de pastagem durante a estação seca entre ET medido e ET estimado: (a) E1 - razão de Bowen; (b) E2 - Penman-Monteith; (c) E3 - Thorthweite-Holzman.

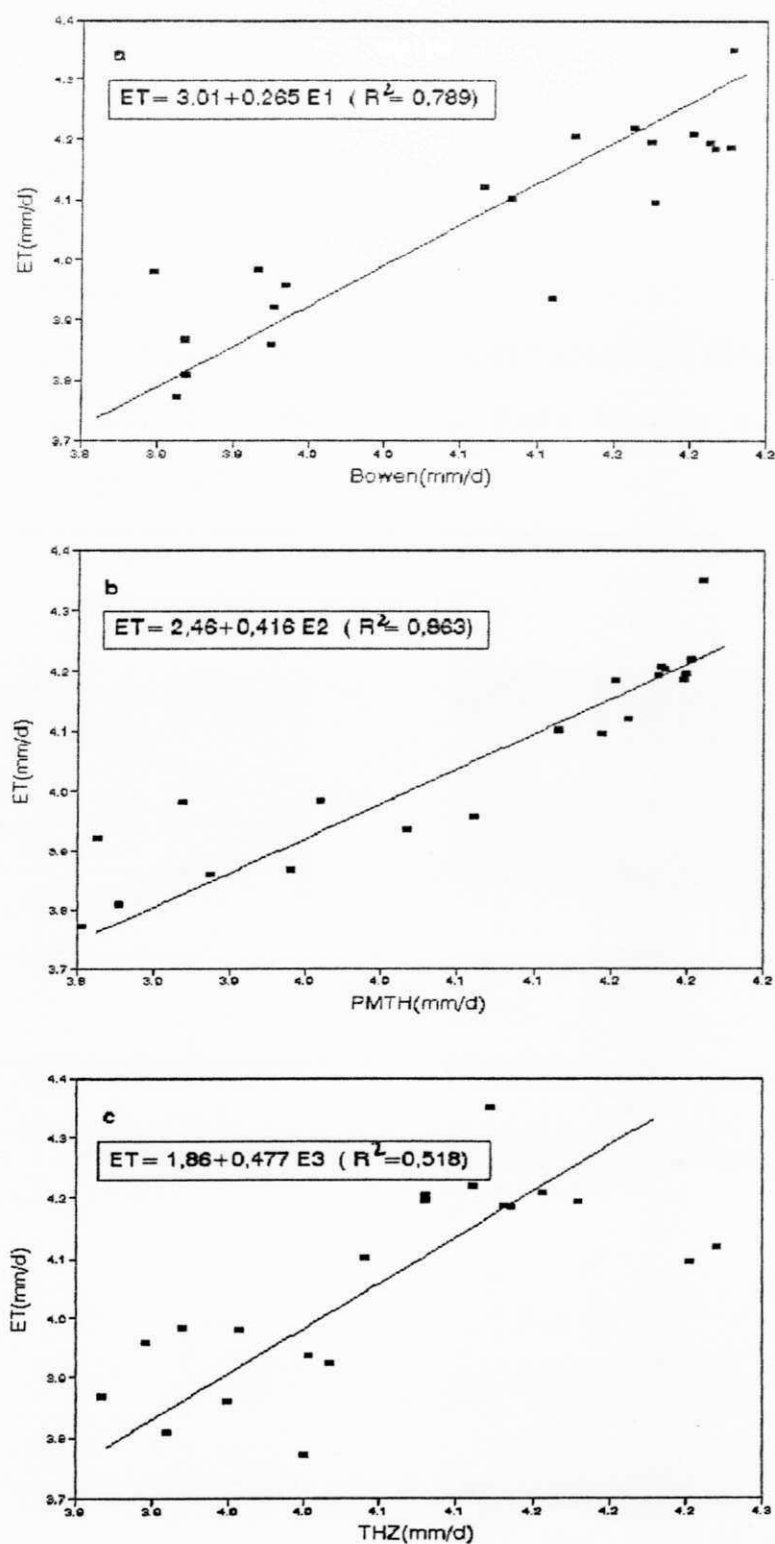


Fig. 4.31 - Regressão diária na área de pastagem durante a estação chuvosa entre ET medido e ET estimado: (a) E1 - razão de Bowen; (b) E2 - Penman-Monteith; (c) E3 - Thorthweite-Holzman.

4.6 - ESTIMATIVA DE ET EM FUNÇÃO DE Rn

Utilizando-se médias horárias de ET e Rn para um período de 20 dias na área de pastagem durante as estações seca e chuvosa, efetuou-se a regressão linear entre esses dois parâmetros. Observando-se a Figura 4.32, verifica-se que os pontos ajustam-se muito bem sobre a reta, ou seja, pode-se estimar ET, tomando-se como base apenas o saldo de radiação, com boa precisão.

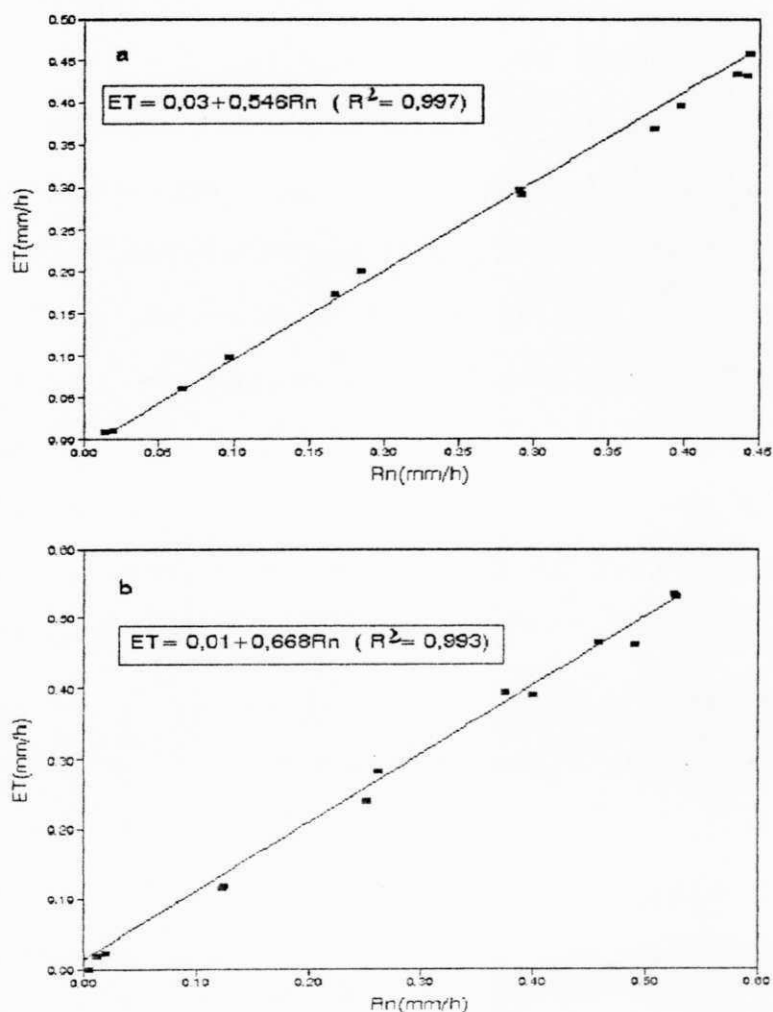


Fig. 4.32 - Regressão horária na área de pastagem entre ET medido e ET estimado com base no Rn: (a) estação seca; (b) estação chuvosa.

5 - CONCLUSÕES

Após analisar os resultados obtidos para as áreas de pastagem e floresta na Amazônia central, durante as estações seca e chuvosa, as seguintes conclusões são apresentadas.

- As radiações média de ondas longas incidente e emitida pela superfície, não apresentaram variações significativas em ambas as áreas, durante as estações seca e chuvosa.

- A radiação média de ondas curtas incidente, durante a estação seca, devido a presença de nuvens, como uma consequência da convecção local, mostrou uma redução significativa entre 11 e 13 horas na área de pastagem e de 12 a 14 horas na área de floresta.

- O saldo de radiação médio representou cerca de 72% da radiação solar global durante a estação seca na área de floresta e 64% para área de pastagem. Para a estação chuvosa estes índices foram de 76% na área de floresta e 65% na área de pastagem respectivamente.

- O saldo de radiação, pode ser estimado com boa precisão a partir da radiação de ondas curtas, tanto para área de pastagem como para a área de floresta.

- O albedo médio diário para área de pastagem durante estação seca foi de 17,2%, enquanto que para área de floresta foi de 13,4%. Já na estação chuvosa foi de 16,1% na área de pastagem e 13,1% na área de floresta.

- Quanto ao fluxo médio de calor sensível, observou-se que durante a estação seca, o mesmo alcançou um máximo de 94W/m^2 , enquanto que na estação chuvosa não ultrapassou a 73W/m^2 .

- Já o fluxo médio de calor latente durante a estação seca, mostrou uma certa regularidade, com ligeira variação entre 11 e 13 horas, porém, durante a estação chuvosa as variações foram bem mais significativas.

- A evapotranspiração potencial média diária estimada pelo método de Penman durante a estação seca, para na área de pastagem, foi de $3,9\text{mm/dia}$ e de $4,9\text{mm/dia}$ para a área de floresta, enquanto que pelo método de Priestley-Taylor foi de $4,1\text{mm}$ na pastagem e de $4,9\text{mm}$ na floresta. Durante a estação chuvosa a ETp média estimada pelo método de Penman foi de $4,3\text{mm/dia}$ na pastagem e de $5,3\text{mm/dia}$ na floresta, já pelo método de Priestley-Taylor a ETp foi de $4,4\text{mm/dia}$ na pastagem e de $5,6\text{mm/dia}$ na floresta.

- Entre os métodos de estimativas de ET, os métodos da razão de Bowen e Penman-Monteith foram os que apresentaram as melhores estimativas, portanto, esses métodos podem ser utilizados para estimar a ET na área de pastagem com boa precisão, tanto na estação seca como na chuvosa. Por outro lado, verificou-se que é possível estimar ET com razoável precisão, com base apenas no saldo de radiação (R_n). Recomenda-se para trabalhos futuros, analisar o balanço de energia nas duas áreas, e estimar a ET através do método de Thom-Oliver.

- Tendo em vista os resultados apresentados, esse trabalho apresenta uma modesta contribuição para a região Amazônica, e creio que poderá servir como base para parametrizações que são utilizadas nos modelos de meso e macro-escala.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRÉ, R.G.B.; SILVA FILHO, V.P.; MOLION, L.C.B.; NOBRE, C.A. Balanço de radiação sobre a Floresta Amazônica (estação seca e úmida). **Revista Brasileira de Meteorologia** 3:269-274, 1988.
- AVISSAR, R.; PIELKE, R.A. A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, 117(10): 2113-2136, Oct. 1989.
- AZEVEDO, P.V.; LEITÃO, M. de M.V.B.R.; SOUSA, I.F. Balanço de radiação sobre culturas, nas condições semi-áridas do cariri paraibano. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Salvador-Ba. **Anais** 01:33-38, 1990.
- BARTON, I.J. A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. **Journal of Applied Meteorology**. 18:43-47, 1979.
- BASTABLE, H.G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R.L.G.; FISCH, G.; NOBRE, C.A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, 13(07):783-796, Nov., 1993.
- BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Phys. Rev. Ser. 2**, Ithaca, 27:779-789, 1926.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. Theory, history and applications. Dordrecht, Holland, D. Reidel Publishing Company, 1982. 229p.
- CULF, A.D.; FISCH, G.; HODNETT, M.G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal of Climate**, 8(6):1544-1554, Mai., 1995.

- DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C.; ROBERTS, J.M.; SHUTTLEWORTH, W.J. Stomatal and conductance of tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 36:241-248, 1988.
- ECK, T.F.; DEERING, D.W. Canopy albedo and transmittance in spruce-hemlock forest in mid-september. **Agricultural and Forest Meteorology**. 59(3-4):237-248, July, 1992.
- DYER, A.J. A review of flux-profile relationships. **Boundary Layer Meteorology**, 7: 363-372, 1974.
- FISCH, G.; WRIGHT, I.R.; BASTABLE, H.G. Albedo of tropical grass: a case study of pre and post burning. **International Journal of Climatology**, 14(1): 103-107, Jan., 1994.
- FRITSCHEN, L.J. Accuracy of evapotranspiration determinations by the Bowen ratio method. **Journal of Applied Meteorology**, 3:38-48, 1965.
- GASH, J.H.C.; SHUTTLEWORTH, W.J. Tropical deforestation: albedo and surface-energy balance. **Climate Change**, 19(1-2):123-133, Sep., 1991.
- HICKS, B.B.; McMILLEN, R.T. On the measurement of dry deposition using imperfect sensors and in non-ideal terrain. **Boundary-Layer Meteorology**. 42(1-2):79-94, Jan. 1988.
- HUTCHISON, B.A. The distribution of radiation within a deciduous forest. **Ecological Monographs**. 42(2):185-207, 1977.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Deforestation in Brazilian Amazonia. São José dos Campos, Mai., 1992.
- ITIER, B.; CELLIER P.; RIOU, C. Actual evapotranspiration measurement by a simplified aerodynamic system. Advances in evapotranspiration proceedings of the national conference on advances in evapotranspiration. **American of Agricultural Engineers**. Dec 16-17, 1985. Chicago.

- JANUÁRIO, M.; VISWANADHAM, Y.; SENNA, R.C. Radiação solar total dentro e fora de floresta tropical úmida de terra firme (Tucuruí, Pará). **Acta Amazônica**, 22(3):335-340, Jul/Set. 1992.
- JENSEN, M.E. Consumptive use of water and irrigation water requirements. **American Society of Civil Engineers**, New York, 1973, 215p.
- KUMAR, K.K.; MAHESWARA Rao, V.U. Net radiation distribution in India. **Mausam**, 36(2):229-232, 1985.
- LEITÃO, M. de M.V.B.R. **Balanco de radiação e energia numa cultura de soja irrigada.** (Dissertação de Mestrado). Publicação DCA/CMM-TD Nº 03, Campina Grande, 1989, 110p.
- LEITÃO, M. de M.V.B.R. **Balanco de radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica. Campina, Campinarana e Mata Densa.** (Tese de Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Oct., 1994. 135p. (INPE 5587-TDI)
- LINACRE, E.T. Estimating the net-radiation flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, 5:49-63, 1968.
- LYRA, R.F.F.; NOBRE, C.A.; ROCHA, E.P.; ROCHA, H.R.; SOUSA, S. Efeitos do desmatamento sobre a termodinâmica da baixa atmosfera. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais** 2:81-84, Belo Horizonte, 1994.
- MANZI, A.O.; VISWANADHAM, Y.; SÁ, L.D.A.; ANDRÉ, R.G.B. **Um estudo sobre o balanço de radiação na Floresta Amazônica.** São José dos Campos, INPE, Jul. 1986. (INPE-3956-Pre/974).
- McWILLIAM, A.L.C.; ROBERTS, J.M.; CABRAL, O.M.R.; LEITÃO, M. de M.V.B.R.; da COSTA, A.C.L.; MAITELLI, G.T.; ZAMPARONI, C.A.P.G. Leaf area index and above-ground biomass of terra firme rainforest and adjacent clearings in Amazonia. **Journal of Functional Ecology**, 7:310-317, 1992.

- MONTEITH, J.L. Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms. **Soc. Exp. Biol.** New York , p 205-234, 1965.
- MOORE, C.J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology** , 38(1-3): 147-169, Oct., 1986.
- MOTA, F.S. **Meteorologia Agrícola**. Biblioteca Rural, Livraria Nobel S/A. 7ª edição , 376p., 1983.
- NOBEL, P.S. **Biophysical Plant Physiology and Ecology**. San Francisco, CA, Freeman, 1983. 608P.
- NOBRE, C.A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P.J. Impactos Climáticos do desmatamento da Amazônia. **Climanálise** , Vol 4:44-55, 1989.
- NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate** , 4(10):957-988, Oct., 1991.
- PENMAN, H.L. Natural Evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings Royal Society** , 193:120-145, 1948.
- PRIESTLEY, C.H.B. and TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review** , 106:81-92, 1972.
- RIBEIRO, J.B.M. **Análise Comparativa das Características Microclimáticas entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônia** (Tese de Mestrado). Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais, Jul, 1994. 67p.
- ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R.; FISCH, G.; MOLION, L.C.B.; MOORE, C.J.; SHUTTLEWORTH, W.J. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology** , 65:175-196, 1993.
- ROCHA, H.R. **Modelagem da Interação Biosfera-Atmosfera para a área de Floresta e de Pastagem na Amazônia** (Tese de

Mestrado)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Mai., 1992. 127p. (INPE 5454 TDI/496)

ROSEMBERG, N.J.; BLAD, B.L. and Verma, S.B. **Microclimate: The biological environment**. Sec. edition. John Willey & Sons. New York, 495p. 1983.

SALATI, DAH'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J.R. Recycling of water in Amazon basin and isotopic study. **Water Resources Research** , 15(5): 1250-1258, 1979.

SALATI, E. A Floresta e as Águas . **Revista Ciência Hoje** , 3(16): 58-64, 1985.

SANTOS ALVALÁ, R.C. dos. **Estudo da Partição de Energia em Terrenos Complexos (áreas desmatadas e florestas)**. (Tese de Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos , Nov, 1993. 152p. (INPE 5522TDI/519)

SHUTTLEWORTH, W.J. and CALDER, I.R. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation ? **Journal of Applied Meteorology** , 18: 639-646, 1979.

SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; MOORE, C.J.; ROBERTS, J.M.; MARQUES, A. de O.; FISCH, G.; SILVA FILHO, V. de P.; RIBEIRO, M.N.G.; MOLION, L.C.B.; SÁ, L.D.A.; NOBRE, C.A.; CABRAL, O.M.R.; PATEL, S.R.; de MORAES, J.C. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian Forest. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society** , 110(466): 1143-1162, Oct., 1984a.

----- Observations of radiation exchange above and below amazonian forest. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society** , 110(466): 1163-1169, Oct., 1984b.

SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; MOORE, C.J.; ROBERTS, J.M.; MOLION, L.C.B.; NOBRE, C.A.; SÁ, L.D.A.; MARQUES, A. de O.; FISCH, G.; JANUÁRIO, M.; FATTORI, A.P.;

- RIBEIRO, M.N.G.; CABRAL, O.M.R. Amazonian evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2:179-191, 1987.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; McNEIL, D.D.; MOORE, C.J.; WALLACE, J.S. An integrated micrometeorological system for evaporation measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 43(3-4): 295-317, Sept. 1988.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; ROBERTS, J.M.; NOBRE, C.A.; MOLION, L.C.B.; RIBEIRO, M.N.G. Post-Deforestation Amazonian climate: Anglo-Brazilian Research to improve predictions. **Journal Of Hydrology**, 129(1-4): 71-85, Dec., 1991.
- THORNTHWAITE, C.W. and HOLZMAN, B. The determination of evaporation from land e water surfaces. **Monthly Weather Review**, U.S. Dep. Agric. Washington, 67:4-11, 1939.
- THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographys Review**. 38:55-94, 1948.
- UBARANA, V.N.; Nobre, C.A. Experimentos Observacionais e Modelagem das Perdas por Interceptação da Precipitação na Floresta Amazonica. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais** 2: 85-88, Belo Horizonte, Oct., 1994.
- VERSTRAETE, M.M. Radiation transfer in plant canopies transmission of direct solar radiation and the role of leaf orientation. **Journal of Geophysical Research**, 92(D2):10986-10995, Sept.1987.
- VILLA NOVA, N.A. **Estudo Sobre o Balanço de Energia em Culturas de Arroz.** (Tese de Livre Docência). ESALQ-USP. Piracicaba, 1973, 78p.
- VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa de evapotranspiração na bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, 6(12):215-228, 1976.

VISWANADHAM, Y. Studies on radiation balance at a tropical station. **Pure and Applied Geophysics**, 97:183-213, 1972.

VISWANADHAM, Y.; MOLION, L.C.B.; MANZI, A.O.; SÁ, L.D.A.; SILVA FILHO, V.P.; ANDRÉ, R.G.B.; NOGUEIRA, J.L.M.; SANTOS, R.C. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during GTE/ABLE 2A Mission. **Journal of Geophysical Research**. 95(D9): 13669-13682., Aug., 1990.

VISWANADHAM, Y.; SILVA FILHO, V.P.; ANDRÉ, R.G.B. The Priestley-Taylor parameter α for the Amazon forest. **Forest Ecology and Management**. 38:211-225, 1991.

WRIGHT, I.R.; GASH, J.H.C.; ROCHA, H.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; NOBRE, C.A.; MAITELLI, G.T.; ZAMPORONI, C.A.G.P.; CARVALHO, P.R.A. Dry season micrometeorology. **Journal of Royal Meteorological Society**. 118(508):1083-1100, Oct., 1992.

WRIGHT, I.R.; MANZI, A.O.; ROCHA, H.R. Surface conductance of Amazonian pasture: model application and calibration for canopy climate. **Agricultural and Forest Meteorology**. 75:51-70, 1995.