



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE – 6123 – TDI / 584**

**CAMADAS LIMITE AMAZÔNICA:  
ASPECTOS OBSERVACIONAL E DE MODELAGEM**

Gilberto Fisch

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em dezembro de 1995.

INPE  
São José dos Campos  
1995

558.506.7(811.3)

1

Fisch, G.

Camada limite amazônica: aspectos  
observacionais e de modelagem / G. Fisch.  
- São José dos Campos: INPE, 1996.

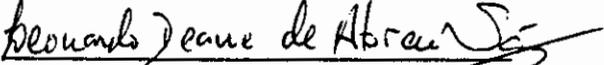
202p. - (INPE-6123-TDI/584)

1. Camada limite atmosférica. 2. Mode-  
lagem. 3. Amazonas (Região). 4. Pastagem.  
5. Florestas. 6. Experimento da Camada  
Limite de Rondonia - RBLE. I. Título.



Aprovada pela Banca Examinadora em  
cumprimento a requisito exigido para a  
obtenção do Título de Doutor em  
Meteorologia

Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

  
Presidente

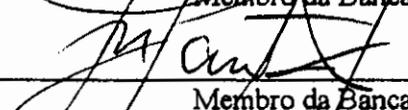
Dr. Carlos Afonso Nobre

  
Orientador

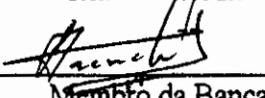
Dr. Antonio Ocimar Manzi

  
Membro da Banca

Dr. Jesus Marden dos Santos

  
Membro da Banca

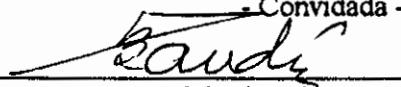
Dr. Sérgio Henrique Franchito

  
Membro da Banca

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias

  
Membro da Banca

Dr. Romisio Geraldo Bouhid André

  
- Convidada -  
Membro da Banca  
- Convidado -

Candidato: Gilberto Fernando Fisch

São José dos Campos, 13 de dezembro de 1995



Amazônia: um mistério ainda a ser desvendado ....



## RESUMO

Neste trabalho foram realizados estudos relativos à dinâmica da formação e evolução da Camada Limite Atmosférica (CLA) desenvolvidas sobre regiões de floresta tropical e área desmatada, na área de Ji-Paraná, no sudoeste da Amazônia. Estas análises foram realizadas com dados observacionais de radiossondagens, balão cativo e fluxos turbulentos de superfície coletados em dois sítios experimentais, durante a realização do Experimento da Camada Limite de Rondônia (RBLE) nas épocas secas de 1993 e 1994. A Camada Limite Noturna (CLN) desenvolvida sobre floresta (tipicamente com espessura de 350-380 m) é mais profunda do que sobre pastagem (230-250 m) devido à sua maior rugosidade e turbulência mecânica. Como consequência deste fato, a intensidade da inversão térmica da superfície na pastagem (tipicamente de 45-50 K.km<sup>-1</sup>) é superior ao da floresta (25-30 K.km<sup>-1</sup>). Durante o dia, o crescimento da Camada Limite Convectiva (CLC) sobre a pastagem (da ordem de 2000-2200 m) é aproximadamente 1000 m maior do que sobre floresta, uma vez que o primeiro possui uma maior taxa de liberação de calor sensível para a atmosfera. O crescimento da CLN e CLC foi estudado usando modelos numéricos uni-dimensionais. A modelagem uni-dimensional da CLN foi baseada em um modelo prognóstico de desenvolvimento da inversão térmica (Yamada, 1979). Os resultados obtidos ajustaram-se melhor aos pontos observacionais na área de pastagem do que sobre a floresta, embora subestimados: para os dados do RBLE 3 o modelo simulou uma altura final da CLN de 203 m para valor observacional de 230 m. Na floresta, a diferença entre as alturas observada e calculada foi de 149 m, provavelmente devido ao fato da estacionaridade do processo ocorrer na pastagem mais cedo do que na floresta. Resultados da sensibilidade do modelo mostraram que o resfriamento noturno da superfície é mais importante do que a divergência do fluxo de energia para o crescimento da CLN. No caso da CLC, um sistema de equações prognósticas, baseado na teoria desenvolvida por Tennekes (1973) foi desenvolvido, descrevendo a altura, a temperatura potencial virtual média da camada e a intensidade da descontinuidade térmica no topo da CLC e simulado com os dados do RBLE 2 e RBLE 3. Os resultados mostram que o modelo subestima os valores observacionais da altura da CLC e que esta diferença é maior na pastagem do que na floresta. A temperatura potencial média estimada pelo modelo superestima os valores observacionais e esta diferença é de aproximadamente 0,5 K na floresta e 1,5 K na pastagem. A pouca habilidade do modelo em representar o crescimento da CLC, principalmente na pastagem, é devido à circulação térmica secundária (brisa de floresta), originada pela disposição de linhas de remanescentes de floresta tropical inseridas em áreas de pastagem, alterando o balanço de energia da superfície e a erosão da CLN. Esta brisa foi simulada usando um modelo numérico bi-dimensional de mesoescala (The Regional Atmospheric Modeling System - RAMS) e seu sinal observado, através da intensificação do vento horizontal e de células convectivas. A estimativa da energia advectada nesta situação no início da manhã é de 0,07 K.m.s<sup>-1</sup>, a qual é da mesma ordem de magnitude dos fluxos turbulentos de superfície medidos.



## AMAZONIAN BOUNDARY LAYER: NUMERICAL AND OBSERVACIONAL ASPECTS

### ABSTRACT

The dynamics of the Atmospheric Boundary Layer (ABL) developed over tropical forest and deforested areas (pastures) have been studied, at Ji-Paraná area in the southwest of Amazônia. Two field experiments (Rondonia Boundary Layer Experiment - RBLE) using radiosondes, tethered balloon and turbulent surface fluxes at both experimental sites have been conducted during the dry season of 1993 and 1994 and this data-set is an unique opportunity to compare the structure and evolution of ABL developed over forest and pasture. The Nocturnal Boundary Layer (NBL) developed over forest (typically around 350-380 m) is deeper than over pasture (230-250 m) due its higher roughness and mechanical turbulence. As a consequence, the strength of thermal inversion is stronger at pasture (typically about 45-50 K.km<sup>-1</sup>) than over forest (25-30 K.km<sup>-1</sup>). During the daytime, the growth of Convective Boundary Layer (CBL) over pasture (typically about 2000-2200 m) is about 1000 m higher than over forest, as the former has a higher sensible heat flux to the atmosphere. The growth of NBL and CBL has been studied using uni and bi-dimensional models. The 1-D analyses of NBL were based on a prognostic model of thermal inversion (Yamada, 1979). The results obtained were better in the pasture than over forest, although underestimated: for RBLE 3 data the model simulated a height of 203 m for pasture similar to the observed height of 230 m. At forest, the difference between the observed and calculated heights was increased to 149 m, probably because the stationarity is reached first at pasture. Sensitivity analysis showed that the surface nocturnal cooling is more important than the divergence of turbulent flux for growth of the NBL. For CBL, a system of prognostic equations, based on the theory developed by Tennekes (1973), which describes the height, the average virtual potential temperature and the intensity of thermal discontinuity at the top of CBL as derived and simulated for RBLE 2 and RBLE 3 data-set. The results have shown that the model underestimated the observations and this difference is higher over pasture than at forest. The average potential temperature estimated by the model has presented a tendency to calculate higher values than 0,5 K over forest and 1,5 K over pasture. The inaccuracy of the model to represent the growth of CBL, mainly at pasture, is due to a kind of secondary thermal circulation (forest breeze), triggered by patches of remaining forest inside pasture area, which alters the heat budget at the surface and the erosion of NBL. This breeze has been simulated using a 2-D (x-z domain) mesoscale model (The Regional Atmospheric Modeling System - RAMS) and its signal has been observed, throughout the intensification of horizontal wind and convective cells. The estimates of energy advection at this designed scenarios at mid-morning yields an energy flux of 0,07 K.m.s<sup>-1</sup>, which has the same order of magnitude of the measured surface turbulent flux data.



## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Carlos A. Nobre pelo desafio enfrentado e orientação deste trabalho.

À Profa. Dra. Maria Assunção F. da Silva Dias pelo apoio e condução científica na realização das simulações numéricas com o RAMS.

Aos membros da Banca Examinadora Drs. J. Marden dos Santos, Romísio G.B. André, Sérgio H. Franchito, Leonardo D. de Abreu Sá e Antonio O. Manzi pela análise e correção criteriosa deste texto.

Aos colegas da Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA) do Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE) do Centro Técnico Aeroespacial (CTA) pelo apoio, suporte e auxílio na realização deste trabalho.

Aos colegas brasileiros da UFAL, UFPA, INPE, INPA, USP, INCRA, EMBRAPA e britânicos do IH participantes do Projeto ABRACOS, que ajudaram na realização dos experimentos RBLE 2 e RBLE 3.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão de bolsa " sandwich " de estudo no país com estágio no exterior (PDEE - 2374/93), durante o segundo semestre de 1993.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que, através dos Auxílios à Pesquisa 93/0642-7 e 94/0155-1, suportou financeiramente as campanhas de campo do experimento RBLE.

Aos coordenadores acadêmicos e aos professores do curso de Meteorologia do INPE pelo estímulo, auxílio e apoio no desenvolvimento deste estudo.

À Universidade de Taubaté (UNITAU), através da Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação e Departamento de Ciências Agrárias, pelo apoio a execução deste trabalho.

Aos colegas da USP e, em especial ao Wallace Menezes, pelas discussões técnicas e sugestões práticas durante a fase de delineamento das simulações numéricas do RAMS.

Ao Prof. Y. Viswanadham (*in memoriam*) pelo apoio e estímulo na fase inicial do curso de doutorado.

Aos Drs. A. Beljaars, A.W. Setzer, J. Lean e P.R. Rowntree pela cessão de dados utilizados nos apêndices B,D e E, respectivamente.

Aos meus familiares e, principalmente à minha esposa Simey e ao meu filho Arthur, que em muito se sacrificaram para a realização deste estudo.

À todos, muito obrigado

## PREFÁCIO

A Amazônia, ao longo de sua história, tem-se constituído em um constante desafio ao homem. A começar pela inspiração mitológica de seu próprio nome, invocando as mulheres guerreiras da antiguidade, ali supostamente encontradas em pleno século XVI, às margens do Rio Marañon. Daí a origem do rio das Amazonas, ponto de partida para a denominação genérica de toda uma imensa área de densas florestas cortadas por caudalosos rios, igapós e igarapés, apresentando exuberante fauna e flora e encerrando em seu sub-solo imensas riquezas naturais.

Os primeiros descobridores desta região (séculos XV e XVI) foram navegadores portugueses e espanhóis, tais como A. Vespúcio, V. Yáñez Pinzón, G. Pizarro, P. Teixeira, F. Orellana entre outros; que buscavam a colonização e/ou a procura do lendário *El Dorado* (região de abundante riqueza e ouro). Nos séculos XVIII e XIX, naturalistas brasileiros, por exemplo F.J. de Lacerda e Almeida e A. Rodrigues Ferreira, e estrangeiros como J.B.F. Aublet, K.F.P. Von Martius e J.B. Von Spix, exploraram cientificamente a região, visando a descrição do clima, da geologia, da fauna e flora Amazônica, para reis e imperadores. Mais recentemente, brasileiros ilustres se aventuraram pela região E. da Cunha, O. Cruz, C. Portinari Mal. Rondon, entre outros; contribuindo para o seu desenvolvimento e conhecimento. Há 40 anos atrás, o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) foi criado pelo governo federal, com a finalidade de coordenar e realizar pesquisas amazônicas, visando o aumento do conhecimento científico puro e aplicado. A partir daí, várias outras Instituições nacionais e internacionais tem se unido ao INPA, para desenvolver pesquisas na Amazônia.

É neste contexto que se insere este trabalho, procurando apresentar novos conhecimentos que auxiliem as decisões políticas a serem tomadas, sempre com o objetivo da melhoria de vida dos Amazônidas.

A temática Amazônica esta aí: perene, eterna desafiadora ...



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS .....	xvii
LISTA DE TABELAS .....	xxiii
LISTA DE SÍMBOLOS .....	xxvii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS .....	xxix
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u> .....	1
<u>CAPÍTULO 2 - ASPECTOS OBSERVACIONAIS</u>	
2.1 - Sítio Experimental e Instrumentação .....	7
2.2 - Descrição Climatológica .....	11
2.3 - Experimento RBLE .....	12
2.3.1 - Descrição Micrometeorológica do RBLE 2 .....	13
2.3.2 - Descrição Sinótica do RBLE 2 .....	16
2.3.3 - Descrição Micrometeorológica do RBLE 3 .....	17
2.3.4 - Descrição Sinótica do RBLE 3 .....	19
2.4 - Camada Limite Atmosférica .....	20
2.4.1 - Estudos Anteriores .....	20
2.4.2 - Características da CLA .....	24
2.4.3 - Camada Limite Noturna (CLN) durante o RBLE 2 .....	25
2.4.4 - Camada Limite Convectiva (CLC) durante o RBLE 2 .....	29
2.4.5 - Camada Limite Noturna (CLN) durante o RBLE 3 .....	31
2.4.6 - Camada Limite Convectiva (CLC) durante o RBLE 3 .....	33
2.5 - Destruição da Camada Limite Noturna (CLN) .....	35
2.5.1 - Características médias do perfil de temperatura potencial virtual e ventos durante a erosão da CLN .....	36
2.5.2 - Cálculo do aquecimento da CLN .....	38
<u>CAPÍTULO 3 - ASPECTOS DE MODELAGEM UNIDIMENSIONAL</u>	
3.1 - Modelo de Crescimento Diurno .....	43
3.1.1 - Equações do Modelo de Crescimento Diurno .....	44

3.1.2 - Discretização das Equações do Modelo .....	47
3.1.3 - Condições Iniciais e de Fronteira .....	48
3.1.4 - Resultados .....	51
3.1.5 - Análises de Sensibilidade .....	56
3.1.6 - Estimativa da altura final da CLB .....	62
3.2 - Modelo de Crescimento Noturno .....	63
3.2.1 - Equações do Modelo de Crescimento Noturno .....	63
3.2.2 - Discretização das Equações do Modelo .....	66
3.2.3 - Condições Iniciais e de Fronteira .....	67
3.2.4 - Resultados Obtidos .....	68
3.2.5 - Análises de Sensibilidade .....	71

#### CAPÍTULO 4 - ASPECTOS DE MODELAGEM 2-D -UTILIZAÇÃO DO MODELO RAMS

4.1 - Histórico .....	77
4.2 - Características da Simulação .....	79
4.3 - Resultados .....	84
4.3.1 - EXP 1: V. Real, com topografia e com faixas de floresta 1:3 .....	85
4.3.2 - EXP 2: V. Real, sem topografia e com faixas de floresta 1:3.....	94
4.3.3 - EXP 3: V. Nulo, com topografia e com faixas de floresta 1:3 .....	95
4.3.4 - EXP 4: V. Real, com topografia e considerando somente pastagem .....	102
4.3.5 - EXP 5: V. Real, com topografia e com faixas de floresta 1:1 .....	103
4.3.6 - EXP 6: V. Real, com topografia, com faixas de floresta 1:3 e solo inicial saturado .....	112
4.4 - Conclusões .....	112

#### CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS .....	123
---------------------------------	-----

APÊNDICE A - Estrutura da Camada Limite Atmosférica durante o evento Friagem .....	135
APÊNDICE B - Análises Comparativas entre dados observacionais do RBLE 2 e Previsões Numéricas do Tempo do ECMWF .....	145
APÊNDICE C - Partição de energia em áreas de floresta tropical e de pastagem na região de Ji-Paraná (RO), durante o RBLE 3 .....	155
APÊNDICE D - Efeito das queimadas durante o RBLE 3 .....	161
APÊNDICE E - Simulações climáticas do efeito do desmatamento .....	165

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Localização geográfica dos sítios experimentais de floresta tropical (F) e pastagem (P), na região de Ji-Paraná (RO) .....	8
2.2 - Descrição climatológica (período: 1982 - 1992) da região de Ji-Paraná (RO): precipitação (a) e temperatura do ar (b) .....	12
2.3 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante a fase A (3-11/7/93) do RBLE 2 (REBIO JARU). .....	14
2.4 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante a fase B (17 - 25/7/93) do RBLE 2 (PASTAGEM) .....	16
2.5 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o RBLE 3 (13 - 25/8/94) (REBIO JARU) .....	18
2.6 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o RBLE 3 (13 - 23/8/94) (PASTAGEM) .....	21
2.7 - Representação esquemática e idealizada do processo de entranhamento (a) e do desenvolvimento da CLA em condições noturnas (b), diurnas (c) e ciclo completo (d) .....	26
2.8 - Evolução temporal da camada limite noturna (CLN) para a área de (a) floresta (4-5/7/93) e (b) pastagem (19-20/7/93, durante o RBLE 2 .....	28
2.9 - Perfil vertical de temperatura potencial virtual para a área de floresta (a) no dia 05/7 às 17:00 HL e pastagem (b) no dia 22/7 às 17:00 HL .....	31
2.10 - Perfil vertical da temperatura potencial virtual médio às 17:00 HL para os sítios experimental de floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3 .....	36
2.11 - Perfis verticais médios de $\theta_v$ para os casos de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 e 8:30 HL, durante o RBLE 3.....	37

2.12 -	Perfis verticais médios do vento para os casos de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 e 8:30 HL, durante o RBLE 3.....	37
2.13 -	Perfis verticais médios do número de Richardson para os casos de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 e 8:30 HL, durante o RBLE 3 ....	38
2.14 -	Perfis esquemáticos da temperatura potencial virtual nos horários das 7:00 e 8:30 HL .....	39
3.1 -	Representação esquemática do perfil de temperatura potencial virtual desenvolvido na CLC .....	44
3.2 -	Representação esquemática do procedimento de integração numérica da CLC .....	48
3.3 -	Perfil inicial típico do desenvolvimento da CLC às 8:00 HL (dados obtidos do balão cativo) para o caso da floresta (RBLE 2) .....	51
3.4 -	Crescimento da altura simulada da CLC para as áreas de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 2 .....	53
3.5 -	Crescimento da temperatura potencial média da CLC para as áreas de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 2 .....	54
3.6 -	Crescimento da altura simulada da CLC para as áreas de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 3 .....	56
3.7 -	Crescimento da temperatura potencial média da CLC para as áreas de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 3 .....	57
3.8 -	Representação esquemática do procedimento de integração numérica da CLN .....	68
3.9 -	Crescimento simulado da altura da CLN para as áreas de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 3 .....	71
3.10 -	Crescimento da altura da CLN com os resultados obtidos nas simulações EXP N1 e EXP N2 para as áreas de floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3 .....	72
3.11 -	Distribuição horária do parâmetro J para os sítios de floresta e de pastagem. ....	73

3.12 -	Crescimento da altura da CLN com os resultados obtido na simulação EXP N4 para as áreas de floresta (a) e pastagem (b). .....	75
4.1 -	Corte bi-dimensional (x-z) da sondagem inicial (19/08/94 às 5:00 HL) utilizada nos experimentos numérico: temperatura potencial (a) e velocidade do vento (b) .....	81
4.2 -	Corte bi-dimensional (x-z) da topografia com a distribuição espacial da localização das faixas de floresta (F) e pastagem (P) .....	83
4.3 -	Série temporal da temperatura potencial áreas de pastagem (a) e floresta (b) e velocidade vertical (w) para as áreas de pastagem (c) e floresta (d) obtidas no experimento de controle (EXP 1). .....	87
4.4 -	Corte bi-dimensional (x-z) da temperatura potencial ( $\theta$ ) obtida no experimento de controle (EXP 1) para os horários das 19:00 HL (a), 5:00 HL (b), 9:00 HL(c) e 11:00 HL (d) .....	89
4.5 -	Corte bi-dimensional (x-z) da velocidade vertical (w) para os horários das 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b), e da velocidade horizontal (u') para os horários das 9:00 HL (c) e 11:00 HL (d) obtidos no experimento de controle (EXP 1). .....	91
4.6 -	Ciclo diurno da temperatura do solo (a) e fluxo de energia (b) nas áreas de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada) para o experimento de controle (EXP 1) .....	93
4.7 -	Corte bi-dimensional (x-z) da temperatura potencial ( $\theta$ ) obtida no experimento EXP 2 para os horários das 19:00 HL (a), 5:00 HL (b), 9:00 HL(c) e 11:00 HL (d) .....	96
4.8 -	Corte bi-dimensional (x-z) da velocidade vertical (w) para os horários das 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b) e velocidade horizontal (u') para os horários das 9:00 HL (c) e 11:00 HL (d) obtidos no experimento EXP 2. ....	98
4.9 -	Série temporal da evolução da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) para a pastagem e velocidades horizontais na área de pastagem (c) e floresta (d) obtidas do EXP 3 .....	100
4.10 -	Corte bi-dimensionais (x-z) da temperatura potencial ( $\theta$ ) às às 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b), velocidades vertical (c) e horizontal (d) obtidas no EXP 3 às 9:00 HL, respectivamente .....	104

4.11 -	Série temporal da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) e corte bi-dimensional da temperatura potencial (c) e velocidade vertical (d) obtidas no EXP 4 às 11:00 HL .....	106
4.12 -	Série temporal da temperatura potencial para as áreas de pastagem (a) e floresta (b) e velocidade vertical (w) para as áreas de pastagem (c) e floresta (d) obtidas no experimento EXP 5 .....	108
4.13 -	Corte bi-dimensionais (x-z) da temperatura potencial ( $\theta$ ) às 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b), velocidades vertical (c) e horizontal (d) obtidas no EXP 5 às 11:00 HL, respectivamente .....	110
4.14 -	Série temporal da evolução da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) na área de pastagem e corte bi-dimensional da temperatura potencial às 17:00 HL (c) e velocidade horizontal às 9:00 HL (d) obtidas no EXP 6 .....	114
A-1 -	Série temporal da temperatura média do ar na Rebio Jaru, entre os meses de maio à agosto de 1992 (a) e 1993 (b). .....	136
A-2 -	Imagens do Satélite Meteorológico GOES (canal infravermelho) obtidas nos dias 06 (a), 07(b) e 09(c) de julho de 1993, às 14:00 HL .....	137
A-3 -	Corte Latitudinal durante o evento Friagem das observações meteorológicas de superfície (PA= Porto Alegre, FI= Foz de Iguaçu, CG= Campo Grande, CY= Cuiabá e PV= Porto Velho) .....	138
A-4 -	Variação horária dos fluxos de energia (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o evento friagem, na REBIO JARU .....	140
A-5	Perfil vertical de temperatura potencial virtual (e) durante o evento friagem, na REBIO JARU (radiossondagem 17:00 HL) .....	142
A-6	Perfil vertical das componentes do vento durante o evento friagem, na REBIO JARU (radiossondagem 17:00 HL): componente zonal (a) e meridional (b) .....	143
B-1 -	Diagramas termodinâmicos dos perfis de temperatura do ar e do ponto de orvalho gerado pelo modelo do Centro Europeu e observações, para o dia 04/07/93, às 11:00 HL (a), 14:00 HL (b) e 17:00 HL (c). .....	148

B-2 -	Perfil vertical de temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) obtido dos valores gerados pelo modelo de Centro Europeu: dia 4/07 (a) e 5/07 (b), nos horários das 9:00, 11:00, 14:00 e 17:00 HL .....	149
B-3 -	Diagramas termodinâmicos dos perfis de temperatura do ar e do ponto de orvalho gerado pelo modelo do Centro Europeu: o dia 04/07/93, às 23:00 HL (a), 2:00 HL (b) e 5:00 HL (c) .....	150
B-4 -	Perfil vertical da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) obtido dos valores gerados pelo modelo do Centro Europeu para os dias 04/07 (a) e 05/07 (b), nos horários das 20:00, 23:00, 2:00 e 5:00 HL .....	149
B-5 -	Série temporal dos fluxos de calor sensível para os dias 4/07 (a) e 5/07 (b)	152
C-1 -	Ciclo diurno dos componentes do balanço de energia (radiação solar (S), saldo de radiação (Rn), fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE), conduzido ao solo (SHF), energia armazenada pela biomassa (B)) nos sítios experimentais de floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3 .	159
D-1 -	Série temporal da transmissividade da atmosfera nas áreas de floresta e pastagem, durante o RBLE 2 e RBLE 3.....	162
D-2 -	Série Temporal da água precipitável nas áreas de floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	163
D-3 -	Número de focos de queimadas nos sítios experimentais de floresta (F) e pastagem (P), em Ji-Paraná (RO), durante o RBLE 3: período de 5-11/7 (a), 12 - 18/7 (b) e 19 - 25/7 (c) .....	164
E-1 -	Valores médios mensais obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta e pastagem. ....	168
E-2 -	Valores médios horários obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta e pastagem, no mes de janeiro de 1996 (época chuvosa) .....	169
E-3 -	Valores médios horários obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta e pastagem, no mes de setembro de 1996 (época seca) .....	171



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Valores do balanço de energia na floresta (F) e pastagem (P), durante as fases I e II de RBLE 2 .....	15
2.2 - Valores componentes do balanço de energia na floresta (F) e pastagem (P), durante RBLE 3 .....	19
2.3 - Valores da altura da camada limite (h), da temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_v(h)$ ) e da descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ), em condições noturnas, na floresta e pastagem, durante o RBLE 2 .....	27
2.4 - Valores da altura da camada limite (h), da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) média da CLC e o gradiente de temperatura potencial virtual acima do topo da CLC ( $S_0$ ) em condições diurnas, na floresta e pastagem, durante o RBLE 2 .....	30
2.5 - Valores da altura da camada limite (h), da temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_v(h)$ ) e da descontinuidade inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ), em condições noturnas, na floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	33
2.6 - Valores da altura da camada limite (h), da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) média da CLC e o gradiente de temperatura potencial virtual acima do topo da CLC ( $S_0$ ) em condições diurnas, na floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	34
2.7 - Fluxos de energia liberados pela superfície ( $w'\theta_v'$ ) e armazenados pela biomassa (B) nos sítios experimentais de floresta e pastagem, no dia 22/8/94 .....	40
3.1 - Valores horários do fluxo turbulento de energia ( $w'\theta_v'$ ) e velocidade de fricção ( $u_*$ ) na floresta e pastagem, durante o RBLE 2 .....	49
3.2 - Valores iniciais da altura ( $h_i$ ), gradiente térmico acima da inversão ( $S_0$ ), temperatura potencial virtual média ( $\theta_v$ ) e descontinuidade térmica no topo da inversão ( $\Delta\theta_v$ ), para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 2 e RBLE 3 .....	51
3.3 - Simulação numérica do crescimento da CLC para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 2 .....	54

3.4 -	Simulação numérica do crescimento da CLC para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	55
3.5 -	Simulação numérica do crescimento da CLC para o sítio experimental de floresta: sensibilidade dos experimentos EXP C1, EXP C2 e EXP C3 .....	58
3.6 -	Simulação numérica do crescimento da CLC para o sítio experimental de floresta: sensibilidade dos experimentos EXP C4 e EXP C5 .....	59
3.7 -	Simulação numérica do crescimento da CLC para os sítios experimental de floresta e pastagem: sensibilidade do experimento EXP C6 .....	60
3.8 -	Simulação numérica do crescimento da CLC para o sítio experimental de pastagem: sensibilidade dos experimentos EXP C7 e EXP C8 .....	61
3.9 -	Valores do expoente $\alpha$ e dos coeficientes C1 e C2 ajustados para os sítios de floresta e pastagem, durante o RBLE 2 e RBLE 3 .....	66
3.10 -	Valores ajustados do coeficiente de proporcionalidade K da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ), para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	68
3.11 -	Valores médios horários da taxa de resfriamento ( $\partial\theta_v/\partial t$ ) e do fluxo turbulento ( $w'\theta_v'$ ) utilizados nas simulações da CLN, para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	69
3.12 -	Simulação numérica do crescimento da CLN para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 3 .....	70
3.13 -	Simulação numérica do crescimento da CLN para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante o RBLE 3: sensibilidade dos experimentos EXP N1, EXP N2, EXP N3 e EXP N4 .....	75
4.1 -	Características do modelo RAMS e opções utilizadas nestas simulações .....	80
4.2 -	Perfil de Umidade do Solo do sítio pastagem do dia 13/08/94, durante o RBLE 3 e utilizado para inicializar a simulação do RAMS .....	81
4.3a -	Parâmetros de controle para os tipos de vegetação .....	83
4.3b -	Parâmetros de controle para o tipo de solo escolhido .....	83

4.4 -	Valores da velocidade média na faixa de floresta ( $u'$ ), do gradiente térmico entre pastagem e floresta ( $\Delta\theta$ ), da espessura vertical ( $\Delta z$ ), do gradiente de temperatura do solo ( $\Delta T_G$ ) e do fluxo de energia advectado (ADV) obtidos com a simulação numérica do EXP 1 .....	84
A.1 -	Observações de tipo e cobertura de nuvens realizadas durante o evento Friagem, na REBIO JARU .....	138
A.2 -	Valores médios diários dos fluxos de energia (radiação solar (S), saldo de radiação ( $R_n$ ) e calor sensível (H)), temperaturas do bulbo seco ( $T_a$ ) e úmido ( $T_w$ ), velocidade (VEL) e direção (DIR) do vento durante o evento friagem, na REBIO JARU .....	140
B.1 -	Comparação entre os valores observados e gerados pelo modelo do ECMWF da altura da CLC (h) e do perfil médio ( $\theta_v$ ) .....	147
B.2 -	Comparação entre valores observados e gerados pelo modelo ECMWF dos valores diurnos integrados de fluxos de energia (saldo de radiação ( $R_n$ ), calor sensível (H) e calor latente (LE)). .....	151
C.1 -	Variação horária dos fluxos de energia: saldo de radiação ( $R_n$ ), calor conduzido ao solo (SHF), calor sensível (H) e latente (LE) e armazenado pela biomassa (B) .....	158



## LISTA DE SÍMBOLOS

ADV	- fluxo de energia advectado, $K.m.s^{-1}$
AP	- água precipitável, $g.cm^{-2}$
B	- fluxo total de energia armazenada na biomassa, $W.m^{-2}$
$B_t$	- fluxo de energia armazenada pela temperatura do ar, $W.m^{-2}$
$B_a$	- fluxo de energia armazenada pelo vapor d'água, $W.m^{-2}$
$B_b$	- fluxo de energia armazenado pelos troncos de árvores, $W.m^{-2}$
C1, C2	- fator de ajuste aos dados de floresta e pastagem (adimensional)
DIR	- direção do vento, $m.s^{-1}$
DU	- cisalhamento do vento zonal, $m.s^{-1}$
F	- fonte de energia, $K.s^{-1}$
G	- razão entre a contribuição mecânica e térmica, adimensional
$g_s$	- condutância estomática, $m.s^{-1}$
H	- fluxo turbulento de calor sensível, $W.m^{-2}$
h	- altura do topo da camada limite, m
$h_c$	- altura do topo da camada limite diurna, m
$h_j$	- altura do topo da camada limite noturna, m
J	- condutância estomática, $m.s^{-1}$
LE	- fluxo turbulento de calor latente, $W.m^{-2}$
q	- umidade específica, $g.kg^{-1}$
Ri	- número de Richardson, adimensional
$R_n$	- fluxo de Saldo de Radiação, $W.m^{-2}$
S	- fluxo de Radiação Solar, $W.m^{-2}$
SHF	- fluxo de calor conduzido ao solo, $W.m^{-2}$
$S_o$	- gradiente da temp. potencial virtual acima do topo da inversão, $K.Km^{-1}$
$T_a$	- temperatura do ar, $^{\circ}C$
$T_d$	- temperatura do ponto de orvalho, $^{\circ}C$
$T_w$	- temperatura do bulbo úmido, $^{\circ}C$
$u_*$	- velocidade de fricção, $m.s^{-1}$
$u'$	- velocidade horizontal do vento projetado no eixo, $m.s^{-1}$
VEL	- velocidade do vento, graus
w	- velocidade vertical do vento, $m.s^{-1}$
$w_*$	- escala de velocidade vertical característica, $m.s^{-1}$
$w'\theta_v'$	- fluxo turbulento de energia, $K.m.s^{-1}$
$\alpha$	- expoente da equação (3.2.3), adimensional
$\beta$	- razão de Bowen (H/LE), adimensional
$\Delta x, \Delta z$	- intervalo da grade horizontal e vertical, respectivamente (m)
$\Delta t$	- incremento de tempo, s
$\Delta\theta_v$	- gradiente horizontal de temperatura potencial, K
$\Delta\theta$	- intensidade da inversão térmica noturna, K
$\theta$	- temperatura potencial, K
$\theta_v$	- temperatura potencial virtual, K



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE -	Amazonian Boundary Layer Experiment
ABRACOS -	Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study
ADAS -	Atmospheric Data Acquisition System
ARME -	Amazonian Research Micrometeorological Experiment
AVHRR -	Advanced Very High-Resolution Radiometer
BATS -	Biosphere Atmosphere Transfer Scheme
CEPLAC -	Comissão Executiva do Plano da Lavoura Cacaueira
CLA -	Camada Limite Atmosférica
CLC -	Camada Limite Diurna (convectiva)
CLN -	Camada Limite Noturna (estável)
CPTEC -	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSU -	Colorado State University
DE -	Divisão de Engenharia do Exército
ECMWF -	European Centre of Medium-Range for Weather Forecast
ECT -	Energia Cinética Turbulenta
EMA -	Estação Meteorológica Automática
EXP C <sub>n</sub> -	Experimento número <i>n</i> da simulação da CBL
EXP N <sub>n</sub> -	Experimento número <i>n</i> da simulação da NBL
EXP <i>n</i> -	Experimento número <i>n</i> da simulação RAMS
FIFE -	First ISSPC Field Experiment
GMT -	Greenwich Meridium Time
GOES -	Geostacionary Operational Environmental Satellite
GTS -	Global Telecommunication System
HL -	horal local (GMT - 4 horas)
IAG -	Instituto Astronômico e Geofísico
IBAMA -	Instituto Brasileiro do Meio-Ambiente
IBGE -	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IBM-RISC -	International Business Machine (modelo RISC)
INPE -	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KNMI -	Royal Netherlands Meteorological Institute
LANDSAT -	Land Satellite
LBA -	Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia
LES -	Large-Eddy Simulation
LIDAR -	Light Detection and Ranging
MCGAs -	modelos de Circulação Geral da Atmosfera
NASA -	National Administration Space Agency
NOAA -	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM -	Organização Meteorológica Mundial
PIPS -	Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes
RAMS -	The Regional Atmospheric Modeling System
RBLE -	Rondonia Boundary Layer Experiment
REBIO JARU -	Reserva Biológica do Rio Jaru

SiB-1D - Simple Biosphere Model - 1 Dimensional  
SODAR - Sound Detection and Ranging  
TM - Thematic Mapper  
UKMO - United Kingdom Meteorological Office  
USP - Universidade de São Paulo

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

Na última década, a Amazônia tem sido foco de atenção mundial devido à sua riqueza mineral, à sua grande biodiversidade de espécies florestais e também pelos efeitos que o desmatamento em grande escala pode provocar no clima regional e global, nos ciclos biogeoquímicos.

Com relação a esta associação floresta-clima, o desenvolvimento da informática facilitou a utilização de modelos numéricos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) para se estudar o efeito dos processos de troca de energia entre a superfície e a atmosfera. Como ferramenta de análise da problemática do desmatamento, vários estudos de simulação numérica do clima em situações de floresta e desmatamento (troca de superfícies vegetadas de floresta por pastagens) já foram realizados (por exemplo Dickinson e Henderson-Sellers, 1988; Lean e Warrilow, 1989; Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al., 1993a; Lean e Rowntree, 1993; Manzi, 1993; Lean et al., 1996). Nestas simulações numéricas, parametrizações complexas dos processos de troca de energia na superfície têm sido desenvolvidas e incorporadas nos MCGAs, com o intuito de tornar estes modelos o mais próximo da realidade possível (Dickinson et al., 1986; Sellers et al., 1986 ; Noilham e Planton, 1989). De modo geral, os resultados obtidos convergem em que ocorrerá um aumento de temperatura do ar próximo a superfície (variando de 0,6 a 2,0 °C), uma redução nos totais de precipitação e evaporação (de 20 a 30 % do valor de floresta) e uma estação seca mais prolongada. Estas modificações certamente acarretariam implicações ecológicas importantes.

Entretanto, devido a própria escala de resolução espacial, estas simulações assumem o desmatamento imediato e total da região Amazônica. Na realidade, este processo é progressivo, produzindo áreas desmatadas adjacentes (circunvizinhas) à áreas de floresta tropical. Para um perfeito entendimento dos processos físicos que ocorrem nesta interface, são necessários estudos com modelos numéricos de resolução espacial/temporal melhor do que os MCGAs, sendo que modelos de mesoescala se apresentam como mais adequados. Por exemplo, Avissar e Chen (1993a) simulam o processo físico de circulação térmica gerada pelo contraste de cobertura vegetal, sugerindo que a convergência dos ventos e umidade nos baixos níveis sob a área desmatada possa iniciar mais cedo o processo de formação de nuvens e, conseqüentemente, alterando todo o balanço de radiação e energia subsequente. Silva Dias e Regnier (1996) também simulam a circulação térmica gerada por áreas adjacentes de floresta e pastagem na Amazônia, obtendo indícios da formação de circulação local.

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a parte mais baixa da atmosfera, caracterizada por fluxos verticais de momentum, calor e vapor d'água que são resultantes da interação com a superfície (Carson, 1987). Por outro lado, a CLA também interage com estes fluxos, modificando-os e propagando-os na troposfera baixa. A maior parte dos MCGAs tratam a CLA de uma maneira simples, em que algumas camadas dos MCGAs são colocadas dentro da CLA e os processos parametrizados em função das variáveis prognosticadas pelo próprio modelo (Henderson-Sellers et al., 1993b). Classicamente, pode-se assumir dois tipos de inclusão da CLA em MCGAs (Deardoff, 1972): o primeiro é o de colocar várias camadas na parte próxima à superfície e resolver a estrutura vertical explicitamente ("multi-layer scheme"). Este procedimento é mais realista, porém demanda um consumo maior de tempo de computador. Além disso, este método determina a altura da CLA através de relações diagnósticas. A outra técnica é a de considerar a camada da CLA como uma camada única ("bulk layer") e a de parametrizar seus fluxos através de relações entre esta camada e a superfície. Este método é simples, computacionalmente eficiente e permite a obtenção de equações prognósticas para a altura da CLA.

O cálculo dos fluxos turbulentos de superfície é um dos mais importantes componentes dos esquemas de parametrizações da camada limite atmosférica (CLA). Além disso, segundo Garratt (1993), também são necessárias estimativas da espessura da CLA e dos valores de fluxos em toda a CLA. A evolução temporal da altura da CLA é importante para a distribuição vertical de energia, momentum e vapor d'água e formação de nuvens, ao passo que o perfil vertical dos fluxos é necessário para estimativas da divergência dos fluxos verticais e/ou fluxos na base da inversão térmica (fluxo de entranhamento). Na última década, vários esquemas para o cálculo dos fluxos de superfície e características da CLA foram propostos. Garratt (1993) realiza uma excelente revisão sobre estas parametrizações e como elas são incorporadas nos MCGAs. Especificamente com relação às parametrizações da CLA, Garratt observa que a maior parte dos MCGAs não prognosticam a espessura da camada, possuindo entre 1 e 4 níveis abaixo de 1-2 km. Estes dois fatos dificultam o desenvolvimento de convecção úmida (nuvens cúmulos rasos) e da correta representação da camada limite noturna.

Recentemente, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) estabeleceu um programa mundial, para que as várias parametrizações existentes sobre os processos físicos à superfície fossem testadas para diferentes regiões geográficas e os resultados comparados entre si (Programa PILPS: "Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes", Henderson-Sellers et al., 1993b). Este programa mostra a preocupação que usuários de MCGAs estão tendo em representar, de forma mais adequada e realista possível, os processos que ocorrem à superfície e que afetam a CLA.

Um outro aspecto que deve ser levantado com relação à representação dos processos de troca turbulenta de superfície e características da CLA diz respeito a variabilidade espacial dos mesmos. Nos estudos acima mencionados, as parametrizações propostas são assumidas como válidas em todas as células das grades utilizadas. Entretanto, os modelos de fluxos de mesoescala (escala da sub-grade) mostram que a descontinuidade do tipo de superfície pode gerar fluxos de mesoescala comparáveis ou superiores aos fluxos turbulentos (Avissar e Chen, 1993b). Recentemente, Avissar e Chen (1993a) realizaram uma simulação numérica da justaposição de áreas de floresta e pastagem na Amazônia e seus resultados mostram que os fluxos de mesoescala (advectivos) geram muita turbulência no meio da CLA (aproximadamente 400 a 500 m de altura) e que os fluxos turbulentos são mais efetivos próximos à superfície. Integrando-se verticalmente, os fluxos de mesoescala são duas vezes maiores do que os turbulentos.

Uma vez determinada a importância da CLA para a correta determinação/simulação do clima, são necessários dados para calibração/validação dos modelos acima descritos. Discutindo a validação de esquemas da camada limite, André (1985) observa que este problema é de difícil consenso e propõe que o mesmo que seja dividido em 3 etapas:

- a) validação da física de pequena escala;
- b) comparação em 3 dimensões usando MCGAs e
- c) comparações de modelos unidimensionais com dados observacionais e com resultados de modelos detalhados da camada limite.

Com relação aos itens *a* e *b*, ainda segundo André (1985), o autor considera que estes aspectos já foram analisados (no caso de construção de modelo) ou introduzem aspectos adicionais externos, como o caso de transportes advectivos. Em relação ao item *c*, os estudos observacionais sobre a estrutura da camada limite planetária na região de floresta tropical da Amazônia são limitados e se resumem às análises dos dados coletados durante o experimento ABLE ("Amazonian Boundary Layer Experiment"), durante os anos de 1985 (ABLE 2A) e 1987 (ABLE 2B), realizado na Amazônia Central (Manaus, AM). Os aspectos micrometeorológicos dos fluxos turbulentos de superfície na mesma região foram detalhadamente analisados e condensados em Shuttleworth (1988), com dados coletados durante o experimento ARME ("Amazonian Research Micrometeorological Experiment"), entre os anos de 1983-1985. Recentemente, foi instalado o experimento ABRACOS ("Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study"), que visa identificar os principais mecanismos de troca de energia e momentum entre a superfície e a camada limite superficial, considerando diferentes tipos de superfície (floresta tropical e área desmatada para pastagem), em diferentes locais da Amazônia: Central (Manaus, AM), Ocidental (Marabá, PA) e Oriental (Ji-Paraná, RO). Algumas análises destes dados já foram realizadas (Wright et al., 1992; Bastable et al., 1993; Santos Alvalá, 1993; Fisch et al.,

1994; Culf et al., 1995, 1996), embora todos eles estejam relacionados com características e/ou fluxos de superfície.

O experimento RBLE ("Rondonia Boundary Layer Experiment") foi idealizado e realizado com o intuito de coletar dados que possibilitem o entendimento de como a CLA se desenvolve em áreas com diferentes tipos de superfície (sítios experimentais de floresta e pastagem), na região da Amazônia Ocidental.

Este trabalho contribui para a pesquisa micrometeorológica em aumentar o conhecimento da estrutura da CLA amazônica desenvolvida sobre regiões de floresta tropical e de áreas desmatadas (pastagens), através da determinação de seus aspectos observacionais e da utilização de modelagem numérica para analisar os principais mecanismos de crescimento (turbulência térmica e mecânica, fluxo de entranhamento, resfriamento radiativo da superfície e divergência vertical do fluxo de energia) e também para estudar o impacto de forçantes externas (contrastes fisiogeográficos, topografia, ventos, umidade no solo) na dinâmica e formação da CLA. Nestas análises serão utilizados os dados coletados pelo experimento RBLE.

O trabalho será dividido em 3 etapas distintas, todas elas versando sobre as características da camada limite atmosférica da Região Amazônica. No capítulo 2 são descritos os aspectos observacionais da CLA na região sudoeste da Amazônia, com os resultados obtidos nos experimentos RBLE 2 e RBLE 3. A seguir, no capítulo 3, é desenvolvido um modelo numérico de crescimento da camada limite para condições diurnas e noturnas e comparado com observações ocorridas em julho de 1993 (RBLE 2) e agosto de 1994 (RBLE 3), em áreas de floresta e de pastagem. Foram realizadas análises de sensibilidade do modelo para diferentes características e mecanismos físicos. Os resultados obtidos no Capítulo 3 motivaram o estudo da formação de circulação local de meso-escala, originada pelo contraste de cobertura vegetal entre floresta e pastagem. Estas análises, as quais são mostradas no Capítulo 4, foram realizadas através da simulação de um modelo numérico de meso-escala (RAMS- The Regional Atmospheric Modeling System), com dados obtidos durante o experimento RBLE 3. Além desta simulação, foram realizados testes de sensibilidade com diferentes condições de contorno e inicial, visando entender como a Camada Limite Atmosférica responde a estas mudanças. No Capítulo 5 são apresentados os principais resultados obtidos neste estudo, bem como as sugestões para trabalhos futuros.

Durante a realização deste trabalho, várias situações meteorológicas de interesse ocorreram e foram analisadas com os dados coletados nos experimentos ABRACOS/RBLE. No Apêndice A serão abordados os aspectos observacionais das modificações de superfície e da estrutura da camada limite atmosférica, devidos à penetração de uma frente-fria na Amazônia. Análises comparativas entre os dados

observacionais do RBLE 2 e Previsões do Modelo Numérico do Centro Europeu de Previsão de Tempo (ECMWF) para o mesmo período serão realizadas no Apêndice B. A partição de energia em áreas de floresta tropical e de pastagem, durante o experimento RBLE 3, será analisada no Apêndice C. Uma estimativa do efeito das queimadas ocorridas durante o RBLE 3 será abordada no Apêndice D e finalmente, no Apêndice E, usando resultados de simulações climáticas de MCGAs (modelo do Hadley Centre - UK Met Office ) para o problema do desmatamento da Amazônia, também serão realizadas análises comparativas dos fluxos de superfície e de elementos climáticos entre os resultados gerados por este modelo e valores observacionais, bem como das diferenças devidas à mudança de cenários (floresta tropical e pastagem).



## CAPÍTULO 2

### ASPECTOS OBSERVACIONAIS

Neste capítulo serão discutidas as principais características da camada limite amazônica desenvolvida sobre superfícies de floresta tropical e de pastagem. Também serão abordadas as características instrumentais dos equipamentos utilizados nas medidas.

Segundo o IBGE, a área da Amazônia Legal no Brasil é de 5.032.925 km<sup>2</sup>, compreendidos pelos estados do Pará, Amazonas, Rondônia, Roraima, Acre e Amapá e parte dos estados do Tocantins, Mato Grosso e Maranhão. Imagens de satélites analisadas pelo INPE estimam em 126.000 km<sup>2</sup> a área já desmatada até 1991, com uma taxa de desmatamento anual de 21.000 km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup> durante o período de 1978 - 1989, decrescendo este valor para 11.130 km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup>, durante os anos de 1990-1991 (INPE,1992).

O estado federal de Rondônia cobre uma área de aproximadamente 243.000 km<sup>2</sup>, que representa aproximadamente 5% da Amazônia Legal. Até a década de 70, a média populacional da região era de menos de 1 habitante por km<sup>2</sup>. A partir dos anos 70, com a política de ocupação da região Amazônica adotada pelo Governo Federal, a migração e colonização de Rondônia foi facilitada pela construção da estrada de rodagem BR-364, ligando Cuiabá (Mato Grosso) a Porto Velho (Rondônia). Imigrantes, vindos principalmente dos estados da região sul (RS, SC e PR), transformaram grandes áreas de floresta em áreas de pastagem para criação de gado. A arquitetura das estradas vicinais foi estruturada de tal forma que a ocupação humana da região gerou áreas de pastagens intercaladas com linhas ou faixas de floresta tropical intacta, formando a configuração conhecida como "espinha de peixe". Este aspecto da cobertura vegetal tem grande influência na estrutura da CLA da região e é estudada com mais detalhes no Capítulo 4.

#### 2.1 - SÍTIO EXPERIMENTAL E INSTRUMENTAÇÃO

O experimento RBLE teve por finalidade a coleta de dados sobre a camada limite amazônica desenvolvida em áreas de floresta tropical e de pastagem. Com este intuito, foram realizadas radiossondagens convencionais e perfilamentos detalhados com balão cativo, durante os meses de julho de 1993 (RBLE 2) e agosto de 1994 (RBLE 3), nas proximidades da cidade de Ji-Paraná, no limite leste do Estado de Rondônia.

A Reserva Biológica do Rio Jaru (REBIO JARU) é uma extensa área (268.150 ha) de floresta tropical intacta, protegida e conservada pelo Instituto Brasileiro do Meio-Ambiente (IBAMA). A REBIO JARU situa-se entre os paralelos de 10° 05' e 10° 19' S e entre os meridianos de 61° 35' a 61° 57' W, com uma altura variando de 100 a 150 m em relação ao nível do mar. O local de instalação dos equipamentos e coleta de dados situa-se a 10° 05' S, 61° 55' W, com altura de 120 m. Esta localidade situa-se a aproximadamente 80 km a nordeste da cidade de Ji-Paraná. O acesso à área da REBIO JARU é feita por embarcações fluviais e a área utilizada para os lançamentos de radiossondagem e balão cativo ficava às margens do Rio Machado (também conhecido como Rio Ji-Paraná), em uma pequena clareira com infra-estrutura local (alojamentos, laboratórios, cozinha, energia elétrica, etc). Uma análise mais detalhada da vegetação na área pode ser encontrada em McWilliam et al. (1996). Resumidamente, a vegetação pode ser descrita como característica de floresta de *terra-firme* com altura média das copas de aproximadamente 33 m, embora apresente árvores emergentes de até 45 m.

A área de pastagem é uma fazenda (Fazenda Nossa Senhora de Aparecida) de criação de gado, em que a vegetação natural (floresta) já foi totalmente retirada e trocada por gramínea (*Brachiaria brizantha*). Estima-se que este processo já tenha ocorrida há mais de 10 anos. As coordenadas geográficas do sítio de pastagem são de 10° 45' S, 62° 21' W, com altura média de 220 m. A fazenda situa-se a aproximadamente 15 km da cidade de Ouro Preto D'Oeste (RO) e o acesso é feito por automóveis.

Na Figura 2.1 observa-se a localização geográfica da região de Ji-Paraná em relação ao Brasil e do estado de Rondônia (Figura 2.1a) e uma ampliação da área de estudo, mostrando as duas áreas experimentais de floresta e pastagem (Figura 2.1b).

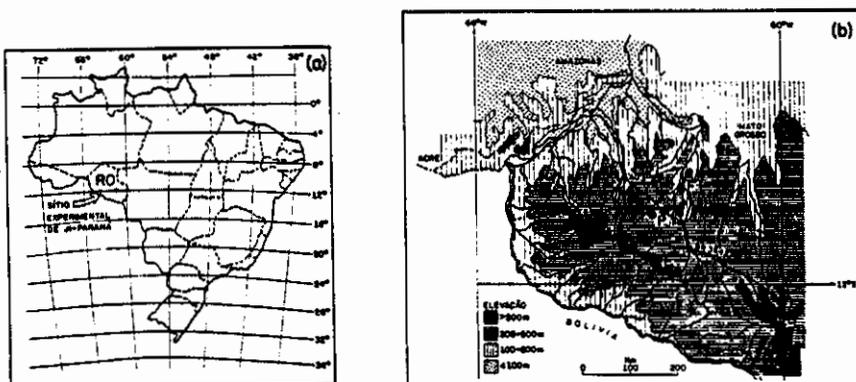


Fig. 2.1 - Localização geográfica dos sítios experimentais de floresta tropical (F) e pastagem (P), na região de Ji-Paraná (RO).

As informações meteorológicas de altitude foram coletadas pelo sistema de radiossondagem Vaisala (Finlândia), através de lançamentos de radiossonda RS80-15N. Esta sonda possui sensores de temperatura do ar (termistor- THERMOCAP), de umidade relativa (capacitor eletrônico-HUMICAP) e de pressão atmosférica (cápsula barométrica-BAROCAP), a qual ao ser lançada na atmosfera, emite sinais com taxa de amostragem de 0,5 Hz, os quais são compactados em médias de 10 s. As informações relativas ao vento (direção e velocidade) foram obtidas através do sistema OMEGA de localização, permitindo a obtenção de informações a cada 10 s. As radiossondas eram acopladas em um balão meteorológico que possuía, em média, uma taxa de ascensão de 5 m.s<sup>-1</sup>. Ao ser lançada, a radiossonda era calibrada com valores medidos na superfície por instrumentos independentes: psicrômetro para a temperatura e umidade relativa do ar, barômetro para a pressão atmosférica e um sistema de direção e velocidade do vento. Normalmente a radiossondagem atingia uma altitude superior a 20 km, embora neste estudo em particular apenas os valores até 5 km serão utilizados. Os dados coletados durante a ascensão livre do balão eram transmitidos na frequência de 403 MHz, com uma pequena variação para conciliar com os dados enviados pelo balão cativo. Ligado ao sistema Vaisala havia um computador PC que armazenava as informações após o final de cada radiossondagem. Segundo o fabricante, a resolução do sensor de temperatura é de 0,1 °C, a do sensor de umidade é de 1 % e a resolução do sensor de pressão é de 0,1 hPa. Com relação a resolução na determinação do vento, o fabricante determina uma resolução de 0,5 m.s<sup>-1</sup> para a velocidade e 1 grau para a direção do vento.

Durante a campanha de coleta de dados do RBLE 2, utilizou-se o equipamento da Vaisala conhecido por MARWIN, que é um sistema portátil. Este sistema foi alugado à AVIBRÁS S.A. Para o RBLE 3, foram utilizados dois equipamentos da Vaisala, denominados de PC-CORA. Este último equipamento é um moderno sistema de radiossondagem, pois consiste de um microcomputador, com placas eletrônicas específicas adicionais que recebem os dados transmitidos pela sonda, e que realiza todos os cálculos da sondagem.

Os dados referentes ao balão cativo foram coletados pelo sistema Atmospheric Data Acquisition System (ADAS) da A.I.R. Company (USA), através do içamento de um balão tipo zepelin. Acoplado a este balão, encontrava-se a sonda meteorológica que possui um sensor de temperatura seca e úmida (termopar), com ventilação forçada, um barômetro aneróide, um anemômetro de conchas (velocidade do vento) e uma bússola magnética. Esta sonda coletava dados a cada 10 s e os emitia na frequência de 403,5 MHz. Ligado ao sistema ADAS estava um computador PC que armazenava as informações em tempo real. Da mesma forma que os dados da radiossondagem eram calibrados antes de cada lançamento, os dados da sonda do balão cativo eram observados antes de cada subida e ao final da descida, para posterior correção, quando necessário. Segundo o fabricante, a resolução do sensor de temperatura é de 0,1 °C, a resolução do sensor de pressão atmosférica é de 0,1 hPa, a resolução do sensor de velocidade é de 0,1 m.s<sup>-1</sup> e a da direção do vento é de 1 grau. Os

perfis de subida e descida do balão cativo eram controlados por guincho mecânico e a taxa de ascensão foi de aproximadamente  $1 \text{ m.s}^{-1}$ .

No RBLE 2 foi utilizado um balão cativo de  $7,5 \text{ m}^3$ , controlado por um guincho simples (sem controle da taxa de ascensão do balão). Para o experimento RBLE 3, usaram-se 2 balões cativos de  $5,25 \text{ m}^3$ , controlados por guinchos modernos (A.I.R.) e com controle de velocidade. Neste último experimento, também utilizou-se um sistema de polias, que facilitava as operações com o balão cativo.

Tendo em vista a acurácia dos sensores de radiossondagem e balão cativo, de suas taxas de amostragem e de como a camada limite atmosférica varia de sua condição diurna para noturna, optou-se por utilizar os dados de radiossondagens para as análises da camada limite diurna e os dados de balão cativo para as análises da camada limite noturna. Este procedimento teve o intuito de preservar, ao máximo, as informações contidas em cada um dos conjuntos de dados.

Costa (1994) realizou uma comparação dos valores de temperatura e umidade obtidos pelos equipamentos de radiossondagem e de balão cativo, observando que estes valores são coerentes entre si, mesmo sendo obtidos por instrumentos diferentes. Com relação à velocidade do vento, os valores obtidos pelo balão cativo superestimam os valores de radiossondagem. Entretanto, o autor não levou em consideração o fato da medida do balão cativo ser pontual e a de radiossondagem suavizada, através da interpolação vertical, pois o sistema Vaisala utiliza um ajuste "cubic-spline" na determinação da velocidade do vento médio da camada.

Para os estudos de evolução temporal da camada limite, não só os dados de perfis eram necessários, como também dados complementares de fluxos turbulentos (momentum, calor sensível e latente) à superfície e de observações meteorológicas. Com relação aos fluxos turbulentos, em cada um dos locais experimentais, havia um instrumento de correlação de vórtices turbulentos (Hydra) para medidas dos fluxos em questão. Este equipamento, descrito em detalhes em Shuttleworth et al. (1988), coletava dados horários dos fluxos e de alguns parâmetros derivados (por exemplo, velocidade de fricção). Estes valores foram obtidos a partir de dados coletados na frequência de 10 Hz. Os dados obtidos em estações meteorológicas automáticas (EMA) instaladas em cada um dos sítios foram: fluxo de radiação solar incidente e saldo de radiação, fluxo de calor conduzido ao solo (pastagem), temperaturas do ar (bulbos seco e úmido, com ventilação forçada), direção e velocidade do vento e precipitação. Estes dados, coletados à taxa de 0,5 Hz, foram armazenados em médias horárias. No caso do experimento na área de floresta, tanto o Hydra como a EMA estavam distantes cerca de 5 km do local de lançamento de radiossondagem e balão cativo, por motivos operacionais. Entretanto, na área de pastagem estes equipamentos situavam-se num raio de 200 m.

## 2.2 - DESCRIÇÃO CLIMATOLÓGICA

A única fonte de informações climatológicas na área de Ji-Paraná (RO) é uma estação climatológica convencional da Comissão Executiva do Plano da Lavoura Cacaueira (CEPLAC), localizada em Ouro Preto D'Oeste. Esta pequena localidade situa-se aproximadamente a 15 km da área experimental de pastagem e aproximadamente a 50 km da área de floresta. Dessa maneira, para fins climatológicos, é bastante razoável generalizar as informações deste único ponto como abrangente de toda a área do experimento.

O período de coleta de dados compreendeu os anos de 1982 a 1992, totalizando 10 anos completos. As informações obtidas (valores médios mensais) foram analisadas visando fornecer características gerais desta região. Dessa maneira, optou-se por apresentar e discutir apenas as informações referentes à precipitação e temperatura do ar.

A distribuição da precipitação (Figura 2.2a) apresenta uma forte sazonalidade: durante os meses de novembro a abril (período chuvoso), a precipitação mensal é superior a 200 mm.mês<sup>-1</sup>, enquanto que os meses de junho a agosto são extremamente secos (precipitação menor que 20 mm.mês<sup>-1</sup>). Este comportamento é coerente com a distribuição regional da precipitação para a área sudoeste da Amazônica (Figueroa e Nobre, 1990; Marengo, 1992) e com a descrição efetuada por Horel et al. (1989) sobre a migração sudeste/noroeste da convecção amazônica. O regime de precipitação induz o padrão do comportamento da temperatura do ar.

Com relação à temperatura do ar, os dados coletados mostram uma sazonalidade da temperatura média do ar, sendo que os meses mais quentes e mais frios são, respectivamente, outubro (25,5 °C) e julho (22,6 °C). O mês mais quente coincide com o final da época seca e o mês mais frio corresponde à influência de penetrações de massas de ar frio trazidas por sistemas frontais. Embora esta região esteja relativamente próxima do Equador (10 °S), eventualmente ela sofre a ação de sistemas frontais, provocando o fenômeno denominado localmente de friagem. Hamilton e Tarifa (1978) estudaram detalhadamente a penetração de um sistema frontal nesta região durante o inverno de 1972, que provocou temperaturas da ordem de 13 °C, em Cuiabá (MT). Os valores de temperatura máxima do ar em Ji-Paraná (RO) são aproximadamente 30 °C, apresentando um pico de 31,9 °C no mês de agosto. Os valores de temperatura mínima mostram uma sazonalidade um pouco mais pronunciada, sendo julho o mês de valor mínimo (17,7 °C). Na Figura 2.2b são apresentados os valores médios mensais de temperatura do ar máxima, média e mínima.

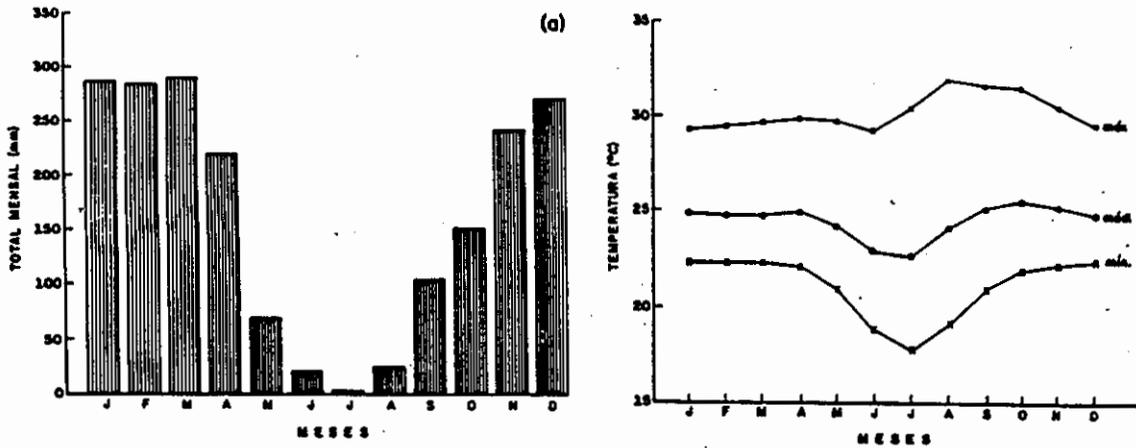


Fig. 2.2 - Descrição climatológica (período 1982-1992) da região de Ji-Paraná (RO): precipitação (a) e temperatura do ar (b).  
Fonte: CEPLAC

### 2.3 - EXPERIMENTO RBLE

O Experimento RBLE teve 3 missões de coleta de dados distintas: a campanha do RBLE 1 foi realizada no final da época seca de 1992, durante o período de 10 de setembro a 3 de outubro de 1992. Nesta campanha somente foram coletados dados sobre a área de floresta. A missão do RBLE 2 compreendeu duas etapas distintas: a Fase A do experimento ocorreu durante o período de 03 a 11 de Julho de 1993, numa área de floresta tropical intacta (REBIO JARU), sendo que a Fase B deste experimento ocorreu no período de 17 a 25 de Julho de 1993, em uma área de pastagem (Fazenda Nossa Senhora da Aparecida). Ambas as fases de medidas ocorreram durante a estação seca da região e, durante a Fase A, ocorreu a penetração de um sistema frontal na região (friagem). A campanha de coleta de dados do RBLE 3 foi a mais complexa, pois envolveu a realização simultânea de radiossondagens e perfilamento por balão cativo nas áreas de floresta e pastagem. Este experimento ocorreu durante o período de 13 a 25 de agosto de 1994, durante uma fase bem intensa da época seca deste ano. Também ocorreram muitas queimadas na região.

A seguir, serão apresentadas descrições micrometeorológicas e de grande escala durante os experimentos RBLE 2 e RBLE 3. Neste trabalho, em particular, não são realizadas análises com os dados coletados durante o RBLE 1. Mais detalhes sobre os resultados deste experimento podem ser encontradas em Lyra et al. (1995).

### 2.3.1 - DESCRIÇÃO MICROMETEOROLÓGICA DO RBLE 2

Durante o decorrer do experimento na área de floresta, ocorreu uma mudança brusca nas condições micrometeorológicas de superfície e sinóticas. Este fato deveu-se à penetração de uma frente fria (friagem) na região (dias 06-07/7/93), a qual modificou toda a estrutura termodinâmica da atmosfera. Na Figura 2.3a é mostrado o comportamento do fluxo de radiação solar durante a fase A do RBLE 2. O ciclo diurno é bem caracterizado e, com exceção do dia 07/07/93, apresenta-se típico da época seca: o fluxo de radiação solar atinge picos de até  $800 \text{ W.m}^{-2}$ . Na Figura 2.3b, que mostra o comportamento da temperatura do ar, é marcante a influência da friagem: no dia 07/07/93, a temperatura máxima foi inferior às temperaturas mínimas dos dias anteriores, típicos daquela região. Após este dia, gradativamente a atmosfera foi se aquecendo, sendo que no dia 10/07 ela já estava quase nas mesmas condições típicas de antes da ocorrência da friagem. No Apêndice A encontra-se uma descrição detalhada deste evento e de como a estrutura termodinâmica da camada limite atmosférica foi afetada pela friagem. A temperatura máxima observada foi de  $32 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , sendo a mínima de  $21 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (sem considerar o efeito da friagem). Devido ao resfriamento radiativo noturno e a grande quantidade de vapor d'água na atmosfera, foi comum ocorrer a formação de nevoeiros ao amanhecer, principalmente próximo ao rio. Nesta mesma figura, é possível observar a junção das curvas de temperatura seca e úmida durante a madrugada. A velocidade do vento apresenta um ciclo diurno bastante pronunciado, com velocidades de  $3 \text{ m.s}^{-1}$ , no máximo da intensidade turbulenta. À noite o vento é praticamente calmo. A direção do vento é bastante persistente, sendo o vento de noroeste. Novamente houve alteração no comportamento da velocidade e direção do vento devido à friagem. Na Figura 2.3c e 2.3d são apresentados os valores horários da velocidade e direção do vento, respectivamente, durante a fase A do RBLE2. A precipitação no período foi de  $3,6 \text{ mm}$ , sendo que esta precipitação ocorreu devido a penetração da frente fria. De modo geral, excluindo-se o efeito da friagem, pode-se considerar as medidas tendo sido coletadas com situação de floresta em condição seca, principalmente antes da friagem. Os dados climatológicos da EMA apontavam como sendo de mais de 30 dias o intervalo de tempo entre a última chuva e o início do experimento.

Durante o experimento na fase B (17-25/7/93), ocorrido na pastagem, não houve mudança brusca nos elementos micrometeorológicos. Na Figura 2.4a observa-se o comportamento do fluxo de radiação solar, praticamente idêntico em todo o período, com valores máximos de  $850 \text{ W.m}^{-2}$ . Os valores de temperatura do ar também são bastante similares durante todo o decorrer da coleta de dados, com valores máximos de  $32 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (Figura 2.4b). A temperatura mínima foi de aproximadamente  $17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , e não ocorreu em momento algum, formação de nevoeiro durante a madrugada. Com relação à umidade do ar, era comum a depressão psicrométrica atingir valores de  $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , resultando em uma umidade relativa de aproximadamente 30%. A velocidade do vento possuía um ciclo diurno com valores de até  $4 \text{ m.s}^{-1}$ , nos horários de máxima turbulência térmica (convecção), sendo aproximadamente nulo (inferiores a  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ ) durante o

período noturno (Figura 2.4c). A direção do vento (Figura 2.4d) foi bastante persistente durante toda a fase B, apresentando ventos de sul. Durante todo o período de observação não ocorreu precipitação.

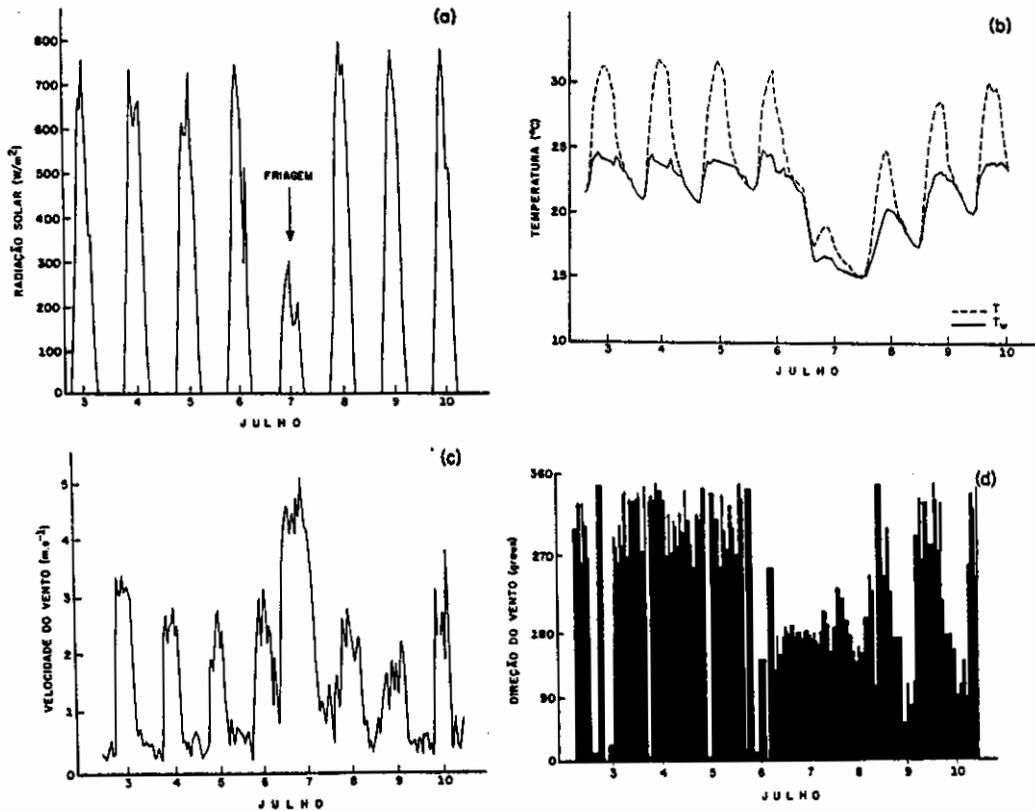


Fig. 2.3 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade vento (c) e direção do vento (d), durante a fase A (3-11/7/93) do RBLE 2 (REBIO JARU).

Com o objetivo de caracterizar o comportamento do tempo em grande escala nas duas etapas de medida, determinaram-se as características médias por um período de 7 dias. Os dados analisados foram sub-divididos em 2 grupos de 7 dias: no período I (de 29/06 a 05/07) a atmosfera possuiu bastante convecção e no período II (de 19 a 25/07) ocorreu forte inibição da convecção diurna (influência de circulação da alta-pressão). Os períodos de dados utilizados (períodos I e II) não foram coincidentes com as fases (Fase A e B) de coleta de dados para evitar a influência da friagem nos valores obtidos na Fase A. Em ambas as áreas, ocorreu um aumento na quantidade da radiação solar incidente na transição do período I para o período II, devido à menor cobertura de nuvens. Esta diferença, que no caso de floresta variou de 10% (de  $18,8 MJ.m^{-2}.dia^{-1}$  para  $20,6 MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ) e na pastagem foi de 13 % (de  $17,7 MJ.m^{-2}.dia^{-1}$  para  $20,1 MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ ), provocou diferentes partições de energia para as áreas de floresta e pastagem. Para a floresta, ocorreu um pequeno aumento no saldo de radiação (2% correspondentes

a  $0,2 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) e que foi balanceado por um aumento no fluxo decalor sensível (26 % equivalente a  $0,5 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), uma inversão do fluxo de calor conduzido ao solo (variação de  $0,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) e leve decréscimo no fluxo de calor latente (2 % correspondente a  $0,2 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ). Na área de pastagem, houve um aumento significativo do saldo de radiação (11 % representando  $1,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), o qual foi particionado em um aumento no fluxo de calor latente (24 % equivalente a  $1,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), um aumento no fluxo de calor conduzido ao solo (de 24 % representando  $0,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) e um decréscimo significativo no fluxo de calor sensível (19 % correspondente a  $0,5 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ). A razão de Bowen média foi praticamente constante no sítio floresta (variou de 0,20 durante a fase I para 0,26 na fase II), apresentando uma diminuição no caso da área de pastagem: diminuiu de 0,39 na fase I para 0,25 na fase II. Este aumento da evapotranspiração às expensas do fluxo de calor sensível pode ser explicado em termos de um aumento da umidade no solo, pois, na semana anterior às medições na pastagem, ocorreu uma precipitação de 2,5 mm, deixando o solo com maior disponibilidade de água para evapotranspirar. Este valor de precipitação corresponde ao total de evapotranspiração durante um dia. A floresta, como possui um sistema de captação de água em profundidades maiores (Nepstad et al., 1994) não sofre tão fortemente os efeitos da quantidade de água no solo. A menor liberação do fluxo de calor sensível tem um fator importante no desenvolvimento da CLA, conforme será discutido na secção 3.1.4. Foi também analisado o comportamento dos fluxos de energia integrados durante o dia (das 7:00 as 18:00 HL), mas estes não diferiram dos resultados acima descritos. No caso da temperatura do ar, em ambos os sítios, ocorreu uma diminuição da temperatura média diária: de  $25,5 \text{ }^\circ\text{C}$  para  $24,4 \text{ }^\circ\text{C}$  na floresta e de  $24,9 \text{ }^\circ\text{C}$  para  $23,2 \text{ }^\circ\text{C}$  na pastagem. Entretanto, os valores de temperatura máxima e mínima (amplitude térmica) são maiores e menores, respectivamente, durante o período II. Este comportamento foi resultado da ausência de nebulosidade. Em termos de quantidade de água na atmosfera (água precipitável), esta é de  $3,8 \text{ g.cm}^{-2}$  no período A para o sítio floresta e de  $2,6 \text{ g.cm}^{-2}$  no período II, para o sítio pastagem. Como não houve medições simultâneas nos 2 sítios, é de se esperar que esta diferença deveu-se mais às condições sinóticas distintas do que uma influência do tipo de vegetação.

Na Tabela 2.1 são apresentados os principais resultados relacionados com a partição de energia nas áreas de floresta e pastagem, durante os períodos I e II do experimento RBLE 2.

**TABELA 2.1 - COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA NA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P), DURANTE AS FASES I E II DO EXPERIMENTO RBLE 2**

		S	$R_n$	H	LE	$T_a$	VEL	AP
		$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$^\circ\text{C}$	$\text{m.s}^{-1}$	$\text{g.cm}^{-2}$
F	I	18,8	11,9	2,0	9,8	25,5	1,0	3,8
	II	20,6	12,1	2,5	9,6	24,4	1,5	-
P	I	17,7	10,1	2,7	7,0	24,9	1,3	-
	II	20,1	11,2	2,2	8,7	23,2	1,1	2,6

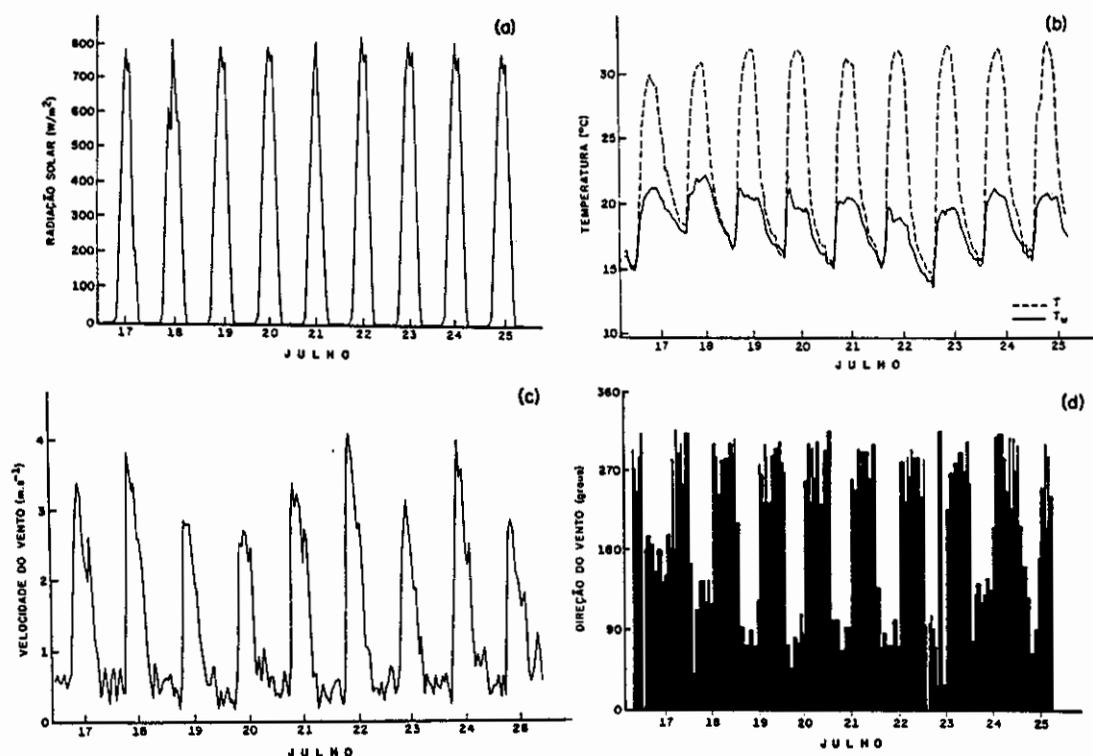


Fig. 2.4 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante a fase B (17 a 25/7/93) do RBLE 2 (Pastagem).

### 2.3.2 - DESCRIÇÃO SINÓTICA DO RBLE 2

De modo geral, com excessão da friagem e de seus efeitos nos dias seguintes, a atmosfera comportou-se como típica da época seca, com pouca nebulosidade e atividade convectiva fraca. Durante toda a campanha, o início da manhã era caracterizado por céu completamente limpo, sem nuvem. Ao redor das 10:00 HL, a convecção úmida se inicia com a formação de pequenos cúmulos. Por volta das 14:00 HL, a cobertura de nuvens havia crescido bastante, mas não ocorria o desenvolvimento vertical das nuvens, o que as levava a se dissiparem aproximadamente às 16:00 HL. As noites eram caracterizadas por estarem completamente livres de nuvens. Na REBIO JARU, no início da manhã (até 7:00 ou 8:00 HL), havia formação de nevoeiros. Este fenômeno provocou valores negativos do fluxo de calor sensível. Nos dias 21 e 22 de julho toda a região de Ji-Paraná esteve sob domínio de um sistema de subsidência, o que provocou a inibição da formação de nuvens durante todo o dia. As noites na pastagem foram todas de céu limpo e estrelado, sem formação de nuvens.

### 2.3.3 - DESCRICAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA DO RBLE 3

Para a caracterização micrometeorológica dos sítios experimentais de floresta e pastagem durante o RBLE 3, utilizaram-se dados médios horários coletados nas EMAs.

Com relação às características da área de floresta, o fluxo de radiação solar incidente atingiu valores de até  $850 \text{ W.m}^{-2}$ , tendo uma persistência muito grande em todo o período de coleta de dados (Figura 2.5a). O comportamento da temperatura do ar e do bulbo úmido é apresentado na Figura 2.5b, com temperaturas máximas ao redor de  $32 \text{ }^\circ\text{C}$  e depressão psicrométrica da ordem de  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ . Durante o decorrer do experimento, há um pequeno aquecimento no dia 22/8. Nas madrugadas, a diferença das temperaturas do ar e do bulbo úmido é aproximadamente zero, levando à formação de nevoeiros (embora não tenha ocorrido em todos os dias). A temperatura mínima do ar é levemente inferior a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ . A velocidade do vento, apresentada na Figura 2.5c, não mostra claramente o ciclo diurno: a velocidade média diária do vento é de aproximadamente  $1,3 \text{ m.s}^{-1}$ , embora haja picos de até  $3,0 \text{ m.s}^{-1}$  durante o período diurno. Este comportamento é diferente ao apresentado durante o RBLE 2, mas concorda com as observações descritas por Bastable et al. (1993), para a área próxima a Manaus. O vento predominante é do quadrante Sul, com pequenos períodos de ventos de Leste (Figura 2.5d). Em todo o período de coleta de dados não houve ocorrência de precipitação.

A série temporal do fluxo de radiação solar incidente na pastagem é mostrada na Figura 2.6a, onde é possível observar valores máximos ao redor de  $800 \text{ W.m}^{-2}$ , com excessão do dia 13/8, logo após a passagem da frente fria. Neste dia, em particular, o fluxo de radiação solar incidente máximo foi de  $900 \text{ W.m}^{-2}$ , uma vez que a atmosfera estava muito transparente (veja Apêndice D). O comportamento das temperaturas do ar e do bulbo úmido (Figura 2.6b) mostra o ciclo diurno, com valores máximos de  $33 \text{ }^\circ\text{C}$  e uma leve tendência de aquecimento a partir do dia 17/8. A depressão psicrométrica atinge valores da ordem de  $12 \text{ }^\circ\text{C}$ , produzindo umidades relativas menores que 30 %. Este comportamento também foi observado durante o RBLE 2. O fato do ambiente estar muito seco pode também ser observado nas junções das temperaturas do ar e do bulbo úmido à noite: elas raramente se igualavam, ao contrário do caso de floresta. As temperaturas mínimas atingiram valores da ordem de  $17 \text{ }^\circ\text{C}$ , caracterizando uma maior amplitude térmica em relação à floresta. Na Figura 2.6c e 2.6d são apresentados os padrões de velocidade e direção do vento, respectivamente. A curva da velocidade do vento mostra claramente o ciclo diurno, com picos de vento entre  $3,0$  e  $4,0 \text{ m.s}^{-1}$  durante o dia e ventos calmos (inferiores a  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ ) à noite. Estas características mostram a importância do aquecimento solar na determinação da intensidade turbulenta na área de pastagem. A direção preferencial do vento é do

quadrante Norte durante o dia, variando para o quadrante Sul (embora praticamente calmo) à noite.

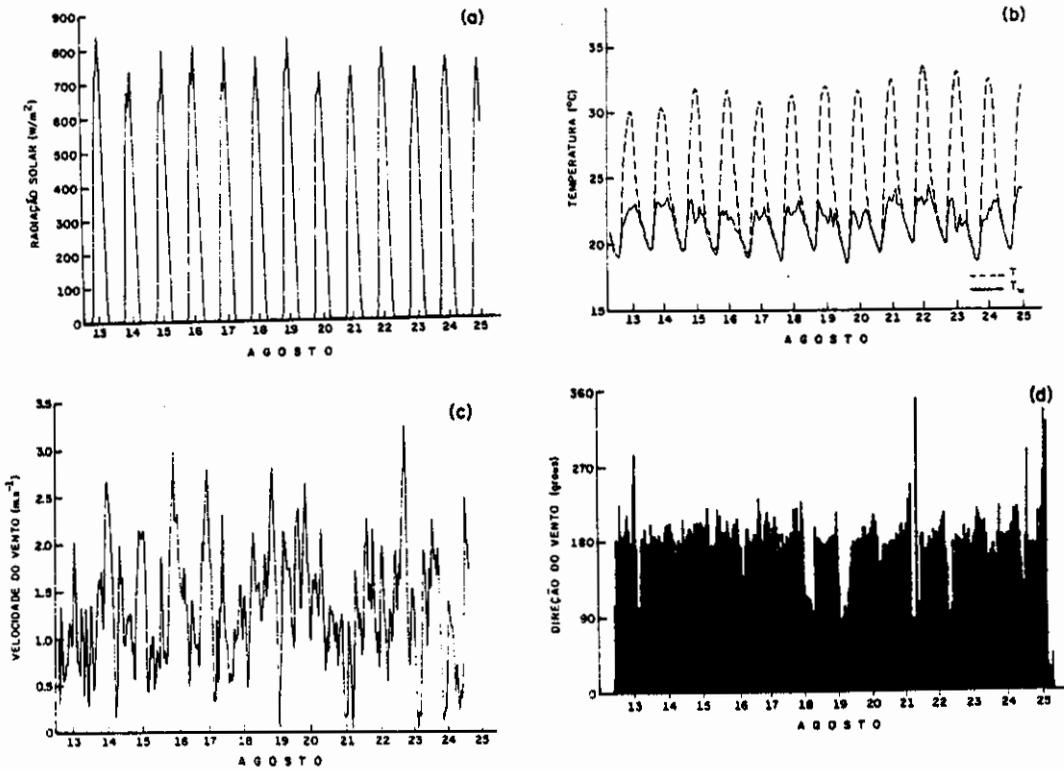


Fig. 2.5 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o RBLE 3 (13-25/8/94) (REBIO JARU).

Para uma análise comparativa entre os sítios experimentais de floresta e pastagem, determinaram-se as características médias dos principais elementos climáticos, entre o período compreendido de 14 a 23/8. O fluxo integral da radiação solar incidente foi de  $18,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  na área de floresta e  $18,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  na pastagem. Esta pequena diferença de  $0,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  corresponde ao efeito das queimadas, que foram mais intensos na área de pastagem (Veja Apêndice D). O saldo de radiação foi menor na área de pastagem ( $9,6 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) do que na floresta ( $11,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), resultando em uma partição de energia diferente: na floresta, o fluxo de calor sensível integrado contabilizou  $1,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  e o de calor latente  $7,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  (razão de Bowen de 0,19), sendo que os maiores valores de H foram de aproximadamente  $85 \text{ W.m}^{-2}$ . Na área de pastagem, os fluxos foram aproximadamente iguais (fluxo de calor sensível de  $4,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  e de calor latente de  $4,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), com razão de Bowen da ordem de 1. Neste caso, os maiores valores de H atingiram  $205 \text{ W.m}^{-2}$ . A temperatura média diária nos dois sítios foram iguais ( $24,9 \text{ }^\circ\text{C}$ ), embora com amplitude térmicas diferentes:  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  na pastagem e  $12,5 \text{ }^\circ\text{C}$  na floresta. O conteúdo de vapor d'água foi superior na floresta ( $14,8 \text{ g.kg}^{-1}$ ) do que em relação à pastagem ( $12,6 \text{ g.kg}^{-1}$ ). A velocidade média diária do

vento também foi similar, embora apresentando diferenças significativas em relação ao ciclo diurno. A água precipitável foi calculada para o período do experimento e os valores médios foram similares ( $2,6 \text{ g.cm}^{-2}$  para floresta e  $2,4 \text{ g.cm}^{-2}$  para a área de pastagem). Na Tabela 2.2 são apresentados os valores médios integrados e diários destes elementos, ao passo que no Apêndice C é realizada uma análise mais detalhada da partição de energia nos dois sítios.

A variação do razão de Bowen na pastagem entre os experimentos RBLE 2 (aproximadamente 0.30) e RBLE 3 (aproximadamente 1) para o sítio pastagem está associado com a maior quantidade de água no solo em 1993 (RBLE 2) do que em 1994 (RBLE 3). A quantidade total de água na pastagem integrada até 2,0 metros de profundidade durante o RBLE 2 variou entre 506,5 mm no início da fase B (dia 16/7/93) para 493,4 mm ao final (dia 26/7/93). Estes valores são superiores aos observados durante o RBLE 3, no qual a quantidade total de água foi de 462,2 mm no início (dia 13/8/94) das coletas de dados e de 438,5 mm ao final (dia 4/9/94). Em ambos os experimentos a quantidade total de água na floresta foi inferior aos valores observados na pastagem. Este comportamento deve-se ao fato de que as florestas possuem um sistema radicular que consegue extrair água em profundidades maiores do que pastagem, secando a camada inteira. Neptstad et al. (1994) observaram que a floresta tropical consegue manter as taxas de evapotranspiração na taxa potencial, devido a extração de água em profundidades maiores que 8 metros.

**TABELA 2.2 - COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA NA FLORESTA(F) E PASTAGEM (P) DURANTE O EXPERIMENTO RBLE 3**

	S	$R_n$	H	LE	$T_a$	VEL	AP
	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$^{\circ}\text{C}$	$\text{m.s}^{-1}$	$\text{g.cm}^{-2}$
F	18,4	11,7	1,4	7,1	24,9	1,4	2,6
P	18,1	9,6	4,3	4,4	24,9	1,3	2,4

#### 2.3.4 - DESCRIÇÃO SINÓTICA DO RBLE 3

Segundo as descrições efetuadas pelo Climanálise (1994), o escoamento do ar na média troposfera estava praticamente zonal (de Leste), com pouca precipitação no sudoeste da Amazônia. A atividade convectiva sobre a Amazônia permaneceu restrita à parte norte, de acordo com a climatologia da região.

Durante a preparação do experimento (dia 10/08), ocorreu uma friagem fraca na região, com precipitação de 0,6 mm. Esta friagem atuou sobre a região no

período de 10 a 12/8, provocando névoa úmida e ventos fortes. Durante a totalidade do experimento, as condições sinóticas foram típicas da estação seca, com muita influência de queimadas e pouca atividade convectiva. Embora tenham ocorrido mais três sistemas frontais na Região Sul do Brasil, eles não tiveram influência alguma sobre a região de Ji-Paraná.

Em relação ao mês de julho de 1994, o número de queimadas em agosto na região de Rondônia é aproximadamente 10 vezes maior (Climanálise, 1994). No caso específico da área de Ji-Paraná, foram observados 117 focos de queimadas durante a realização do RBLE 3. Os aerossóis liberados pelas queimadas produziram muita névoa seca. No Apêndice D é apresentada uma análise simples sobre o efeito das queimadas na transmissividade da atmosfera.

As características do ciclo diurno de convecção apresentadas durante o RBLE 2 não se repetiram durante o RBLE 3. Entretanto, também ocorreu a formação de nevoeiros pela manhã na Rebio Jaru, embora não em todos os dias. Um fato importante observado durante o RBLE 3 foi a ocorrência de ventos fortes à noite, próximo à superfície (altura entre 200-300 m). Este tipo de fenômeno não ocorreu durante o RBLE 2.

## 2.4 - CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA (CLA)

### 2.4.1 - ESTUDOS ANTERIORES

A estrutura e evolução temporal da CLA na Amazônia Central (Manaus, AM) foi analisada por Martin et al. (1988), utilizando-se de dados de radiossondagens e balão cativo coletados durante a estação seca de 1985 (ABLE 2A). Com um conjunto de 7 dias de dados, os autores determinaram um perfil médio (composto) de temperatura potencial virtual durante condições convectivas, encontrando um desenvolvimento de altura máxima da CLA de 1200 m, às 14:00 HL. A taxa de crescimento é enorme entre 8:00 e 14:00 HL (aproximadamente  $300 \text{ m.h}^{-1}$ ), decrescendo este valor ( $27,3 \text{ m.h}^{-1}$ ) na parte da tarde. Entre 14:00 e 17:00 HL, o crescimento da CLA é mínimo. Os autores estimaram em 2 horas o tempo necessário para o fluxo de calor de superfície quebrar a inversão térmica próxima a superfície devido ao resfriamento radiativo da noite anterior. A espessura média da camada limite noturna foi estimada em 250 m, sendo que a inversão próxima à superfície, antes do nascer-do-sol, foi calculada como sendo de  $25\text{-}30 \text{ K.km}^{-1}$ .

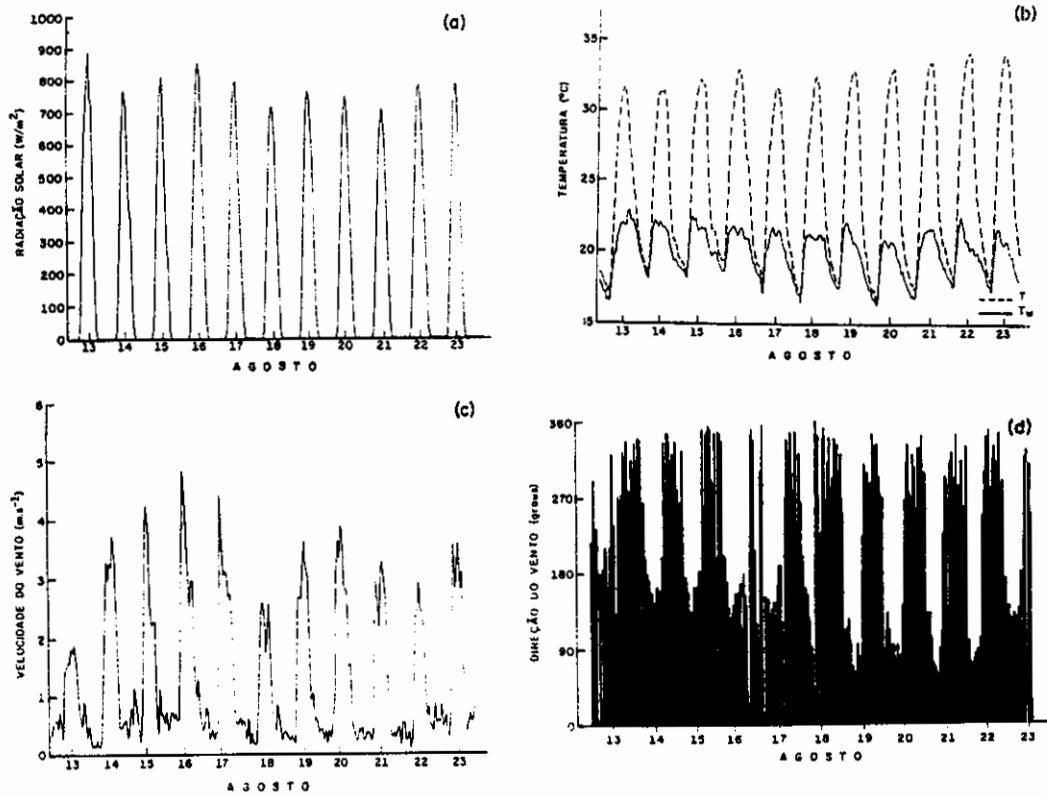


Fig. 2.6 - Série temporal dos valores horários de fluxo de radiação solar (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o RBLE 3 (13-23/8/94) (pastagem).

A representatividade espacial da medida unidimensional foi estudada comparando-se a altura da CLA, calculada através de perfis de radiossondagens, com observações realizadas pela aeronave NASA ELECTRA, durante o ABLE 2A. Este avião realizou longos vôos sobre diferentes áreas de floresta na Amazônia e, utilizando sensores UV Lidars, estimava a altura da CLA. A correlação entre as duas estimativas é excelente ( $r^2 = 0,96$ ), comprovando que a camada limite possui uma propriedade importante que é a de suavizar heterogeneidades da superfície, além de caracterizar o método do perfil termodinâmico (radiossondagem) como uma boa aproximação para medir a CLA (Martin et al., 1988).

Usando o mesmo tipo de modelo que será descrito no capítulo 3, Martin et al. (1988) estimaram o fluxo de umidade entranhada pela convecção penetrativa na base da inversão, a partir de observações da altura da camada limite. Os resultados obtidos foram o de que, para um fluxo de superfície de  $400 \text{ W.m}^{-2}$ , a estimativa do fluxo de entranhamento situa-se na ordem de  $600 \text{ W.m}^{-2}$ . Foi observado também que, ao longo do ciclo diurno, o valor da razão de mistura (ou umidade específica) atinge um máximo

no meio da manhã e depois decrescia lentamente. Os autores explicaram este decréscimo como sendo resultado do entranhamento do ar mais seco no topo da camada limite que, ao se misturar, provocaria uma diminuição global de umidade na camada, mesmo levando-se em conta os altos valores de fluxo de calor latente (evapotranspiração) liberados pela superfície. Vale a pena lembrar que o principal objetivo do experimento ABLE foi o de determinar fontes/sorvedouros de espécies químicas na atmosfera, sendo que o comportamento do vapor d'água pode ser estendido para outras substâncias químicas como  $O_3$ ,  $CO$ ,  $NH_4$ , entre outros.

O estudo realizado por Greco et al. (1992) consiste na observação da ocorrência de um máximo de vento nos baixos níveis (jato noturno), tanto na época seca (ABLE 2A) como no final da época chuvosa (ABLE 2B). Os autores sugerem que este máximo da velocidade do vento entre 500 e 1000 m atinja valores de até  $15 \text{ m.s}^{-1}$  e esteja associado com o resfriamento radiativo noturno, mas que necessita da influência da circulação fluvial para se formar. Esta circulação é formada pelo contraste térmico entre o Rio Negro-Solimões e a área continental (floresta). Durante o ABLE 2A, este contraste foi medido através de observações radiométricas feitas pelo avião, observando-se um valor  $-3 \text{ K}$  durante o dia e  $+6 \text{ K}$  à noite. Em um outro estudo complementar a este (Oliveira e Fitzjarrald, 1993), os autores explicam esta circulação térmica através de estimativas do gradiente horizontal de pressão e temperatura entre um ponto situado próximo ao rio e outro distante 65 km. Este estudo comprova a existência desta circulação térmica nos baixos níveis, tendo o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante a tarde e início da noite. Imagens de satélites meteorológicos mostram a formação de nuvens sobre a região continental, tendo uma área de subsidência sobre o rio. Comparando os dados de radiossondagem obtidos durante os dois experimentos (ABLE 2A e 2B), Oliveira e Fitzjarrald (1993) sugerem que não exista diferença significativa na estrutura termodinâmica entre as épocas seca e chuvosa, embora a amplitude dos ciclos diurnos da temperatura potencial e umidade sejam maiores durante a época seca.

Recentemente, Rocha et al. (1996) realizaram um estudo numérico sobre o desenvolvimento da CLA em áreas de floresta e pastagem, na região de Ji-Paraná. Os autores utilizaram o modelo numérico SiB-1D ("Simple Biosphere Model- 1 Dimensional"), descrito em detalhes por Rocha (1992), com o mesmo conjunto de dados do ABLE 2. O período total de integração foi de 52 horas. O início da integração foi às 00:00 GMT, em ambos os casos, sendo o dia 04/07/93 para o caso floresta e dia 24/07/93 para pastagem.

Para o caso de floresta, às 17:00 HL (após 21 horas de integração numérica), a altura observada (radiossondagem) da camada limite era de 1300 m, sendo que o modelo calculou 1100 m. O comportamento noturno foi aproximadamente igual, com desenvolvimento máximo de 300 m às 5:00 HL (após 33 horas de integração). No

final da tarde do dia seguinte (às 17:00 HL após 45 horas de integração), a altura da camada limite observada é de 1400 m contra um valor calculado de 1000 m. O ajuste de  $\theta_v$  neste horário não é muito bom: há uma diferença de 1 K, sendo que os valores calculados são menores do que os observados. Nos outros dois horários, o ajuste de  $\theta_v$  é bem melhor: diferença é menor que 0,5 K.

No caso da pastagem, a altura calculada da camada limite às 17:00 HL concorda razoavelmente com os valores observados, embora apresente uma pequena diferença de  $\theta_v$  em toda camada (0,5 K). No dia seguinte, às 17:00 HL esta diferença é ainda maior (valor calculado é menor em 1,5 K), sendo as alturas bem diferentes (1700 m para o valor calculado contra 2100 m para valores observados). A CLA noturna desenvolvida pelo modelo é mais rasa do que os valores observacionais. Em todas estas análises, a determinação da altura da CLA foi feita por inspeção visual do perfil vertical de  $\theta_v$ . Em ambos os casos (floresta e pastagem), os autores compararam os dados gerados de fluxos na superfície com medidas observacionais, os quais mostraram boa concordância. Os autores também estudaram a sensibilidade da precipitação calculada pelo modelo em relação a forçantes de convergência de umidade, em relação ao tipo de vegetação (floresta e pastagem) e condições hídricas. Com relação à forçante de umidade, o modelo converte aproximadamente 40 % desta umidade em precipitação convectiva, sendo o restante usado para umidecer a coluna atmosférica. Resultados referentes à simulação do SiB-1D para diferentes tipos de vegetação e deficiência (stress) hídrica mostraram que a floresta é praticamente insensível às condições de umidade do solo. Por outro lado, a pastagem possui uma precipitação calculada menor do que a da floresta e altamente sensível à deficiência (stress) hídrica. Estes aspectos de interação solo-atmosfera já foram observados na Amazônia por Roberts et al. (1990), para o caso de floresta, e por Wright et al. (1992) para a área de pastagem.

Outro estudo importante no entendimento das características da CLA desenvolvida sobre área de floresta tropical é o realizado por Lyra et al. (1992), durante a época seca na região da floresta tropical do Congo. Embora a altura final da CLA seja levemente inferior aos resultados de Martin et al. (1988), as taxas de crescimento da CLA na parte da manhã são similares. Também foi observada a ocorrência de fortes ventos (jatos noturnos) em torno de 300 m de altura, no início da manhã. Através de um balanço de energia na camada da CLA, os autores discutem a importância do fluxo de entranhamento para fechar este balanço, sugerindo que a velocidade de entranhamento (similar a taxa de crescimento devida ao fluxo entranhado) seja, tipicamente, da ordem de  $100 \text{ m.h}^{-1}$ .

## 2.4.2 - CARACTERÍSTICAS DA CLA

Um modelo conceitual do crescimento da camada limite atmosférica é útil para a discussão a seguir. Normalmente é possível dividir a evolução da camada limite atmosférica em 3 partes (Yamada e Berman, 1979; Stull, 1988; e Garratt, 1992):

a) após o nascer do sol, a atmosfera ainda se encontra sob as condições de inversão térmica próxima à superfície (altura em torno de 200-400 m). A intensidade desta inversão está fortemente associada com a existência ou não da cobertura de nuvens (devido ao resfriamento radiativo) na noite anterior, bem como da velocidade do vento (turbulência mecânica). Como esta camada não é muito profunda (em termos de extensão vertical), rapidamente o fluxo de calor sensível liberado pela superfície quebra esta inversão, aquecendo toda a camada. Nas sondagens realizadas às 8:00 HL já é possível identificar uma pequena camada de mistura próxima à superfície (altura menor que 100 m) desenvolvendo-se. Alguns estudos sugerem que a quebra da inversão ocorre durante um período em torno de 2-3 horas (Vernekar et al., 1993), obviamente dependendo da intensidade da inversão noturna e da taxa do aquecimento diurno.

b) Com a quebra da inversão térmica, a camada limite atmosférica cresce rapidamente, quer seja pelo efeito de convecção térmica, quer seja por convecção mecânica. No topo desta camada ocorre o fenômeno denominado de penetração convectiva. Em situações de convecção livre, as parcelas de ar adquirem momentum ao ascenderem verticalmente. No topo desta camada, ao encontrarem um ambiente mais quente, estas parcelas deveriam parar de subir (empuxo térmico torna-se negativo). Entretanto, devido ao ganho de momentum na ascensão, elas penetram uma pequena distância acima da inversão e retornam ao interior da camada. Nesta penetração, as parcelas trazem ar com características mais quentes e secas ("entranhamento"). Durante situações com formação de nuvens, a condensação do vapor d' água e resfriamento radiativo no topo fornecem energia adicional para o fluxo de entranhamento (Garratt, 1992). Este ar, associado com a turbulência em toda a camada, fará com que ocorra um aquecimento da camada. Este é o mecanismo básico pelo qual a camada limite se desenvolve durante condições convectivas. A energia necessária à manutenção do entranhamento é suprida pela energia cinética turbulenta da camada, a qual é gerada continuamente por convecção térmica e mecânica. A maior parte desta energia é dissipada, mas uma fração dela é utilizada para os processos de entranhamento. Dependendo das características da superfície e deste processo de entranhamento, a camada de mistura vai crescer mais ou não, tendo uma taxa de crescimento maior ou menor. Este processo estende-se até o final da tarde (por volta das 17:00 HL), embora o maior crescimento ocorra até 14:00 HL. Após este horário, a camada limite assume um comportamento estacionário até o momento de se formar a camada limite noturna. A espessura da zona de entranhamento é tipicamente de 30% da espessura da camada limite, embora ela possa atingir profundidades comparáveis com a própria CLA (Stull, 1988; Batchvarova e Gryning, 1994). Na Figura 2.7a é mostrada uma representação esquemática deste efeito de penetração convectiva e fluxo de entranhamento.

c) No final da tarde, o fluxo de calor sensível muda de sinal, devido ao balanço radiativo da superfície. Neste momento, a superfície é mais fria do que o ar adjacente, provocando um fluxo de calor sensível para baixo. Com o prosseguimento do resfriamento radiativo, a camada próxima à superfície também se resfria (por contato e por perda de calor sensível), resultando no estabelecimento de uma camada estável (camada limite noturna). Esta camada cresce durante a noite, conforme o resfriamento radiativo e perda de calor sensível prosseguem. Com o nascer do Sol e o subsequente aquecimento da superfície, volta a situação inicial descrita no item a). Nas Figuras 2.7b, 2.7c e d são mostrados, esquematicamente, como o aquecimento e resfriamento da superfície agem na determinação e evolução da CLA.

Estas características básicas da evolução da camada limite atmosférica podem ser estudadas através de dados "in situ" de perfis de temperatura potencial, umidade específica e/ou ventos (radiossondagem e/ou balão cativo). Outra maneira de se analisar a estrutura da camada limite é através de medidas realizadas a distância (sensoriamento remoto), ou seja, SODAR (emissão de ondas sonoras) e LIDAR (ondas luminosas). No caso dos sodares, o princípio físico é a reflexão do sinal sonoro pela inversão térmica, sendo particularmente útil na determinação da camada limite noturna e no início da formação da camada limite convectiva. No caso dos lidars, são os aerossóis, gotas de água líquida e moléculas de ar que refletem e espalham o sinal luminoso, inferindo a estrutura da camada limite como um todo (Stull, 1988).

Recentemente, Van Pul et al. (1994) efetuaram um estudo comparativo entre determinações da altura da CLA convectiva realizadas por radiossondagens e por LIDAR, obtendo uma boa concordância: o coeficiente de correlação linear entre as duas estimativas foi calculado em 0,93, com um desvio de 121 m. Entretanto, de um total de 43 casos analisados, também foram observados 4 casos em que a discrepância foi muito grande (aproximadamente 400 m), sendo esta associada à uma forte atividade de entranhamento no topo da inversão. Outro estudo comparativo foi o efetuado por Angevine et al. (1994), mostrando boas correlações entre as técnicas, ressaltando que, quando da presença de nuvens cumuliformes, estas podem complicar a interpretação dos dados obtidos por LIDARS.

#### 2.4.3 - CAMADA LIMITE NOTURNA (CLN) DURANTE O RBLE 2

Com relação à altura do topo da camada limite noturna, não existe na literatura um consenso sobre o critério a ser utilizado, sendo os critérios mais utilizados a altura em que o gradiente vertical de  $\theta_v$  se anule ou que a turbulência cesse (Stull, 1988). Estes critérios foram sumarizados por Beyrich e Weill (1993), relacionando-os com características dinâmicas (associados com ventos na camada limite noturna - CLN), térmicas (associados com o perfil de  $\theta_v$ ) e turbulência (associados com fluxos

turbulentos). Entretanto, para um mesmo perfil vertical e dependendo do método utilizado, a altura da camada limite será diferente (Garratt, 1992). Neste estudo em particular, optou-se por determinar o topo da camada limite noturna como sendo a altura em que o gradiente vertical de  $\theta_v$  fosse nulo ou menor do que um número definido ( $0,01 \text{ K.m}^{-1}$ ) em função das precisões das medidas de temperatura e umidade. Esta definição de altura da CLN considera a distância máxima da superfície onde o resfriamento radiativo noturno atua (Nieuwstadt, 1980).

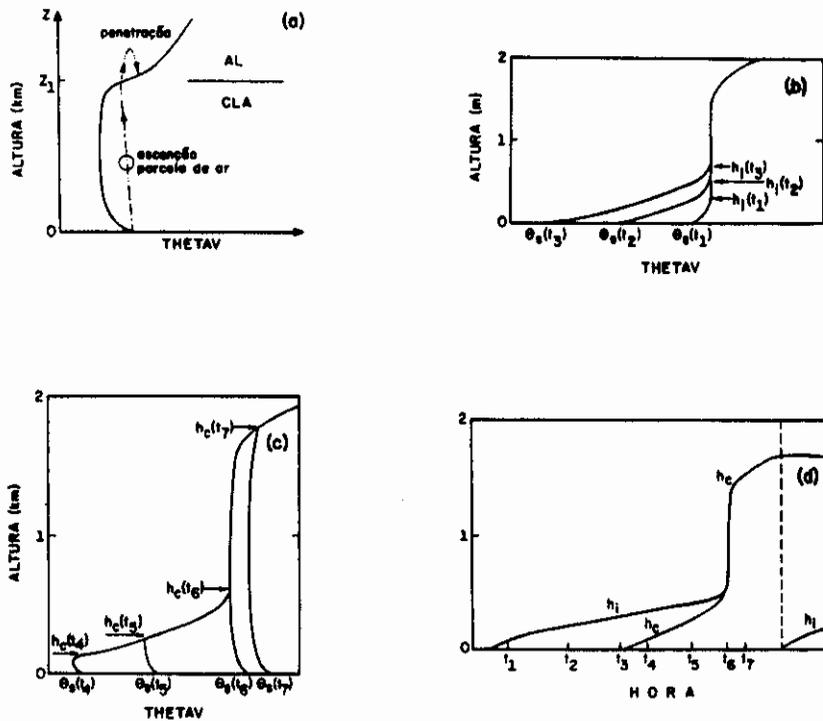


Fig. 2.7 - Representação esquemática e idealizada do processo de entranhamento (a) e do desenvolvimento da CLA em condições noturnas (b), diurnas (c) e ciclo completo (d). O topo das alturas da camada limite noturna e diurna são representadas pelas letras  $h_i$  e  $h_c$ , respectivamente. O tempo é representado pela letra  $t_i$  e a temperatura potencial virtual da superfície por  $\theta_s(t)$ .

Para a determinação das características principais das camadas limites noturnas nas áreas de floresta e pastagem durante o RBLE 2, foi adotado o seguinte procedimento: no caso de floresta, devido ao efeito friagem, somente os dados de içamento de balão cativo das noites de 4-5/07 e 5-6/07 foram utilizados. Para o caso da pastagem, utilizou-se um maior número de dados (07 dias), embora nem todas as noites tivessem tido todos os içamentos programados (em número de 4). Os motivos foram diversos, tais como pane eletrônica no sistema de recepção ou vento em altitude muito intenso, com possibilidade de rompimento do cabo e perda do balão. Em ambos os casos, foram feitas medidas nos seguintes horários: 20:00, 23:00, 2:00 e 5:00 HL. Em

resumo, os horários das 20:00, 23:00 e 2:00 HL foram calculados com 4 içamentos e o horário das 5:00 HL com 3 içamentos. Os dados utilizados foram interpolados para cada 10 m e agrupados em função das horas. Posteriormente, um perfil médio foi calculado para cada horário e as características médias determinadas em função deste perfil.

Na Tabela 2.3 são apresentadas a evolução noturna das alturas do topo da camada limite ( $h_i$ ), a temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_v(h_i)$ ) e a descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) para os dois sítios experimentais. Nas análises a seguir, define-se descontinuidade térmica (K) como sendo a diferença entre a temperatura potencial virtual no topo da camada limite noturna e a da superfície, intensidade da inversão térmica ( $K.km^{-1}$ ) como sendo a descontinuidade térmica dividida pela espessura da camada e a taxa de resfriamento da camada ( $K.h^{-1}$ ) como sendo a variação temporal da temperatura potencial virtual no topo da CLN.

**TABELA 2.3 - VALORES DA ALTURA DA CAMADA LIMITE ( $h_i$ ), DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL NO TOPO DA CAMADA ( $\theta_v(h_i)$ ) E DA DESCONTINUIDADE DA INVERSÃO TÉRMICA ( $\Delta\theta_v$ ) EM CONDIÇÕES NOTURNAS, NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 2**

HL	FLORESTA			PASTAGEM		
	h	$\theta_v(h_i)$	$\Delta\theta_v$	h	$\theta_v(h_i)$	$\Delta\theta_v$
	m	K	K	m	K	K
20:00	190	305,7	6,4	140	305,3	8,5
23:00	210	304,6	7,2	150	303,9	9,2
2:00	260	303,9	7,8	200	303,8	10,6
5:00	380	304,1	8,5	240	303,9	11,6

No caso de floresta, às 20:00 HL a camada já estava bem desenvolvida, apresentando uma altura de 190 m com intensidade de inversão de 6,4 K. Com o resfriamento radiativo noturno (valores de  $R_n$  de aproximadamente  $-25 W.m^{-2}$ ), esta camada aprofundou-se com o tempo, atingindo as alturas de 210 m (às 23:00 HL), 260 m (às 2:00 HL) e 380 m (às 5:00 HL). Nesta evolução, a descontinuidade térmica também aumentou passando de 7,2 K às 23:00 HL, para 7,8 K (às 2:00 HL) e atingindo 8,5 K (às 5:00 HL). A temperatura potencial virtual no topo da camada limite noturna diminuiu de 305,7 K (às 20:00 HL) para 304,1 K (às 5:00 HL), sendo que o maior resfriamento ocorreu entre 20:00 e 23:00 HL ( $\partial\theta_v/\partial t$  de aproximadamente  $-0,4 K.h^{-1}$ ). Após este horário, a taxa de resfriamento diminuiu para  $-0,2 K.h^{-1}$  (entre 23:00 e 2:00 HL), estabelecendo um processo estacionário entre 2:00 e 5:00 HL. A intensidade da inversão térmica às 5:00 HL foi calculada em  $22,4 K.km^{-1}$ , concordando com os valores observacionais de Martin et al. (1988) e Lyra et al. (1992).

Para a situação de pastagem, embora esta apresente o mesmo tipo de comportamento, há uma variação nos valores observados, pois as características da superfície são diferentes. Na sondagem das 20:00 HL, a camada limite noturna apresenta uma altura de 140 m e com uma temperatura potencial virtual no topo de 305,3 K. Subsequentemente, a altura elevou-se para 150 m (às 23 HL), 200 m (às 2:00 HL) e atingindo um altura final de 240 m (às 5:00 HL). Durante este período, a descontinuidade térmica intensificou-se de 8,5 K (às 20:00 HL) para 11,6 K (às 5:00 HL), enquanto que a camada resfriava-se (temperatura potencial virtual do topo às 5:00 HL foi de 303,9 K). A taxa de resfriamento foi de  $-0,5 \text{ K.h}^{-1}$  entre as 20:00 e 23:00 HL, tornando-se estacionária após este horário. Os valores típicos de energia disponível foram de  $-30 \text{ W.m}^{-2}$ . Neste caso, considerou-se como energia disponível a soma dos fluxos de saldo de radiação e calor conduzido ao solo. A intensidade da inversão às 5:00 HL foi calculada como sendo de  $48.3 \text{ K.km}^{-1}$ .

Para exemplificar este comportamento, é apresentada a evolução temporal da camada limite noturna para as áreas de floresta (noite de 4-5/07) e de pastagem (noite de 19-20/07) nas Figuras 2.8a e 2.8b, respectivamente.

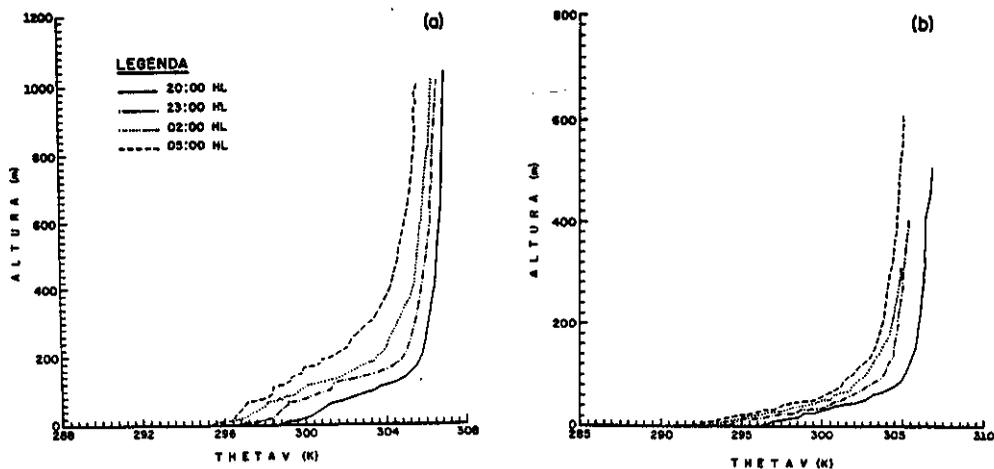


Fig. 2.8 - Evolução temporal da camada limite noturna (CLN) para as áreas de (a) floresta (4-5/7/93) e (b) pastagem (19-20/7/93), durante o RBLE 2.

A CLN foi mais profunda sobre a região de floresta, embora tenha apresentado uma maior intensidade de inversão térmica na área de pastagem. Provavelmente esta maior espessura da CLN é devido ao fato da turbulência mecânica (ventos) sobre a floresta ser mais intensa do que na pastagem, uma vez que o vento é praticamente calmo à noite na pastagem (Figuras 2.3c e 2.4c). Um outro efeito que atua é o da liberação de energia pela biomassa. É interessante ressaltar que as características de desenvolvimento da CLN dependem muito das condições em que ela se iniciou (no

por-do-sol), uma vez que a CLN possui escala de tempo muito grande, de aproximadamente 10 horas (Nieuwstadt e Tennekes, 1981). Esta escala de tempo faz com que a CLN, ao contrário da camada limite convectiva (CLC), não consiga responder rapidamente às variações da superfície. Novamente ressalva-se que os dados da Figura 2.8 não foram coletados em simultâneo.

#### 2.4.4 - CAMADA LIMITE CONVECTIVA (CLC) DURANTE O RBLE 2

A caracterização da altura da camada limite convectiva é bem mais simples do que a noturna, pois a  $\theta_v$  está bem misturada (devido à convecção térmica e turbulência mecânica), mostrando uma inflexão bem acentuada. Esta determinação foi realizada por inspeção visual.

Na determinação da altura convectiva da CLA e de seus respectivos parâmetros, foi adotado o seguinte procedimento: para cada um dos sítios experimentais, determinaram-se perfis individuais de  $\theta_v$  interpolados linearmente em intervalos de 50 m, agrupando estes perfis em função da hora e calculando-se a média. Dessa maneira, obteve-se um perfil médio típico, em função do número de sondagens disponível. As sondagens foram realizadas nos horários das 8:00, 11:00, 14:00 e 17:00 HL. Entretanto, devido ao fato da sondagem das 8:00 HL ainda apresentar características da CLN, optou-se por utilizar as informações do balão cativo, as quais, por possuírem uma maior resolução vertical, apresentam mais claramente as características da CLC (veja item 3.1.3). O horário das 11:00 HL foi calculado com 4 sondagens e o restante (8:00, 14:00 e 17:00 HL) com 5 sondagens. Para o caso de pastagem, a amostragem utilizada foi maior, totalizando-se 8 dias completos para todos os horários.

Na Tabela 2.4 são apresentadas a evolução diurna da altura do topo da camada limite convectiva ( $h_c$ ), a temperatura potencial virtual média ( $\theta_v$ ) da camada de mistura e o gradiente de temperatura potencial virtual acima do topo da CLC ( $S_0$ ). Nas análises a seguir, define-se taxa de crescimento ( $m.h^{-1}$ ) como sendo a variação temporal da altura do topo da CLC e taxa de aquecimento como a variação temporal da temperatura potencial virtual média da camada ( $K.h^{-1}$ )

A altura da CLA sobre a área de floresta inicia-se com 200 m de profundidade às 8:00 HL, crescendo para 580 m por volta das 11:00 HL (com taxa de crescimento de  $127 m.h^{-1}$ ). Em seguida, com uma taxa de crescimento ainda mais elevada ( $150 m.h^{-1}$ ), a camada atinge a altura de 1150 m às 14:00 HL. Posteriormente, a camada passa por um processo quasi-estacionário, alcançando o valor de 1250 m às 17:00 HL. O comportamento da temperatura média da camada apresenta-se coerente com o ciclo diurno, iniciando com um valor de 299,8 K ( $26,4 ^\circ C$ ) e atingindo a

temperatura final de 307,2 K (33,9 °C). A taxa de aquecimento é mais elevada no início da manhã (1,9 K.h<sup>-1</sup>), quando a camada noturna estável é quebrada (erodida) pelo aquecimento da superfície. Após este horário, há um lento aquecimento (0,8 K.h<sup>-1</sup>) até às 14:00 HL, quando praticamente ela se estabiliza (0,1 K.h<sup>-1</sup>) entre 14:00 e 17:00 HL. Durante a tarde, quando usualmente o fluxo de calor sensível da superfície começa a decrescer, a camada como um todo mantém (ou aumenta lentamente) sua temperatura. Este fato é devido ao papel que os fluxos de entranhamento provocam, ao incorporar ar mais seco e quente acima da inversão. O fluxo entranhado possui a mesma ordem de grandeza do que o fluxo de calor à superfície, o que pode ser avaliado ao se fazer uma estimativa simples com a equação de conservação de energia na camada. Estes resultados são coerentes com os resultados obtidos por Martin et al. (1988) para a área de Manaus (AM). O gradiente de temperatura potencial virtual acima do topo da CLC possui uma pequena variação com o tempo, iniciando com gradientes de 1.8 K.km<sup>-1</sup> às 8:00 HL e aumentando progressivamente até 3.3 K.km<sup>-1</sup> às 17:00 HL.

Com relação à pastagem, a altura inicial da camada limite às 8:00 HL é mais baixa (110 m), mas rapidamente ela atinge valores de 1590 m (às 11:00 HL) e crescendo até 2220 m (às 17:00 HL). A taxa de crescimento é muito elevada nas primeiras horas da manhã (493 m.h<sup>-1</sup>), possuindo taxas menores e similares ao caso de floresta nos horários seguintes. O perfil de temperatura médio da camada também varia bastante entre 8:00 e 11:00 HL, quando este aumenta de 298,6 K (23,5 °C) para 305,6 K (32,5 °C), gerando uma taxa de aquecimento de 2,3 K.h<sup>-1</sup>. Após este horário, o aquecimento da camada como um todo é inclusive inferior ao caso da floresta. ( $\partial\theta_v/\partial t$  de 0,5 K.h<sup>-1</sup> entre 11:00 e 14:00 HL e 0,1 K.h<sup>-1</sup> entre 14:00 e 17:00 HL). O gradiente de temperatura potencial virtual também apresenta variação temporal, variando de 3,6 K.km<sup>-1</sup> para 8,0 K.km<sup>-1</sup>.

**TABELA 2.4 - VALORES DA ALTURA DA CAMADA LIMITE ( $h_c$ ), DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL MÉDIA ( $\theta_v$ ) DA CLC E O GRADIENTE DE TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL ACIMÁ DO TOPO DA CLC ( $S_o$ ) EM CONDIÇÕES DIURNAS, NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 2**

HL	FLORESTA			PASTAGEM		
	$h_c$ m	$S_o$ K.km <sup>-1</sup>	$\theta_v$ K	$h_c$ m	$S_o$ K.km <sup>-1</sup>	$\theta_v$ K
8:00	200	1,8	298,8	110	3,6	298,6
11:00	580	2,5	304,5	1590	5,0	305,6
14:00	1150	3,0	306,9	2100	6,3	307,1
17:00	1250	3,3	307,2	2220	8,0	307,4

Nas figuras 2.9a e b são apresentados exemplos típicos de perfis de temperatura potencial virtual para as áreas de floresta e pastagem, respectivamente. Nota-se que, devido às características das superfícies serem diferentes e consequentemente os fluxos de energia e turbulência mecânica, as alturas das camadas de mistura também são diferentes. Com relação ao caso de floresta, o caso escolhido é a sondagem das 17:00 HL do dia 05/07/93 (pré-friagem). Nele é possível observar a camada limite atmosférica bem desenvolvida, com uma altura aproximada de 1350 m. Acima deste nível, há uma forte inversão térmica. Para a situação de pastagem, os perfis são mais marcantes, com uma camada limite atmosférica bem mais profunda: altura do topo estimada em 2500 m (dia 22/07/93 às 17:00 HL). Os fluxos integrados de energia nestes dias foram  $2,31 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  para o sítio de floresta e de  $5,6 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  para a pastagem.

#### 2.4.5 - CAMADA LIMITE NOTURNA (CLN) DURANTE O RBLE 3

As análises do RBLE2 mostraram que a quebra (erosão) da camada limite noturna (CLN) é importante para o desenvolvimento da CLC. Assim sendo, planejou-se a realização de perfis com o balão cativo durante as condições noturnas e início da manhã, nos seguintes horários: 17:30, 19:00, 21:30, 24:00, 5:30, 7:00 e 8:30 HL, durante todo o experimento. Após o 5º dia do experimento, decidiu-se alterar o horário do primeiro perfil (17:30 HL) para 18:00 HL, pois neste horário das 17:30 HL, a atmosfera ainda se apresentava instável. Foram realizados 79 perfis na floresta e 75 na pastagem. Devido a ventos fortes próximos à superfície (jatos noturnos), algumas das sondagens não ultrapassaram 250 - 300 m.

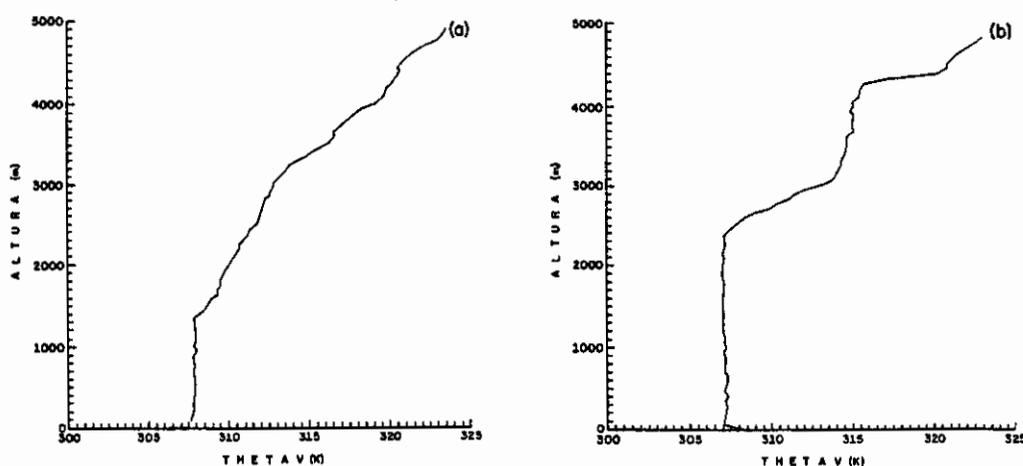


Fig. 2.9 - Perfil vertical de temperatura potencial virtual para a área de floresta (a) no dia 05/7 às 17:00 HL e pastagem (b) no dia 22/7, às 17:00 HL.

O procedimento adotado para determinação das características da CLN foi semelhante ao utilizado nas análises do RBLE 2 (veja item 2.4.3).

Na Tabela 2.5 são apresentadas a evolução noturna da altura do topo da camada limite ( $h_i$ ), temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_v(h_i)$ ) e a descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) para os dois sítios experimentais, durante o RBLE 3.

Com relação à floresta, a altura da CLN às 18:00 HL era de 140 m, apresentando uma descontinuidade da inversão térmica de 3,9 K (intensidade da inversão de 27,9 K.km<sup>-1</sup>). Com o resfriamento noturno (aproximadamente -40 W.m<sup>-2</sup>), a CLN aprofunda-se para 220 m (às 19:00 HL) e 270 m (às 21:30 HL). Após este horário, a altura da CLN ainda continua a subir, porém mais lentamente: 300 m às 24:00 HL e 350 m às 5:30 HL. A taxa de crescimento é maior nas primeiras horas após o por-do-sol (80 m.h<sup>-1</sup> entre 18:00 e 19:00 HL), quando a taxa de resfriamento da superfície e fluxo de calor sensível também são maiores (veja item 3.2.3), decrescendo este valor para 20 m.h<sup>-1</sup> entre 19:00 e 21:30 HL, 12 m.h<sup>-1</sup> entre 21:30 e 24:00 HL e 9 m.h<sup>-1</sup> entre 24:00 e 5:30 HL. A descontinuidade térmica atinge valores de 11,0 K (com intensidade da inversão de 31,4 K.km<sup>-1</sup>) às 5:30 HL, sendo que a maior intensidade de inversão ocorreu às 24:00 HL (32,6 K.km<sup>-1</sup>), com descontinuidade da inversão térmica de 9,8 K. A temperatura potencial virtual no topo da inversão térmica possui um resfriamento durante todo o período noturno, iniciando com valor de 306,6 K (33,5 °C) às 18:00 HL e atingindo o valor final de 304,7 K (31,6 °C) às 5:30 HL. A taxa de resfriamento de  $\theta_v$  na superfície é muito grande entre 18:00 e 19:00 HL (-3,3 K.h<sup>-1</sup>), decrescendo este valor para -0,7 K.h<sup>-1</sup> entre 19:00 e 24:00 HL. Após este horário, a taxa de resfriamento é ainda menor (-0,4 K.h<sup>-1</sup> entre 24:00 e 5:30 HL). Estes valores, com exceção da taxa de resfriamento entre 18:00 e 19:00 HL (que não foi medida), são similares aos obtidos durante o RBLE 2.

O desenvolvimento da CLN sobre a região de pastagem apresenta um crescimento inferior ao caso de floresta: às 18:00 HL a altura da CLN era de 70 m, aprofundando-se para 120 m às 19:00 HL, 160 m às 21:30 HL e para 190 m às 24:00 HL. Após este horário, lentamente a altura desenvolve-se atingindo a altura final de 230 m às 5:30 HL. A taxa de crescimento também é similar ao caso de floresta, com taxa máxima de 50 m.h<sup>-1</sup> entre 18:00 e 19:00 HL, decrescendo este valor nos horários subsequentes: 16 m.h<sup>-1</sup> entre 19:00 e 21:30 HL, 12 m.h<sup>-1</sup> entre 21:30 e 24:00 HL e finalmente 7 m.h<sup>-1</sup> durante 24:00 e 5:30 HL. A descontinuidade da inversão térmica inicia-se com valor de 2,6 K às 18:00 HL, aumentando este valor para 10,5 K às 5:30 HL. A intensidade da inversão térmica é de aproximadamente 45 K.km<sup>-1</sup>, sendo que a máxima intensidade (50 K.km<sup>-1</sup>) ocorreu às 19:00 HL, com descontinuidade térmica de 6,0 K. A temperatura potencial virtual no topo da CLN inicia o processo de resfriamento com valor de 306,7 K (33,6 °C) às 18:00 HL e atinge o valor mínimo de 304,1 K (31 °C) às 5:30 HL. A taxa de resfriamento de  $\theta_v$  na superfície é de -4,2 K.h<sup>-1</sup> entre 18:00 e

19:00 HL, decrescendo este valor para  $-1,0 \text{ K.h}^{-1}$  entre 19:00 e 21:30 HL. Após este horário, a taxa é menor:  $-0,5 \text{ K.h}^{-1}$  entre 21:30 e 24:00 HL e 24:00 e 5:30 HL.

De modo geral, as características encontradas durante o RBLE 2 repetiram-se no RBLE 3. A altura da CLN sobre a floresta é maior em relação à pastagem, provavelmente devido à turbulência mecânica. Por outro lado, a taxa de resfriamento de  $\theta_v$  na superfície ou de intensidade de inversão térmica é mais acentuada no caso de pastagem do que floresta: a intensidade da inversão térmica da pastagem possui valores entre  $45\text{-}50 \text{ K.km}^{-1}$ , enquanto que a floresta apresenta valores entre  $30\text{-}35 \text{ K.km}^{-1}$ .

**TABELA 2.5 - VALORES DA ALTURA DA CAMADA LIMITE ( $h_i$ ), DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL NO TOPO DA CAMADA ( $\theta_v(h_i)$ ) E DA DESCONTINUIDADE DA INVERSÃO TÉRMICA ( $\Delta\theta_v$ ) EM CONDIÇÕES NOTURNAS, NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

HL	FLORESTA			PASTAGEM		
	$h_i$ m	$\theta_v(h_i)$ K	$\Delta\theta_v$ K	$h_i$ m	$\theta_v(h_i)$ K	$\Delta\theta_v$ K
18:00	140	306,6	3,9	70	306,7	2,6
19:00	220	306,4	7,0	120	305,9	6,0
21:30	270	305,9	8,3	160	305,3	7,9
24:00	300	305,6	9,8	190	304,6	8,5
5:30	350	304,7	11,0	230	304,1	10,5

#### 2.4.6 - CAMADA LIMITE CONVECTIVA (CLC) DURANTE O RBLE 3

As observações da camada limite convectiva foram realizadas através de radiossondagens nos seguintes horários: 5:00 8:00, 11:00, 14:00 e 17:00 HL. Além destes horários, também foi realizada diariamente uma sondagem às 23:00 HL, para análises futuras. Durante todo o experimento, só ocorreu uma única falha na série temporal, totalizando 75 radiossondagens na área de floresta e 76 radiossondagens na pastagem. O procedimento utilizado para as análises foi o mesmo descrito no item 2.4.4. A única exceção é que o horário do balão cativo do início da manhã foi de 8:30 HL.

Na Tabela 2.6 são apresentadas a evolução diurna da altura do topo da camada limite convectiva ( $h_c$ ), a temperatura potencial virtual média ( $\theta_v$ ) da camada e o gradiente de temperatura potencial virtual acima do topo da CLC ( $S_o$ ).

**TABELA 2.6 - VALORES DA ALTURA DA CAMADA LIMITE ( $h_c$ ), DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL MÉDIA ( $\theta_v$ ) DA CAMADA E O GRADIENTE DE TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL ACIMA DO TOPO DA CLC ( $S_0$ ) EM CONDIÇÕES DIURNAS, NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

HL	FLORESTA			PASTAGEM		
	h	$S_0$	$\theta_v$	h	$S_0$	$\theta_v$
	m	K.km <sup>-1</sup>	K	m	K.km <sup>-1</sup>	K
8:00	90	1,3	296,8	55	1,7	300,6
11:00	250	1,6	303,7	550	1,7	306,1
14:00	870	1,0	307,0	1600	5,5	308,8
17:00	1030	1,2	307,4	2000	5,2	308,8

Com relação à floresta, a CLC possuiu altura de 90 m às 8:00 HL, com temperatura potencial virtual média de 296,8 K (23,7 °C). Às 11:00 HL, a camada possui um pequeno desenvolvimento vertical, com o topo da CLC alcançando 250 m (taxa de crescimento de 64 m.h<sup>-1</sup>), e um leve aquecimento da camada ( $\theta_v$ , igual à 303,7 K (30,6 °C)). A taxa de aquecimento é de 2,5 K.h<sup>-1</sup>. Após este horário, a camada continua a crescer, alcançando as alturas de 870 m (às 14:00 HL) e 1030 m (às 17:00 HL). A temperatura potencial virtual aumenta para 307,0 K (33,9 °C), às 14:00 HL, com taxa de aquecimento de 1,1 K.h<sup>-1</sup> e, posteriormente, para 307,4 K (34,3 °C) às 17:00 HL. Entre os horários das 14:00 e 17:00 HL ocorre um aquecimento aproximadamente nulo ( $\partial\theta_v/\partial t$  igual a 0,1 K.h<sup>-1</sup>), tornando a CLC praticamente estacionária. O gradiente térmico acima da inversão é praticamente invariante com o tempo, apresentando valores que variam de 1,0 K.km<sup>-1</sup> às 14:00 HL para 1,6 K.km<sup>-1</sup> às 11:00 HL. A maior taxa de crescimento ocorre entre 11:00 e 14:00 HL (207 m.h<sup>-1</sup>), decrescendo este valor para 53 m.h<sup>-1</sup>, entre os horários das 14:00 e 17:00 HL.

No caso pastagem, o crescimento da CLC ocorre de uma maneira bem peculiar: a altura da CLC é de 55 m às 8:00 HL, com temperatura potencial virtual média de 300,6 K (27,5 °C). Nos horários subsequentes, a altura desenvolve-se até 550 m (às 11:00 HL), 1600 m (às 14:00 HL) e atingindo a altura final de 2000 m às 17:00 HL. A taxa de crescimento é maior entre às 11:00 e 14:00 HL, quando a CLN já foi erodida e os fluxos de energia atingem seus valores máximos. Com relação a temperatura potencial virtual da camada, esta aumenta de 306,1 K (33,0 °C) às 11:00 HL, para 308,8 K (35,7 °C) às 14:00 HL, permanecendo neste valor (estacionaridade). O gradiente térmico acima da inversão apresenta variação temporal, possuindo um valor de 1,7 K.km<sup>-1</sup> às 11:00 HL e atingindo o valor de 5,2 K.km<sup>-1</sup> às 17:00 HL.

Uma vez que estas medidas foram realizadas em simultâneo, as comparações entre elas explicam melhor os mecanismos físicos que estão ocorrendo nas

áreas de pastagem e de floresta. É possível observar que há uma maior mistura vertical de  $\theta_v$  na área de pastagem do que de floresta, com o consequente aumento da temperatura potencial virtual média da camada: esta diferença (pastagem em relação à floresta) atinge valores de até 2,4 K, às 11:00 HL. A maior mistura na área de pastagem deve-se ao alto valor do empuxo de origem térmica, devido aos fluxos de energia na superfície. Outro fato interessante, mas que ocorre em ambos os sítios, é a forma de  $\theta_v$  às 17:00 HL: esta possui uma camada mais quente próxima ao topo da inversão e uma mais fria próxima à superfície, totalizando 0,5 K de diferença. Este fato pode ser um indício de que o fluxo de entranhamento possui um ciclo diurno defasado do fluxo de superfície, o que será objeto de um dos casos de análise de sensibilidade do modelo convectivo (item 3.1.4). Em outras palavras, poder-se-ia considerar que, após às 14:00 HL, o fluxo de entranhamento aumenta a temperatura da camada próxima ao topo da CLC, e que devido a sua profundidade (alturas entre 1000 e 2000 m), não haja tempo suficiente para a mistura na vertical.

Na Figura 2.10 é apresentado o perfil vertical da temperatura potencial virtual média às 17:00 HL, para os sítios floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3.

## 2.5 - DESTRUIÇÃO DA CAMADA LIMITE NOTURNA (CLN)

A destruição da CLN é um aspecto importante no estudo do crescimento da CLA, uma vez que a atmosfera passa de um estado de estratificação térmica e com pouca turbulência térmica para uma situação em que os processos convectivos predominam. Nos últimos anos, uma atenção maior tem sido dada aos efeitos da heterogeneidade da superfície. Lenschow et al. (1979) realizaram um estudo detalhado da destruição da CLN nas planícies do Colorado (EUA), mostrando que, mesmo em regiões com pouca ondulação topográfica, a advecção de temperatura deve ser considerada em estudos de balanço de energia, para explicar o desenvolvimento da CLC. A erosão da CLN em regiões montanhosas foi estudada por Whiteman (1982) e Helmis et al. (1990), nas quais as circulações de vento locais são importantes para a quebra da inversão térmica. Por outro lado, em região tropical plana e semi-urbana, Vernekar et al. (1993) analisam a quebra da CLN, estimando em 2 horas o tempo médio para o início da erosão e de 4-5 horas o tempo necessário para a destruição completa. Todos estes estudos concordam que a quebra da CLN depende da topografia local e das condições sinóticas presentes, em termos de vento em altitude (1-2 km) e da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ). Um aspecto interessante é o observado por Banta (1984) ao mostrar o desacoplamento da CLC rasa com o ar acima, logo após o nascente, principalmente relacionado com o perfil de vento. No caso do sítio experimental de pastagem, este comportamento foi observado durante algumas manhãs.

### 2.5.1 - CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DO PERFIL DA TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL E VENTOS DURANTE A EROÇÃO DA CLN

Os perfis verticais médios de  $\theta_v$  e velocidade do vento foram calculados com o içamento de balão cativo às 7:00 e 8:30 HL, durante o RBLE 3. O procedimento adotado nestes cálculos foi o mesmo utilizado anteriormente nas análises da CLN (ítems 2.4.3 e 2.4.5). Estas análises se restringem ao período do RBLE 3.

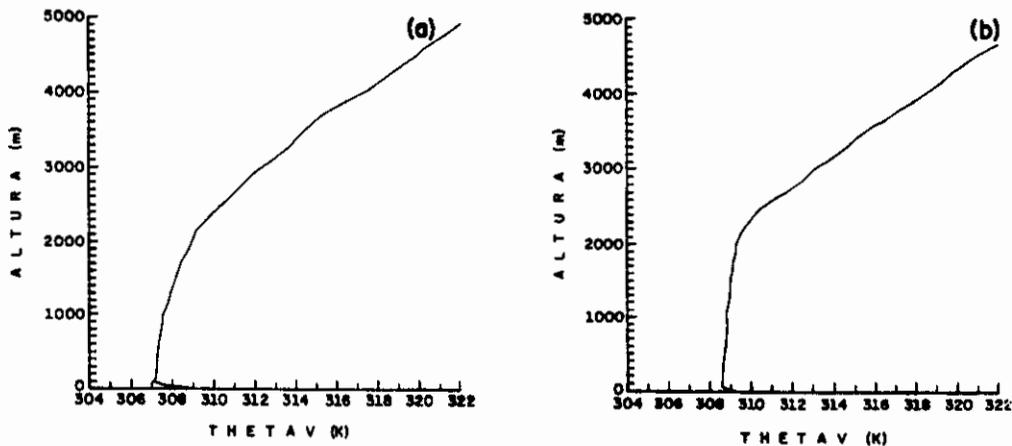


Fig. 2.10 - Perfil vertical da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) média às 17:00 HL, para os sítios experimentais de floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3.

Na Figura 2.11 são apresentados os perfis verticais médios de  $\theta_v$  para os casos de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 e 8:30 HL. O perfil às 7:00 HL nos dois sítios ainda apresenta características típicas da CLN, mesmo com os valores positivos do fluxo de calor sensível (Tabela C.1). A intensidade da inversão é mais acentuada na pastagem ( $45,6 \text{ K.km}^{-1}$ ) do que na floresta ( $31,4 \text{ K.km}^{-1}$ ), pois a CLN é mais profunda na floresta e também possui uma maior mistura vertical, devido ao vento. Com o aquecimento da superfície e liberação da energia pela biomassa (somente no caso da floresta), às 8:30 HL inicia-se a formação de uma CLC rasa, porém bem nítida. No caso da floresta esta CLC tem altura de 80 m, sendo mais alta do que no caso pastagem (altura de 60 m). Em ambos os casos, esta CLC rasa ainda não atingiu o topo da CLN da noite anterior e, portanto, a atmosfera não cresce por convecção livre.

Com relação ao vento, os perfis verticais médios são apresentados na Figura 2.12 para os casos de floresta (a) e pastagem (b). O vento no caso floresta é mais intenso do que na pastagem, principalmente acima de 200 m às 8:30 HL. No caso da pastagem, na camada mais próxima da superfície (até 30-40 m), o vento é praticamente nulo (às 7:00 e 8:30 HL). Estes dois comportamentos indicam o desacoplamento da camada próxima à superfície na pastagem com a atmosfera acima (entre 100-300 m). Não fica bem caracterizada a ocorrência sistemática de jatos noturnos, embora tenham

vido observados algumas noites com ventos intensos (até  $4,0 - 5,0 \text{ m.s}^{-1}$ ) em ambos os sítios. Nestas ocasiões deve ter ocorrido acoplamento com situações de larga-escala, mas que não são reproduzidas rotineiramente. Greco et al. (1992) e Oliveira e Fitzjarrald (1993) analisam a ocorrência da formação de jatos noturnos na área de floresta em Manaus e concluem que estes tem um acoplamento intenso com a circulação de brisa fluvial (rio-continente), o que não é o caso da região de Ji-Paraná.

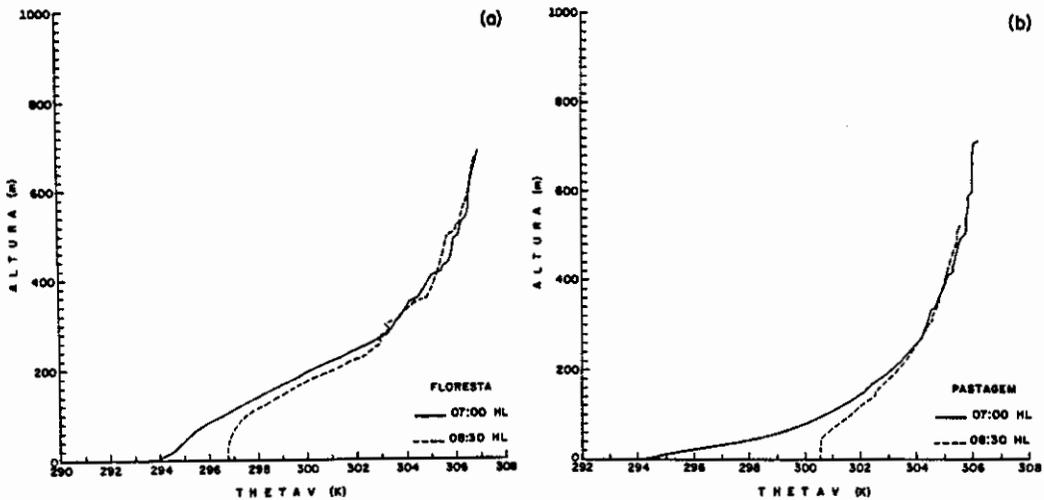


Fig. 2.11: Perfis verticais médios de  $\theta_v$  para os casos de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 HL e 8:30 HL, durante o RBLE 3.

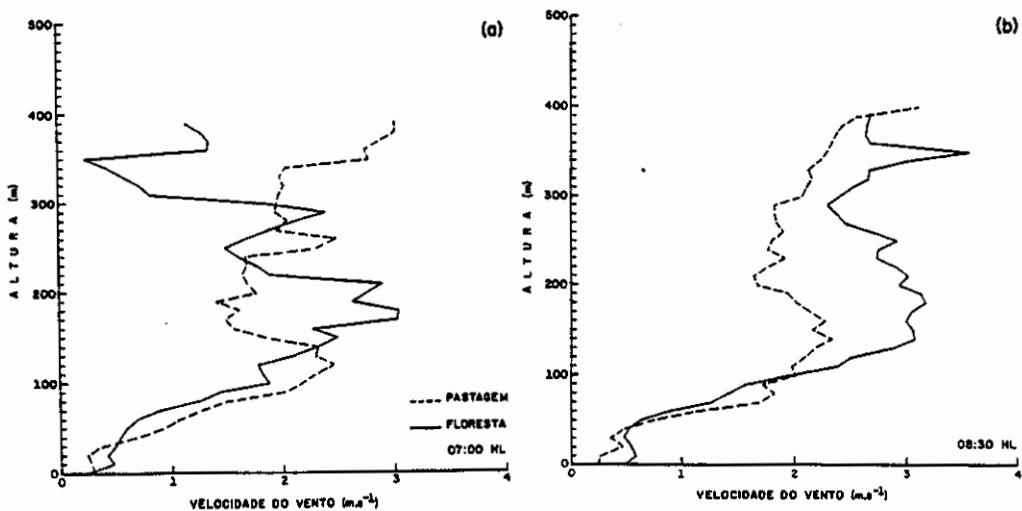


Fig. 2.12 - Perfis verticais do vento para os sítios de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 HL e 8:30 HL, durante o RBLE 3.

O número de Richardson ( $Ri$ ) foi calculado para os sítios de floresta e pastagem, entre os horários das 7:00 e 8:30 HL, com a finalidade de analisar a transição da estabilidade atmosférica. Às 7:00 HL, o  $Ri$  é positivo e da ordem de 0,1, com excessão da camada mais próxima da superfície na área de pastagem, indicando uma atmosfera levemente estável. Às 8:30 HL, com o aquecimento da superfície, a camada começa a passar para o estado de neutralidade, nas camadas mais baixas (até 60-70 m de altura), mostrando o início da mistura vertical desta camada. Na Figura 2.13 são apresentados os perfis verticais de  $Ri$  para os sítios de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 e 8:30 HL, durante o RBLE 3.

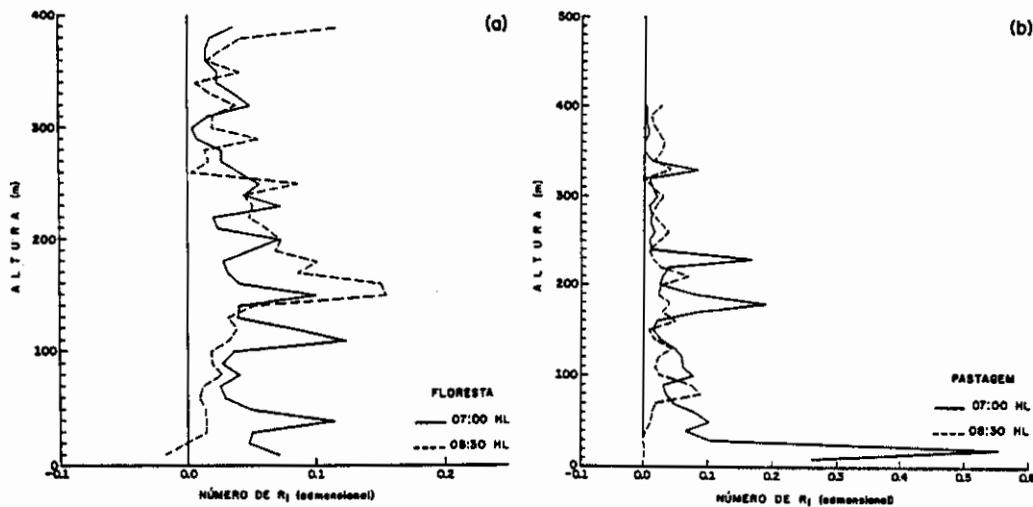


Fig. 2.13 - Perfis verticais de  $Ri$  para os sítios de floresta (a) e pastagem (b), nos horários das 7:00 HL e 8:30 HL, durante o RBLE 3.

### 2.5.2 - CÁLCULO DO AQUECIMENTO DA CLN

Na Figura 2.14 é apresentada a representação esquemática dos perfis verticais de temperatura potencial virtual para os horários das 7:00 HL e 8:30 HL. Às 7:00 HL, o perfil de  $\theta_v$  ainda se apresenta com características noturnas, com o topo da CLN na altura  $h$ . Às 8:30 HL, uma CLC rasa se forma, embora ainda sem atingir o topo da CLN. A área hachuriada representa o aquecimento da camada ( $\partial\theta_v/\partial t$ ). Com o decorrer do tempo, a CLC aprofunda-se, até atingir o nível  $h$ , quando ocorre a erosão da CLN. Após este horário, a CLC cresce livremente, até atingir a camada de mistura residual do dia anterior.

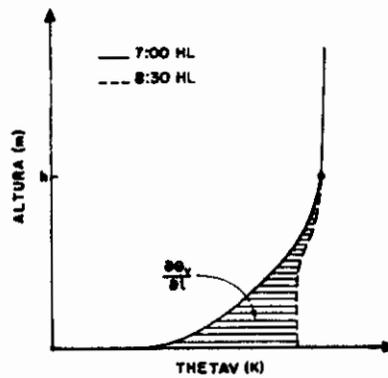


Fig. 2.14 - Perfis esquemáticos da temperatura potencial virtual nos horários das 7:00 HL e 8:30 HL. A área hachuriada é proporcional ao aquecimento térmico da camada ( $\int_0^h \theta_{8:30} - \theta_{7:00} dz$ ).

Na situação descrita acima, pode-se representar o aquecimento da camada como:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (w' \theta_v') + \bar{F} \quad (2.1)$$

onde  $w' \theta_v'$  é o fluxo de energia liberado e  $F$  representa processos de fonte de calor para o aquecimento da camada. Nestas análises, em particular, os processos de fonte/sorvedouro são a energia armazenada pela biomassa (na floresta) e transportes advectivos (na pastagem). A contribuição do termo radiativo é desprezada nesta análise, por ser de pequena influência no balanço geral.

Após a integração da equação (2.1) da superfície até o nível  $h$  e respectiva discretização dos termos analíticos, obtemos que:

$$\sum_{i=0}^h \frac{\Delta \theta_v}{\Delta t} \Delta z_i = (w' \theta_v')_o - (w' \theta_v')_b - F \cdot \Delta z \quad (2.2)$$

onde os subscriptos  $o$  e  $b$  referem-se aos fluxos de energia liberados pela superfície e associado com o entranhamento, respectivamente.

Assumindo que, devido à forte inversão térmica próxima à superfície (tipicamente da ordem de  $30 \text{ K.km}^{-1}$ ), o fluxo de entranhamento ( $w'\theta_v'$ )<sub>b</sub> seja nulo, a equação (2.2) torna-se:

$$\sum_{i=0}^h (\theta_v(8:30) - \theta_v(7:00)) \cdot \Delta z_i = (w'\theta_v')_o \cdot \Delta t + F \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (2.3)$$

Desta maneira, é possível resolver algebricamente a equação (2.3), obtendo estimativas das energias envolvidas em F, uma vez que os outros termos desta equação foram medidos.

Os dados coletados no dia 22/8/94 (RBLE 3) são utilizados para estudar em detalhes, os mecanismos envolvidos na erosão da CLN e relacionados com heterogeneidades horizontais.

Na Tabela 2.7 são apresentados os valores calculados do fluxo de energia liberado pela superfície (floresta e pastagem), armazenado pela biomassa (floresta) e da variação temporal da temperatura potencial virtual entre 7:00 e 8:30 HL, no dia 22/08/94. Os dados de fluxo foram medidos diretamente com o instrumento Hydra e a energia armazenada pela biomassa calculada segundo Moore e Fisch (1986). A variação da temperatura potencial virtual foi estimada com os perfis de  $\theta_v$  obtidos pelo balão cativo.

TABELA 2.7 - FLUXOS DE ENERGIA LIBERADOS PELA SUPERFÍCIE ( $w'\theta_v'$ ) E ARMAZENADOS PELA BIOMASSA (B) NA FLORESTA E PASTAGEM (22/8/94)

HL	FLORESTA		PASTAGEM
	$w'\theta_v'$ W.m <sup>-2</sup>	B W.m <sup>-2</sup>	$w'\theta_v'$ W.m <sup>-2</sup>
7:00 - 8:00	-0,0003	0,03	0,02
8:00 - 9:00	0,007	0,09	0,07
$\Delta\theta_v$ (m.K)	283,8		482,3

A integração do fluxo de energia da superfície ( $w'\theta_v'$ ) liberado na floresta entre 7:00 e 8:30 HL é de 11,5 m.K e da armazenada pela biomassa de 261,0 m.K, totalizando 272,5 m.K. O aquecimento da camada integrado até a altura do CLN é de 283,8 m.K, o que praticamente comprova um balanço entre os termos. A diferença entre os termos é de 11,3 m.K (representando 4% do aquecimento) ou o equivalente a 0,002

m.K.s<sup>-1</sup>, durante 90 min (entre 7:00 e 8:30 HL). Por outro lado, no caso da pastagem a integração do fluxo de energia da superfície totaliza 182,4 m.K, sendo que o aquecimento medido foi de 482,3 m.K, com uma diferença de 299,9 m.K (62% do aquecimento total) ou equivalente a 0,06 m.K.s<sup>-1</sup>, durante 90 minutos. Esta quantidade de energia é 3 vezes superior aos valores de fluxos de energia medidos pelo Hydra entre 7:00 e 8:00 HL e da mesma ordem de grandeza dos valores entre 8:00 e 9:00 HL. Este fato é um forte indicador de que existe um adicional de energia ao sistema, que é trazido por fluxos advectivos. Este aspecto do transporte de energia será discutido com mais detalhes no Capítulo 4, utilizando simulação numérica bi-dimensional.



## CAPÍTULO 3

### ASPECTOS DE MODELAGEM UNI-DIMENSIONAL

Tendo em vista que a camada limite atmosférica (CLA) possui comportamentos distintos para diferentes condições de estabilidade atmosférica, o modelo de crescimento da CLA foi, a priori, separado em 2 partes, sendo uma considerando o desenvolvimento em condições diurnas (item 3.1) e outra para o caso noturno (item 3.2).

#### 3.1 - MODELO DE CRESCIMENTO DIURNO

O crescimento da camada limite atmosférica tem sido objeto de estudos não somente por cientistas da área de Meteorologia, como também por especialistas de Oceanografia. Um exemplo disto é o conjunto de trabalhos realizados por Zilitinkevich (1975, 1991). O ponto em comum na abordagem realizada por meteorologistas e oceanógrafos é o escoamento de fluidos separados por uma camada de características diferentes (térmicas ou de salinidade). Além disso, experiências de laboratório têm sido realizadas em tanques de água com 2 camadas estratificadas (por densidade) e com aquecimento térmico externo (Willis e Deardoff, 1974)

Tennekes (1973) foi o primeiro autor a modelar o crescimento do CLA em condições diurnas, ou seja, na presença de convecção livre e/ou forçada (atmosfera instável). Em seu artigo clássico, Tennekes idealiza a CLA como sendo composta de uma camada bem misturada, onde as propriedades termodinâmicas (por exemplo  $\theta_v$ ) são constantes com a altura. No topo desta camada há uma descontinuidade ( $\Delta\theta_v$ ) seguida por uma inversão térmica ( $S_0$ ). Na Figura 3.1 é apresentada esta idealização para o caso da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ). Observa-se que esta idealização aproxima-se bastante das condições típicas observadas durante o experimento RBLE ( Figura 2.9).

Vários estudos tem sido realizados utilizando este tipo de modelo ( por exemplo Yamada e Berman, 1979; Driedonks, 1982; Batchavarova e Gryning, 1990; e Culf, 1992) para diferentes situações atmosféricas e condições de terreno. Para simplificar o modelo, as condições dentro e acima da CBL serão assumidas como homogêneas no plano horizontal, desprezando advecção horizontal e subsidência de larga-escala. Os efeitos do resfriamento radiativo também serão ignorados, pois são pequenos em relação aos fluxos de energia da superfície (Tennekes, 1973). A presença do vapor d'água será incorporada através da utilização da temperatura potencial virtual, embora a liberação de energia pela mudança de estado não seja permitida.

### 3.1.1 - EQUAÇÕES DO MODELO DE CRESCIMENTO DIURNO

Segundo Driedonks (1982), em escoamentos de fluidos geofísicos, três mecanismos de produção de energia podem ser distinguidos:

- a) turbulência convectiva produzida pelo aquecimento da superfície;
- b) turbulência mecânica gerada pelo atrito da superfície e
- c) turbulência mecânica gerada pelo cisalhamento do vento na base da inversão térmica;

e estes devem estar incluídos nas equações que descrevem as propriedades termodinâmicas.

Considerando a CLA como sendo uma caixa, em que as entradas de energia são realizadas pelas partes inferior e superior e desprezando-se a advecção lateral de energia, a equação de conservação de energia pode ser descrita como (Tennekes, 1973; Tennekes e Driedonks, 1981; Driedonks, 1982; Driedonks e Tennekes, 1984):

$$\frac{d}{dt}(\theta_v) = \frac{1}{h} [(\overline{w'\theta'_v})_o - (\overline{w'\theta'_v})_b] \quad (3.1)$$

onde  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual média da camada,  $(\overline{w'\theta'_v})$  representa os fluxos de energia na superfície (subscripto  $o$ ) e na base da inversão (subscripto  $b$ ) e  $h$  é a altura da camada.

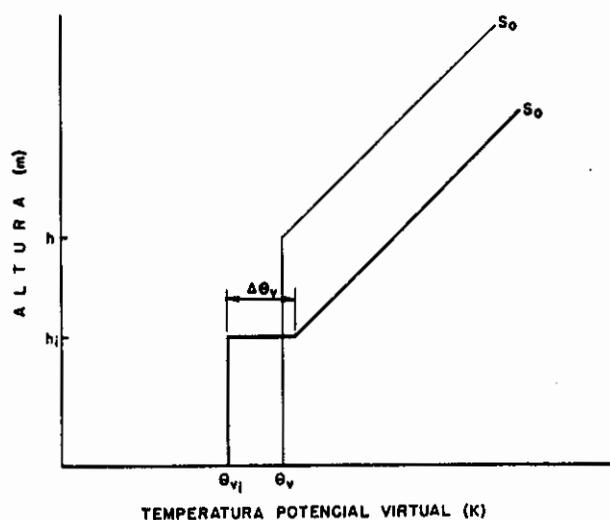


Fig. 3.1 - Representação esquemática do perfil de temperatura potencial virtual desenvolvida na CLA.

Aplicando a conservação de energia na descontinuidade do perfil de temperatura potencial virtual provocada pela inversão térmica, obtém-se que:

$$\frac{d}{dt}(\Delta\theta_v) = S_0 \left( \frac{dh}{dt} \right) - \frac{d\theta_v}{dt} \quad (3.2)$$

onde  $\Delta\theta_v$  é a intensidade da descontinuidade térmica e  $S_0$  é o gradiente vertical de temperatura potencial virtual acima da descontinuidade e assumido como invariante no tempo (Tennekes, 1973).

Lilly (1968) parametriza o fluxo de calor associado com o ar entranhado por penetração convectiva como sendo:

$$-\overline{(w'\theta'_v)_b} = \Delta\theta_v \frac{dh}{dt} \quad (3.3)$$

Estas 3 equações (3.1, 3.2 e 3.3) formam a base do modelo de crescimento da CLA em condições diurnas. Entretanto, devido ao fato de termos 4 incógnitas ( $\theta_v, h, \Delta\theta_v$  e  $\overline{(w'\theta'_v)_b}$ ) e 3 equações, torna-se necessária a introdução de uma nova equação para fechamento do sistema ("problema de fechamento"). Os valores de  $\overline{(w'\theta'_v)_0}$  e  $S_0$  podem ser considerados como sendo condições de contorno ou iniciais e são fornecidos ao modelo. Esta equação adicional origina-se da análise de conservação de energia cinética turbulenta (ECT) da camada. Driedonks (1982) salienta que existem 2 maneiras de se estudar o balanço de ECT: 1) considerando o balanço integrado em toda camada; ou 2) considerando o balanço local, apenas na base da inversão térmica. Embora o próprio autor reconheça que as diferenças devido à abordagem sejam pequenas, não existe consenso sobre a melhor parametrização.

A parametrização que mais tem sido utilizada em estudos de crescimento da CLA é a proposta originalmente por Tennekes (1973), em que considera que não ocorra variação temporal de ECT, sendo a produção de energia pelo cisalhamento do vento similar à produção gerada pelo empuxo térmico, na base da inversão. Através de análise adimensional, Tennekes propõe que o fluxo de energia na base da inversão ("fluxo de entranhamento") possa ser representado como:

$$-\overline{(w'\theta'_v)_b} = C_F \overline{(w'\theta'_v)_0} + A \frac{u_*^3 \theta_v}{g h} \quad (3.4)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,8 \text{ m.s}^{-2}$ ) e  $C_F$  e  $A$  são constantes empíricas. Esta parametrização já foi validada por outros autores (Driedonks, 1982; e Culf, 1992), usando diferentes conjuntos de dados. Usualmente assume-se que  $C_F=0,2$  e  $A=5$  (Stull, 1988; e Garratt, 1992). Para a região de floresta tropicais, Martin et al. (1988) e Lyra et al. (1992) utilizam estes coeficientes em suas análises. Entretanto, Betts (1992) analisando os dados coletados por radiossondagens e aviões instrumentados no experimento FIFE ("First ISSPC Field Experiment"), encontrou um valor para o coeficiente de fluxo de entranhamento superior ao usualmente utilizado: o autor estimou que  $C_F$  fosse igual à 0,4, baseado em 2 campanhas distintas de coleta de dados. Neste trabalho será utilizado a parametrização sugerida por Tennekes (1973) e representada pela equação (3.4).

Portanto, substituindo-se a equação (3.4) na equação (3.3), obtém-se uma equação prognóstica para a altura da camada limite convectiva, ou seja:

$$\frac{dh}{dt} = 0,2 \frac{(\overline{w'\theta'_v})_0}{\Delta\theta_v} + 5 \frac{u_*^3 \theta_v}{g h \Delta\theta_v} \quad (3.5)$$

(I)                      (II)

Nesta equação já foi introduzido o valor das constantes a serem utilizadas ( $C_F$  igual a 0,2 e  $A$  igual a 5).

Para a determinação da equação prognóstica do valor da temperatura potencial virtual média, substitue-se a parametrização (3.4) na equação (3.1), obtendo-se:

$$\frac{d\theta_v}{dt} = \frac{1}{h} \left[ 1,2 (\overline{w'\theta'_v})_0 + 5 \frac{u_*^3 \theta_v}{g h} \right] \quad (3.6)$$

Portanto, o conjunto de equações (3.2), (3.5) e (3.6) deve ser resolvido simultaneamente para a determinação da evolução temporal de  $\Delta\theta_v$ ,  $h$  e  $\theta_v$ . Em todas estas deduções matemáticas, a derivada temporal refere-se à variação local, pois considera-se apenas uma única dimensão (vertical).

### 3.1.2 - DISCRETIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DO MODELO

O conjunto de equações (3.2), (3.5) e (3.6) deve ser discretizado para ser integrado numericamente no tempo. Devido ao fato desta integração ser relativamente curta (12 horas), optou-se por utilizar um esquema de integração numérica avançada no tempo ( método Euler), a despeito de sua potencialidade para instabilidade numérica. (Mesinger e Arakawa, 1982). Uma análise detalhada dos resultados deste modelo em relação a outros esquemas computacionais (por exemplo Adam-Bashfort, Runge-Kutta de quarta ordem e predição-correção) não mostraram nenhuma instabilidade numérica. (Campos Velho, 1994).

A equação (3.5) discretizada torna-se:

$$\frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t} = 0,2 \frac{(\overline{w'\theta'_v})_0^{n+1/2}}{\Delta\theta_v^n} + \frac{5 u_*^3 \theta_v^n}{g h^n \Delta\theta_v^n} \quad (3.7)$$

onde os subscriptos  $n$  e  $n+1$  referem-se a diferentes passos de tempo. As variáveis especificadas ao modelo são denotadas por  $n+1/2$  e significam que foi fornecido o valor médio da variável entre os instantes  $n$  e  $n+1$ , que corresponde ao valor médio do intervalo de 60 s.

Analogamente, as equações (3.2) e (3.6) tornam-se, respectivamente:

$$\frac{\theta_v^{n+1} - \theta_v^n}{\Delta t} = \frac{1}{h^n} \left[ 1,2 (\overline{w'\theta'_v})_0^{n+1/2} + \frac{5 u_*^3 \theta_v^n}{g h^n} \right] \quad (3.8)$$

e

$$\frac{\Delta\theta_v^{n+1} - \Delta\theta_v^n}{\Delta t} = S_0 \left( \frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t} \right) - \frac{(\theta_v^{n+1} - \theta_v^n)}{\Delta t} \quad (3.9)$$

O valor de  $S_0$  foi especificado como condição inicial e invariante com o tempo. Segundo Tennekes (1973), esta hipótese é razoável, pois o gradiente térmico é determinado por mecanismos de grande escala, que possuem escala temporal maior do que a evolução do

ciclo diurno. Entretanto, as observações mostram que  $S_0$  modifica-se com o decorrer do dia e este fato foi objeto de um estudo de sensibilidade do modelo. Na Figura 3.2 é apresentado uma representação esquemática do procedimento de integração numérica das equações (3.7), (3.8) e (3.9).

### 3.1.3 - CONDIÇÕES INICIAIS E DE FRONTEIRA PARA O MODELO

Para a obtenção das condições de fronteira necessárias ao modelo, determinou-se as características médias horárias dos fluxos turbulentos de calor (H e LE) e de momentum ( $u_*$ ). No caso dos fluxos H e LE, estes foram obtidos através da composição dos dados coletados pelo equipamento Hydra, para vários dias de condições típicas durante o RBLE 2. Tendo em vista que um dos objetivos deste trabalho é o de analisar a influência dos fluxos de superfície na estrutura da camada limite, optou-se por caracterizar estes fluxos com um maior número de dados disponíveis. Dessa maneira, decidiu-se estabelecer o comportamento característico da floresta e pastagem com os dados coletados entre os dias 01 e 06/07 e entre os dias 19 e 25/07/93, respectivamente. Portanto, eliminou-se a influência de 2 friagens que aconteceram nos dias 07/07 e 13/07. Para ambos os sítios foram utilizados 6 dias completos de dados de fluxos (Hydra) e dos elementos climáticos (EMAs). No caso das simulações com os dados do RBLE 3, utilizou-se as informações horárias médias da partição de energia dos fluxos turbulentos, no período de de 13 a 24/08/94, para os sítios de floresta e pastagem. No apêndice C estão apresentados estas informações horárias médias obtidas durante o RBLE 3 e na Tabela 3.1 os dados horários de  $w'\theta_v'$  e  $u^*$  para os sítios de floresta e pastagem, durante o RBLE 2.

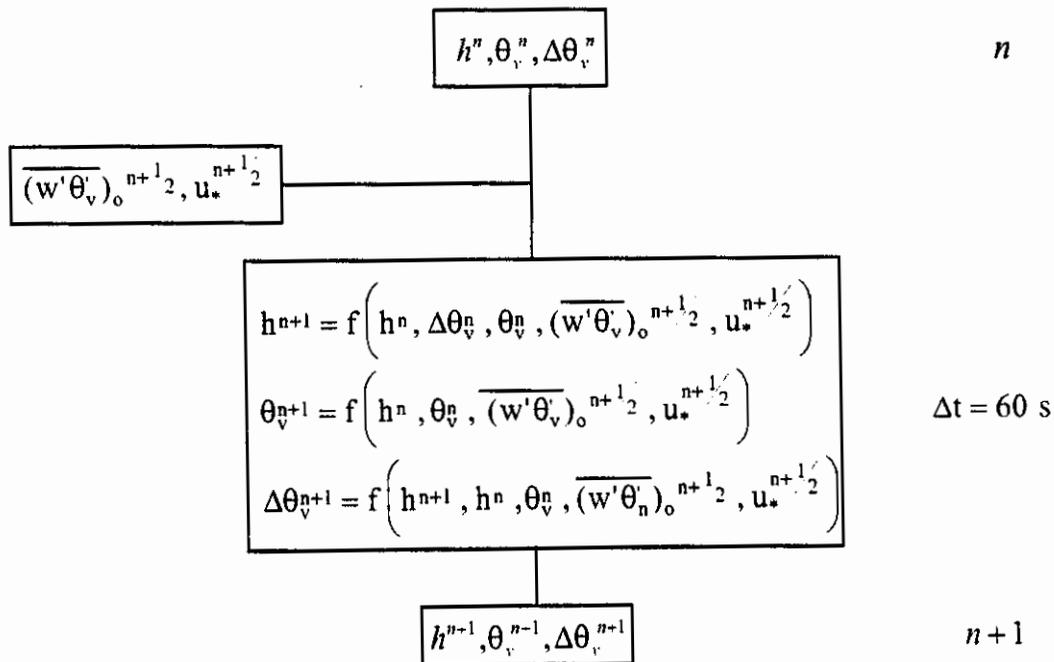


Fig. 3.2: Representação esquemática do procedimento de integração numérica da CLC.

**TABELA 3.1 - VALORES HORÁRIOS DO FLUXO TURBULENTO DE ENERGIA ( $w'\theta_v'$ ) E VELOCIDADE DE FRICÇÃO ( $u_*$ ) NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 2**

HL	FLORESTA		PASTAGEM	
	$w'\theta_v'$ m.K	$u_*$ m.s <sup>-1</sup>	$w'\theta_v'$ m.K	$u_*$ m.s <sup>-1</sup>
8:00	-0,004	0,04	0,009	0,06
9:00	0,016	0,16	0,060	0,14
10:00	0,059	0,25	0,136	0,26
11:00	0,080	0,26	0,182	0,31
12:00	0,092	0,30	0,190	0,30
13:00	0,133	0,38	0,210	0,30
14:00	0,135	0,43	0,194	0,28
15:00	0,098	0,41	0,140	0,28
16:00	0,075	0,38	0,094	0,27
17:00	0,021	0,29	0,029	0,23

Uma análise posterior feita nos dados de fluxos de calor latente durante o RBLE 2 correlacionando-o com outros tipos de estimativas realizadas no local (torre micrometeorológica e razão de Bowen), mostraram que o Hydra superestimava estes fluxos em 30 a 40% do valor correto (Wright, 1993). Portanto, resolveu-se determinar LE como resultado do balanço de energia. No caso de floresta, assumiu-se que LE fosse igual à diferença entre o saldo de radiação ( $R_n$ ) e o fluxo de calor sensível (H), ambos medidos pelo Hydra, e energia armazenada pela biomassa (estimada). Para o caso de pastagem, incluiu-se medições do fluxo de calor conduzido ao solo (SHF) nesta determinação. De qualquer maneira, a influência de LE é pequena, simplesmente para transformar a temperatura potencial em temperatura potencial virtual. No caso do RBLE 3, utilizou-se os próprios dados medidos pelo Hydra.

No caso dos valores de velocidade de fricção ( $u_*$ ), os dados utilizados também foram obtidos pelo Hydra. Entretanto, em alguns horários em que a velocidade do vento era muito fraca (principalmente à noite e nos horários de transição), os dados estimados pelo Hydra eram inconsistentes (velocidade de fricção negativa). Nestes casos, optou-se por considerar  $u_*$  como sendo uma fração (1/10) da velocidade do vento medida pela EMA. Este procedimento também foi utilizado por Batcharova e Gryning (1990).

Este conjunto de informações horárias típicas foi interpolado linearmente para intervalos de 60 s e fornecidos ao modelo durante todo o período de integração numérica. O intervalo de tempo utilizado também foi de 60 s para cada passo.

Para a inicialização do modelo, foram necessárias informações relativas das condições iniciais da estrutura termodinâmica da CLA. Os valores iniciais de  $\Delta\theta_v$ ,  $h$  e  $\theta_v$  foram obtidos a partir da sondagem do balão cativo do início da manhã (às 8:00 HL no caso do RBLE 2 e 8:30 HL no RBLE 3). Os valores de  $h$  e  $\theta_v$  observados experimentalmente às 11:00, 14:00 e 17:00 HL foram extraídos das Tabelas 2.4 e 2.6, os quais foram determinados a partir das radiossondagens (itens 2.4.4 e 2.4.6). Este procedimento de utilizar as condições iniciais das sondagens do balão cativo e os pontos de comprovação do modelo a partir das radiossondagens, deve-se ao fato de que:

1) a radiossondagem das 8:00 HL (ou das 8:30 HL) não apresenta claramente o comportamento idealizado do modelo, pois o número de pontos observacionais é pequeno. A plotagem dos dados obtidos por balão cativo mostra, com maior nitidez, o comportamento característico;

2) a camada limite atmosférica cresceu até aproximadamente 1350 m no sítio de floresta e até 2350 m no caso de pastagem. Em nenhum içamento do balão cativo conseguiu-se atingir estas alturas, não possibilitando a distinção do ponto de inflexão da curva  $\theta_v$  versus altura. Desta maneira, utilizou-se os valores de radiossondagens, os quais sempre atingem a profundidade vertical de 20.000 m.

Tendo estas 2 observações em mente, para a determinação dos valores iniciais de  $\Delta\theta_v$ ,  $h$  e  $\theta_v$  foram analisados, graficamente, os içamentos do balão cativo para os casos de floresta e para pastagem. Na Figura 3.3 é apresentado um perfil inicial típico obtido pelos içamentos do balão cativo na área de floresta, durante o RBLE 2. Os valores de condição inicial obtidos nos experimentos RBLE 2 e 3 estão resumidos na Tabela 3.2.

Um procedimento interessante para o cálculo da altura inicial ( $h_i$ ) é o proposto por Yamada e Berman (1979): quando a sondagem inicial não estava bem caracterizada com uma camada rasa de CLC, eles propuseram calcular  $h_i$  como sendo resultante da integração temporal do fluxo de calor, desde o instante em que este torna-se positivo ( $t_s$ ) até o instante desejado ( $t$ ), ou seja:

$$h^2_i(t) = \frac{2}{S_0} \int_{t_s}^t (\overline{w'\theta'_v}) dt$$

Uma análise qualitativa com os dados do RBLE 2 para área de pastagem resultou em uma altura inicial estimada em 135 m, de acordo com as observações. Para a área de floresta, este procedimento é inviável, uma vez que a ocorrência de nevoeiros modificou

o comportamento dos fluxos. (para a evaporação dos nevoeiros, o fluxo de calor sensível (H) era negativo até às 8:00 HL).

**TABELA 3.2 - VALORES INICIAIS DA ALTURA ( $h_i$ ), GRADIENTE TÉRMICO ACIMA DA INVERSÃO ( $S_o$ ), TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL MÉDIA ( $\theta_v$ ) E DESCONTINUIDADE TÉRMICA NO TOPO DA INVERSÃO ( $\Delta\theta_v$ ) NA FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 2 E RBLE 3**

	FLORESTA				PASTAGEM			
	$h_i$	$S_o$	$\theta_v$	$\Delta\theta_v$	$h_i$	$S_o$	$\theta_v$	$\Delta\theta_v$
	m	K.km <sup>-1</sup>	K	K	m	K.km <sup>-1</sup>	K	K
RBLE 2	200	1,8	298,8	5,8	110	3,6	298,6	5,3
RBLE 3	100	4,3	297,2	6,7	80	4,8	300,8	3,2

### 3.1.4 - RESULTADOS

Utilizando o modelo desenvolvido nas equações (3.7), (3.8) e (3.9), simulou-se o comportamento do crescimento da CLC para as áreas de floresta e pastagem, durante os experimentos RBLE 2 e RBLE 3, utilizando as condições iniciais e de contorno apropriadas. Estes resultados serão denominados de simulação de controle.

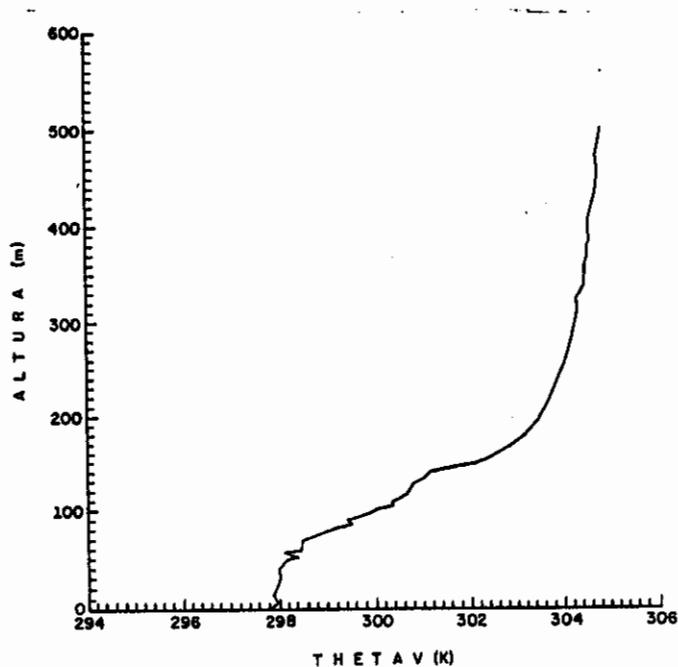


Fig. 3.3 - Perfil inicial típico de desenvolvimento da CLC às 8:00 HL (dados obtidos do balão cativo) para o caso da floresta (dados do RBLE 2).

## a) Simulações com dados do RBLE 2

Na Tabela 3.3 estão condensados os principais resultados obtidos na simulação para floresta e pastagem, sendo que os valores horários de crescimento da altura da CLC e temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) para as áreas de floresta e pastagem são apresentados nas Figuras 3.4 e 3.5, respectivamente. Os valores calculados pelo modelo são representados por círculos e linhas contínuas, ao passo que os valores observacionais são representados por x. O parâmetro G (adimensional) representa a razão entre a contribuição mecânica (termo II) e térmica (termo I) da equação (3.5), ao passo que  $w^*$  define-se como a escala de convecção vertical. Esta escala é calculada em função do empuxo térmico e do fluxo de energia liberado pela superfície, ou seja:  $w^{*3} = g \cdot h \cdot w' \theta_v' / \theta_v$ .

Na simulação do modelo com dados característicos obtidos na área de floresta, o desenvolvimento da CLC através do modelo é superior aos valores observados: a altura final calculada foi de 1562 m contra valores observados de 1250 m (diferença de 312 m). Este desempenho do modelo deve-se, basicamente, ao longo tempo que o modelo utilizou para conseguir diminuir a descontinuidade da inversão térmica: só após as 13:00 HL é que  $\Delta\theta_v$  é suficientemente pequeno (cerca de 0,5 K) para que o entranhamento passe a agir. Este fato pode ser observado na Figura 3.4a, pois o modelo calcula a altura da CLC às 11:00 HL em 234 m e as observações mostram um valor de 580 m (Tabela 2.4), gerando uma diferença de cerca de 350 m. Em relação a temperatura potencial virtual, o valor final calculado foi de 0,7 K inferior ao observado, sendo que em todo o período de integração as temperaturas calculadas pelo modelo foram inferiores (Figura 3.5a).

Com relação à pastagem, o modelo também não consegue representar o rápido crescimento da CLC (Figura 3.4b) nas primeiras horas da manhã: a altura calculada é de 645 m às 11:00 HL contra valores observados de 1590 m, resultando em uma camada limite mais baixa no final da tarde (altura final de 1754 m ao invés do valor observado de 2220 m). Neste caso, a descontinuidade da inversão é de aproximadamente 0,4 K às 11:00 HL. A temperatura potencial virtual horária (Figura 3.5b) também é calculada e o ajuste é melhor do que no caso floresta: às 11:00 HL o valor calculado foi de 305,4 K contra um valor observado de 305,6 K, às 14:00 HL a diferença é mantida (307,9 K e 307,1 K, respectivamente) para, ao final da integração, a diferença entre o valor observado e calculado ser de +1,5 K (308,9 K e 307,4 K).

O parâmetro G apresenta valores próximos a 1,0 na floresta, entre os horários das 9:00 e 12:00 HL, decrescendo este valor para cerca de 0,5 no período da tarde. Este fato representa que as contribuições da turbulência térmica e mecânica possuem importância equivalente na parte da manhã, sendo a turbulência térmica

predominante à tarde. No caso da pastagem, o parâmetro  $G$  possui um valor típico de 0,3 durante a manhã e inferior a 0,1 à tarde. Neste caso, a contribuição mecânica para o crescimento da CLC é muito pequena. Em relação a velocidade vertical  $w^*$ , os valores calculados na floresta possuem uma tendência de crescimento ao longo do dia, com máximo ( $1,60 \text{ m.s}^{-1}$ ) às 14:00 HL. No caso da pastagem, também se observa este comportamento, sendo que o máximo de  $w^*$  é de 2,07 (também às 14:00 HL).

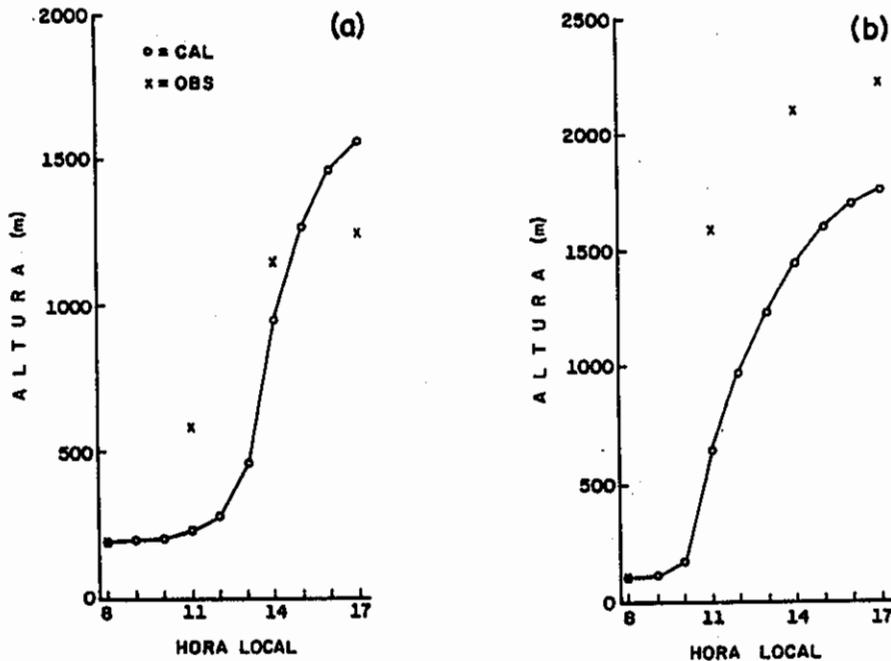


Fig. 3.4 - Crescimento da altura simulada da CLC para a área de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 2, juntamente com os pontos observacionais.

#### b) Simulações com dados do RBLE 3

Na Tabela 3.4 estão condensado os principais resultados obtidos na simulação para floresta e pastagem, sendo os valores horários de crescimento da altura da CLC e temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) para as áreas de floresta e pastagem apresentados nas Figuras 3.6 e 3.7, respectivamente.

Os resultados da simulação do modelo com os dados do RBLE 3 apresentam características similares aos obtidos anteriormente, principalmente no caso da pastagem. No caso de floresta (Figura 3.6a), a simulação do modelo apresentou um valor final de 885 m contra um valor observacional de 1030 m (extraído da Tabela 2.6). No caso anterior (Figura 3.4a), o modelo apresentou um crescimento significativo da CLC após às 15:00 HL, o que não aconteceu na simulação durante o RBLE 3. Em termos de temperatura potencial virtual média da camada (Figura 3.7a), as observações

indicam um valor de 307,4 K e o modelo calcula 306,4 K (uma diferença de -1,0 K). Diferenças de temperatura desta ordem também foram observadas no caso anterior (Figura 3.5a). Para as simulações de pastagem, o modelo de crescimento da CLC (Figura 3.6b) apresenta o valor de 1402 m contra um valor observacional de 2000 m (diferença de 598 m). Em termos de temperatura (Figura 3.7b), o valor às 17:00 HL calculado foi de 309,3 K, em relação ao valor observado de 308,8 K (diferença de +0,5 K).

**TABELA 3.3 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 2**

	FLORESTA					PASTAGEM				
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	G	$w^*$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	G	$w^*$
	m	K	K		$m.s^{-1}$	m	K	K		$m.s^{-1}$
8	200	5,80	298,8	-	-	110	5,30	298,6	0,17	0,32
9	201	5,66	298,9	0,99	0,47	117	3,95	300,0	0,30	0,61
10	211	4,77	299,8	0,96	0,74	175	0,77	303,4	0,57	0,92
11	234	3,26	301,4	0,72	0,85	645	0,38	305,4	0,20	1,56
12	281	1,69	303,1	0,81	0,94	975	0,55	306,5	0,11	1,81
13	461	0,40	304,7	0,70	1,25	1232	0,68	307,3	0,08	2,02
14	949	0,33	305,6	0,48	1,60	1445	0,79	307,9	0,06	2,07
15	1270	0,42	306,1	0,43	1,59	1600	0,87	308,4	0,08	1,93
16	1464	0,48	306,4	0,39	1,52	1702	0,92	308,7	0,10	1,72
17	1562	0,51	306,5	0,58	1,02	1754	0,96	308,9	0,19	1,17

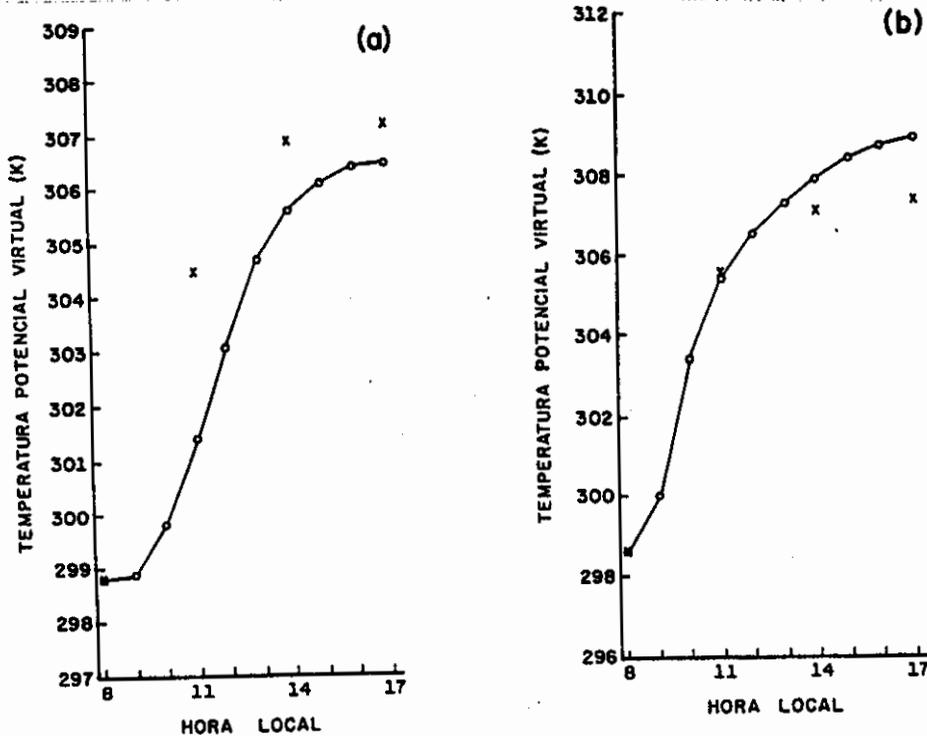


Fig. 3.5 - Crescimento da temperatura potencial virtual média da da CLC para a área de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 2, juntamente com os pontos observacionais.

Os valores de  $G$  calculados apresentaram-se levemente diferentes dos observados nas simulações do RBLE 2: no caso da floresta, entre o período das 9:00 e 11:00 HL, este termo é superior a 1,0, indicando que o principal mecanismo atuante de crescimento da CLC neste caso é devido à turbulência mecânica. Após o horário das 11:00 HL, esta importância diminui, mas é da ordem de 1. No caso da pastagem, os resultados mostram o mesmo comportamento encontrado nas simulações do RBLE 2. Em termos de  $w^*$ , os resultados são similares aos descritos no item anterior.

**TABELA 3.4 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

	FLORESTA					PASTAGEM				
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	G	$w^*$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	G	$w^*$
	m	K	K		$m.s^{-1}$	m	K	K		$m.s^{-1}$
8	100	6,70	297,2	-	-	80	3,18	300,8	0,04	0,40
9	103	6,05	297,9	4,60	0,40	96	1,19	302,9	0,29	0,58
10	120	4,32	299,7	2,46	0,54	398	0,31	305,2	0,21	1,18
11	151	2,26	301,9	1,05	0,69	694	0,53	306,4	0,16	1,55
12	258	0,62	304,0	1,17	0,89	920	0,69	307,3	0,10	1,72
13	504	0,49	305,2	0,74	1,13	1091	0,80	308,1	0,06	1,75
14	685	0,63	305,8	0,85	1,14	1219	0,89	308,6	0,04	1,70
15	803	0,74	306,2	1,00	1,08	1312	0,94	309,0	0,09	1,59
16	868	0,82	306,4	2,05	0,74	1374	0,99	309,2	0,13	1,35
17	885	0,86	306,4	-1,5	0,00	1402	1,02	309,3	0,34	0,79

Em resumo, o modelo apresenta, para ambos os experimentos e cenários (floresta e pastagem), uma má-representação do crescimento da camada limite convectiva nas primeiras horas da manhã, que acaba resultando em uma altura da CLC mais baixa (com excessão da altura final do caso floresta durante o RBLE 2). A turbulência mecânica, que deveria predominar nas primeiras horas da manhã, tem apenas a mesma ordem de magnitude da convecção térmica (que por sua vez é pequena) na floresta, sendo ainda menor no caso de pastagem. Driedonks (1982) e Culf (1992) discutem a importância da turbulência mecânica para o crescimento da camada limite convectiva, sendo que, no caso de Culf, no início da manhã a turbulência mecânica é uma ordem de magnitude maior do que a térmica. Os valores calculados da escala de convecção vertical ( $w^*$ ) são comparáveis aos observados por Martin et al (1988) em Manaus (AM) e possuem um valor típico de  $1,0 m.s^{-1}$ . Em termos de temperatura potencial virtual média da camada, os valores calculados pelo modelo são estimativas razoáveis dos valores observados, sendo que as diferenças entre os valores calculado e observado situa-se na ordem de 1 K. O modelo tende a subestimar o valor de  $\theta_v$  para a floresta e superestimar para a pastagem.

Entretanto o modelo mostra claramente algumas características de como o processo de crescimento ocorre: inicialmente o fluxo de calor fornecido é utilizado para aquecer a camada ( $\theta_v$  aumenta rapidamente) e diminuir a intensidade da descontinuidade. Quando esta torna-se pequena (entre 0,5-1,0 K), a taxa de aquecimento da temperatura diminui e a camada começa a crescer. Este fato é o esperado, pois, uma vez que a descontinuidade não é tão intensa, a penetração convectiva começa a agir e o fluxo de entranhamento passa a atuar para o crescimento da CLC. O mecanismo físico de crescimento da CLC é através do entranhamento de ar seco e quente acima do topo da inversão e, posteriormente, da mistura deste na vertical.

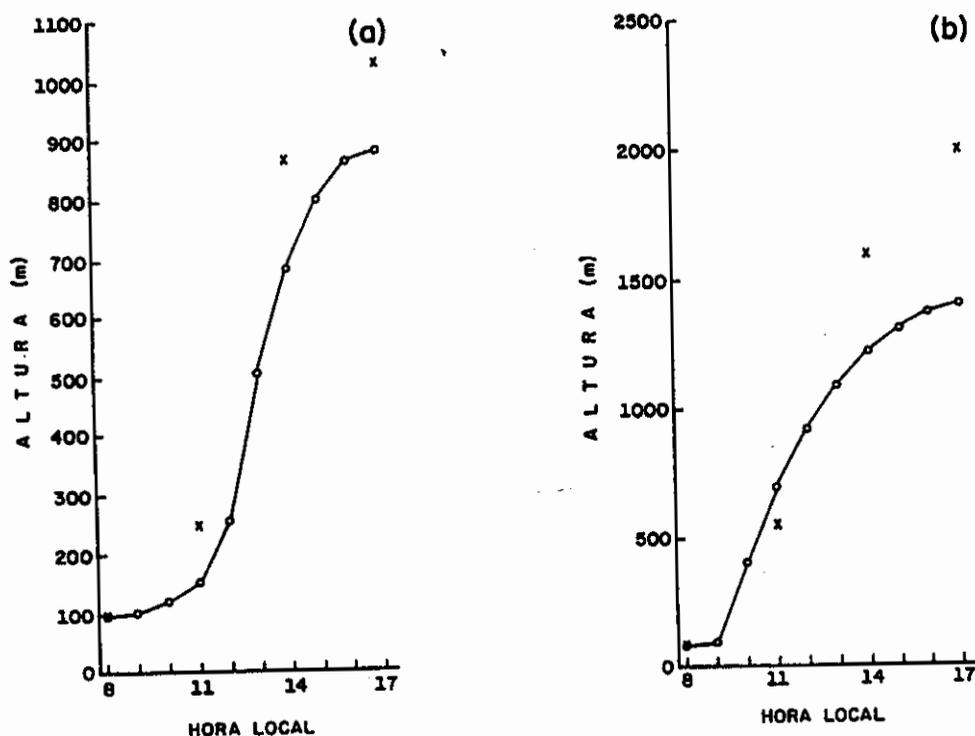


Fig. 3.6 - Crescimento da altura simulada da CLC para a área de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 3, juntamente com os pontos observacionais.

### 3.1.5 - ANÁLISES DE SENSIBILIDADE

Devido à inadequação do modelo para representar corretamente a altura da CLC, vários testes de sensibilidade foram realizados com o intuito de entender melhor o modelo. Estes testes foram realizados para os casos de floresta e pastagem, sendo que os resultados dos experimentos EXP C1 a C6 apresentarão o caso para floresta e os resultados dos experimentos EXP C7 e C8 para a pastagem. Nestes testes de sensibilidade utilizaram-se dados obtidos durante o RBLE 2 como dados de condições inicial e de fronteira. Não foram realizados testes de simulação com os dados do RBLE 3.

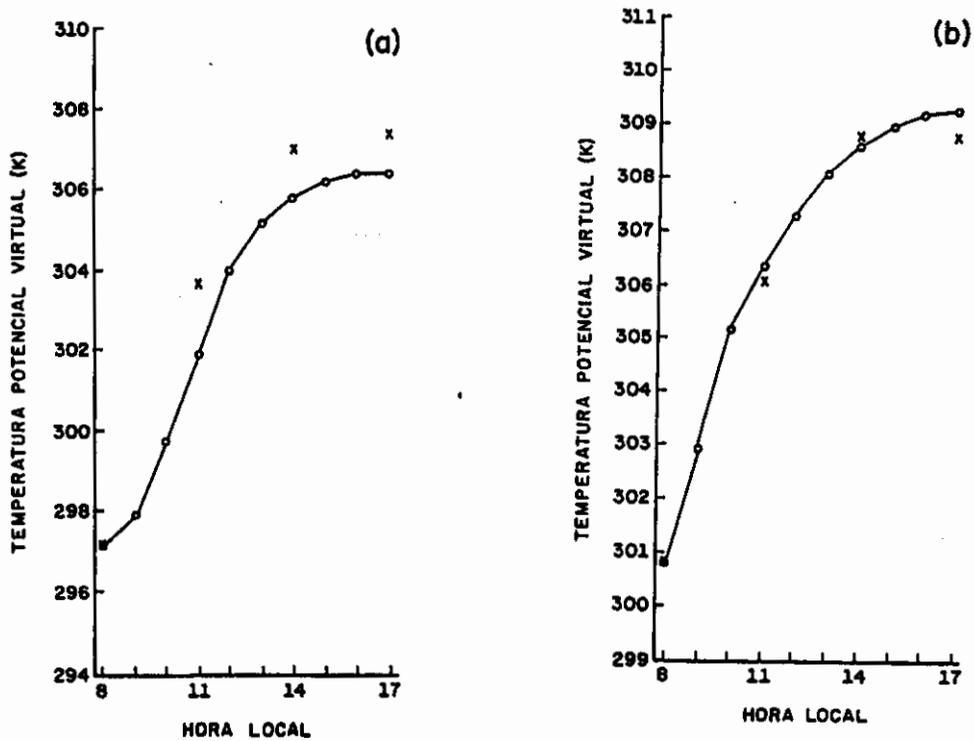


Fig. 3.7 - Crescimento da temperatura potencial virtual média da CLC para a área de floresta (a) e pastagem (b) durante o RBLE 3, juntamente com os pontos observacionais.

Inicialmente realizou-se as simulações para três situações distintas:

- a) EXP C1: considerando caso com entranhamento maior ( $C_F = 0,5$ );
- b) EXP C2: considerando caso sem entranhamento ( $C_F = 0$ ) e
- c) EXP C3: considerando que a intensidade da inversão seja menor ( $\Delta\theta_v = \Delta\theta_v/2$ )

Os resultados obtidos estão condensados na Tabela 3.5. Na simulação realizada com entranhamento maior (EXP C1), a altura final foi superior (1845 m), mas continuou com o problema da má-representação do crescimento na parte de manhã. No caso da simulação sem entranhamento (EXP C2), a altura final (1359 m) foi inferior, tendo confirmado que é o fluxo de entranhamento o responsável pelo aumento da descontinuidade da inversão após o meio-dia (neste caso,  $\Delta\theta_v$  permanece aproximadamente zero após este horário). Nos resultados obtidos por estes dois experimentos apenas após 13:00 HL é que ocorre um desenvolvimento vertical significativo da CLC. Em ambos os casos, o perfil de  $\theta_v$  não se modificou significativamente (diferenças típicas de 0,1 K) do caso considerado de controle. Na simulação considerando a metade da descontinuidade (EXP C3), a altura do CLC às 11:00 HL foi

ligeiramente superior ( cresceu 62 m em relação à simulação de controle), embora este crescimento tenha ocorrido usando energia que seria utilizada para aquecer a camada: a temperatura potencial virtual média da camada às 17:00 HL foi inferior em 3,1 K daquela obtida no experimento de controle. A altura final neste caso foi superior (1835 m) aos resultados obtidos no experimento de controle.

**TABELA 3.5 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE FLORESTA: SENSIBILIDADE DOS EXPERIMENTOS EXP C1, EXP C2 E EXP C3**

HL	EXP C1			EXP C2			EXP C3		
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$
	m	K	K	m	K	K	m	K	K
8:00	200	5,80	298,8	200	5,80	298,8	200	2,90	298,8
9:00	202	5,63	299,0	201	5,68	298,9	203	2,76	298,9
10:00	220	4,59	300,0	205	4,90	299,7	225	1,93	299,8
11:00	265	2,94	301,8	216	3,51	301,1	296	0,72	301,2
12:00	360	1,44	303,4	237	1,92	302,7	585	0,22	302,2
13:00	657	0,58	304,8	339	0,29	304,6	1002	0,32	302,8
14:00	1160	0,62	305,7	821	0,14	305,6	1351	0,42	303,3
15:00	1513	0,76	306,2	1104	0,17	306,1	1594	0,50	303,7
16:00	1733	0,85	306,5	1271	0,18	306,3	1752	0,55	303,9
17:00	1845	0,90	306,7	1359	0,20	306,5	1835	0,57	304,1

Tendo em vista que as maiores discrepâncias entre o modelo e os valores observados ocorrem no início da manhã e sendo este o horário em que o termo da contribuição mecânica deveria ser predominante, simulou-se o modelo para outros dois casos, considerando características da turbulência mecânica:

- d) EXP C4: considerando que a contribuição mecânica fosse o dobro ( $A=10$ ) e
- e) EXP C5: considerando apenas a contribuição mecânica;

Os resultados obtidos estão condensados na Tabela 3.6. A simulação EXP C4 não diferiu muito da simulação de controle. As diferenças obtidas foram menos de 60 m para a altura e 0,1 K para a temperatura. Quando se realizou a simulação com apenas a parte mecânica (EXP C5), ficou claro que este termo está mal representado no modelo, pois a altura da CLC foi incapaz de crescer: aumento de 150 m entre 8:00 e 17:00 HL, com um aumento de temperatura de 2,6 K (contra valores observados de 1362 m e 7,7 K). Além disso, a descontinuidade de temperatura nunca é inferior à 3,5 K. Portanto, comprova-se a pequena influência no modelo do termo mecânico para o crescimento da CLC. Também continuou a má-representação nos primeiros horários da manhã.

**TABELA 3.6 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE FLORESTA: SENSIBILIDADE DOS EXPERIMENTOS EXP C4 E EXP C5**

HL	EXP C4			EXP C5		
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$
	m	K	K	m	K	K
8:00	200	5,80	298,8	200	5,80	298,8
9:00	202	5,64	299,0	201	5,78	298,8
10:00	217	4,66	300,0	205	5,67	298,9
11:00	251	3,08	301,6	213	5,47	299,2
12:00	319	1,55	303,3	223	5,24	299,4
13:00	551	0,48	304,7	242	4,86	299,8
14:00	1020	0,43	305,6	273	4,36	300,4
15:00	1343	0,53	306,1	307	3,93	300,9
16:00	1540	0,59	306,4	335	3,65	301,2
17:00	1641	0,63	306,6	352	3,50	301,4

Afim de se estudar o comportamento do modelo com relação ao crescimento durante condições de convecção livre, inicializou-se o modelo com valores observacionais das sondagem das 11:00 HL e integrou-se no tempo até as 17:00 HL.

f) EXP C6: considerando caso em que a convecção livre já esteja agindo

Os resultados obtidos estão contidos na Tabela 3.7. No caso de floresta, não houve melhora significativa nos resultados obtidos inicialmente com a simulação de controle. Entretanto, com relação à pastagem, houve um ajuste muito bom, tanto em termos de altura da camada limite convectiva, como relacionado com o perfil de temperatura. Este fato nos leva a hipótese de que possa ocorrer advecção de energia na área de pastagem nas primeiras horas da manhã e que esta energia extra seja responsável pela erosão da CLN e decréscimo de  $\Delta\theta_v$ . Como o modelo assume homogeneidade horizontal espacial, somente o fluxo de calor sensível liberado pela superfície é utilizado para quebrar a inversão que é formada pelo resfriamento radiativo da noite anterior. Após esta erosão, a CLC cresce livremente, diminuindo a descontinuidade térmica ( $\Delta\theta_v$ ) no topo da CLC. Esta hipótese foi estudada do ponto de vista observacional (item 2.5) e de modelagem (item 4.3).

Outro fator a considerar é o papel da turbulência mecânica: análises dos perfis de velocidade do vento mostraram que, em ambos os sítios experimentais, nas primeiras horas após o amanhecer ocorria um forte desacoplamento entre a camada limite superficial (CLS) e a camada limite atmosférica, resultando em um vento calmo na CLS, mas que possuía um forte cisalhamento na CLA. Este comportamento também já

foi observado por Bastable et al. (1993), para outra área de pastagem circundada para floresta tropical na Amazônia Central. Este cisalhamento do vento pode provocar turbulência mecânica que também auxilia o rápido crescimento nas primeiras horas. Este processo físico já foi observado por Stull (1976). Lapworth (1987) fez uma análise detalhada da ocorrência do cisalhamento do vento na base da inversão térmica e conclui que este fenômeno é importante na composição do entranhamento. Entretanto, nas parametrizações de fluxo de entranhamento comumente encontradas este termo (cisalhamento do vento em altitude) não é incluído.

**TABELA 3.7 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM: SENSIBILIDADE DO EXP C6**

HL	FLORESTA			PASTAGEM		
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$
	m	K	K	m	K	K
11:00	580	0,50	304,5	1590	0,80	305,6
12:00	771	0,39	305,1	1750	0,99	306,1
13:00	1026	0,46	305,7	1893	1,12	306,6
14:00	1281	0,56	306,2	2023	1,23	307,0
15:00	1471	0,65	306,6	2123	1,30	307,4
16:00	1596	0,70	306,8	2190	1,35	307,6
17:00	1663	0,73	307,0	2225	1,38	307,7

Portanto, para simular estes efeitos, efetuou-se a integração numérica na área de pastagem, assumindo que:

- g) EXP C7: ocorresse advecção lateral de energia e
- h) EXP C8: o entranhamento possuía um ciclo diurno característico;

Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 3.8.

No caso de advecção de energia, estimou-se que a energia advectada fosse igual ao valor de  $0,07 \text{ m.K.s}^{-1}$  (dado extraído da simulação bi-dimensional, item 4.3.1) e que esta advecção ocorresse, com maior importância, até às 11:00 HL. A altura da CLC às 11:00 HL foi maior (1004 m contra 645 m da simulação de controle e 1590 m das observações), induzindo uma altura final mais próxima das observações: 1916 m contra 1754 m da simulação de controle e 2220 m das observações. Entretanto, esta energia adicional provocou um aumento da temperatura média da camada de + 2,0 K em relação às observações e de 0,5 K dos valores obtidos no experimento de controle.

**TABELA 3.8 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLC PARA O SÍTIO EXPERIMENTAL DE PASTAGEM: SENSIBILIDADE DO EXPERIMENTO EXP C7 E C8**

HL	EXP C7			EXP C8		
	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$	h	$\Delta\theta_v$	$\theta_v$
	m	K	K	m	K	K
8:00	110	5,25	298,7	110	5,30	298,6
9:00	137	1,58	302,4	117	3,95	300,0
10:00	590	0,33	305,3	175	0,77	303,4
11:00	1004	0,55	306,6	645	0,38	305,4
12:00	1244	0,68	307,3	1086	0,87	306,5
13:00	1454	0,79	307,9	1386	1,13	307,4
14:00	1638	0,88	308,5	1631	1,33	308,0
15:00	1777	0,96	308,9	1939	1,83	308,7
16:00	1869	1,01	309,2	2114	2,08	309,0
17:00	1916	1,04	309,4	2197	2,20	309,2

Com relação aos resultados obtidos com o experimento EXP C8, vários autores (Lyra et al., 1992; Chen e Oke, 1994) observaram que o fluxo de entranhamento pode estar desacoplado do valor de superfície e que possui um ciclo diurno característico. Lyra et al. (1992) discutiu o crescimento da CLC em uma área de floresta tropical (Floresta do Congo, África) e sugere que, pelas suas análises do balanço de energia da camada, o fluxo de entranhamento pode ser mais importante à tarde do que na parte da manhã, inclusive atingindo valores da mesma ordem de magnitude do fluxo liberado pela superfície. Martin et al. (1988) também já haviam sugerido situação semelhante, com as análises dos dados coletados no ABLE. Por outro lado, Chen e Oke (1994) analisaram o comportamento do desenvolvimento da CLC próximo à costa litorânea do Canadá (sofrendo a influência da brisa marítima), observando que, devido ao forte cisalhamento do vento no topo da CLC, decorrente da circulação de brisa, a turbulência mecânica pode, inclusive, exceder à contribuição térmica do fluxo de entranhamento. Usando a equação energética do entranhamento de Stull (1988), os autores chegaram a um valor de  $C_F$  entre 0,5 a 0,7, no período de maior turbulência. É difícil encontrar valores observacionais de  $c_F$ , uma vez que a determinação destes depende de medidas de fluxo em superfície e no topo da CLC, sendo que esta última somente é realizada por aviões. Este tipo de informação não foi coletada no experimento RBLE.

Portanto, decidiu-se realizar a simulação do EXP C8 com o seguinte ciclo diurno de  $C_F$ , a saber:

- a)  $C_F = 0,2$  entre os horários das 8:00 e 11:00 HL;
- b)  $C_F = 0,4$  entre os horários das 11:00 e 14:00 HL e
- c)  $C_F = 0,8$  entre os horários das 14:00 e 17:00 HL;

Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 3.8.

Em termos de altura final da CLC, os resultados do EXP C8 apresentaram uma melhora sensível em relação ao experimento de controle (2197 m e 1754 m, respectivamente), aproximando-se do valor experimental (2220 m). Por outro lado, a temperatura média da camada também foi superior (+1,8 K) ao valor observado, sendo que no experimento de controle este valor foi de +1,5 K. A melhora do modelo em relação aos dados observacionais deu-se no período da tarde, quando  $C_F$  era maior. A descontinuidade térmica atingiu valor de 2,20 K, valor este muito superior aos observados em todas as outras simulações (tipicamente em torno de 1,0 K).

### 3.1.6 - ESTIMATIVA DA ALTURA FINAL DA CLC

Um aspecto interessante é com relação a simulação da estimativa da altura final nas áreas de floresta e pastagem, uma vez que os resultados obtidos são numericamente inferiores aos observados experimentalmente. Uma análise simples da altura final da camada limite convectiva pode ser realizada (Stull, 1988; Garratt, 1992), simplesmente considerando que a camada cresce devido ao fluxo de calor de superfície e do fluxo entranhado (sem considerar turbulência mecânica). Desta maneira, a altura final será em função do fluxo de calor de superfície integrado ao longo do dia (das 8:00 às 17:00 HL), ou seja:

$$h(t) = \left( 2 (1 + C_F) \int_{t_8}^{t_{17}} \frac{\overline{w'\theta'_v}}{S_0} dt \right)^{1/2}$$

Assumindo valores típicos para os sítios experimentais de floresta e pastagem durante o RBLE 2, obtem-se uma altura máxima de 1200 m para floresta e 1150 m para pastagem. O valor de pastagem é menor pois, mesmo possuindo um maior fluxo de superfície, também tem um gradiente térmico acima da inversão mais acentuado. Portanto, se esta estimativa é razoável para a floresta, o mesmo não acontece para a área de pastagem: o desenvolvimento máximo observado foi de 2220 m, ou seja, com uma diferença de 1070 m. Tal diferença pode estar associada com advecção de energia. A área de pastagem situa-se em uma antiga área de floresta que foi sendo desmatada com o tempo. Entretanto, este desmatamento não é contínuo, do ponto de vista da homogeneização espacial. Desta maneira, pode ser que a circulação térmica criada devido ao contraste de vegetação (semelhante a brisa-marítima) advecete energia da floresta para a pastagem, sendo esta energia utilizada para diminuir a descontinuidade de temperatura na inversão. Em realidade, pressupõe-se que esta descontinuidade é menor do que o modelo prediz, possibilitando um crescimento mais rápido da camada. Estudos numéricos da existência desta circulação foram realizadas no Capítulo 4.

### 3.2 - MODELO DE CRESCIMENTO NOTURNO

O estudo observacional da Camada Limite Noturna (CLN) é muito mais difícil do que da Camada Limite Convectiva (CLC), uma vez que a estrutura e evolução da CLN é determinada por vários processos físicos, tais como o resfriamento radiativo, mistura turbulenta, ondas de gravidade e topografia (Tjemkes e Duynkerke, 1989; Garratt, 1992). Além disso, em situações de vento calmo, a CLN é rasa e com turbulência intermitente.

As características observacionais e de modelagem da CLN já foram extensivamente estudadas (por exemplo, Yu, 1978; Zeman, 1979; Yamada, 1979; Nieuwstadt e Driedonks, 1979; Nieuwstadt, 1980; Nieuwstadt e Tennekes, 1981; Mahrt, 1981; Garratt, 1982a e 1982b; Stull, 1983; Tomasi, 1983; Delage, 1988) e vários modelos já foram propostos para descrever a evolução temporal da Camada Limite Noturna. Neste estudo, em particular, utilizar-se-á o modelo proposto por Yamada (1979) e Nieuwstadt (1980). Este tipo de modelo foi escolhido, pois é baseado no perfil de  $\theta_v$  e suas características, devido ao resfriamento radiativo.

O modelo de Nieuwstadt e Tennekes (1981), por exemplo, considera, em sua formulação, a produção e destruição da energia cinética turbulenta (ECT) na camada. Uma vez que na análise observacional (Capítulo 2) foi assumido o critério do gradiente de  $\theta_v$  nulo (ou tendência assintótica de  $\theta_v$ ) para a determinação da altura da CLN, assumir-se-á um modelo de crescimento temporal baseado na inversão térmica. Há também modelos diagnósticos (Yu, 1978; Koracin e Berkowicz, 1988) para a determinação da altura da CLN, mas que são falhos na representação da altura da CLN em condições de não-estacionaridade (Estournel e Guedalia, 1990).

#### 3.2.1 - EQUAÇÕES DO MODELO DE CRESCIMENTO NOTURNO

O tipo de modelo descrito a seguir foi inicialmente proposto por Yamada (1979), com base em aspectos empíricos do seu perfil vertical de temperatura. Posteriormente, Nieuwstadt (1980) apresenta um formalismo matemático mais geral e investiga as soluções analíticas da equação de conservação de temperatura potencial virtual.

Assumindo condições homogêneas na horizontal e área plana (sem topografia acidentada), a equação de conservação de energia na camada limite noturna é representada por:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{-w'\theta_v} \right) + \left( \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \right)_r \quad (3.10)$$

( I )            ( II )            ( III )

onde o termo I representa a variação temporal de  $\theta_v$  em toda CLN, o termo II é a contribuição da divergência de fluxo de energia ( $w'\theta_v$ ) e o termo III é a influência da emissão de radiação de ondas longas (resfriamento radiativo). A análise observacional e numérica realizada por Tjemkes e Duynkerke (1989) mostrou que, dentro da CLN média ( $0.1 < z/h < 0.8$ ), o efeito radiativo é menos que 20% do que o efeito da turbulência térmica, embora seja o fator dominante à superfície. Simulações numéricas da evolução da CLN mostram que, a inclusão explícita do resfriamento radiativo aumenta a altura final em 25%.

A integração da equação (3.10) da superfície ( $z=0$ ) até o topo da CLN (altura  $h$ ) resulta em:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta_v}{\partial t} dz = \left( \overline{w'\theta_v} \right)_s - \left( \overline{w'\theta_v} \right)_h + \int_0^h \left( \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \right)_r dz \quad (3.11)$$

onde os subscriptos  $s$  e  $h$  referem-se aos valores de fluxos obtidos na superfície e no topo da CLN, respectivamente.

Yamada (1979), baseado em observações coletadas no Experimento Wangara, sugeriu uma expressão empírica para o perfil vertical de  $\theta_v$  como:

$$\theta_v = \theta_v(h) - \Delta\theta_v (1 - z/h)^\alpha \quad (3.12)$$

onde  $\Delta\theta_v$  é a intensidade da inversão térmica (diferença de  $\theta_v$ ) entre o topo da camada limite noturna e a superfície e  $h$  é a altura do topo da CLN. O valor do expoente  $\alpha$ , ajustado aos dados observacionais, foi assumido com sendo igual a 3 (Yamada, 1979), embora o próprio autor ressalte que este valor depende do local e das condições de estabilidade atmosférica. Nesta derivação matemática, assumir-se-á que  $\alpha$  seja maior ou igual a 1.

Ainda segundo Yamada (1979), o termo referente ao resfriamento radiativo pode ser parametrizado como:

$$\left(\frac{\partial\theta_v}{\partial t}\right)_r = \frac{\partial\theta_v}{\partial t} \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (3.13)$$

que mostra ser o resfriamento radiativo na superfície é completamente devido à radiação da superfície, sendo a mistura turbulenta desprezível.

Assumindo as condições físicas de contorno de que o fluxo de calor no topo da CLN seja desprezível (Nieuwstadt, 1980) e que o valor de  $\theta_v$  na altura  $h$  seja independente do tempo (Yamada, 1979; Nieuwstadt, 1980), a equação (3.11) pode ser integrada na vertical, utilizando-se da regra de Leibnitz para a troca de posição entre a derivada temporal e a integração na vertical. Após um re-arranjo algébrico e com a inclusão das equações (3.123) e (3.13), Yamada (1979) e Nieuwstadt (1980) mostraram que a equação (3.11) torna-se:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{\Delta\theta_v} \left[ (1 - (\alpha + 1)/2) \frac{\partial\theta_v}{\partial t} \right] \cdot \left[ h - \frac{(\alpha + 1)}{1 - (\alpha + 1)/2} \frac{\overline{w'\theta_v'}}{\frac{\partial\theta_v}{\partial t}} \right] \quad (3.14)$$

Portanto, para a completa determinação do crescimento da altura da Camada Limite Noturna, são necessários conhecimentos das condições iniciais ( $h_i$ ) e de informações do fluxo turbulento de calor, da inversão térmica  $\Delta\theta_v$  e da variação temporal de  $\theta_v$  na superfície durante à noite.

A equação (3.14) pode ser re-escrita como:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{-1}{\Delta\theta_v} \left( C1 \cdot h \frac{\partial\theta_v}{\partial t} + C2 \cdot w'\theta_v' \right) \quad (3.15)$$

onde os coeficientes  $C1$  e  $C2$  são determinados a partir da introdução do valor de  $\alpha$  na equação (3.14) e são apresentados na Tabela 3.9, juntamente com o valor inicial sugerido por Yamada (1979) para comparação.

O valor de  $\alpha$  é fundamental para a solução da equação (3.14). Zeman (1979) e Nieuwstadt e Tennekes (1981) apresentam evidências para a utilização do valor de  $\alpha$  igual a 1, enquanto que Yamada (1979) propõe que  $\alpha$  seja igual a 3. Entretanto, para  $\alpha=1$ , a equação (3.14) torna-se indeterminada. Este aspecto não foi discutido por Nieuwstadt (1980) em sua derivação matemática formal. Tomasi (1983) apresenta simulações numéricas do crescimento da CLN para a região do Vale do Rio Pó (Itália) e encontra que os melhores ajustes entre altura simulada e observada são quando se utiliza valores de  $\alpha$  entre 1,5 (condição urbana) e 2,5 (condição rural). Com os dados médios da CLN (item 2.4) obtidos durante o RBLE 2 e RBLE 3, o valor de  $\alpha$  foi determinado para os sítios experimentais de floresta e pastagem e estes valores são apresentados na Tabela 3.9. Os valores encontrados (1,55 para floresta e 2,35 para a pastagem) são inferiores aos sugeridos por Yamada (1979), porém dentro da faixa de variação dos valores sugeridos por Nieuwstadt (1980) e Tomasi (1983).

**TABELA 3.9 - VALORES DO EXPOENTE  $\alpha$  E DOS COEFICIENTES C1 E C2 E AJUSTADOS PARA OS SÍTIOS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE OS EXPERIMENTOS RBLE 2 E RBLE 3**

	$\alpha$	C1	C2
Yamada (1979)	3,0	1,0	4,0
floresta (RBLE)	1,55	0,28	2,6
pastagem (RBLE)	2,35	0,65	3,4

A equação prognóstica descrita na equação (3.15) baseia-se em características de superfície ( $\partial\theta_v/\partial t$ ) e da atmosfera ( $\Delta\theta_v$  e  $w'\theta_v'$ ), embora não represente, explicitamente, a contribuição da turbulência mecânica (em termos de cisalhamento do vento ou  $u^*$ ). Este fato pode ser importante para a evolução da CLN, principalmente em lugares em que o vento não é nulo à noite.

### 3.2.2 - DISCRETIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DO MODELO

Como no caso das equações de crescimento da camada limite em condições convectivas, a equação de crescimento da altura da CLN será discretizada pelo método avançado no tempo (Euler). Portanto, a equação (3.15) torna-se:

$$\frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t} = \frac{-1}{\Delta\theta_v^n} \left( C1 h^n \left( \frac{\partial\theta_v}{\partial t} \right)^{n+1/2} + C2 \overline{w'\theta_v'}^{n+1/2} \right) \quad (3.16)$$

onde os índices  $(n+1)$  e  $n$  referem-se ao passo de tempo nos instantes  $n$  e  $n+1$  (previsão). O índice  $n+1/2$ , alocado nos termos de fluxos e de resfriamento de superfície, indica valores médios durante o intervalo de tempo, que também é de 60 s. Os coeficientes C1 e C2 assumirão os valores da Tabela 3.9, conforme forem utilizados em simulações referentes à floresta ou pastagem. Na Figura 3.8 é apresentado uma representação esquemática do processo de integração numérica.

### 3.2.3 - CONDIÇÕES INICIAIS E DE FRONTEIRAS

As condições iniciais do modelo descrito pela equação (3.16) são altura inicial da CLN ( $h_i$ ) e da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ). Durante o RBLE 2, os perfilamentos com o balão cativo foram realizados somente às 17:00 e 20:00 HL. No caso das 17:00 HL, a atmosfera ainda apresentava características de estabilidade instável, com forte camada adiabática próxima à superfície. Às 20:00 HL, a atmosfera já se apresentava termodinamicamente estável, com a altura da CLN em torno de 150-200 m. Para o experimento RBLE 3, o primeiro perfilamento com o balão cativo foi realizado às 18:00 HL, mostrando a atmosfera na transição entre a neutralidade e estabilidade estável. Devido a falta de observações no início da formação da CLN durante o RBLE 2, optou-se por desenvolver as simulações de crescimento da CLN apenas com os dados coletados durante o RBLE 3. No caso da altura inicial  $h_i$ , foi assumido o valor da CLN às 18:00 HL como condição inicial, sendo esta altura determinada dos resultados apresentados no item 2.4.5 (Tabela 2.5). Com relação à intensidade da inversão térmica, a evolução de  $\Delta\theta_v$  durante toda a noite foi especificada ao modelo, baseado nas informações contidas nesta mesma Tabela. Como o período de integração foi de 60 s, este dado foi interpolado para este mesmo intervalo de tempo. Já foi observado por vários autores (por exemplo Stull, 1988) que a inversão térmica depende da raiz quadrada do tempo. Sendo assim, na determinação dos valores interpolados a serem utilizados na integração temporal, foi ajustado a seguinte curva:

$$\Delta\theta_v(t) = K \sqrt{t} \quad (3.17)$$

onde o valor do parâmetro K (adimensional) depende do fluxo turbulento de energia e do vento (Stull, 1988). Uma vez que este parâmetro decresce durante a noite,  $\Delta\theta_v$  tende a um valor assintótico. Este fato pode ser observado pela diminuição do valor do coeficiente K, apresentado na Tabela 3.10.

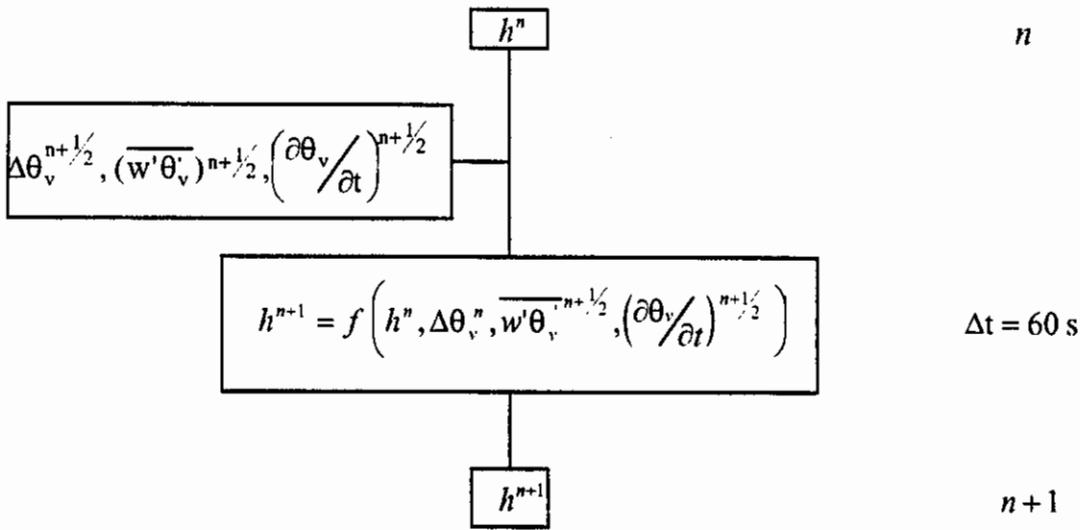


Fig. 3.8 - Representação esquemática do processo de integração numérica da CLN.

**TABELA 3.10 - VALORES AJUSTADOS DO COEFICIENTE DE PROPORCIONALIDADE K DA INVERSÃO TÉRMICA ( $\Delta\theta_v$ ), PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

HL	FLORESTA	PASTAGEM
18:00	0,503	0,336
19:00	0,639	0,548
21:30	0,505	0,481
24:00	0,478	0,415
5:30	0,402	0,383

Os outros dados especificados ao modelo foram os de resfriamento da superfície ( $\partial\theta_v/\partial t$ ) e o fluxo turbulento de energia ( $w'\theta_v'$ ). Estes dados foram calculados a partir das informações horárias extraídas das EMAs e dos Hydras instalados nas áreas de floresta e pastagem. Na Tabela 3.11 são apresentados os valores médios horários especificados ao modelo da taxa de resfriamento ( $\partial\theta_v/\partial t$ ) e do fluxo turbulento de energia ( $w'\theta_v'$ ) durante o RBLE 3.

### 3.2.4 - RESULTADOS OBTIDOS

O modelo descrito no item 3.2.1 e discretizado na equação (3.16) foi utilizado para simulação do crescimento sobre as áreas de floresta e de pastagem. Os

resultados obtidos (representados por  $h_{cal}$ ), juntamente com os pontos observacionais (representados por  $h_{obs}$  e extraídos da Tabela 2.5), estão apresentados na Tabela 3.12 e na Figura 3.9.

**TABELA 3.11 - VALORES MÉDIOS HORÁRIOS DA TAXA DE RESFRIAMENTO ( $\partial\theta_v/\partial t$ ) E DO FLUXO TURBULENTO DE ENERGIA ( $w'\theta_v$ ) UTILIZADOS NAS SIMULAÇÕES DA CLN, PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

HL	FLORESTA		PASTAGEM	
	$\partial\theta_v/\partial t$ K.h <sup>-1</sup>	$w'\theta_v$ m.K.s <sup>-1</sup>	$\partial\theta_v/\partial t$ K.h <sup>-1</sup>	$w'\theta_v$ m.K.s <sup>-1</sup>
17	-0,7	0,0018	-0,8	0,0115
18	-1,2	-0,0003	-1,8	-0,0027
19	-2,5	0,0023	-2,7	-0,0037
20	-1,7	0,0036	-2,2	0,0049
21	-1,3	0,0044	-1,8	0,0038
22	-0,8	0,0015	-1,1	0,0028
23	-0,9	0,006	-1,0	0,0029
24	-0,7	-0,0013	-0,6	0,0037
1	-0,6	0,0004	-0,6	0,0032
2	-0,4	0,0016	-0,6	0,0052
3	-0,5	0,0011	-0,5	0,0056
4	-0,3	0,0017	-0,3	0,0058
5	-0,4	0,0018	-0,3	0,0028

Com relação à floresta (Figura 3.9a), o modelo subestima os valores observados da altura da CLN. Às 19:00 HL, a altura calculada pelo modelo foi de 150 m contra valores observacionais de 220 m. Esta diferença (70 m) aumentou durante toda a noite, atingindo 149 m às 5:30 HL. Os resultados obtidos pelo modelo foram sistematicamente inferiores aos observados experimentalmente, em todos os horários. No caso da pastagem (Figura 3.9b), o modelo representa bem o desenvolvimento da CLN, apresentando uma altura final de 207 m, às 5:30 H, próximo dos valores medidos (altura de 230 m). Nos horários das 21:30 e 24:00 HL o modelo apresenta valores levemente superior ao observado (diferença de 5 m), sendo que, nos horários das 19:00 e 5:30 HL, os pontos observacionais são superiores em cerca de 20 m. O modelo apresenta claramente características importantes já observadas da CLN, que são a do crescimento rápido no início, tendendo para um valor assintótico, quando a CLN atinge seu estado de estacionaridade. Este comportamento é bem representado no caso da pastagem. O fato do modelo representar melhor as condições de pastagem do que de floresta é devido à pouca mistura turbulenta de energia, uma vez que o vento é praticamente nulo na pastagem. No caso da floresta, embora fraco, o vento auxilia na mistura vertical e consequentemente no desenvolvimento da CLN.

O resfriamento da superfície na área de pastagem foi superior ao da floresta: 14,3 K contra valores de 12,0 K, respectivamente. A taxa de resfriamento tanto na pastagem como na floresta são altas entre 18:00 e 21:00 HL (valores próximos a 2,0 K.h<sup>-1</sup>), decrescendo este valor para 0,5 K.h<sup>-1</sup> após as 24:00 HL, quando assumem um estado estacionário.

Em resumo, a ação do vento na floresta provoca uma maior mistura turbulenta de calor, com o transporte de calor das camadas mais altas para a superfície, aumentando a altura da CLN, porém com intensidade da inversão pequena (valor máximo observado de 31,4 K.km<sup>-1</sup>). No caso da pastagem, a inexistência do vento desacopla a superfície da camada entre 200-300 m, provocando uma forte inversão térmica (valor de 45,6 K.km<sup>-1</sup>). Os valores de intensidade da inversão térmica foram extraídos da Tabela 2.5.

**TABELA 3.12 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLN PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3**

HL	FLORESTA		PASTAGEM	
	h <sub>cal</sub> m	h <sub>obs</sub> m	h <sub>cal</sub> m	h <sub>obs</sub> m
18:00	140	140	70	70
19:00	150	220	102	120
20:00	160		135	
21:00	165		157	
21:30	167	270	166	160
22:00	168		174	
23:00	172		187	
24:00	177	300	195	190
1:00	182		200	
2:00	187		205	
3:00	192		207	
4:00	196		207	
5:00	199		207	
5:30	201	350	207	230

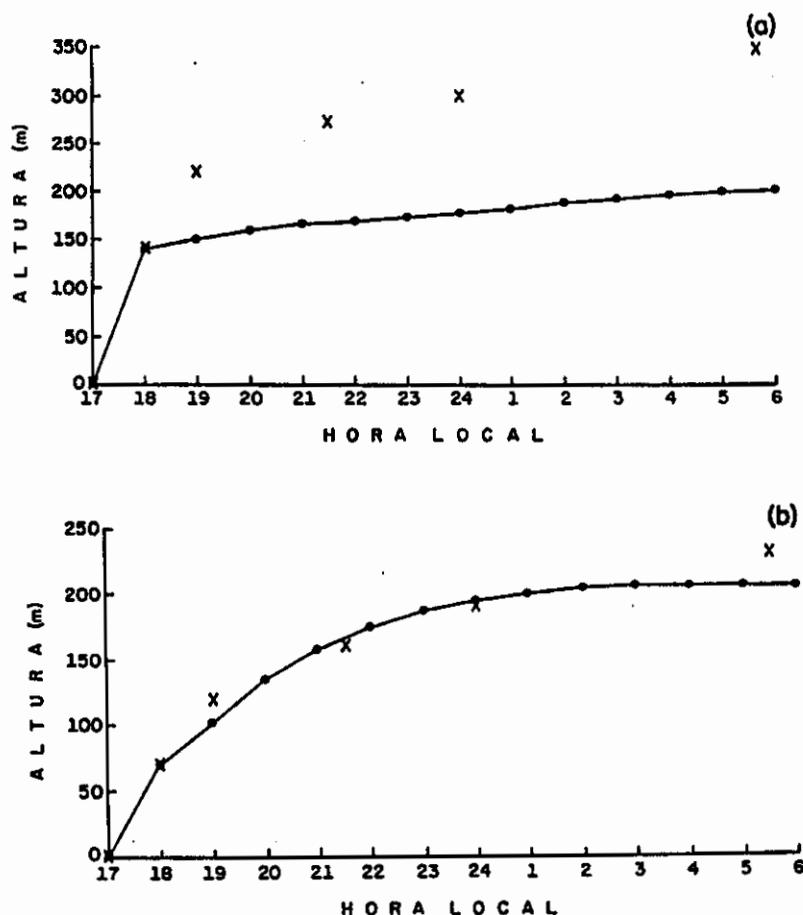


Fig. 3.9 - Crescimento simulado da altura da CLN para as áreas de floresta (a) e pastagem(b) durante o RBLE 3. Valores observacionais representados por (x).

### 3.2.5 - ANÁLISES DE SENSIBILIDADE

Com o intuito de se investigar o comportamento da CLN para diferentes situações da superfície, foram realizados alguns testes de sensibilidade, a saber:

a) EXP N1: simulação do crescimento da CLN somente devido à divergência vertical do fluxo de calor;

Esta simulação foi realizada assumindo-se que o coeficiente  $C1$  fosse nulo e que toda a evolução temporal de  $h$  ocorresse devido a contribuição do termo de divergência vertical do fluxo de calor (termo II na equação 3.10). Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 3.13 e mostrados na Figura 3.10. Em ambos os casos (floresta e pastagem), a variação horária da altura é negativa, indicando um abaixamento da altura da CLN, a partir do valor inicial das 18:00 HL. No caso da floresta este

decréscimo é menor (8 m entre os horários das 18:00 e 5:30 HL) do que na pastagem (diminuição de 48 m), pois os fluxos turbulentos de energia contribuem para o crescimento da CLN, ao contrário do caso pastagem.

b) EXP N2: simulação do crescimento da CLN somente devido à taxa de resfriamento da superfície;

Esta simulação foi realizada assumindo-se que o coeficiente C2 fosse nulo e que toda a evolução temporal de h ocorresse devido a contribuição do termo de resfriamento radiativo (termo III na equação 3.10). Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 3.13 e mostrados na Figura 3.10. Para o caso da floresta, a simulação mantém a má-representação do modelo em simular a evolução noturna da CLN, embora os resultados tenham mostrado uma diferença menor entre os valores observados e calculados pela simulação. No caso da pastagem, os resultados obtidos na simulação da pastagem (Tabela 3.12) são confirmados, inclusive com a altura final superior ao valor observado.

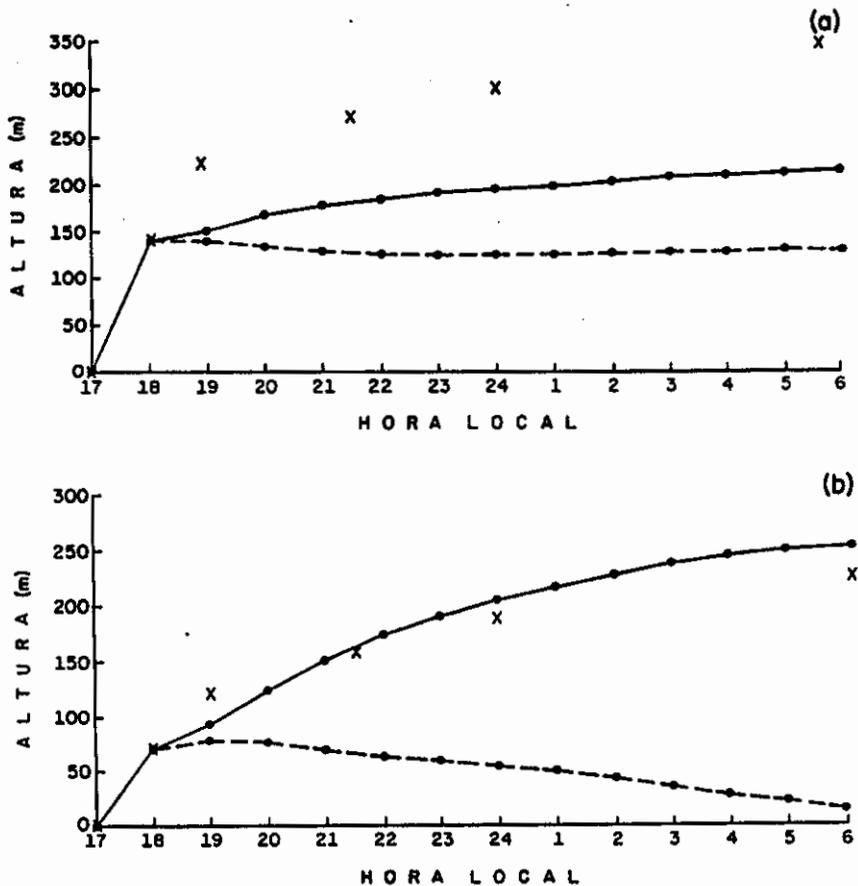


Fig. 3.10 - Crescimento da altura da CLN com os resultados obtidos nas simulações EXP N1 (linha tracejada) e EXP N2 (linha contínua) para as áreas de floresta (a) e pastagem (b). Valores observacionais representados por (x).

Com o objetivo de analisar a contribuição relativa entre o primeiro e segundo termo do lado direito da equação (3.16), definiu-se o parâmetro J como:

$$J = \frac{(C1 h^n \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial t}\right)^{n+\frac{1}{2}})}{(C2 \overline{w'\theta_v}^{n+\frac{1}{2}})} \quad (3.19)$$

Os resultados obtidos estão apresentados na Figura 3.11. No caso da floresta, entre os horários das 18:00 e 23:00 HL, os termos possuíam sinais opostos, com nítida predominância do termo relativo ao resfriamento radiativo. Uma vez que o termo de resfriamento radiativo é negativo mas contribui para o crescimento da CLN (veja equação 3.16), conclui-se que o fluxo turbulento de energia age no sentido de abaixar a altura da CLN. Após as 24:00 HL, a predominância do termo de resfriamento ainda se mantém, porém os 2 termos possuem os mesmos sinais, agindo de forma simultânea para o crescimento da CLN. De modo geral, a contribuição do termo de resfriamento radiativo é pelo menos o dobro em relação ao termo do fluxo de energia, sendo que J atinge valores máximos entre 8 (às 23:00 HL) e 10 (às 1:00 HL). Para a pastagem, com exceção do horário das 19:00 HL, as contribuições relativas foram preferencialmente do termo radiativo e de sinal oposto ao fluxo turbulento de energia. Este fato representa a contribuição positiva do termo de resfriamento radiativo para o crescimento da CLN e uma contribuição negativa do termo de divergência de fluxo de energia. Este comportamento do balanço entre os termos de resfriamento radiativo e divergência vertical do fluxo de energia podem ser testados e comprovados contra os resultados obtidos pelos experimentos N1 e N2, os quais mostraram que, nos dois sítios experimentais de floresta e pastagem, o termo de resfriamento é mais importante do que a divergência vertical do fluxo de energia.

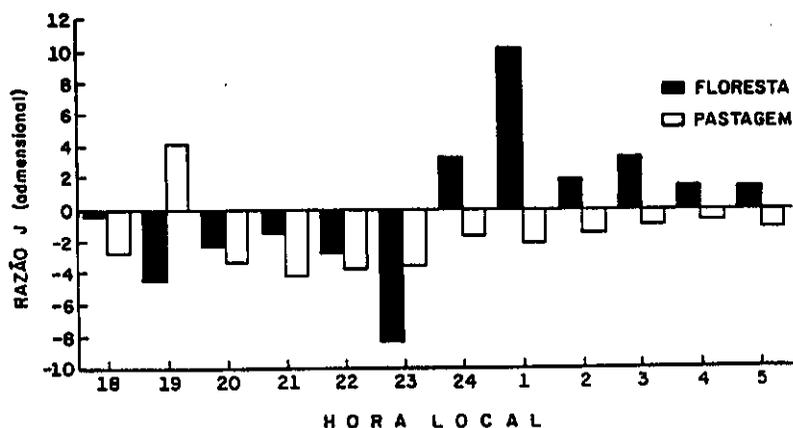


Fig. 3.11 - Distribuição horária do parâmetro J para os sítios de floresta e de pastagem.

c) EXP N3: simulação do crescimento da CLN com os coeficientes C1 e C2 derivados de Yamada (1979);

Neste item, o modelo descrito na equação (3.16) foi integrado no tempo utilizando os coeficientes derivados por Yamada (1979), com o objetivo de investigar a universalidade dos mesmos. Na Tabela 3.13 são apresentados os resultados obtidos, os quais são bastante superiores aos valores observacionais. No caso da floresta, a altura final às 5:30 HL é de 527 m, sendo 177 m acima do valor observado. Na pastagem, a altura final também é bastante superior (394 m) aos valores observados. Estes resultados indicam que os coeficientes derivados por Yamada (1979) não podem ser assumidos como universais e devem ser calculados em função das características locais.

d) EXP N4: simulação do crescimento da CLN em condição da CLN estacionária;

Este experimento foi desenvolvido com as condições atmosféricas iniciais assumidas às 19:00 HL, quando que a atmosfera já se apresentava estável e a taxa de resfriamento da temperatura da superfície quase nula ( $\partial\theta_s/\partial t$ ). Na Tabela 3.13 e na Figura 3.12 são apresentados as simulações numéricas do modelo para o caso da floresta e pastagem, respectivamente. No caso da pastagem (Figura 3.12b), o comportamento do modelo é similar ao obtido nas simulações do item 3.2.4, apenas com o modelo apresentando valores levemente superiores (255 m às 5:30 HL) aos observados experimentalmente (230 m). Entretanto, para o caso floresta (Figura 3.12a), o modelo apresenta resultados significativamente melhores do que no caso anterior (Figura 3.9a), com diferenças entre o valor calculado e observado variando de 20 m às 21:30 HL até 52 m (às 5:30 HL). Este fato indica que o horário em que os processos físicos atingem a estacionaridade são bem diferentes no casos da floresta e pastagem. Por exemplo, a CLN sobre a floresta às 18:00 HL ainda não tinha atingido seu estado de equilíbrio embora, às 19:00 HL, esteja próximo da estacionaridade. Este fato pode ser interpretado pela melhora significativa do modelo em representar as observações, assumindo que às 19:00 HL, os principais processos que descrevem a evolução da CLN estão representados na equação (3.16). Por outro lado, para a pastagem, a mudança do horário de início de integração (das 18:00 para as 19:00 HL), não modificou o comportamento da evolução do modelo. Já foi observado (por exemplo Zeman, 1979), que a evolução da CLN depende das condições meteorológicas durante o por-do-sol. Stull (1983) propõe o estabelecimento de uma nova escala de altura, que baseia-se na história temporal do fluxo turbulento de energia durante toda a noite.

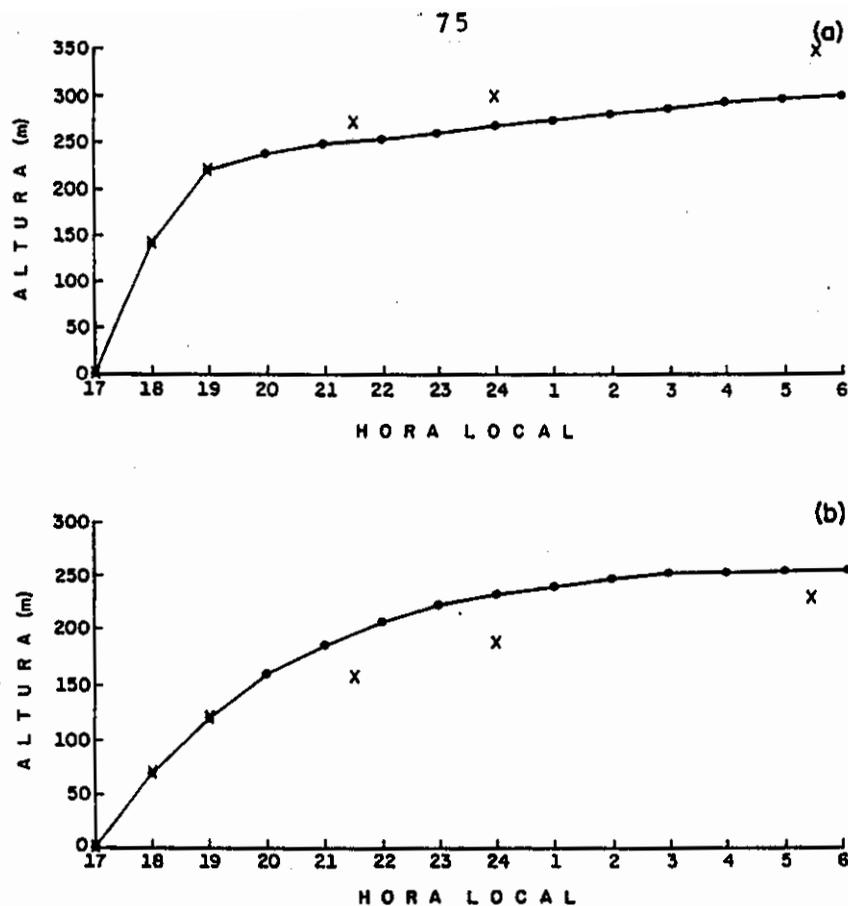


Fig 3.12 - Crescimento da altura da CLN com os resultados obtido na simulação EXP N4 para as áreas de floresta (a) e pastagem (b). Valores observacionais representados por (x).

**TABELA 3.13 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CRESCIMENTO DA CLN PARA OS SÍTIOS EXPERIMENTAIS DE FLORESTA E PASTAGEM, DURANTE O RBLE 3: SENSIBILIDADE NOS EXPERIMENTOS EXP N1, EXP N2, EXP N3 E EXP N4**

HL	FLORESTA					PASTAGEM				
	obs	Exp N1	Exp N2	Exp N3	Exp N4	OBS	Exp N1	Exp N2	Exp N3	Exp N4
18:00	140	140	140	140		70	70	70	70	
19:00	220	139	151	180	220	120	78	94	117	120
20:00	...	134	167	238	237	...	76	124	175	159
21:00	...	129	177	284	247	...	69	152	223	186
21:30	270	127	181	302	250	160	66	164	244	197
22:00	...	126	184	318	253	...	63	175	264	207
23:00	...	124	190	348	260	...	59	192	297	224
24:00	300	125	195	380	267	190	54	206	322	234
1:00	...	126	199	414	274	...	49	217	340	241
2:00	...	127	203	444	281	...	43	229	359	248
3:00	...	128	207	472	287	...	35	239	375	253
4:00	...	129	210	498	293	...	28	247	384	254
5:00	...	131	212	519	298	...	23	253	391	255
5:30	350	132	213	527	298	230	22	255	394	255



## CAPÍTULO 4

### ASPECTOS DE MODELAGEM 2-D: UTILIZAÇÃO DO MODELO RAMS

Neste capítulo será descritos os resultados obtidos através da utilização de um modelo numérico de mesoescala (RAMS - The Regional Atmospheric Modeling System) para simular a circulação desenvolvida em áreas adjacentes de floresta e pastagem, induzidas pelo contraste da vegetação. Este tipo de circulação é classificado na categoria de circulações de mesoescala não clássicas. Segal e Arritt (1992) apresentam uma descrição detalhada e atualizada dos principais tipos de circulações, comparando suas magnitudes com a circulação clássica de brisa marítima. O objetivo deste capítulo é o de analisar a ocorrência de circulação de mesoescala, simulando-se a arquitetura de espinha de peixe, ou seja, da existência de uma extensa área desmatada, com inserção de linhas de floresta tropical no seu interior (veja Figura 1). A largura destas linhas é tipicamente de 1-2 km. No item 2.5.2 postula-se a hipótese de que a camada limite noturna (CLN) sobre a área de pastagem possa ser erodida por uma combinação de fluxos de calor liberados pela superfície ( $w'\theta_v'$ ) e de energia advectada pela circulação local. Alguns testes de sensibilidade foram realizados para entender melhor a influência de forçantes (topografia, umidade no solo, vento externo e tipos de vegetação) na determinação destas circulações de mesoescala.

A representação da CLA em modelos de mesoescala é feita através dos termos de correlação em escala subgrade, pois a resolução vertical é insuficiente para resolver explicitamente os fluxos de pequena escala da turbulência (Pielke, 1984). Conforme já mencionado no Capítulo 1, a influência da CLA em modelos numéricos pode ser classificada como sendo de a) camada única ou b) várias camadas. Para o caso de circulações geradas por contrastes térmicos ou por terrenos complexos, a abordagem de múltiplas camadas é a mais apropriada.

#### 4.1 - HISTÓRICO

O modelo numérico RAMS foi desenvolvido na Colorado State University (CSU), com a finalidade de reunir vários códigos de simulação do tempo desenvolvidos e aplicados na CSU. Este modelo tem sido utilizado tanto na área operacional (Cotton et al., 1994), como na área de pesquisa, por exemplo como ferramenta para o estudo de simulação de grandes vórtices ("large eddy simulation" - LES), tempestades severas, dinâmica da convecção, sistemas convectivos de mesoescala, sistemas de circulações de mesoescala forçada por contrastes fisiogeográficos, dispersão de poluentes, etc (Pielke et al., 1992).

Uma descrição geral do modelo RAMS é dada em Pielke et al. (1992), sendo que aplicações específicas do RAMS para mecanismos de mesoescala gerados por contrastes fisiogeográficos podem ser encontrados, entre outros, em Avissar e Pielke (1989), Pielke et al. (1991), Xian e Pielke (1991). Em Pielke et al. (1991), por exemplo, os autores analisam a influência da heterogeneidade da superfície nos fluxos totais (mesoescala e microescala) de energia. Em particular, os autores estudam a influência não-linear de faixas de água de diferentes larguras inseridas em um domínio de vegetação, simulando circulações do tipo brisa marítima. Como resultado, para faixas de água com 4-8 km de largura, foi observado que a circulação de mesoescala evolui mais rapidamente e predominantemente do que a contribuição parametrizada da micro-escala. Nesta simulação, os autores assumiram que o vento fosse nulo, afim de ressaltar as circulações oriundas somente do contraste térmico. No caso da presença de vento de larga-escala, o gradiente térmico decresce, reduzindo o efeito dos fluxos de mesoescala, embora ainda sejam importantes para a determinação do fluxo total de energia.

No caso específico de simulações aplicadas à região Amazônica, ressaltam-se os estudos realizados por Avissar e Chen (1993a) e por Silva Dias e Regnier (1996). Avissar e Chen (1993a) desenvolveram uma simulação numérica da ocorrência de circulação de mesoescala, em que uma área desmatada (solo nú) de 50 x 50 km é colocada no centro de um domínio de floresta tropical de dimensões de 250 x 250 km. A simulação é inicializada com o solo na capacidade de campo e a área desmatada em condições bem secas (apenas 4% de sua capacidade de campo). Devido ao fato do solo estar bem seco, a partição de energia é realizada de tal forma que o fluxo de calor sensível sobre a área desmatada é maior do que em relação à área de floresta. Como consequência, a altura da CLC atinge 2300 m sobre a área desmatada e 800 m na área de floresta, possuindo movimentos convectivos intensos (com profundidades de até 2500 m) no centro da área desmatada. A circulação horizontal do vento apresenta convergência sobre a área desmatada, o que pode, devido à advecção de umidade da floresta, eventualmente gerar nuvens convectivas ou precipitação sobre a área desmatada. No caso do estudo desenvolvido por Silva Dias e Regnier (1996), os autores realizaram uma simulação 3-D da circulação local em Rondônia, durante a estação seca, utilizando o conjunto de dados globais do ECMWF e do RBLE 2 como condição inicial. Assumiram uma grade horizontal de 800 km (na direção leste-oeste) por 1000 km (na direção norte-sul), com intervalo de grade de 20 km. Na vertical foram utilizados 25 níveis com espaçamento variando de 80 m (próximo à superfície) até 2000 m na tropopausa. Foram realizadas simulações de controle em que todo o domínio era coberto por floresta tropical e simulação de desmatamento, em que 84 pontos de grade foram considerados como convertidos em pastagem. O número de pontos de área de pastagem e sua respectiva localização geográfica foram extraídos de imagens recentes do sensor TM do satélite LANDSAT. O modelo foi integrado durante 72 horas, a partir das 0:00 GMT do dia 22/7/93, embora as análises tenham sido efetuadas após 24 horas de integração, para diluir o efeito da inicialização com dados globais. Embora os próprios autores ressaltem o fato de que os resultados obtidos podem estar superestimados, uma

vez que a umidade no solo estava muito baixa, as simulações mostraram que o regime de vento acelera-se ao passar da área de floresta para pastagem, desacelerando-se ao retornar para a região de floresta. Este comportamento é uma associação complexa do regime de vento de grande escala (assumido como de Sudeste) com a circulação local de mesoescala gerada. A combinação destes efeitos pode levar ao aumento da atividade convectiva e profundidade da CLA que, se tiver condições propícias de umidade e estabilidade termodinâmica, afeta os transportes convectivos de energia, umidade e momentum, através da formação de nuvens convectivas. Em resumo, os artigos de Avissar e Chen (1993a) e Silva Dias e Regnier (1996) apresentam situações em que ocorre circulação local de mesoescala, provocadas por contraste de vegetação floresta-pastagem.

O modelo RAMS possui opções de simulação em relação às equações de Navier-Stokes, englobando ainda parametrizações de mistura turbulenta, de cumulus, de microfísica de nuvens, etc. Na Tabela 4.1 encontram-se as características e opções do modelo, bem como as opções escolhidas para esta simulação.

#### 4.2 - CARACTERÍSTICAS DA SIMULAÇÃO

A validação de modelos numéricos complexos é uma tarefa difícil, em virtude da falta de dados observacionais (Tjernstrom, 1989). Neste sentido, testes de sensibilidade ou experimentos foram realizados com diferentes condições de contorno e inicial, visando entender como o modelo responde a estas mudanças.

Neste caso, em particular, foram realizados os seguintes experimentos de simulação:

- EXP1: vento real, com topografia e faixas de floresta na proporção 1:3.
- EXP2: vento real, com topografia plana e faixas de floresta na proporção 1:3.
- EXP3: vento nulo, com topografia e faixas de floresta na proporção 1:3.
- EXP4: vento real, com topografia e somente pastagem.
- EXP5: vento real, com topografia e faixas de floresta na proporção 1:1.
- EXP6: vento real, com topografia, faixas de floresta na proporção 1:3 e solo inicial saturado.

O experimento EXP1 procura representar a forma mais realista das condições atmosféricas e fisiográficas do sítio experimental do ABRACOS, sendo assumido com experimento de controle. Os outros experimentos visam entender os mecanismos ou forçantes que determinam a estrutura da camada limite atmosférica na região.

**TABELA 4.1 - CARACTERÍSTICAS DO MODELO RAMS E OPCÕES UTILIZADAS NESTAS SIMULAÇÕES**

equações básicas	- não-hidrostática e compressível - hidrostática: anelástica ou incompressível	X
coord. vertical	- cartesiana - sigma- z	X
coord. horizontal	- cartesiana - plano tangente estereográfico	X
estrutura da grade	- Arakawa C, simples - Arakawa C, múltiplas grades imersas	X
diferenciação temporal	- "leap-frog": 2ª e 4ª ordem - "avançado": 2ª e 4ª ordem	X
parametrização turbulenta	- deformação isotrópica K de Smagorinsky - parametrização de O'brien/ Blackadar - parametrização de Mellor-Yamada - Deardoff 2.5	X
precipitação	- sem condensação - com condensação	X
parametrização cumulus	- nenhuma (desligada) - Kuo modificado	X
microfísica de nuvens	- nenhuma (desligada) - microfísica quente - microfísica com nucleação especificada - microfísica com nucleação calculada	X
radiação	- nenhum (desligado) - ondas curtas I (Chen & Cotton) - ondas curtas II (Mahrer & Pielke) - ondas longas I (Chen & Cotton) - ondas longas II (Mahrer & Pielke)	X X
camada superficial	- parametrização de Louis	
fronteira superior	- tampa rígida - pressão da superfície calculada - superfície	X
fronteira lateral	- radiativa I (Orlanski, ) - radiativa II (Klemp & Wilhelmson, ) - radiativa III (Klemp & Lilly, ) - cíclica	X
inicialização	- larga-escala - homogênea - homogênea com cobertura de nuvens - variante I - variante II	X

Utilizou-se a versão bi-dimensional do RAMS, em que o eixo horizontal foi colocado perpendicular a BR-364, englobando um domínio horizontal de 16 km. Este novo eixo foi obtido com a rotação de  $40^\circ$  dos eixos normais de L-O e N-S e utilizado para projetar o perfil de vento inicial. A componente no zonal ( $u'$ ) foi calculada por esta rotação de eixos e a componente perpendicular foi assumida como nula. A resolução horizontal escolhida foi de 250 m, sendo que esta simulação possuiu 35 níveis na vertical, partindo de um espaçamento de 50 m na superfície e atingindo 200 m próximo ao topo do domínio de análise (6000 m de altura). O intervalo de tempo utilizado foi de 1 s. Para o modelo de solo foram utilizados 5 níveis (10, 20, 40, 60 e 80 cm) de profundidade. A simulação foi integrada durante 60 horas, sendo inicializada com a sondagem sobre a área de pastagem do dia 19/08/94, às 5:00 HL. Esta sondagem apresentou um vento forte de NE na camada até 2000 m, com velocidades entre 5,0 e  $6,0 \text{ m.s}^{-1}$  em 1500 m. Conforme mencionado no item 2.3.4, foi observada a ocorrência de jatos noturnos em algumas noites no sítio de pastagem durante o RBLE 3. A sondagem inicial foi plotada em um gráfico bi-dimensional x-z e apresentada nas Figuras 4.1a e b. O perfil de umidade do solo foi introduzido com os dados coletados na pastagem no dia 13/08/94, uma vez que estas coletas são semanais. Na Tabela 4.2 é apresentado o perfil de umidade inicial.

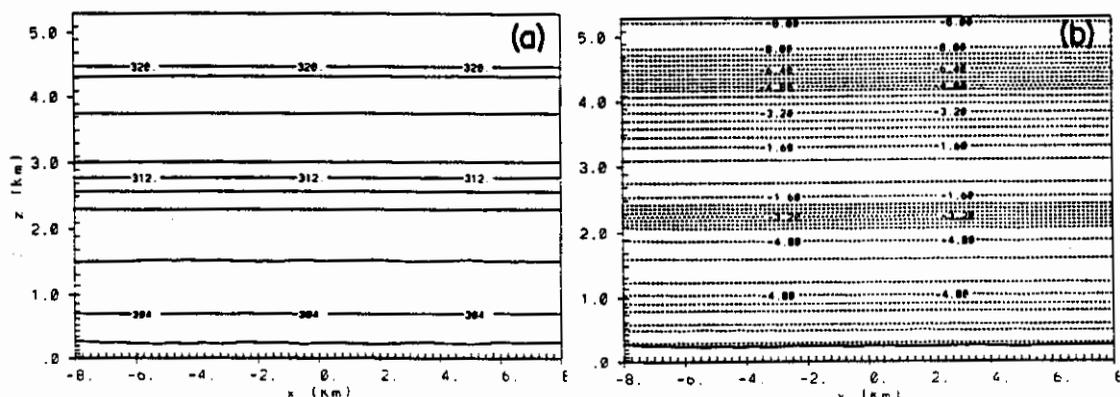


Fig. 4.1 - Corte bi-dimensional (x-z) da sondagem inicial (19/08/94 às 5:00 HL) utilizada nas simulações: temperatura potencial (a) e velocidade do vento (b).

**TABELA 4.2 - PERFIL DE UMIDADE DO SOLO DO SÍTIO PASTAGEM DO DIA 13/08/94, DURANTE O RBLE 3 E UTILIZADO PARA INICIALIZAR A SIMULAÇÃO DO RAMS**

Profundidade (cm)	umidade do solo ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )
- 10	0,10
- 20	0,10
- 40	0,13
- 60	0,22
- 80	0,28

A configuração escolhida é a de simulação de processos atmosféricos na escala meso- $\gamma$  de Orlanski (1975), sendo que os resultados obtidos são comparáveis com simulações de grandes vórtices (LES), como as descritas por Hadfield et al. (1991, 1992), Walko et al. (1992) e Shen e Leclerc (1994). No caso de Hadfield et al. (1991, 1992), os autores utilizaram o RAMS para simular a influência da presença de heterogeneidades térmicas e portanto de variações espaciais do fluxo de calor sensível, com testes de sensibilidade para o caso do tamanho destas heterogeneidades e ventos externos (vento nulo e fraco). As principais conclusões foram que as variações dos fluxos de calor sensível produzem circulações térmicas, embora fracas: os autores calcularam que a energia cinética turbulenta (ECT) desta circulação era de 1% da ECT total envolvida em todo o domínio. Além disso, o parâmetro vento externo interage com a circulação, desintensificando-a ao introduzir um vento fraco (velocidade de  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ ), uma vez que ocorre advecção de ECT. Outro resultado importante foi a comprovação de que variações do fluxo de calor sensível na superfície são transportadas verticalmente, influenciando em toda CLC. O estudo desenvolvido por Walko et al. (1992) foi similar e também utilizando o RAMS. Entretanto, ao invés de estudar a influência térmica na CLC, os autores estudaram o efeito da topografia, ao incluir em um domínio espacial de 10 km, uma sequência de cumes e vales (topografia ondulada). A principal conclusão destas análises foi a de que terrenos complexos também geram circulações, embora seja difícil a comparação (em termos de importância), com o caso anterior. Shen e Leclerc (1994) realizaram um estudo similar ao de Hadfield et al. (1991 e 1992), porém utilizaram um outro modelo numérico e assumiram que a escala das heterogeneidades térmicas era significativamente menor do que a espessura da CLC, ao contrário de Hadfield et al., que assumiram escalas similares. Os resultados também mostraram que as variações espaciais do fluxo de calor sensível induzem circulações e geram um aumento da turbulência da camada inteira, podendo provocar um aumento do fluxo de entranhamento no topo da CLC.

A topografia da região foi implementada no presente estudo, através da obtenção das altitudes nos 65 pontos de grade do modelo, sendo esta extraída de mapas topográficos 1:100.000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e Divisão de Engenharia do Exército (DE). Na Figura 4.2 apresenta-se a distribuição horizontal da topografia ao longo do eixo horizontal x, bem como da distribuição espacial das faixas de floresta e pastagem. Esta distribuição foi feita na proporção 1:3, ou seja, para cada 1 km de faixa de floresta existe uma área de pastagem com 3 km de largura. Estes dados foram extraídos do mapa de desmatamento de Skole e Tucker (1993). Algumas constantes (albedo, parâmetro de rugosidade, condutividade hidráulica do solo, expoente B de Clapp-Hornberger, grau de saturação da umidade do solo, porosidade, sucção máxima do solo) foram fornecidas ao modelo, as quais foram medidas ou estimadas para a área de Ji-Paraná. Wright et al. (1995) e Lean et al. (1995) apresentam tabelas contendo estes parâmetros, embora as características do solo tenham sido obtidas de outra fonte (Oyama, 1995). Na Tabela 4.3 são apresentados estes parâmetros para os sítios de floresta e pastagem, com o tipo de solo apropriado (franco-arenoso).

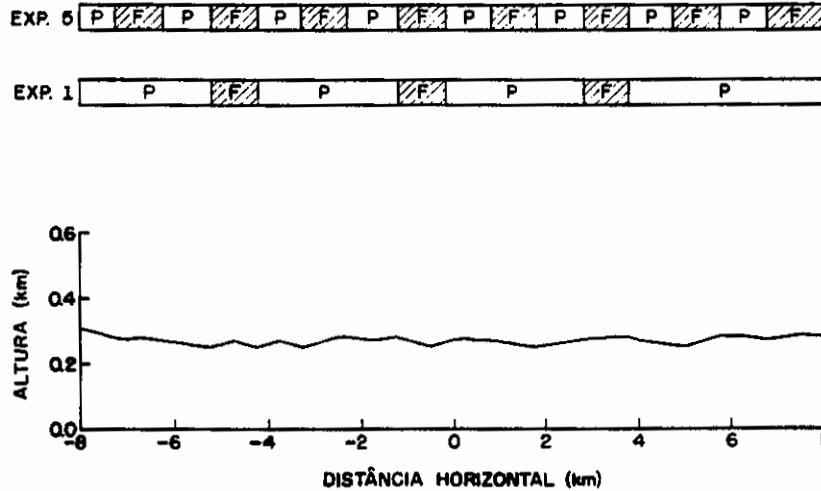


Fig. 4.2 - Corte bi-dimensional (x-z) da topografia com a distribuição espacial da localização das faixas de floresta (F) e áreas de pastagem (P).

TABELA 4.3A - PARÂMETROS DE CONTROLE PARA OS TIPO DE VEGETAÇÃO

	PASTAGEM	FLORESTA
albedo (adimensional)	0,18	0,13
parâmetro de rugosidade (m)	0,05	2,35
índice de área foliar (adimensional)	2,0	6,0

TABELA 4.3B - PARÂMETROS DE CONTROLE PARA O TIPO DE SOLO ESCOLHIDO

tipo de solo	franco-arenoso	
porosidade do solo	$m^3.m^{-3}$	0,40
sucção máxima do solo	m	0,50
condução hidráulica saturada	$mm.s^{-1}$	$2,6 \times 10^{-3}$
expoente B de Clapp-Hornberger	adimensional	10
umidade do solo no ponto de murcha	$m^3.m^{-3}$	0,05

O modelo RAMS foi simulado em sua versão não-hidrostática, bi-dimensional, sendo a coordenada vertical descrita pela variável sigma-z. A estrutura da grade escolhida foi a de Arakawa C, com o esquema de discretização de "leap-frog" para a variável tempo e centrado no espaço. As parametrizações de radiação (ondas curtas e longas), microfísica de nuvens, formação de cumulus e de precipitação estiveram presentes nas simulações. A condição de fronteira superior foi a de topo rígido, sendo que a condição cíclica foi escolhida como condição lateral. Na Tabela 4.1 encontram-se

as opções do modelo RAMS existentes, bem como as escolhidas para estas simulações. No caso da parametrização de turbulência, foi utilizada a opção de deformação isotrópica (vertical e horizontal) do coeficiente de difusividade turbulenta  $K$ , embora tenham sido realizados testes com o esquema de fechamento proposto por Mellor-Yamada. Para o caso em que  $\Delta x$  e  $\Delta z$  sejam da mesma ordem de magnitude, o esquema de deformação isotrópica tem apresentado melhores resultados (Silva Dias, 1995).

A influência da vegetação foi considerada na definição do tipo de superfície (área de pastagem intercalada com faixas de floresta tropical), sendo que parâmetros morfológicos e fisiológicos destes tipos de vegetação foram extraídos do modelo Biosphere Atmosphere Transfer Scheme -BATS (Dickinson et al., 1986). Estes parâmetros já estão inseridos, explicitamente, a uma das subrotinas (ruser3a.f) do modelo RAMS.

Uma simulação de 60 horas levou, em média, 6.8 horas de tempo de processamento em uma estação de trabalho IBM-RISC 6000/58H, do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP, onde achava-se implantado o modelo RAMS e as simulações deste capítulo foram realizadas.

#### 4.3 - RESULTADOS

Conforme mencionado no item anterior, foram realizados 6 testes de sensibilidade do modelo, com o intuito de analisar a geração de circulação de mesoescala devida a forçantes externas. Na Figura 4.2 é apresentado, de forma esquemática, como os experimentos numéricos foram delineados, em função das faixas de floresta. As análises realizadas com a série temporal simulada foram feitas no meio do domínio espacial (distância igual a 0 km), com a área de floresta à esquerda e da pastagem à direita. As análises a seguir serão baseadas nos resultados obtidos após 24 horas de integração (Dia + 1), para eliminar os efeitos da inicialização homogênea. Valores positivos são representados por linhas contínuas e valores negativos por linhas pontilhada. Ressalta-se que a CLA é dividida em camada limite convectiva (CLC) durante o período diurno e camada limite noturna (CLN) durante a noite. Nas análises seguintes a denominação de CLA será utilizada ao referir-se aos aspectos diurnos e noturnos ao mesmo tempo, sendo que as denominações CLC e CLN serão utilizadas nos comentários específicos dos períodos diurno e noturno, respectivamente. Ressalta-se também que a denominação de floresta utilizada neste capítulo refere-se aos remanescentes de floresta tropical inseridas na área de pastagem e diferem das características de floresta mencionadas nos capítulos anteriores, as quais referem-se ao sítio experimental de floresta tropical do ABRACOS.

#### 4.3.1 - EXP 1: VENTO REAL, COM TOPOGRAFIA E COM FAIXAS DE FLORESTA NA PROPORÇÃO 1:3

Este experimento foi idealizado para representar as condições mais realistas possíveis encontradas no sítio experimental de pastagem e será denominado de experimento de controle. Na Figura 4.3 é apresentada a série temporal da temperatura potencial ( $\theta$ ) e da velocidade vertical ( $w$ ) sobre a área de pastagem e floresta. Este gráfico representa o valor médio tomado sobre 12 pontos para a área de pastagem (extensão de 3 km) no meio do domínio espacial e 4 pontos sobre a área de floresta (1 km). Nas Figuras 4.3a (pastagem) e 4.3b (floresta) percebe-se claramente a formação e evolução da CLC, sendo que o topo da camada de mistura é de aproximadamente 2500 m. Nestas figuras observa-se também que a CLC está totalmente misturada, não se distinguindo as CLCs originadas sobre cada tipo de vegetação. Isto é um indicador de que a CLA age como um mecanismo agregador de superfície de áreas menores que alguns poucos km de tamanho. A convecção desenvolvida sobre a área de pastagem (Figura 4.3c) é bem mais vigorosa do que para a área de floresta, sendo que no caso da pastagem após às 15:00 HL (Dia +1), a turbulência diminui devido ao decréscimo do aquecimento da superfície. No caso da floresta, no mesmo horário em que a pastagem apresenta movimentos verticais ascendentes ( $w$  positivo), a floresta mostra velocidade vertical negativa (descendente), indicando uma circulação em que o ar é ascende sobre a pastagem e é descendente sobre a floresta (circulação local de mesoescala do tipo brisa marítima). A velocidade vertical máxima sobre a pastagem é de  $+2,4 \text{ m.s}^{-1}$ , estendendo-se até o topo da CLC, ao passo que, sobre a floresta,  $w$  é de  $-0,8 \text{ m.s}^{-1}$ . Cortes bi-dimensionais ( $x-z$ ) da temperatura potencial em todo o domínio de simulação às 19:00, 5:00, 9:00 e 11:00 HL são apresentados nas Figuras 4.4 a, b, c e d, respectivamente. Às 19:00 HL (Figura 4.4a), após 14 horas de integração, observa-se que a camada de mistura está bem definida e misturada em todo o domínio, com o topo ao redor de 2500 m de altitude. Também já se observa o início da formação da CLN, principalmente nos locais com topografia mais baixa e com área de floresta. Na Figura 4.4b, representando a situação às 5:00 HL (Dia +1), a CLN está a uma profundidade de 430 m, com a camada de mistura residual do dia anterior acima desta. A temperatura potencial mínima observada é de 298 K. Às 9:00 HL (Figura 4.4c) a CLN inicia o seu processo de erosão com o levantamento vertical das isoterms entre 300 e 303 K, para às 11:00 HL (Figura 4.4d) ela estar totalmente destruída e com a camada de mistura formada. A partir deste horário e até o final da tarde, a CLC vai crescer pouco, devido a quase estacionariedade do processo. Em todas estas figuras, observa-se que ocorre uma mistura completa da camada de mistura, não se distinguindo diferenças na CLC devido ao tipo de vegetação. Cortes bi-dimensionais de  $w$  e  $u$  às 9:00 e 11:00 HL são mostrados nas Figuras 4.5a,b,c e d, respectivamente. Às 9:00 HL (Figura 4.5a) a convecção ainda é fraca, intensificando-se às 11:00 HL (Figura 4.5b), quando atinge valores de até  $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ , com extensão vertical de 1000 m. Este comportamento é devido ao fato da CLN ainda não ter sido erodida às 9:00 HL (veja item 2.5), agindo como um inibidor do processo de convecção. Observa-se também a formação de várias células com movimentos ascendentes/descendentes combinados, com uma predominância de movimentos verticais

ascendentes nas áreas de pastagens e descendentes nas áreas de floresta. O vento horizontal às 9:00 HL (Figura 4.5c) é fraco e está desacoplado do vento acima de 3000 m, também devido ao fato da CLN ainda não ter sido erodida. Já foi observado (Bastable et al., 1993) que, durante a noite nas áreas de pastagem, a camada limite superficial (até 100 m) fica desacoplada da atmosfera acima, possuindo ventos praticamente nulos em superfície. Às 11:00 HL (Figura 4.5d), embora ainda desacoplado, o vento horizontal já apresenta pequenos núcleos de circulação. O vento horizontal entre 3000 e 4000 m apresenta-se de oeste (pastagem-floresta), possivelmente como resultado de circulação floresta-pastagem do dia anterior (fluxo de retorno).

O ciclo diurno dos parâmetros de temperatura de solo e de fluxo turbulento de calor sensível para as áreas de floresta e pastagem são apresentados nas Figuras 4.6a e b, respectivamente. A temperatura do solo para a área de floresta representa a temperatura da superfície do dossel da floresta, ao passo que, na pastagem, ela é a própria temperatura da superfície vegetada. De modo geral, o modelo consegue representar bem o ciclo diurno em ambos os casos, apresentando amplitude térmica e valor máximo no caso de pastagem: as temperaturas mínima e máxima são 21,0 °C e 38,9 °C (com amplitude térmica de 17,9 °C), respectivamente, sendo que estes mesmos parâmetros apresentam valores de 20,0 °C e 33,7 °C (amplitude térmica de 13,7 °C) para a área de floresta. No caso do fluxo de calor sensível (Figura 4.6b), os fluxos calculados foram superiores aos valores observacionais obtidos (veja Apêndice C) em aproximadamente 100 W.m<sup>-2</sup>, no instante de maior insolação. Este comportamento deve-se a dois pontos: o modelo foi inicializado com uma condição de umidade do solo bastante seca, embora baseada em observações. Rapidamente o modelo evapora esta água, atingindo um nível mínimo e constante (umidade do solo no ponto de murcha). Este fato provoca um aumento do fluxo de calor sensível. O segundo ponto a ser salientado é a influência que a formação do orvalho provoca no fluxo de calor sensível: foi observado diariamente a formação de orvalho na área de pastagem, umidecendo a vegetação e a camada superficial do solo. Consequentemente, parte da energia disponível na atmosfera é utilizada na evaporação desta água. Entretanto, o modelo, por não permitir a formação de orvalho, utiliza toda a energia do saldo de radiação para um aumento do fluxo de calor sensível. Silva Dias e Regnier (1996) também não conseguiram representar bem os fluxos turbulentos de calor sensível para as áreas de floresta e pastagem, mesmo modificando a parametrização do balanço de energia da superfície. Este fato é um indicativo de que o modelo de solo do RAMS necessita de ajustes.

Para a análise dos mecanismos externos que determinam o crescimento da CLA, os fluxos apresentados na Figura 4.6b são estimativas razoáveis e possuem aspectos típicos corretos como, por exemplo, os maiores valores ocorrem na área de pastagem, ciclo diurno, etc.

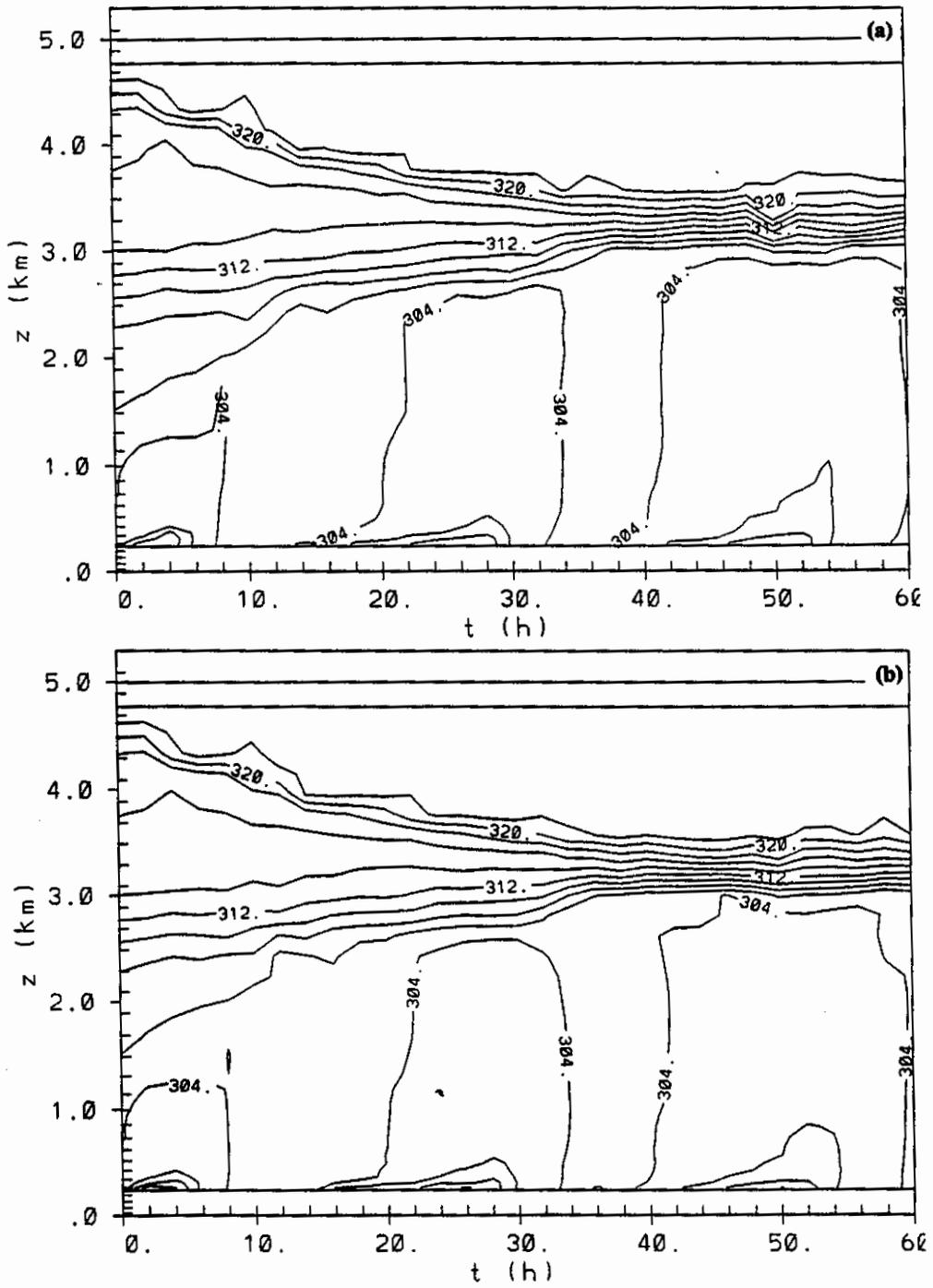


Fig. 4.3 - Série temporal da temperatura potencial para as áreas de pastagem(a) e floresta (b) e velocidade vertical para as áreas de pastagem (c) e floresta (d) obtidos no experimento de controle (EXP 1).

(continua)

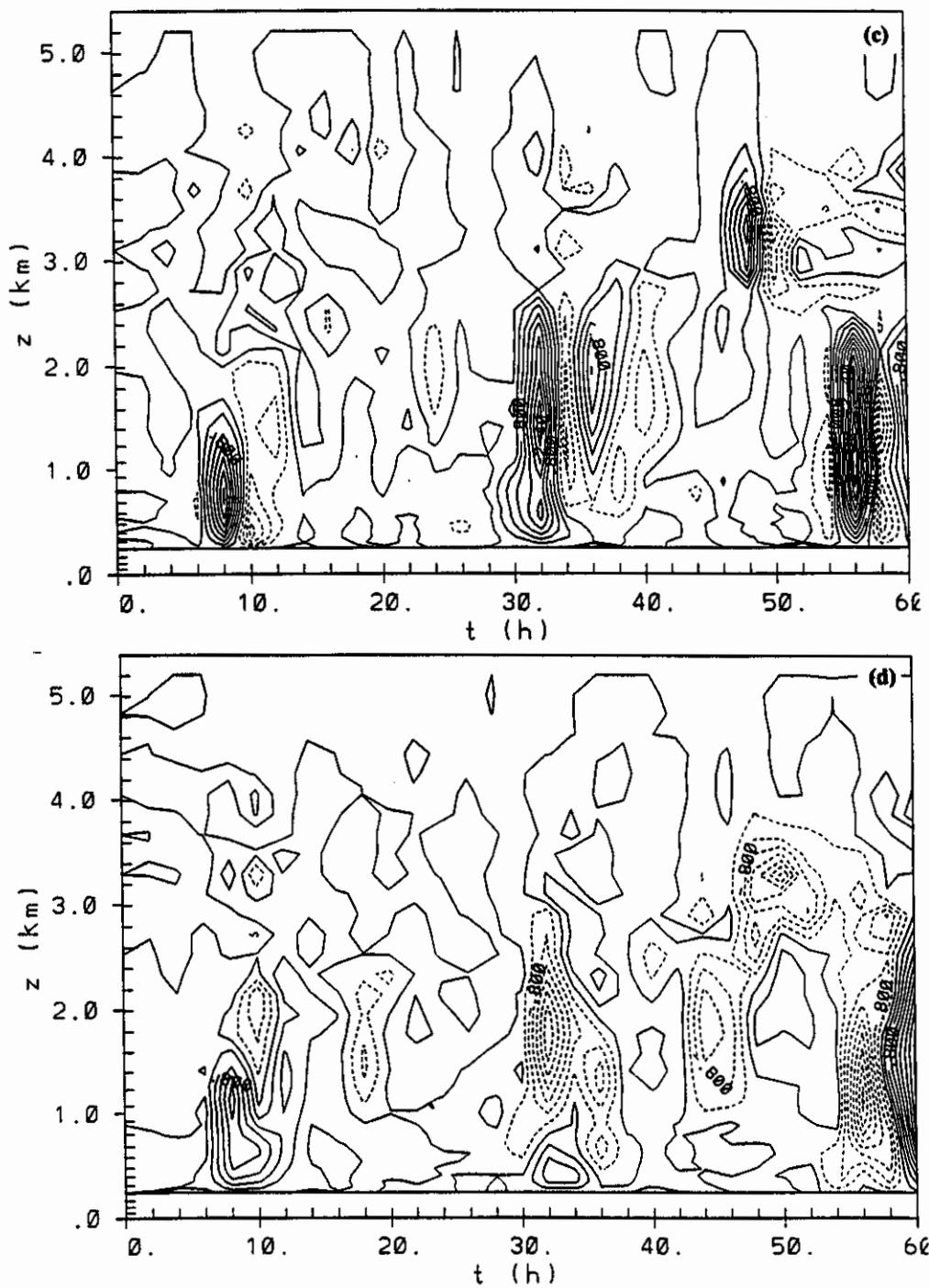


Fig. 4.3 - Conclusão.

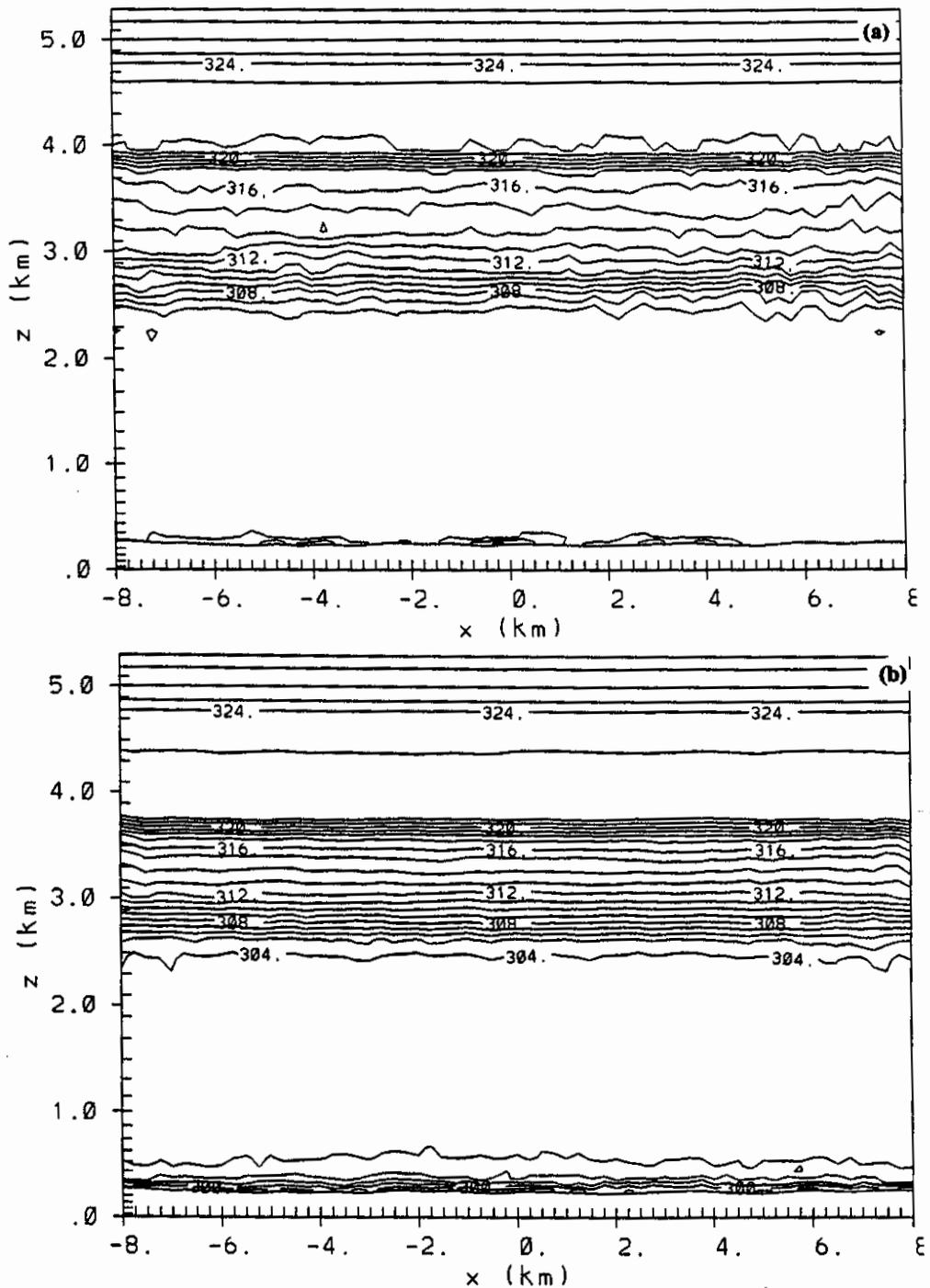


Fig. 4.4 - Corte bi-dimensional ( $x$ - $z$ ) da temperatura potencial ( $\theta$ ) obtida no experimento de controle (EXP 1) para os horários das 19:00 HL (a), 5:00 HL (b), 9:00 HL(c) e 11:00 HL (d).

(continua)

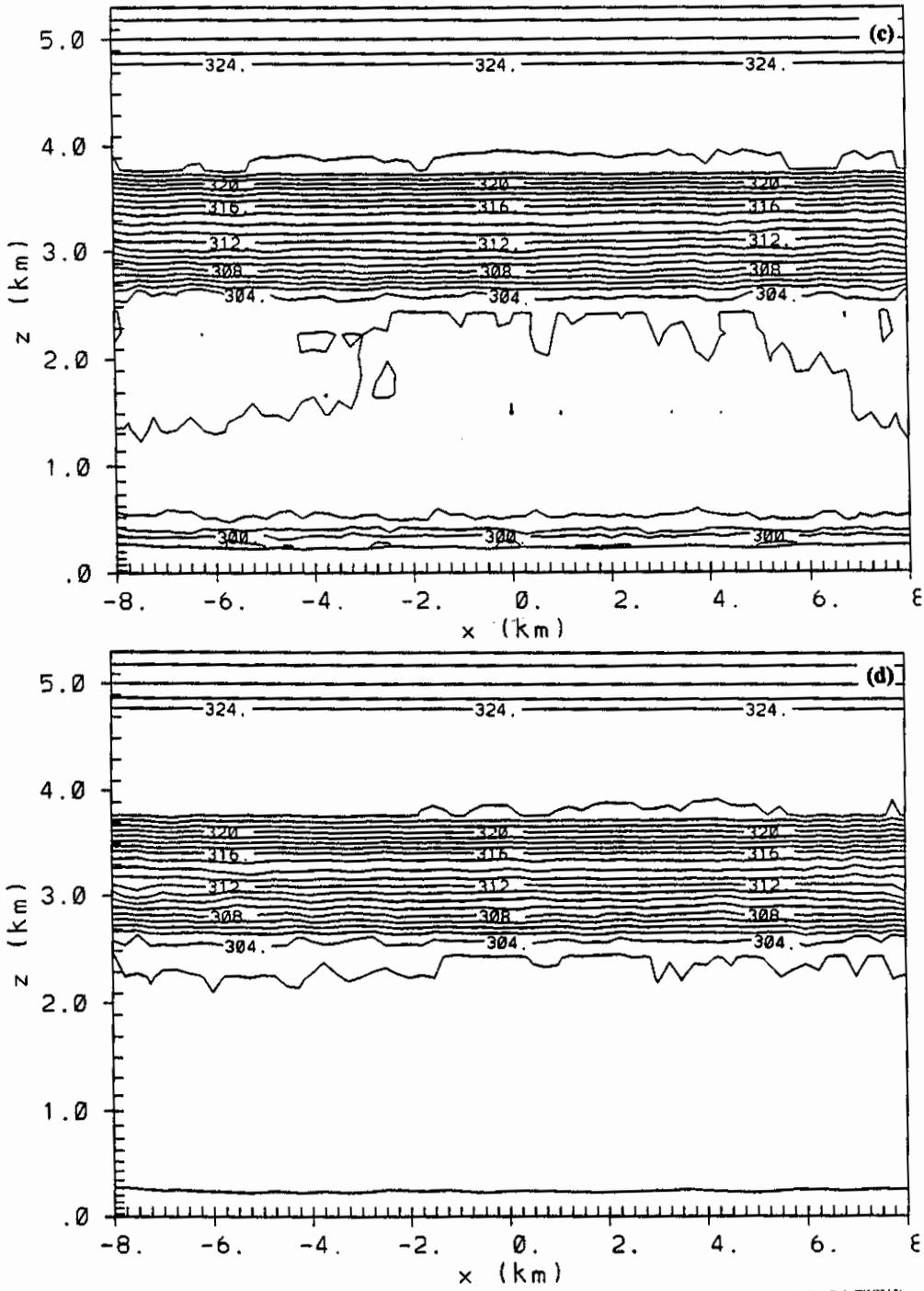


Fig. 4.4 - Conclusão.

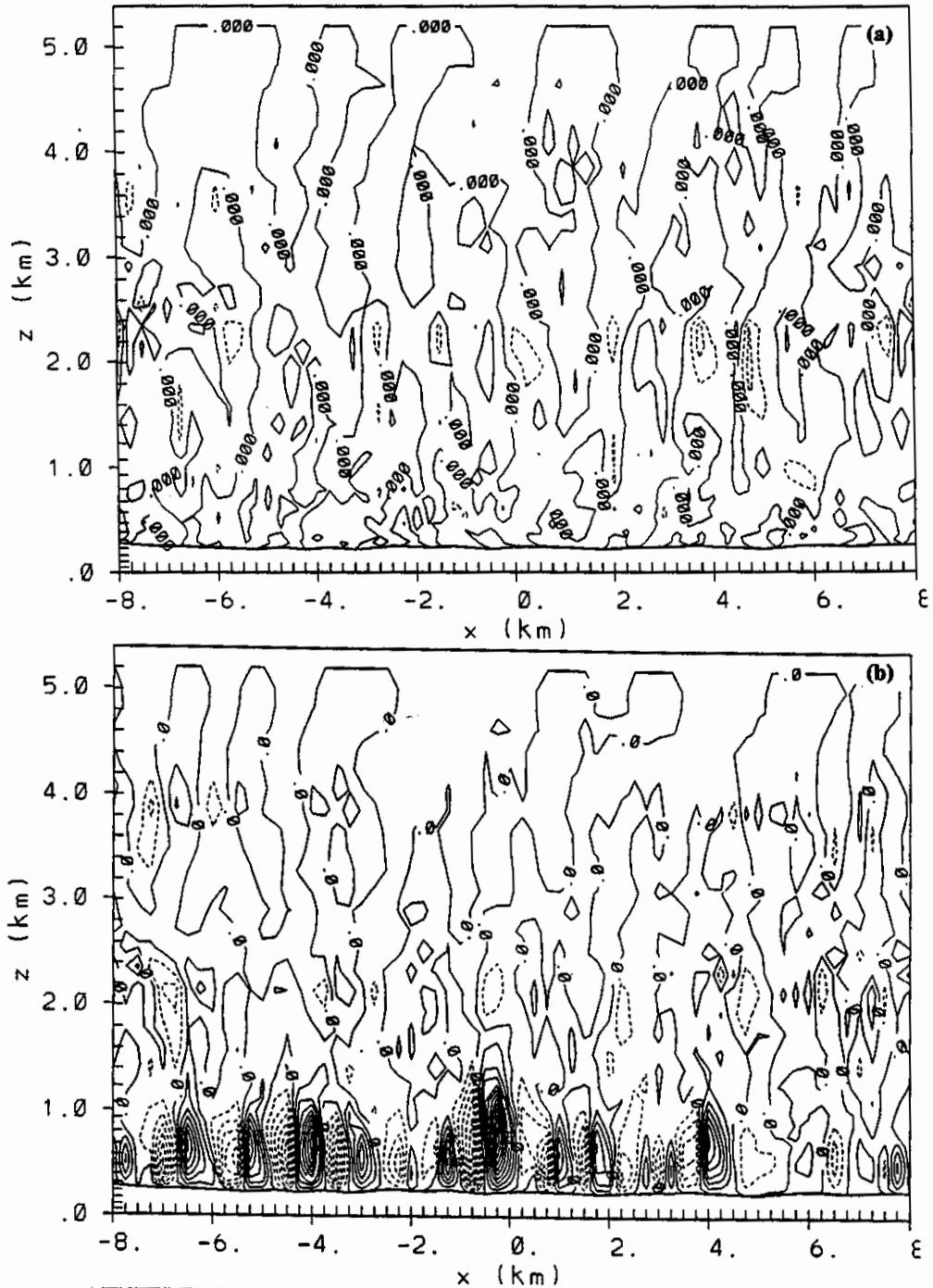


Fig. 4.5 - Corte bi-dimensional ( $x$ - $z$ ) da velocidade vertical ( $w$ ) para os horários das 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b) e da velocidade horizontal ( $u'$ ) para os horários das 9:00 HL (c) e 11:00 HL (d) obtidos no experimento de controle (EXP 1).  
(continua)

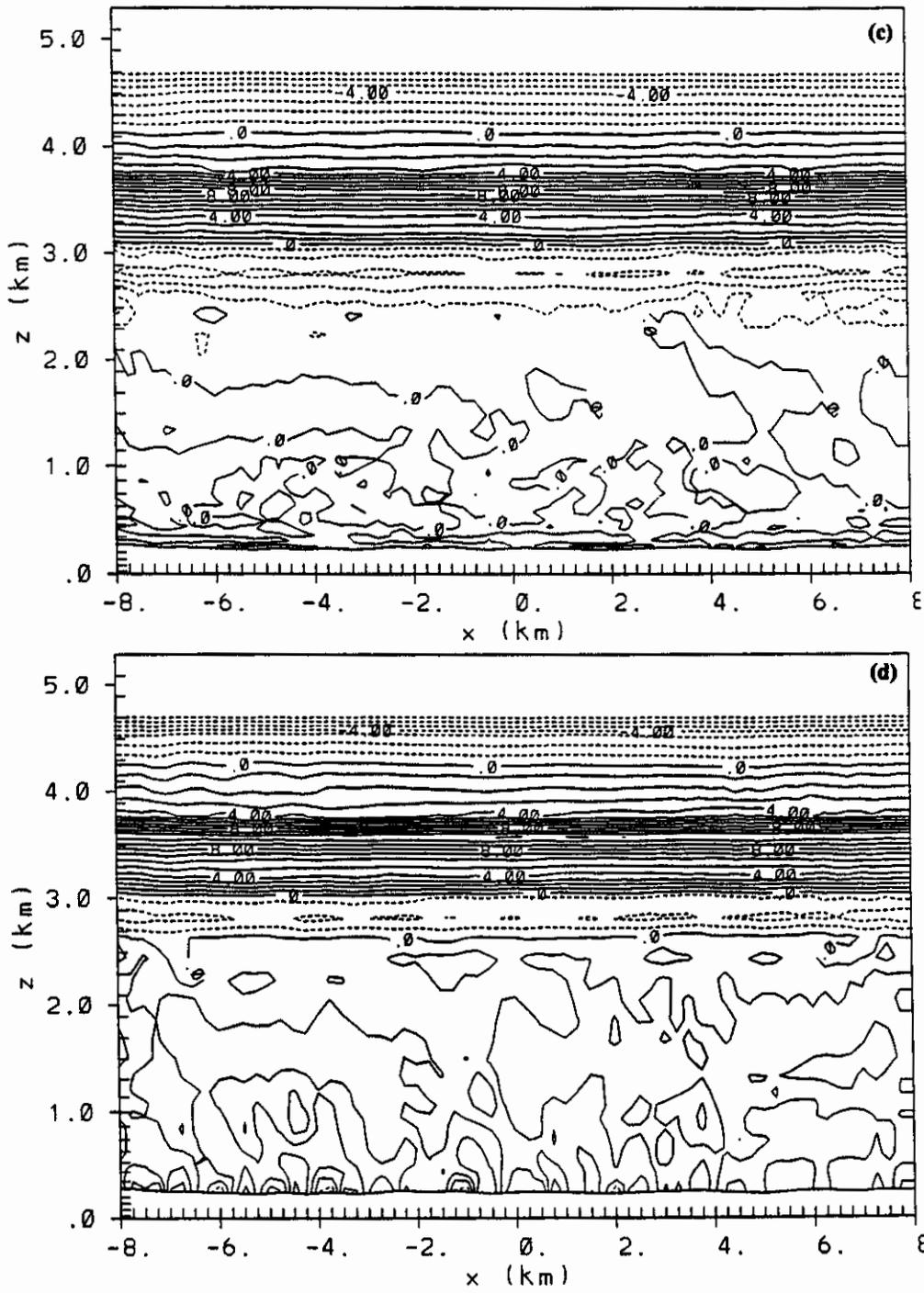


Fig. 4.5 - Conclusão.

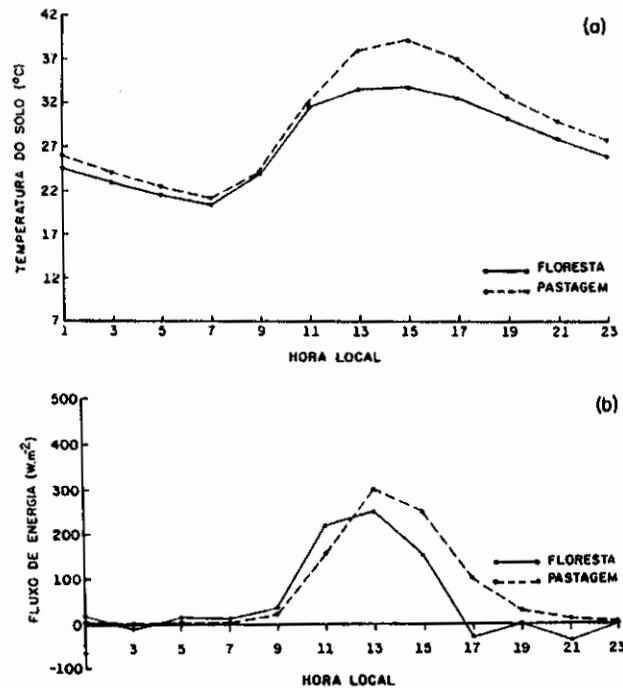


Fig. 4.6 - Ciclo diurno da temperatura do solo (a) e fluxo de energia (b) nas áreas de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada) para o experimento de controle (EXP 1).

Com a finalidade de se estimar a energia advectada da área de floresta para a área de pastagem, calculou-se o vento horizontal ( $u'$ ) na transição entre o contraste de vegetação (floresta-pastagem) do centro do domínio. Posteriormente, o fluxo de energia advectado (ADV) foi estimado como:

$$ADV = \int_0^{h_i} u' \frac{\partial \theta}{\partial x} \partial z \quad (4.1)$$

onde  $u'$  representa o vento horizontal médio na área de floresta e  $\partial \theta / \partial x$  é o gradiente térmico horizontal. A altura  $h_i$  é a altura em que os efeitos da heterogeneidades da superfície não são mais observados, com  $\partial \theta / \partial x$  aproximadamente nulo e foi estimada dos valores calculados pelo RAMS na simulação EXP 1. Estes valores são apresentados na Tabela 4.4. O vento horizontal acelera-se de  $0,9 \text{ m.s}^{-1}$  para  $1,2 \text{ m.s}^{-1}$  entre 7:00 e 9:00 HL, ao passo que o gradiente térmico decresce: de  $0,4 \text{ K}$  para  $0,1 \text{ K}$ . Este decréscimo é devido a maior intensidade da circulação horizontal. A altura  $h_i$  em que ocorre esta

circulação aprofunda-se de 50,5 m (às 7:00 HL) para 101,0 m (às 9:00 HL). Os valores de fluxo calculados possuem mesma ordem de grandeza em relação aos fluxos de energia liberados da superfície (veja Tabela 2.7). Às 7:00 HL, o fluxo calculado é de  $0,07 \text{ m.K.s}^{-1}$ , muito superior (3.5 vezes maior) ao liberado pela superfície. Posteriormente, às 9:00 HL, o fluxo advectado ( $0,05 \text{ m.K.s}^{-1}$ ) é aproximadamente igual ao valor do fluxo de energia liberado da superfície ( $0,07 \text{ m.K.s}^{-1}$ ). No item 2.5.2 são realizados alguns cálculos da erosão da CLN e do aquecimento da camada na área de pastagem, sendo que, no balanço de energia integrado entre 7:00 e 8:30 HL há um resíduo (deficit) de energia de 299,9 m.K. Uma estimativa simples da energia advectada integrada entre 7:00 e 8:30 HL com os dados calculados pelo modelo produz um valor de 345,6 m.K, o que é suficiente para fechar o balanço de energia envolvido no aquecimento da camada. Estes resultados são fortes indícios da ocorrência de circulação local e sua importância na erosão da CLN.

**TABELA 4.4 - VALORES DA VELOCIDADE MÉDIA NA FAIXA DE FLORESTA ( $u'$ ), DO GRADIENTE TÉRMICO NO CONTRASTE DE VEGETAÇÃO ( $\Delta\theta$ ), DA ESPESSURA VERTICAL ( $\Delta z$ ), DO GRADIENTE DE TEMPERATURA DO SOLO ( $\Delta T_G$ ) E DO FLUXO DE ENERGIA ADVECTADO (ADV) OBTIDOS COM A SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO EXP 1**

HL	$u'$ ( $\text{m.s}^{-1}$ )	$\Delta\theta$ (K)	$\Delta z$ (m)	$\Delta T_G$ (K)	ADV ( $\text{m.K.s}^{-1}$ )
7:00	0,9	0,4	50,1	0,7	0,07
9:00	1,2	0,1	101,0	0,5	0,05

#### 4.3.2 - EXP 2: VENTO REAL, SEM TOPOGRAFIA E COM FAIXAS DE FLORESTA NA PROPORÇÃO 1:3

Walko et al. (1992) obtiveram resultados sobre a influência da topografia ondulada no estabelecimento de circulações de mesoescala local, sendo que este experimento foi idealizado justamente para estudar esta forçante. Nesta simulação foi assumido que a superfície fosse plana com altura média de 220 m. Cortes bi-dimensionais (x-z) da temperatura potencial em todo o domínio de simulação às 19:00, 5:00, 9:00 e 11:00 HL são apresentados nas Figuras 4.7 a,b,c e d, respectivamente. Às 19:00 HL (Figura 4.7a) observa-se a formação de uma CLN rasa (aproximadamente de 70 m de altura), com temperaturas mais frias (305 K) nas áreas com vegetação de floresta. Às 5:00 HL (Figura 4.7b), a CLN atinge seu maior desenvolvimento vertical, com profundidade de aproximadamente 350-400 m e com a temperatura mínima de 300 K. Nas Figuras 4.7c e 4.6d são apresentados os cortes bi-dimensionais às 9:00 e 11:00 HL, nos quais é possível observar a quebra da CLN e a formação da camada de mistura com o topo ao redor de 2500 m às 11:00 HL. Não se observa diferenças significativas do

campo de temperatura em relação aos resultados obtidos com o EXP 1, indicando que o efeito da ondulação da topografia é pequeno, na escala espacial considerada. A maior diferença de desnível (cume - vale) no caso do EXP 1 é de 60 m, embora a ondulação seja tipicamente de 30 m. Com relação aos movimentos verticais ( $w$ ) e horizontais ( $u'$ ), cortes bi-dimensionais às 9:00 e 11:00 HL de  $w$  e  $u'$  são mostrados nas Figuras 4.8a,b,c e d, respectivamente. Às 9:00 HL, a turbulência é muito fraca, com movimentos verticais praticamente nulos. Posteriormente, às 11:00 HL, embora já existam movimentos convectivos, não há muita diferença entre os resultados obtidos no EXP 1 e EXP 2, com exceção de um pequeno deslocamento para a esquerda das células convectivas do EXP 2. Além disso, observa-se também que estas células são bem mais organizadas, apresentando um padrão característico de movimentos ascendentes e descendentes. Em relação ao vento horizontal, o campo de vento do EXP 2 é predominantemente de leste, não apresentando ventos de oeste entre 3.000 e 4.000 m. Este comportamento distinto pode ser resultado da influência da topografia ondulada em auxiliar a formação de circulações locais, sendo a camada de vento oeste a circulação do fluxo de retorno (contra-gradiente). Observa-se também pequenos núcleos de vento oeste em parte das áreas de pastagem às 11:00 HL (Figura 4.8d).

#### 4.3.3 - EXP 3: VENTO NULO, COM TOPOGRAFIA E COM FAIXAS DE FLORESTA NA PROPORÇÃO 1:3

Conforme mencionado em Hadfield et al. (1991, 1992), a presença de ventos externos enfraquece o estabelecimento da circulação de mesoescala local. Neste sentido, este experimento foi idealizado para analisar se o caso em que somente o contraste de vegetação provoca este tipo de circulação e quantificar os parâmetros associados, principalmente o vento horizontal.

Nas Figuras 4.9 são apresentadas as séries temporais de temperatura potencial (Figura 4.9a) e velocidade vertical (Figura 4.9b) para a área de pastagem e o vento horizontal para as áreas de pastagem (Figura 4.9c) e floresta (Figura 4.9d). No caso da evolução da CLC (Figura 4.9a), esta simulação mostra uma camada mais fria (em aproximadamente 2 K) e mais baixa (altura de 2200 m) dos resultados obtidos no EXP1 (Figura 4.3), uma vez que a presença do vento inicial auxilia a turbulência mecânica e o transporte vertical de energia. No DIA + 2 (entre 48 e 60 horas), a CLC desenvolve-se mais ativamente, devido à formação de ventos horizontais anteriormente, no DIA + 1. A Figura 4.9b mostra que às 11:00 HL, a área de pastagem apresenta um movimento de convecção positivo, embora fraco e que não se prolonga por muitas horas. O vento horizontal apresenta nitidamente o surgimento de circulação local de mesoescala, com ventos de oeste nos baixos níveis (até 350-400 m) e ventos de leste acima, na área de pastagem (Figura 4.9c). O vento horizontal na área de floresta (Figura 4.9d) tem circulação oposta e intensidade menor ( $u'$  máximo é de  $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ ) do que no caso pastagem ( $u'$  máximo de  $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ ). Este comportamento deve-se a maior rugosidade da floresta.

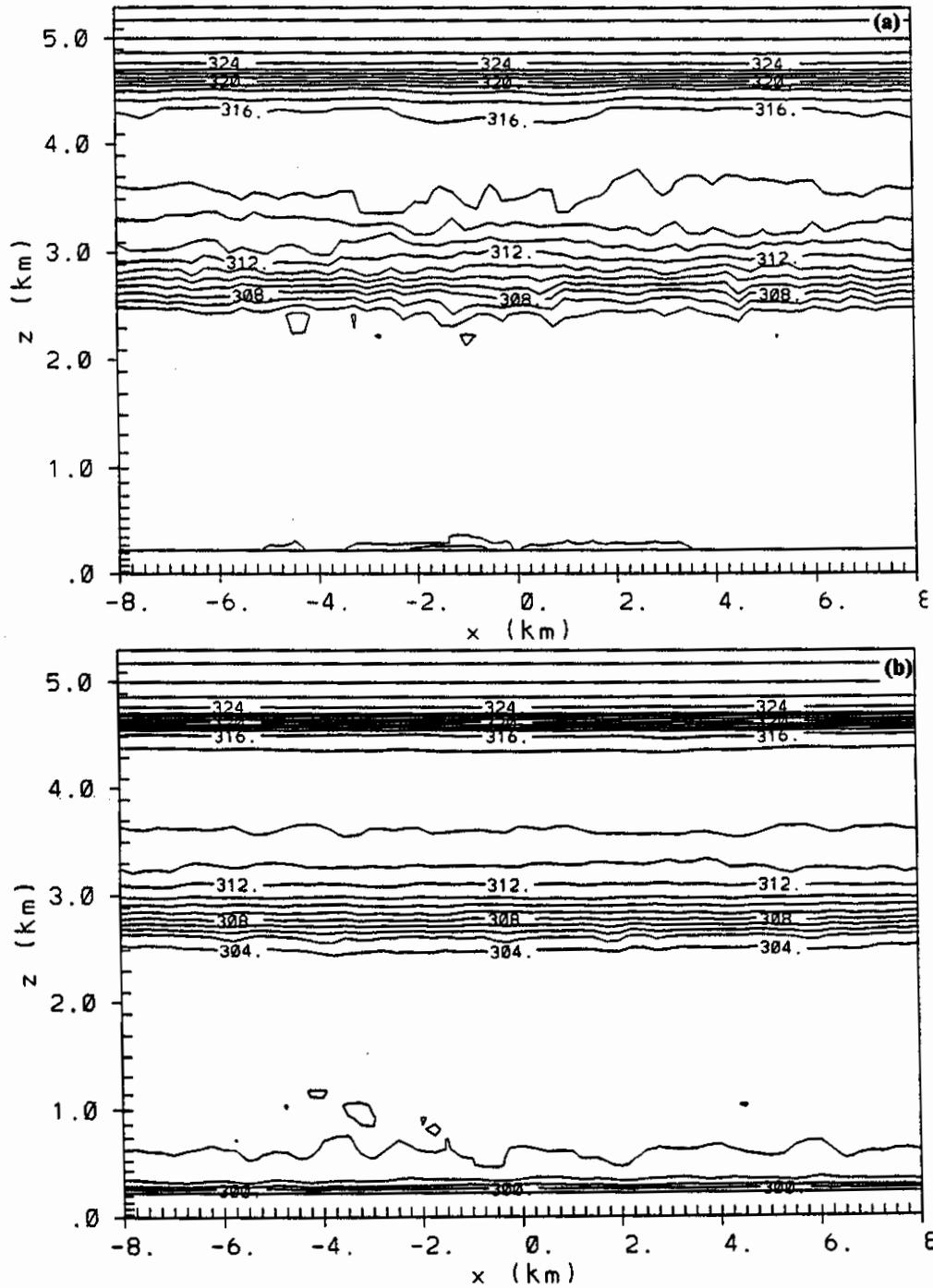


Fig. 4.7 - Corte bi-dimensional ( $x$ - $z$ ) da temperatura potencial ( $\theta$ ) obtida no experimento EXP 2 para os horários das 19:00 HL (a), 5:00 HL (b), 9:00 HL(c) e 11:00 HL (d).

(continua)

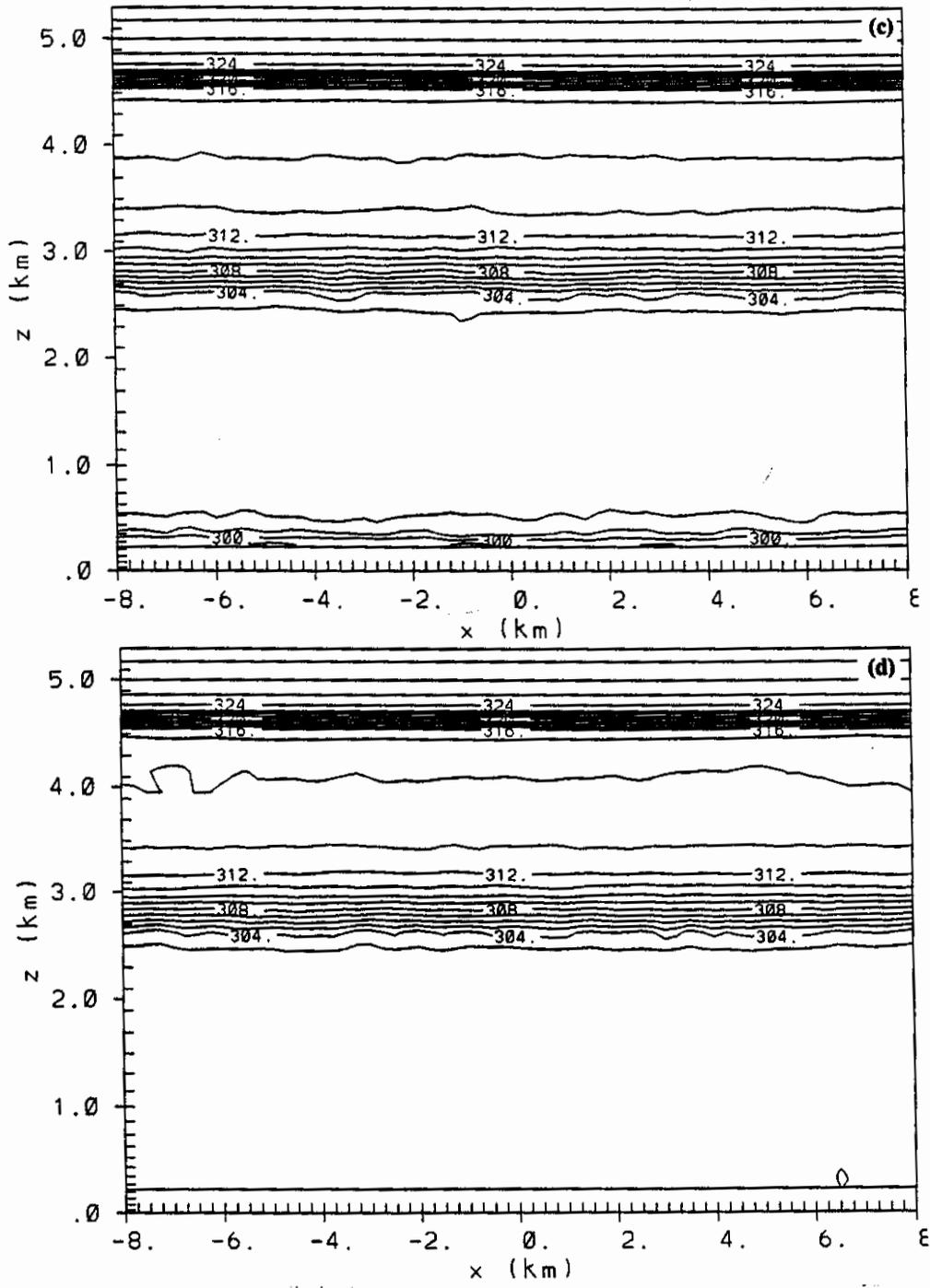


Fig. 4.7 - Conclusão.

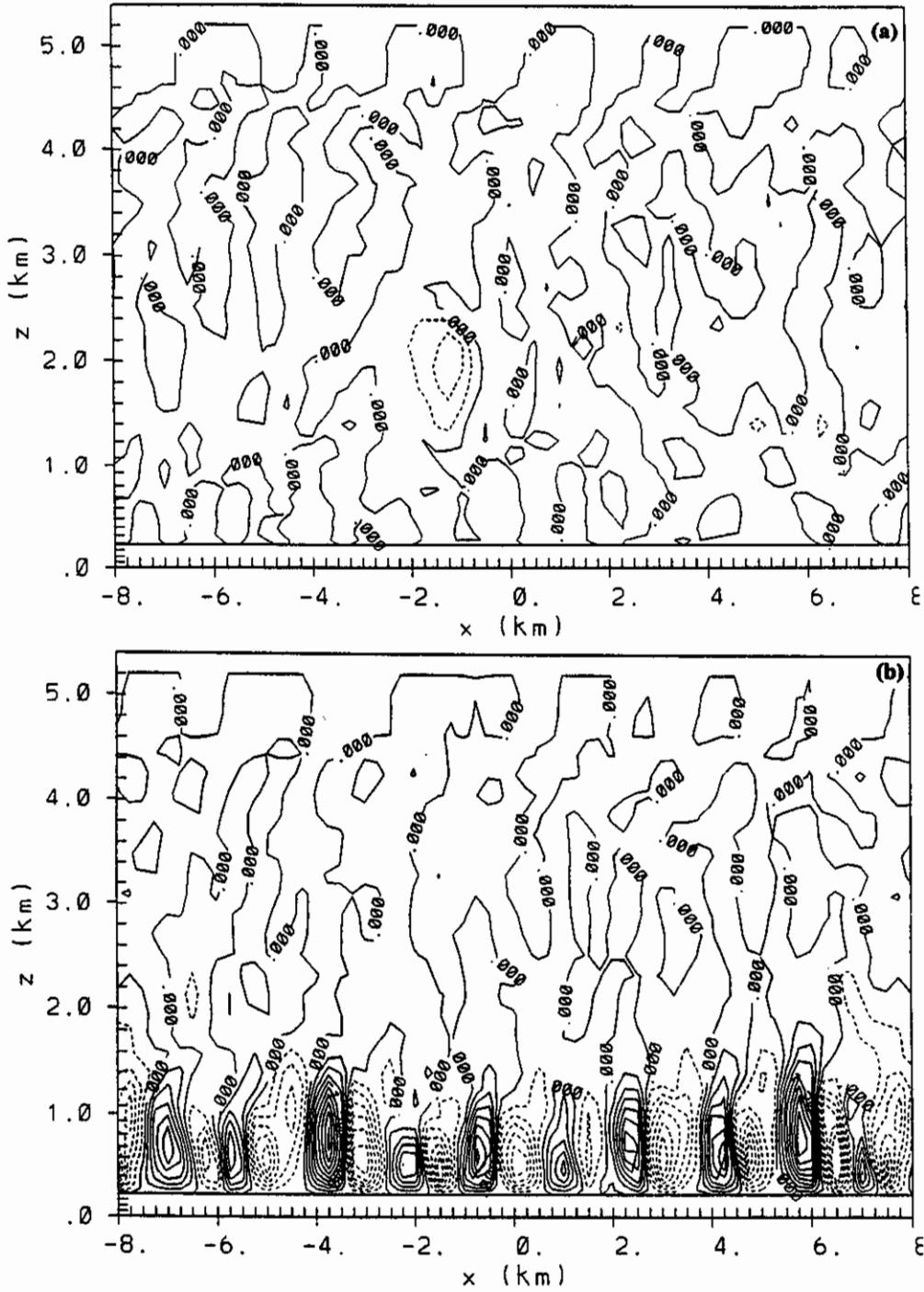


Fig. 4.8 - Corte bi-dimensional (x-z) da velocidade vertical ( $w$ ) para os horários das 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b) e velocidade horizontal ( $u'$ ) para os horários das 9:00 HL (c) e 11:00 HL (d) obtidos no experimento EXP 2.

(continua)

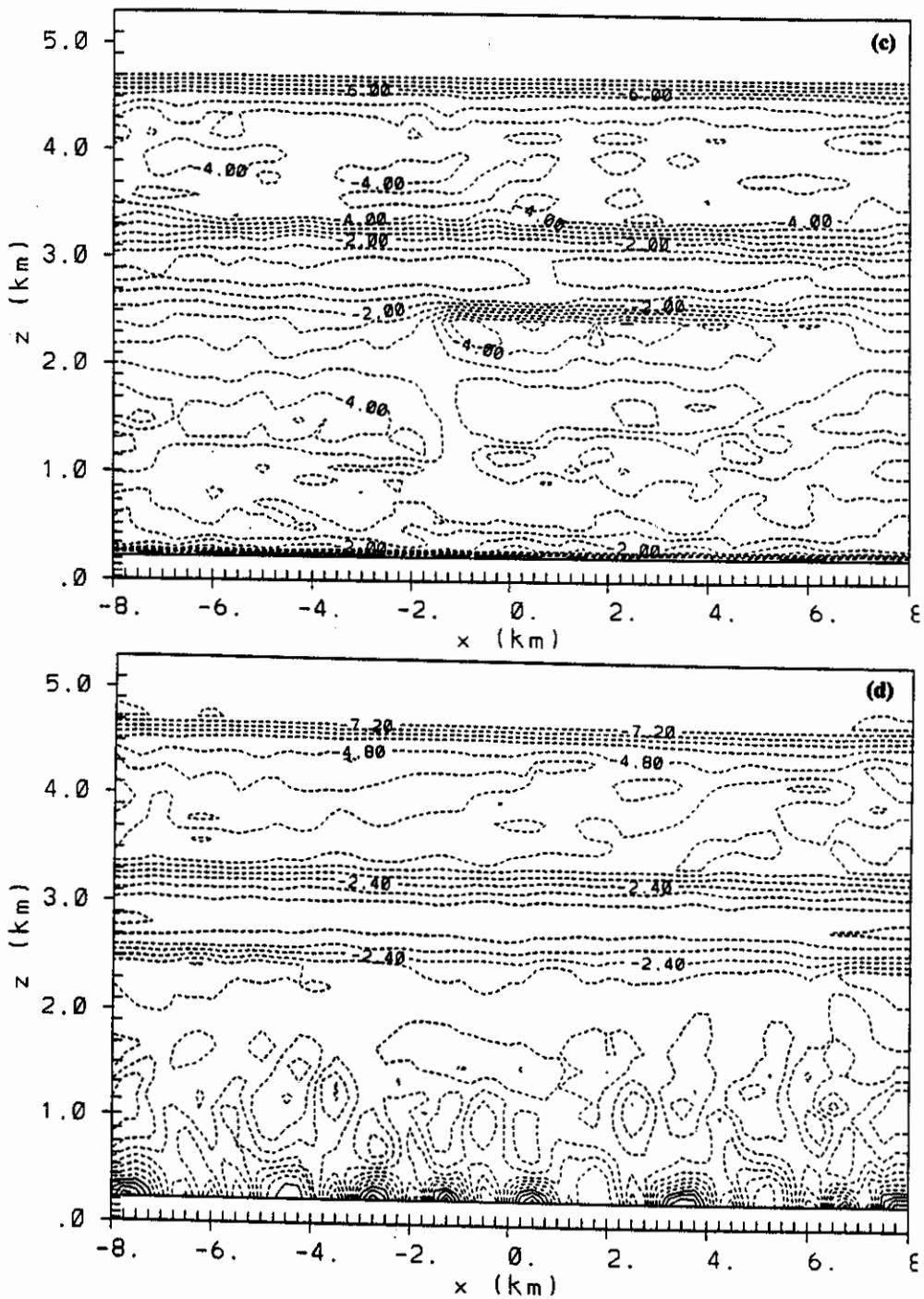


Fig. 4.8 - Conclusão.

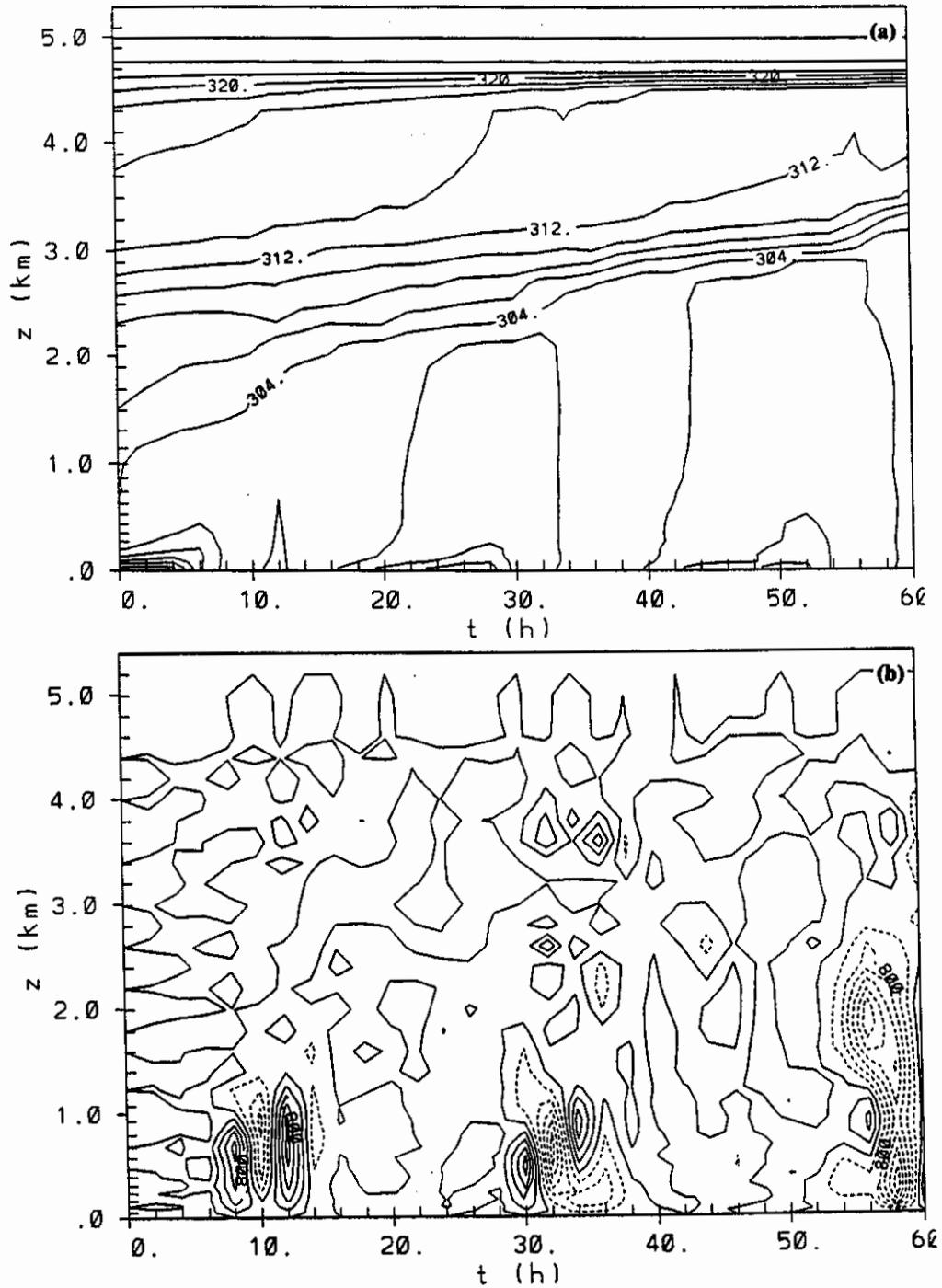


Fig 4.9 - Série temporal da evolução da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) para a área de pastagem e velocidades horizontais na área de pastagem (c) e floresta (d) obtidas do EXP 3.

(continua)

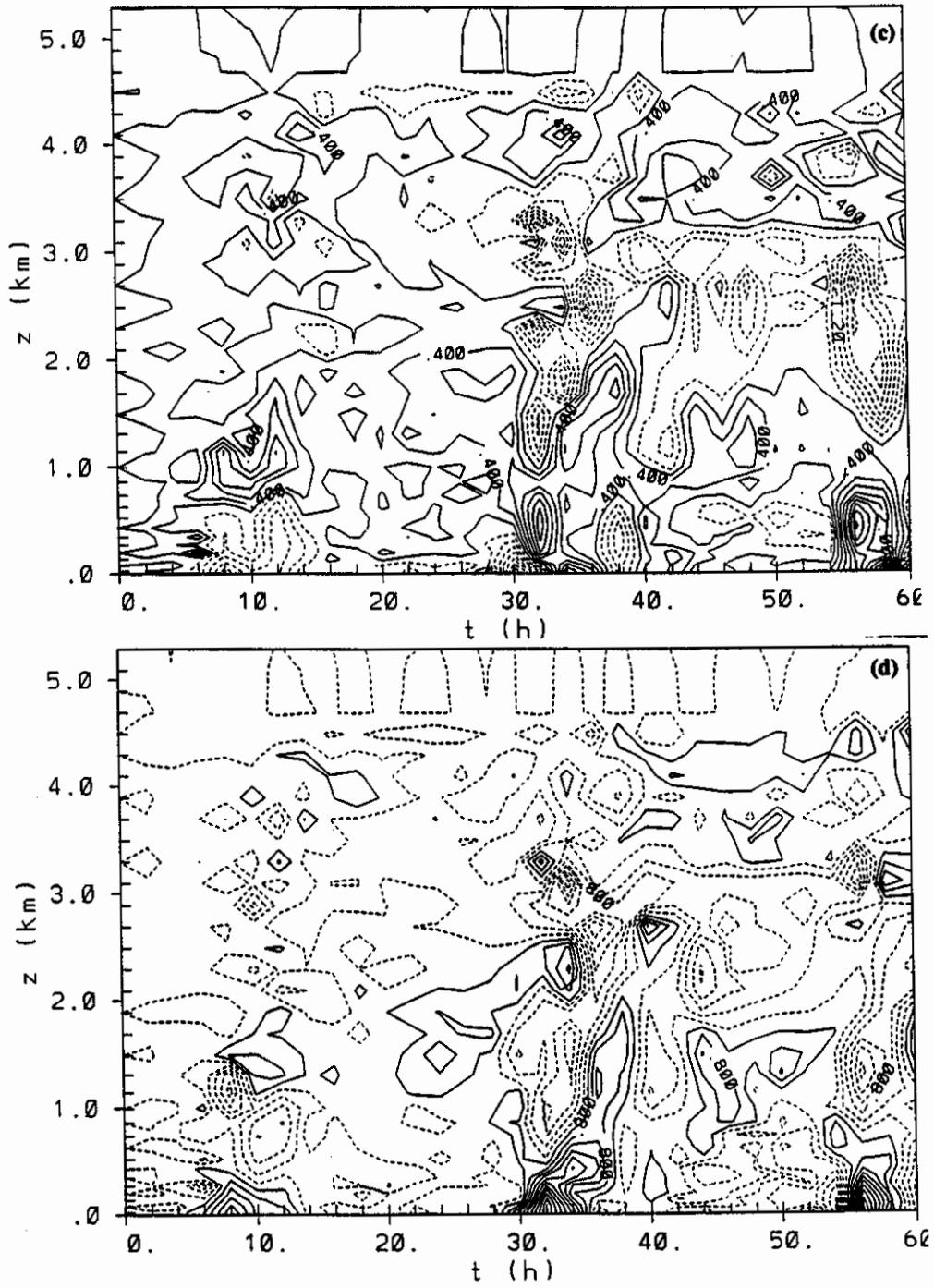


Fig 4.9 - Conclusão.

Nas Figuras 4.10a e 4.10b são mostrados os cortes bi-dimensionais (x-z) da temperatura potencial em todo o domínio, às 9:00 e 11:00 HL. Às 9:00 HL (Figura 4.10a) o perfil de  $\theta$  ainda não apresenta modificações substanciais do perfil inicial, pois as turbulências mecânica e térmica são fracas ou inexistentes. A temperatura potencial mínima é de 294 K. Às 11:00 HL (Figura 4.10b), a camada de mistura já está se formando, embora mais baixa do que a obtida no EXP 1 (Figura 4.4d). Nas áreas de floresta a temperatura potencial é mais fria (2 K) do que nas adjacências. Os cortes bi-dimensionais (x-z) às 9:00 HL da velocidade vertical ( $w$ ) e horizontal ( $u'$ ) são apresentados nas Figuras 4.10c e d, respectivamente. Às 9:00 HL já se observa a formação de células do vento horizontal (Figura 4.10d), tendo ventos de leste à esquerda e ventos de oeste à direita nas áreas de pastagens, claramente indicando circulações de mesoescala (floresta-pastagem). Neste horário o vento é relativamente fraco (aproximadamente  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ ), sendo a circulação rasa, com extensão vertical até 135 m de altura. Os movimentos verticais associados (Figura 4.10c) também são fracos, com  $w$  de aproximadamente  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ .

#### 4.3.4 - EXP 4: VENTO REAL, COM TOPOGRAFIA E CONSIDERANDO SOMENTE ÁREA DE PASTAGEM

Neste caso, esta simulação numérica foi realizada com o objetivo de estudar o efeito da heterogeneidade da vegetação da superfície no desenvolvimento da CLA. Nas Figuras 4.11a e 4.11b são apresentadas séries temporais da temperatura potencial e da velocidade vertical, determinadas a partir da média de todos os pontos do domínio. Na Figura 4.11a observa-se uma CLC na mesma altura do caso do EXP 1 (Figura 4.3a), embora se esperasse uma camada mais baixa no EXP 4, dado que não existe a circulação de mesoescala para auxiliar o desenvolvimento da CLA. Por outro lado, o aquecimento da camada (exemplificado pela largura da isoterma de 304 K) é maior no caso EXP 4 do que no EXP 1, uma vez que o fluxo de calor liberado pela superfície é maior, já que existe somente pastagem. Portanto, conclui-se que estes 2 fatores se compensam entre si, sem alterar o comportamento da CLA apresentado no EXP 1. No caso dos movimentos convectivos (Figura 4.11b), observa-se que a turbulência é menor nesta simulação, sendo que  $w$  atinge valores máximos de  $0,8 \text{ m.s}^{-1}$  às 13:00 HL no EXP 4 e  $2,4 \text{ m.s}^{-1}$  no EXP 1. Nas Figuras 4.11c e d são apresentados os cortes bi-dimensionais da temperatura potencial ( $\theta$ ) e da velocidade vertical ( $w$ ) às 11:00 HL. No caso do desenvolvimento da CLC (Figura 4.11c), a camada de mistura ainda não está totalmente formada, sendo que a isoterma de 303 K está em torno de 1100 m no EXP 4 e 2500 m no EXP 1. Este fato é um indício da importância da circulação de mesoescala na quebra da CLN da noite anterior. Neste caso (EXP 4), como não há formação de circulação local, a energia necessária para a erosão é proveniente somente da liberação da superfície, resultando em uma isoterma de 303 K mais baixa às 11:00 HL. Na Figura 4.11d é apresentado a velocidade vertical ( $w$ ) às 11:00 HL, onde é possível observar que a atividade convectiva é menos vigorosa no EXP 4 ( $w$

aproximadamente  $0,6 \text{ m.s}^{-1}$  e extensão vertical de 600 m) do que no EXP 1 ( $w$  igual a  $1,2 \text{ m.s}^{-1}$  e extensão vertical de 1300 m), devido aos fatos discutidos acima.

#### 4.3.5 - EXP 5: VENTO REAL, COM TOPOGRAFIA E COM FAIXAS DE FLORESTA NA PROPORÇÃO 1:1

Este experimento foi idealizado para se estudar o efeito do tamanho das faixas de floresta na intensidade da circulação local de mesoescala. Pielke et al. (1991) analisaram o efeito do tamanho das heterogeneidades da superfície na determinação do fluxo vertical de energia, através da aceleração da circulação local de mesoescala. Os resultados apresentados nas figuras seguintes são valores médios obtidos em 12 pontos (3 km), no ponto central do domínio: floresta à esquerda e pastagem à direita. Na Figura 4.12a e b são apresentadas as séries temporais de temperatura potencial para as áreas de pastagem e floresta, respectivamente. Conforme já observado pelos resultados do EXP 1 (Figura 4.3), não há diferença significativa na evolução da CLC para as áreas de pastagem e floresta. No caso dos movimentos verticais, ocorre uma desintensificação nas áreas de pastagens, em virtude dos tamanhos das faixas serem proporcionais: o movimento vertical do EXP 1 é mais ativo com velocidade máxima de  $2,4 \text{ m.s}^{-1}$ , estendendo-se da superfície até 2500 m. No caso do EXP 5, embora os resultados mostrem  $w$  máximos de até  $2,4 \text{ m.s}^{-1}$  (Figura 4.12c), estes restringem-se as alturas entre 1000 e 2500 m. Com relação a floresta (Figura 4.12d), ocorre um surgimento de um pequeno núcleo de convecção às 15:00 HL. Neste caso o que está acontecendo é que a convecção térmica na floresta é superior aos movimentos descendentes oriundos da circulação entre pastagem-floresta, induzindo um movimento vertical fraco, porém ascendente. Cortes bi-dimensionais ( $x-z$ ) da temperatura potencial às 9:00 e 11:00 HL são apresentados nas Figuras 4.13a e 4.13b, respectivamente. Às 9:00 HL, a atmosfera mostra-se mais aquecida do que no caso do EXP 1, com a isoterma de 303 K em torno de 2300 m. No caso do EXP 1, esta isoterma apresenta um comportamento degrau, sendo mais alta (altitude de 2300 m) no centro do domínio e mais baixa (1400 m) nas laterais. Nas Figuras 4.13c e 4.13d são apresentados cortes bi-dimensionais da velocidade vertical ( $w$ ) e vento horizontal ( $u'$ ) às 11:00 HL. No caso de  $w$ , a Figura 4.13c mostra que os centros convectivos estão mais distantes entre eles, devido ao tamanho das faixas. Observa-se também um deslocamento do máximo da velocidade vertical do EXP 1 (Figura 4.5b) para oeste, no EXP 5. O vento horizontal (Figura 4.13d) não apresenta resultados significativamente diferentes do caso EXP 1 (Figura 4.5d) e mostra o surgimento de pequenas núcleos de vento positivos e negativos em superfície.

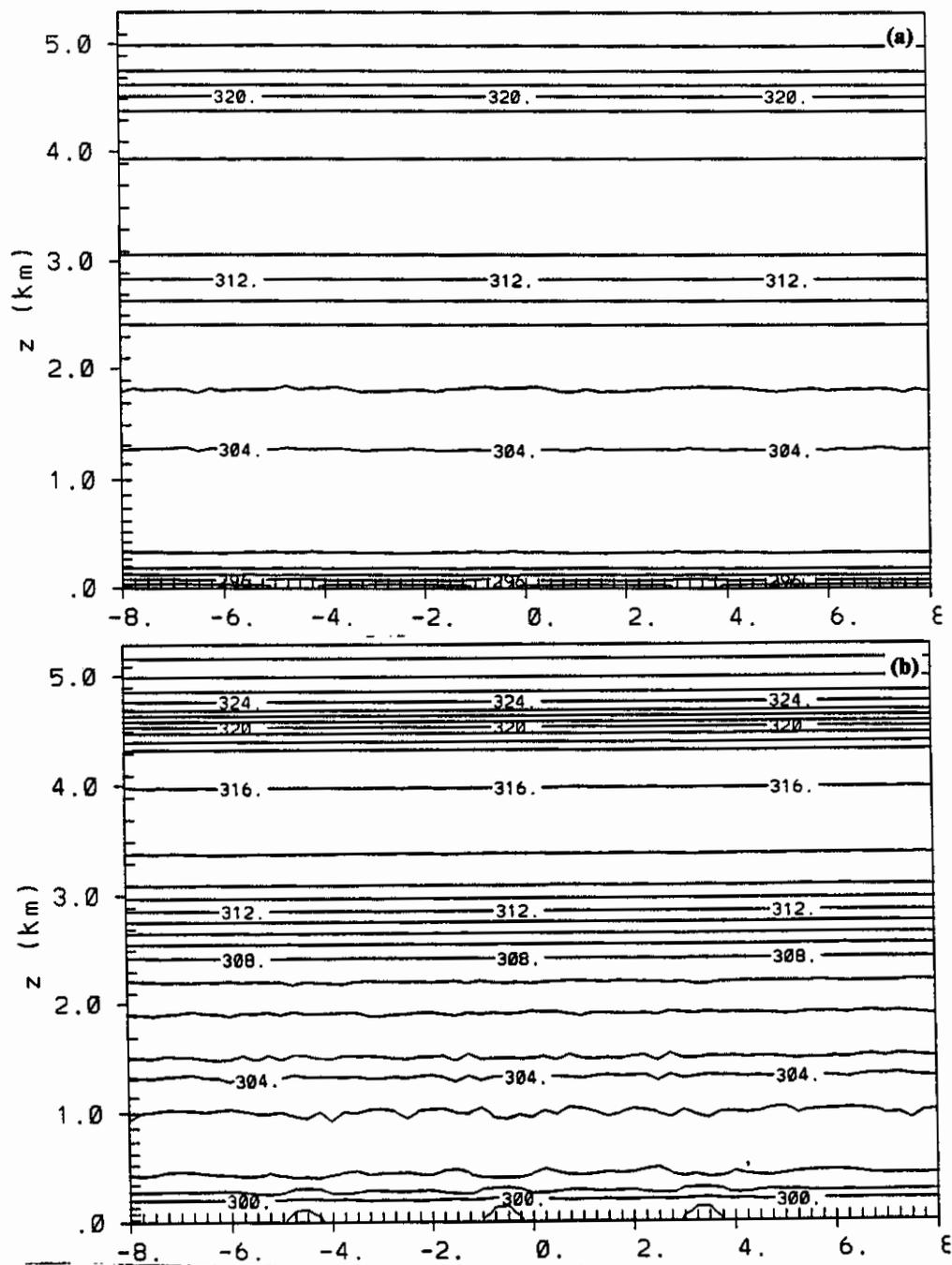


Fig. 4.10 - Corte bi-dimensionais (x-z) da temperatura potencial ( $\theta$ ) às às 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b), velocidades vertical (c) e horizontal (d) obtidas no EXP 3 às 9:00 HL.

(continua)

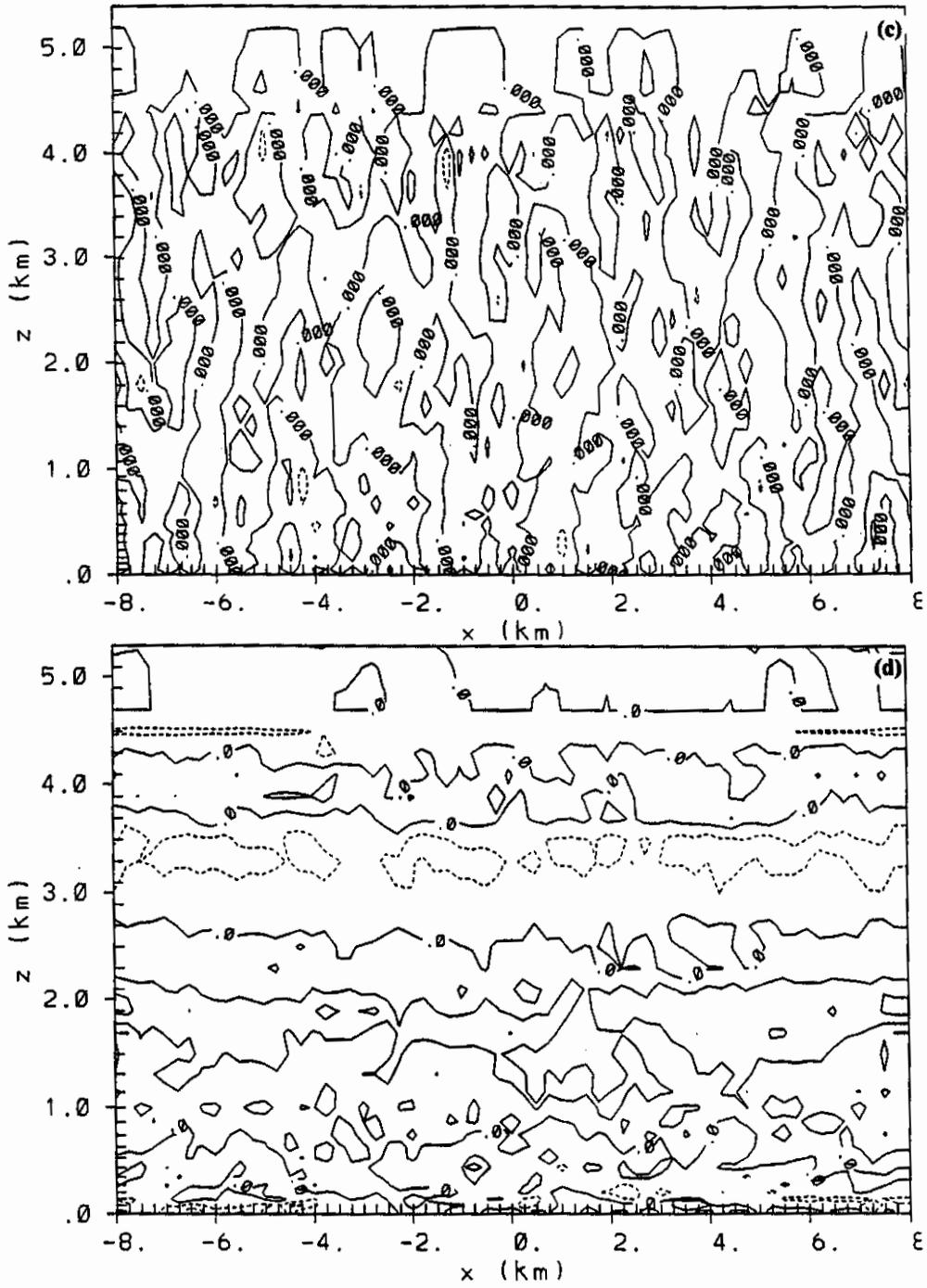


Fig. 4.10 - Conclusão.

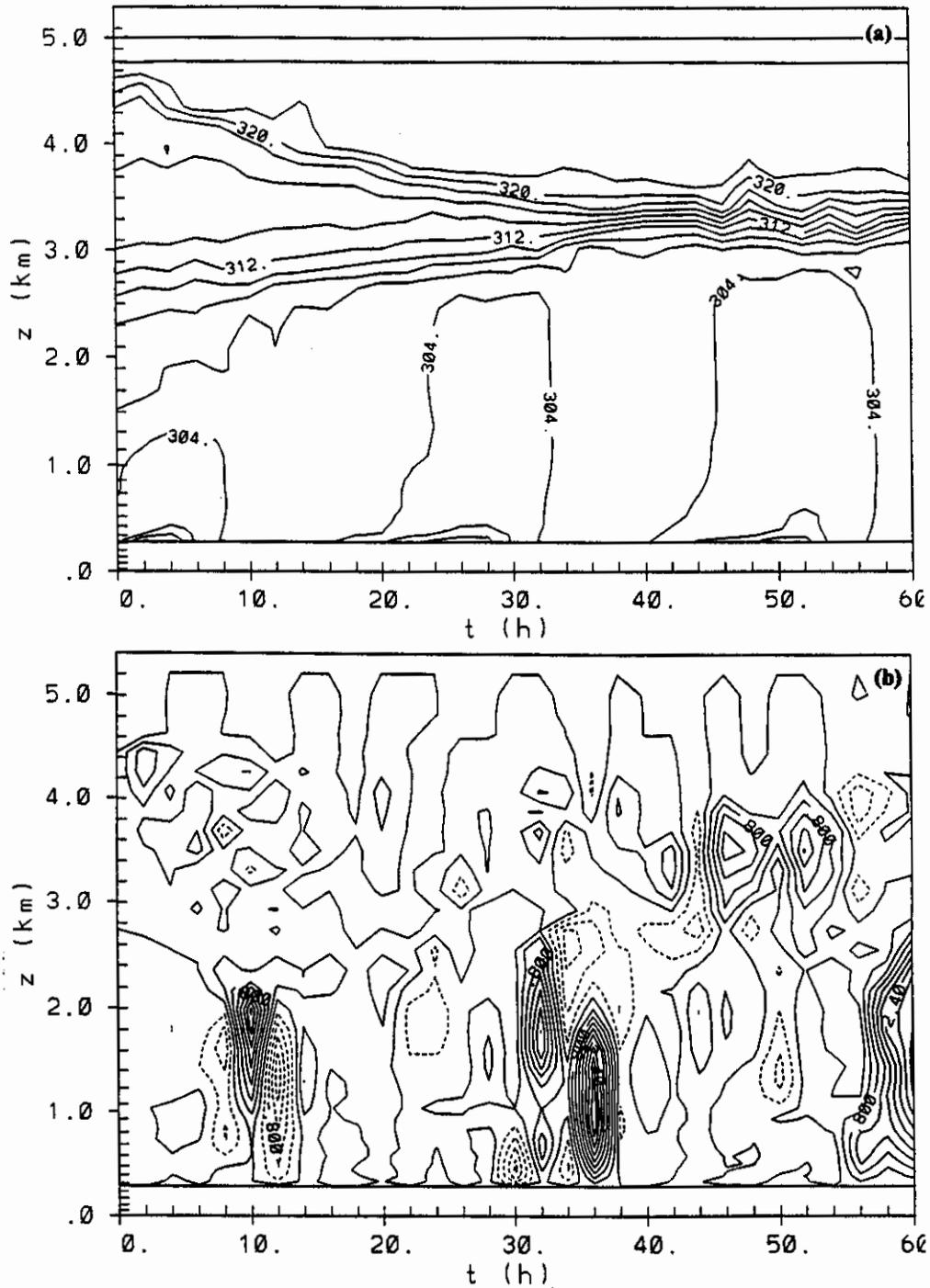


Fig. 4.11 - Série temporal da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) e corte bi-dimensional da temperatura potencial (c) e velocidade vertical (d) obtidas no EXP 4 às 11:00 HL.

(continua)

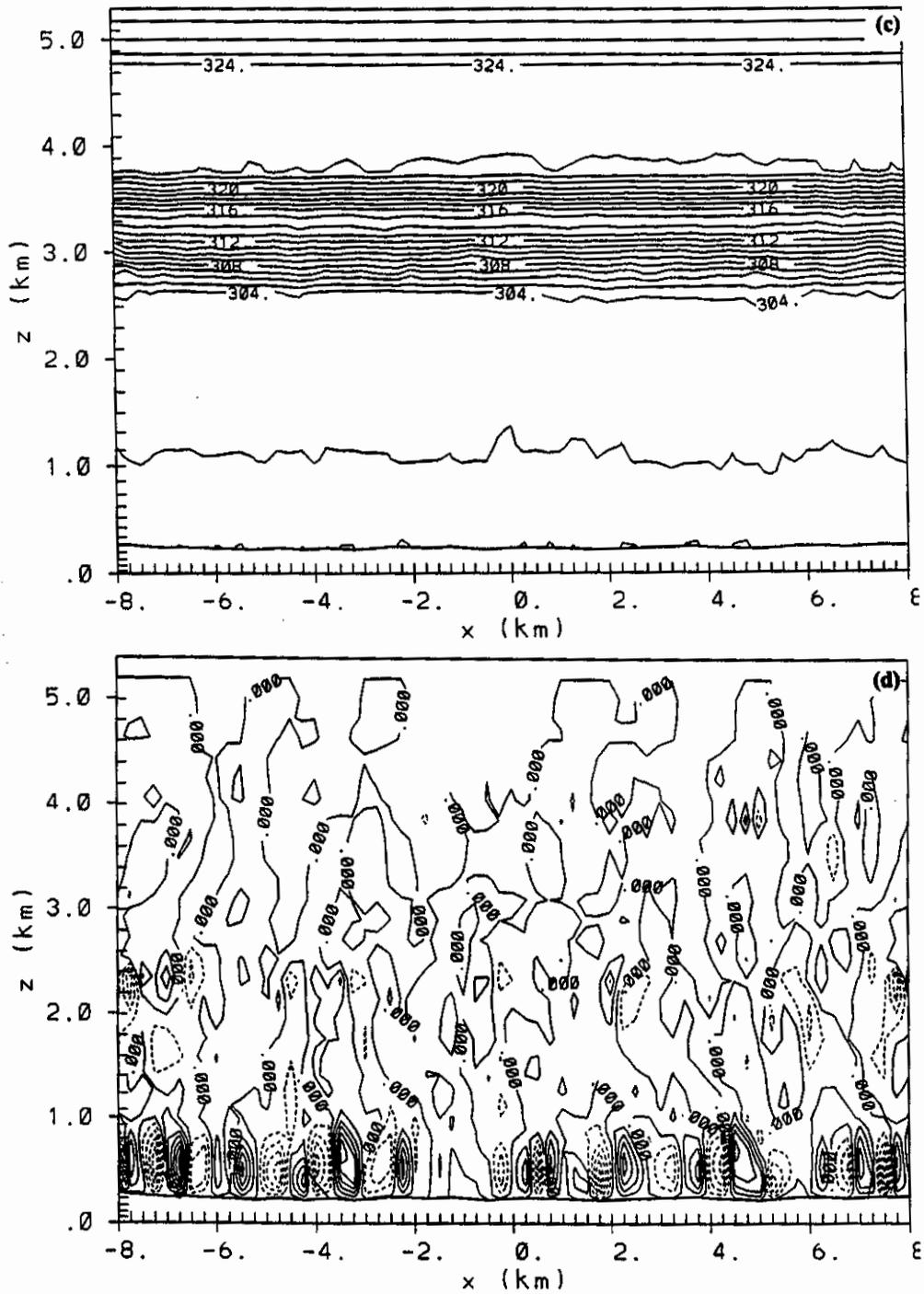


Fig. 4.11 - Conclusão.

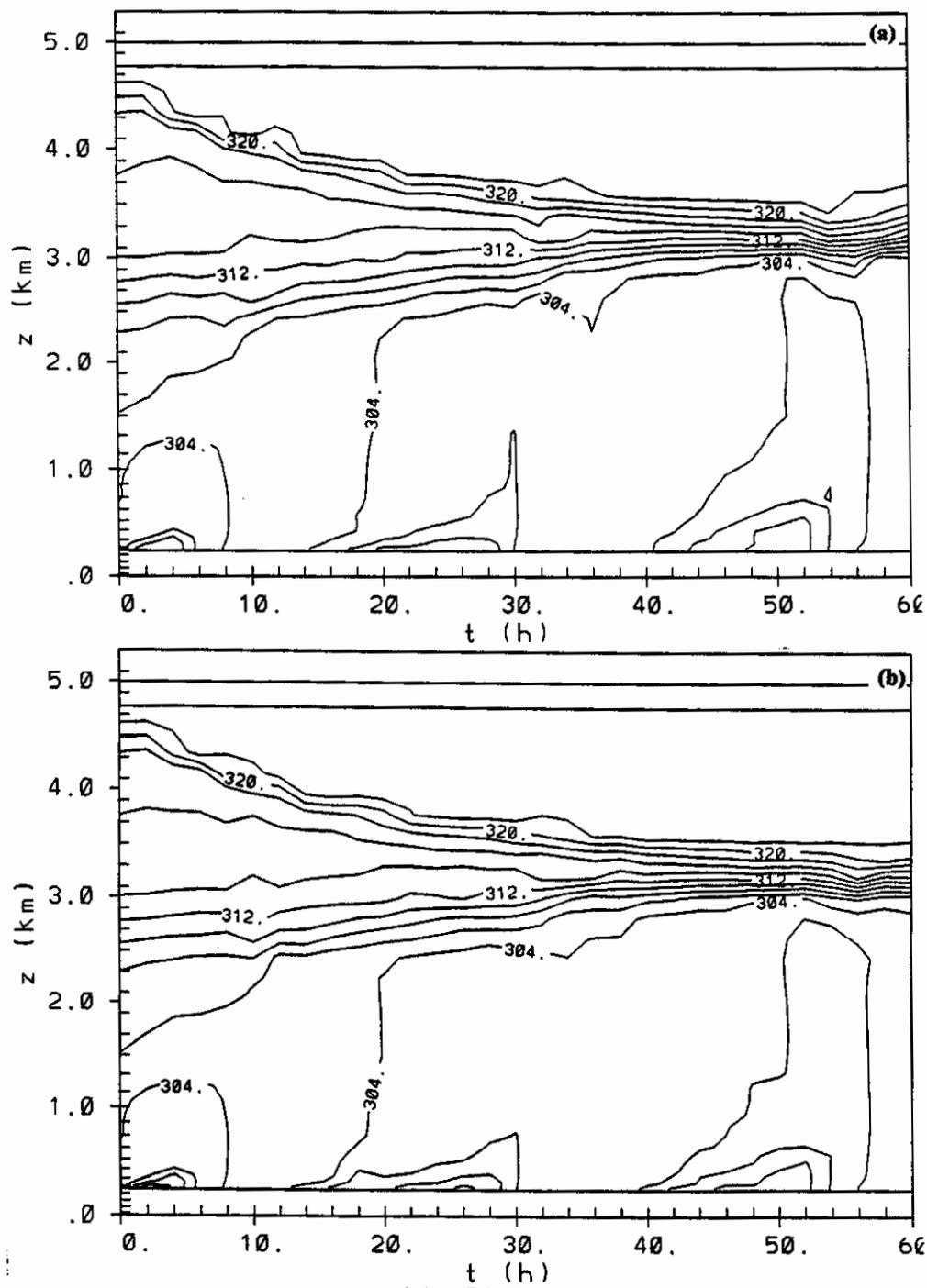


Fig. 4.12 - Série temporal da temperatura potencial para as áreas de pastagem (a) e floresta (b) e velocidade vertical para as áreas de pastagem (c) e floresta (d) obtidas no experimento EXP 5.

(continua)

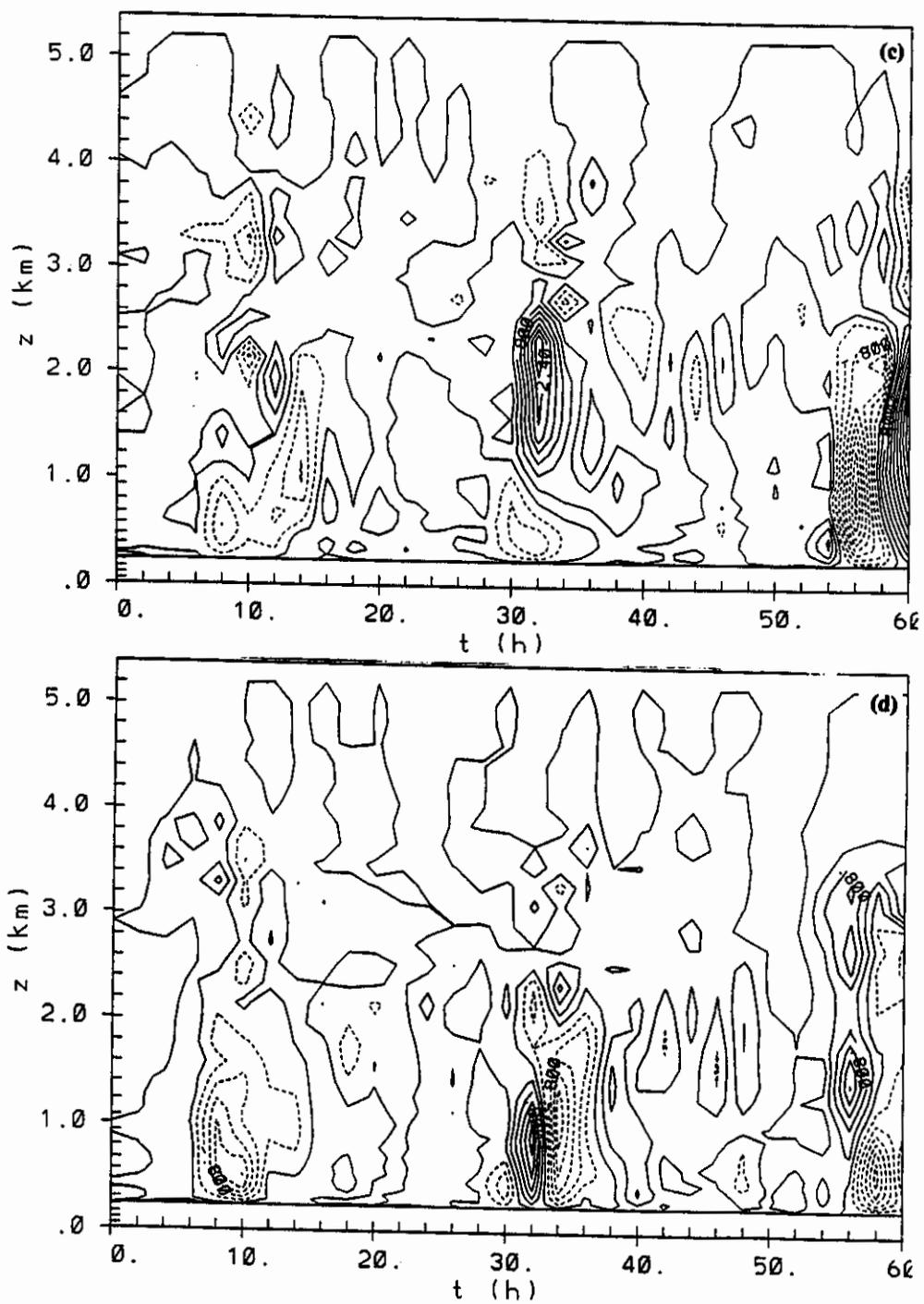


Fig. 4.12 - Conclusão.

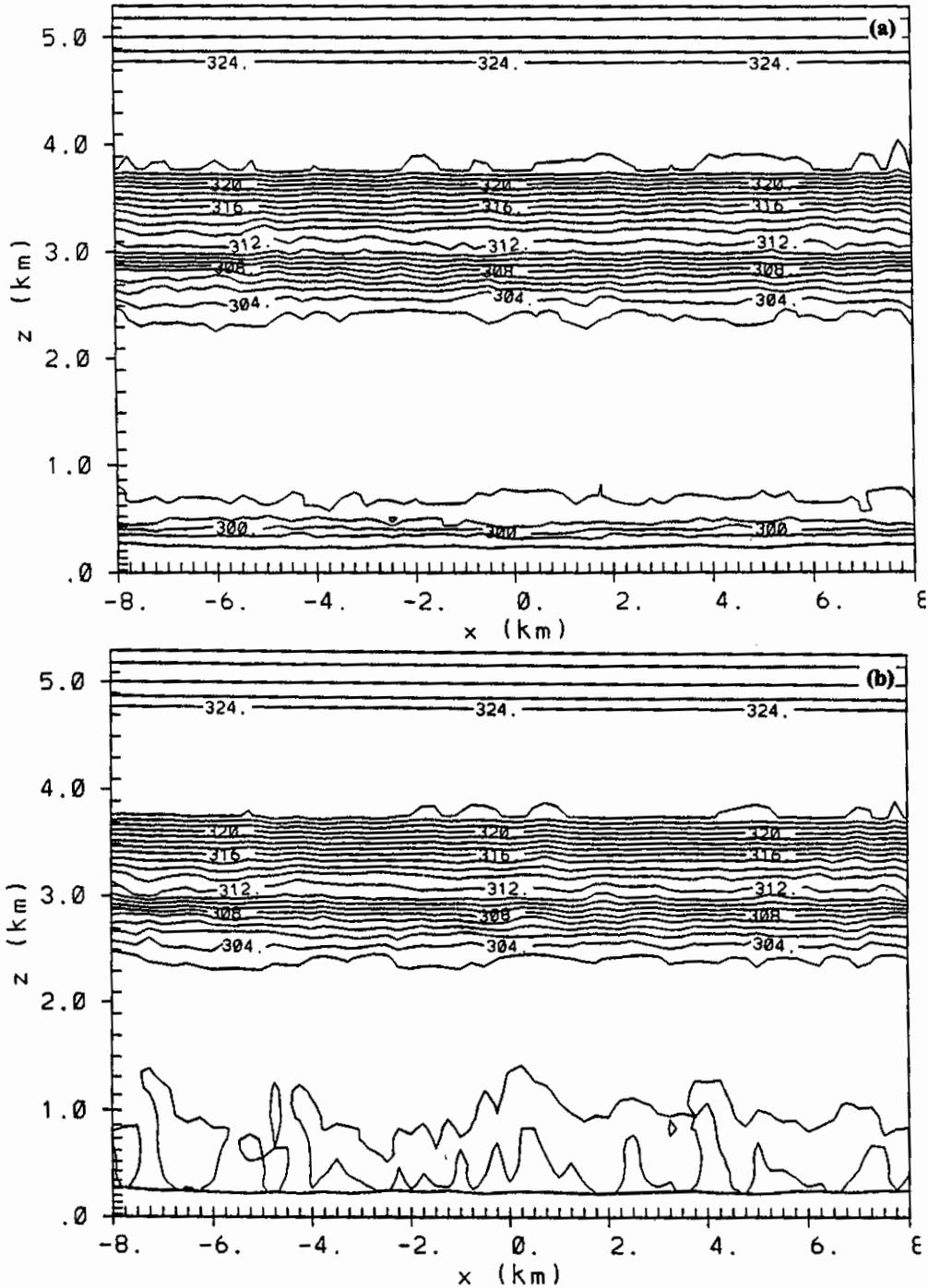


Fig. 4.13 - Corte bi-dimensionais ( $x$ - $z$ ) da temperatura potencial ( $\theta$ ) às 9:00 HL (a) e 11:00 HL (b), velocidades vertical (c) e horizontal (d) obtidas no EXP 5 às 11:00 HL.

(continua)

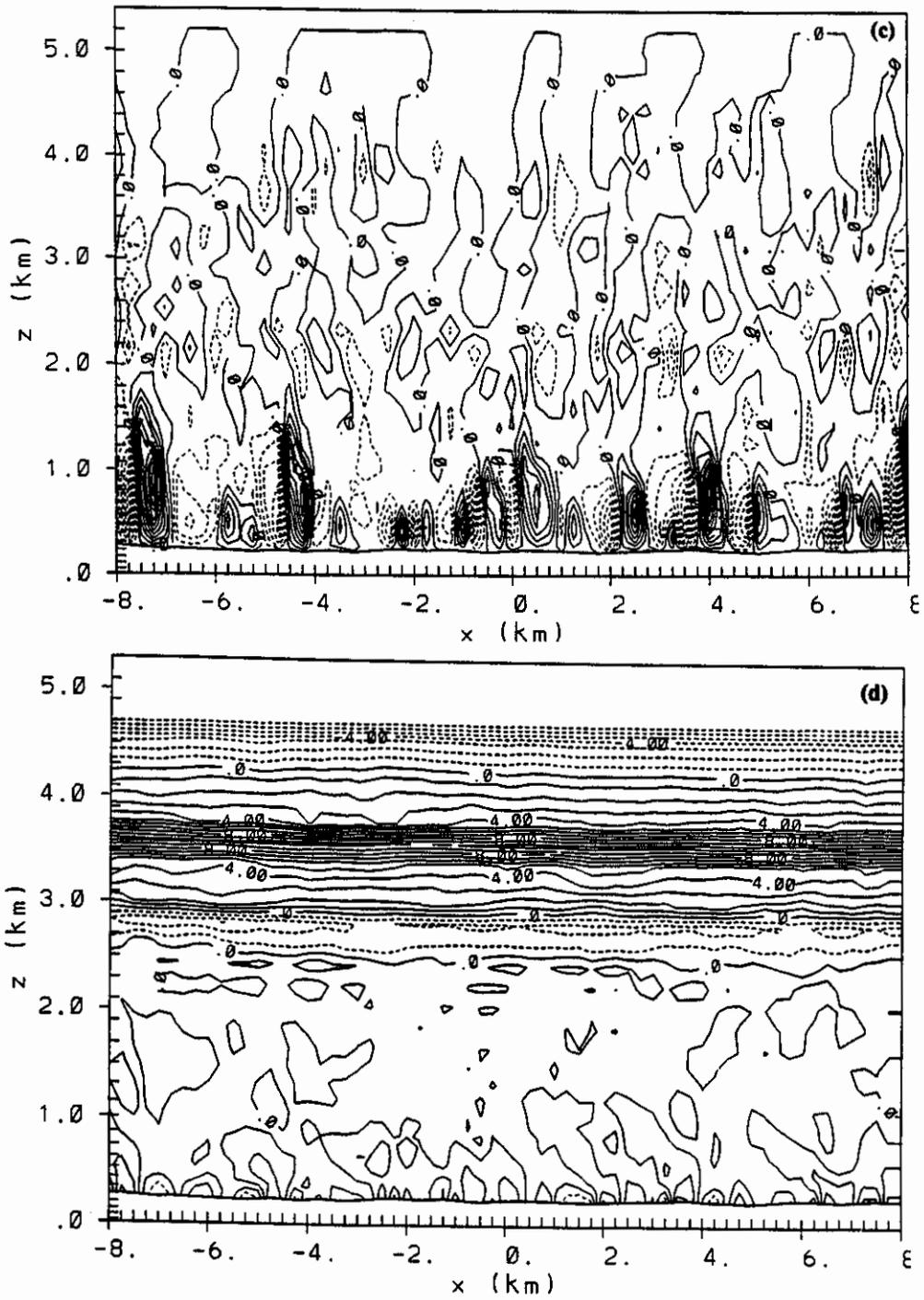


Fig. 4.13 - Conclusão.

#### 4.3.6 - EXP 6: VENTO REAL, COM TOPOGRAFIA, COM FAIXAS DE FLORESTA NA PROPORÇÃO 1:3 E SOLO INICIAL SATURADO

Este experimento foi idealizado para estudar o impacto da umidade do solo nas características da CLA, uma vez que a partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente depende da umidade do solo e é fundamental no desenvolvimento da CLC. O modelo foi simulado com uma umidade vertical constante e com o grau de saturação da umidade do solo no valor de 65%. Nas Figuras 4.14a e 4.14b são apresentadas as séries temporais da temperatura potencial e velocidade vertical, respectivamente, sendo que cortes bi-dimensionais (x-z) de  $\theta$  às 17:00 HL e  $u'$  às 9:00 HL são mostrados nas Figuras 4.14c e 4.14d, respectivamente. Uma vez que o solo está saturado de água, a devolução de energia proveniente do solo ocorre na forma de calor latente, ao invés de calor sensível. Consequentemente, o desenvolvimento da CLC é menor (aproximadamente 1400 m), sendo que a camada de mistura torna-se mais fria (6 K) do que no EXP 1: neste caso ela é de 298 K às 17:00 HL (Figura 4.14c), que é o valor da temperatura mínima do EXP 1. A velocidade vertical é muito fraca (valores praticamente nulos), uma vez que o fluxo de calor sensível é pequeno. O crescimento da CLC deve ser um efeito combinado da turbulência mecânica, do fluxo de entranhamento e da pequena convecção térmica. O vento horizontal (Figura 4.14d) apresenta-se desacoplado das camadas mais altas e não mostra os núcleos horizontais de circulação local de mesoescala.

#### 4.4 - CONCLUSÕES

O modelo RAMS foi aplicado para condições características da área de pastagem na região de Ji-Paraná (RO), durante a época seca. Os resultados obtidos no EXP 1 (experimento de controle) mostraram que o modelo representa as principais características observacionais envolvidas no crescimento da CLA e o surgimento de circulações horizontais floresta-pastagem, em que o ar ascende verticalmente sobre a pastagem quente e seca e é descendente sobre a floresta fria e úmida. Estimativas simples da energia advectada de floresta para pastagem no início da manhã (entre 7:00 e 8:30 HL) mostraram que estas são da mesma ordem de grandeza da energia liberada pela superfície e importantes no processo de erosão da CLN.

A influência da topografia ondulada foi estudada no EXP 2 e os resultados obtidos não mostraram diferenças significativas no desenvolvimento da CLA, em relação ao EXP 1. Possivelmente este fato decorre das ondulações topográficas (desníveis típicos de 30 m) serem pequenas em relação à escala espacial estudada.

O EXP3 representa a simulação do surgimento da circulação local de mesoescala, devido somente ao contraste fisiogeográfico e topografia, sem a presença de

vento externo. Os resultados obtidos mostram que a vegetação induz movimentos de floresta para a pastagem em superfície, embora de intensidade fraca (circulação aproximadamente de  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ ). Entretanto, esta pequena célula pode advectar uma quantidade razoável de energia e ser representativa no balanço local de energia.

Os resultados obtidos pelos EXP 1 e EXP 4 mostram que a existência das faixas de floresta provoca um transporte de energia na vertical, devido à circulação local de mesoescala, embora esta energia não seja suficiente para produzir um topo da CLC maior no EXP 1 do que no caso da inexistência das faixas de floresta (EXP 4). Este comportamento está associado com uma compensação entre a elevação da CLC pela circulação de mesoescala local e o abaixamento da CLC decorrente do decréscimo do fluxo de energia liberado pela superfície, quando há as faixas de floresta (neste caso a floresta está substituindo áreas de pastagem, que possuem maiores fluxos de calor sensível). O aumento do tamanho espacial das faixas ou da quantidade de faixas de floresta (EXP 5) também não provocou mudanças significativas nas características da CLA, em relação ao EXP 1.

Os valores simulados pelo EXP 6 indicam que a CLA apresenta-se com uma espessura menor e mais fria durante a época chuvosa do que no período seco, pois o solo está saturado de água e a troca de energia entre a biosfera e a atmosfera ocorre, preferencialmente, pelo fluxo de calor latente. A circulação local não se forma, pois não há variação espacial do fluxo de calor sensível na superfície e/ou temperatura do solo.

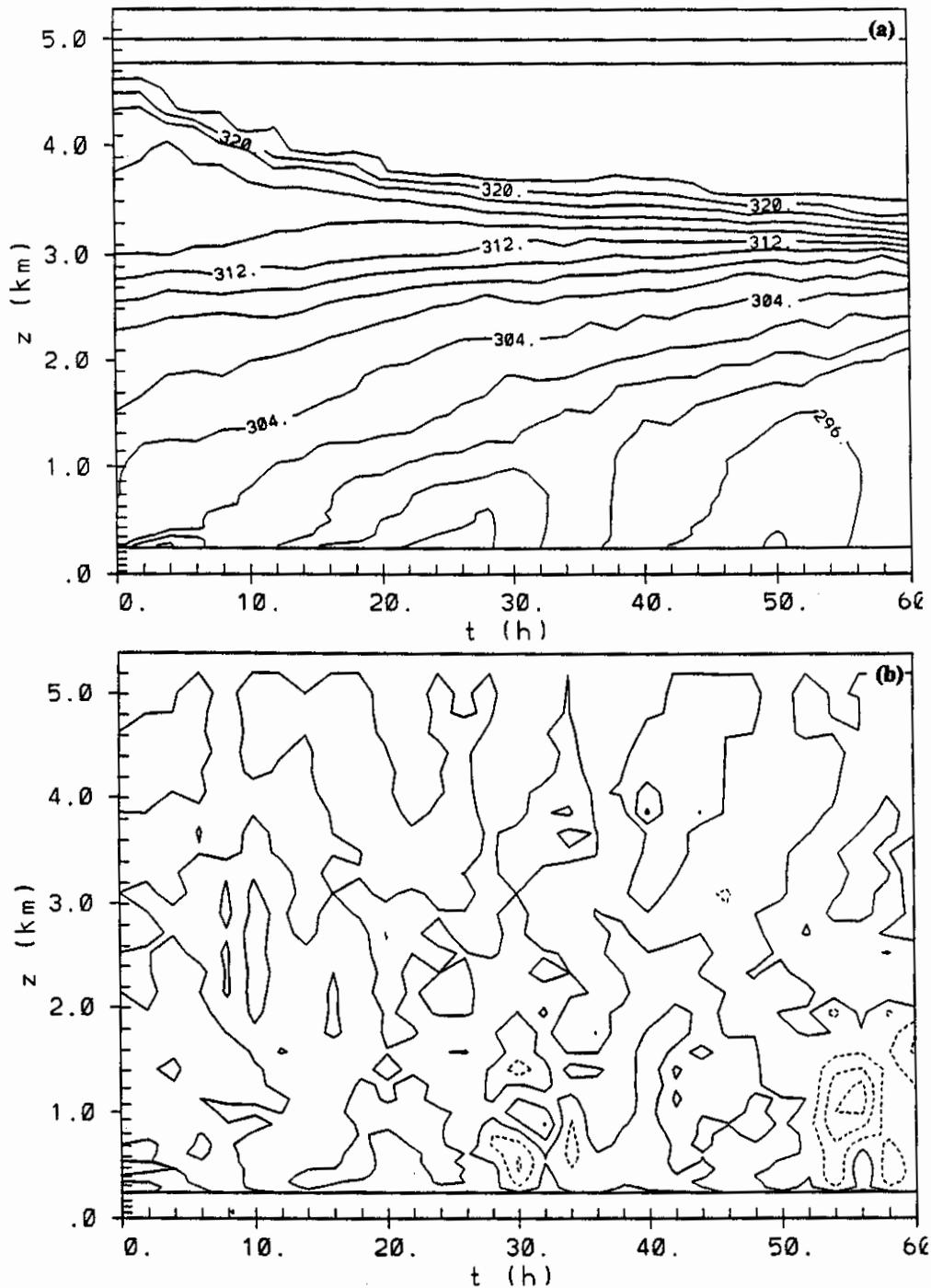


Fig 4.14 - Série temporal da temperatura potencial (a) e velocidade vertical (b) na área de pastagem e corte bi-dimensional da temperatura potencial às 17:00 HL (c) e velocidade horizontal às 9:00 HL (d) obtidas no EXP 6.

(continua)

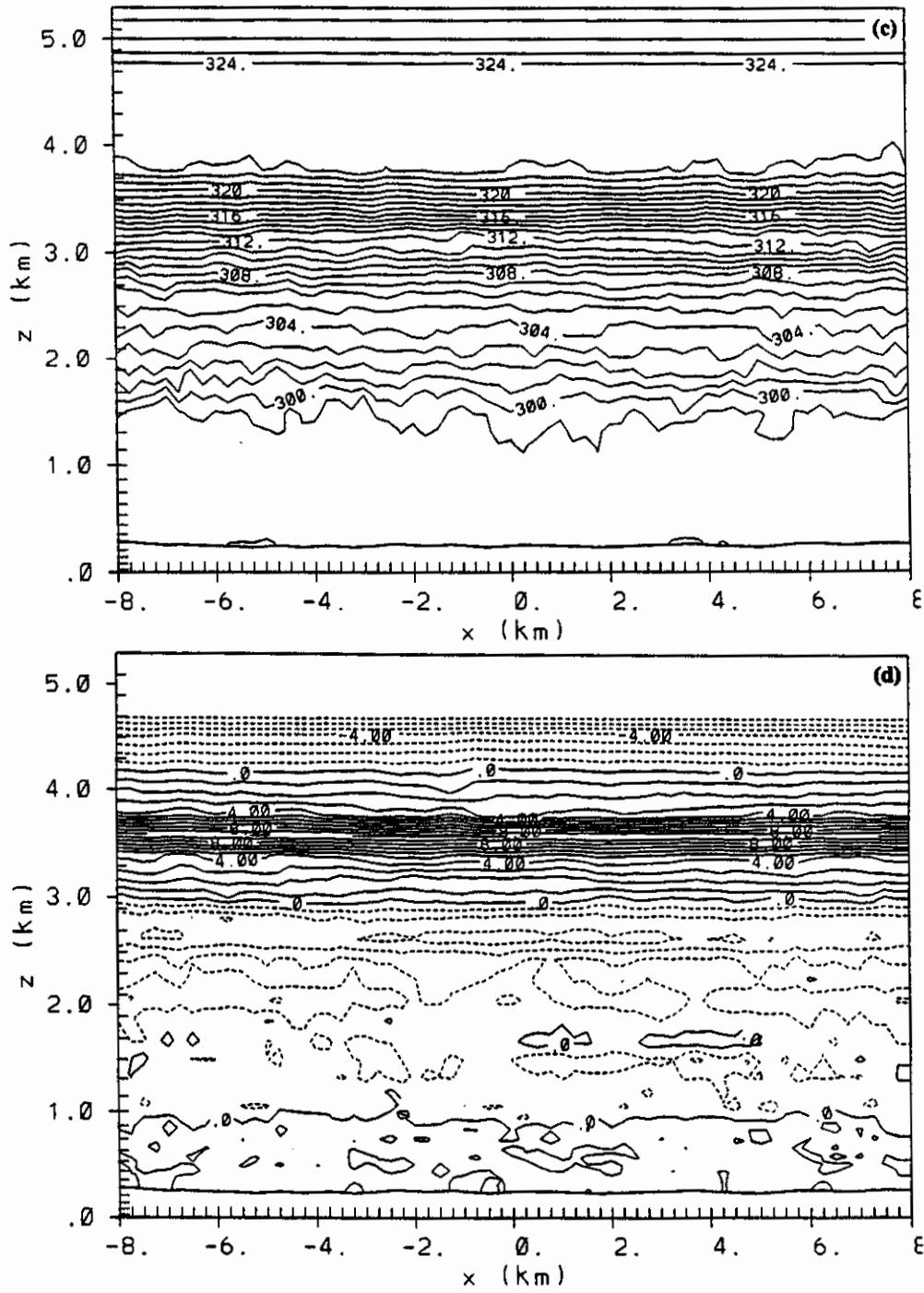


Fig 4.14 - Conclusão.



## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo deste trabalho foi o de desenvolver, através de aspectos observacionais e de modelagem, estudos relativos à dinâmica de formação e evolução da camada limite atmosférica (CLA) desenvolvida sobre regiões de floresta tropical e área desmatada, na área em Ji-Paraná (RO), na região sudoeste da Amazônia, durante a estação seca.

No capítulo 2 foram apresentados aspectos observacionais do desenvolvimento da CLA obtidos em dois experimentos de campo (RBLE 2 e RBLE 3), durante a época seca da região. Em resumo, os resultados obtidos nos experimentos são coerentes entre si e indicam diferenças significativas entre os dois sítios experimentais. No caso da CLC, a área de pastagem possui uma CLC mais bem desenvolvida e com forte mistura vertical. A altura do topo da CLC atinge valores entre 2000 e 2200 m na área de pastagem e valores entre 1000 e 1200 m na floresta. O maior desenvolvimento da CLC sobre a pastagem é devido a maior devolução de energia solar na forma de fluxo de calor sensível, aquecendo e desenvolvendo a CLC. A intensa turbulência mecânica também auxilia neste desenvolvimento. A taxa de crescimento da CLC sobre a pastagem é bastante acentuada entre os períodos das 8:00-11:00 e 11:00-14:00 HL (330 e 260  $\text{m.h}^{-1}$ , respectivamente), decrescendo para 90  $\text{m.h}^{-1}$  durante o intervalo de tempo das 14:00-17:00 HL. No caso da floresta, a taxa de crescimento é de 90  $\text{m.h}^{-1}$  no período entre 8:00-11:00 HL, aumentando este valor para 200  $\text{m.h}^{-1}$  entre 11:00-14:00 HL, horário de maior incidência dos raios solares. Após às 14:00 HL, o crescimento é pequeno, praticamente estacionário. A temperatura potencial virtual média da camada sobre a área da pastagem é mais elevada (1,4 K) do que na floresta, também em devido à maior liberação de fluxo de calor sensível pela superfície.

Em relação a CLN, o desenvolvimento da camada limite noturna é mais pronunciado na floresta (350-380 m) do que na pastagem (230-240 m). Este comportamento deve-se, provavelmente, à maior turbulência mecânica: foi observado que o vento é mais intenso na floresta do que na pastagem, o que induz uma maior difusão vertical e, conseqüentemente, uma CLN mais espessa. A taxa de resfriamento de  $\theta_v$  em superfície é muito alta (-3,0  $\text{K.h}^{-1}$  na floresta e -4,2  $\text{K.h}^{-1}$  na pastagem), decrescendo este valor para tipicamente -1,0  $\text{K.h}^{-1}$  (em ambos os sítios) entre 19:00 e 24:00 HL. Entre 24:00 e 5:30 HL, esta taxa é pequena: -0,4  $\text{K.h}^{-1}$  na floresta e -0,5  $\text{K.h}^{-1}$  na pastagem. A intensidade de inversão térmica ao final do desenvolvimento da CLN é tipicamente de 25-30  $\text{K.km}^{-1}$  na floresta e de 45-50  $\text{K.km}^{-1}$  na pastagem. A maior magnitude da inversão térmica na pastagem deve-se ao fato do vento ser calmo à noite, provocando uma menor temperatura de superfície.

A erosão da camada limite noturna (CLN) foi analisada com os dados observacionais obtidos durante o experimento RBLE 3. O balanço de energia envolvido no aquecimento da camada nas áreas de floresta e pastagem foi realizado com as observações obtidas às 7:00 e 8:30 HL. No caso da floresta, existe praticamente um balanço entre a energia utilizada no aquecimento da CLN entre 7:00 e 8:30 HL e a soma das energia liberadas pela superfície (em termos de fluxo de calor sensível e latente) e pela biomassa. Entretanto, para a pastagem, este mesmo cálculo mostra que a energia liberada pela superfície é insuficiente para explicar a variação observada do aquecimento da camada. Estimativas realizadas com os resultados obtidos pelo modelo RAMS geram valores da mesma ordem de grandeza dos fluxos de superfície e suficientes para o fechamento do balanço, indicando a possível influência do termo advectivo para a erosão da CLN.

Estudos numéricos de modelos uni-dimensionais de crescimento da CLA convectiva (CLC) e noturna (CLN) foram realizadas no capítulo 3. No caso do crescimento da camada limite convectiva, o modelo utilizado (Tennekes, 1973) apresenta, para ambos os experimentos (RBLE 2 e RBLE 3) e cenários (floresta e pastagem), uma representação imperfeita do crescimento da CLC após o nascer-do-sol, que acaba resultando em uma altura final (às 17:00 HL) mais baixa. A turbulência mecânica, que deveria predominar nas primeiras horas da manhã, tem apenas a mesma ordem de magnitude da convecção térmica (que por sua vez é pequena) na floresta, sendo ainda menor no caso de pastagem. A simulação de crescimento na área de floresta durante o RBLE 2 gerou uma altura da CLC de 1562 m, aproximadamente 300 m superior ao valor observado. Este comportamento não foi observado para o caso de pastagem, pois a altura final calculada foi de 1754 m contra 2220 m do valor observacional. (RBLE 2). Para os dados coletados durante o RBLE 3, a simulação na área de floresta atingiu um valor final de 885 m (contra um valor observacional de 1030 m) e na área de pastagem estes valores foram de 1402 e 2000 m, respectivamente. Em termos de temperatura potencial virtual média da camada, os valores calculados pelo modelo são estimativas razoáveis dos valores observados, sendo que as diferenças entre os valores calculado e observado situa-se na ordem de 1 K. Esta melhor representação deve-se ao fato de que a temperatura potencial virtual depende mais dos fluxos, principalmente do fluxo de energia da superfície, que são valores medidos pelo Hydra. O modelo tende a subestimar (valores típicos de 0,5 K) o valor de  $\theta_v$  para a floresta e superestimar (valores típicos de 1,5 K) para a pastagem. Entretanto o modelo mostra claramente algumas características de como o processo de crescimento ocorre: inicialmente o fluxo de calor fornecido é utilizado para aquecer a camada ( $\theta_v$  aumenta rapidamente) e diminuir a intensidade da descontinuidade. Quando esta torna-se pequena (entre 0,5-1,0 K), a taxa de aquecimento da temperatura diminui e a camada torna-se mais espessa. Este fato é o esperado, pois, uma vez que a descontinuidade não é tão intensa, a penetração convectiva começa a agir e o fluxo de entranhamento passa a atuar para o crescimento da CLC. Alguns testes de sensibilidade foram realizados e deram margem às seguintes conclusões sobre características importantes do crescimento da CLC: o aumento da descontinuidade térmica à tarde é devido ao efeito do fluxo de

entranhamento (EXP C2 e EXP C3), a contribuição do termo mecânico (representada por  $u_*$ ) para o crescimento da CLC está mal representada no modelo (EXP C4 e EXP C5), a hipótese de que o fluxo de entranhamento é uma fração da energia liberada pela superfície e que esta fração seja constante ao longo do dia é relativamente fraca (EXP C1 e EXP C7) e que, no caso pastagem, modelos uni-dimensionais são falhos para representar adequadamente o crescimento da CLC (EXP C6 e EXP C8).

O modelo numérico de crescimento da camada limite noturna (Yamada, 1979) representa importantes características observadas da CLN, que são a de crescimento rápido no início da noite, tendendo para um valor assintótico, quando a CLN atinge seu estado de estacionaridade. Os resultados obtidos em simulações para o caso de pastagem ajustam-se bem aos valores observados, apresentando uma altura final (às 5:30 HL) calculada de 207m contra valor observacional de 230 m. No caso da floresta, durante toda a integração temporal, o modelo subestima os valores observacionais da CLN, apresentando uma diferença entre as altura observada e calculada de 149 m às 5:30 HL. O fato do modelo representar melhor as condições de pastagem do que de floresta é devido à pouca mistura turbulenta de energia existente, uma vez que o vento é praticamente nulo na pastagem. No caso da floresta, embora fraco, o vento auxilia na mistura vertical e conseqüentemente no desenvolvimento da CLN. Alguns testes de sensibilidade (EXP N1, EXP N2 e parâmetro J) foram realizados e os resultados obtidos mostraram que o termo de resfriamento é mais importante do que a divergência vertical do fluxo de energia, nos sítios experimentais. Com relação às condições de estacionaridade da CLN, os valores obtidos sugerem que o estado de equilíbrio da CLN seja alcançado primeiramente na área de pastagem (próximo das 18:00 HL) e depois na floresta (às 19:00 HL). Atingir a estacionaridade é um processo que depende da ação do vento e da história temporal do resfriamento da superfície.

Através da utilização de um modelo de mesoescala (RAMS-The Regional Atmospheric Modeling System) aos dados coletados durante o RBLE 3, foi estudado o crescimento e desenvolvimento da CLA na área do sítio de pastagem. Este sítio experimental apresenta a ocorrência de faixa de florestas tropicais, que provocam circulação local de mesoescala (do tipo brisa marítima), com forte influência na erosão da CLN. A existência deste tipo de circulação foi comprovado com os resultados do EXP 1, o qual foi delineado para ser representativo das condições reais com a presença inicial de ventos, com topografia e faixas de floresta na proporção 1:3 em relação à pastagem (experimento de controle). Vários outros experimentos numéricos (EXP 2 a EXP 6) foram realizados, visando a entender os mecanismos que determinam a estrutura da CLA nesta área.

Os resultados obtidos no EXP 1 (experimento de controle) mostraram que o modelo representa as principais características observacionais envolvidas no crescimento da CLA e o surgimento de circulações horizontais floresta-pastagem, em

que o ar ascende verticalmente sobre a pastagem quente e seca e é descendente sobre a floresta fria e úmida. Estimativas simples da energia advectada de floresta para pastagem no início da manhã (entre 7:00 e 9:00 HL) mostraram que estes são da mesma ordem de grandeza da energia liberada pela superfície e importantes no processo de erosão da CLN. A influência da topografia ondulada foi estudada no EXP 2 e os resultados obtidos não mostraram diferenças significativas no desenvolvimento da CLA, em relação ao EXP 1. A simulação numérica inicializada com vento nulo (EXP 3) mostrou que o contraste vegetacional induz movimentos horizontais da área de floresta para pastagem, embora de intensidade fraca (tipicamente entre 0,5 e 1,0 m.s<sup>-1</sup>). A comparação dos resultados de controle (EXP 1) com a simulação considerando somente vegetação de pastagem (EXP 4) mostrou que a ocorrência de faixas de floresta inseridas na pastagem provoca uma circulação de meso-escala local, que auxilia no crescimento da CLA. Por outro lado, estas faixas de floresta também provocam um resfriamento da camada, quando comparado com resultados obtidos somente com a pastagem. Estas duas situações são balanceadas entre si. O aumento da largura das faixas (EXP 5) também não provocou mudanças significativas nas características da CLA, em relação aos resultados do EXP 1. Os resultados obtidos com o experimento (EXP 6) inicializado com o solo saturado de água mostraram que a CLA é mais fria e rasa do que aquela observada durante o período seco.

Apesar de não fazer parte do escopo principal do trabalho, é interessante sumarizar alguns dos resultados dos tópicos abordados nos vários Apêndices. Em relação à influência da friagem na camada limite atmosférica (CLA), as observações do RBLE 2 mostram que, após ao término deste evento, a atmosfera possui um período de recuperação de 2-3 dias, período este que depende da intensidade do sistema frontal atuante. A comparação da estrutura termodinâmica observada na floresta e prevista pelo modelo ECMWF (Apêndice B) mostrou que o modelo apresenta uma camada convectiva mais baixa, porém mais aquecida. Esta característica é típica de má representação do fluxo de entranhamento. No Apêndice C é realizada uma descrição dos fluxos de energia desenvolvidos sobre áreas de floresta e pastagem e as observações comprovam que a pastagem particiona a energia disponível preferencialmente na forma de calor sensível e a floresta na forma de calor latente, uma vez que as árvores possuem um sistema radicular mais profundo. Durante a realização do RBLE 3, ocorreram muitas queimadas na região de Ji-Paraná, com a consequente liberação de aerossóis. A influência destes aerossóis no balanço de energia foi analisado no Apêndice D e os resultados sugerem que a presença da fumaça pode provocar uma redução do fluxo de radiação solar incidente de 70 W.m<sup>-2</sup>, diminuindo a temperatura média da superfície. Análises das simulações climáticas do efeito do desmatamento foram realizadas com dados provenientes do MCGA do Hadley Centre (Apêndice E), gerando informações importantes sobre a influência da troca de vegetação no clima regional. Como ponto fraco desta simulação ressalta-se a inabilidade do modelo em representar corretamente a temperatura da superfície na área de pastagem.

Como sugestões para o prosseguimento deste estudo, propõe-se:

1) realizar um experimento similar ao RBLE 3 durante a época chuvosa, para se observar as diferenças entre o desenvolvimento das CLCs sobre as áreas de floresta e pastagem. Uma vez que haja água disponível no solo, o fluxo de calor sensível na pastagem não será tão superior ao da floresta, resultando em uma CLC sobre pastagem menor e homogenizando as alturas das CLCs entre pastagem e floresta. Embora não haja dados disponíveis das CLCs desenvolvidas, estima-se que, durante a época chuvosa, os topos das CLCs das áreas de pastagem e floresta devam ser similares (em torno de 1000 a 1200 m), uma vez que a floresta praticamente transpira na taxa de evapotranspiração potencial durante o ano todo (Shuttleworth, 1988) e a evapotranspiração da pastagem será bem superior ao observado na época seca. Foi demonstrado por Wright et al. (1992) que, após as precipitações, a evapotranspiração da pastagem é similar àquela liberada pela floresta;

2) integrar as análises obtidas com as simulações numéricas do RAMS com os resultados obtidos por Silva Dias e Regnier (1996). Esta integração seria realizada através da delimitação e realização de um experimento tri-dimensional, em que uma extensa área de floresta tropical (com dimensões de 800 X 800 km) possua uma área desmatada (100 X 100 km) e que, inserida nesta área desmatada, ocorra a existência das faixas de floresta (domínio de 10 X 10 km). Neste caso, o RAMS poderia ser rodado utilizando-se assimilação de dados de modelos MCGAs (por exemplo, produtos do CPTEC) e com aninhamento de grades entre os três domínios, para permitir observar a ocorrência de circulações de mesoescala- $\beta$  entre as áreas de floresta e pastagem e mesoescala- $\gamma$  entre as faixas de floresta remanescentes na área de pastagem;

3) estender as análises realizadas no Apêndice D sobre o efeito da influência dos aerossóis no balanço de energia, objetivando detectar uma possível diminuição da temperatura da superfície. O período de coleta de dados do RBLE 3 coincidiu com um aumento do número de queimadas na região de Ji-Paraná ao longo de 3 semanas e talvez seja possível detectar este processo no ciclo diurno da temperatura do ar. O efeito das queimadas também foi mais intenso (e iniciou-se mais cedo) na área de pastagem do que na floresta;

4) aprofundar os estudos comparativos das simulações climáticas dos MCGAs, objetivando compreender por que estes últimos tendem a gerar valores de temperatura do ar maiores do que os observados experimentalmente. Os dados coletados pelos Projetos ABRACOS e RBLE formam um excelente conjunto de dados para estas análises;

5) analisar mais detalhadamente a influência de eventos da penetração de frente fria na região sudoeste da Amazônia (friagens) nos ciclos biogeoquímicos. A diminuição brusca da temperatura do ar altera o comportamento fisiológico das plantas e, conseqüentemente, dos fluxos de energia, vapor d' água e carbono;

6) desenvolver uma metodologia para o cálculo do fluxo de energia de superfícies que tenham muita heterogeneidade espacial. A camada limite é a resposta do acoplamento deste mosaico de tipos de vegetação com a atmosfera, podendo, seus valores característicos, serem estimativas de fluxo médio na área ("problema da agregação")

Finalizando, os resultados aqui apresentados contribuem para um maior conhecimento da estrutura da Camada Limite Atmosférica (CLA) desenvolvida na região da Amazônia, em áreas de floresta tropical e de pastagem, com aplicabilidade em estudos que envolvam o impacto no clima regional e global devido ao desmatamento em grande escala. Resultados importantes foram obtidos, tais como valores observacionais da altura e temperatura potencial virtual média da CLC, diferenças de espessura das CLCs, papel da turbulência térmica e mecânica no crescimento da CLC, balanço de energia na erosão da CLN, influência do resfriamento radiativo da superfície no desenvolvimento da CLN e ocorrência de circulação térmica secundária entre as áreas remanescentes de floresta inseridas na área de pastagem. Por outro lado, tendo em vista a futura realização do experimento LBA ("Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazônia") nos anos de 1998-2000, as informações aqui mostradas apresentam-se como uma abordagem preliminar muito importante para a definição da estratégia experimental de coleta de dados e encaixam-se nos objetivos científicos do LBA, como por exemplo, no aumento do entendimento dos processos físicos que controlam os ciclos de energia, vapor d'água, gás carbônico e nutrientes. Estes processos podem ser detalhadamente analisados através de características típicas da camada limite em função do uso da terra (floresta, pastagem, vegetação secundária) em termos de perfil de vento, perfil termodinâmico, altura final da CLA, fluxo de entranhamento, etc e estudos de interações 2 e 3-D entre floresta e pastagem e sua resposta na camada limite.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- André, J.C. Validation of boundary layer schemes. In: Seminar 1985 - Physical Parameterization for Numerical Models of the Atmosphere. Reading, UK, Sept. 9-13, 1985. **Proceedings**. Reading, UK, ECMWF, 1986, v.1, p. 33-52.
- Angevine, W.M.; White, A.B.; Avery, S.K. Boundary layer depth and entrainment zone characterization. **Boundary Layer Meteorology**, 68(4):375-385, Mar. 1994.
- Avissar, R.; Chen, F. A method to bridge the gap between microscale land-surface process and land-atmosphere interactions at regional and continental scales. In: Exchange Process at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales, Yokohama, Japan, 1993. **Proceedings**. Wallingford, UK, IAHS, 1993a, p. 315-323. (IAHS Publication n. 212).
- \_\_\_\_\_ Development and analysis of prognostic equation for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid scale) fluxes for large-scale atmospheric models. **Journal of Atmospheric Sciences**, 50(20):3751-3774, Nov. 1993b.
- Avissar, R.; Pielke, R.A. A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric models and its impact on regional meteorology. **Monthly Weather Review**, 117(10):2113-2136, Oct. 1989.
- Banta, R.M. Daytime boundary layer evolution over mountainous terrain. Part I: Observations of the dry circulations. **Monthly Weather Review**, 112(2):340-356, Feb. 1984.
- 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.
- Batchavarova, E.; Gryning, S.E. Applied model for the growth of the daytime mixed layer. **Boundary Layer Meteorology**, 56(03):261-274, Aug. 1990.

- Batchavarova, E.; Gryning, S.E. An applied model for the height of the daytime mixed layer and the entrainment zone. **Boundary Layer Meteorology**, 71(3):311-323, Nov. 1994.
- Betts, A.K. FIFE Atmospheric boundary layer budget methods. **Journal of Geophysical Research**, 97(D17),18523-18532, Nov. 1992.
- Betts, A.K.; Ball, J.H.; Beljaars, A.C.M. Comparison between the land surface response of the European Centre Model and the FIFE-1987 data. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 119(513):975-1002, July 1993.
- Betts, A.K.; Ball, J.H.; Beljaars, A.C.M.; Miller, M.; Viterbo, P. Coupling between land-surface, boundary layer parameterization and rainfall on local and regional scales: lessons from the wet summer of 1993. In: American Meteorological Society, Annual Meeting 74., Conference on Global Change Studies, 5., Nashville, EUA, 1994. **Proceedings**. Boston, American Meteorological Society, 1994, p. 72-80.
- Beyrich, F.; Weill, A. Some aspects of determining the stable boundary layer depth from SODAR data. **Boundary Layer Meteorology**, 63(1-2):97-116, Nov. 1993.
- Campos Velho, H.F. **Instabilidade computacional**. São José dos Campos , nov. 1994. Comunicação pessoal.
- Carson D.J. An introduction to the parametrization of land-surface process. Part I: radiation and turbulence. **The Meteorological Magazine**, 116(1381):229-242, Aug. 1987.
- Chen, J.M.; Oke, T.R. Mixed layer heat advection and entrainment during the sea breeze. **Boundary Layer Meteorology**, 68(1-2):139-158, Feb. 1994.
- Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. São José dos Campos, v. 8, n. 7, jul. 1994.
- \_\_\_\_\_ São José dos Campos, v. 9, n. 8, ago. 1994.

- Costa, R.F. **Análise de variáveis meteorológicas em níveis constantes, para auxílio no uso de balão cativo no Estado de Rondônia.** (Trabalho de Conclusão de Curso de Meteorologia) - Universidade Federal do Pará, Belém, Fevereiro, 1994. 59 p.
- Cotton, W.A.; Thompson, G.; Mielke Jr., P.W. Real time mesoscale prediction on workstation. **Bulletin of American Meteorological Society**, 75(3):349-363, Mar. 1994.
- Culf, A.D. An application of simple models to Sahelian convective boundary layer growth. **Boundary Layer Meteorology**, 58(1-2):1-18, Jan. 1992.
- Culf, A.D.; Fisch, G.; Hodnett, M.G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal of Climate**, 8(6): 1544-1554, Mai. 1995.
- Culf, A.D.; Esteves, J.L.; Marques Filho, A.de O.; Rocha, H.R. da Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonia deforestation and climate.** Chicester, UK, John Wiley, 1996. p. 175-191.
- Deardoff, J.W. Parameterization of the planetary boundary layer for use in General Circulation Models. **Monthly Weather Review**, 100(2): 93-106, Feb. 1972.
- Delage, Y. A parameterization of the stable boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 43(4):365-381, June 1988.
- Dickinson, R.E. Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P.J.; Wilson, M.F. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model.** Boulder, CO, NCAR, 1986, 69p. (Technical Note TN-275+STR).
- Dickinson, R.E.; Henderson-Sellers, A. Modelling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parametrizations. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 114(480):439-462, Jan. 1988.
- Driedonks, A.C.M. Model and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 23(3):283-306, July 1982.

Driedonks, A.C.M; Tennekes, H. Entrainment effects in the well mixed atmospheric boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 30(1-4):75-105, Sept-Dec. 1984.

Estournel, C.; Guedalia, D. Improving the diagnostic relation for the nocturnal boundary layer height. **Boundary Layer Meteorology**, 53(1-2): 191-198, Oct. 1990.

Figueroa, S.N.; Nobre, C.A. Precipitation distribution over Central and western Tropical South America. **Climanálise**, 5(6):36-45, jun. 1990.

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.

Fitzjarrald, D.R.; Stormwind, B.L.; Fisch, G.; Cabral, O.M.R. Turbulent transport observed just above the Amazon Forest. **Journal of Geophysical Research**, 93(D2):1551-1563, Feb. 1988.

Garratt, J.R. Observations in the nocturnal boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 22(1):21-48, Jan. 1982a.

\_\_\_\_\_ Surface fluxes and the nocturnal boundary layer height. **Journal of Applied Meteorology**, 21(5):725-729, May. 1982b.

\_\_\_\_\_ **The atmospheric boundary layer.** London, Cambridge Press University, 1992. 316 p.

\_\_\_\_\_ Sensitivity of climatic simulations to land-surface and atmospheric boundary layer treatments - a review. **Journal of Climate**, 6(3):419-449, Mar. 1993.

Greco, S.; Ulansky, S.; Garstang, M.; Houston, S. Low level nocturnal wind maximum over the Central Amazonian Basin. **Boundary Layer Meteorology**, 58(1-2):91-115, Jan. 1992.

Hadfield, M.G.; Cotton, W.A.; Pielke, R.A. Large-eddy simulations of thermally forced circulations in the convective boundary layer. Part I - A small scale circulation with zero wind. **Boundary Layer Meteorology**, 57(1-2):79-114, Oct. 1991.

- Hadfield, M.G.; Cotton, W.A.; Pielke, R.A. Large-eddy simulations of thermally forced circulations in the convective boundary layer. Part II - The effect of changes in wavelength and windspeed.. **Boundary Layer Meteorology**, 58(4):307-328, Mar. 1992.
- Hamilton, M.G.; Tarifa, J.R. Synoptic aspects of a polar outbreak leading to frost in Tropical Brazil, July 1972. **Monthly Weather Review**, 106(11):1545-1556, Nov. 1978.
- Helmis, C.G.; Asimakopoulos, D.N.; Deligiorgi, D.G. Some observations on the destruction of the morning inversions in a large and broad mountain valley. **Journal of Atmospheric Meteorology**, 29(5):396-400, May. 1990.
- Henderson- Sellers, A.; Dickinson. R.E.; Durbidge, T.B.; Kennedy, P.J.; McGuffie. K.; Pitman, A.J. Tropical deforestation modelling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, 98(D4):7289-7315, Apr. 1993a.
- Henderson-Sellers, A.; Yang, Z.-L.; Dickinson, R.E. The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes. **Bulletin of American Meteorological Society**, 74(7):1335-1349, July 1993b.
- Horel, J.H.; Hahmann, A.N.; Geisler, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, 2(11):1388-1403, Nov.1989.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Deforestation in Brazilian Amazonia**. São José dos Campos, maio, 1992. 4 p.
- Iqbal, M. **An introduction to solar radiation**. Toronto, Academic Press, 1983. 390 p.
- Jarvis, P.G. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. **Philosophical Transactions Royal Society of London**, Ser. B, 273:593-610, 1976.
- Koracin, D.; Berkowicz, R. Nocturnal boundary layer height: observation by acoustic sounders and prediction in terms of surface layer parameters. **Boundary Layer Meteorology**, 43(1-2):65-83, Apr. 1988.

- Lapworth, A.J. Wind profiles through boundary layer capping inversions. **Boundary Layer Meteorology**, 39(4):333-378, June 1987.
- Lean, J.; Warrilow, D.A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, 342(6248):411-413, Nov. 1989.
- Lean, J.; Rowntree, P.R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 119(511):509-530, Apr. 1993.
- Lean, J.; Button, C.B.; Nobre, C.A.; Rowntree, P.R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonia deforestation and climate**. Chicester, UK, John Wiley, 1996. p. 549-576.
- Lenschow, D.H.; Stankov, B.B.; Mahrt, L. The rapid morning boundary layer transition. **Journal of Atmospheric Science**, 36(11):2108-2124, Nov. 1979.
- Lilly, D.K. Models of cloud trapped mixed layers under a strong inversion. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 94(401):292-309, July 1968.
- Lyra, R.; Druilhet, A.; Benech, B.; Bouka Biona, C. Dynamics above a dense equatorial rain forest from the surface boundary layer to the free atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, 97(D12):12953-12965, Aug. 1992.
- Lyra, R.; Nobre, C.; Fisch, G.; Rocha, E.; Rocha, H.; Sousa, S. Efeitos do desmatamento sobre a termodinâmica da baixa atmosfera. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., Belo Horizonte, 1994. **Anais**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1995, v. 1, p. 81-84.
- Mahrt, L. Modelling the depth of the stable boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 21(1):3-19, Aug. 1981.

- Manzi, A. O. **Introduction d'un schéma des transferts sol-vegetation-atmosphère dans un modèle de circulation générale et application a la simulation de la deforestation Amazonienne.** (Tese du Doctorat) - Universidade Paul Sabatier, Toulouse, França, July, 1993. 230 p.
- Marengo, J.A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, 12(8):853-863, Dec. 1992.
- Martin, C.M.; Fitzjarrald, D.R.; Garstang, M.; Oliveira, A.P. de; Greco, S.; Browell, E. Structure and growth of the mixing layer over the Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, 93(D2):1361-1375, Feb. 1988.
- McWilliam, A.L.C.; Cabral, O.M.R.; Gomes, B.M.; Esteves, J.L.; Roberts, J. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-east Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonia deforestation and climate**. Chicester, UK, John Wiley, 1996. p. 265-285.
- Mesinger, F.; Arakawa, A. **Numerical methods used in atmospheric models**. 2. ed., Geneve, WMO, 1982. 65 p. (GARP Publications Series n. 17).
- Moore, C.J.; Fisch, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 38(1-3):147-169, Oct. 1986.
- Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, P.A.; Negreiros, G.H.; da Silva, E.D.; Stone, T.A.; Trumbose, S.E.; Vieira, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forest and pastures. **Nature**, 372(6507):666-669, Dec. 1994.
- Nieuwstadt, F.T.M. A rate equation for the inversion height in a nocturnal boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, 19(12):1445-1447, Dec. 1980.
- Nieuwstadt, F.T.M.; Driedonks, A.G.M. The nocturnal boundary layer: a case study compared with model calculations. **Journal of Applied Meteorology**, 18(11):1397-1405, Nov. 1979.

- Nieuwstadt, F.T.M.; Tennekes, H. A rate equation for the nocturnal boundary layer height. **Journal of Atmospheric Science**, 38(7):1418-1421, July 1981.
- Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, 4(10):957-988, Oct. 1991.
- Noilham, J.; Planton, S. A Simple parametrization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, 117(3):536-549, Mar. 1989.
- Oliveira, A.P. de; Fitzjarrald, D.R. The Amazon River breeze and the local boundary layer: I- Observations. **Boundary Layer Meteorology**, 63(1-2):141-162, Feb. 1993.
- Oliveira, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Mar., 1986. 246 p. (INPE 4008-TDL/239).
- Orlanski, I. A rational subdivision of scales for atmospheric process. **Bulletin of American Meteorological Society**, 56(5):527-530, May, 1975.
- Oyama, M. **Textura do solo de Ji-Paraná.** Cachoeira Paulista, abr. 1995. Comunicação Pessoal.
- Pielke, R.A. **Mesoscale meteorological modeling.** Orlando, Academic Press Publ., 1984. 612 p.
- Pielke, R.A., Dalu, G.A.; Snook, J.S.; Lee, T.J.; Kittel, G.F. Non-linear influence of mesoscale land use on weather and climate. **Journal of Climate**, 4(11):1053-1069, Nov.1991.
- Pielke, R.A., Cotton, W.A.; Walko, R.L.; Tremback, C.J.; Lyons, W.A.; Grasso, L.D.; Nicholls, M.E.; Moran, M.D.; Wesley, D.A.; Lee, T.J.; Copeland, J.H. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 49(1-4):69-91,1992.

- Roberts, J.M.; Cabral, O.M.R.; de Aguiar, L.F. Stomatal and boundary layer conductances in an Amazonian terra-firme rain forest. **Journal of Applied Ecology**, 27(1):336-353, Apr. 1990.
- Rocha, H. R. **Modelagem da interação Biosfera-Atmosfera para a área de floresta e de pastagem na Amazônia**. (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, maio, 1992. 127 p. (INPE-5454-TDI/496).
- Rocha, H.R.; Nobre, C.A.; Bonatti, J.P.; Wright, I.R. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a single column physical model. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 122:567-594, June, 1996.
- 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. 152 p. (INPE-5522-TDI/519)
- Segal, M.; Arritt, R.W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-fluxes gradients. **Bulletin of American Meteorological Society**, 73(10):1593-1604, Oct. 1992.
- Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C.; Dalcher, A. A simple biosphere model (SiB) for use within the General Circulation Models. **Journal Atmospheric Sciences**, 43(6):505-531, Mar. 1986.
- Shen, S.; Leclercq, M.Y. Large-eddy simulation of small scale surface effects on the convective boundary layer structure. **Atmosphere-Ocean**, 32(4):717-731, Dec. 1994.
- Shuttleworth, W.J. Evaporation from Amazonian rain forest. **Proceedings of Royal Society of London**, serie B, 233(1272):321-346, 1988.
- 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.; Lloyd, C.R.; Moore, C.J.; Roberts, J.M.; Marques, A. de O.; Fisch, G.; Silva, V. de P.; Ribeiro, M.N.G.; Molion, L.C.B.; de Sa, L.D.A.; Nobre, J.C.; 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. 1984.

Silva Dias, M.A.F. **Deformação isotrópica**. São Paulo, jul. 1995. Comunicação pessoal.

Silva Dias, M.A.F.; Regnier, P. Simulations of mesoscale circulations in a deforested area in Rondônia in the dry season. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonia deforestation and climate**. Chicester, UK, John Wiley, 1996. no prelo.

Skole, D.; Tucker, C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in Amazonia: satellite data from 1978 to 1988. **Science**, 260(5116):1905-1910, June 1993.

Stull, R.B. Mixed layer depth model based on turbulent energetics. **Journal of Atmospheric Science**, 33(7):1268-1278, July 1976.

\_\_\_\_\_ A heat flux history length scale for the nocturnal boundary layer. **Tellus**, 35A(3):219-230, 1983.

\_\_\_\_\_ **An introduction to boundary layer meteorology**, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

Tennekes, H. A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, 30(4):558-567, May 1973.

Tennekes, H.; Driedonks, A.G.M. Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 20(4):515-531, June, 1981.

Tjemkes, S.A., Duynkerke, P.G. The nocturnal boundary layer: model and calculations compared with observations. **Journal of Atmospheric Sciences**, 28(3):161-175, Mar. 1989.

- Tjernstrom, M. Some tests with a surface energy balance schemes, including a bulk parameterisation for vegetation, in a mesoscale model. **Boundary Layer Meteorology**, 48(1-2):33-68, July 1989.
- Tomasi, C. The nocturnal surface inversion height in the Pó Valley. **Atmospheric Environment**, 17(6):1123-1129, June 1983.
- Van Pul, W.A.J.; Holtslag, A.A.M.; Swart, D.P.J. A comparison of ABL heights inferred routinely from LIDAR and radiosondes at noontime. **Boundary Layer Meteorology**, 68(1-2):173-191, Feb. 1994.
- Vernekar, K.G.; Mohan, B.; Saxena, S.; Patil, M.N. Characteristics of the atmospheric boundary layer over a tropical station as evidenced by tethered ballon observations. **Journal of Applied Meteorology**, 32(8):1426-1432, Aug. 1993.
- Walko, R.L.; Cotton, W.A.; Pielke, R.A. Large-eddy simulations of the effects of hilly terrain on the convective boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, 58(1-2):133-150, Jan. 1992.
- Whiteman, C.D. Breakup of temperature inversions in deep montain valleys: Part I: Observations. **Journal of Applied Meteorology**, 21(3):270-289, Mar. 1982.
- Willis, G.E.; Deardoff, J.W. A laboratory model of the unstable planetary boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, 31(5): 1297 - 1307, July 1974.
- Wilson, M.F.; Henderson-Sellers, A. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation models. **Journal of Climatology**, 5(2): 119 - 143, Mar-Apr. 1985.
- Wright, I.R.; Gash, J.H.C.; Rocha, H.R.; Shuttleworth, W.J.; Nobre, C.A.; Maitelli, G.T.; Zamparoni, C.A.G.P.; Carvalho, P.R.A. Dry season micrometeorology of Central Amazonian ranchland. **Quartely Journal of Royal Meteorological Society**, 118(508):1083-1100, Oct. 1992.
- Wright, I.R. **Imperfeições do Hydra**. Wallingford, UK, Sept. 1993. Comunicação pessoal.

Wright, I.R.; Nobre, C.A.; Tomasella, J.; Rocha, H.R. da; Robert, J.M.; Vertamatti, E.; Culf, A.D.; Alvalá, R.C. dos S.; Ubarana, V.N. Towards a GCM parameterization for Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. **Amazonia deforestation and climate**. Chicester, UK, John Wiley, 1996. p. 473-504.

Xian, Z.; Pielke, R.A. The effects of width of landmasses on the development of sea breezes. **Journal of Applied Meteorology**, 30(9):1280-1304, Sept. 1991.

Yamada, T. Prediction of the nocturnal surface inversion height. **Journal of Applied Meteorology**, 18(4):526-531, Apr. 1979.

Yamada, T.; Berman, S. A critical evaluation of a simple mixed layer model with penetrative convection. **Journal of Applied Meteorology**, 18(6):781-786, June 1979.

Yu, T.W. Determining height of the nocturnal boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, 17(1):28-33, Jan. 1978.

Zeman, O. Parameterization of the dynamics of stable boundary layer and nocturnal jets. **Journal of Atmospheric Sciences**, 36(5):792-804, May, 1979.

Zilitinkevich, S.S. Resistance laws and prediction equation for the depth of the planetary boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, 32(4):741-752, Apr. 1975.

\_\_\_\_\_ **Turbulent penetrative convection**. Aldershot, UK, Avebury Technical, 1991.  
179 p.

## APÊNDICE A

### ESTRUTURA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA DURANTE UM EVENTO DE FRIAGEM

Devido aos poucos conhecimentos de como a CLA amazônica é modificada durante a penetração de um sistema frontal naquela região, decidiu-se por apresentar uma análise detalhada de um evento de friagem ocorrido durante o RBLE 2. Na literatura encontra-se apenas o estudo de Hamilton e Tarifa (1978), que analisaram esta influência. Em particular, neste trabalho, os autores fazem uma análise detalhada da penetração de um sistema frontal intenso no Brasil Central e estendendo-se pela Amazônia, durante o ano de 1972. Ao analisar a série temporal de alguns elementos climáticos de superfície, os autores observaram uma variação brusca na temperatura do ar em Cuiabá (MT), devido à penetração da frente: a temperatura às 14:00 HL teve uma queda brusca de 17 °C, atingindo valores de 13 °C. Outras observações importantes são a de que a direção do vento muda de Norte para Sul, a cobertura de nuvens é total e o evento se prolonga por 3 dias. Os autores também observaram que, durante a passagem da frente, a atmosfera até 700 hPa (3000 m) modificou-se.

Uma estatística simples com os valores de temperatura média do ar coletados pela EMA, instalada na floresta durante os anos de 1992 e 1993, mostrou que, durante os meses de maio a agosto, ocorreram, em média, 7 casos de penetração de frente fria no local. Especificamente no mês de julho de 1993 (RBLE 2), a temperatura média mais baixa foi registrada em 31/07 (15,3 °C), sendo que os outros dois eventos (07 e 12/07) foram de intensidade similar (temperatura média de aproximadamente 18 °C). A Figura A.1 apresenta a série temporal da temperatura média do ar na Reserva Jarú, indicando a penetração de friagens na região.

A penetração do sistema ocorreu na madrugada do dia 07/07, provocando precipitação de 3,6 mm, às 6:00 HL. Este fenômeno apresentou o dia 07 com as alterações mais marcantes e prolongou-se por mais 2 dias. Embora a atmosfera ainda se apresentasse modificada nos dias seguintes, já era possível observar-se o ciclo diurno de convecção característico. A friagem foi enfraquecida pelo fluxo de radiação solar (insolação) e o aquecimento da superfície.

O objetivo deste apêndice é o de apresentar as modificações ocorridas na Camada Limite Atmosférica (CLA), durante um evento de friagem, na região de Ji-Paraná (RO).

## A.1 - DADOS UTILIZADOS

Para estas análises, além dos dados de ar superior (radiossondagem) e superfície (EMA e Hydra), foram utilizadas observações visuais de cobertura de nuvens realizadas a cada 3 horas, imagens de satélite meteorológico GOES e mapas sinóticos elaborados pelo Serviço de Meteorologia do Ministério da Aeronáutica.

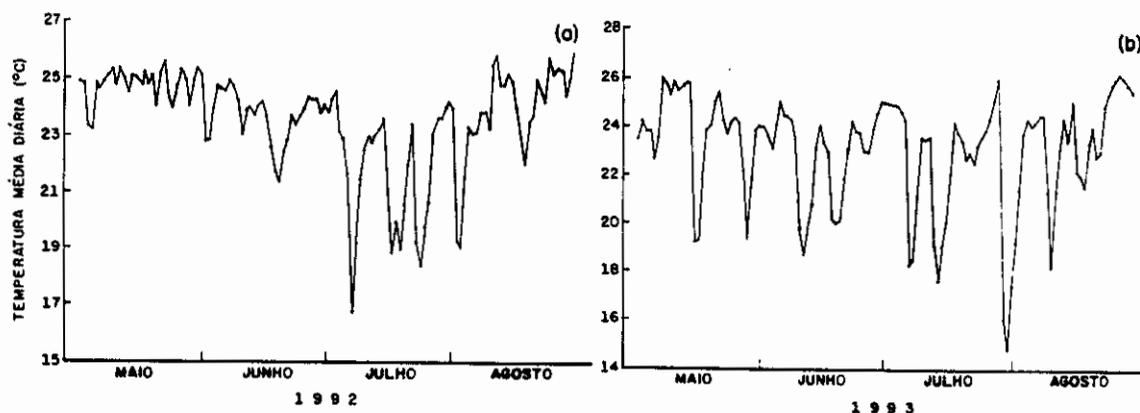


Fig. A.1 - Série temporal da temperatura média do ar na Rebio Jaru, entre os meses de maio à agosto de 1992 (a) e 1993 (b).

Com relação aos dados do Hydra (fluxos de calor sensível (H) e latente (LE)), devido à precipitação ocorrida durante a madrugada do dia 07/07, os valores de LE apresentados pelo Hydra eram bastante variáveis, sendo considerados não confiáveis para estas análises, e optou-se por desprezá-los, tendo em vista esta incerteza. Segundo Wright (1993), estas variações do Hydra estão associadas à parte eletrônica do sensor de umidade, uma vez que ele é ajustado para funcionar em uma faixa de temperatura típica da Amazônia e superior às condições observadas durante friagens.

## A.2 - DESCRICAÇÃO SINÓTICA

Segundo o boletim de monitoramento climático Climanálise (1993), embora o mês de julho tenha sofrido um número menor de penetrações de sistemas frontais do que a média climatológica, as Regiões Centro-Oeste e Sul da Amazônia foram atingidas por massas de ar sub-polar, provocando o declínio da temperatura. Este sistema frontal que originou o evento friagem esteve ativo na região Sul do país, causando geadas fortes e moderadas no Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC).

O sistema penetrou no RS no dia 01/07 e permaneceu semi-estacionário no norte do RS e SC até o dia 06/07, quando foi re-intensificado por um cavado vindo de Oeste. A partir desta re-intensificação, o sistema avançou rapidamente pelo litoral e pelo interior. Este comportamento pode ser observado através de imagens meteorológicas do satélite GOES (canal infravermelho), obtidas nos dias 06, 07 e 09 de Julho de 1993, às 14:00 HL (Figura A.2). Nas imagens dos dias 06 e 07, é possível observar-se a ocorrência de nebulosidade desde o RS até a região Sul da Amazônia. No dia 07/07, em particular, havia muita nebulosidade baixa (nuvens do tipo estratos), conforme é comprovado pela Tabela A.1. No dia 09/07, a frente já se encontrava em dissipação no litoral da região Sudeste. É interessante notar que o avanço do sistema frontal entre os dias 06 e 07 aumentou a atividade convectiva sobre a Amazônia Central, conforme já foi observado por Oliveira (1986), em seu trabalho climatológico associando atividade convectiva na Amazônia e penetração de frentes frias na região sul do Brasil.

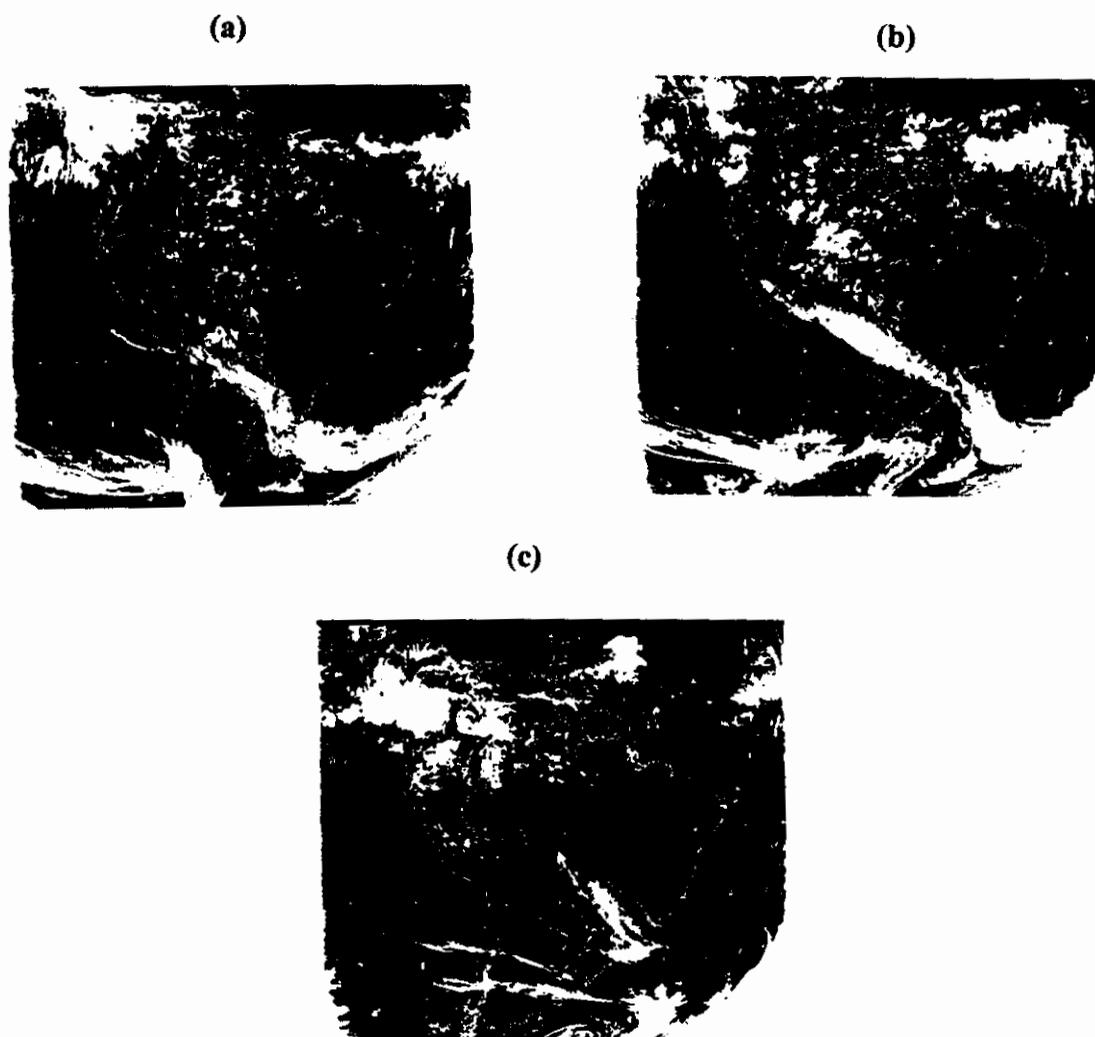


Fig. A.2 - Imagens do Satélite Meteorológico GOES (canal infravermelho) obtidas nos dias 06 (a), 07(b) e 09(c) de julho de 1993, às 14:00 HL (RBLE 2).

**TABELA A.I - OBSERVAÇÕES DE TIPO E COBERTURA DE NUVENS REALIZADAS DURANTE O EVENTO FRIAGEM, NA REBIO JARU**

dia/hora	02	05	08	11	14	17	20	23
06/07	0	0	2,Cu	3,Cu	6,Cu	1,Ci	0	0
07/07	4,As	8,St	8,St	8,St	8,St	8,St	4,As	4,As
08/07	4,As	3,As	8,St	6,St	2,Cu	3,Cu	0	0

Obs. os números se referem a oktas, sendo 0 considerado céu limpo. O tipo de nuvens está referenciado conforme as abreviações convencionais.

Na Figura A.3 são apresentadas as observações meteorológicas de superfície das condições do tempo (temperaturas do ar e do bulbo úmido, direção e velocidade do vento, precipitação e nebulosidade) em um corte latitudinal para o evento friagem. Estes dados confirmam a penetração do sistema frontal até a região de Porto Velho.

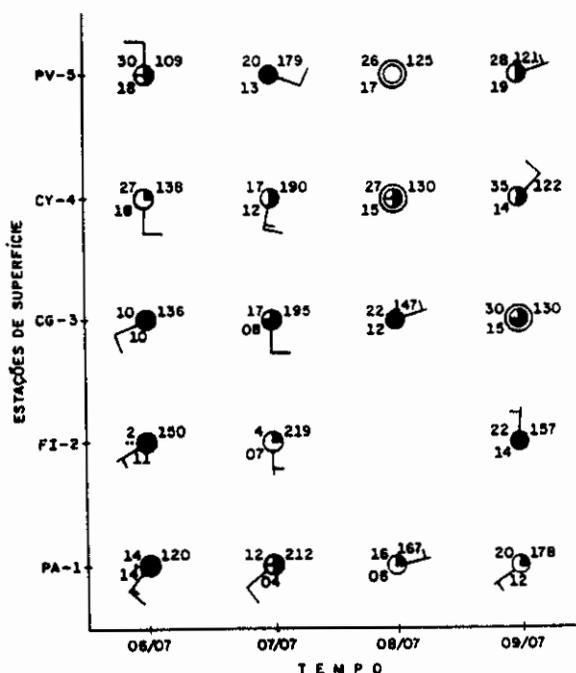


Fig. A.3 - Corte latitudinal durante o evento friagem (RBLE 2) das observações meteorológicas de superfície (PA= Porto Alegre, FI= Foz de Iguaçu, CG= Campo Grande, CY= Cuiabá e PV= Porto Velho).

### A.3 - DESCRIÇÃO DA SITUAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA

Na Figura A.4a é mostrada, com detalhes, a evolução temporal da friagem, durante os dias 06, 07 e 08/07/93. No dia 06/07, o comportamento dos fluxos de radiação solar, saldo de radiação e fluxo de calor sensível são característicos, sendo que a queda observada às 15:00 HL deveu-se à proximidade de grandes conglomerados de nuvens cumulonimbos (provavelmente já anunciando a chegada do sistema frontal). No dia seguinte (07/07), os valores dos fluxos são muito menores dos que os normalmente observados (em média a metade, vide Tabela A.2), pois a atmosfera se apresentava com cobertura total de nuvens baixas (8/8 Stratus). No dia seguinte (08/07), a cobertura de nuvens já havia se deslocado de Ji-Paraná e os fluxos de radiação solar e saldo de radiação já possuem seus comportamentos característicos, com início de convecção rasa. Interessante é o comportamento horário do fluxo de calor sensível o qual é maior do que o normalmente observado e segue bem relacionado com o aquecimento da superfície. Este fenômeno também foi observado em outros eventos de friagem, em que houve coleta de dados de fluxos turbulentos. Além disso, é conhecido que a condutância estomática ( $g_s$ ) depende de fatores ambientais, entre os quais a temperatura do ar (Jarvis, 1976). Como a temperatura do ar (e das folhas) foi inferior ao normalmente observado (temperatura média diária de 24,5 °C (dia 06/07) e 17,1 °C (dia 07/07)), é provável de que a condutância e a evapotranspiração da floresta tenham sido menores do que potencialmente seriam, em função da radiação disponível. Como consequência, o fluxo de calor sensível é maior.

A penetração da friagem trouxe uma massa de ar com características mais frias e secas, o que foi comprovado com a série temporal de observações de temperatura do ar do bulbo seco e do bulbo úmido (Figura A.4b). A penetração da friagem provocou uma temperatura mínima do ar de 15,4 °C, sendo que a máxima no dia 07/07 (17,2 °C), às 13:00 HL, foi inferior à mínima do dia 06/07 (19,1 °C), às 6:00 HL. No dia 08/07, devido ao aquecimento solar, a atmosfera se aquece com o consequente aumento da temperatura do ar. Esta friagem provocou uma queda de 7,5 °C na temperatura média diária entre os dias 06 e 07/07 (Tabela A.2).

Com a chegada do sistema frontal, a velocidade do vento em superfície torna-se mais intensa, atingindo valores de até 5 m.s<sup>-1</sup> no dia 07/07 (Figura A.4c). A velocidade média diária aumenta de 1,5 m.s<sup>-1</sup> (dia 06) para 3,8 m.s<sup>-1</sup> no dia 07/07, retornando ao valor de 1,5 m.s<sup>-1</sup> no dia seguinte (Tabela A.2). Usualmente a velocidade do vento característica em áreas de floresta na Amazônia é da ordem de 1,5 a 2,0 m.s<sup>-1</sup> (Bastable et al., 1993). A direção do vento também apresentou uma mudança brusca, passando de vento Norte para vento Sul (Figura A.4d).

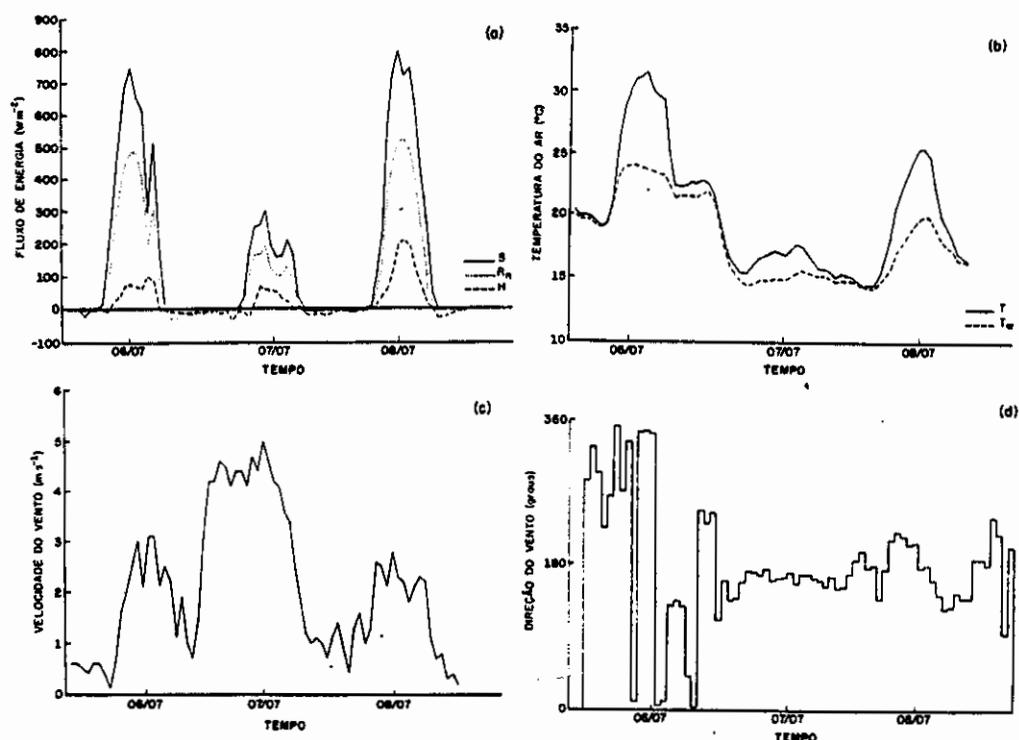


Fig. A.4 - Variação horária dos fluxos de energia (a), temperatura do ar (b), velocidade (c) e direção do vento (d), durante o evento friagem (RBLE 2), na REBIO JARU

**TABELA A.2 - VALORES INTEGRADOS DIÁRIOS DOS FLUXOS DE ENERGIA (RADIÇÃO SOLAR (S), SALDO DE RADIÇÃO ( $R_n$ ) E CALOR SENSÍVEL (H)), E VALORES MÉDIOS DIÁRIOS DAS TEMPERATURAS DO BULBO SECO ( $T_a$ ) E DO BULBO ÚMIDO ( $T_w$ ), VELOCIDADE (VEL) DO VENTO DURANTE O EVENTO FRIAGEM (RBLE 2), NA REBIO JARU**

DIA	S	$R_n$	H	$T_a$	$T_w$	VEL
	$\text{MJ. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$\text{MJ. m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$\text{m.s}^{-1}$
06/07	17,1	10,5	1,2	25,5	21,7	1,5
07/07	6,9	4,0	0,6	17,1	15,9	3,8
08/07	18,7	11,4	3,6	18,8	16,7	1,5

#### A.4 - DESCRIÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS TERMODINÂMICAS DA CLA

Na Figura A.5 é apresentado o perfil de temperatura potencial virtual em função da altura para situação característica de pré-friagem (05/07), durante (07/07) e início do retorno à normalidade (08/07), em situações em que a CLA esteja bem desenvolvida (17:00 HL). No dia 05/07, a altura da CLA estimada foi de 1350 m, com uma temperatura média na camada de 307,8 K. Praticamente inexiste a descontinuidade de temperatura na base da inversão. Durante o evento friagem, houve um resfriamento completo da camada ( $\theta_v$  no dia 07/07 foi de 293,5 K), sendo que a altura da CLA estimada foi de 420 m (Este valor é aproximadamente 1/3 do característico da região e, neste dia em particular, a turbulência mecânica deve ter tido uma contribuição maior do que a normal). Observa-se uma forte descontinuidade no perfil de  $\theta_v$ , que foi estimado em 9 K. No dia seguinte, já contando com o aquecimento da camada como um todo, a altura da CLA foi estimada em 500 m (ainda baixa para os padrões pré-friagem), mas já com uma temperatura potencial virtual média na camada de 300,5 K. A descontinuidade de temperatura diminui para 3,5 K. Provavelmente ocorreu um resfriamento muito grande na superfície em relação à 1-2 km de altura. Desta maneira, depois da passagem da frente, o fluxo de calor sensível liberado foi totalmente utilizado para aquecer a camada. Além disso, a descontinuidade térmica foi muito grande, inibindo o fluxo de entranhamento.

O evento friagem também modificou o comportamento do vento na CLA e conforme apresentados nas Figuras A.6a (componente zonal) e A.6b (componente meridional), respectivamente. Com relação à componente zonal do vento, não houve alterações significativas nos três dias: no dia 05/07 o vento na CLA era de aproximadamente  $-3,0 \text{ m.s}^{-1}$ , apresentando um forte cisalhamento no topo da camada (1350 m). No dia 07/07, este comportamento se intensifica, apresentando valores de  $-10,0 \text{ m.s}^{-1}$  à 1000 m. No dia 08/07, o perfil zonal do vento se desacelera, com tendência de apresentar a situação pré-friagem. Em todas estas situações, o vento é de Leste, com forte cisalhamento (tipicamente entre  $7,0$  a  $8,0 \text{ m.s}^{-1}$ ) no topo da camada. Acima de 2000 m de altura, aparentemente o perfil de vento não é modificado pelo evento friagem. Com relação ao comportamento do vento meridional (Figura A.6b), a situação é completamente diferente. Conforme as observações de superfície já haviam indicado, houve uma mudança brusca no vento meridional na CLA: no dia 05/07, a componente meridional do vento indicava um valor de aproximadamente  $-2,0 \text{ m.s}^{-1}$  (vento Norte) a aproximadamente 1000 m e um pequeno cisalhamento no topo da inversão, ao passo que, com a penetração do sistema, este vento intensificou-se para  $9,0 \text{ m.s}^{-1}$ . No dia 08/07, o comportamento do vento já volta a apresentar características de Norte, embora ainda intensificado. Acima de 2000 m também não há mudanças significativas.

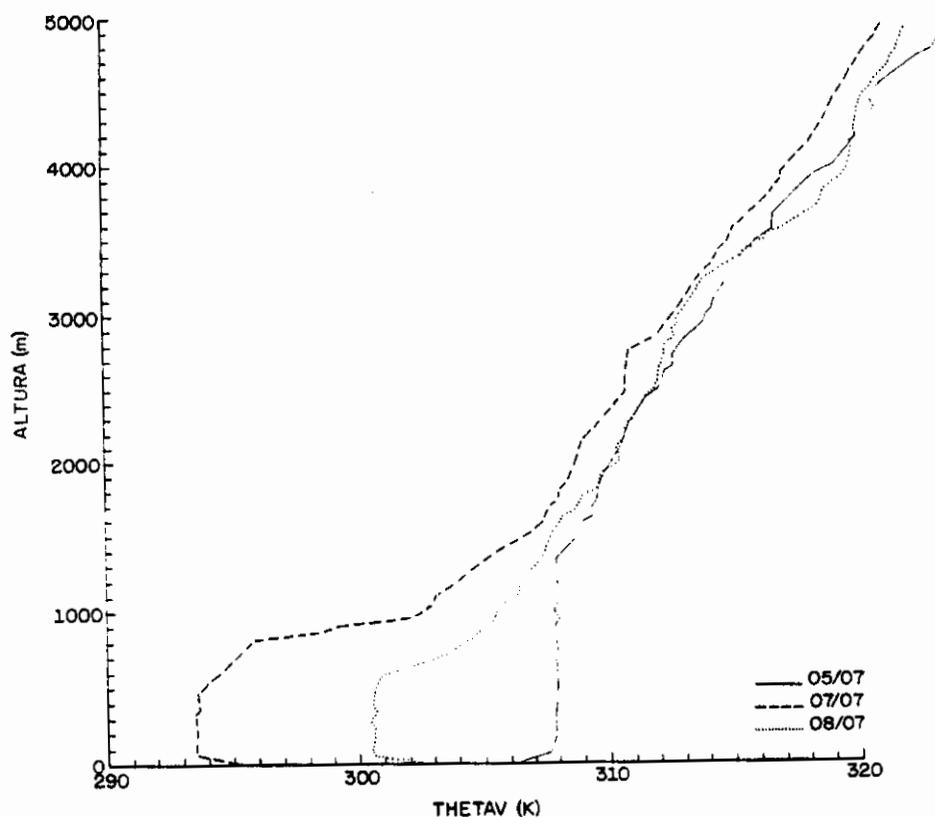


Fig. A.5 - Perfil vertical de temperatura potencial virtual durante o evento friagem (RBLE 2), na REBIO JARU (radiossondagem 17:00 HL).

#### A.5 - CONCLUSÕES

As observações realizadas durante o experimento RBLE 2 mostram que, mesmo após a passagem de um frente fria no local, a atmosfera ainda leva um certo número de dias para estar totalmente recuperada destas modificações. Este período deve variar com a intensidade do sistema, mas se prolonga, em média, por 2-3 dias. As observações realizadas neste caso não apresentam modificações significativas na atmosfera acima de 2-3 km de altura, embora mostrem variações bruscas nos elementos climáticos de superfície e na estrutura termodinâmica da CLA.

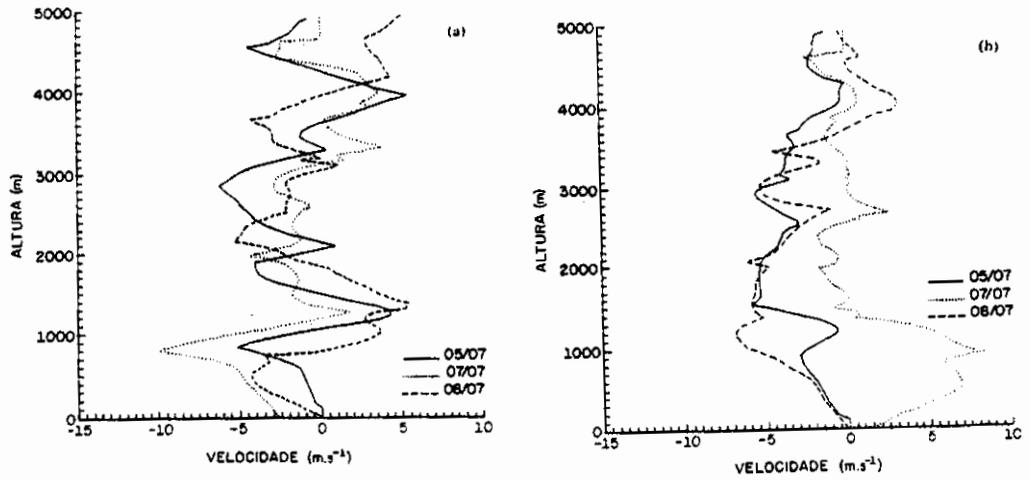


Fig. A.6 - Perfil vertical das componentes do vento durante o evento friagem (RBLE 2), na REBIO JARU (radiossondagem 17:00 HL): componente zonal (a) e meridional (b).



## APÊNDICE B

### ANÁLISES COMPARATIVAS ENTRE DADOS OBSERVACIONAIS DO RBLE 2 E PREVISÕES NUMÉRICAS DE TEMPO DO ECMWF

A maior parte dos MCGAs tratam a CLA de uma maneira simples, em que algumas camadas dos MCGAs são colocadas dentro da CLA e os processos parametrizados em função das variáveis prognosticadas pelo próprio modelo (Henderson-Sellers et al., 1993b).

No caso do modelo de Previsão de Tempo do Centro Europeu (ECMWF) - Ciclo de 48 h, recentemente ocorreu uma implementação com a introdução de uma nova formulação de hidrologia de solo e da camada limite atmosférica. Especificamente no caso da CLA, as alterações incluíram o efeito do fluxo de entranhamento no topo da CLC. Análises com os dados obtidos no experimento FIFE ("First ISLSCP Field Experiment") mostraram que a ausência de entranhamento nos modelos resultam em CLA's menos espessas e mais úmidas (Betts et al., 1994). Com este novo modelo, os autores fizeram uma análise da influência das condições de umidade no solo e do comportamento da CLA na correta determinação da evaporação da superfície e, conseqüentemente, na previsibilidade do MCGA do Centro Europeu. Este estudo mostrou que o acoplamento dos processos convectivos na CLA com a quantidade de água no solo provoca um aumento na precipitação prevista pelo modelo. Os autores comparam estas previsões com as enchentes ocorridas no vale do Rio Mississippi, em julho de 1993. A parametrização utilizada no modelo do Centro Europeu foi a de que o fluxo entranhado seja proporcional ao fluxo de superfície.

O objetivo deste apêndice é o de comparar os resultados da previsão do modelo do Centro Europeu (ciclo de 48 horas) com os dados observacionais do experimento RBLE 2, no que tange aos processos da CLA: espessura, perfil médio, homogeneidade vertical, etc.

#### B.1 - DADOS UTILIZADOS

Os dados observacionais utilizados foram de fluxos de energia (saldo de radiação, calor sensível e latente) obtidos pelo equipamento Hydra, e dados de temperatura do ar e do ponto de orvalho obtidos pelas radiossondagens, bem como da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ). Todos estes dados já foram descritos no Capítulo 2. Com relação aos dados oriundos do modelo de 31 níveis do Centro Europeu, estes consistiram em arquivos contendo perfis de temperatura e umidade específica, os quais

também foram convertidos para  $\theta_v$ . Estes dados foram analisados nas alturas de 30, 150, 360, 630, 970, 1360, 1800, 2260, 2770, 3300, 3855 e 4440 m. Estas informações foram extraídas do ponto da grade mais próxima da área de Ji-Paraná (11 °S, 62 °W), representando apenas área de floresta. Desta maneira, analisaram-se somente os dados dos dias 04 e 05 (RBLE 2 - Fasc A), anteriores ao evento friagem. Estes dois dias foram típicos da época seca na região: o início da manhã foi caracterizado pelo céu completamente limpo (sem nuvens), com a formação dos primeiros cúmulos rasos por volta das 09-10:00 HL. Estes se desenvolviam ao longo do dia, com o desaparecimento (devido à evaporação) por completo às 16-17:00 HL. Após este horário, a atmosfera apresentava-se novamente sem nebulosidade, inclusive prologando-se por toda a noite (céu estrelado). O intervalo de tempo utilizado para integração no modelo foi de 15 minutos, iniciando a previsão às 8:00 HL e prologando-se por 48 horas. Estes dados foram gentilmente cedidos pelo Dr. Anton C.M. Beljaars, do Centro Europeu. Recentemente o Dr. Beljaars retornou à sua instituição de origem na Holanda (KNMI-Royal Netherlands Meteorological Institute).

## B.2 - ANÁLISES

As análises realizadas foram as de comparar os perfis termodinâmicos (temperatura e umidade específica) simulados e observados, bem como o crescimento/decaimento da CLA previsto pelo modelo. Além disso, separou-se as análises em situações de CLA diurna (CLC) e noturna (CLN). Nos diagramas termodinâmicos das Figuras B.1 e B.3 representa-se os valores gerados pelo modelo por linhas contínuas ( $T_s$ ) e tracejadas ( $T_o$ ) e os valores observacionais por linhas contínuas grossas e círculos.

### B.2.1 - CAMADA LIMITE CONVECTIVA (CLC)

Nas Figuras B.1a ,b e c são apresentados os diagramas termodinâmicos para o dia 04, às 11:00, 14:00 e 17:00 HL, respectivamente . Neles, é possível observar que o modelo gera perfis de temperatura do ar levemente mais frias (aproximadamente 1-2 K) aos observados pela radiossondagem, principalmente nas camadas mais baixas (até 2.000 m). As informações da umidade são bastante similares, sendo que os dados gerados contém mais umidade do que os observados.

O crescimento da CLC e a temperatura média da camada foi analisado através da série temporal de  $\theta_v$  (Figura B.2). No dia 04/07/93, a altura da CLC não se desenvolve como o observado (Tabela B.1), possuindo uma altura final mais baixa (aproximadamente 600 m), embora com temperaturas similares (diferença inferior à 0,5 K). É interessante observar que, entre 14:00 e 17:00 HL, a CLC não se desenvolveu, apenas sofreu um aquecimento na camada como um todo. A turbulência vertical do

modelo é bem caracterizada, induzindo camadas bem homogêneas. De modo geral, as análises para o dia 05/07/93, coincidem com o dia 04/07 e estão apresentados na Figura B.2b. A mistura turbulenta neste caso não é tão intensa, resultando em uma espessura menor (Tabela B.1)

**TABELA B.1 - COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES OBSERVADOS (OBS) E GERADOS (MOD) PELO MODELO DO ECMWF DA ALTURA DA CLC (h) E DO PERFIL MÉDIO ( $\theta_v$ )**

	04/07	04/07	04/07	04/07	05/07	05/07	05/07	05/07
HL	OBS	OBS	MOD	MOD	OBS	OBS	MOD	MOD
	h	$\theta_v$	h	$\theta_v$	h	$\theta_v$	h	$\theta_v$
11:00	1015	303,8	380	302,8	920	302,3	130	303,9
14:00	1005	304,6	610	304,8	1080	304,5	400	305,3
17:00	1280	305,0	610	305,3	1350	305,0	400	305,8

### B.2.2 - CAMADA LIMITE NOTURNA (CLN)

Com relação aos perfis termodinâmicos durante a noite, não há uma característica única entre os perfis simulados e observados: às 23:00 HL (Figura B.3a), o perfil gerado ainda é inferior aos valores observados. Às 2:00 HL, somente na camada abaixo de 1000 m é que ainda ocorre esta diferença (Figura B.3b) sendo que, às 5:00 HL, entre os níveis de 1500 e 3000 m, o perfil gerado é levemente superior ao observado (Figura B.3c). Este comportamento pode estar associado com uma superestimativa da turbulência vertical à noite pelo modelo. Em todas as situações acima descritas, na camada entre a superfície e 1000 m, os valores gerados são inferiores aos observados. Além disso, a inversão térmica que o modelo apresenta é bem mais profunda do que a observada.

Nas análises do desenvolvimento do regime da CLN, os perfis de  $\theta_v$  gerados pelo modelo apresentam claramente a característica da estabilidade estável, com a espessura da camada em torno de 130-150 m (Figura B.4). Estes dados são menores que os observados experimentalmente no local (Capítulo 2). Um ponto que deve ser observado é com relação à resolução vertical: à noite, os aspectos observacionais mostram que a CLN estende-se até 400 m (Capítulo 2), sendo que isto representaria, no máximo, 3 níveis do modelo, sendo o primeiro a 30 m. Este fato dificulta a determinação mais precisa da altura da CLN e da intensidade da inversão, conforme já discutido no Capítulo 2.



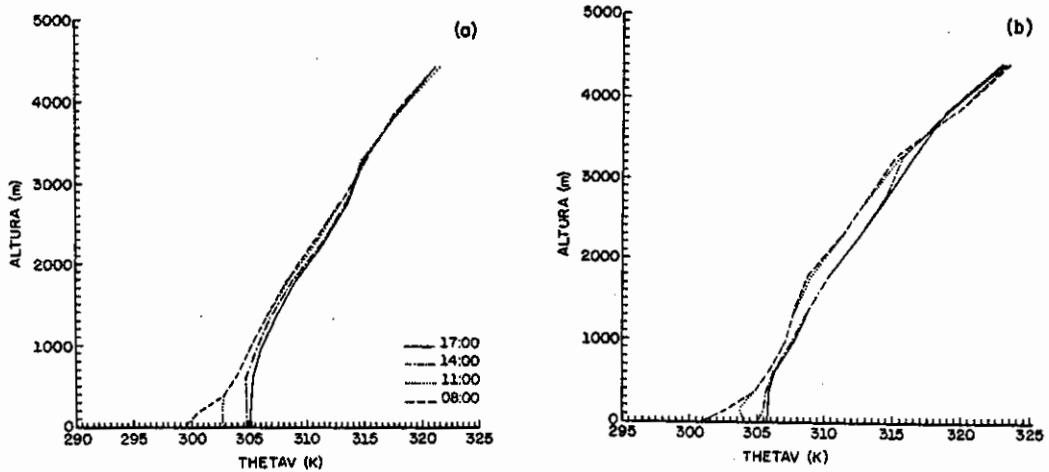


Fig. B.2 - Perfil vertical de temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) obtido dos valores gerados pelo modelo de Centro Europeu: dia 04/07 (a) e 05/07 (b), nos horários das 9:00, 11:00, 14:00 e 17:00 HL, durante o RBLE 2.

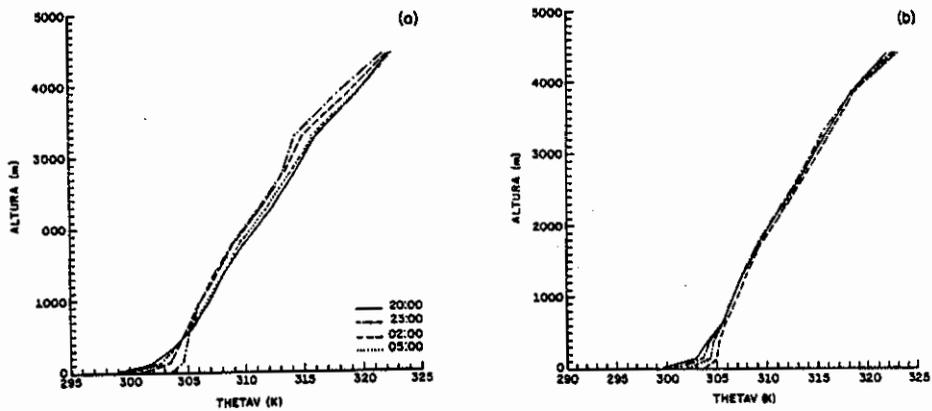


Fig. B.4 - Perfil vertical da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) obtido dos valores gerados pelo modelo do Centro Europeu para os dias 04/07 (a) e 05/07 (b), nos horários das 20:00, 23:00, 2:00 e 5:00 HL, durante o RBLE 2

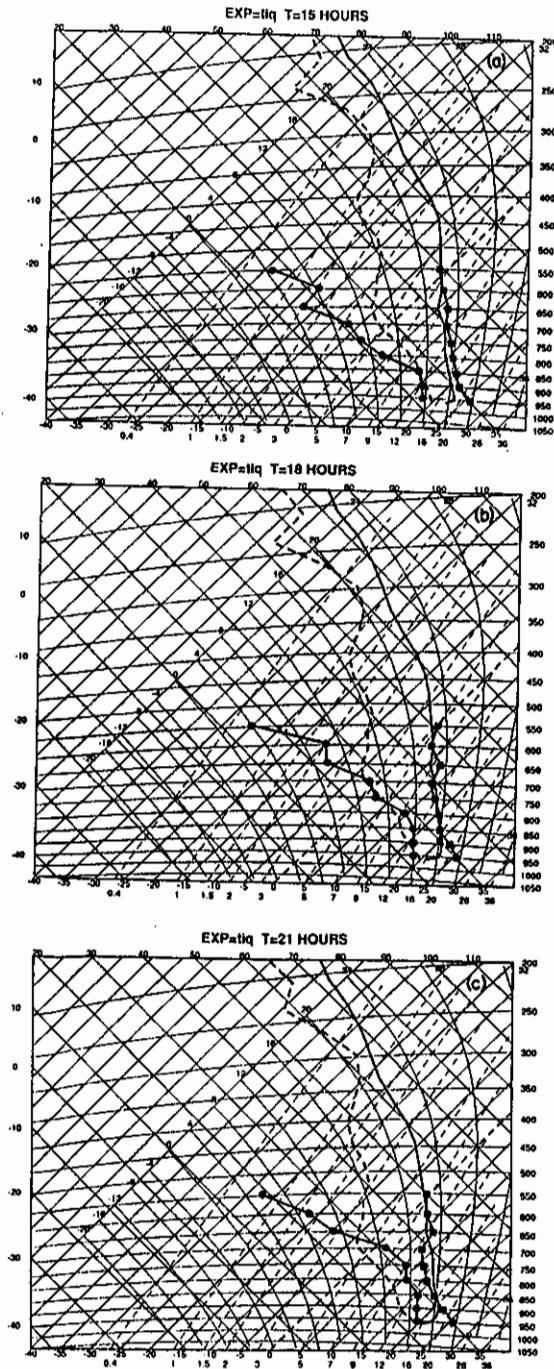


Fig. B.3 - Diagramas termodinâmicos dos perfis de temperatura do ar e do ponto de orvalho gerados pelo modelo do Centro Europeu: o dia 04/07/93, às 23:00 HL (a), 2:00 HL (b) e 5:00 HL (c) e observações, durante o RBLE 2.

### B.2.3 - FLUXOS DE SUPERFÍCIE

Os fluxos de energia na superfície (saldo de radiação, calor sensível e latente) foram analisados, uma vez que são estes os principais mecanismos de crescimento da CLA.

No caso da situação diurna, os fluxos gerados pelo modelo são bem inferiores aos observados experimentalmente (Tabela B.2). No dia 04/07, o valor diurno integrado (das 8:00 HL às 17:00 HL) do saldo de radiação é de 10,2 MJ.m<sup>-2</sup> para o modelo ECMWF e 14,1 MJ.m<sup>-2</sup> para os dados observacionais. Esta diferença é ainda maior para o fluxo de calor sensível (0,7 contra 2,1 MJ.m<sup>-2</sup>, respectivamente), sendo que este fluxo é a principal entrada de energia na CLC. No dia 05/07, estas diferenças são ainda maiores: para o saldo de radiação obteve-se 6,4 e 13,0 MJ.m<sup>-2</sup> para os valores gerados e observados, respectivamente e 0,7 e 1,7 MJ.m<sup>-2</sup> de fluxo de calor sensível. Estas diferenças entre os dias 04 e 05 (nos dados do modelo) podem explicar a diferença observada do crescimento da CLC (Tabela B.1 e Figura B.2). Além disso, especificamente para o caso do fluxo de calor sensível, nos dois dias, os dados gerados pelo modelo apresentam a inversão do fluxo à tarde por volta das 14-15:00 HL, muito cedo em relação aos dados observacionais (17-18:00 HL). A série temporal do fluxo de calor sensível para os dias 04 e 05/07 é mostrada na Figura B.5.

À noite, devido aos fluxos serem de menor intensidade, estas diferenças são suavizadas. Entretanto, as diferenças entre o valor gerado e observado são de aproximadamente +5 W.m<sup>-2</sup>, que são da mesma ordem de grandeza dos próprios fluxos.

**TABELA B.2 - COMPARAÇÃO ENTRE VALORES OBSERVADOS E GERADOS PELO MODELO ECMWF DOS VALORES DIURNOS INTEGRADOS DE FLUXOS DE ENERGIA (SALDO DE RADIAÇÃO (R<sub>n</sub>), CALOR SENSÍVEL (H) E CALOR LATENTE (LE)), DURANTE O RBLE 2. UNIDADES EM MJ.m<sup>-2</sup>**

dia		RN	H	LE
04/07	modelo	10,2	0,7	8,8
	observação	14,1	2,1	10,7
05/07	modelo	6,4	0,7	4,8
	observação	13,0	1,7	9,3

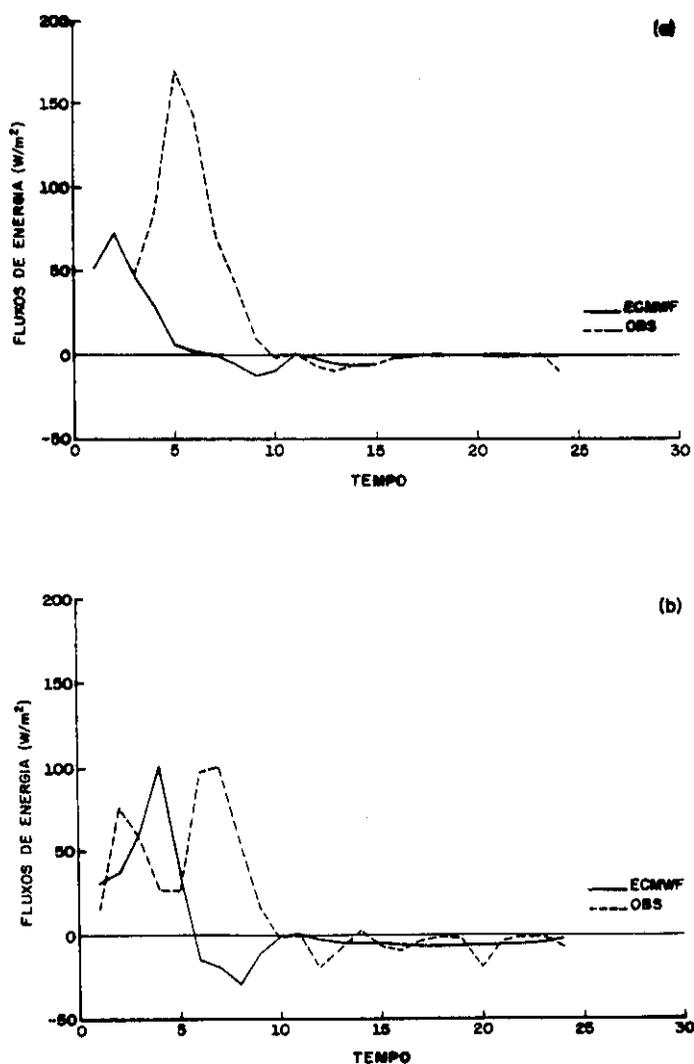


Fig. B.5 - Série Temporal dos fluxos de calor sensível para os dias 04/07 (a) e 05/07 (b).

### B.3 - CONCLUSÕES

É fato conhecido de que a rede de observações meteorológicas de superfície e de altitude na região Amazônica é insuficiente. Além disso, poucos destes dados coletados trafegam pelo sistema GTS ("Global Telecommunication System"), para serem introduzidos nos MCGAs. Entretanto, as previsões do modelo para a área de Ji-Paraná utilizadas nestas análises comparam-se, de modo geral, razoavelmente bem com os dados observados.

No caso da situação convectiva, o modelo não possui uma CLA que se desenvolve como o observado, embora ela apresente características de homogenização vertical e estacionaridade no final da tarde. O perfil de  $\theta_v$  observado é levemente superior ao calculado pelo modelo. É interessante que este valor mais baixo pode estar associado com uma má representação do fluxo entranhado, pois a camada possui espessura menor, porém mais aquecida e com mais umidade (características que o fluxo de entranhamento modifica).

Para a situação noturna, o modelo mostra o comportamento característico devido ao resfriamento radiativo. Um fato importante é que há indícios de que possa estar ocorrendo uma superestimativa da difusão turbulenta na vertical, uma vez que o modelo gera inicialmente um perfil mais frio que, ao longo da noite, supera o perfil observado de temperatura.

Os fluxos de energia na superfície mostram diferenças significativas em relação aos valores observados, bem como uma má representação em termos de horários, inclusive com defasagem de tempo.

Tendo em vista que estas análises foram realizadas somente com 2 dias de dados, para uma análise mais profunda é necessário estendê-las para um período maior, afim de ter uma visão mais abrangente do comportamento do modelo para a região de Ji-Paraná ou outra qualquer.



APÊNDICE CPARTIÇÃO DE ENERGIA EM ÁREAS DE FLORESTA TROPICAL E DE PASTAGEM NA REGIÃO DE JI-PARANÁ (RO), DURANTE O RBLE 3

A CLA é a camada inferior da atmosfera que é caracterizada pela divergência dos fluxos verticais de momentum, calor e vapor d'água, que resulta direta ou indiretamente das interações entre a atmosfera e a superfície.

O entendimento da dinâmica de formação e evolução da CLA convectiva (CLC) é muito importante, pois é o mecanismo pelo qual os fluxos de superfície são transferidos verticalmente e misturados. Por outro lado, a própria camada não é um agente passivo em resposta à esta turbulência, mas também possui mecanismos de interação com a superfície, através do entranhamento de ar quente e seco acima da CLC, que modifica o déficit de temperatura e umidade da camada, alterando os fluxos de calor sensível e latente da superfície.

O objetivo deste apêndice é o de analisar a partição de energia nas áreas de floresta tropical e de pastagem, durante o RBLE 3.

C.1 - DADOS UTILIZADOS

Os dados observacionais utilizados foram os fluxos de energia (radiação solar (S), saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor conduzido ao solo (SHF), fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE)), obtidos pelas EMAs (no caso de S,  $R_n$  e SHF) e pelos Hydras (H e LE). Além disso, no caso da floresta, a energia armazenada pela biomassa (B) é importante nos horários de transição (após o nascer-do-sol e por-do-sol) e foi calculada pela formulação proposta por Moore e Fisch (1986) para vegetação de floresta tropical, a saber:

$$B = B_t + B_q + B_b = 16.7 \delta t + 28.0 \delta q + 12.6 \delta t^* \quad (C.1)$$

onde  $B_t$  e  $B_q$  são as energias armazenadas no ar pelas variações horárias da temperatura ( $\delta t$ ) e umidade específica ( $\delta q$ ) do ar. A energia armazenada pelos troncos das árvores é representada por  $B_b$  e estimada em função da variação horária da temperatura do ar adiantada em uma hora ( $\delta t^*$ ).

Nesta análises calculou-se o fluxo médio horário para cada um dos componentes do balanço de energia, durante o período de 13 a 24 de agosto de 1994, os quais são apresentados na Tabela C.1 e na Figura C.1a e b, para os casos de floresta e pastagem, respectivamente.

## C.2 - ANÁLISES

O fluxo integral da radiação solar incidente foi de  $18,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  na área de floresta e  $18,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  na pastagem. Esta pequena diferença de  $0,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  corresponde ao efeito das queimadas, que foram mais intensos na área de pastagem (veja Apêndice D). O saldo de radiação foi menor na área de pastagem ( $9,6 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) do que na floresta ( $11,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), devido às variações no albedo e no balanço radiativo de ondas longas. No caso do RBLE 3, a redução foi de 18%, que é consistente com a média climatológica encontrada por Culf et al. (1996) de 22 % para o mes de agosto. A partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente é significativamente diferente entre as áreas de floresta e pastagem: na floresta, o fluxo de calor sensível integrado ao longo do dia totalizou  $1,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  e o de calor latente  $7,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  (razão de Bowen de 0,2). No caso da pastagem, o fluxo de calor latente contabilizou somente  $4,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ , devido a pouca umidade no solo, resultando em um aumento do fluxo de calor sensível ( $4,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ) com razão de Bowen de aproximadamente 1. Estes resultados comprovam que, durante a época seca, a devolução de energia para a atmosfera em vegetação de floresta é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, ao passo que, na pastagem, ela é realizada de forma equitativa entre os fluxos de calor sensível e latente. Na área de floresta o fluxo integrado de energia armazenada pela biomassa é pequeno ( $0,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ), sendo similar ao fluxo de calor conduzido ao solo na pastagem ( $0,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ ).

Com relação ao ciclo diurno, também ocorreram variações distintas nos dois sítios, principalmente dos fluxos de calor sensível e latente. Na área de floresta, o fluxo de calor sensível atinge seus maiores valores às 13:00 HL, com intensidade de  $85 \text{ W.m}^{-2}$ . Neste horário o fluxo de calor latente também é máximo ( $349 \text{ W.m}^{-2}$ ), sendo que, em ambas as curvas, observa-se que elas seguem o comportamento característico do fluxo de radiação solar. A energia armazenada pela biomassa possui uma contribuição significativa nas primeiras horas da manhã (entre 7:00 e 9:00 HL), quando parte desta energia foi utilizada para erosão da CLN (veja item 2.5). Nestes horários, o fluxo de energia armazenada atinge valores de até  $90 \text{ W.m}^{-2}$ . Na área de pastagem, os maiores valores do fluxo de calor sensível ocorre às 12:00 HL, com intensidade de  $204 \text{ W.m}^{-2}$ . Os maiores valores do fluxo de calor latente são da ordem de  $150 \text{ W.m}^{-2}$ , sendo que o máximo de evapotranspiração ocorre às 9:00 HL, decrescendo após este horário. Este fato é um indicador da utilização da água do orvalho formado na noite anterior pela

pastagem. A variação horária dos fluxos de energia são apresentados nas Figuras C.1a e b, para os sítios experimentais de floresta e pastagem, respectivamente.

Um ponto que merece ser destacado é com relação ao fechamento do balanço de energia: tanto no sítio de floresta como no de pastagem, ocorre um não-balanceamento dos componentes do fluxo de energia. Este desbalanceamento é maior na floresta (resíduo total integrado de  $2,9 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  representando 25% do saldo de radiação) do que na pastagem (resíduo total integrado de  $0,9 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  representando 9%). Um dos motivos para tal é que os erros instrumentais envolvidos são relativamente grandes (5% para o saldo radiômetro e entre 20-30% para os fluxos obtidos pelo Hydra), sem contar que a energia armazenada foi estimada por um modelo simples de regressão linear (erro de 30% do valor calculado), adaptado para as características de floresta próxima à Manaus.

Por outro lado, Shuttleworth et al. (1984) e Fitzjarrald et al., (1988), analisando dados coletados sobre floresta tropical durante a época seca, também não obtiveram o fechamento completo do balanço de energia. Shuttleworth et al. (1984) calcularam um diferença média de 7% entre o saldo de radiação ( $R_n$ ) e os fluxos turbulentos de energia ( $H + LE$ ) em 8 dias de medidas, salientando que, em 2 dias do período considerado, o desbalanceamento foi significativamente maior do que nos restantes 6 dias, sendo este fato causado por uma possível má exposição do instrumento Hydra. Fitzjarrald et al. (1988), em uma análise mais detalhada sobre a partição de energia sobre a área de floresta tropical, também obteve este não-fechamento do balanço de energia, inclusive com valores horários do termo de resíduo atingindo fluxos da ordem de  $200 \text{ W.m}^{-2}$ . Estes mesmos autores apresentaram a partição da energia média em um período de 7 dias e a variabilidade desta partição para cada dia. Os resultados são coincidentes, eliminando uma possível influência do fato de se utilizar valores médios em um período de tempo. Tanto os resultados apresentados por Shuttleworth et al. (1984) e Fitzjarrald et al. (1988) como neste presente estudo, o termo residual é sempre positivo, indicando que os fluxos turbulentos estão sendo provavelmente subestimados.

### C.3 - CONCLUSÕES

Os valores do fluxo de calor sensível na pastagem são significativamente superiores aos observados na floresta, ocorrendo o inverso em relação ao calor latente. Este comportamento decorre do fato das árvores possuírem um sistema radicular mais profundo (Nepstad et al., 1994), captando água mais fácil e livremente do que na área de pastagem. A razão de Bowen na floresta é da ordem de 0,2, sendo aproximadamente igual a 1 na área de pastagem.

**TABELA C.1 - VARIACÃO HORÁRIA DOS FLUXOS DE ENERGIA: SALDO DE RADIACÃO ( $R_n$ ), CALOR CONDUZIDO AO SOLO (SHF), CALOR SENSÍVEL (H) E LATENTE (LE) E ARMAZENADO PELA BIOMASSA (B) DURANTE O RBLE 3**  
**UNIDADES DE  $W.m^{-2}$**

HL	FLORESTA					PASTAGEM			
	$R_n$	SHF	H	LE	B	$R_n$	SHF	H	LE
1:00	-15	0	-1	7	-24	-29	-8	3	12
2:00	-12	-1	-1	-14	-21	-27	-9	4	32
3:00	-11	-1	-1	-4	-23	-24	-9	3	54
4:00	-10	-1	-1	-15	-19	-20	-10	4	43
5:00	-10	-1	-1	-16	-16	-17	-10	2	19
6:00	-10	-1	-1	2	-16	-15	-10	1	31
7:00	4	-1	-2	-1	-1	-3	-10	4	29
8:00	88	-1	-2	10	36	72	-3	17	86
9:00	228	0	17	102	90	195	3	64	163
10:00	358	0	37	183	92	326	7	147	136
11:00	474	1	68	212	73	426	11	196	128
12:00	546	2	82	309	47	486	15	204	115
13:00	556	2	85	349	17	492	18	184	106
14:00	498	3	61	321	0	418	18	150	80
15:00	396	2	39	310	-9	316	16	114	67
16:00	255	2	6	167	-22	195	13	65	54
17:00	103	2	-1	46	-3	67	9	12	26
18:00	-13	1	-1	9	-10	-15	4	-3	-4
19:00	-46	1	2	11	-27	-32	-2	-4	-6
20:00	-43	0	4	5	-39	-29	-3	5	13
21:00	-40	0	5	5	-23	-29	-4	4	8
22:00	-36	0	2	-2	-22	-29	-5	3	6
23:00	-29	0	1	-4	-30	-29	-6	3	7
24:00	-21	0	-1	-8	-25	-29	-7	4	6

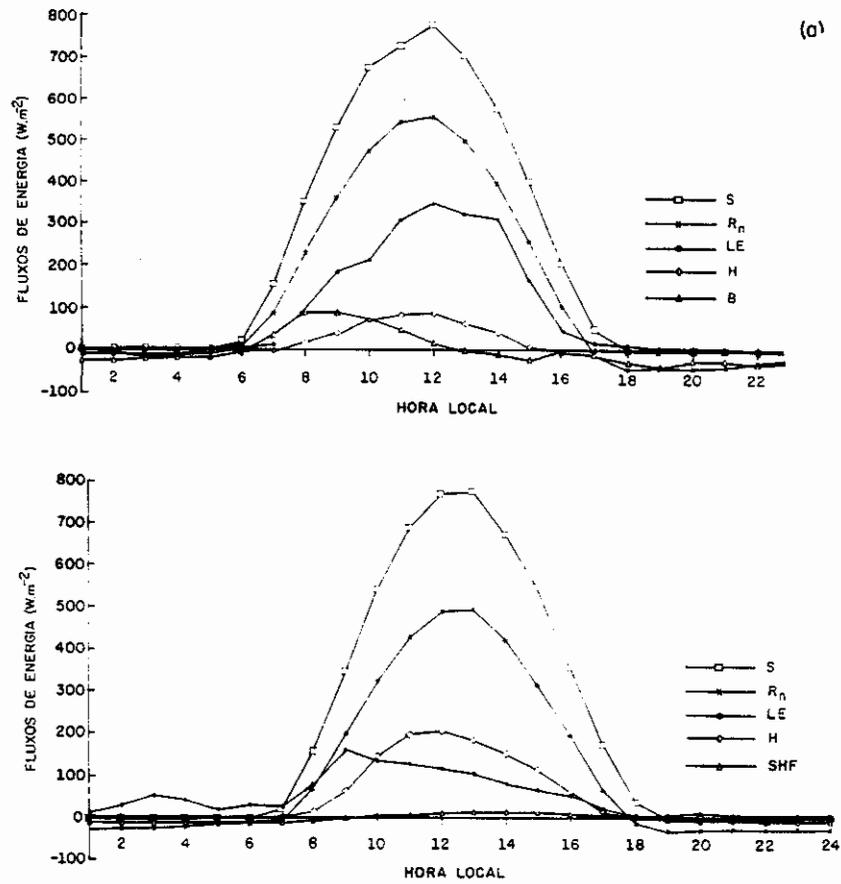


Fig. C.1 - Ciclo diurno dos componentes do balanço de energia (radiação solar (S), saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE), conduzido ao solo (SHF), energia armazenada pela biomassa (B)) nos sítios experimentais de floresta (a) e pastagem (b), durante o RBLE 3.



## APÊNDICE D

### EFEITO DAS QUEIMADAS DURANTE O RBLE 3

Durante a realização do experimento RBLE 3, observou-se que na área da pastagem, a influência dos aerossóis liberados por queimadas foi muito grande. Durante boa parte do experimento (dias 15 à 26/8) a nebulosidade característica era a de névoa seca. Portanto, decidiu-se analisar a influência destes aerossóis no fluxo de radiação solar incidente, o qual, por sua vez, induz todos os outros componentes do balanço de energia (saldo de radiação e fluxos turbulentos de calor sensível e latente).

O objetivo deste apêndice é o de estimar a influência dos aerossóis na transmissividade da atmosfera durante o experimento RBLE 3, para os sítios experimentais de floresta e pastagem.

#### D.1 - DADOS UTILIZADOS

Os dados observacionais utilizados foram os de fluxo de radiação solar incidente (extraído das estações meteorológicas automáticas) e conteúdo de água precipitável (obtidos das radiossondagens). Além disso, também analisaram-se dados relativos ao número de queimadas na área de Ji-Paraná, observados pelo satélite NOAA (imageador AVHRR, canal 3), gentilmente cedidos pelo Dr. Alberto W. Setzer (INPE).

#### D.2 - ANÁLISES

A transmissividade da atmosfera foi estimada através da razão entre o fluxo integrado da radiação solar incidente à superfície e no topo da atmosfera (radiação extraterrestre). Esta última foi calculada em função da latitude do local e da época do ano (declinação solar), segundo a formulação proposta por Iqbal (1983).

Na Figura D.1 é apresentada a série temporal da transmissividade estimada para os sítios experimentais de floresta e pastagem, durante as campanhas do RBLE 2 e RBLE 3.

A transmissividade média da pastagem em julho de 1993 foi de 0,66, ao passo que este valor diminuiu para 0,56 em agosto de 1994, devido aos efeitos de

queimada e aerossóis. Esta diferença corresponde a uma diminuição de aproximadamente  $3,0 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  de energia incidente na superfície, ou seja, uma diminuição de  $70 \text{ W.m}^{-2}$  no fluxo instantâneo da radiação solar. No caso da transmissividade sobre a área de floresta, esta também apresenta o mesmo comportamento, porém com intensidade menor: durante o RBLE 2 a transmissividade medida foi de 0,61, diminuindo para 0,57 durante o RBLE 3. Comparando a transmissividade da atmosfera sobre as áreas de floresta e pastagem, durante o RBLE 3, nota-se que estes foram aproximadamente iguais, ou seja, a liberação de aerossóis na atmosfera devido a queimadas possui a mesma influência nos dois sítios.

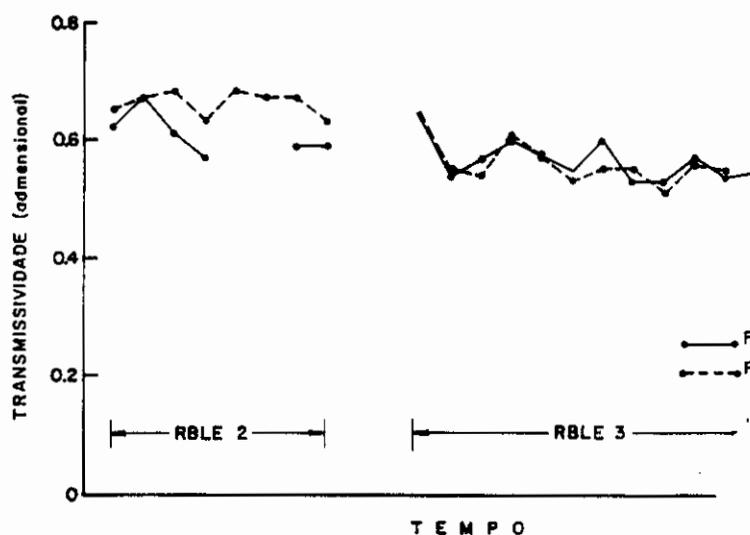


Fig. D.1 - Série temporal da transmissividade da atmosfera nas áreas de floresta e pastagem, durante o RBLE 2 e RBLE 3.

A quantidade de vapor d'água integrado (água precipitável) na coluna atmosférica (até 500 hPa) foi calculada com as radiossondagens realizadas durante o experimento RBLE 3. Os valores médios diários para os sítios experimentais de floresta e pastagem estão mostrados na Figura D.2.

É interessante notar que, nos 8 primeiros dias do experimento (de 14 a 21 de agosto), a água precipitável (AP) da floresta é aproximadamente constante ( $2,6 \text{ g.cm}^{-2}$ ), enquanto que a pastagem mostra um nítido declínio. Nos dias 23 e 24/8, ocorre um decréscimo da água precipitável mesmo no sítio de floresta, indicando prováveis queimadas nas bordas da floresta. No primeiro dia do experimento (14/8/94), a água precipitável apresenta o maior valor, coincidindo com a mais alta transmissividade. Esta maior transparência e quantidade de vapor d'água foi devido ao efeito da friagem pré-experimento (veja item 2.3.4).

Os dados de número de queimadas detectadas pelo satélite NOAA são apresentados para células de  $0,5^\circ$  de latitude X  $0,5^\circ$  de longitude, para totais semanais. Durante as passagens diárias, nem sempre é possível a medição dos focos de queimadas, devido a problemas de cobertura de nuvens e ângulo de visada. Desta maneira, dividiu-se o número de queimadas em cada célula pelo número de imagens. Na Figura D.3 é apresentada a ocorrência de queimadas para a área de Ji-Paraná durante o RBLE 3. No período de 5-11/8 (pré-experimento), não ocorreu nenhuma queimada na região que fosse detectada pelo satélite. Na semana seguinte (12 - 18/8), ocorreu um aumento do número de queimadas, principalmente na área de pastagem e a sudeste desta. Na última semana (19-25/8), houve um aumento de queimadas em toda a área considerada, inclusive com a detecção de uma queimada na célula do sítio de floresta.

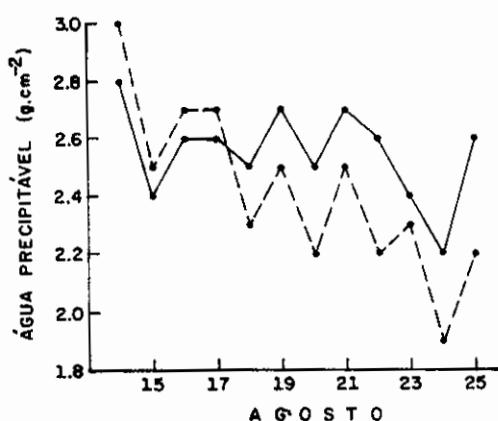


Fig. D.2 - Série temporal da água precipitável nas áreas de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada), durante o RBLE 3.

### D.3 - CONCLUSÕES

A análise da transmissividade da atmosfera, da quantidade de água precipitável e do número de focos de queimadas coincidem em caracterizar uma variação da quantidade de fumaça na região de Ji-Paraná, durante o decorrer do experimento RBLE 3. Isto é, as condições iniciais do experimento foram de que a atmosfera ainda não estava sendo influenciada pela fumaça oriunda das queimadas, sendo este comportamento gradativamente modificado ao longo do experimento.

		5-11/7			12-18/7			18-25/7		
10°S		0	0	•F 0	1	0	•F 0	12	4	•F 1
		0 •P	0	0	13 •P	5	3	10 •P	11	6
11°S		0	0	0	7	16	5	1	5	17
		63°W	62°W							

Fig. D.3 - Número de focos de queimadas nos sítios experimentais de floresta (F) e pastagem (P), em Ji-Paraná (RO), durante o RBLE 3: período de 5-11/8/94 (a), 12 - 18/8/94 (b) e 19 - 25/8/94 (c).

## APÊNDICE E

### SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS DO EFEITO DO DESMATAMENTO

Simulações climáticas do efeito do desmatamento da floresta tropical na região Amazônica têm sido utilizadas como ferramentas úteis no entendimento das relações floresta-clima e de suas variações. Vários estudos já foram realizados (Dickinson e Henderson-Sellers, 1988; Lean e Warrilow, 1989; Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al., 1993a; Lean e Rowntree, 1993; Manzi, 1993; e Lean et al., 1996) e, em cada uma destas simulações, são assumidas condições de fronteira cada vez mais realistas. Esta última simulação (Lean et al., 1996), a qual gerou este conjunto de dados analisados, representa as condições mais realistas do cenário da Amazônia, uma vez que os parâmetros de controle (por exemplo, fração de vegetação coberta, tipo de solo e, difusividade hidráulica, etc) e de superfície (por exemplo, albedo, comprimento de rugosidade, índice de área foliar, etc) foram extraídos do conjunto de dados do Projeto ABRACOS. Estes dados foram gentilmente cedidos pelos Drs. Jenny Lean e Peter Rowntree (Hadley Centre for Climate Prediction and Research - Reino Unido) e fazem parte de um estudo de simulação climática do desmatamento da Amazônia, utilizando o conjunto de dados do Projeto ABRACOS.

O objetivo deste apêndice é o de analisar as principais variações nos fluxos de superfície e parâmetros climáticos decorrentes do desmatamento.

#### E.1 - DESCRIÇÃO DO MODELO

A versão do modelo de Circulação Geral da Atmosfera do UK Met Office (United Kingdom Meteorological Office) foi descrita em detalhes por Lean e Rowntree (1993) e Lean et al. (1996). Resumidamente, este modelo usa as equações de fluido dinâmica de Navier-Stokes (equações primitivas) para descrever e prever a pressão da superfície e as variáveis atmosféricas de temperatura do ar, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento em 19 níveis na vertical espaçados irregularmente da superfície até o topo da atmosfera, usando coordenadas sigma. A resolução horizontal do modelo é de 2,5 ° de latitude X 3,75 ° de longitude. A temperatura da superfície oceânica é prescrita pelo modelo, sem interação oceano-atmosfera. Estes valores são climatológicos e atualizados a cada 5 dias.

Os processos menores do que a escala espacial são parametrizados: os processos de radiação são calculados a cada intervalo de tempo de 3 horas (ao invés do passo de tempo de 30 min utilizados para as outras variáveis) e permitem variações

diurnas e sazonais da radiação solar e da partição de energia. Os fluxos de ondas curtas e longas interagem com nuvens diagnosticadas pelo modelo. A precipitação é separada em chuvas de larga-escala e convectiva. O modelo explicitamente incorpora a interceptação de chuva pelo dossel da floresta tropical, aumentando a evapotranspiração da vegetação. Lean e Rowntree (1993) demonstraram que, a inclusão deste termo nos estudos de simulação climática reduz o efeito do desmatamento na diminuição da precipitação e evapotranspiração. O esquema de convecção de fluxo de massa é incluído para representar a convecção rasa e profunda. O número de níveis do modelo na camada limite varia até um máximo de 4, sendo que a transferência turbulenta dos fluxos de momentum e calor na camada limite superficial é calculada usando a Teoria de Monin-Obukhov. O escoamento superficial de água é diagnosticado e controlado pela drenagem gravitacional da umidade do solo. Os processos térmicos do solo são computados utilizando um modelo de 4 camadas.

Os parâmetros de superfície foram extraídos das análises do conjunto de dados do Projeto ABRACOS e possuem, como característica principal, a variação sazonal da umidade do solo e do albedo. Com relação a este último, Culf et al. (1995) mostraram que o albedo da floresta tropical também apresenta aspecto sazonal, variando de 0,21 durante a estação chuvosa para 0,14 na época seca.

O cenário da simulação de pastagem é construído artificialmente ao se considerar que todo o domínio de floresta tropical (caso denominado de controle) seja substituído por vegetação de gramíneas. Variações geográficas das características vegetacionais e do tipo de solo são consideradas no modelo, utilizando a classificação padronizada por Wilson e Henderson-Sellers (1985), a qual possui 15 tipos de solo e vegetação.

O modelo possuiu um período de integração total de 10 anos, para ambos os casos de floresta tropical e pastagem, iniciando em 1 de dezembro de 1991. Os dados de inicialização do modelo foram iguais, apenas diferindo das condições de fronteira. As análises foram feitas no 5º ano de integração, de dezembro de 1995 a fevereiro de 1997 (15 meses). Este período foi escolhido por dois motivos: o primeiro é de eliminar os transientes ("spin-up") do modelo que pudessem modificar os parâmetros climáticos. O segundo é o de que, após este período, as condições climáticas já estariam em equilíbrio com o novo tipo de superfície. Os dados extraídos do modelo foram em um ponto de grade próximo a Ji-Paraná (10 °S, 60 °W), onde o Projeto ABRACOS possui seus sítios experimentais de floresta e pastagem.

As variáveis extraídas do modelo para análises são:

- fluxo líquido de ondas curtas na superfície ( $W.m^{-2}$ );

- fluxo líquido de ondas longas na superfície ( $W.m^{-2}$ );
- fluxo de calor conduzido ao solo ( $W.m^{-2}$ );
- fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ );
- fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ );
- temperatura do ar à 1,5 m (K);
- temperatura do ar no 1º nível (K);
- temperatura da superfície (K)
- umidade específica do ar no 1º nível ( $g.kg^{-1}$ );
- umidade específica do ar à 1,5 m ( $g.kg^{-1}$ );
- componente zonal do vento no 1º nível ( $m.s^{-1}$ );
- componente meridional do vento no 1º nível ( $m.s^{-1}$ );

O primeiro nível do modelo é aproximadamente 25 m acima da superfície, variando poucos metros devido ao ciclo diurno da pressão atmosférica.

## E.2 - RESULTADOS OBTIDOS

As análises dos dados foram realizadas considerando os aspectos de variações sazonais e horárias, as quais serão descritas a seguir.

### E.2.1 - ASPECTOS SAZONAIS

As variáveis extraídas do modelo para a área de Ji-Paraná foram analisadas através de valores médios mensais e estão mostradas na Figura E.1. Com relação aos fluxos de energia turbulenta (calor sensível e latente), a razão de Bowen ( $\beta$ ) apresenta (Figura E.1a) valores similares (aproximadamente 0,2) para as áreas de floresta e pastagem, durante os meses de chuva (veja descrição climatológica, item 2.2). Somente na época seca (agosto à outubro) é que ocorre uma variação, com a pastagem particionando uma maior quantidade de energia na forma de calor sensível ( $\beta$  igual a 1,4). Este comportamento era de se esperar, desde que as árvores conseguem extrair água de profundidades maiores, devido ao seu sistema radicular. Com isto, a falta de água da chuva (reservatório da camada mais superficial) é atenuada, não tendo um fluxo de calor sensível tão grande quanto no caso da pastagem. Shuttleworth (1988) sugere que as florestas tropicais sempre transpiram em sua taxa máxima (evapotranspiração potencial), o que não ocorre com as pastagens. A temperatura do ar no primeiro nível (Figura E.1b) na área de pastagem é sempre superior a da floresta, com uma diferença média de 0,8 K. Nos meses de seca, esta diferença é mais acentuada, podendo chegar a 2,3 K. A temperatura média varia de um valor típico de 297 K (24 °C) durante a estação chuvosa para 295 K (21 °C) no início do inverno, atingindo 301 K (28 °C) na pastagem e 299 K (26 °C) na floresta, durante o mês de setembro (época seca). Nos meses chuvosos, não há diferenças nos valores médios mensais de umidade específica (Figura

E.1c) entre os dois sítios, com um valor típico de  $16 \text{ g.kg}^{-1}$ . Durante a época seca há um decréscimo nas duas áreas, sendo mais pronunciada na região de pastagem ( $9,0 \text{ g.kg}^{-1}$  em agosto contra valores de  $13,0 \text{ g.kg}^{-1}$  na floresta). Com relação à velocidade do vento (Figura E.1d), esta é mais intensa na pastagem do que na floresta, principalmente durante a época seca: os valores na pastagem estão entre  $4,0 - 5,0 \text{ m.s}^{-1}$ , ao passo que na floresta este valor é entre  $1,5-2,0 \text{ m.s}^{-1}$ . Este fato deve-se à variação do parâmetro de rugosidade: a floresta é uma superfície bastante rugosa, ao passo que a pastagem possui características mais lisas. Os valores utilizados do comprimento de rugosidade nesta simulação foram de  $2,1 \text{ m}$  para a floresta e  $0,0026 \text{ m}$  para o cenário de pastagem.

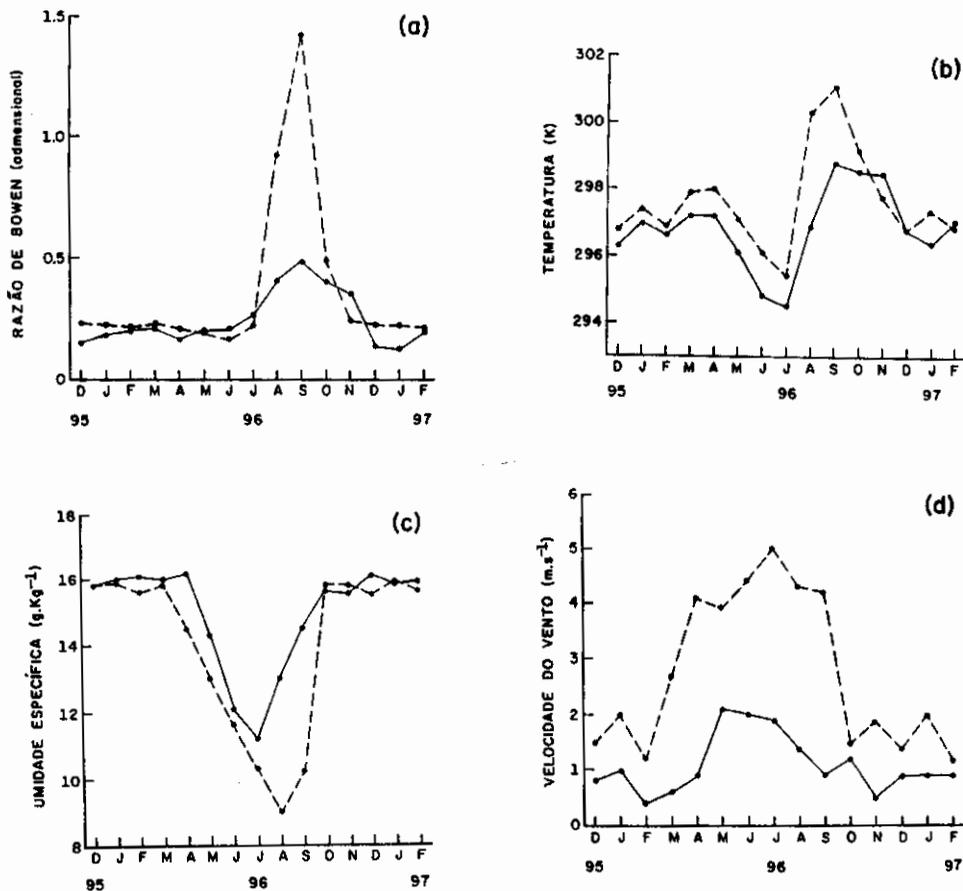


Fig. E.1 - Valores médios mensais obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada).

## E.2.2 - ASPECTOS HORÁRIOS

As análises realizadas para estudar o comportamento horário foram as de calcular os fluxos de energia e dos elementos climáticos, durante um mês típico úmido

(janeiro/96) e seco (setembro/96). Os resultados obtidos durante o mês chuvoso (Figura E.2) são bem diferentes daqueles encontrados para o mês seco (Figura E.3).

Os valores calculados da razão de Bowen para a época chuvosa (Figura E.2a) são similares para os dois sítios experimentais, apresentando um valor característico de 0,3 durante o dia. A temperatura do ar na pastagem é inferior à da floresta durante o período diurno e superior no período noturno (Figura E.2b), sendo esta diferença de aproximadamente 0,5 K. Este comportamento não concorda com as observações já realizadas em áreas de pastagem e floresta tropical (Bastable et al., 1993). A amplitude térmica é de 4,9 K na área de floresta e de 3,8 K na pastagem. A umidade específica é aproximadamente constante (valor típico de 16 g.kg<sup>-1</sup>) ao longo do dia, com pequeno decréscimo por volta das 14:00 HL (Figura E.2c). A velocidade do vento (Figura E.2d) na região da pastagem, apresenta um ciclo diurno bem característico, com maior intensidade (vento de 1,8 m.s<sup>-1</sup>) no horário de maior fluxo de radiação solar. À noite, o vento torna-se calmo (aproximadamente 1,0 m.s<sup>-1</sup>). Na área de floresta, a velocidade do vento é aproximadamente constante, com valores típicos de 1,0 m.s<sup>-1</sup>.

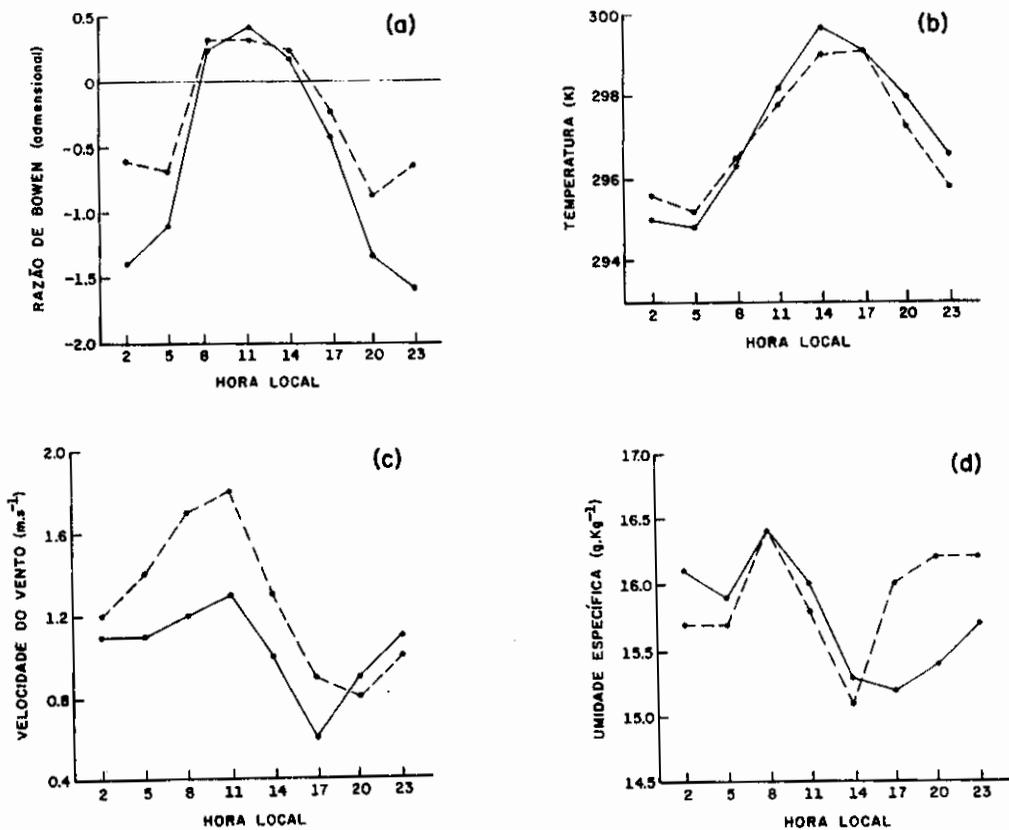


Fig. E.2 - Valores médios horários obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada), no mês de janeiro de 1996 (época chuvosa).

A época seca apresenta características bem diferentes e marcantes daquelas encontradas na época chuvosa. Com relação aos fluxos de energia (Figura E.3a), a razão de Bowen durante o dia possui valores bem altos na área de pastagem (entre 1,0 e 3,0), indicando que a partição de energia ocorre, preferencialmente, através de calor sensível. O valor de  $\beta$  na floresta é máximo às 8:00 HL (aproximadamente 0,8), decrescendo este valor ao longo do dia. Este comportamento deve-se ao fato da floresta conseguir extrair água de profundidades maiores do que a pastagem e, desta forma, não sofrer limitação de falta de água para evapotranspirar. A temperatura do ar na pastagem é sempre superior a da floresta (Figura E.3b), com diferença típica de 2,5 K. A amplitude térmica é de 7,8 K na pastagem e de 7,7 K na floresta. Os resultados já obtidos em comparações microclimáticas de áreas de floresta e pastagem indicam que a amplitude térmica na pastagem é maior do que na floresta, o que estes dados não mostram. A diferença de umidade específica entre as áreas são bem marcantes (Figura E.3c), com o valor da pastagem sendo da ordem de 10 g.kg<sup>-1</sup>, ao invés dos valores de 14-15 g.kg<sup>-1</sup> na floresta. O ciclo diurno é bem característico. A velocidade do vento (Figura E.3d) na área de pastagem é aproximadamente constante (3,5 m.s<sup>-1</sup>), contra valores inferiores a 1,0 m.s<sup>-1</sup> na floresta.

### E.3 - CONCLUSÕES

Embora os MCGAs tenham muitas parametrizações e simplificações dos processos físicos que ocorrem na atmosfera, esta simulação climática mostra aspectos coerentes com as observações já realizadas nas áreas de pastagem e floresta da região Amazônica. Como ponto fraco de maior discordância entre modelo e observações, ressalta-se o ciclo diário da temperatura do primeiro nível do modelo ser diferente das comparações microclimáticas entre floresta tropical e pastagem (Bastable et al.,1993), principalmente na época seca.

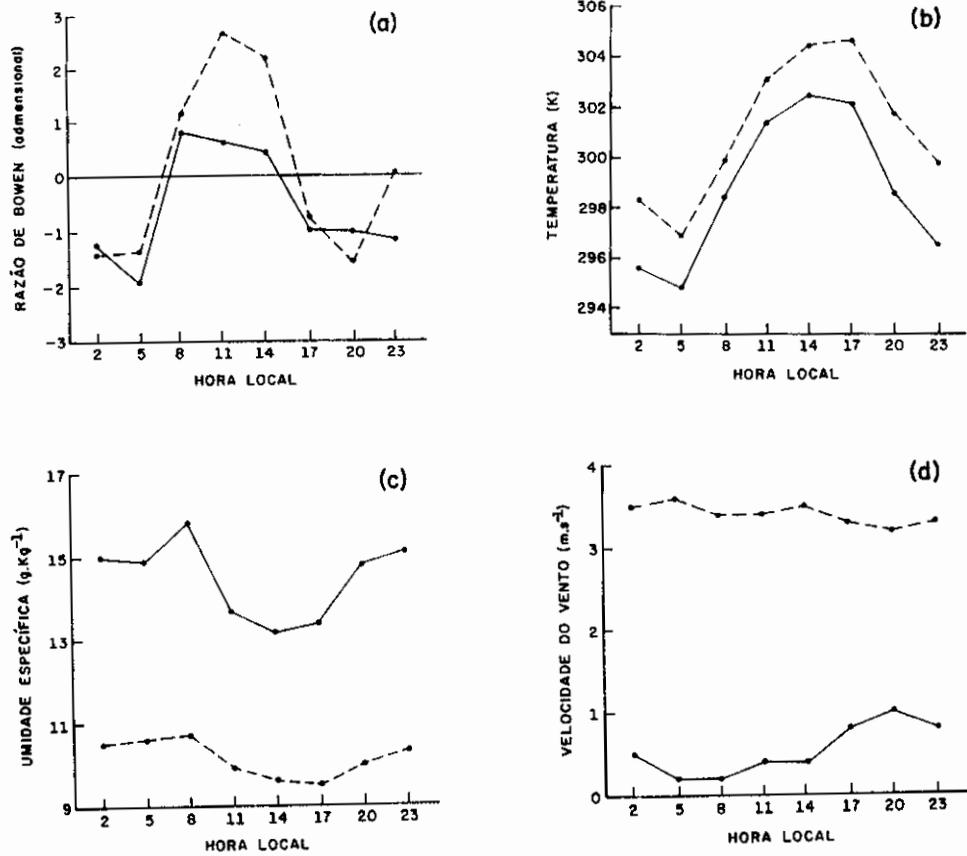


Fig. E.3 - Valores médios horários obtidos do modelo climático do UK Met Off: razão de Bowen (a), temperatura do ar (b), umidade específica (c) e velocidade do vento (d), para os sítios experimentais de floresta (linha contínua) e pastagem (linha tracejada), no mês de setembro de 1996 (época seca).

