



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14217-TDI/1118

**ESTUDO DAS CAMADAS LIMITES PLANETÁRIA MARINHA E
CONTINENTAL NA REGIÃO DO CENTRO DE LANÇAMENTO
DE ALCÂNTARA**

Elizabeth Diane de Jesus Reuter

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Gilberto Fernando Fisch, aprovada em 2 de abril de 2002.

INPE
São José dos Campos
2006

551.5 (812.1)

Reuter, E. D. J.

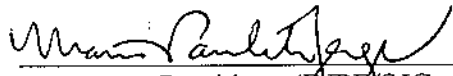
Estudo das Camadas Limites Planetária Marinha e Continental na Região do Centro de Lançamento de Alcântara / Elizabeth Diane de Jesus Reuter. - São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2002.

146 p.; (INPE-14217-TDI/1118)

1.Camada Limite Planetária. 2.Sondagem Atmosférica.
3.Brisa Marítima. 4.Simulação. 5.Região Tropical.
6.Meteorologia. I.Título.

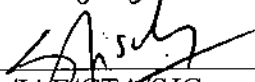
Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de **Mestre em
Meteorologia.**

Dr^a Maria Paulete Pereira Martins Jorge



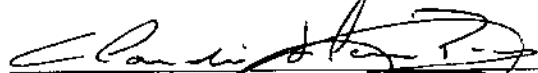
Presidente/INPE/SJCampos-SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch



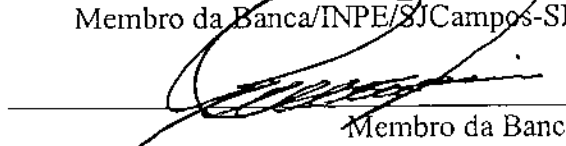
Orientador/ACA/IAE/GTA/SJCampos-SP

Dr. Cláudio Solano Pereira



Membro da Banca/INPE/SJCampos-SP

Dr. Antonio Fernando Garcez Faria



Membro da Banca
Convidado DHN/Marinha/Rio de Janeiro-RJ

Candidata: Elizabeth Diane de Jesus Reuter

São José dos Campos, 03 de abril de 2002.

Dedico,
Ao melhor pai do mundo,
Harold Reuter (in memoriam),

Ofereço,
A minha mãe, Maria Emília,
criatura mais doce e
generosa que conheço.

AGRADECIMENTOS

A Deus, que em meio às alegrias e dificuldades da minha vida, me faz persistir no amor, prolongando e intensificando a minha crença no ser humano melhor.

Ao meu Orientador, Dr. Gilberto Fisch, por sua atenção, dedicação, incentivo, disponibilidade e principalmente, pela sua valiosa orientação até a revisão final deste trabalho.

Aos membros da Banca Examinadora: Dra. Maria Paulete, Dr. Antônio Fernando Garcez Faria, Dr. Claudio Solano Pereira e ao Dr. Gilberto Fernando Fisch pelas correções e sugestões na avaliação final deste trabalho.

A Dra. Júlia Cohen, pela sua amizade e pelo incentivo na Pesquisa Científica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), aos docentes pelos cursos oferecidos e a Lilian pela sua dedicação aos alunos.

Ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG-USP), na pessoa da Dra. Maria Assunção Faus Silva Dias pelo concebimento da utilização do modelo RAMS e ao Demerval pela orientação durante as simulações no modelo RAMS.

Aos colegas, Paulo Kubota pela sua disponibilidade e sua grande ajuda na utilização do RAMS, e Marcos César Yoshida pelas sugestões computacionais.

A minha família que me apoiou e incentivou durante o curso de mestrado.

Às amigas, Beatriz, Rosane, Eliana e Edna pela amizade e convivência, principalmente o apoio em meio às dificuldades ocorridas.

Aos colegas que compartilham deste mesmo ideal, Rosa, Marcelo, Daniel, Suzana, Alexandra, Rita Valéria, Rodrigo, Marcos Oyama, Leila, Mauro, Rita de Cássia e Augusto pela convivência e companheirismo durante a elaboração deste trabalho.

Ao Projeto de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE) pelos dados que foram utilizados neste trabalho.

Ao Comando da Marinha do Brasil pelo apoio durante a campanha de coleta dos dados utilizados neste trabalho.

RESUMO

As Camadas Limites Planetárias (CLPs) continental e oceânica são investigadas na região do litoral norte do Estado do Maranhão. Com este propósito, as estruturas das CLPs são examinadas através de estudos observacionais e numéricos. Os dados foram obtidos a partir de observações de superfície e lançamentos simultâneos de radiossondagens no oceano e no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). O modelo tri-dimensional de mesoescala (RAMS) é aplicado para a comparação entre as CLPs observada e simulada e também é aplicado no estudo da circulação de brisa marítima sobre a região do CLA. As maiores amplitudes diárias de temperatura e umidade relativa do ar são observadas no CLA. Observa-se que o vento predominante no CLA é de NE e para o oceano de NE-SE. O perfil vertical da atmosfera marinha e continental muito se assemelham. Nestes perfis, próximo da superfície, existe uma camada um pouco instável e acima dela tem-se uma camada bem misturada limitada acima por uma camada estável e próximo da neutralidade sobre o oceano. A Camada Limite Convectiva (CLC) continental é maior que a CLC marinha, mas a CLC marinha mantém a sua estrutura por mais tempo que a CLC continental, uma vez que esta última responde mais rápido ao ciclo diurno da radiação solar. Verifica-se que o maior desenvolvimento da CLC ocorre sobre o continente no horário das 18:00 UTC e para o oceano às 21:00 UTC. O contraste na rugosidade e aquecimento da superfície do continente e oceano causa a formação de uma circulação local ao longo da linha da costa. Através da componente meridional do vento observa-se que o vento na região do CLA é intensificado pela brisa marítima.

STUDY THE PLANETARY BOUNDARIES LAYERS MARINE AND CONTINENTAL IN REGION OF THE ALCANTARA SPACE LAUNCHING CENTER

ABSTRACT

The Planetary Boundary Layer (CLP) over the ocean and continent is investigated at the north part of the Maranhão State coastline. With this purpose, the structure these CLPs is examined using observational data and numerical studies. Simultaneous radiosonde data were collected and used in this study. The tri-dimensional mesoscale model (RAMS) is applied to compare the two boundary layers and for the study the sea breeze circulation at the Alcantara Space Launching Center (CLA). Larger amplitude of daily air temperature and relative humidity are observed at the CLA. The predominant wind above the CLA is from northeast and in the ocean is northeast-southeast. Vertical profiles of marine and continental atmosphere are similar. The continental convective boundary layer responds faster to the daily cycle of the solar radiation. The major growth of the convective layer over the continent occurs at 15:00 local hour and at 18:00 local hour over the ocean. The contrast in roughness and surface heating between the continent and the ocean develops local circulation cells along the coastline. The analysis of the North-South wind component shows that the wind over the CLA is intensified due to the sea breeze.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	23
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 - Descrição conceitual da Camada Limite Planetária.....	28
2.2 - Aspectos Observacionais das Camadas Limites Convectivas sobre o oceano e sobre o continente.....	30
2.3 - Aspectos Observacionais de Circulações Locais.....	34
2.4 - Experimentos relacionados ao estudo da Camada Limite Planetária Marinha.....	38
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	43
3.1 - Sítios Experimentais.....	43
3.1.1 - Navio Oceanográfico - Oceano Atlântico.....	43
3.1.2 - Centro de Lançamento de Alcântara (CLA).....	46
3.2 – Dados.....	46
3.2.1 - Dados meteorológicos de superfície coletados a bordo do Noc. Antares.....	49
3.2.2 - Dados de altitude coletados a bordo do Noc. Antares.....	49
3.2.3 - Dados meteorológicos de superfície coletados no CLA.....	50

3.2.4 - Dados de altitude coletados no CLA.....	51
3.3 – Climatologia da Região de estudo..	51
3.3.1 - Climatologia do mês de junho para o CLA.....	52
3.3.2 - Condições climatológicas do mês de junho para região oceânica.....	53
3.4 – Metodologia.....	57
3.4.1 - Série temporal dos elementos meteorológicos de superfície.....	58
3.4.2 - Análise da estrutura termodinâmica da CLC.....	58
3.4.3 - Simulação da circulação da brisa marítima no Modelo RAMS.....	62
3.4.3.1 - Descrição Geral do Modelo RAMS.....	62
3.4.3.2 - Parametrizações.....	63
3.4.3.3 - Condições de Contorno.....	63
3.4.3.4 - Experimento.....	64
3.4.3.5 - Inicialização.....	64
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS OBSERVACIONAIS.....	65
4.1 - Aspectos sinóticos da atmosfera para região estudada.....	65
4.2 - Estudo de caso de um sistema meteorológico.....	69
4.2.1 - Série temporal dos valores médios de T, q, u e v para os níveis de 1500m, 3000m e 5000m.....	69
4.2.2 - Análise das imagens de satélite da atmosfera para região estudada.....	70
4.3 - Séries temporais dos elementos meteorológicos de superfície.....	76
4.4 - Avaliação do domínio das sondagens.....	86
4.5 - Aspectos termodinâmicos da atmosfera.....	88
4.6 - Altura da Camada Limite Convectiva (CLC).....	91
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS DE MODELAGEM.....	111
5 - Descrição e Verificação do Modelo.....	111
5.1 - Superfície.....	111

5.2 - Perfis Verticais.....	119
5.3 - Simulação numérica do escoamento do vento sobre a região do CLA.....	125
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS.....	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	139
APÊNDICE A - GRADES HORIZONTAL E VERTICAL DO RAMS	145

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Pontos de coleta de dados na área norte do Programa REVIZEE, desde Cabo Orange até a Foz do rio Parnaíba.....	44
3.2 - Navio Oceanográfico Antares, pertencente a Marinha do Brasil.....	45
3.3 - Derrota do Navio Oceanográfico Antares durante a III Perna do REVIZEE.....	46
3.4 - Sonda RS80-15 G utilizada na sondagem de ar superior.....	50
3.5 - Estação meteorológica automática MILOS 500 Vaisala.....	51
3.6 - Valores climatológicos dos elementos climáticos para o oceano (COADS,1995) (a), (b), (c) e (d).....	54
3.6 - Valores climatológicos dos elementos climáticos para o oceano (COADS,1995) (e), (f), e (g).....	55
3.7 - Bóia " Atlas" utilizada no Projeto PIRATA.....	57
4.1 - Carta sinótica de superfície para os dias 13, 14 e 15/06/99 às 12:00 UTC	65
4.1 - Carta sinótica de superfície para os dias 13, 14 e 15/06/99 às 12:00 UTC	66
4.1.2 - Série temporal da componente meridional do vento para as camadas de 850-700; 700-500 e 850-500 hPa sobre o CLA (a) e sobre o oceano (b) nos horários sinóticos das 00:00, 12:00, 18:00 e 21:00 UTC.....	68
4.2 - Perfis verticais de θ ($^{\circ}$ C) e q (g.kg^{-1}) durante o período de 10/06 a 12/06/99.....	72
4.2.1 - Valor médio (a) da temperatura do ar ($^{\circ}$ C) e umidade específica (g.kg^{-1}) para os níveis de 1500, 3000 e 5000m sobre o CLA e sobre o oceano.....	73
4.2.1 - Valor médio (b) das componentes zonal e meridional do vento (m.s^{-1}) para os níveis de 1500, 3000 e 5000m sobre o CLA e sobre o oceano.....	74
4.2.2 - Nebulosidade observada na região de estudo durante o caso de linha de instabilidade para o período de 10/06/99 a 12/06/99.....	75
4.3.1 - Série Temporal dos elementos meteorológicos de superfície para o oceano e para o CLA durante o período de 10/06 a 18/06 (a) e (b).....	81

4.3.1 - Série Temporal dos elementos meteorológicos de superfície para o oceano e para o CLA durante o período de 10/06 a 18/06 (c), (d) e (e).....	82
4.3.1 - Série Temporal dos elementos meteorológicos de superfície para o oceano e para o CLA durante o período de 10/06 a 18/06 (f), (g) e (h).....	83
4.3.1 - Série Temporal dos elementos meteorológicos de superfície para o oceano e para o CLA durante o período de 10/06 a 18/06 (i), (j) e (l).....	84
4.4.1 - Deslocamento espacial da radiossondagem sobre o CLA no dia 11 às 12:00 UTC	86
4.6 - Altura média da CLC (a); temperatura potencial média (b) e umidade específica média (c) em relação a altura média para os dias 13, 14 e 15.....	93
4.6.1 - Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.....	99
4.6.1 - Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.....	100
4.6.1 - Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.....	101
4.6.2 - Perfil vertical de umidade específica no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.....	102
4.6.2 - Perfil vertical de umidade específica no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.....	103
4.6.2 - Perfil vertical de umidade específica no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.....	104
4.6.3 - Perfil vertical da direção do vento no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.....	105
4.6.3 - Perfil vertical da direção do vento no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.....	106
4.6.3 - Perfil vertical da direção do vento no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.....	107
4.6.4 - Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.....	108
4.6.4 - Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.....	109
4.6.4 - Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.....	110
5.1.1 - (a) Séries temporais simulada e observada da temperatura do ar ($^{\circ}$ C) para o CLA e (b) para o oceano.....	114
5.1.2 - (a) Séries temporais simulada e observada da umidade relativa do ar (%) para o CLA e (b) para o oceano.....	115
5.1.3 - (a) Séries temporais simulada e observada da radiação solar (Wm^{-2}) para o CLA e (b) para o oceano.....	116
5.1.4 - (a) Séries temporais simulada e observada da componente zonal do vento (ms^{-1}) para o CLA e (b) para o oceano.....	117

5.1.5 - (a) Séries temporais simulada e observada da componente meridional do vento (ms^{-1}) para o CLA e (b) para o oceano.....	118
5.2.1 - (a) Temperatura potencial (K) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.....	121
5.2.2 - (a) Umidade específica (g.kg^{-1}) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.....	122
5.2.3 - (a) Componente zonal do vento (ms^{-1}) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.....	123
5.2.4 - (a) Componente meridional do vento (ms^{-1}) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.....	124
5.3 - Nebulosidade na região durante o estudo das circulações locais do dia 14/06/99	127
5.3.1 - Direção e velocidade do vento em superfície na região do CLA para os horários das (a) 23:00 UTC; (b) 02:45 UTC; (c) 05:45 UTC	128
5.3.1 - Direção e velocidade do vento em superfície na região do CLA para os horários das (d) 08:45 UTC; (e) 11:45 UTC; (f) 14:45 UTC no dia 14/06/99.....	129
5.3.1 - Direção e velocidade do vento em superfície na região do CLA para os horários das (g) 17:45 UTC; (h) 20:45 UTC e (i) 23:45 UTC no dia 14/06/99.....	130
5.3.2 - Perfil vertical do vento zonal (ms^{-1}) na região do CLA para os horários das (a) 23:00 UTC; (b) 02:45 UTC; (c) 05:45 UTC no dia 14/06/99.....	131
5.3.2 - Perfil vertical do vento zonal (ms^{-1}) na região do CLA para os horários das (d) 08:45 UTC; (e) 11:45 UTC; (f) 14:45 UTC no dia 14/06/99.....	132
5.3.2 - Perfil vertical do vento zonal (ms^{-1}) na região do CLA para os horários das (g) 17:45 UTC; (h) 20:45 UTC e (i) 23:45 UTC no dia 14/06/99.....	133
A.1 - Representação da grade horizontal do RAMS	145
A.2 - Representação da grade vertical do RAMS	146

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Experimentos realizados para investigação da CLA Marinha	40
3.2 - Sondagens realizadas no oceano e no CLA durante o período de 09/06/99 a 18/06/99.....	48
4.1 - Valores médios, máxima, mínimo e desvio padrão dos elementos meteorológicos de superfície para os horários das 12:00 e 24:00 UTC.....	85
4.2 - Deslocamento máximo alcançado pelas sondagens realizadas sobre o oceano e sobre o continente.....	87
4.3 - Parâmetros termodinâmicos calculados para os dias 13, 14 e 15/06/99.....	90
4.4 - Valores de h_q , h_q , q_m e q_m no CLA e no oceano.....	92

LISTA DE SÍMBOLOS

h_{θ}	- altura média da CLC em função da temperatura potencial (m)
h_q	- altura média da CLC em função da umidade específica (m)
mn	- milhas náuticas
p_i	- nível de pressão inicial da parcela (hPa)
q	- umidade específica (g.kg^{-1})
q_m	- umidade específica média (g.kg^{-1})
R_d	- constante do gás para o ar seco ($287,054 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
T_{ve}	- temperatura virtual do ambiente (K)
T_{vp}	- temperatura virtual da parcela (K)
\mathbf{q}_m	- temperatura potencial média (K)
q_m	- umidade específica média
$\frac{\partial \theta}{\partial z}$	- variação da temperatura potencial com a altura à atmosfera seca

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE	- Experimento da Camada Limite Amazônica
BOBMEX	- Experimento de Monção na Bacia de Benguela
CAPE	- Energia Potencial Disponível para a Convecção
CBM	- Circulação de Brisa Marítima
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
CE	- Camada de Entranhamento
CIN	- Inibidor de Convecção
CLA	- Centro de Lançamento de Alcântara
CLC	- Camada Limite Convectiva
CLI	- Camada Limite Interna
CLPM	- Camada Limite Planetária Marinha
CLN	- Camada Limite Noturna
CLP	- Camada Limite Planetária
CLS	- Camada Limite Superficial
COADS	- Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CR	- Camada Residual
DOL	- Distúrbio Ondulatório de Leste
ECT	- Energia Cinética Turbulenta
FBM	- Frente de Brisa Marítima
GARP- GATE	- Atmospheric Research Program GARP Atlantic Tropical Experiment
GOES	- Geostacionary Operational Environmental Satellite
GPS	- Global Positioning System - Sistema de Posicionamento Global
LI	- Linha de Instabilidade
LIP	- Linha de Instabilidade de Propagação

NCC	- Nível de Condensação Convectiva
NCL	- Nível de Condensação por Levantamento
PIRATA	- Pilot Research Moored Array
RAMS	- Sistema de Modelagem Regional Atmosférica
REVIZEE	- Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva
TOGA-COARE	- Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
UTC	- Universal Time Coordinate
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
ZEE/NO	- Zona Econômica Exclusiva Norte

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região oceânica tropical compreende uma área com alto potencial pesqueiro e de grande interesse econômico. Por outro lado, na região tropical ainda existem muitas incertezas sobre os sistemas meteorológicos atuantes. A falta de dados na região tropical faz, dos eventuais experimentos meteorológicos, uma oportunidade de se obter informações que venham a diminuir estas incertezas.

A previsão do tempo na região da América do Sul também sofre uma restrição pela insuficiência de observações meteorológicas em áreas extensas como as regiões cobertas por oceanos. A inicialização correta dos modelos numéricos de previsão do tempo é comprometida por esta escassez de dados meteorológicos. Um outro problema da previsão nos trópicos é a falta de um modelo que englobe todos os sistemas atmosféricos de diferentes escalas existentes, pois é sabido que existe uma interação de sistemas de várias escalas combinadas que atuam na região tropical.

Os processos físicos que ocorrem nos trópicos (áreas continentais e oceanos tropicais) tem grande importância no funcionamento do sistema climático global, através do balanço de energia da atmosfera tropical na manutenção da circulação global. Estes processos físicos fazem dos oceanos uma fonte primária de vapor d'água e calor para atmosfera. Cerca da metade do transporte de calor dos trópicos para os pólos é feito por meio dos oceanos (Hartmann, 1994). Os oceanos também tem um papel importante na determinação da composição atmosférica, através das trocas de gases e partículas na interface ar-mar. São primariamente os oceanos (através dos fitoplânctons) que removem dióxido de carbono da atmosfera, produzem oxigênio molecular e também participam de outros ciclos geoquímicos (Hartmann, 1994).

Cerca de 2/3 da superfície da Terra é composta de água na forma de oceanos, mares e lagos. Importantes trocas de energia, massa e momentum ocorrem através destas superfícies influenciando as circulações atmosférica e oceânica em diferentes escalas

temporais e espaciais. Importantes contrastes entre as Camadas Limites Planetária (CLPs) continental e oceânica surgem devido as distintas diferenças entre a termodinâmica e dinâmica dessas regiões (Arya, 1988).

Apesar de já existirem estudos feitos em regiões continentais tropicais (Amazon Boundary Layer Experiment - ABLE II (a), 1985; RBLE, Fisch, 1995), ainda existe pouca exploração no que diz respeito aos estudos atmosféricos sobre os oceanos, especialmente em se tratando de estudos da Camada Limite Planetária Marinha (CLPM). Experimentos passados como o Global Atmospheric Research Program GARP Atlantic Tropical Experiment – GATE em 1974 que estabeleceu uma interação entre as escalas através da parametrização da convecção aplicada nos modelos de grande escala. Um outro experimento a ser destacado é o Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment TOGA-COARE ocorrido entre 1992-1993, que retoma a abordagem do entendimento do sistema acoplado oceano – atmosfera. Atualmente, existe o Projeto Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA), que baseia-se no sucesso do programa TOGA e usa a tecnologia de bóias fixas distribuídas sobre o oceano a fim de estudar as interações oceano- atmosfera no Atlântico Tropical em escala de tempo longa. E ainda, o Bay of Bengal Monsoon Experiment - BOBMEX ocorrido em julho a agosto de 1999 ao norte e sul da Baía de Bengala. Este último esteve direcionado ao estudo dos processos que governam a variabilidade da convecção organizada sobre esta baía.

A investigação da estrutura e análise termodinâmica da baixa troposfera mostra-se uma oportunidade ímpar, especialmente no oceano tropical, que por sua vez pode vir a beneficiar os modelos conceituais de previsão do tempo na região costeira e também proporcionar um melhor conhecimento das condições meteorológicas da baixa atmosfera, durante as atividades de lançamento de foguetes no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) - MA.

Os dados deste estudo foram obtidos a partir do Programa de “ Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva” – REVIZEE, que possui duas linhas básicas de motivação, segundo Lemos (1998); a saber:

A primeira decorre do compromisso assumido pelo Brasil, quando da ratificação da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, que atribui aos países costeiros direitos e responsabilidades quanto à exploração, conservação e gestão dos recursos vivos de suas Zonas Econômicas Exclusivas (ZEEs).

A segunda linha de motivação tem origem na própria dinâmica interna e na evolução da atividade pesqueira nacional.

A representatividade temporal e espacial dos elementos meteorológicos obtidos neste programa é de grande importância para análise de sistemas atmosféricos, tais como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), atuantes na região de estudo. A ZCIT apresenta uma forte instabilidade atmosférica caracterizada por grande nebulosidade e subsequente precipitação, entre os meses de dezembro a março. Outro exemplo que pode ser dado é que a nebulosidade sobre o oceano condiciona a disponibilidade e a profundidade de penetração da radiação solar. Esta grandeza física é importante em suas correlações com os recursos vivos na ZEE da região Norte.

A previsão numérica do tempo e a simulação do clima baseadas nos modelos dinâmicos da atmosfera dependem de uma melhor representação da superfície da Terra e também dos processos físicos ocorrendo na atmosfera. Stewart (1979) afirma que nenhum modelo de circulação geral é conceitualmente completo sem a inclusão dos efeitos da camada limite e que nenhum modelo de previsão pode ser bem sucedido sem uma inclusão suficientemente acurada da influência da camada limite. A camada limite afeta tanto a dinâmica quanto a termodinâmica da atmosfera.

A inquestionável importância da CLP, principalmente na previsão numérica, desperta o interesse em estudá-la, especialmente em uma área pouco conhecida. O objetivo principal deste estudo é o de comparar as Camadas Limites Planetária Marinha e Continental. As análises deste estudo são realizadas para região de abrangência do CLA, situado na costa norte do Nordeste Brasileiro. O estudo do desenvolvimento da CLP e os fatores que promovem as circulações locais são importantes para esta região estratégica de lançamento de foguetes. Assim sendo, o trabalho proposto será o de

realizar um estudo comparativo observacional entre as CLPs marinha e continental, analisando também o padrão de circulação de brisa marítima desenvolvido pela justaposição de oceano e terra. São os objetivos específicos deste trabalho:

- A análise observacional da estrutura termodinâmica e cinemática da Camada Limite Planetária durante o Programa REVIZEE.

- A utilização do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) para simular o escoamento atmosférico (circulação de brisa marítima) do CLA.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A Camada Limite Planetária (CLP) tem um papel muito importante em nossas vidas, pois é nesta parte da atmosfera que o Homem vive e desenvolve suas atividades.

A CLP é a região inferior da atmosfera descrita pelas propriedades dos fluxos verticais de momentum, calor e vapor d'água, os quais são resultantes da interação com a superfície (Carson, 1987). A maior parte das interações entre a atmosfera e a biosfera ocorrem dentro desta camada (Kiemle et al., 1995). Fisch (1995) a define como sendo a resposta do acoplamento de um mosaico de diferentes tipos de vegetação com a atmosfera, podendo seus valores característicos serem boas estimativas de fluxo médio sob sua área de influência.

Stull (1988) enfatiza a escala temporal dos processos da CLP, em resposta às forçantes da superfície, como sendo da ordem de uma hora. Essas forçantes incluem o arrasto friccional, a evaporação, a transpiração, a transferência de calor, a emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzido pelo terreno.

A fonte primária de energia para toda a atmosfera é a radiação solar, da qual grande parte é absorvida pela superfície e transferida para o restante da atmosfera por processos ocorridos dentro da CLP (Stull, 1988). O ciclo diário da radiação solar é um dos principais fatores responsáveis pela estrutura da CLP de um determinado local. A partição dessa energia é sua forçante mais importante.

Com relação às propriedades características da camada limite, vale salientar que a mesma apresenta-se quase continuamente turbulenta em toda sua altura. A fricção na camada limite permite grande dissipação de energia e a dispersão de poluentes observada, também nesta camada, mostra-se como uma mistura turbulenta rápida na vertical e na horizontal. A característica dessa camada próxima à superfície é a presença de um perfil quase logarítmico da velocidade do vento (Stull, 1988).

Quase todo o vapor d'água (o calor latente que dirige 80% dos movimentos atmosféricos) que atinge a atmosfera livre é transportado através da CLP por processos turbulentos e advectivos. Segundo Daniel (1974), a energia dos distúrbios tropicais tem origem a partir da entrada de calor do mar, sendo a maior parte dele calor latente de evaporação, através da CLP.

2.1 Descrição Conceitual da Camada Limite Planetária

A CLP tem uma estrutura bem definida e pode ser dividida em: Camada Limite Superficial (CLS), que está em contato com a superfície, variando de alguns centímetros até poucas dezenas de metros de espessura e onde o cisalhamento do vento desempenha um papel dominante; Camada Limite Convectiva (CLC) compreendendo cerca de 70 a 80% da espessura da CLP, onde a turbulência independe da altura e da tensão de cisalhamento; Camada de Entranhamento (CE), que em geral funciona como uma tampa aos movimentos verticais ascendentes das térmicas e que traz ar quente e seco para o interior da CLC; Camada Limite Noturna (CLN), gerada pelo resfriamento radiativo da superfície durante a noite e a Camada residual (CR), que surge após o pôr do sol e encontra-se acima da Camada Limite Noturna (CLN), conservando as mesmas características da extinta CLC (Stull, 1988).

A estrutura da CLP pode ser entendida através do ciclo diário do fluxo de radiação solar. Este ciclo inicia-se após o nascer do sol. O sol aquece a superfície e a mesma particiona esta energia aquecendo a camada limite na forma de calor sensível. Nas primeiras horas da manhã (normalmente de 2-3 horas), ocorre a quebra da inversão térmica noturna através do aquecimento pela superfície, e por conseguinte, o desenvolvimento de uma camada bem misturada, porém rasa.

Em dias inicialmente de céu claro, a CLC está em desenvolvimento devido ao aquecimento na superfície. Próximo ao solo está a CLS, que é a região inferior da CLP, onde os fluxos turbulentos variam menos que 10% de sua magnitude. Após a erosão da CLN e com a formação da CLC rasa, esta começa a crescer em altura. A CLC é caracterizada por intensa mistura em condições de instabilidade, onde as térmicas de ar

quente, combinadas a flutuabilidade positiva, ascendem da superfície até atingir seu nível de equilíbrio, sendo a turbulência térmica o mecanismo dominante. A CLC atinge sua altura máxima (entre 1-2 km) no final da tarde.

Uma camada estável no topo da CLC atua como tampa à ascensão termal, assim restringindo o domínio da turbulência. Esta camada é chamada de Zona de Entranhamento (ZE), onde devido ao empuxo negativo existente nesta camada, as térmicas retornam a CLC trazendo ar quente e seco. Com o decorrer do tempo, esta camada estável é forte o bastante para ser classificada como uma inversão de temperatura.

É importante ressaltar que, além da radiação solar, a estrutura da CLC depende do tipo de superfície (continental ou oceânica, por exemplo) e das condições sinóticas reinantes do local (subsistência, por exemplo).

Fitzjarrald (1982) observou que o crescimento da camada de mistura atmosférica, inibido pela subsistência e pela estabilidade estática acima da camada, é intensificado com o aumento da produção térmica de energia cinética turbulenta (ECT) à superfície e dentro da camada também. Garratt (1992) observou que a altura da elevação da camada limite convectiva é bastante variável, mas é geralmente inferior a 2- 3 km.

A aproximadamente meia hora antes do pôr do sol as térmicas cessam o seu movimento ascendente (na ausência de advecção de ar frio), sendo que a camada de ar resultante é denominada agora de CR. Ela é assim chamada porque suas variáveis médias e de concentração são as mesmas que aquelas da recentemente decaída CLC. A CR é também neutramente estratificada; resultado da turbulência. Com o decorrer da noite, a porção inferior da CR é transformada, pelo seu contato com o solo, em uma CLN. A estabilidade estratificada da CLN ocorre fortemente (embora não exclusivamente) à noite, em resposta do resfriamento da superfície pela emissão de radiação de ondas longas para o espaço. Isto cessa o desenvolvimento da CLC, formando a CLN.

Na CLN a turbulência é inteiramente fraca ou quase ausente. Ao contrário da CLC, que tem um topo claramente definido, a CLN tem um topo mal definido, que mistura-se

suavemente com a camada residual acima. O topo da CLC é definido como a base da camada estável, enquanto que o topo da CLN é definido como o topo da camada estável ou a altura onde a intensidade da turbulência é uma fração menor do que o seu valor próximo à superfície. A CLN poderá crescer com a intensificação do resfriamento radiativo e também pela turbulência mecânica até que com o nascer do sol inicie um novo ciclo. Garratt (1992) encontrou que à noite, sob condições de céu claro e vento calmo sobre o continente, a CLN é de aproximadamente 200-300m.

2.2 Aspectos Observacionais das Camadas Limites Convectivas sobre o Oceano e Continente

Atualmente ainda são poucos os estudos relacionados a camada limite sobre os oceanos, especialmente com respeito ao Oceano Atlântico Equatorial. Entretanto, no continente, existem alguns estudos relacionados a estrutura da camada limite. Como neste estudo pretende-se comparar as duas camadas limites, a seguir tem-se uma descrição sucinta dos aspectos observacionais mais relevantes das camadas limites convectivas marítima e continental.

Como já foi dito a CLC continental já foi mais estudada. A mesma possui uma estrutura bem definida, envolvendo o ciclo diário descrito anteriormente. Um tratamento detalhado da CLC continental pode ser encontrado em Stull (1988) e também no estudo da CLC Amazônica feito por Fisch (1995).

Segundo Stull (1988), a altura da CLC sobre os oceanos varia lentamente no espaço e no tempo. A temperatura da superfície do mar muda pouco durante o ciclo diurno, devido a capacidade calorífica da água em absorver grande quantidade de calor proveniente da radiação solar, com relativamente pequena mudança de temperatura. Pode também ocorrer misturas turbulentas no interior de superfície oceânica. A maioria das mudanças na altura da CLC sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e de mesoescala, através do movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície oceânica.

Quando a CLC está bem definida (em termos de perfis de temperatura potencial e umidade específica) ela é denominada de camada de mistura atmosférica.

O conceito de uma camada limite de mistura é complicado na presença de nuvens, pelo fato de que, abaixo da base de uma nuvem convectiva, funciona a convecção seca (camada de sub-nuvem), quase sempre confinada sobre os oceanos tropicais. Existe ainda uma camada de transição separando a camada de sub-nuvem da camada de nuvem (úmida). A precipitação de nuvens convectivas, por outro lado, interage com a camada de sub-nuvem através da penetração de movimentos de ar descendentes ("downdrafts"), carregados de ar frio e seco. Nestas condições, a camada de mistura na esteira da precipitação convectiva pode ser confinada para menos de 100m, com uma zona de transição marcada por gradientes de temperatura e umidade superiores aos da camada convectiva e estendendo-se até uma profundidade de 150 a 200m acima da superfície. Desta forma, os movimentos descendentes de uma nuvem trazem ar da média troposfera para à superfície. Assim, o conceito de uma simples CLP pode ser aplicável somente quando as trocas verticais da superfície são estritamente limitadas pela altura onde a CLP e a camada convectiva são quase coincidentes. Nos oceanos tropicais, sob condições de bom tempo, esta altura pode ser superior a 800m e, no continente, nas mesmas condições, a altura é dobrada para 1600m (Arya,1988). A altura média da camada de mistura, sob condições não-perturbadas na região do Oceano Pacífico, é de 424m, conforme as observações de perfis atmosféricos analisados durante o experimento GATE, sendo que o nível de condensação por levantamento é de 652m (Garstang e Fitzjarrald, 1999).

Sobre os oceanos, as lentas mudanças da altura da CLC estão relacionadas ao balanço de massa entre os fluxos de entranhamento e o movimento de subsidência e também aos baixos valores de fluxo de calor sensível. Esta profundidade final apresenta grandes variações espaciais em função das condições sinóticas e de mesoescala (Stull, 1988). Pode variar também pela advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar (Garratt, 1992).

Em um estudo feito por Garstang e Fitzjarrald (1999), com base nos dados obtidos no experimento GATE, seis camadas podem ser identificadas na baixa atmosfera tropical sobre o oceano, a saber:

1^a) Uma camada superficial, entre a superfície do mar e aproximadamente 1000 hPa (~100m acima da superfície do mar).

2^a) A camada de mistura ou camada de sub-nuvem que se estende até aproximadamente 940 hPa ou a cerca de 675m acima da superfície do mar.

3^a) A camada de transição, onde a umidade diminui rapidamente. A camada de transição é muito mais estável que a camada de sub-nuvem neutra. O topo da camada de transição correspondente ao nível de condensação por levantamento.

4^a) A camada de nuvem, que se estende do topo da camada de transição, próximo de 650m acima da superfície do mar até a base da camada de inversão do vento, a aproximadamente 1600m acima da superfície do mar no Atlântico leste. A camada de nuvem é caracterizada por um gradiente de temperatura ligeiramente maior que a adiabática úmida e uma fraca diminuição da umidade específica. A instabilidade condicional prevalece dentro da camada de nuvem.

5^a) A camada de inversão, estendendo-se do topo da camada de nuvem até aproximadamente 1850m acima da superfície do mar, sobre o Atlântico leste.

6^a) E finalmente, a atmosfera livre, estendendo-se acima do topo da camada de inversão do vento, em que os efeitos da superfície não são detectados.

Os movimentos convectivos são largamente responsáveis pelo transporte vertical dentro da camada de mistura (Khalsa e Greenhut, 1985). A CLC, com nuvens cumulus de bom tempo, cobre a maior parte dos oceanos tropicais (e.g., Firestone e Albrecht, 1986). Esta camada limite alimenta a profundidade da convecção no ramo ascendente da circulação de Hadley e Walker, pois a altura da tropopausa e a temperatura da troposfera tropical estão diretamente ligadas a temperatura potencial equivalente da CLC sobre os oceanos (Sarachik, 1978). Segundo Palmén e Newton (1969), mais da metade da dissipação de energia cinética da atmosfera ocorre na CLC.

Sobre oceanos abertos, onde nuvens baixas do tipo estratos (St) e estratocumulus (Sc) prevalecem na camada, a profundidade da CLC não alcança mais do que algumas centenas de metros. Este tipo de nebulosidade é comum em regiões costeiras, onde existe o escoamento do ar quente sobre o mar relativamente frio. Antes das nuvens do tipo Cu se desenvolverem, a definição da camada limite é um pouco restrita, ao passo que em condições não- perturbadas, o topo da camada limite atmosférica é bem definido pela temperatura e pela inversão do vento (Garratt, 1992).

As trocas de calor entre o oceano e a atmosfera são devido aos fluxos de calor sensível (temperatura) e de calor latente (umidade) (Large e Pond, 1982). Comparando a CLC marítima e continental, LeMone (1981) encontrou que o ar é mais úmido na CLC marítima do que na CLC continental e tem uma estratificação aproximadamente neutra, havendo pouco contraste térmico entre o ar e o mar. Consequentemente, ocorre pouca produção térmica de energia cinética turbulenta (ECT).

As nuvens rasas estão presentes sobre uma grande fração dos oceanos. A advecção, a convecção e a radiação mantêm uma estrutura termodinâmica característica, com uma camada de nuvens que é muitas vezes limitada por uma inversão de comprimento suficiente para inibir a profundidade da convecção (Albrecht, 1993). A inversão em baixos níveis tem um papel importante na inibição da profundidade da convecção em regiões equatoriais (Firestone e Albrecht, 1986; Kloesel e Albrecht, 1989). Grandes lâminas de nuvens stratocumulus quase- permanentes e de bom tempo encontrados na CLC têm sido reconhecidas como uma das características principais do clima global.

Essas nuvens têm um grande impacto no albedo planetário, condicionando a quantidade de energia disponível para os processos de troca de energia. A sua formação e manutenção deve ser entendida e parametrizada nos modelos globais (Bougeault, 1985). Levy e Ek (2001) observaram, a partir de simulações de um modelo unidimensional da camada limite atmosférica em um regime convectivo marítimo tropical, que tanto o fluxo vertical de calor sensível como a advecção contribuem significativamente para o aquecimento da CLC. Quando a advecção e o fluxo de calor sensível e/ou latente estão incluídos na simulação, o perfil de temperatura simulada se ajusta muito bem às observações, embora levemente mais quente. Esses termos de interação, envolvendo advecção e fluxo de calor sensível ou latente, geralmente, também contribuem positivamente para a altura da CLC.

2.3 Aspectos Observacionais de Circulações Locais

Dentre as várias situações da camada limite que envolvem diferenças de superfície, uma situação particularmente importante é a transição entre o continente e o oceano, com escoamento perpendicular à direção da costa. Essa situação é constituída pela circulação de brisa local ou por forçantes de escala superior como a advecção de massas de ar (Durand et al., 1989).

A circulação de brisa marítima é localmente induzida e dirigida por um gradiente térmico que se estabelece perpendicular à linha da costa. A interface entre o ar continental quente e o ar marinho frio contido dentro da Circulação da Brisa Marítima (CBM) está associada com mudanças significativas de temperatura e direção do vento. Essa região de transição, muitas vezes muito bem definida, é referida como frente de brisa marítima (FBM) (Fovell e Dailey, 2001). Velocidade de propagação típicas de 10-20 kmh⁻¹ são comuns (e.g., Clarke 1955), com o aumento da velocidade ocorrendo normalmente durante as horas da tarde (Simpson et al., 1977). Em casos extremos, a FBM pode penetrar 300 km (Atkinson 1981) da costa, embora a maioria das FBMs não alcancem mais que 100 km do continente. O alcance da penetração, bem como da aceleração do vento, são funções do gradiente térmico e da topografia local.

Hsu (1970) esquematizou o ciclo de vida de uma CBM no contexto da circulação na costa do Golfo do Texas, ao longo e sobre 40 km da linha da costa, que é sumarizado a seguir.

" Às 09:00 horas a temperatura sobre o continente ainda é menor do que sobre o oceano e, portanto, a brisa terrestre ainda está soprando. Por volta do meio dia, o continente inteiro está mais aquecido que as águas adjacentes. Um campo baroclínico existe, resultante da circulação direta da costa até aproximadamente 20 km do continente. Como a brisa marítima - BM ainda prevalece neste horário até 20 km do continente, um nível baixo de convergência é estabelecido. Nuvens do tipo cumulus esparsos com uma base de cerca de 1 km tendem a formar uma linha.

Às 15:00 horas a BM está no estágio de desenvolvimento total, sendo que a diferença de temperatura entre o continente e a água atinge o valor máximo. A brisa marítima tem a maior penetração no continente e o desenvolvimento total da linha de convergência na direção do continente, que é o limite da brisa, pode causar pancadas de chuva ao longo de uma linha aproximadamente paralela a costa. A convergência de massa no escoamento superior de retorno associado ao gradiente de pressão na vertical conduz a subsidência do ar sobre o mar. Nas próximas 6 horas a brisa marítima ainda prevalece, mas a sua intensidade é reduzida, pois desapareceu a forçante geradora da BM. Por volta da meia noite, o ar continental apresenta o processo de resfriamento e três horas mais tarde ele está mais frio que o ar marítimo, resultando na geração da brisa terrestre até uma distância de 20 km da costa. Às 06:00 horas o gradiente horizontal de temperatura do continente para o mar atinge seu máximo e a brisa terrestre está mais forte, estendendo-se 30 km na direção do mar. Esta brisa continua a soprar até a metade da manhã, quando o ciclo da circulação reinicia-se novamente ".

Wexler (1946) notou que a condição mais favorável para penetração da brisa é quando a atmosfera apresenta-se instável. Se o ar continental permanece estável, a brisa marítima pode não atingir o mesmo nível de penetração dentro da costa. Em uma atmosfera estável, a camada estável superior atua como um forte mecanismo de amortecimento na circulação vertical de brisa marítima. Do contrário, o ar menos estável, ou instável,

estimula uma extensão da circulação, tanto horizontalmente como verticalmente e um aumento na intensidade do vento (Patrinos e Kistler, 1977).

Na costa Norte-Nordeste do Brasil, verifica-se o desenvolvimento de uma linha de nuvens Cumulonimbus associada à brisa marítima. A atividade convectiva associada a brisa marítima é responsável por uma quantidade considerável de precipitação, podendo se propagar como uma linha de instabilidade - LI em direção ao interior do continente (Kousky, 1980). Cohen (1989) analisou a ocorrência de LIs na costa Norte-Nordeste da América do Sul, e verificou que as LIs que se propagam (LIPs) podem atingir o extremo oeste da Amazônia (distâncias superiores à 2000 km). Essas LIPs se formam em torno das 18:00 UTC em associação com a brisa marítima.

Cavalcanti (1982), através de análise climatológica e de um estudo observacional, verificou a existência de uma associação entre a região de convergência intertropical e o desenvolvimento da convecção ligada à brisa marítima, de modo que a linha convectiva varia de posição acompanhando a variação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), aparecendo com maior frequência no período em que a ZCIT está mais organizada.

Franchito (1981) através de um modelo não-linear, estudou as características da circulação da brisa marítima e terrestre na região Norte-Nordeste do Brasil. Ele evidenciou a importância do contraste térmico continente-oceano, a influência da topografia e a do escoamento médio para estas circulações. A brisa terrestre mais forte aconteceu em junho, quando o continente, durante à noite, está muito mais frio que o oceano. As brisas mais intensas ocorreram nos meses de fevereiro, outubro e dezembro, quando durante o dia o contraste térmico continente- oceano é maior.

Bechtold et al. (1991) utilizaram a modelagem numérica para estudar a forma pela qual os ventos de grande escala agem sobre as brisas marítima, terrestre e circulações locais entre superfícies de cobertura vegetal diferente. Observaram que a velocidade vertical da brisa marítima atinge o seu máximo, quando a velocidade de propagação da brisa é igual, mas de sentido oposto ao do escoamento de grande escala. A presença e interação

das brisas com o escoamento de grande escala e outras circulações locais determinam o horário preferencial de ocorrência de possíveis fenômenos atmosféricos e sua intensidade nas localidades em que atuam (Melo, 2000).

A modelagem numérica tem sido muito utilizada no estudo de circulações de mesoescala. O modelo numérico RAMS mostra-se eficiente no estudo de casos de fenômenos da micro e mesoescala. Melo (2000) também utilizou o RAMS no estudo de circulações de brisa no Estado da Paraíba, a partir de quatro experimentos, considerando a presença ou ausência da topografia, da convecção e da interação não-linear entre a convecção e a topografia. Ele verificou que o efeito da topografia local ocasiona um maior aquecimento do ar acima da superfície, principalmente nas localidades de maior altitude, favorecendo a formação da brisa marítima e uma maior profundidade da camada limite convectiva. Quanto à convecção, esta atua na área de frente de brisa, contribuindo positivamente para a formação da brisa. O efeito não-linear entre a topografia e a convecção mantém as principais características de ambos como a organização longitudinal dos movimentos ascendentes e divergência nos altos níveis. Silva (2000) investigou os ventos da escala sinótica e a circulação de mesoescala no Estado do Rio de Janeiro através do RAMS e observou a possibilidade de detectar o sinal dos efeitos da brisa marítima e terrestre na circulação básica durante todos os meses do ano. Ele verificou a combinação dos movimentos gerados pela escala local em relação aos movimentos de escala maior, iniciados pelo vento sinótico, bem como a importância da topografia em organizar e intensificar uma zona de convergência local que se alinha no sentido NE-SW e que se propaga pelo continente envolvendo correntes de retorno.

Bernadet (1993) empregou esse modelo para simular a brisa marítima na cidade de São Paulo, a partir de um experimento de controle, observou a existência de um ciclo diurno de temperatura do solo, que aquece a atmosfera por baixo através do fluxo de calor sensível, provocando a instabilidade da atmosfera e, conseqüentemente, causando a turbulência; uma circulação de vale sobreposta à brisa marítima na Serra do Mar; o surgimento de regiões convectivas geradas pela interação entre a topografia e a brisa

marítima; e verificou que durante à noite o resfriamento da superfície causa a estratificação do ar sobre o continente, cessando a convecção e a provável precipitação.

Também Freitas e Silva Dias (2000), utilizaram este modelo quando estudaram o efeito da ilha de calor urbana sobre os fluxos de calor. Utilizando dados de topografia e ocupação do solo, esses autores observaram grandes diferenças nos fluxos de calor e no campo de vento, criando zonas de divergência/convergência e formando circulações locais bastante complexas dada a não linearidade das interações envolvidas. Diferenças significativas foram encontradas nas simulações da altura da CLP dentro e fora da cidade. Observaram o impacto causado na dispersão de poluentes, tendo em vista a formação de circulações locais dentro da cidade e a possibilidade de uma condição desfavorável a dispersão.

2.4 Experimentos Relacionados ao Estudo da Camada Limite Planetária Marinha

Com relação as medidas feitas sobre o oceano aberto, existe uma grande dificuldade em perfilar o vento, a temperatura e umidade, devido aos movimentos indesejáveis de pequenas plataformas flutuantes e ao desvio do escoamento do ar ao redor do mesmo. Medidas precisas de perfis em toda região de desenvolvimento da CLP tem sido feita por torres rasas na água e plataformas especialmente designados, por bóias estáveis e navio de pesquisa (e.g., Paulson et al., 1972). Para o estudo da CLP marinha, os perfis de vento, temperatura e umidade são usualmente obtidos por dados de balão piloto, radiossondagens, minisondas entre outros (Arya, 1988).

Muitas das observações meteorológicas estão associados com o maior número de experimentos de campo entre 1950 a 1970. Desde o final dos anos 60 até os dias atuais, o conhecimento da estrutura da camada limite, o uso da modelagem numérica para simular a CLP tem se tornado mais frequente, juntamente com a aplicação da teoria de fechamento de ordem maior para representar o efeito da turbulência mais realisticamente. Para representar os fluxos turbulentos, se usa a técnica da correlação de vórtices (ou covariância). Quando não se tem os dados, os parametriza em função de coisas conhecidas. Desta maneira, surge a teoria do fechamento, que é a de representar

os fluxos turbulentos por gradientes (ordem 1) ou mistura entre gradientes e covariância (ordem 2,5). A Tabela 2.1 apresenta um número razoável de experimentos realizados especialmente para descrever a estrutura da CLP no oceano tropical.

TABELA 2.1 - Experimentos Realizados para Investigação da CLA Marinha.

Nome	Localização
METEOR Expedition 1924-1926	Tropical eastern Atlantic
First WHOI Wyman-Woodcock Expedition 1944	N.E. Caribbean
Second WHOI Trade Wind Expedition 1946	Tropical N. W. Atlantic vicinity of Puerto Rico and Panama Canal
Third WHOI Trade Wind Cumulus Expedition 1952 -1953	Caribbean
Anegada 1953	Anegada – N. E. Wind – Ward Islands
Fourth WHOI Trade Wind Cumulus Expedition 1954	Eastern Caribbean (Puerto Rico- Trinidad and far western Tropical Atlantic)
First RV Crawford Cruise 1957	Western Tropical Atlantic
The International Ocean Expedition 1960 - 1965	Indian Ocean
Second RV Crawford Cruise 1963	Tropical Western Atlantic
METEOR Atlantic Expedition 1965	Tropical E. Atlantic Azores – Recife-extended 0° N. 30° W
BOMEX 1969	Caribbean
ATEX 1969	Tropical Atlantic
Australia Gulf of Carpentaria 1969	Gulf of Carpentaria and the York Peninsula
Tropical Experiment (TROPEX) 1972	Eastern Tropical Atlantic
Global Atmospheric Research Program GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) 1974	E. Tropical Atlantic
AMTEX 1974 - 1975	E. China Sea
JASIN 1978	E. Atlantic Norte
FGGE 1979	Tropical Pacific
COAST 1983	Dutch Cost
MASEX 1983	Atlantic Cost, USA
Tropical Ocean-Global Atmosphere-Coupled Ocean – Atmosphere Response Experiment (TOGA- COARE) 1992 - 1993	W. Pacific Warm Pool
Projeto Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) 1997	Tropical Atlantic
The Bay of Bengal Monsoon Experiment (BOBMEX) 1999	Bay of Bengal

FONTE: Adaptada Garstang e Fitzjarrald (1999,p.405).

Os dados de radiossondagens têm sido utilizados para estudar a estrutura da atmosfera sobre o oceano Pacífico Tropical (Reed e Recker 1971; Yanai et al 1973). Fitzjarrald e Garstang (1981), a partir do GATE, analisaram que as camadas convectivas são observadas durante períodos prolongados de perturbação e observaram que as camadas de mistura não- perturbadas são mais rasas e frias que as camadas perturbadas.

Um dos últimos grandes experimentos ocorrido foi o Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE) no Pacífico, cujo objetivo foi determinar a ligação entre o oceano e a atmosfera tropical. O TOGA – COARE representa um esforço científico em uma escala superior a escala do GATE, que foi realizado em 1974. O TOGA-COARE incluiu uma fase de monitoramento estendida (1 ano), com quatro meses de coletas intensivas (novembro 1992 – fevereiro 1993). A detalhada motivação científica e metas do TOGA-COARE podem ser encontradas em Webster e Lukas (1992).

Circulações com grandes variações de escalas temporal e espacial têm sido observadas para modular a profundidade da convecção (Chen et al., 1996). Lucas e Zipser (2000), a partir de dados do TOGA-COARE, encontraram através das análises termodinâmica e cinemática que a profundidade da atividade convectiva varia com a estrutura termodinâmica do ambiente. Para investigar a profundidade da convecção sobre os oceanos tropicais, é necessário entender a variabilidade do vento, temperatura e umidade na troposfera durante os vários regimes convectivos observados. Essas propriedades influenciam diretamente a formação e estrutura do sistema convectivo de mesoescala (CCMs) associado à uma região de precipitação do tipo estratiforme. O estudo feito por Lucas e Zipser (2000) está direcionado a compreender como o ambiente influencia a formação e estrutura dos CCMs oceânicos. Na tentativa de documentar as condições ambientais associadas com os períodos de precipitação e CCMs, eles dividiram estes grupos de nuvens (os CCMs) em quatro categorias considerando a termodinâmica e a cinemática e observando características distintas para cada um destes grupos durante o TOGA-COARE.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo apresentam-se os métodos pelos quais os dados foram coletados, por meio de medidas diretas de instrumentos e/ou estimativas. Também envolve a climatologia do CLA (Alcântara-MA), através da estação meteorológica (n.º 82 280) e a climatologia do Oceano Atlântico Equatorial, derivada do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) para o período de 1945-1989. As imagens no canal infravermelho do satélite geostacionário GOES foram extraídas através de um dos produtos oferecidos pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC. Os dados coletados por uma bóia no Atlântico Tropical, através do Projeto PIRATA também beneficiaram este estudo. Finalmente, foi utilizada a modelagem numérica como uma ferramenta matemática para simular o escoamento do ar atmosférico na região do CLA.

3.1 - Sítios Experimentais

Os sítios experimentais de coleta de dados foram a bordo do Navio Oceanográfico Antares (Marinha do Brasil, Ministério da Defesa) no Oceano Atlântico Equatorial e no Setor de Meteorologia do Centro de Lançamento de Alcântara - MA.

3.1.1 - Navio Oceanográfico – Oceano Atlântico

Dados de temperatura e umidade relativa do ar, direção e velocidade do vento, pressão atmosférica, cobertura de nuvens, temperaturas máxima e mínima do ar, temperatura da superfície do mar e precipitação foram coletados durante os cruzeiros do Programa REVIZEE.

A Zona Econômica Exclusiva Norte Brasileira (ZEE/NO) enquadra-se na margem continental equatorial, ajustada entre as coordenadas geográficas de: 051° 00' 00" W - 04° 00' 00" N / 049° 00' 00" W - 07° 30' 00" N (fronteira com a Guiana Francesa) e 041°

30' 00''W - 03° 00' 00''S / 040° 00' 00''W - 000° 00' 00'', conforme pode ser visto na Figura 3.1.

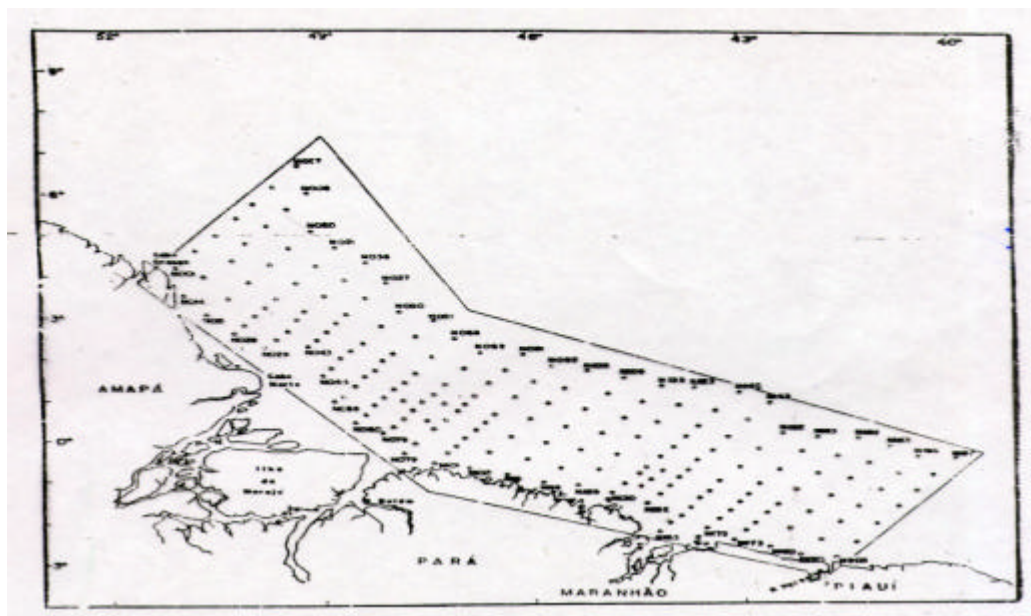


FIGURA 3.1 - Pontos de Coleta de dados na área Norte do Programa REVIZEE, desde o Cabo Orange (AP) até a Foz do rio Parnaíba (MA).

Até o momento, já foram realizadas quatro campanhas de coleta de dados a bordo do Navio Oceanográfico Antares (Figura 3.2): durante o período chuvoso (2 de março a 14 de maio de 1995 – I Pernada); período seco (29 de setembro a 6 de dezembro de 1997 – II Pernada), novamente ao final do período chuvoso (30 de abril a 26 de junho de 1999 – III Pernada) e, finalmente, entre o período de transição da estação chuvosa para estação seca (7 a 14 de agosto e 22 a 31 de agosto de 2001). No caso específico deste estudo, serão analisadas as informações coletadas durante a III Pernada, entre Belém – PA e São Luiz - MA.



FIGURA 3.2 - Navio Oceanográfico Antares, pertencente a Marinha do Brasil.

FONTE: INPE (2001).

A área de estudo compreende a Subárea III - da Foz do Rio Pará/PA até a Baía de São Marcos/MA. Com dimensão de 200 milhas náuticas (mn) de extensão e 280 mn de largura com uma área de 192.608 km².

O navio efetuava deslocamento em trajetórias lineares desde as 12 até as 200 mn. Estas trajetórias somam seis perfis, sendo a distância média entre essas linhas de aproximadamente 50 km, cobrindo um total de 20 estações pontuais, como está ilustrado na Figura 3.3.

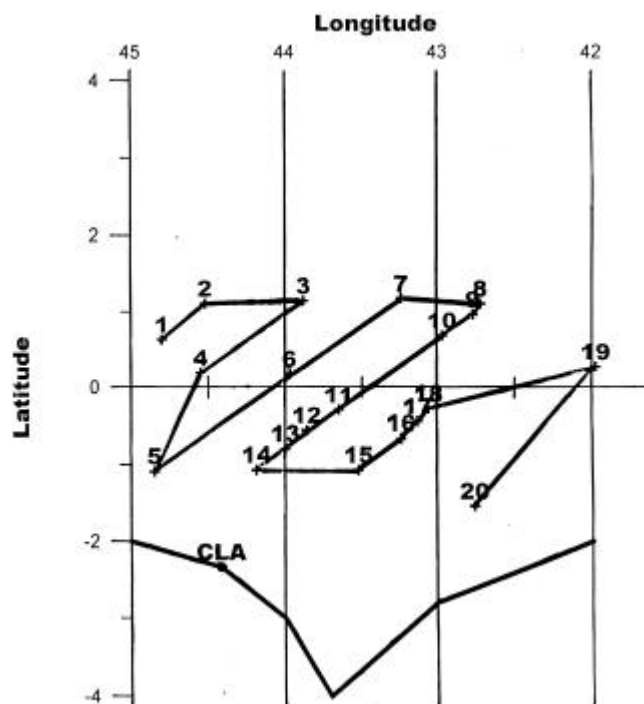


FIGURA 3.3 - Trajetória do Navio Oceanográfico Antares durante a III Pernada do REVI-ZEE. Cada número representa um ponto de amostragem/radiossondagem.

3.1.2 – Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)

O município de Alcântara, onde encontra-se o Centro de Lançamento de Alcântara, está localizado na região litoral norte do Estado do Maranhão, tendo coordenadas geográficas de 2° 19' S de latitude, 44° 22' W de longitude, a 49m de altitude, distante 30 km em linha reta, da cidade de São Luiz - MA.

3.2 - Dados

Neste trabalho serão utilizados os dados obtidos na III Pernada do REVIZEE. No CLA o procedimento normal de operação é de uma sondagem por dia (às 12:00 UTC) e durante o experimento as radiossondagens foram realizadas simultaneamente nos dois sítios experimentais. O período de lançamento ocorreu de 10 a 18 de junho de 1999, sendo que, do dia 10 ao dia 12 e do dia 16 ao dia 18, os lançamentos ocorreram duas vezes por dia no CLA (às 00:00 e 12:00 UTC) e a bordo do navio, variou de uma a duas

vezes por dia para os mesmos horários. Entretanto, do dia 13 a 15 as radissonagens foram realizadas nos horários sinóticos das 00:00, 12:00, 18:00 e 21:00 UTC em ambas superfícies. A Tabela 3.2 mostra uma estatística da realização de sondagens atmosféricas efetuadas durante a III Pernada do REVIZEE. Adicionalmente, foram feitas observações de temperatura e umidade relativa do ar, direção e velocidade do vento, pressão atmosférica, cobertura de nuvens, temperaturas máxima e mínima do ar, temperatura da superfície do mar e precipitação em superfície a cada 3 horas a bordo do Navio Oceanográfico Antares e no CLA.

TABELA 3.2 – Sondagens realizadas no oceano e no CLA.

		SONDAGENS REALIZADAS		ALTITUDE MÁXIMA DA SONDAGEM	
DATA	HORA (UTC)	OCEANO	CLA	OCEANO	CLA
09/06/99	12:00	Sim	Não	21650	-
09/06/99	21:00	Sim	Não	17150	-
10/06/99	12:00	Sim	Sim	20650	29550
10/06/99	21:00	Sim	Não	15250	-
11/06/99	00:00	Não	Sim	-	18250
11/06/99	12:00	Não	Sim	-	30950
11/06/99	21:00	Sim	Não	25750	-
12/06/99	00:00	Não	Sim	-	19100
12/06/99	12:00	Não	Sim	-	31850
12/06/99	24:00	Sim	Sim	18900	30700
13/06/99	12:00	Sim	Sim	22500	30650
13/06/99	18:00	Sim	Sim	22250	32150
13/06/99	21:00	Sim	Sim	27050	30350
13/06/99	24:00	Sim	Sim	16250	32550
14/06/99	12:00	Sim	Sim	16650	30650
14/06/99	18:00	Sim	Sim	22500	31350
14/06/99	21:00	Sim	Sim	26300	30850
14/06/99	24:00	Sim	Sim	13300	26500
15/06/99	12:00	Sim	Sim	23150	30300
15/06/99	18:00	Sim	Sim	22750	32250
15/06/99	21:00	Sim	Sim	25600	27800
15/06/99	24:00	Sim	Sim	26350	33200
16/06/99	12:00	Não	Sim	-	30450
16/06/99	15:00	Sim	Não	22100	-
16/06/99	24:00	Não	Sim	-	30000
17/06/99	12:00	Não	Sim	-	30100
17/06/99	24:00	Não	Sim	-	29250
18/06/99	12:00	Sim	Sim	22350	29600

3.2.1 – Dados Meteorológicos de Superfície Coletados a Bordo do Noc. Antares

Os dados meteorológicos de superfície de temperatura e umidade relativa do ar foram medidos através de psicrômetro e termohigrógrafo instalados no abrigo meteorológico, na parte superior da popa do navio em posição estratégica para diminuir os fatores que pudessem influenciar estas medidas (como por exemplo, as ondas e o sal do oceano). O barômetro foi instalado no laboratório interno do navio e as medidas de vento foram obtidas a partir de um anemômetro, colocado a 10m acima do nível do mar, próximo ao mastro do navio. Dados de chuva foram obtidos através do pluviômetro.

3.2.2 – Dados de Altitude Coletados a Bordo do Noc. Antares

Os perfis verticais das características do ar superior foram obtidos através de sistemas de radiossondagens, que é um tipo de sondagem das camadas superiores da atmosfera, em que um conjunto de equipamentos, devidamente acondicionados no interior de uma pequena caixa, é transportado da superfície para a atmosfera superior, via balão. Essas radiossondagens fornecem informações de altitude (m), temperatura do ar (°C), umidade específica (gkg^{-1}), pressão atmosférica (hPa), direção (graus) e velocidade (ms^{-1}) do vento.

As sondagens meteorológicas foram efetuadas utilizando o equipamento de radiossondagem modelo Digicora (MW12) da Vaisala (Finlândia). A sonda RS80-15G (Figura 3.4) possui um termistor (TERMOCAP) com a finalidade de medir a temperatura do ar com uma resolução de $0,1^\circ \text{C}$, um capacitor eletrônico (HUMICAP) para medir a umidade relativa do ar com 1% de resolução e uma cápsula barométrica (BAROCAP) para medir a pressão atmosférica, com uma resolução de $0,1 \text{ hPa}$. Os sinais emitidos pela sonda tem uma amostragem de $0,5 \text{ Hz}$ e são compactados a cada 10s. As informações de vento (direção e velocidade) são obtidas através do sistema do cálculo do vento pelo sistema Global Positioning System GPS (por meio da sonda RS80-15G), usando as frequências de transmissão entre 400 e 406 MHz. A acurácia na determinação do vento é menor que $0,1 \text{ ms}^{-1}$ e 1 grau para o sistema GPS.

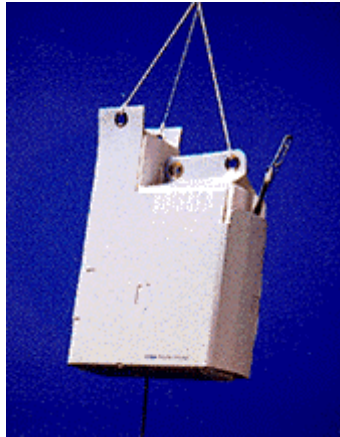


FIGURA 3.4 - Sonda RS80- 15 G utilizada na sondagem de ar superior.

FONTE: <http://www.vaisala.com>

3.2.3 - Dados Meteorológicos de Superfície Coletados no CLA

Uma estação meteorológica automática MILOS 500 – Vaisala, instalada junto ao Setor de Meteorologia do Centro de Lançamento de Alcântara (Figura 3.5), também foi utilizada para gerar os dados de superfície. Essas medidas foram obtidas em uma frequência de amostragem de 1Hz, armazenadas em médias dos últimos 10 min a cada hora. A estação automática MILOS fornece dados de pressão atmosférica, temperatura e umidade do ar, direção e velocidade do vento, precipitação e fluxo de radiação solar.



FIGURA 3.5 - Estação meteorológica automática MILOS 500- Vaisala.

3.2.4 - Dados de Altitude Coletados no CLA

Os dados meteorológicos de altitude do Centro de Lançamento de Alcântara, durante o período de estudo, foram obtidos por um sistema de radiossondagem idêntico ao utilizado no oceano e descrito anteriormente (item 3.2.2).

3.3 – Climatologia da Região de Estudo

A climatologia descrita a seguir refere-se a toda área abrangida pelo estudo, ou seja, o Centro de Lançamento de Alcântara e a região oceânica de influência do município de Alcântara.

O clima nesta região é influenciado por vários sistemas atmosféricos de diferentes escalas espacial e temporal, tais como, circulações atmosféricas de mesoescala (brisa marítima), Zona de Convergência Intertropical, Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), que são distúrbios que se movem com os alísios para oeste apresentando configurações ondulatórias nos campos de vento e pressão, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis, Linhas de Cumulonimbus (Coutinho, 1999).

O regime climático da região é bem definido e marcado pela presença e deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que caracteriza os períodos chuvosos e secos da região de interesse. Distúrbios ondulatórios de leste na região equatorial são observados desde a África até a costa atlântica da América do Sul e são importantes no regime de chuva da região, pois as condições atmosféricas associadas às ondas de leste apresentam-se da seguinte forma: mau tempo a leste do cavado e bom tempo a oeste do cavado. Os DOLs, sobre o Atlântico equatorial, apresentam-se com comprimento de onda médio de 2000 a 3000 km, período de 3 a 4 dias e velocidade de propagação de 6° de longitude/dia (Reed et al., 1988; Mota, 1997). Cohen et al (1995) verificaram que a magnitude do vento, na região de interesse da ZEE/NO, intensifica-se devido à passagem das ondas de leste sobre o local.

3.3.1 - Climatologia do Mês de Junho para o CLA

As informações relativas às observações de superfície são referentes à cidade de São Luiz. Apesar dessas informações não serem exatamente sobre Alcântara, elas são válidas, devido a pequena distância entre esses dois sítios (aproximadamente 30 km) e a homogeneidade das principais características meteorológicas ao longo da região litorânea do norte do Maranhão.

A partir dos dados da estação de superfície (n.º 82 280), a climatologia da cidade de São Luiz - MA é de 30 anos, durante o período de 1931-1960. Essa estação meteorológica tem coordenadas geográficas de 02° 32' S e 44° 17' W e está a 32 metros de altitude em relação ao nível médio do mar.

Em São Luiz existe uma considerável variação anual da precipitação, caracterizando um período seco e outro período chuvoso. O mês de junho corresponde a um mês de transição entre o final do período chuvoso e início do período seco. O regime de precipitação acumulada para o mês de junho é superior à 150 mm e a evaporação é de 53,7 mm. A média de cobertura total de nuvem para este mês é de cinco oitavos.

A pressão atmosférica média referente ao mês de junho é de 1009,7 hPa. Com temperaturas máxima de 31,2 °C e mínima de 23,0 °C. A temperatura média tem o valor de 26,4 °C e umidade relativa média de 84%.

Durante o período diurno os ventos são mais intensos, com direção (ventos alísios) predominante nos quadrantes de nordeste e sudeste (Fisch, 1997).

Existe um padrão na direção do vento predominantemente de leste na região do Centro de Lançamento de Alcântara. Entretanto, esse padrão de vento muda para direção NE ao adentrar o continente, porém, com velocidades mais fracas. Estudos observacionais feitos por Fisch (1997) revelam que ocorre uma aceleração do vento ao penetrar o continente.

3.3.2 - Condições Climatológicas do Mês de Junho para Região Oceânica

A Figura 3.6 mostra a climatologia do mês de junho sobre na região oceânica atlântica equatorial de estudo. Esta climatologia refere-se a série climatológica do COADS de 1945-1989 (Silva, 1995), onde os valores são derivados de condições típicas de um mês de transição entre os períodos chuvoso e seco desta região.

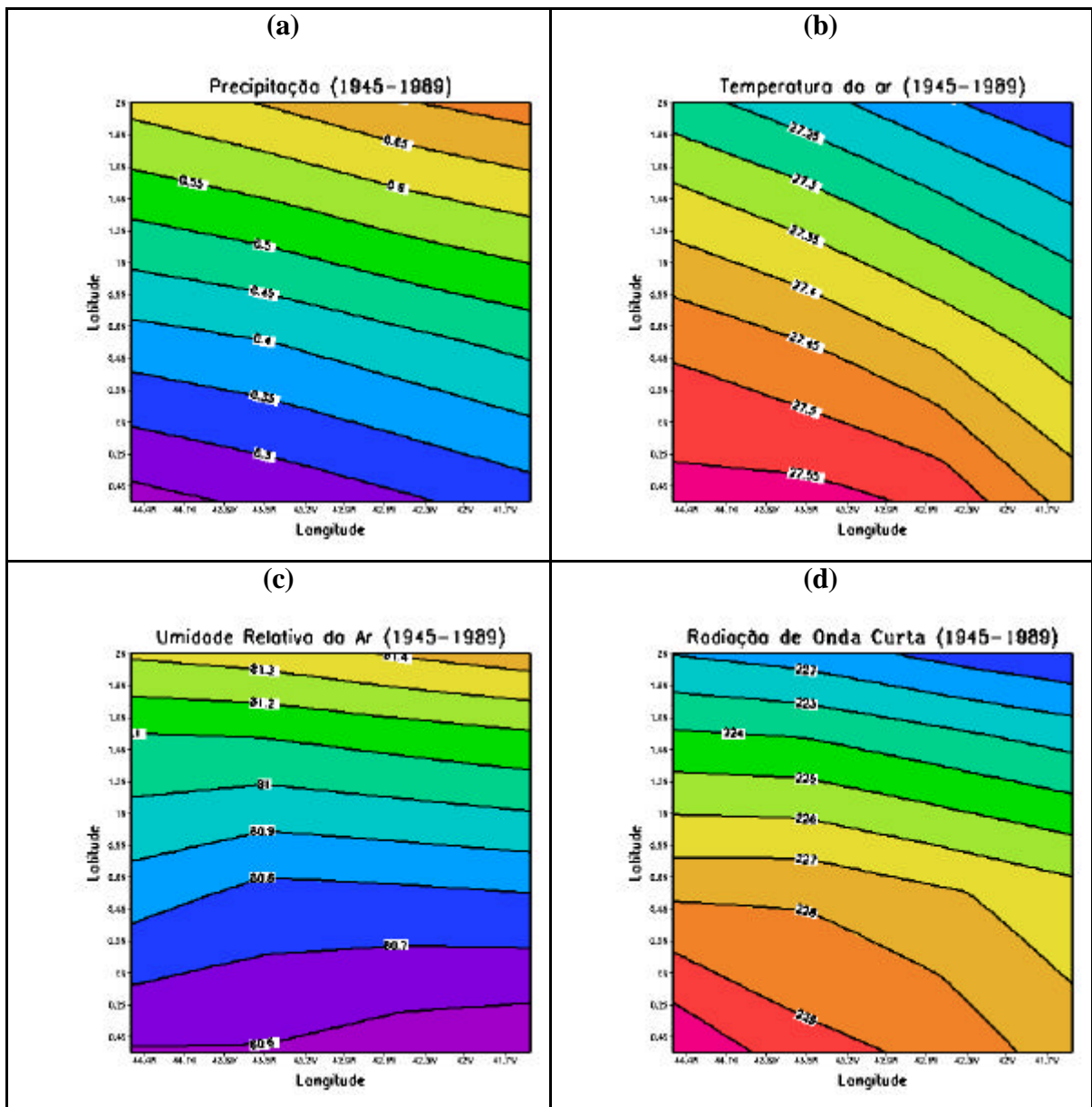


FIGURA 3.6 – Valores climatológicos (COADS, 1995) de (a) precipitação (mm dia^{-1}); (b) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); (c) umidade relativa do ar (%); (d) radiação solar incidente (Wm^{-2}); (e) componente zonal do vento (ms^{-1}); (f) componente meridional do vento (ms^{-1}) e (g) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$).

(continua)

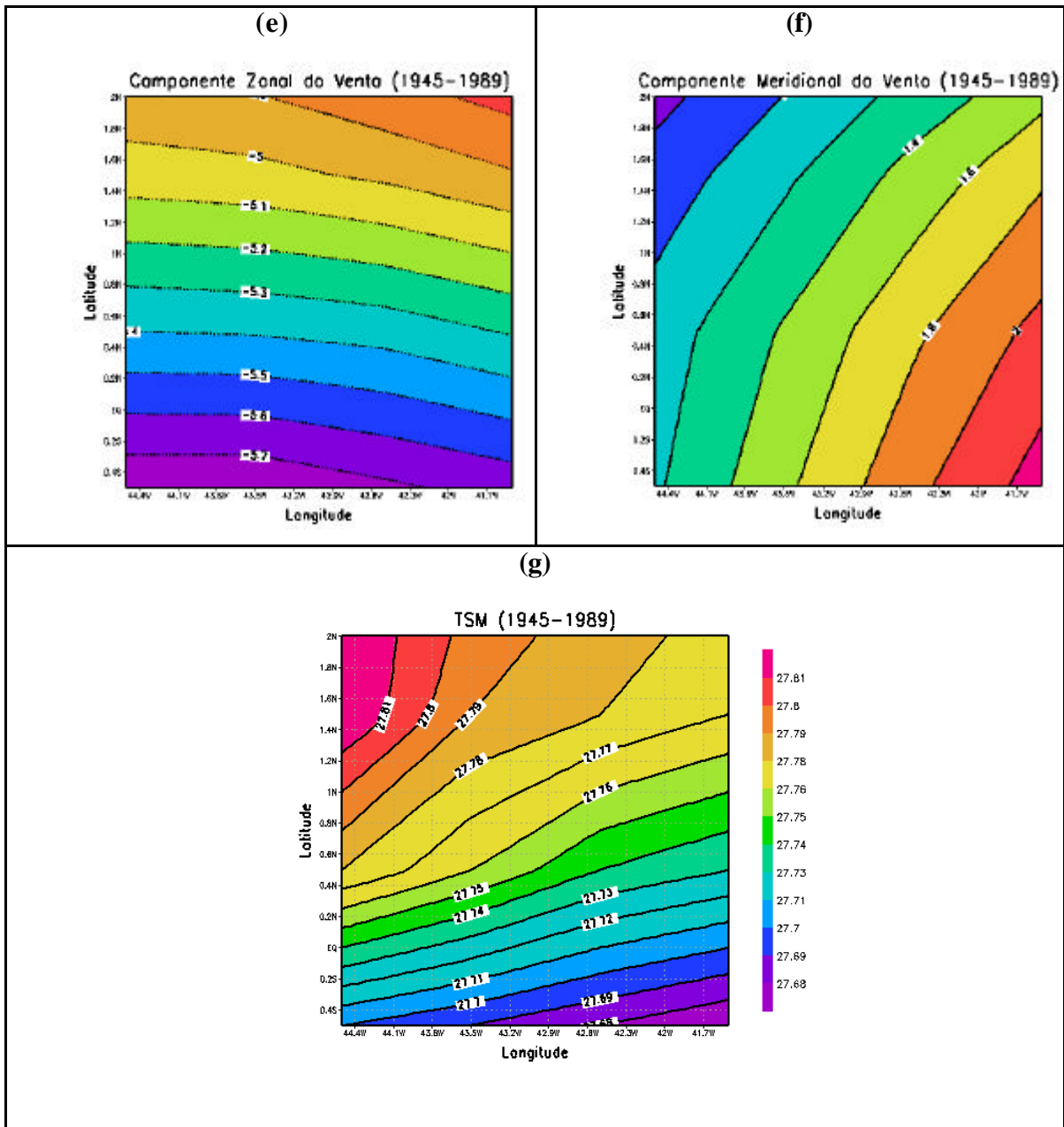


FIGURA 3.6 - Conclusão.

No mês de junho a precipitação observada em torno de $0,5^{\circ}$ S é de $0,2 \text{ mm dia}^{-1}$ e aproximadamente $0,7 \text{ mm dia}^{-1}$ a 2° N. Esta distribuição decorre do fato de que neste mês a ZCIT está se deslocando para sua posição mais ao norte. O valor médio climatológico é $0,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (Figura 3.6 (a)).

A temperatura média do ar é de $27,5^{\circ}\text{C}$. Próximo a região costeira, o valor observado da temperatura do ar é de $27,5^{\circ}\text{C}$ e de $27,2^{\circ}\text{C}$ a 2° N. As temperaturas mais elevadas estão associadas a maior quantidade de radiação solar, a menor quantidade de nuvens e chuvas neste período (Figura 3.6 (b)).

Observando a climatologia do mês de junho, a umidade relativa do ar varia de 80,6 a 81,4% aproximadamente ao longo da região oceânica estudada com valor médio de 81%. O maior teor de umidade do ar está localizado na porção mais ao norte, em parte devido ao deslocamento da ZCIT (Figura 3.6 (c)).

O comportamento climatológico da radiação solar incidente não mostra uma variação espacial significativa no mês de junho sobre o oceano Atlântico Equatorial. A radiação incidente média é de 226 Wm^{-2} e os maiores valores (230 Wm^{-2}) são encontrados próximos do Equador e observa-se um valor um pouco menor da quantidade de energia incidente (222 Wm^{-2}) a 2° N (Figura 3.6 (d)).

A componente zonal do vento está diretamente associada aos ventos alíseos nesta região. Essa componente apresenta um valor médio de $5,3 \text{ ms}^{-1}$, com maior intensidade ($5,8 \text{ m.s}^{-1}$) próximo de $0,5^{\circ}$ S e menor intensidade ($4,9 \text{ m.s}^{-1}$) mais ao norte (2°N) (Figura 3.6 (e)).

A componente meridional apresenta valores máximos e mínimos variando de 0,8 a $2,2 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente e média de $1,5 \text{ m.s}^{-1}$. O mês de junho é um mês climatologicamente de transição entre os períodos chuvoso e seco nesta região, estabelecido principalmente pelo deslocamento da ZCIT, os ventos tem direção predominante de NE-SE, conforme os alísios (Figura 3.6 (f)).

A temperatura da superfície do mar apresenta uma pequena variação de 0,2°C ao longo da área oceânica estudada durante o mês de junho. A TSM média para esta região é de 27,7°C, variando de 27,6°C próximo da costa a 27,8°C a aproximadamente 2°N (Figura 3.6 (g)).

3.4 - Metodologia

Para as análises da estrutura da CLP, utilizou-se também séries temporais dos elementos climáticos de superfície obtidos no período de 10 de junho a 18 de junho de 1999, tanto no CLA, como no navio. Também utilizou-se dados de uma bóia (Figura 3.7), pertencente ao Projeto PIRATA, localizada a 3°N de latitude e 35°W de longitude, para auxiliar e comparar estas observações. Para auxiliar as análises e acompanhar os sistemas convectivos foram utilizadas as imagens do satélite geostacionário GOES, no canal infravermelho.



FIGURA 3.7 – Bóia “Atlas” utilizada no Projeto PIRATA.

FONTE: <http://aroeira.cmcd.inpe.br/pirata>

3.4.1 - Série Temporal dos Elementos Meteorológicos de Superfície

As séries temporais dos elementos meteorológicos coletados a partir de dados de superfície a bordo do navio, sobre o oceano através da bóia e no CLA, foram construídas a fim de se estudar a evolução temporal e variabilidade espacial. Foram elaboradas séries temporais dos seguintes elementos meteorológicos: umidade relativa, temperatura do ar, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, radiação solar e temperatura da superfície do mar; para cada horário sinótico das 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00 e 24:00 Tempo Universal (UTC).

3.4.2 - Análise da Estrutura Termodinâmica da CLC

A estimativa da altura da CLC neste trabalho será feita através de análise gráfica dos perfis de temperatura potencial (θ) e umidade específica (q), segundo Munley e Hippi (1991). As propriedades de θ e q são bem misturadas na CLC e, ao atingirem a camada de inversão, o gradiente dessas propriedades apresenta uma inclinação aguda, deixando de ser constante com a altura (z). A partir dessa acentuada inclinação, determina-se a camada de inversão, e admite-se que a altura da CLC corresponde a base desta camada no primeiro ponto onde o perfil da temperatura aumenta e o perfil da umidade específica decresce rapidamente por pelo menos três pontos consecutivos, sendo o ponto mais baixo a altura da CLC. Quando esse critério para a análise da altura da CLC não é estabelecido em ambos os perfis de temperatura potencial e umidade específica, opta-se pelo perfil de q , devido o sensor de umidade em uma radiossondagem não apresentar uma resolução boa.

A análise da estabilidade da atmosfera é verificada pela variação da temperatura potencial à atmosfera seca, conforme segue:

$$\frac{\partial q}{\partial z} > 0 \Rightarrow \textit{estabilidade};$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = 0 \Rightarrow \textit{neutralidade};$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} < 0 \Rightarrow \textit{instabilidade}$$

O estudo termodinâmico da atmosfera tropical continental (no CLA) e tropical marítima (no Oceano Atlântico) foi feito para os dias 13, 14 e 15 de junho devido a simultaneidade das sondagens realizadas nestes dias, sendo nos horários das 12, 18 e 21 UTC, onde atribui-se mais ênfase à CLC.

Existem alguns parâmetros importantes para o estudo termodinâmico da atmosfera. Esses parâmetros ajudam a quantificar ou estimar o vapor d'água, a energia potencial disponível no sistema, a altura em que pode-se formar nuvens e, desta forma, fornecer informações necessárias para a análise da estrutura termodinâmica da atmosfera local. Os processos físicos que levam a mudança de fase da água, a termodinâmica da atmosfera, a microfísica das nuvens são melhor detalhadas em Iribarne e Godson (1973).

As características da estabilidade, as propriedades termodinâmicas de nuvens convectivas e a convecção da atmosfera são muitas vezes obtidas a partir da plotagem de variáveis termodinâmicas (P,T,U) de uma radiossondagem em um diagrama termodinâmico. Muitas transformações termodinâmicas (isotérmicas, isobáricas, etc.) também podem ser facilmente calculadas usando diagramas termodinâmicos ou então fórmulas matemáticas.

A Energia Potencial Disponível para a Convecção - (CAPE) é a energia potencial disponível para os processos convectivos e formação de nuvens, sendo que esta energia é resultante do aquecimento (insolação à superfície, liberação de calor latente de condensação) ou ascensão forçada através da convergência de vento, efeitos orográficos, etc. Neste estudo entende-se que essa energia seja resultado do aquecimento diferencial de ambas as superfícies (CLA e oceano). Para o clima atual da Terra a magnitude do CAPE é da ordem de 1000 Jkg^{-1} para uma atmosfera tropical, conforme mostram os estudos já realizados (Manual de Análise do Diagrama Skew-T Log-P, 1969). O CAPE é o trabalho realizado por uma força de flutuabilidade na parcela em ascensão através da atmosfera adiabaticamente úmida e, é dada por (e. g., Williams e Renno, 1993).

$$\text{CAPE} = - \int_{\text{LFC}}^{\text{LNB}} (T_{vp} - T_{ve}) R_d d(\ln p)$$

onde R_d é a constante dos gases para o ar seco; T_{vp} e T_{ve} são, respectivamente, as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente para uma pressão p ; e LFC e LNB são os níveis de convecção livre e flutuabilidade neutra, respectivamente.

Normalmente o ar não está saturado e para atingir a saturação ele precisa de um deslocamento vertical. É necessário que a parcela de ar ascenda verticalmente para começar a saturar-se e atingir o nível de convecção livre. Para que este processo ocorra é exigido uma energia, denominada de Energia para a Inibição da Convecção (CIN) (Williams e Renno, 1993). Se a CIN tem o valor alto, a profundidade das nuvens não se desenvolve mesmo se o CAPE for positivo. Quando o valor da CIN é baixo, isso implica em condições favoráveis à convecção. A CIN é calculado por (Williams e Renno, 1993).

$$\text{CIN} = \int_{p_i}^{\text{LFC}} (T_{vp} - T_{ve}) R_d d(\ln p)$$

onde p_i é o nível de pressão inicial da parcela.

Uma outra informação importante no estudo da convecção é a quantidade de vapor d'água contida no ambiente, também conhecida como água precipitável. A água precipitável pode estar relacionada com a precipitação, considerando-se que todo o vapor d'água de uma coluna atmosférica condense e precipite. Ou então ela pode ser representada pela altura da lâmina de água que se formaria na superfície expressa em mm (Iribarne e Godson, 1973). Esta informação é uma boa indicação da quantidade de precipitação que poderá ocorrer em um determinado local, dependendo obviamente das condições atmosféricas. A água precipitável é dada por:

$$w = \frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_2} q(p) dp$$

sendo w expresso em kg.m^{-2}

O Nível de Condensação Convectiva (NCC) é a altura das nuvens cumuliformes que são ou poderiam ser produzidas por convecção térmica somente pelo aquecimento da superfície. O Nível de Condensação por Levantamento (NCL) é a altura na qual a parcela de ar, que ascende pela adiabática seca, torna-se saturada. Neste nível poderá se formar qualquer tipo de nuvem baixa. Muitas vezes estes níveis se coincidem (Manual de Análise do Diagrama Skew-T Log-P, 1969). Finalmente, a partir de alguns parâmetros termodinâmicos citados acima, tem-se algumas informações da estrutura termodinâmica do ambiente local.

3.4.3 – Simulação da Circulação da Brisa Marítima no Modelo RAMS

3.4.3.1 Descrição Geral do Modelo Numérico

O modelo a ser utilizado na simulação numérica deste trabalho é o Sistema de Modelagem Regional Atmosférica - *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), versão 4.3, por sua versatilidade e por apresentar capacidade de detalhar os processos de mesoescala. O Sistema de Modelagem Regional Atmosférica (RAMS) é um código numérico elaborado com o propósito geral de simplificar uma ampla variedade de escoamentos atmosféricos. Este modelo foi desenvolvido na Universidade do Colorado (USA).

O RAMS é um modelo bastante flexível que possibilita definir a área total e o espaçamento da grade, o número de grades aninhadas etc. A aplicação de grades aninhadas possibilita representar um domínio pequeno dentro de um domínio maior, ou seja, permitindo a transferência do estado da atmosfera em escalas maiores para pequenas escalas. Além disto, este modelo tem esquemas de parametrização e de microfísica de nuvem, bem como de parametrizações dos processos de superfície, solo, vegetação, radiação e condições de contorno atualizadas constantemente.

O RAMS é um modelo de previsão numérica de vários propósitos, designado para simular a circulação atmosférica, estendendo-se de uma escala hemisférica de circulação atmosférica à simulação de grandes vórtices da camada limite planetária. A maioria das aplicações são para simular fenômenos atmosféricos de mesoescala (escala horizontal de 2km a 2000km) para propósitos de previsão operacional do tempo.

O RAMS contém um número de opções, para o uso em um amplo alcance de aplicações. Designado, de tal forma, o código contém uma variada estrutura e aspectos variando de opção hidrostática e não- hidrostática, a resolução espacial variando de menos de um metro até a ordem de centenas de quilômetros, o domínio de grade de uns poucos quilômetros para um hemisfério inteiro, e uma grande quantidade de opções físicas. Isto permite uma fácil seleção de opções apropriadas para uma diferente escala espacial ou diferentes localizações.

3.4.3.2 Parametrizações

O modelo RAMS possui opções de parametrizações para alguns tipos de processos físicos que determinam a camada limite. No modelo RAMS as parametrizações podem ser ativadas ou desativadas, dependendo do que se pretende simular (balanço de energia, escoamento do vento, etc).

Na simulação a parametrização da radiação de onda curta não considera as nuvens, entretanto, o esquema para a parametrização de onda longa utilizado considera. A parametrização de nuvens cumulus esteve ativada e, com relação a microfísica, optou-se pela opção prognóstica, em que considera-se que o vapor d'água forma nuvem, mas não precipita. E o coeficiente de vórtice de difusão escolhido considera a deformação horizontal e vertical.

3.4.3.3 Condições de Contorno

O modelo RAMS possui uma área limitada, a qual é definida de acordo com o propósito desejado, de maneira que as suas condições de contorno permitam a passagem de ondas de gravidade em particular, e do escoamento advectado em geral, evitando a reflexão no domínio de simulação. Então, supõe-se que o determinado fenômeno que chega à fronteira move-se como uma onda que se propaga linearmente (amortecimento).

3.4.3.4 Experimento

As características atmosféricas e fisiográficas da região do CLA, são informadas ao modelo RAMS, através das opções disponíveis no RAMSIN, que é um "script" ou arquivo responsável por informar as características de grade, microfísica e etc, ao conjunto de programas que formam o modelo e quais os métodos numéricos a serem processados, de acordo com o propósito a ser estudado. Algumas das informações colocadas no RAMSIN serão descritas a seguir. Entretanto, devido a grande quantidade de informações que nele contém, somente serão mencionadas as mais relevantes na caracterização da atmosfera a ser simulada.

A integração numérica realizada nas CLP marinha e continental e as circulações locais, foi feita considerando uma atmosfera tridimensional, com 28 níveis verticais e 80 X 80 pontos nas direções zonal e meridional com espaçamento horizontal de 3 km e o domínio centrado no CLA. Desta forma, o extremo norte (sul) da grade corresponde ao oceano (continente). O intervalo de tempo foi de 8 segundos para uma integração temporal de 72 horas.

3.4.3.5 Inicialização

O modelo teve inicialização não-hidrostática e os dados de P,T,U e vento da radiossondagem foram considerados horizontalmente homogêneos em todo o domínio da grade no instante inicial. A sondagem atmosférica escolhida para a inicialização foi a radiossondagem realizada no oceano, iniciando às 11:45 UTC do dia 13 por um período de 72 horas e com saídas dos campos/elementos climáticos a cada uma hora.

O tipo de vegetação adotado foi o de arbustos fechados ("closed shrubland"), para representar a vegetação predominante em Alcântara. O solo possui uma divisão de 10 camadas, sendo do tipo areia/argila/silt ("sandy clay loam").

CAPÍTULO 4

RESULTADOS OBSERVACIONAIS

4.1 - Aspectos Sinóticos da Atmosfera para Região Estudada

Para ajudar na análise observacional da atmosfera, além do estudo termodinâmico, faz-se necessário conhecer as condições sinóticas presentes da região. Desta forma, fez-se uma análise geral das condições sinóticas durante o período estudado. A Figura 4.1 mostra os sistemas atmosféricos atuantes nos dias 13, 14 e 15 de junho de 1999.

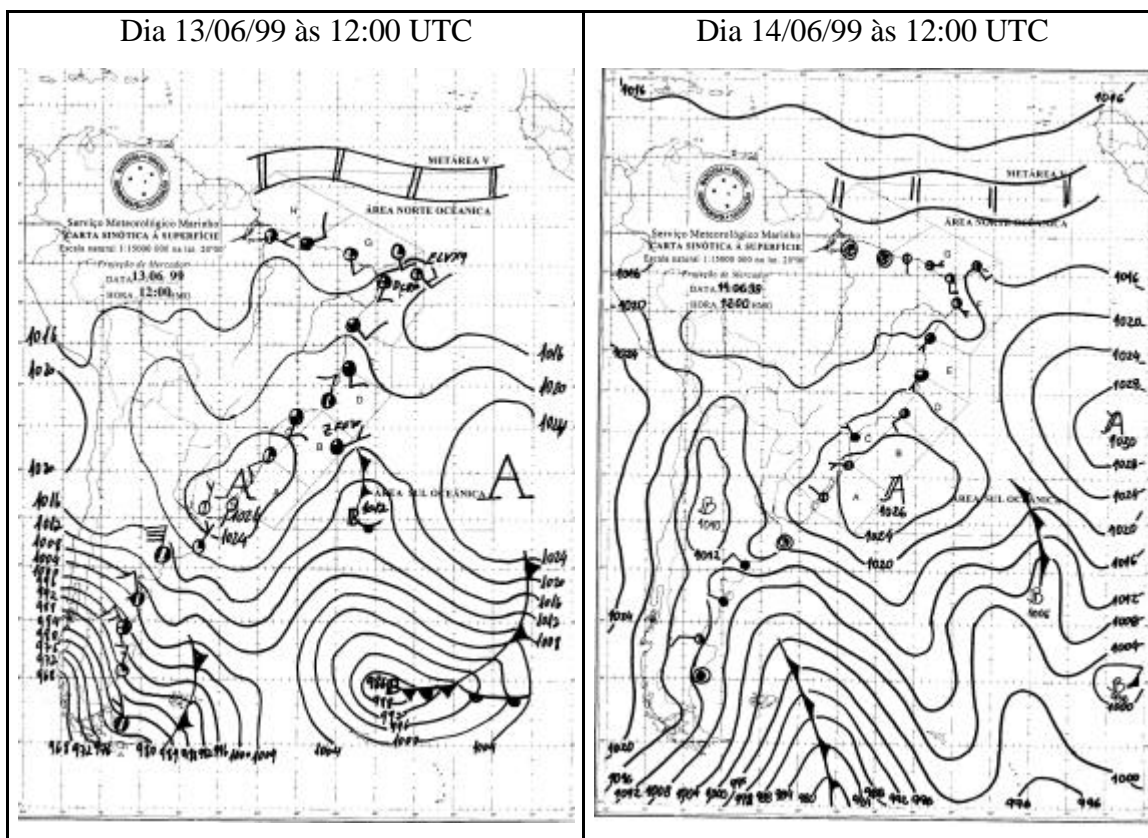


FIGURA 4.1 – Carta sinótica de superfície para os dias 13, 14 e 15 de junho de 1999 no horário das 12:00 UTC.

(continua)

Dia 15/06/99 às 12:00 UTC

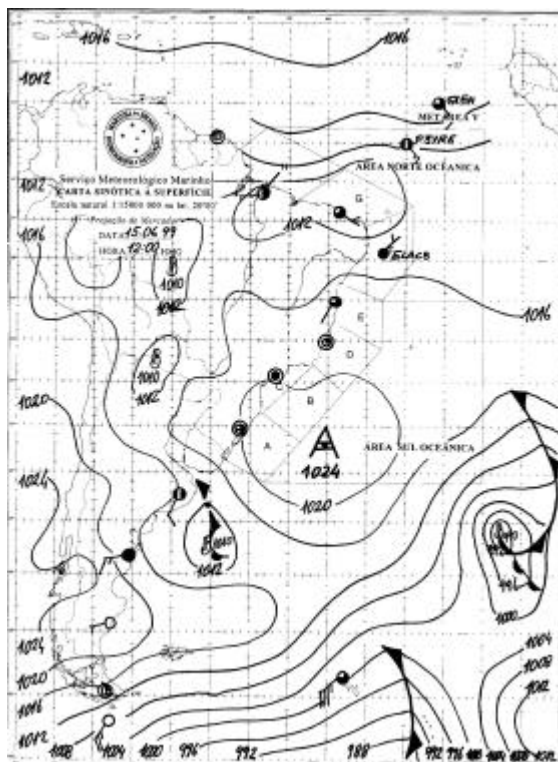


FIGURA 4.1 – Conclusão.

Através das cartas sinóticas (Figura 4.1) observa-se que no dia 13, na área norte oceânica, a ZCIT está localizada um pouco abaixo de 5°N. Neste dia a ZCIT apresenta-se com intensidade moderada, o vento tem direção de nordeste com velocidade de aproximadamente 5ms^{-1} e pressão atmosférica à superfície de 1012 hPa. Nesse mesmo dia, na área sul oceânica, observa-se três sistemas atmosféricos em atividades (frentes). No dia seguinte (dia 14) esses sistemas diminuem de intensidade no horário das 12:00 UTC e não existe um deslocamento da posição da ZCIT em relação ao dia anterior, onde este sistema apresenta-se com a mesma intensidade. Às 12:00 UTC do dia 15 as características sinóticas descritas para os dias 13 e 14 permanecem, porém, com menos intensidade.

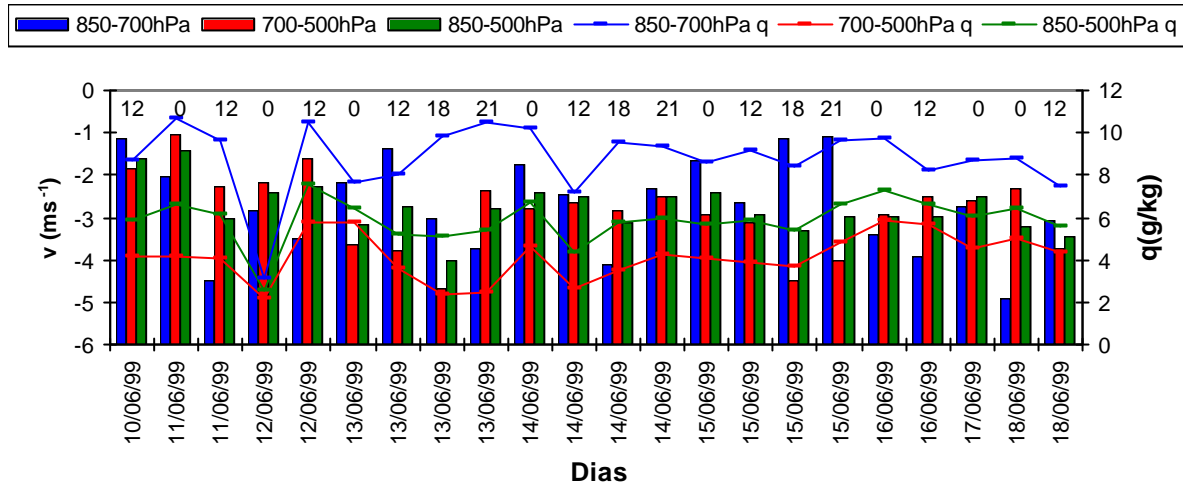
A convecção associada à ZCIT esteve bastante intensa sobre o centro- leste do Oceano Atlântico. Durante o mês de junho, foi observada a migração da ZCIT para latitudes ao norte de 3°N nas primeiras semanas. A atuação da ZCIT restringiu-se ao extremo norte do Maranhão e Piauí, no início do mês (Climanálise, 1999).

Através das imagens de satélite observa-se o deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Norte durante o período chuvoso de 1999. A intensidade da ZCIT neste período foi quase sempre moderada. Constatou-se também que mesmo com o deslocamento da ZCIT para o norte, a área de estudo continuou com umidade relativa do ar e cobertura total de nuvens bastante elevada, ou seja, nebulosidade associada a ZCIT (Reuter,1999).

Fez-se um estudo, semelhante a análise feita por Coutinho (1999), da presença ou não de distúrbios ondulatórios de leste (DOL), onde as LIs observadas (que serão mostradas posteriormente) poderiam estar associadas a este sistema meteorológico durante o período. A presença dos DOLs baseia-se na mudança de sinal da componente meridional do vento, durante um período de 3-5 dias. Portanto, calculou-se o valor médio da componente meridional do vento nas camadas 850-700; 700-500 e 850-500hPa. Posteriormente, foi feita a série temporal da componente v para observar a variação da mesma. Essa análise foi feita para os dias 10, 11,12, 13, 14 e 15 de junho nos horários das 00:00, 12:00, 18:00 e 21:00 UTC, juntamente com uma avaliação da umidade específica e, também, a análise de imagens de satélite.

Os DOLs podem ser identificados através da mudança do sinal da componente meridional do vento. Conforme a Figura 4.1.2, não foi constatado nenhuma mudança no sinal do vento meridional nas camadas de 850-700; 700-500 e 850-500hPa no CLA. No oceano houve mudança no sinal da componente meridional, porém não se pode confirmar a presença um DOL. Verifica-se dessa maneira, que as LIs observadas (que serão mostradas a seguir) não estiveram associadas aos DOLs, e sim, à circulação local existente.

(a) CLA



(b) Oceano

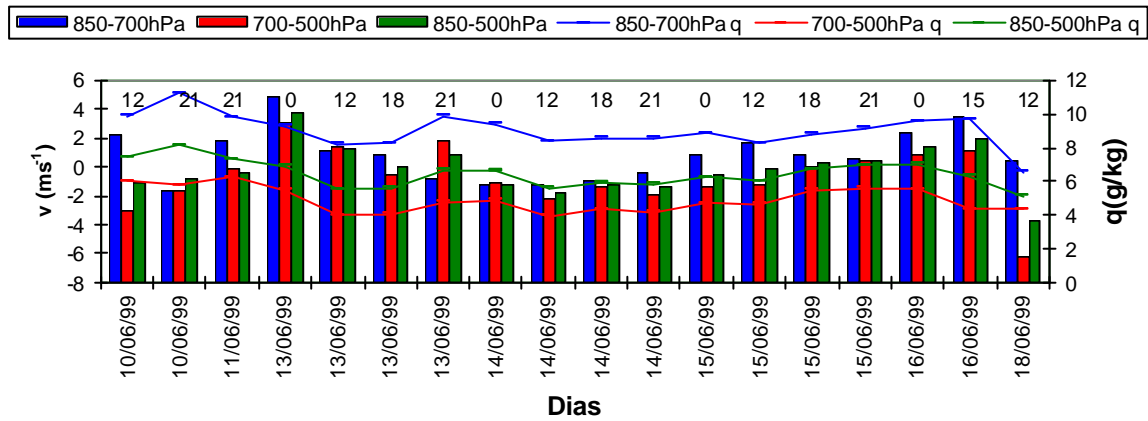


FIGURA 4.1.2 – Série temporal da componente meridional do vento para as camadas de 850-700; 700-500 e 850-500 hPa sobre o CLA (a) e sobre o oceano (b) nos horários sinóticos das 00:00, 12:00, 18:00 e 21:00 UTC.

4.2 - Estudo de Caso de um Sistema Meteorológico

Esta análise foi feita a fim de se confirmar a presença de linha de instabilidade ocorrida durante o período de estudo. Na primeira análise foi considerados somente o período entre os dias 10 às 12:00 UTC ao dia 12 às 12:00 UTC. No período da linha de instabilidade foi feita a verificação dos perfis de q e q da superfície até a altura de 2000m, como podem ser vistos na Figura 4.2.

Os perfis de q e q não mostram nenhuma variação considerável no comportamento destas variáveis. A umidade específica apresenta uma diminuição normal com a altura acima da altura da CLC, da mesma maneira que a temperatura potencial acima desta altura tem um comportamento padrão de aumento com a altura.

4.2.1 – Série Temporal dos Valores Médios de T, Q, U e V para os Níveis de 1500m, 3000m e 5000m

Para a análise da linha de instabilidade também foi realizado uma avaliação da temperatura do ar, umidade específica e componentes u e v do vento para tentar extrair mais informações que venham elucidar este evento. A Figura 4.2.1 apresenta o valor médio das variáveis citadas acima nos níveis de 1500m, 3000m e 5000m.

A temperatura do ar nos três níveis apresenta o mesmo padrão nos dias 11 e 12. Entretanto, a umidade específica no nível de 5000m mostra uma diferença de $2,3 \text{ g kg}^{-1}$ do dia 11 para o dia 12 considerando o horário das 00:00 UTC (Figura 4.2.1 (a)).

No oceano os valores médios de temperatura observados no dia 10 às 21:00 UTC para os três níveis foram de $18,7^\circ\text{C}$, $11,7^\circ\text{C}$ e $-0,9^\circ\text{C}$, respectivamente. E no dia seguinte, considerando o mesmo horário, as temperaturas apresentam pouca variação: $18,4^\circ\text{C}$, $11,8^\circ\text{C}$ e $-1,4^\circ\text{C}$. A umidade específica não mostrou mudança significativa em sua magnitude nos dias 10 e 11 para o horário das 21:00 UTC (Figura 4.2.1 (b)).

No continente existe uma diminuição da componente zonal do vento do dia 11 ao dia 12, nas camadas de 1500m e 3000m. Quanto a componente meridional do vento no dia 11, nas três camadas analisadas existe um aumento da mesma no horário das 00:00 UTC às 12:00 UTC. No dia 12 considerando os mesmos horários o comportamento da componente meridional é semelhante ao do dia anterior, com exceção do nível de 5000m (Figura 4.2.1 (c)).

No dia 10 às 21:00 UTC sobre o oceano, a componente zonal do vento apresenta intensidade de $10,4 \text{ ms}^{-1}$ no nível de 1500m e no dia 11 analisando o mesmo horário este valor diminui para $7,1 \text{ ms}^{-1}$. Os valores médios observados da componente zonal para o dia 10 às 21:00 UTC foram $10,4 \text{ ms}^{-1}$, $9,16 \text{ ms}^{-1}$ e $9,2 \text{ ms}^{-1}$ nos níveis de 1500, 3000 e 5000m, respectivamente. Enquanto que esta variável apresenta uma diminuição no dia 12 às 21:00 UTC nos três níveis para $7,1 \text{ ms}^{-1}$, $8,5 \text{ ms}^{-1}$ e $6,6 \text{ ms}^{-1}$. Com relação a componente meridional, esta não apresenta variação significativa na camada de 1500m do dia 10 para o dia 11 no horário das 21:00 UTC. Diferentemente das camadas de 3000 e 5000m, onde a componente v aumenta 3 ms^{-1} e 2 ms^{-1} , respectivamente (Figura 4.2.1 (d)).

4. 2. 2 – Análise das Imagens de Satélite

A Figura 4.2.2 mostra as imagens de satélite GOES no canal infra vermelho durante o período do dia 10 até o dia 12.

No dia 10 às 17:45 UTC existe uma formação de nebulosidade sobre a região continental de estudo na forma de uma linha de nuvens cumulunimbos (Cbs). Esta nebulosidade aumenta, e pode ser claramente observada no horário das 20:45 UTC ainda do dia 10. No dia 11 (às 02:45 UTC), esta nebulosidade desloca-se para o interior do continente. Pela imagem de satélite pode-se observar uma grande quantidade de nebulosidade baixa (nuvens estratiformes e cumuliformes) sobre a região de estudo. Analisando as imagens de satélite do dia 11 às 08:45 UTC observa-se um aumento considerável da quantidade de nebulosidade em relação a hora anterior. Ainda no dia 11

às 17:45 UTC uma nova formação de nebulosidade organizada em forma de linha é vista na imagem de satélite estendendo-se sobre parte da costa do litoral nordeste do Pará e norte do Maranhão. A linha intensifica-se no horário das 20:45 UTC (dia 11) e às 23:45 UTC está menos intensa. No dia seguinte (12) às 11:45 UTC a área de estudo aparece com uma diminuição significativa de nebulosidade, o que possivelmente esteve associada à chuva ocorrida no dia 12 às 00:00 e 06:00 UTC atingindo valores de 2,8mm.

A partir das análises de perfis verticais de θ e q , das séries temporais médias nos níveis de 1500, 3000, e 5000m e, também, através das imagens de satélite, pode-se constatar que tanto no dia 10 como no dia 11 (mais intenso), este comportamento no mesmo horário (17:45 UTC) determina duas linhas de instabilidade associadas a um padrão de circulação local. Através desta avaliação, obtém-se que o sistema meteorológico atuante nos dias 10 e 11 foram duas linhas de Cbs (LI) bem intensas.

Essas duas linhas de instabilidade ocorreram associadas à brisa marítima no horário das 17:45 UTC, possuindo as mesmas características durante o processo de formação. Ambas, começam a desenvolver-se durante a manhã com o aquecimento diferencial entre as duas superfícies (oceano e continente) e, com a umidade existente nessas atmosferas. Assim, há a liberação de calor latente na atmosfera, que aciona o mecanismo de formação da linha na região costeira de estudo. No período da tarde, o escoamento do vento no sentido oceano-continente é mais intenso. Essas condições favorecem a intensa atividade convectiva, porém, no dia 11 este processo é mais intenso. Posteriormente, observou-se chuva no dia seguinte (dia 12) sobre o continente, procedente da nebulosidade linear. Este tipo de atividade convectiva na costa nortenordeste da América do Sul também foi encontrado em estudos anteriores feitos por Kousky (1980), Cavalcanti (1982) e Cohen (1989).

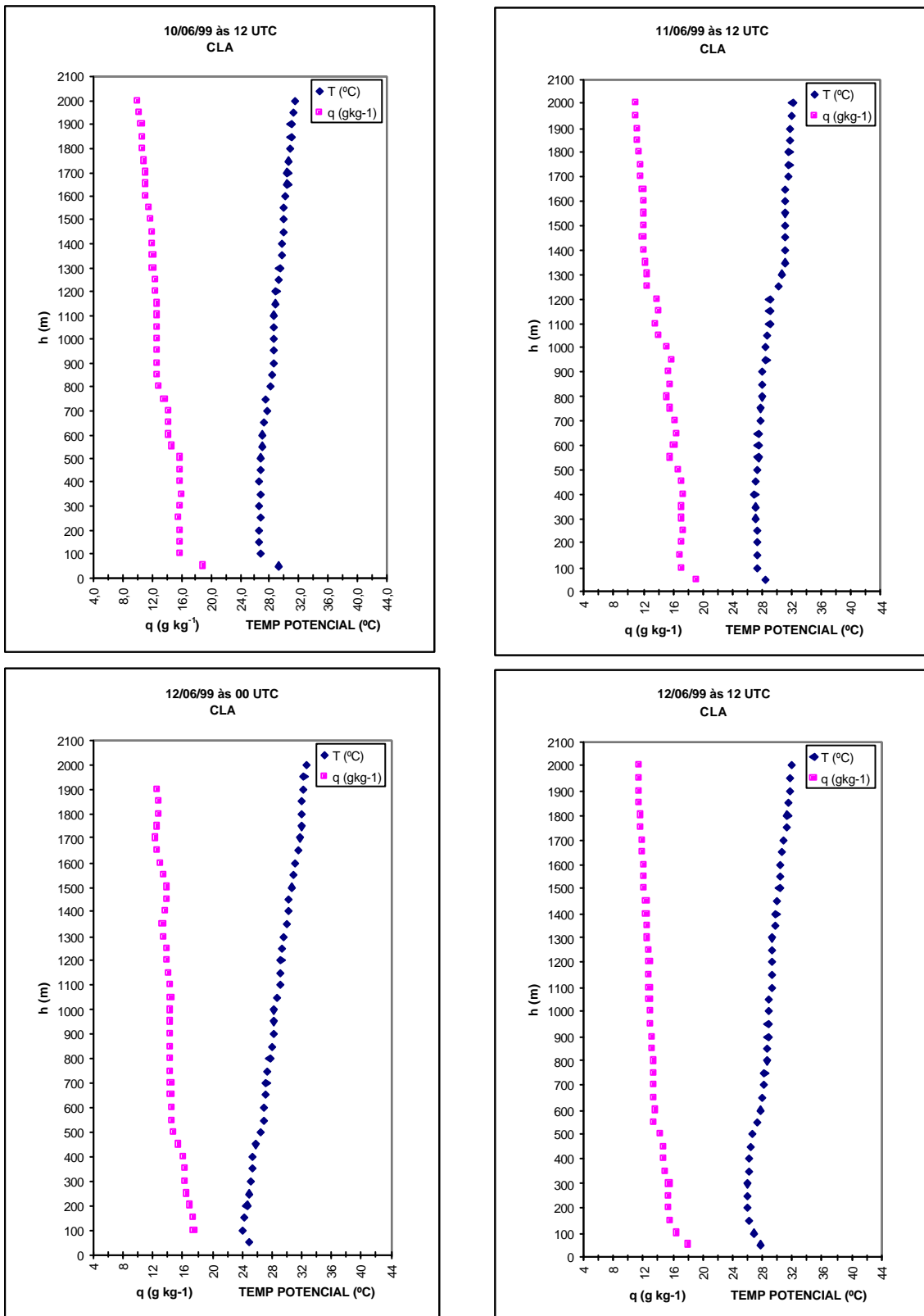


FIGURA 4.2 – Perfis verticais de θ ($^{\circ}\text{C}$) e q ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) durante o período de 10-12/06/99.

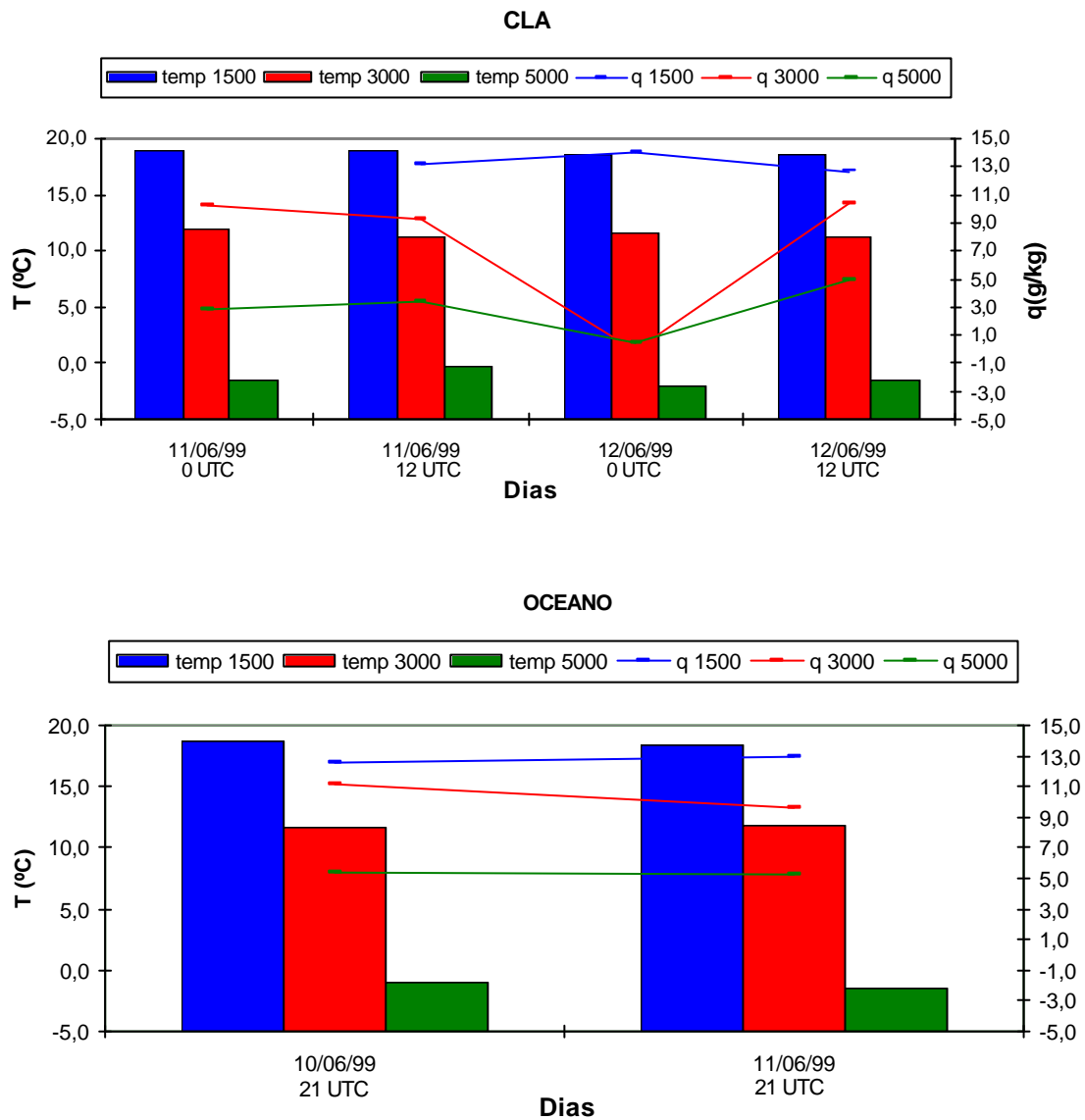


FIGURA 4.2.1 - Valor médio (a) da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) e (b) componente zonal e meridional do vento (ms^{-1}) para os níveis de 1500, 3000 e 5000 m sobre o CLA e sobre o oceano.

(continua)

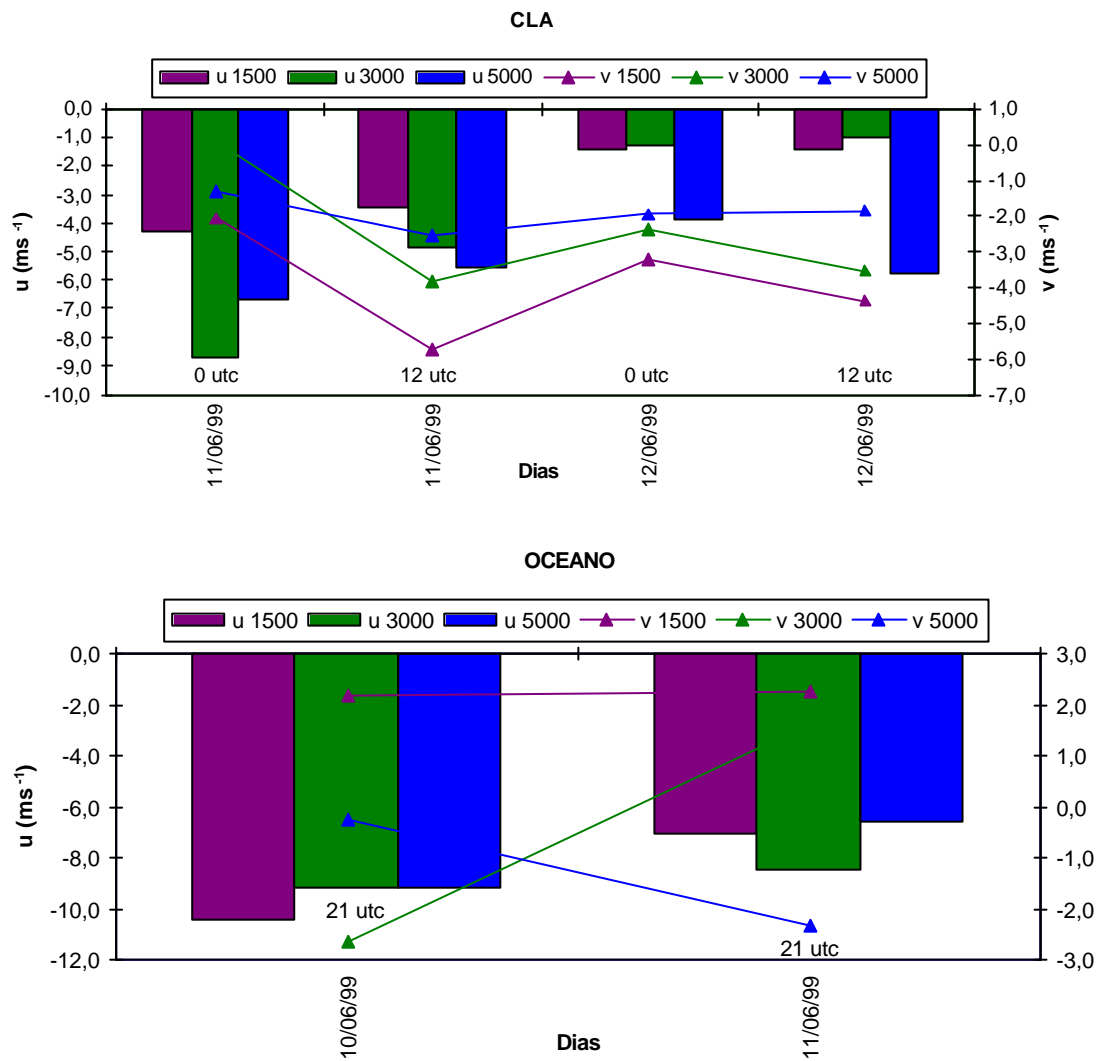


FIGURA 4.2.1 - Conclusão.

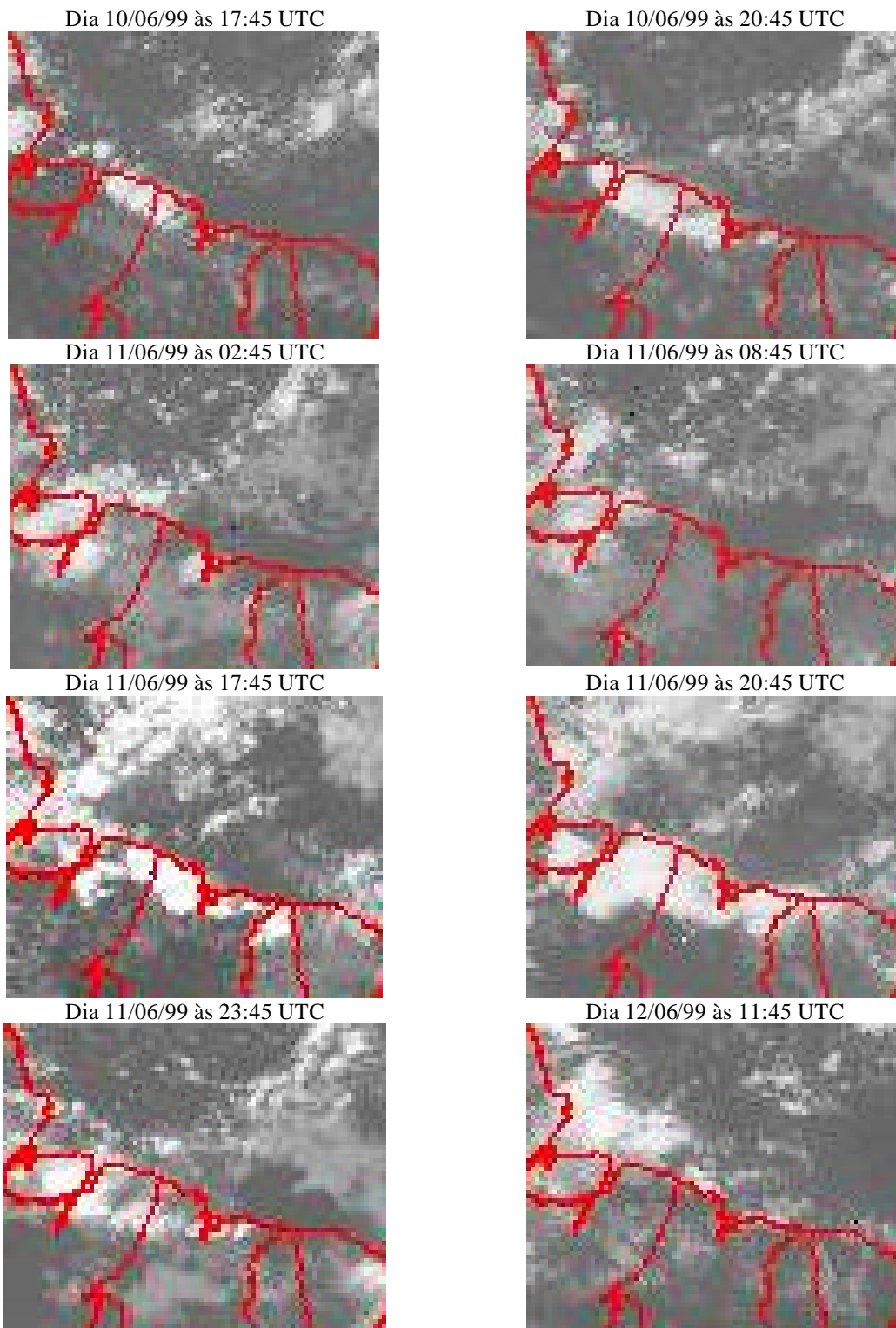


FIGURA 4.2.2 - Nebulosidade observada na região de estudo durante o caso de linha de instabilidade para o período de 10/06/99 a 12/06/99.

4.3 - Séries Temporais dos Elementos Meteorológicos de Superfície

As condições dos elementos meteorológicos de superfície contribuem para análise da estrutura termodinâmica e cinemática da atmosfera durante o período de estudo. Durante esse período as condições atmosféricas reinantes caracterizam uma atmosfera tipicamente tropical em transição, entre os períodos chuvoso e seco da região, estando de acordo com a climatologia, conforme pode ser visto através das séries temporais mostradas a seguir.

A Figura 4.3.1 mostra a série temporal das variáveis de temperatura e umidade relativa do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento. Em relação à distribuição da temperatura do ar (Figura 4.3.1(a)), observa-se uma maior amplitude térmica diária sobre o continente com relação ao oceano. No continente, a maior temperatura observada é de 30,4°C (dia 14 às 12:00 UTC) e a menor é de 23,1°C (dia 14 às 06:00 UTC). No oceano, as máximas temperaturas observadas no navio e na bóia são de 29°C (dia 11 às 12:00 UTC) e 29,1°C (dia 17 às 21:00 UTC) e as mínimas observadas de 26°C (dia 10 às 06:00 UTC) e 24,4°C (dia 16 às 06:00 UTC), respectivamente. A maior amplitude observada no continente ocorre no dia 14, quando o valor observado é de 7,3°C. E para o oceano maior amplitude térmica observada é de 2,6°C ocorrida no dia 16.

O valor médio da temperatura do ar para às 12:00 UTC no CLA, no oceano(navio) e no oceano(bóia PIRATA) é de 28,1 °C, 27,8° C e 26,5°C, e às 24:00 UTC estes valores são de 25,6°C, 27,4°C e 27,4°C, respectivamente. Os maiores valores de temperatura no continente em relação ao oceano (navio e bóia), ocorrem devido ao rápido aquecimento da superfície continental pela radiação incidente na superfície. No oceano, esse processo é mais lento, devido a inércia térmica do oceano. No período noturno, como o resfriamento da superfície é mais rápido na área continental do que na oceânica, conseqüentemente, o valor da temperatura do ar é maior sobre o oceano no horário das 24:00 UTC. Comparando o valor médio da temperatura do ar no CLA e no oceano em relação a média climatológica do mês de junho esta diferença foi de 0,4 acima da média no CLA e 0,1 abaixo da média no oceano.

A maior amplitude térmica reflete-se também na umidade relativa sobre o continente. A maior amplitude da umidade relativa observada ocorre no dia 14, onde o valor máximo é de 96% e mínimo de aproximadamente 60%. A umidade relativa apresenta-se bem uniforme sobre o oceano (tanto nas medidas obtidas no navio quanto na bóia fixa). Os valores máximos e mínimos observados no navio e na bóia foram de 89% e 94% e 75% e 78%, respectivamente (Figura 4.3.1 (b)). A Tabela 4.1 mostra os valores médios dos elementos meteorológicos de superfície para os horários das 12:00 e 24:00 UTC. As umidades relativas médias para o continente, oceano (navio) e oceano (bóia), respectivamente para os horários das 12:00 e 24:00 UTC foram 78 %, 80 % e 85 % e 85 %, 82 % e 83 %. O maior valor da umidade relativa média no continente (87% no dia 16 às 12:00 UTC) ocorre quando observou-se grande quantidade de nuvens sobre o continente. Sobre o oceano, considerando o mesmo horário, a umidade relativa máxima (88%) ocorre no dia 12. O maior teor de umidade encontrado sobre o continente do que sobre o oceano no horário das 24:00 UTC está associado à grande quantidade de nuvens estratiformes e cumuliformes sobre o oceano, pois, segundo Nicholls e LeMone (1980), o principal efeito destas nuvens é a remoção de vapor d'água da superfície através de movimentos ascendentes. Comparando os valores médios encontrados no oceano e no CLA, estes estiveram próximos dos valores climatológicos. No oceano o valor médio observado no período foi de 83%, sendo o valor climatológico de 81% e no CLA também a diferença verificada é relativamente pequena, onde o valor médio observado foi de 82% durante o período para o valor climatológico de 84%.

O comportamento da pressão atmosférica apresenta oscilações normais de dois máximos e dois mínimos diários variando entre 1011 a 1014 hPa no oceano e 1006,5 a 1009 hPa no continente (Figura 4.3.1 (c)). É importante ressaltar que a altitude da estação é de 49m, o que se ajusta exatamente com a diferença de 5 hPa entre os dois locais. Observa-se que a pressão atmosférica média das 12:00 UTC no CLA é de 1008,7 hPa e no oceano é de 1013,3 hPa. Para o horário das 24:00 UTC no CLA o valor é de 1008,3 hPa e no oceano a pressão é de 1012,9 hPa.

A análise da radiação solar incidente foi feita para o CLA e no oceano somente com os dados coletados na bóia do Projeto PIRATA, pois não havia radiômetro instalado no

navio. Observa-se um comportamento semelhante no ciclo diário da radiação nas áreas estudadas, com exceção dos dias 13 e 14. Nos dias 13 e 14 observa-se uma diminuição da radiação que chega ao oceano. A maior quantidade de radiação incidente observada no continente é de 1052 W.m^{-2} no dia 16 às 13:00 HL. Sobre o oceano a maior quantidade de energia incidente ocorre no dia 11, onde o valor máximo observado é de $973,3 \text{ W.m}^{-2}$ às 13:00 HL. Nos dias 13 e 14 sobre o oceano existe uma diminuição significativa da radiação para $564,8 \text{ W.m}^{-2}$ e $362,8 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente considerando a radiação observada no dia 11 para este mesmo horário (Figura 4.3.1 (d)). Nesses dias verifica-se através das cartas sinóticas, que a ZCIT encontra-se com intensidade moderada sobre a região oceânica de estudo e, no dia seguinte observa-se uma diminuição na intensidade desse sistema, caracterizando-se assim, que a nebulosidade presente esteve associada à ZCIT. Essa nebulosidade, intercepta a radiação solar antes que a mesma atinja a superfície oceânica. Inclusive, soma-se a esse fator a chuva leve ocorrida no dia 13, provavelmente originada de nuvens estratiformes.

Constata-se que a direção predominante do vento é de NE-SE no oceano oriundos dos ventos alíseos e no CLA a predominância é de NE oriundo do oceano (Figura 4.3.1 (e)), conforme também observado por Fisch (1997). Para a avaliação do regime de vento fez-se a decomposição em componentes zonal e meridional do vento (Figuras 4.3.1 (f) e (g)), respectivamente. As maiores velocidades do vento ($10,5 \text{ ms}^{-1}$ e $11,0 \text{ ms}^{-1}$) ocorrem no horário das 00:00 e 12:00 UTC, respectivamente. No continente o vento intensificava-se entre os horários das 15:00 e 18:00 UTC, sugerindo o surgimento de uma circulação. Na Tabela 4.1 pode-se observar que a direção do vento médio para os horários das 12:00 UTC e 24:00 UTC é de E-SE nos dois sítios experimentais, com exceção dos dias 14 e 15, quando observa-se mudanças na direção do vento para NW- W sobre o continente. As velocidades médias do vento para o horário das 12:00 UTC são 3 ms^{-1} e $6,6 \text{ ms}^{-1}$ e para o horário das 24:00 UTC são de $2,6 \text{ ms}^{-1}$ e 2 ms^{-1} no CLA e no oceano, respectivamente.

Outro elemento meteorológico estudado foi a temperatura da superfície do mar (TSM). A Figura 4.3.1 (h) mostra o comportamento da TSM observada com medidas feitas no navio e na bóia do Projeto PIRATA. As TSMs máximas foram $28,5^{\circ}\text{C}$ e $27,9^{\circ}\text{C}$ e

mínimas de 27°C e 27,3°C, respectivamente. A maior uniformidade dos valores de TSM coletados pela bóia estão relacionados à frequência temporal, de coleta de dados, coletados a cada 10 minutos e posteriormente calculado um valor médio, enquanto que, no navio, estas medidas eram instantâneas e feitas uma única vez.

A Figura 4.3.1 (i) mostra a distribuição de chuva acumulada no oceano e no continente durante o período estudado. As precipitações ocorreram nos dias 09,10,12,13 e 16 no oceano, com um total acumulado de 13 mm, sendo que os maiores valores observados desta variável foram de 3, 0,75 e 9,25 mm ocorridas nos dias 9, 10 e 12, respectivamente. No CLA, as precipitações ocorreram nos dias 11,12,13,15 e 16, onde a maior quantidade medida foi de 2,8 e 3,6 mm nos dias 12 e 13, e o total acumulado do período foi de 7,6 mm.

Também, fez-se uma avaliação dos processos de evaporação e radiação, através da diferença da temperatura do ar e a TSM (Figura 4.3.1 (j)), para definir a intensidade de resfriamento ou aquecimento da TSM. A diferença máxima positiva, isto quer dizer, temperatura do ar maior que a TSM foi de 1,2°C no dia 17 às 21:00 UTC e a diferença máxima negativa, ou seja, a TSM maior que a temperatura do ar foi de 3°C ocorrida no dia 16 às 12:00 UTC. Pela série temporal obtém-se um valor médio desta diferença de 0,5°C negativos, mostrando uma maior absorção da radiação com relação ao processo de evaporação.

Ao longo do litoral o aquecimento é diferenciado. Sabe-se que o clima do oceano é caracterizado por pequenas variações horizontais de temperaturas. Fazendo uma análise geral das condições de superfície para o período estudado, verifica-se que as horas de máxima radiação solar incidente (que é a variável que basicamente controla as condições de superfície) está relacionada com a maior temperatura. O gradiente térmico estabelecido entre o oceano e o continente e, por conseguinte, o gradiente de pressão no litoral, cria condições favoráveis à circulação local. Isto pode ser constatado quando ocorre a intensificação do vento entre os horários das 15:00 e 18:00 UTC sobre a região do CLA.

O gradiente térmico existente entre o continente e o oceano pode ser visto na Figura 4.3.1 (l). Nesta figura, a série temporal refere-se a diferença entre a temperatura do ar sobre a superfície do CLA e a temperatura do ar sobre a superfície oceânica para o período do dia 10 ao dia 18. Quando o resultado dessa diferença é positivo, significa que a temperatura do ar no CLA é maior do que sobre o oceano, indicando uma circulação no sentido oceano-continente (brisa marítima) ocorrendo geralmente no horário entre às 15:00 e 18:00 UTC. Do contrário, quando o resultado da diferença é negativo, ou seja, quando a temperatura do ar do oceano é maior do que sobre o CLA, indica uma circulação com sentido continente-oceano (brisa terrestre), que é verificada entre os horários das 03:00 e 09:00 UTC. Conforme Wexler (1946) já havia observado, a penetração da brisa é maior quando a atmosfera apresenta-se mais instável.

As precipitações ocorridas são predominantemente convectivas. As altas temperaturas estão associadas à intensa radiação solar incidente na região, embora, grande parte da energia seja convertida em calor latente de evaporação. Os principais mecanismos que explicam as condições atmosféricas do período de estudo na região, resultam da combinação ou atuação predominante da ZCIT, das brisas marítima e terrestre e das linhas de instabilidade.

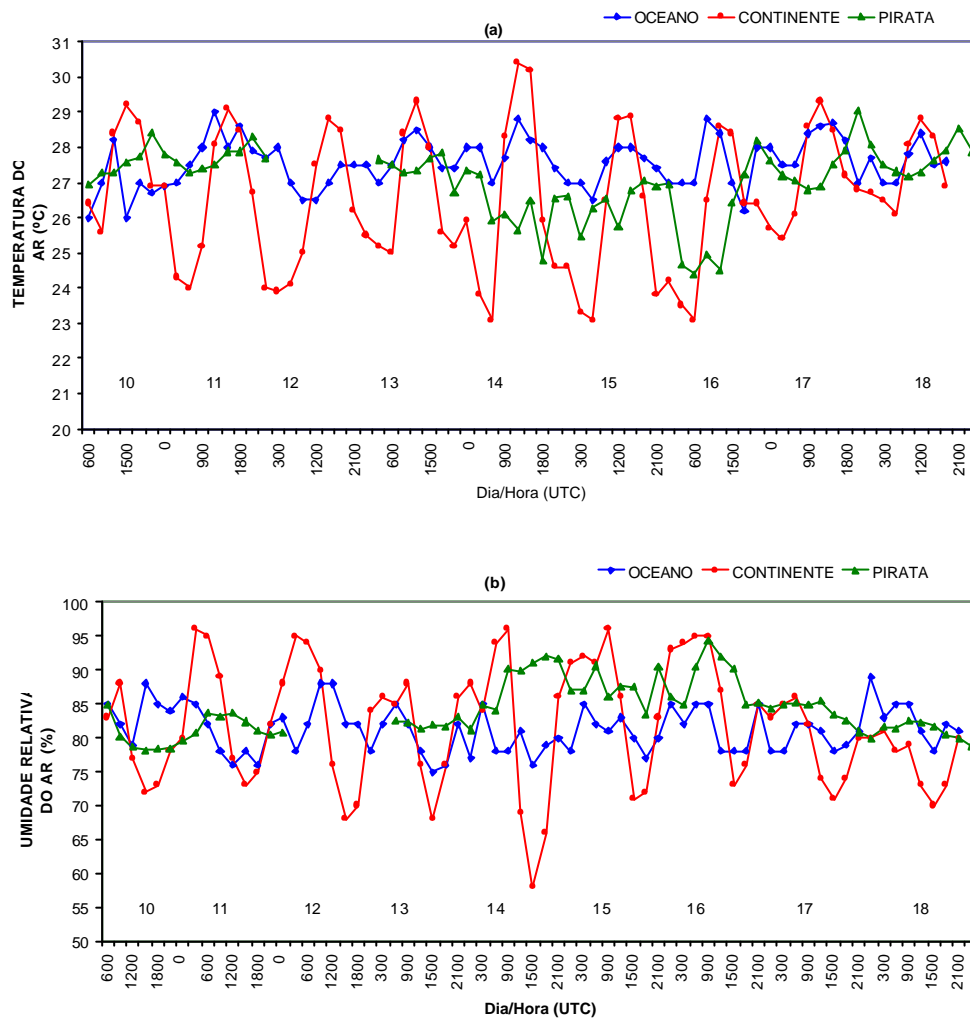
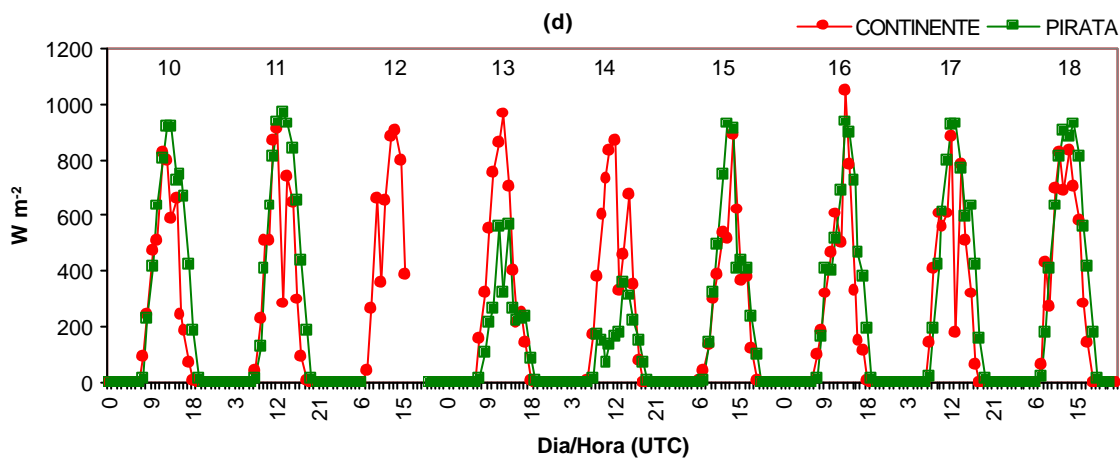
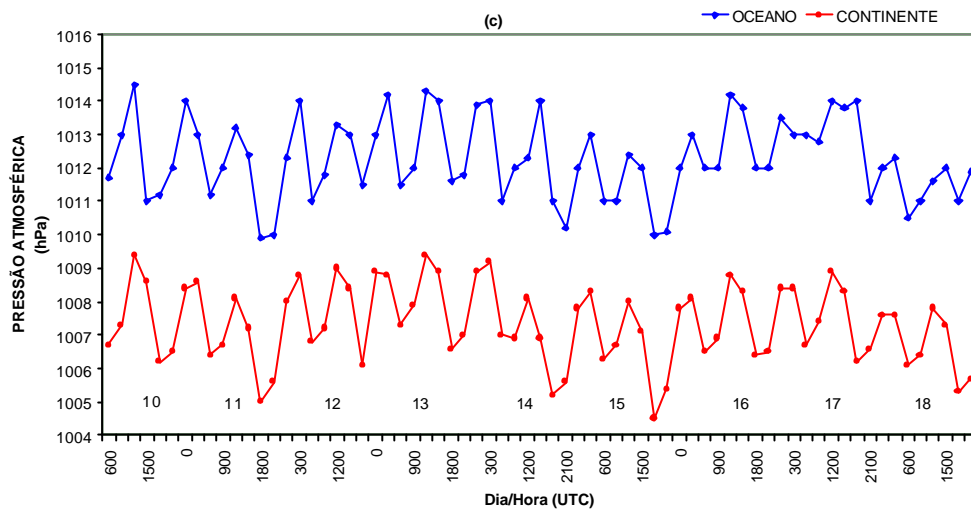
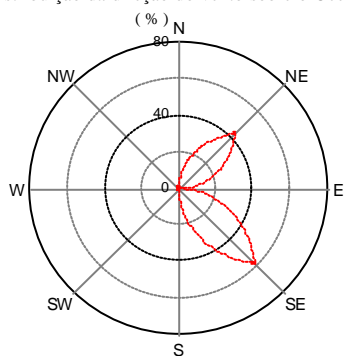


FIGURA 4.3.1 – Série Temporal da temperatura do ar (a), umidade relativa (b), pressão atmosférica (c), radiação solar incidente (d), direção do vento no oceano e no CLA (e), componente zonal do vento (f) e componente meridional (g), temperatura da superfície do mar (TSM) (h), precipitação (i), diferença entre a temperatura do ar e a TSM (j) e gradiente térmico entre o continente e o oceano (l) para o período de 10/06 a 18/06.



Distribuição da direção do vento sobre o Oceano



Distribuição da direção do vento sobre o CLA

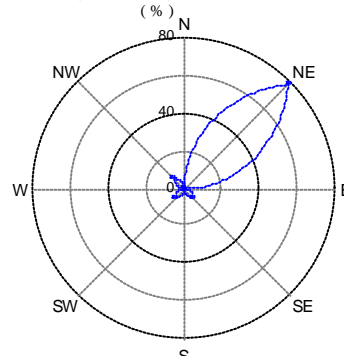


FIGURA 4.3.1 Continuação

(continua)

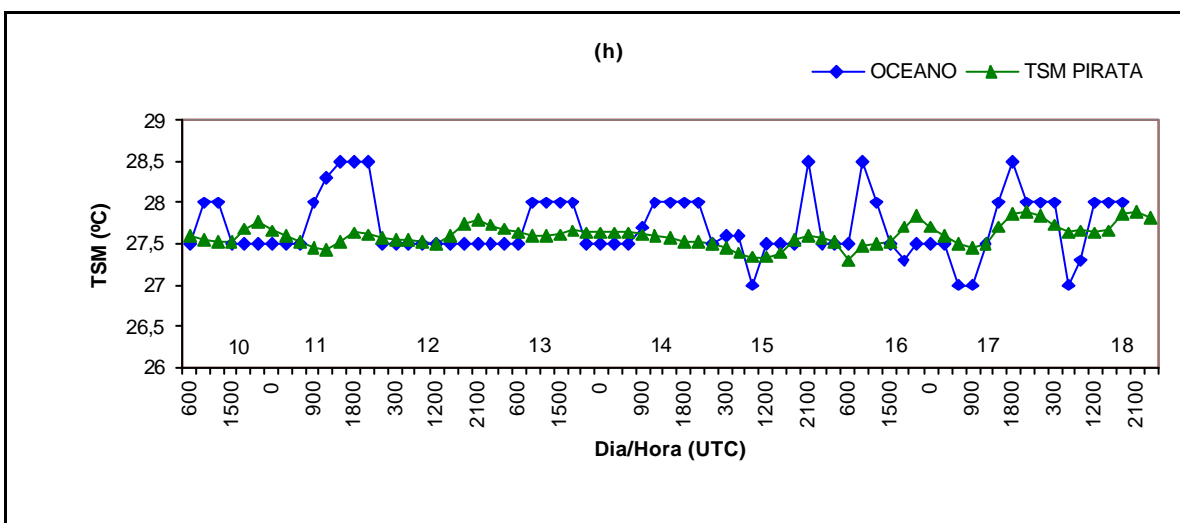
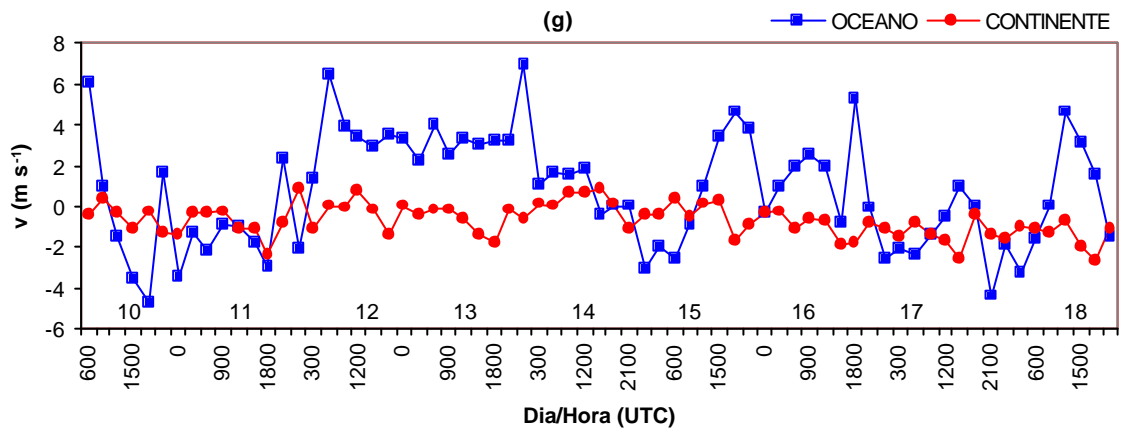
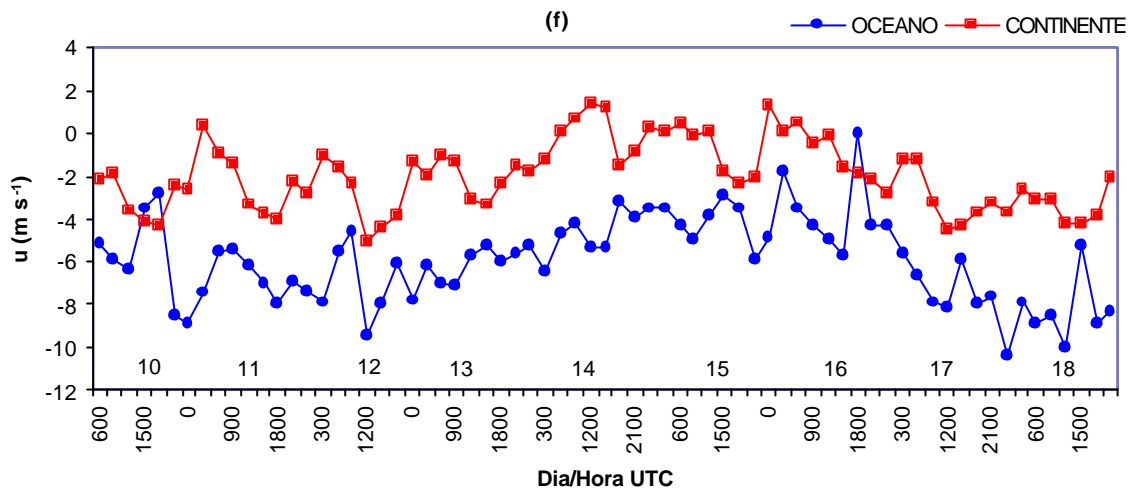


FIGURA 4.3.1 Continuação

(continua)

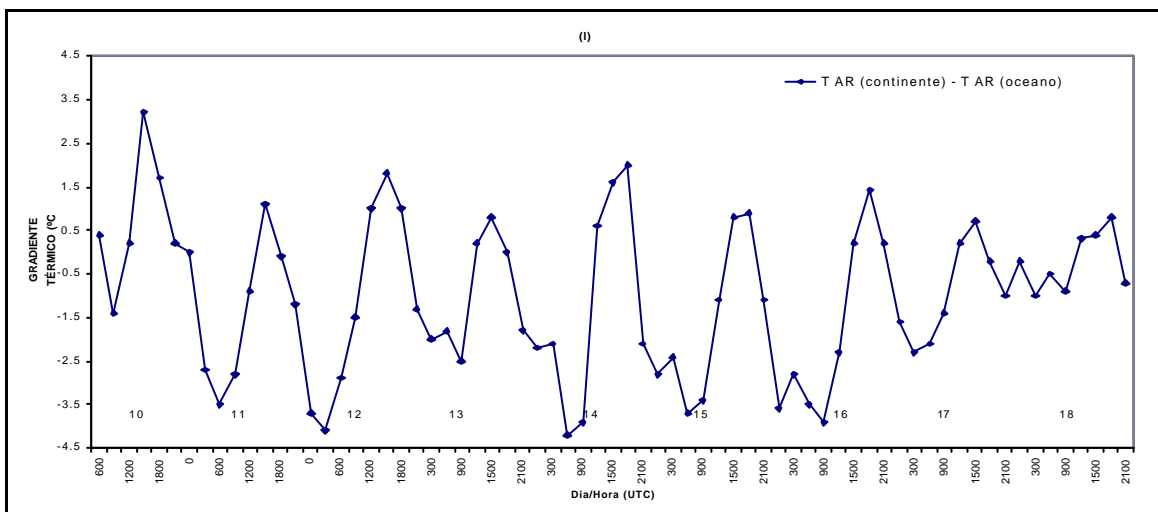
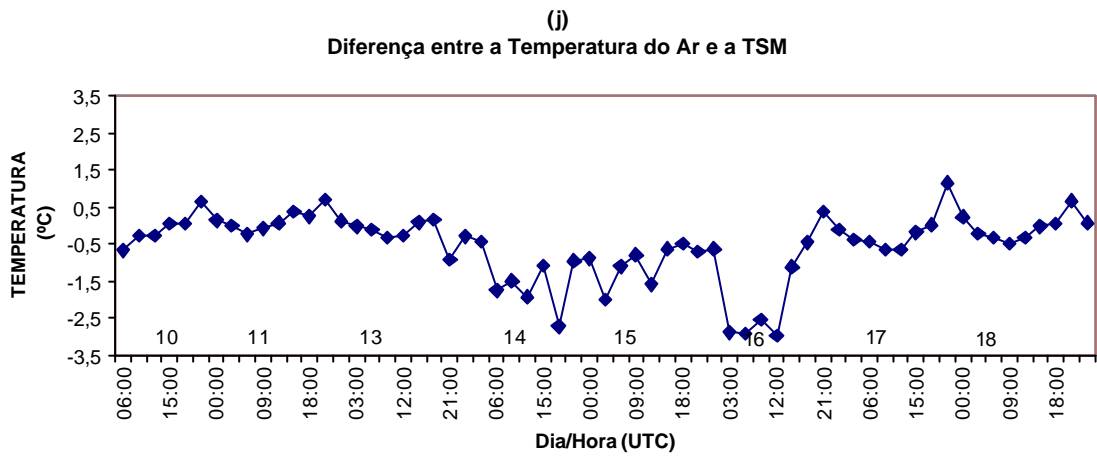
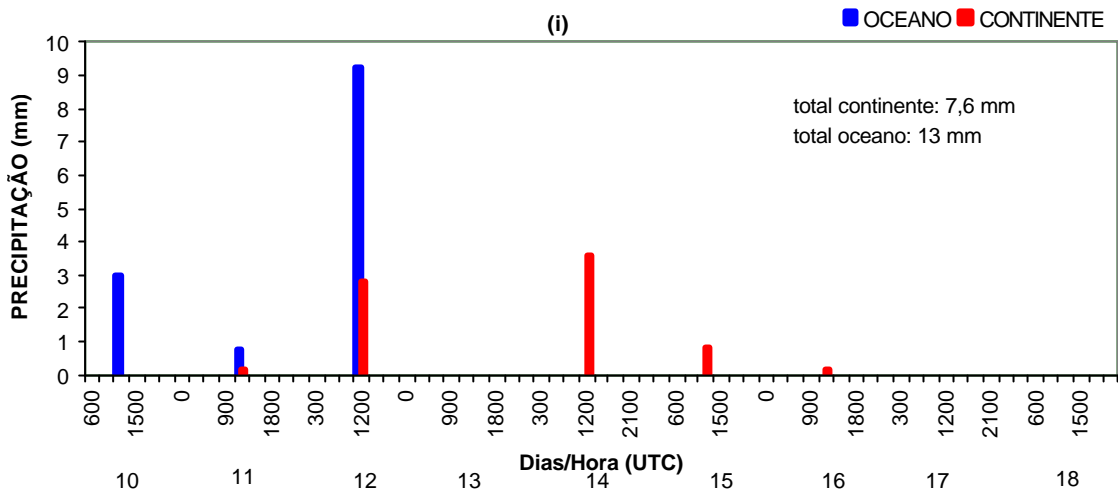


FIGURA 4.3.1 – Conclusão.

TABELA 4.1 – Valores Médios, Máxima, Mínimo e Desvio Padrão dos Elementos Meteorológicos de Superfície para os Horários das 12:00 e 24:00 UTC.

ELEMENTO CLIMÁTICO		CLA		OCEANO	
		12:00 UTC	24:00 UTC	12:00 UTC	24:00 UTC
	MÉDIA	27,8	25,6	28,0	27,5
TEMPERATURA (°C)	MAXIMA	28,4	26,9	29,0	28,5
	MÍNIMA	26,5	23,8	26,5	26,9
	DESVIO PADRÃO	0,74	1,15	0,67	0,48
	MÉDIA	78	85	80	82
UR (%)	MAXIMA	87	93	88	89
	MÍNIMA	69	79	76	75
	DESVIO PADRÃO	5,33	4,57	3,42	4,94
	MÉDIA	1008,7	1008,3	1013,3	1012,9
PRESSÃO (hPa)	MAXIMA	1009,4	1007,8	1014,3	1011,6
	MÍNIMA	1009,4	1007,6	1014	1012
	DESVIO PADRÃO	0,62	0,58	0,94	0,85
	MÉDIA	99	124	101	90
DIR. DO VENTO (°)	MAXIMA	244	334	120	86
	MÍNIMA	10	62	143	49
	DESVIO PADRÃO	65,23	98,73	14,91	30,43
	MÉDIA	3,06	2,12	6,64	7,63
VEL. DO VENTO (m/s)	MAXIMA	5,1	4	11	10,5
	MÍNIMA	0,1	0,5	4	4,6
	DESVIO PADRÃO	1,61	1,07	2,25	2,12

4.4 - Avaliação do Domínio das Sondagens

Para analisar a representatividade das sondagens sobre o oceano e continente foi feita uma avaliação do deslocamento espacial da radiossonda (Tabela 4.2).

O deslocamento da radiossonda foi verificado através da fórmula:

$$d(x, y) = \sqrt{(x - x_o)^2 + (y - y_o)^2}$$

Considerando que x_o e y_o são os pontos de partida da radiossonda, ou seja (0,0) e sendo x igual ao deslocamento ao longo da componente zonal e y igual ao deslocamento na componente meridional. A distância máxima é o maior valor de d ao longo da sondagem.

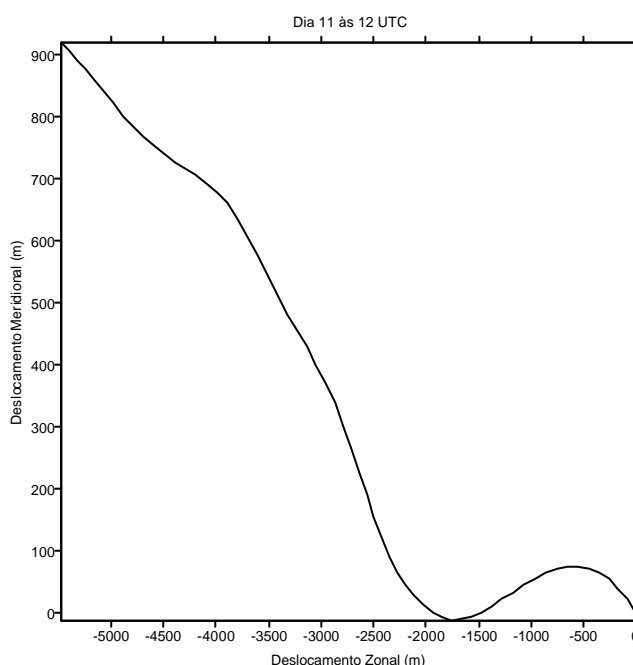


FIGURA 4.4.1 - Deslocamento espacial da radiossondagem sobre o CLA no dia 11 às 12 UTC.

Esta avaliação foi feita da superfície (ponto de partida definido como a coordenada (0,0) até os primeiros 3000m. Esta altura foi escolhida por ser aquela que representa a influência da superfície na camada limite.

A Tabela 4.2 apresenta o raio de abrangência para cada sondagem realizada no oceano e no continente. Através dessa Tabela, observa-se que as radiossondas são

representativas de cada superfície. As radiossondas sobre o oceano que apresentam maiores valores de deslocamento estão relacionadas com as maiores distâncias do navio em relação a costa, e também a diferença dos ventos em altitude.

O deslocamento da sondagem no oceano variou de 1,40 a 8,42 km. No continente o menor deslocamento foi de 340m e o maior foi de 3,75 km. A distância média no continente e no oceano foi de 2,39 km e 4,86 km, respectivamente. O deslocamento máximo de 8,42 km ocorre no oceano. Embora este valor seja alto, ele é aceitável por se tratar de uma área extensa e uniforme que é o oceano. As radiossondagens realizadas no continente também representam muito bem as características continentais com um raio de deslocamento do seu ponto inicial de 2,39 km. Sendo assim, pode-se dizer que os dados coletados representam bem as características das CLPs mostradas.

TABELA 4.2 – Deslocamento Máximo Alcançado pelas Sondagens Realizadas sobre o Oceano e Continente.

DATA	HORA UTC	N.º DA SONDAAGEM	DOMÍNIO DA SONDAAGEM (km)	DATA	HORA UTC	N.º DA SONDAAGEM	DOMÍNIO DA SONDAAGEM (km)
OCEANO				CLA			
09/06/99	12	1	6,38	10/06/99	12	1	0,34
09/06/99	21	2	8,42	11/06/99	0	2	3,11
10/06/99	12	3	6,57	11/06/99	12	3	3,75
10/06/99	21	4	8,33	12/06/99	0	4	2,02
11/06/99	21	5	5,55	12/06/99	12	5	2,15
12/06/99	24	6	8,33	12/06/99	24	6	2,19
13/06/99	12	7	4,91	13/06/99	12	7	2,00
13/06/99	18	8	5,81	13/06/99	18	8	3,32
13/06/99	21	9	4,16	13/06/99	21	9	3,27
13/06/99	24	10	6,44	13/06/99	24	10	1,99
14/06/99	12	11	4,09	14/06/99	12	11	2,21
14/06/99	18	12	1,93	14/06/99	18	12	0,73
14/06/99	21	13	1,40	14/06/99	21	13	1,75
14/06/99	24	14	3,10	14/06/99	24	14	2,45
15/06/99	12	15	2,68	15/06/99	12	15	1,88
15/06/99	18	16	2,66	15/06/99	18	16	1,69
15/06/99	21	17	2,20	15/06/99	21	17	1,90
15/06/99	24	18	2,97	15/06/99	24	18	2,38
16/06/99	15	19	3,75	16/06/99	12	19	2,72
18/06/99	12	20	7,54	16/06/99	24	20	3,63
				17/06/99	12	21	3,00
				17/06/99	24	22	3,58
				18/06/99	12	23	2,83
MÉDIA			4,86				2,39

4.5 - Aspectos Termodinâmicos da Atmosfera

O estudo termodinâmico da atmosfera tropical continental (no CLA) e tropical marítima (no Oceano Atlântico) será feito para os dias 13, 14 e 15 de junho de 1999 para as sondagens realizadas nos horários das 12, 18 e 21 UTC, onde atribui-se mais ênfase a CLC ou camada de mistura. Os parâmetros termodinâmicos descritos a seguir estão resumidos na Tabela 4.3.

Analisando a estrutura termodinâmica da atmosfera, observa-se que o Nível de Condensação Convectiva (NCC), ou ainda, nível de pressão onde encontra-se a base da nuvem, para o dia 13 às 12:00 UTC no CLA situa-se, aproximadamente, em 890 hPa. A Energia Disponível para Convecção (CAPE) é de 1679 Jkg^{-1} .

Foi também calculado a água precipitável, que é a quantidade de vapor d'água contido em um ambiente. Com o mesmo recurso utilizado para o cálculo dos parâmetros termodinâmicos descritos anteriormente o NCC e o Nível de Condensação por Levantamento (NCL). A Tabela 4.3 mostra o nível de pressão que se encontram estes níveis para o CLA e o oceano. A altura do NCL está baseada nas propriedades da camada de mistura. A altura da camada de mistura sob condições de bom tempo tem sido encontrada tipicamente próximo de 500m sobre regiões oceânicas (Garstang e Fitzjarrald, 1999).

Para o dia 13 às 12:00 UTC e 18:00 UTC, o valor de CIN observado no continente esteve próximo de zero ($1 \text{ e } 3 \text{ Jkg}^{-1}$), quando é observado uma camada superadiabática próxima da superfície. Em geral, no CLA, o máximo valor de CIN não excede 17 Jkg^{-1} . Percebe-se que o CIN diminui o seu valor antes da convecção e aumenta durante a chuva para 9 Jkg^{-1} . No oceano o maior valor encontrado de CIN foi de 29 Jkg^{-1} para um valor de CAPE observado de 445 Jkg^{-1} .

As principais características são semelhantes durante a evolução dos eventos convectivos. Considera-se, por exemplo, o dia 13/06/99. Antes de iniciar a convecção profunda sobre o oceano, acima de 1500 m (ou aproximadamente 850 hPa), o CAPE é de 288 Jkg^{-1} e o CIN 18 Jkg^{-1} . Durante a convecção, o valor do CIN diminui para menos que 10 Jkg^{-1} , enquanto que o CAPE aumenta para 640 Jkg^{-1} .

Para o dia 13 às 18 UTC no oceano, a atmosfera apresenta o CAPE muito baixo para este horário (290 Jkg^{-1}). Esse resultado também está associado a diminuição na quantidade de radiação solar incidente ocorrida neste dia. Considerando o mesmo horário no CLA a base da nuvem está aproximadamente 970 hPa ou 400 m.

No continente (dia 15 às 12:00 UTC) o CAPE observado é de 1560 Jkg^{-1} , que é o dobro observado no oceano (721 Jkg^{-1}). No horário das 18:00 UTC o CAPE sobre o CLA é um pouco menor (1405 Jkg^{-1}). Ainda assim, apresenta muita energia disponível para convecção. Observa-se às 21:00 UTC sobre o CLA o aumento do CAPE para o valor de 1814 Jkg^{-1} . Sobre o oceano o CAPE apresenta o mesmo comportamento verificado anteriormente para o continente.

Através desses cálculos observa-se que os maiores valores de CAPE são encontradas no continente e os menores valores sobre o oceano, já que no continente tem-se um maior aquecimento da superfície, o que irá favorecer a convecção. Através da Tabela 4.3 é possível observar que no continente o menor valor de CAPE foi de 1169 Jkg^{-1} no dia 13 às 18:00 UTC e o maior valor (1844 Jkg^{-1}) no dia 14 às 21:00 UTC. No oceano o menor valor foi de 288 Jkg^{-1} no dia 13 às 12:00 UTC e o maior valor (1034 Jkg^{-1}) no dia 15 às 21:00 UTC.

Analisando os valores médios de água precipitável sobre ambas superfícies, observa-se que estes encontram-se bem próximos, variando de $2,2 \text{ gcm}^{-1}$ a $2,0 \text{ gcm}^{-1}$ no CLA e no oceano, respectivamente. Isto acontece, provavelmente, pela pequena distância existente entre estes dois sítios experimentais, apesar de serem distintos. Porém, vale ressaltar que

a água precipitável (w) é um valor integrado ao longo da atmosfera, e além disso, esta análise foi feita a partir de 28 m de altura (primeiro nível da radiossondagem).

TABELA 4.3 – Parâmetros Termodinâmicos Calculados para os Dias 13, 14 e 15 de Junho de 1999.

		CIN (Jkg^{-1})		CAPE (Jkg^{-1})		ÁGUA PRECIPI_ TÁVEL (gcm^{-2})		NCL (hPa)		NCC (hPa)	
DIA	HORA (UTC)	CLA	OCEA NO	CLA	OCEA NO	CLA	OCEA NO	CLA	OCEA NO	CLA	OCEA NO
13	12:00	1	18	1679	288	2,1	1,9	955	940	890	890
13	18:00	3	7	1169	640	2,3	2,0	930	940	970	870
13	21:00	9	5	1481	700	2,4	2,1	960	960	880	900
14	12:00	11	29	1619	445	1,8	1,7	965	940	880	870
14	18:00	7	6	1287	802	2,2	2,1	930	950	890	890
14	21:00	17	11	1844	759	2,5	2,1	965	955	870	890
15	12:00	14	15	1560	721	2,0	1,9	980	960	870	890
15	18:00	8	14	1405	641	2,1	2,1	930	951	870	870
15	21:00	10	6	1814	1034	2,3	2,2	965	955	875	890
MÉ DIA				1540	670	2,2	2,0	953	950	888	834

4.6 - Altura da Camada Limite Convectiva (CLC)

A Tabela 4.4 sintetiza a altura média da CLC em função da temperatura potencial (h_θ) e umidade específica (h_q), e também apresenta a temperatura potencial média e umidade específica média no CLA e no oceano. A altura de 200m da CLC sobre o continente no dia 15 às 12:00UTC, possivelmente esteve associado a chuva ocorrida neste horário.

Devido a CLC ser um elo entre os fluxos de calor sensível e de calor latente e o ar mais seco proveniente do movimento de subsidência acima, a própria representação da sua profundidade (altura) e a estrutura termodinâmica devem ser entendidas e inseridas nos modelos de previsão. Para comparar as duas camadas limites marinha e continental, a fim de se estudar suas estruturas, características e peculiaridades, aplicou-se o método de estimativa da altura da CLC, segundo Munley e Hipps (1991), conforme foi descrito no capítulo anterior.

Analisando a camada limite convectiva para os dias 13, 14 e 15, observa-se que altura da CLC é quase sempre maior sobre o continente em relação ao oceano, sendo a altura máxima 717m às 18:00 UTC no continente e 600m no oceano no horário das 21:00 UTC (Figura 4.6 (a)). A temperatura potencial também é sempre maior no continente do que no oceano. A temperatura máxima ocorre no horário das 18:00 UTC, com valor observado de 301,2 K e 299,8 K no continente e oceano, respectivamente (Figura 4.6 (b)). A umidade específica também é maior durante os horários das 12:00 e 21:00 UTC no continente, entretanto, esta umidade tem um comportamento diferente com relação aos horários de máximo e mínimo valor no continente e no oceano. Na Figura 4.6 (c) observa-se que quando a umidade atingia seu valor mínimo ($16,5 \text{ g.kg}^{-1}$) no continente no horário das 18:00 UTC, sobre o oceano, a mesma alcançava seu valor máximo ($16,3 \text{ g.kg}^{-1}$). Porém o continente apresenta um pequeno ciclo diário (amplitude de aproximadamente 1 g.kg^{-1}), enquanto que no oceano é bem homogêneo.

TABELA 4.4 – Valores de h_q , h_q , q_m e q_m no CLA e no Oceano.

CLA					
DIA	HORA (UTC)	h_q	h_q	q_m	q_m
		(m)	(m)	(K)	(g/kg)
13	12	700	600	300,2	17,19
	18	800	850	300,9	16,55
	21	900	850	300,7	16,99
14	12	400	300	300,5	15,13
	18	650	650	303,3	16,31
	21	400	300	302,2	17,89
15	12	200	250	298,5	17,75
	18	700	550	301,4	16,42
	21	650	600	300,2	17,15
MÉDIA	12	433	383	299,7	16,7
	18	716	683	301,8	16,4
	21	650	583	301	17,3
OCEANO					
DIA	HORA (UTC)	h_q	h_q	q_m	q_m
		(m)	(m)	(K)	(g/kg)
13	12	500	500	299,4	15,73
	18	450	350	299,9	16,25
	21	800	800	299,7	15,81
14	12	250	300	299,3	15,87
	18	500	400	299,7	16,56
	21	550	250	299,6	16,65
15	12	350	300	298,8	16,44
	18	450	300	299,6	16,40
	21	450	400	299,6	16,72
MÉDIA	12	366	366	299,2	16,0
	18	466	350	299,7	16,4
	21	600	483	299,6	16,4

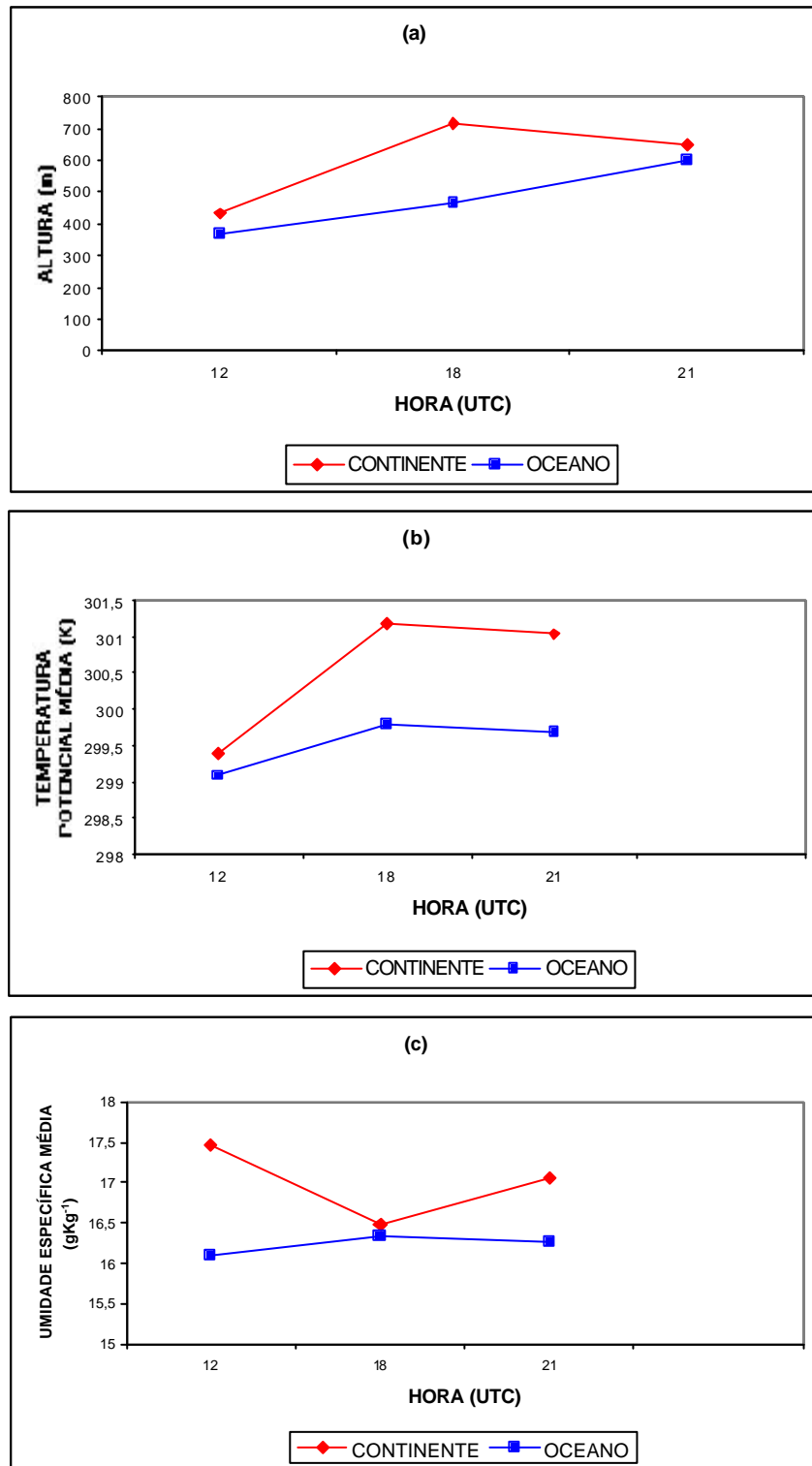


FIGURA 4.6 – Altura média da CLC (a) e temperatura potencial média (b) e umidade específica média (c) em relação à altura média durante os dias 13,14 e 15.

A estrutura da camada limite é descrita pela interpretação de perfis verticais do lançamento de radiossondas nos horários das 12, 18, 21 e 24 UTC. A radiossonda necessita de cerca de 13 minutos para atingir uma altitude de 4 km com velocidade de ascensão de aproximadamente $5,0 \text{ ms}^{-1}$.

Analisando as sondagens, através do perfil de temperatura potencial e umidade específica, observa-se que a altura da CLC esteve entre 250 e 800m no oceano. Para o continente esta altura variou entre 200 e 900m, considerando os horários sinóticos das 12:00, 18:00 e 21:00 UTC. Esses resultados podem ser visto nas Figuras 4.6.1 (a) e (b) para o dia 13, Figuras 4.6.1 (c) e (d) para o dia 14, Figuras 4.6.1 (e) e (f) para o dia 15 e Figuras 4.6.2 (a) e (b), Figuras 4.6.2 (c) e (d) e Figuras 4.6.2 (e) e (f).

Os perfis de temperatura das radiossondagens são apresentados na Figura 4.6.1. A altura das CLCs podem ser deduzidas por estes perfis.

A estrutura da CLP no dia 13 sobre o CLA às 12:00 UTC apresenta-se com uma camada superficial bem definida até os 100m acima da superfície. Acima, está a camada convectivamente bem misturada (CLC) que estende-se até 700m, limitada por uma camada de inversão (ou zona de entranhamento), com espessura de cerca de 100m. Ainda existe uma pequena camada residual da camada limite do dia anterior, que encontra-se acima de 800m, onde o perfil de temperatura potencial mostra-se ligeiramente estável nesta camada residual. Acima de 950m de altitude, observa-se uma camada um tanto espessa, determinada pela inversão (CI).

Sobre o oceano, considerando o mesmo horário, a CLC pode ser observada com uma altura de 500m, sendo limitada acima por uma zona de entranhamento, estendida até 850m da superfície, e finalmente por uma camada de inversão logo acima da zona de entranhamento. Às 18:00 UTC, no continente a CLC aumentou para 800m e também está mais aquecida. A ZE logo acima da CLC pode ser observada até 1200m da superfície. Sobre oceano a CLC também está mais quente neste horário. A altura da CLC é de 450m e acima desta altura observa-se a ZE. Três horas depois (às 21 UTC) observa-se o desenvolvimento máximo da CLC sobre o continente e oceano, sendo estes

valores de 900 e 800m, respectivamente. Observou-se neste dia (13), sobre o oceano, que quando o vento era quase constante na sua magnitude ou quando existia uma desaceleração do mesmo, a CLC era mais desenvolvida (em termos de altura). Ao passo que, quando o vento era mais intenso, observou-se as menores alturas da CLC marítima. Esse resultado mostra que a turbulência térmica é mais eficiente no desenvolvimento da CLC. Ao contrário desse mecanismo, o mecanismo de advecção sobre o oceano inibe o crescimento da CLC neste caso.

No dia seguinte (dia 14) às 12:00 UTC, a altura da CLC ainda é pequena no continente (400m) e no oceano (250m). Entretanto, as CLCs continental e marítima crescem no horário das 18:00 UTC para 650 e 500m, respectivamente, e também estando mais aquecida. Às 21:00 UTC, a altura da CLC volta a diminuir (devido ao resfriamento radiativo) para 400m no continente e ainda cresce 50m no oceano (550m). Acima da CLC está a zona de entranhamento que persiste até a altura de 800m, a partir desta altura encontra-se a CR que estende-se até 1400m limitada acima pela camada de inversão.

Para o dia 15, às 12:00 UTC a CLCs tem as alturas de 200 e 350m sobre o CLA e o oceano, respectivamente. A ZE acima das CLCs continental e marítima estendem-se até 700 e 500m. Ambas CLCs apresentam-se mais frias no horário das 12:00 UTC com relação aos próximos horários em ambos os sítios. A CLC é mais quente e mais profunda (700m) sobre o CLA no horário das 18:00 UTC. No oceano também há o crescimento da CLC para 450m e um moderado aquecimento. Às 21:00 UTC sobre o CLA, a CLC começa a decair em altura para 650m. Este decaimento não é visto sobre o oceano, onde a CLC permanece com a altura de 450m.

No continente, tanto o crescimento como o decaimento da altura da CLC é mais acelerado do que sobre o oceano. Isto ocorre pois a turbulência térmica e mecânica cessa mais rapidamente sobre o continente e portanto a CR inicia-se mais rapidamente do que sob o oceano. Por esta razão às 21:00 UTC a CLC está decaindo no continente, mas ainda não sobre o oceano.

Os perfis verticais de umidade específica podem ser observados na Figura 4.6.2 (a), (b), (c), (d), (e) e (f). No dia 13 a atmosfera oceânica apresenta-se úmida, mas a mesma começa a tornar-se menos úmida a partir de 500, 350 e 800m nos horários das 12:00, 18:00 e 21:00 UTC, respectivamente. Essa diminuição da umidade com a altura ocorre em uma altura um pouco maior sobre o continente (600, 850 e 850m, respectivamente), considerando os mesmos horários. No dia 14, com exceção do horário das 12:00 UTC, próximo da superfície permanece um maior teor de umidade sobre o CLA. Posteriormente, no dia 15 às 12:00 UTC, há uma secagem considerável da atmosfera oceânica (de 16,5 para 9,0 gkg^{-1}) nos primeiros 300m da superfície. A umidade no continente também apresenta uma diminuição com a altura, mas esse processo é mais gradual. Verifica-se nos horários seguintes de radissondagens (18:00, 21:00 e 24:00 UTC) para esse dia, que as atmosferas continental e oceânica apresentam maior conteúdo de vapor d' água.

A partir desses resultados, verifica-se que há um comportamento no ciclo diário da umidade. O maior conteúdo de vapor d' água encontra-se sobre o oceano, porém, existe o efeito do vento, que interage em alguns horários do dia (geralmente no período vespertino), levando umidade para o continente. Isto devido a brisa marítima, que atua nesta região levando umidade para o interior do continente, amenizando as altas temperaturas e contribuindo na precipitação dessa região.

A Figura 4.6.3 mostra o maior cisalhamento direcional do vento com a altura, indo de E para N (em 650m) nos horários das 12:00 e 18:00 UTC. A mesma mudança ocorre também (em 900m) no horário das 21:00 UTC, coincidindo com a altura da camada de mistura sobre o continente. No oceano o vento é de SE da superfície até 2000m durante todos os horários. No oceano (dia 14) para os horários das 12:00, 18:00 e 21:00 UTC o vento é de SE até a altura de 2000m. Existe uma mudança da direção do vento de NE para SE no horário das 24:00 UTC na altitude de 750m, indicando o escoamento de retorno da brisa terrestre, no sentido contrário ao vento predominante de SE, desde a superfície até 2000m sobre o oceano.

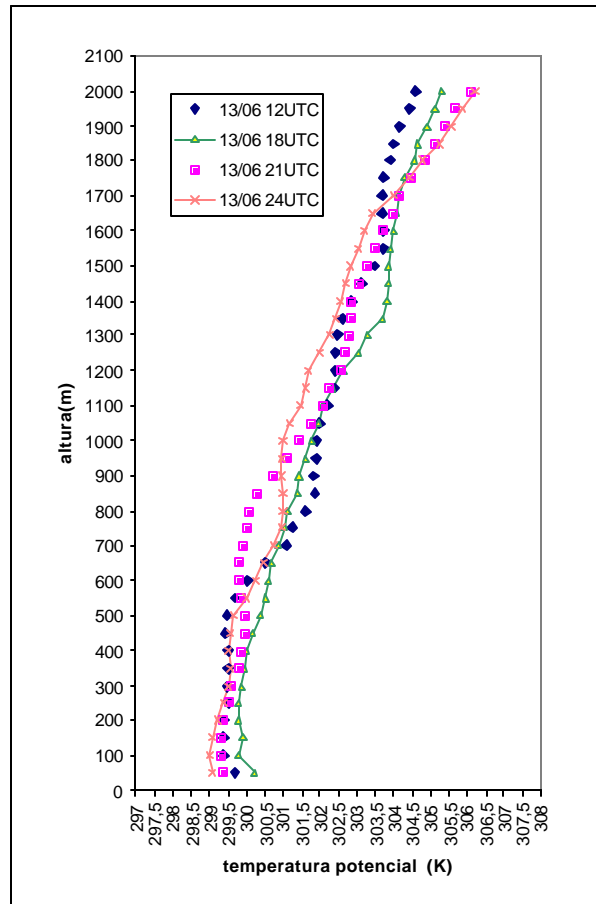
Sobre o oceano observa-se um padrão bem comportado do vento (sem muitas variações), desde os primeiros 50m até 2000m de altitude durante os dias 13, 14 e 15 (Figura 4.6.3 (a), (c) e (e)). Para o continente este padrão é diferente, ocorrendo muitas variações da direção do vento até 1000m de altitude, principalmente no horário das 18:00 UTC (Figuras 4.6.3 (b), (c) e (f)). A predominância na direção do vento nos primeiros 2 Km sobre o oceano é devido não existir condições favoráveis a mudança direcional do vento. Como no oceano a superfície é mais homogênea em relação ao continente, nos primeiros 1000m não existe variação significativa da direção do vento, ao passo que no CLA existe um efeito muito importante; a topografia, que faz com que haja a mudança da direção do vento, principalmente, no horário de maior aquecimento da superfície continental, que faz com que dispare todo o mecanismo do vento. Em altitude, em ambas as superfícies, existe as diferenças do vento devido a outros sistemas atmosféricos de maior escala. As velocidades do vento nas duas superfícies estão associadas as circulações locais (brisas marítima e terrestre), onde o vento não apresenta mudanças significativas no que diz respeito a direção, mas sim na intensidade principalmente, nos horários de maior aquecimento.

No dia 13, sobre o oceano a velocidade varia de $4,5 \text{ ms}^{-1}$ a 11 ms^{-1} e, sobre o continente de $0,5 \text{ ms}^{-1}$ a $9,5 \text{ ms}^{-1}$ (Figura 4.6.4 (a) e (b)). Observa-se, no dia 14 que no oceano as maiores velocidades encontram-se no horário das 12:00 UTC e menores velocidades no horário das 21:00 UTC (Figura 4.6.4 (c)). Para o dia 15, sobre o oceano, o comportamento da velocidade do vento não mostra um padrão muito diferente ao dia anterior, variando de $3,0 \text{ ms}^{-1}$ a $7,0 \text{ ms}^{-1}$ da superfície até aproximadamente 1600m durante todos os horários (Figura 4.6.4 (e)). No continente existe uma variação maior de $0,5 \text{ ms}^{-1}$ a $8,0 \text{ ms}^{-1}$, também considerando todos os horários (Figura 4.6.4 (f)).

As estruturas verticais da atmosfera sobre o CLA e o oceano mostram-se muito próximas. Nos horários das 12:00, 18:00 e 21:00 UTC a atmosfera quase sempre é composta por uma camada pouco instável próximo à superfície, sendo esta camada maior sobre o continente devido ao maior aquecimento e rugosidade. Em seguida existe uma camada bem misturada (observada através dos perfis de temperatura potencial e

umidade específica) limitada acima por uma camada estável e bem próxima da neutralidade no oceano.

(a) OCEANO



(b) CONTINENTE

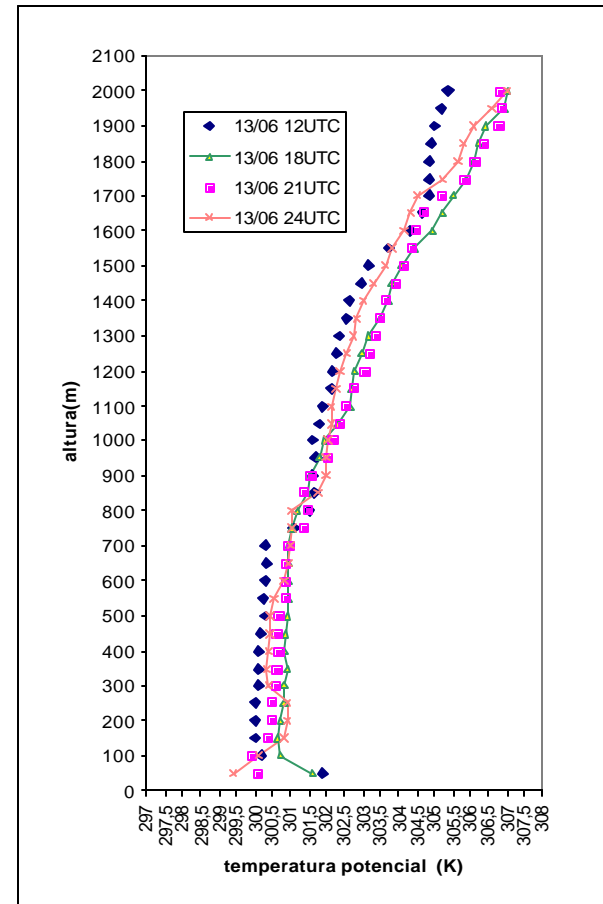
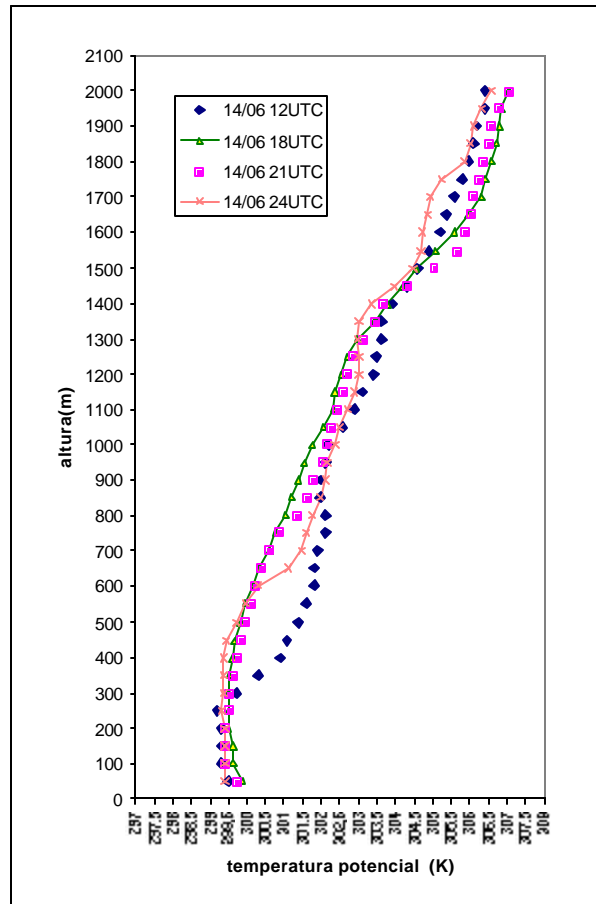


FIGURA 4.6.1 – Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.

(c) OCEANO



(d) CONTINENTE

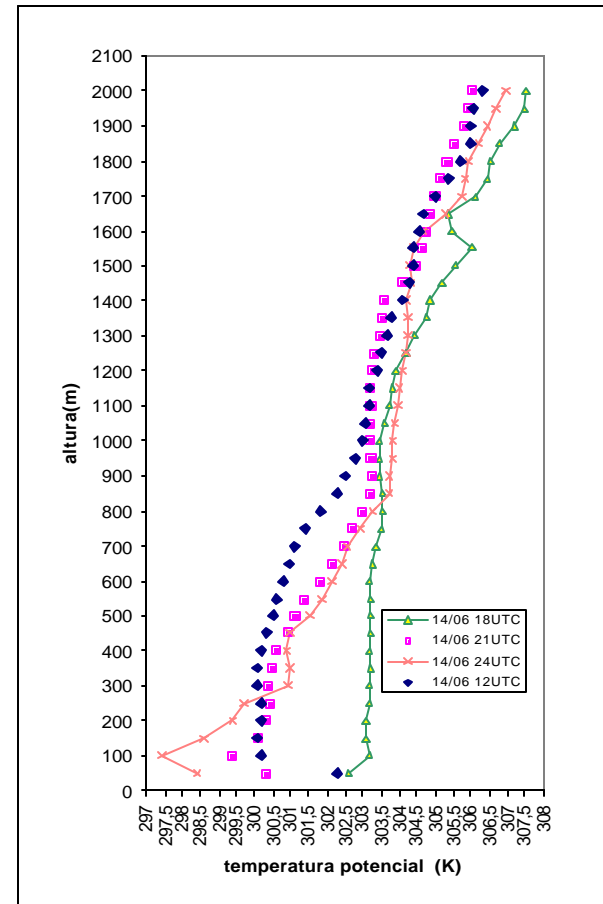
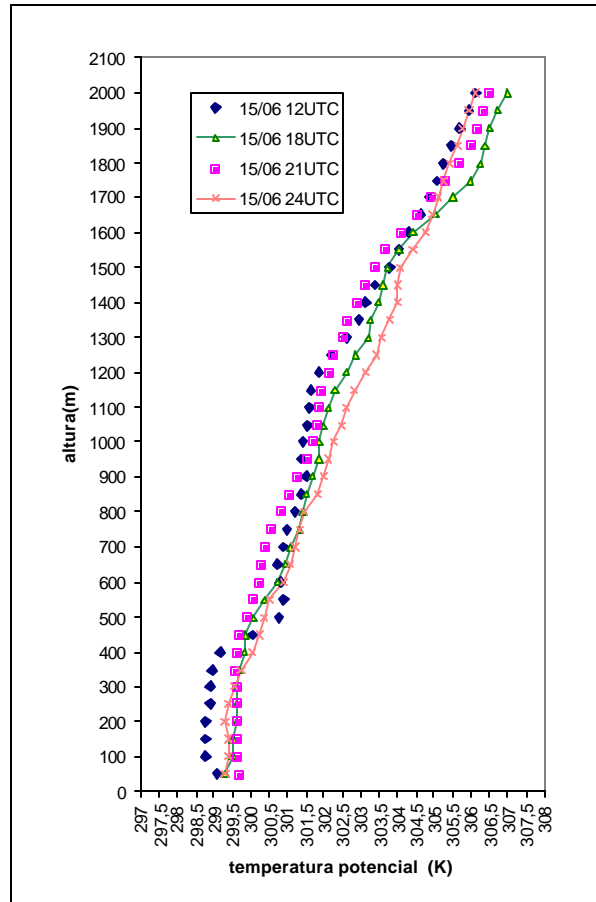


FIGURA 4.6.1 – Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.

(e) OCEANO



(f) CONTINENTE

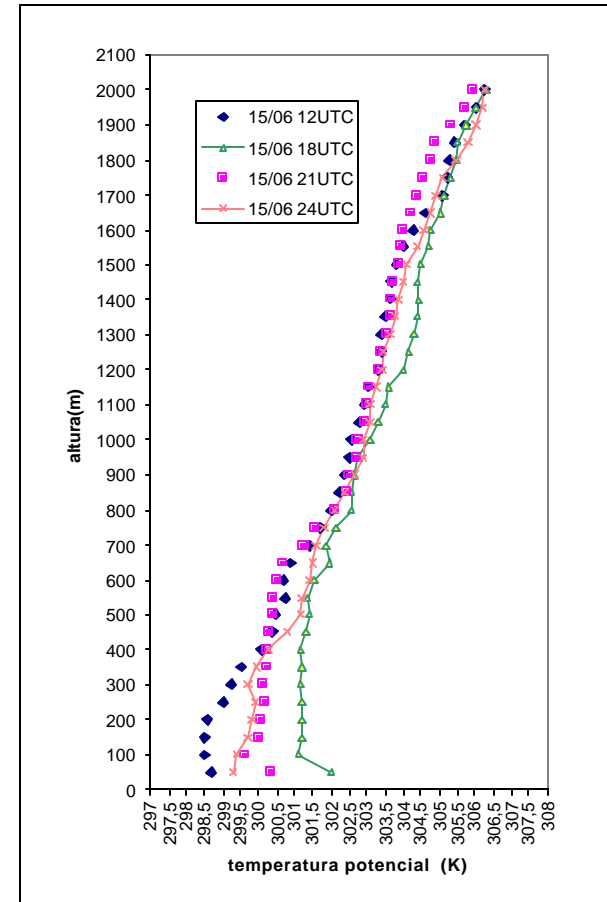


FIGURA 4.6.1 – Perfil vertical da temperatura potencial no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.

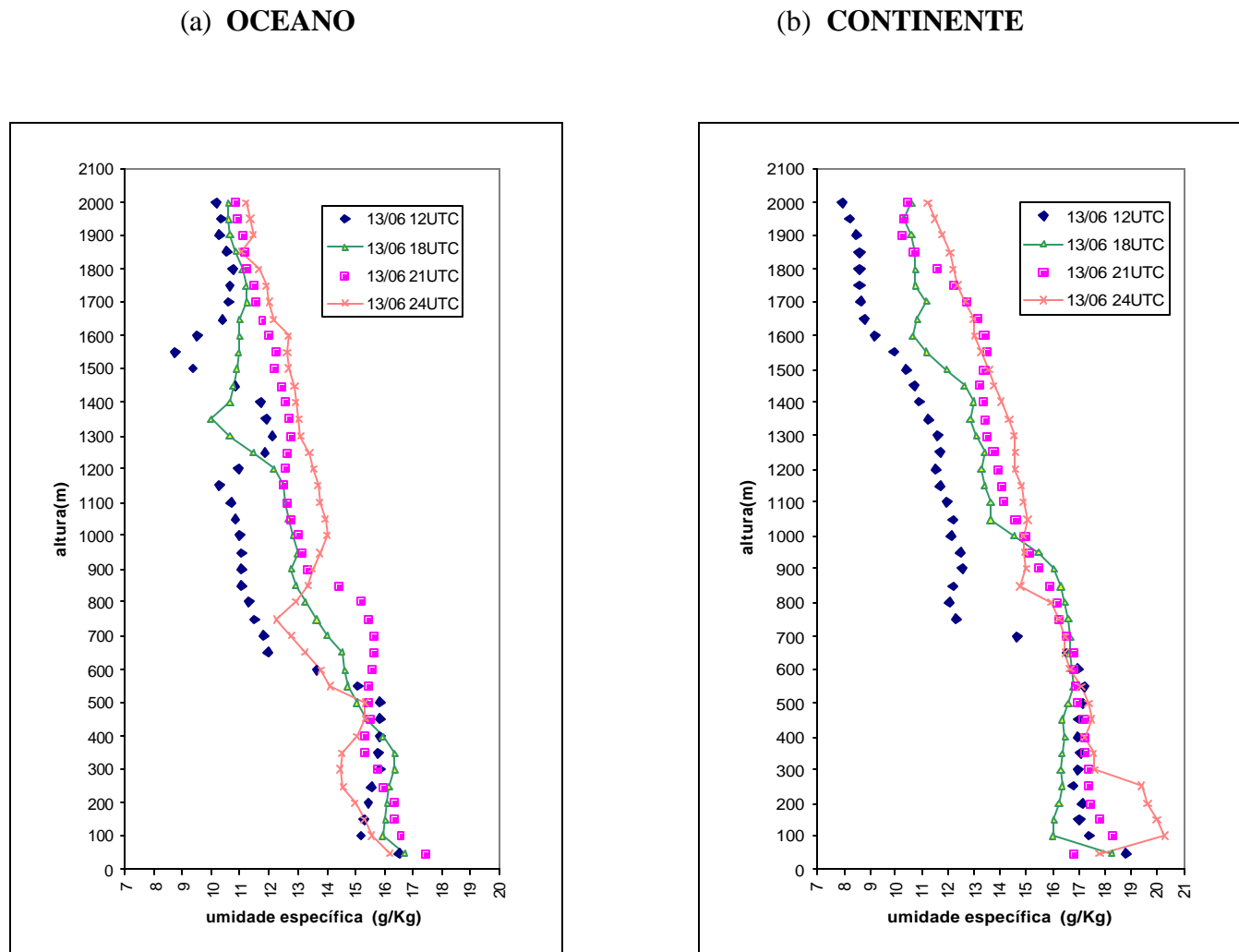
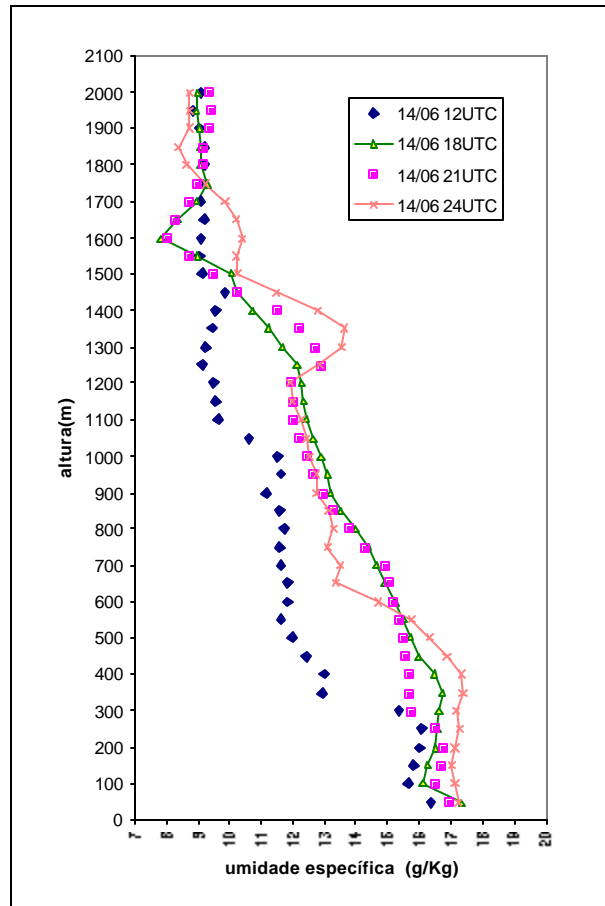


FIGURA 4.6.2 – Perfil vertical de umidade específica no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.

(c) OCEANO



(d) CONTINENTE

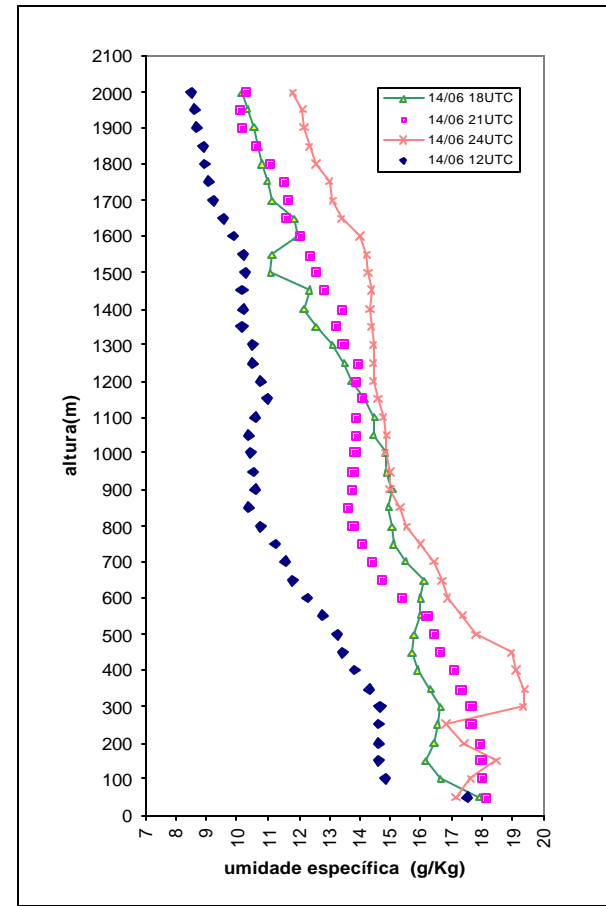
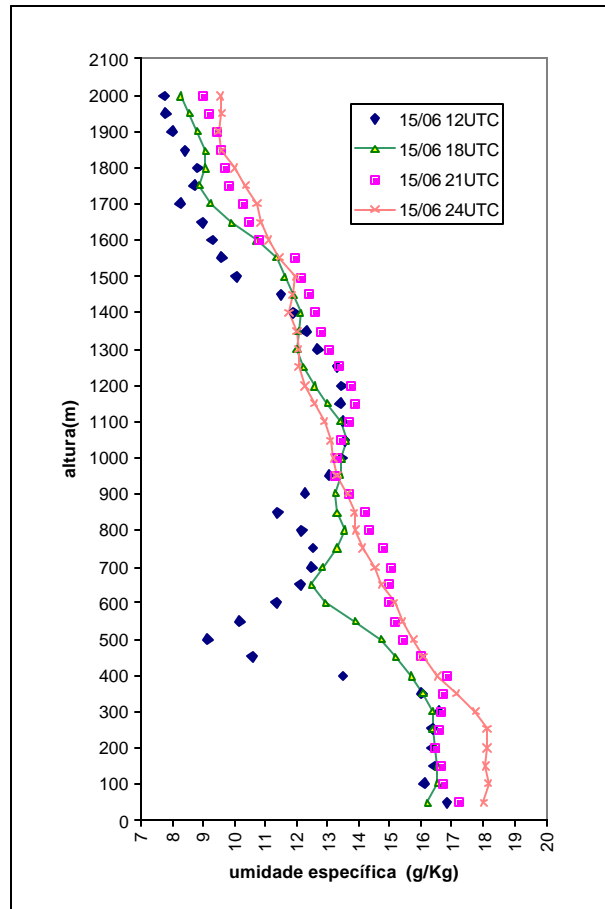


FIGURA 4.6.2 – Perfil vertical de umidade específica no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.

(e) OCEANO



(f) CONTINENTE

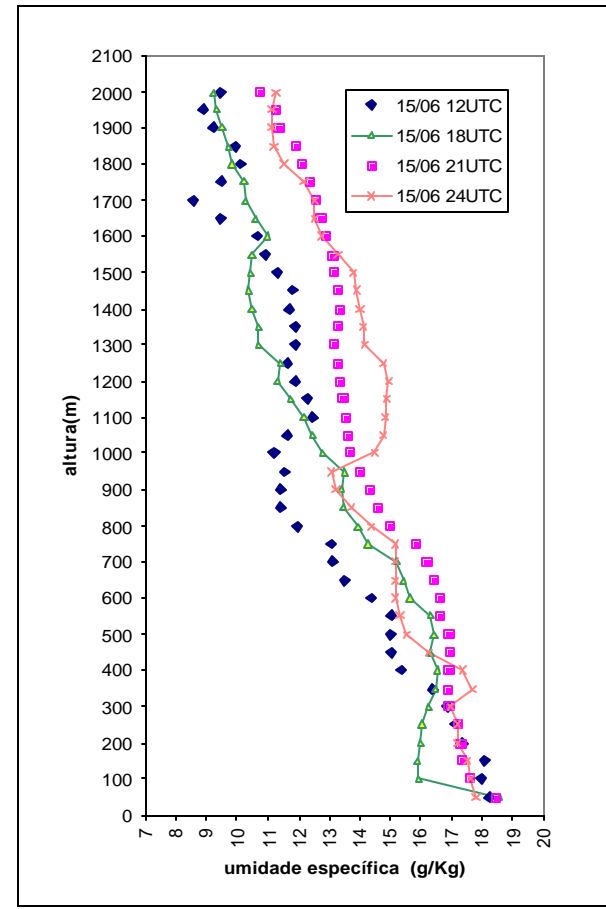
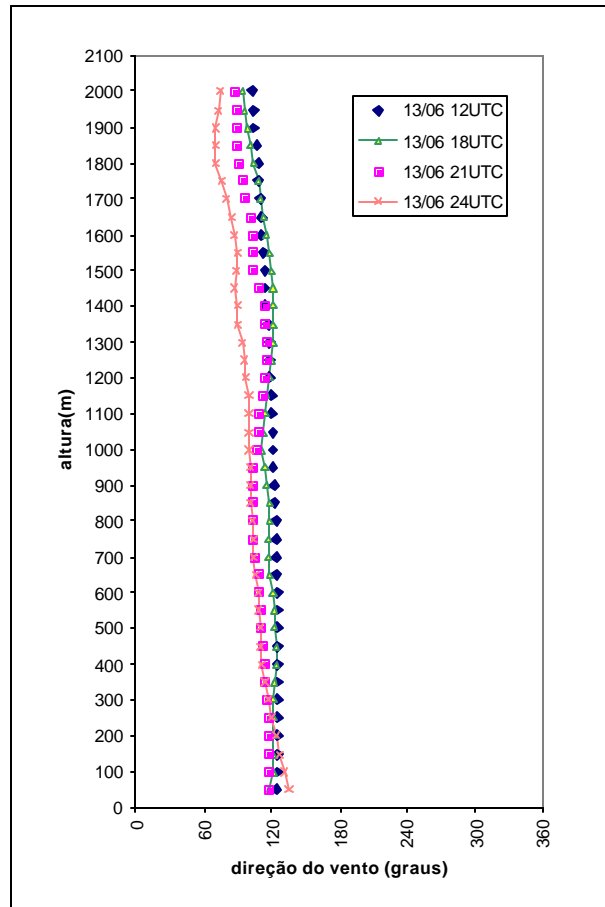


FIGURA 4.6.2 – Perfil vertical de umidade específica no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.

(a) OCEANO



(b) CONTINENTE

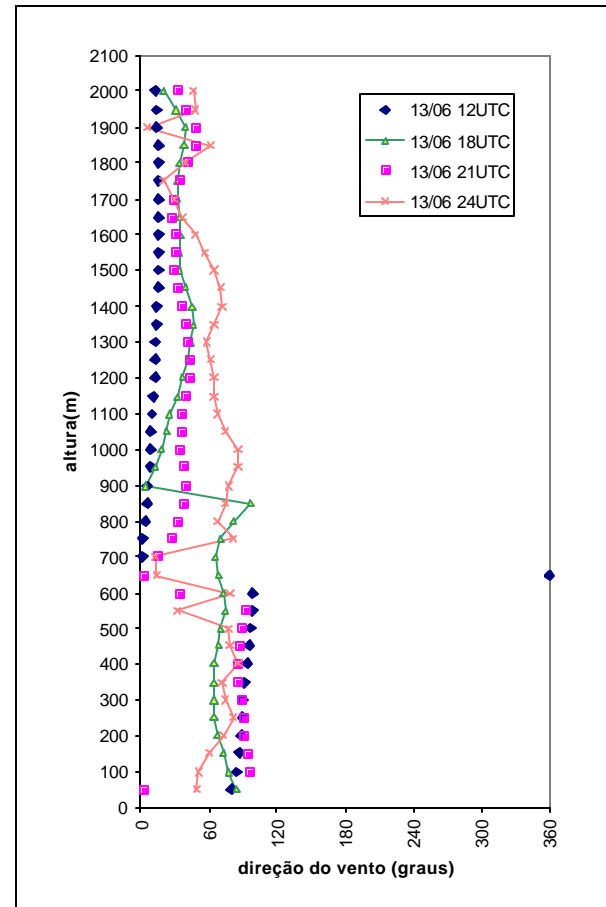
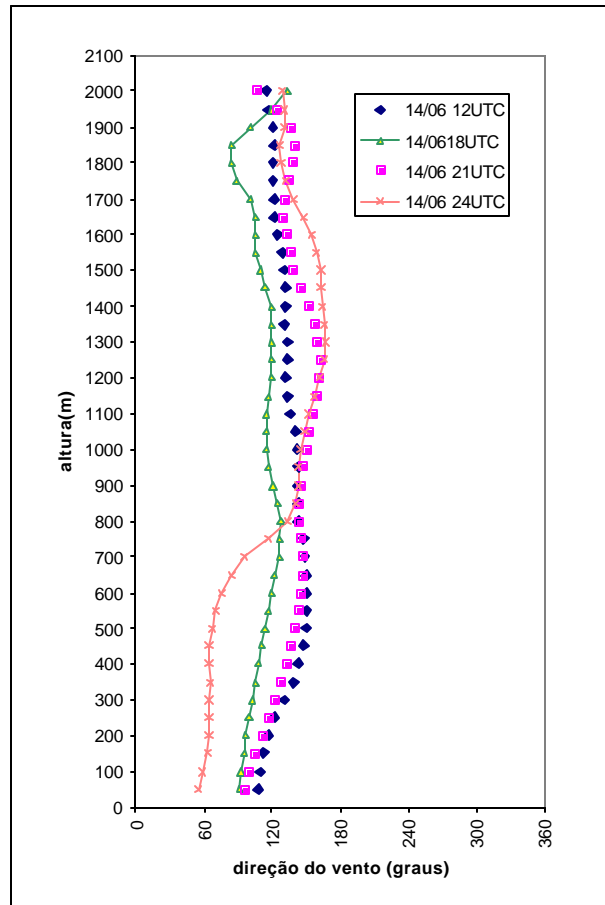


FIGURA 4.6.3 – Perfil vertical da direção do vento no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.

(c) OCEANO



(d) CONTINENTE

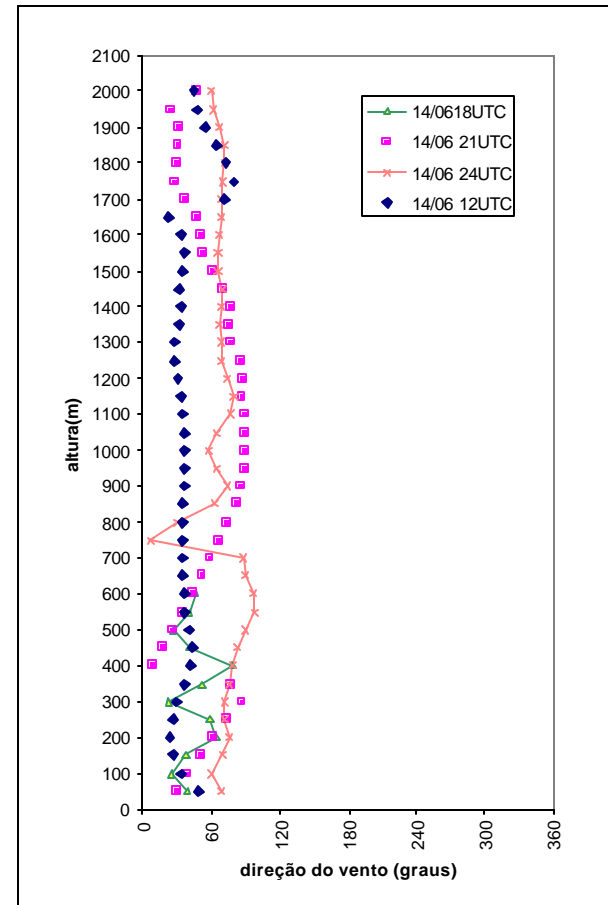
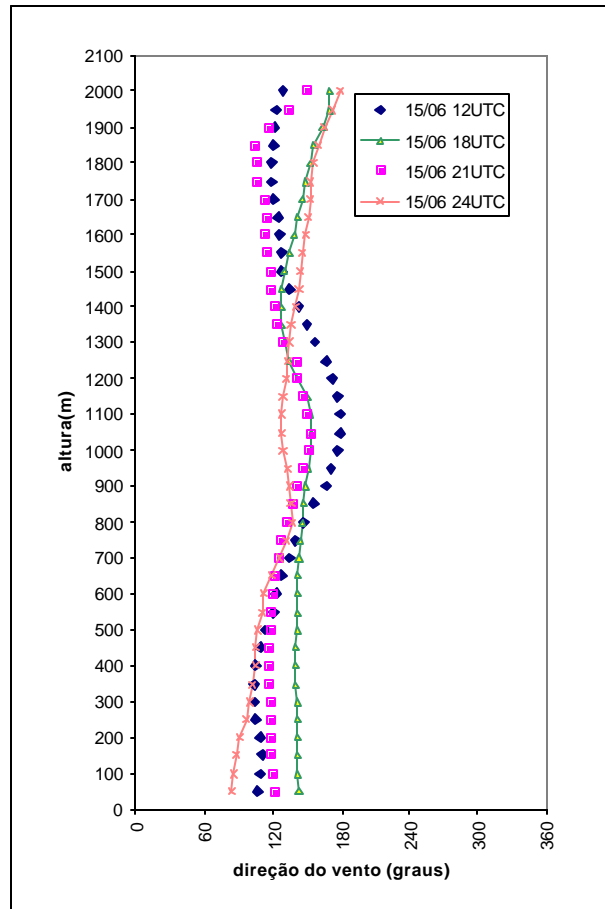


FIGURA 4.6.3 – Perfil vertical da direção do vento no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.

(e) OCEANO



(f) CONTINENTE

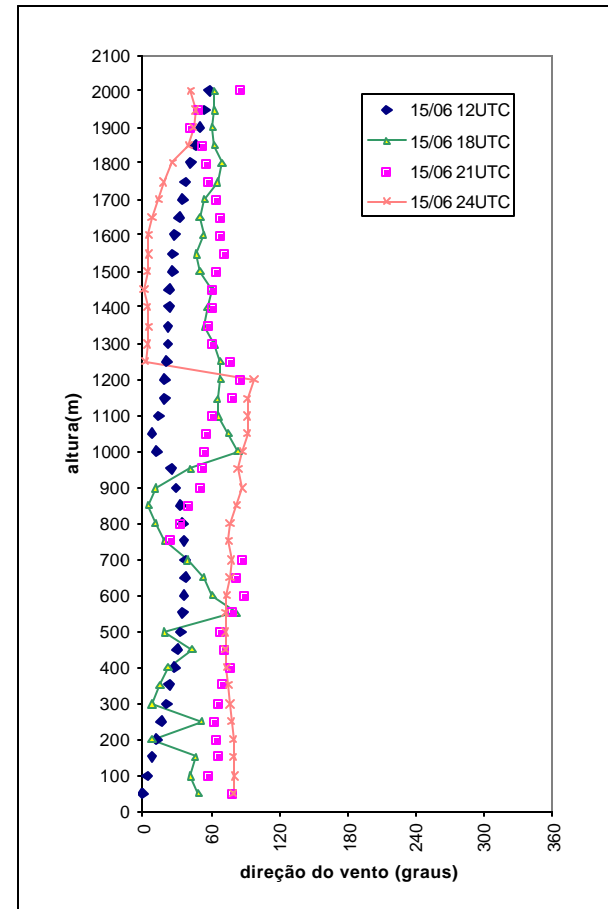
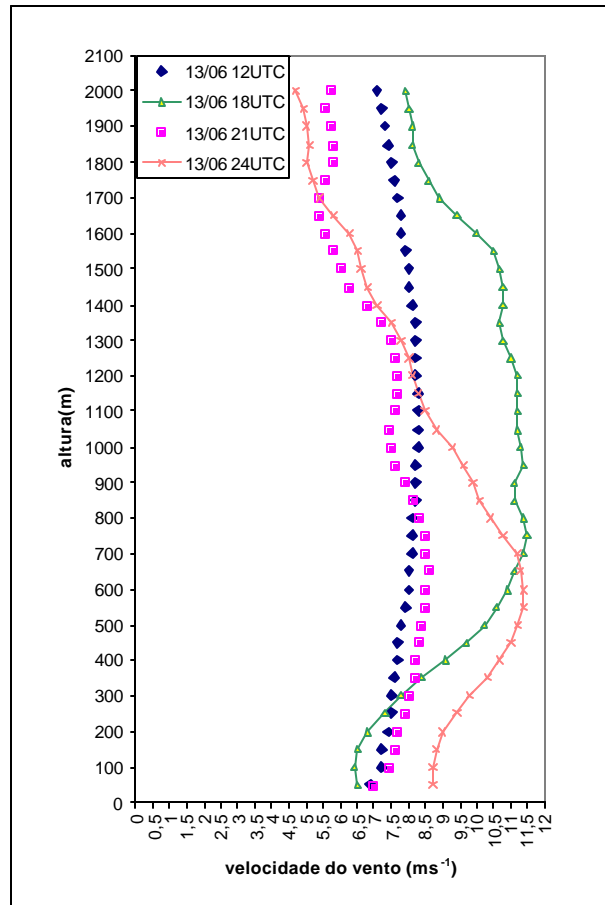


FIGURA 4.6.3 – Perfil vertical da direção do vento no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.

(a) OCEANO



(b) CONTINENTE

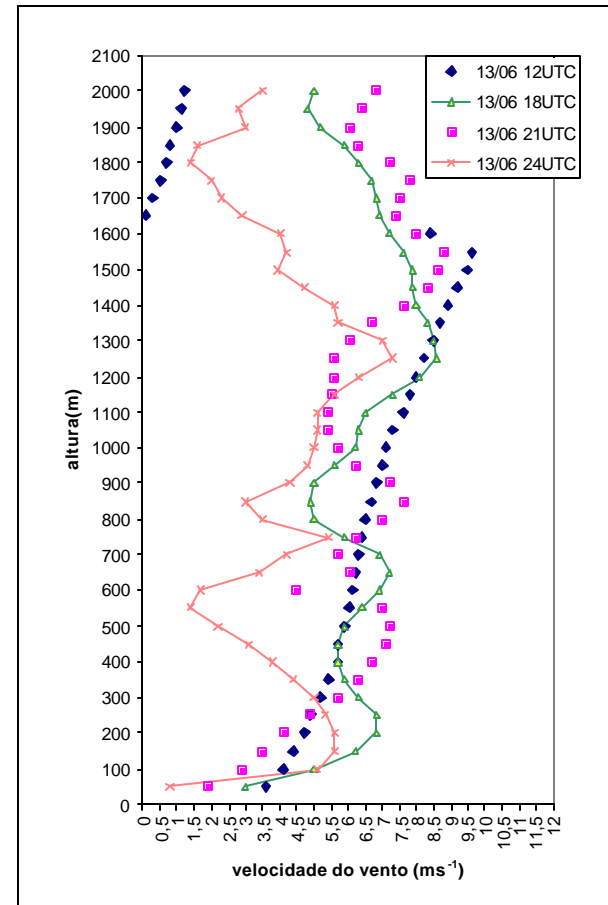
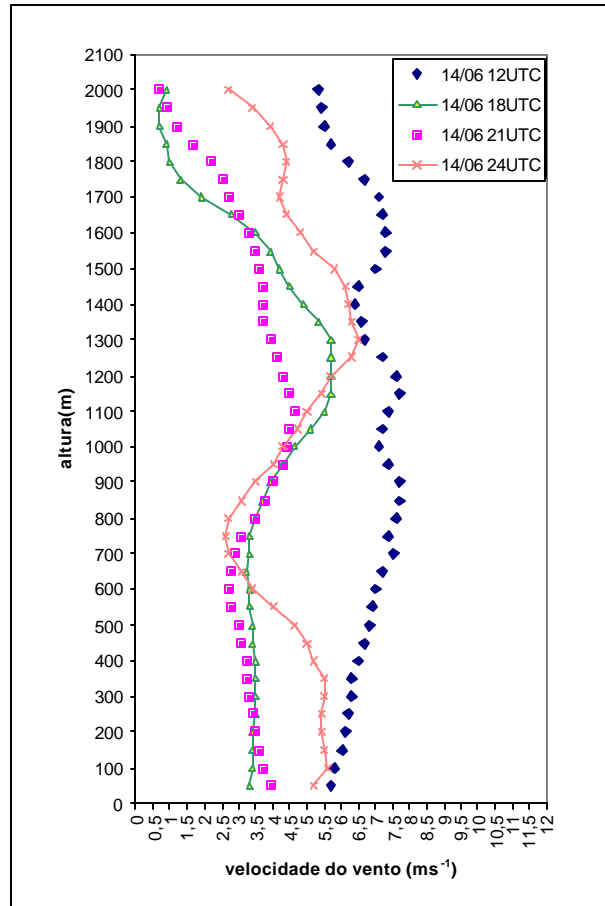


FIGURA 4.6.4 – Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (a) e no continente (b) para o dia 13/06.

(c) OCEANO



(d) CONTINENTE

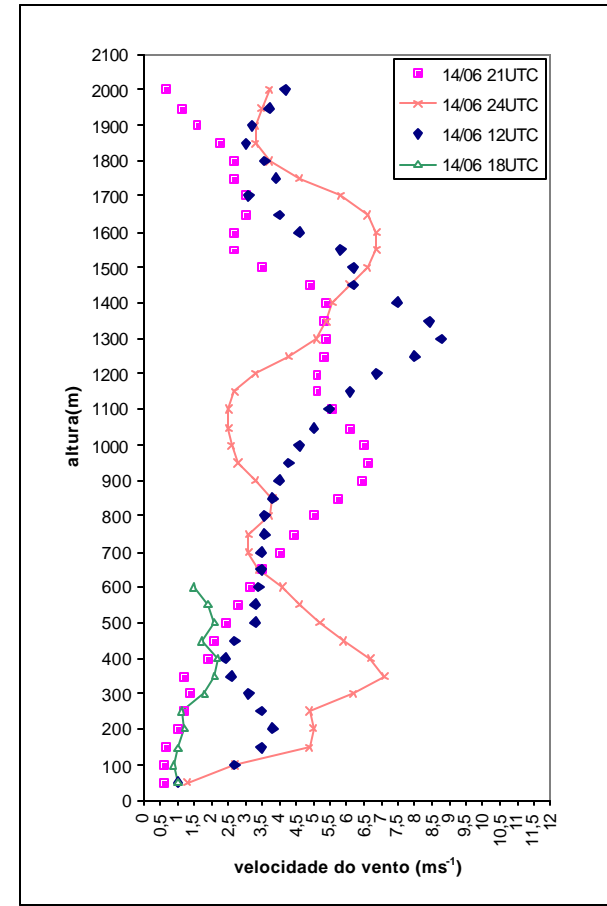
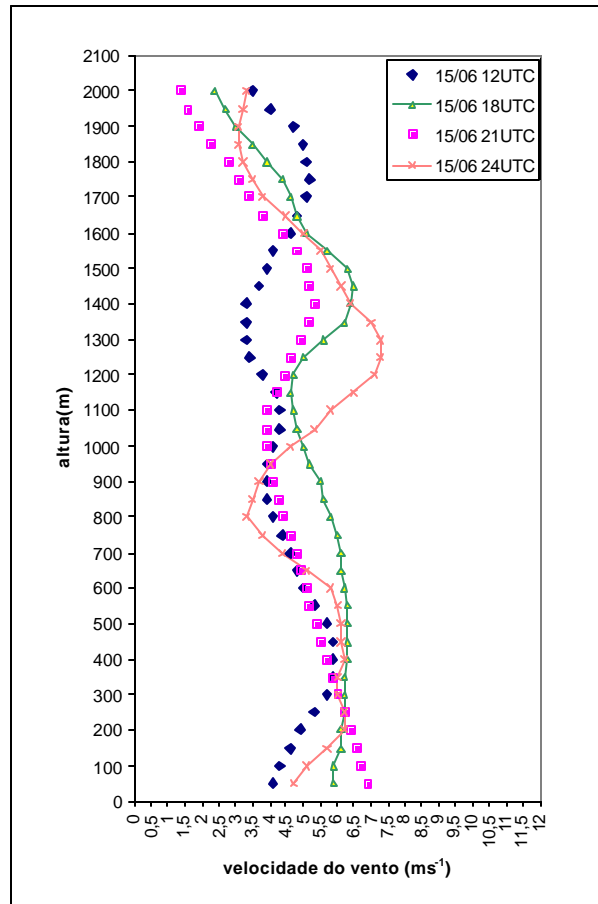


FIGURA 4.6.4 – Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (c) e no continente (d) para o dia 14/06.

(e) OCEANO



(f) CONTINENTE

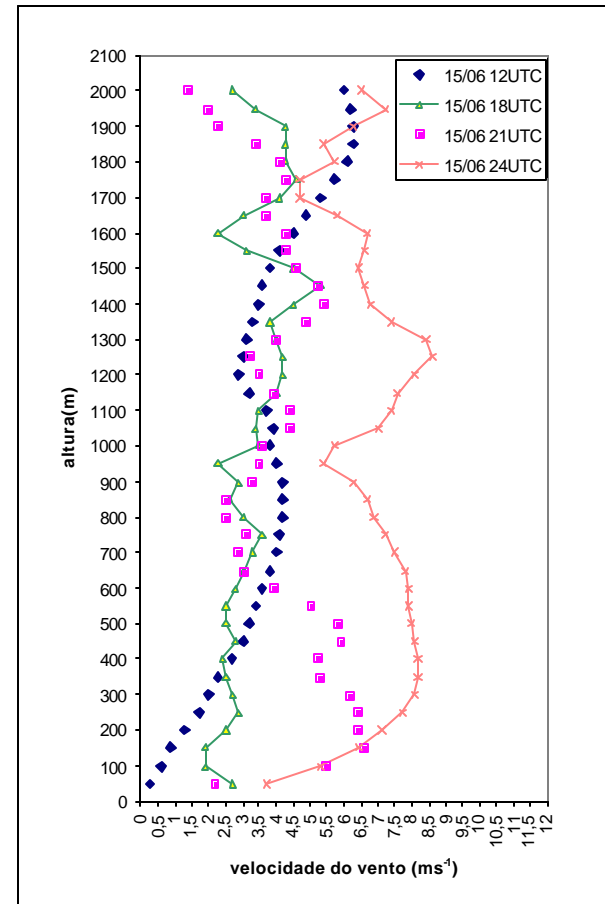


FIGURA 4.6.4 – Perfil vertical da velocidade do vento no oceano (e) e no continente (f) para o dia 15/06.

CAPITULO 5

RESULTADOS DE MODELAGEM

5. Descrição e Verificação do Modelo

O modelo foi rodado somente com a grade principal (sem grade aninhada), sendo esta centralizada no CLA. A grade possui um total de 80 pontos ao longo dos eixos x e y com espaçamento de 3 km entre estes pontos e 28 níveis verticais. O espaçamento vertical nestes níveis é variado, onde o primeiro valor é de 28,6 m indo até o nível de 15,5 m. Os níveis mais baixos são de 28,6, 94,4, 173,2, 267,9, 381,5 e 517,7 m. A simulação feita no modelo de mesoescala RAMS teve inicialização homogênea, na qual uma sondagem (dia 13 às 11:45 UTC) realizada no oceano foi extrapolada para todo o domínio da sondagem. O período de simulação teve o tempo de integração de 48 horas, com passo de tempo de 8 segundos.

Para verificar a validade do modelo de mesoescala RAMS, fez-se a comparação dos resultados obtidos através da simulação com os dados observacionais obtidos pela Pernada do REVIZEE (temperatura e umidade relativa do ar e componentes zonal (u) e meridional (v) do vento) e obtidos pela bóia do Projeto PIRATA (radiação solar).

5.1 Superfície

Na Figura 5.1.1 é mostrado a série temporal de temperatura do ar de um ponto de grade representando o continente (CLA) e um outro ponto de grade representando o oceano. Sobre o CLA, observa-se que a simulação esteve relativamente próxima da observada. Verifica-se que, no CLA, a curva do ciclo diário simulado acompanha o ciclo diário observado, porém, a amplitude não é bem representada pelo modelo.

Os valores de diferença de temperatura máxima variam de 0,5 °C, 4,8 °C e 2,8° C entre o observado e o simulado para os dias 13, 14 e 15, respectivamente. Para o oceano o modelo produz uma amplitude térmica que não é a observada sobre o mesmo. O observado não apresenta um ciclo diário acentuado (como era de se esperar), mas o

simulado possui. Este resultado provavelmente está relacionado com os fluxos de calor na superfície simuladas pelo modelo para o oceano.

A seguir, na Figura 5.1.2, tem-se as séries temporais de umidade relativa do ar para o CLA e para o oceano, respectivamente. O ciclo diário simulado da umidade relativa sobre o CLA acompanha melhor o observado do que sobre o oceano. Semelhante à temperatura do ar, a umidade relativa apresenta uma boa aproximação entre as umidades relativas do ar simulada e observada sobre o CLA. Os valores máximos simulados de umidade relativa do ar encontrados para os dias 13, 14 e 15 foram de 94, 85 e 95 %, com uma diferença de aproximadamente 2 %, 10 % e menor que 1 % para os valores observados nestes mesmos dias. No oceano, novamente o RAMS "força" um ciclo diário acentuado inexistente para a umidade relativa. Contudo, a máxima diferença vista no dia 13, entre o observado e o simulado é de 20 %, e a partir do dia 14 esta diferença cai para aproximadamente 12 %.

O ciclo diário da radiação solar é determinada na Figura 5.1.3. Sobre o CLA, a simulação ajusta-se muito bem à série de radiação solar observada. As variações entre o observado e o simulado são de 29, 64 e 197 Wm^{-2} para os dias 13, 14 e 15. Sobre o oceano, o modelo não consegue simular a diminuição da quantidade de energia solar que chega à superfície nos dias 13 e 14: as variações entre o observado e simulado são de 623 e 783 Wm^{-2} , respectivamente. Entretanto, no dia 15 o modelo acompanha o ciclo diário observado. Esta diferença do dia 13 e 14 podem estar associadas com a microfísica do modelo. Observa-se que a formação de nuvens estratiformes em baixos níveis faz com que a radiação solar seja interceptada e, conseqüentemente, não ocorre o balanço de energia.

Com relação as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, estas podem ser vistas nas Figuras 5.1.4 e 5.1.5, respectivamente. Acompanhando a série temporal da componente u sobre o CLA, observa-se que o modelo aproxima-se mais do observado (boa simulação) para este campo, a partir do dia 14 às 18:00 UTC e, continua para o dia 15 até às 12:00 UTC. Existe uma diferença levemente superior de 2,5 ms^{-1} entre o observado e o simulado. Porém, no oceano não é verificado este mesmo comportamento. A simulação não é satisfatória no campo de vento zonal, onde a componente u é quase sempre subestimada em relação a observada. O horário das

18:00 UTC é onde existe menor diferença, cerca de $1,2 \text{ ms}^{-1}$, entre observado e simulado.

A Figura 5.1.5 descreve o comportamento simulado e observado da componente meridional do vento. Verifica-se que o modelo aproxima-se melhor do observado no oceano, quando comparamos com relação ao continente.

Em resumo, sobre o continente (CLA), observa-se que a simulação esteve relativamente próxima da observada quando comparamos a temperatura e a umidade relativa do ar. Com relação à radiação solar, observa-se uma boa simulação do modelo RAMS, no que diz respeito ao comportamento desta variável sobre o CLA. Analisando as componentes zonal e meridional do vento sobre os dois sítios experimentais, obteve-se resultados diferentes. Quando a componente u é melhor simulada sobre o CLA, sobre o oceano esta componente simulada não tem uma aproximação boa da observada. Entretanto, a componente meridional do vento é melhor simulada sobre o oceano que sobre o CLA.

Em superfície, sobre o CLA, os campos de temperatura potencial e vento meridional são melhores simulados entre os horários das 00:00 e 09:00 UTC (quando existe o escoamento da brisa terrestre). Durante o dia a umidade específica também apresenta uma boa aproximação em relação a observada e o vento zonal simulado aproxima-se do observado durante quase todo o período do dia. Sobre o oceano, em superfície, os elementos meteorológicos de temperatura potencial e o vento estão melhores simulados durante o período vespertino e antes do anoitecer, quando existe a circulação da brisa marítima. A umidade específica, porém, não enquadra-se nesse resultado. Esta, tem sido melhor simulada durante a madrugada e durante a manhã, quando observa-se o maior teor de vapor sobre o oceano.

Com estes resultados, então, encontra-se que o modelo simula as condições de superfície melhor sobre o continente do que sobre o oceano, com exceção da componente meridional do vento. Nestas circunstâncias, acredita-se que estes resultados de simulação estão associados as características da superfície (balanço de energia) má representadas pelo modelo.

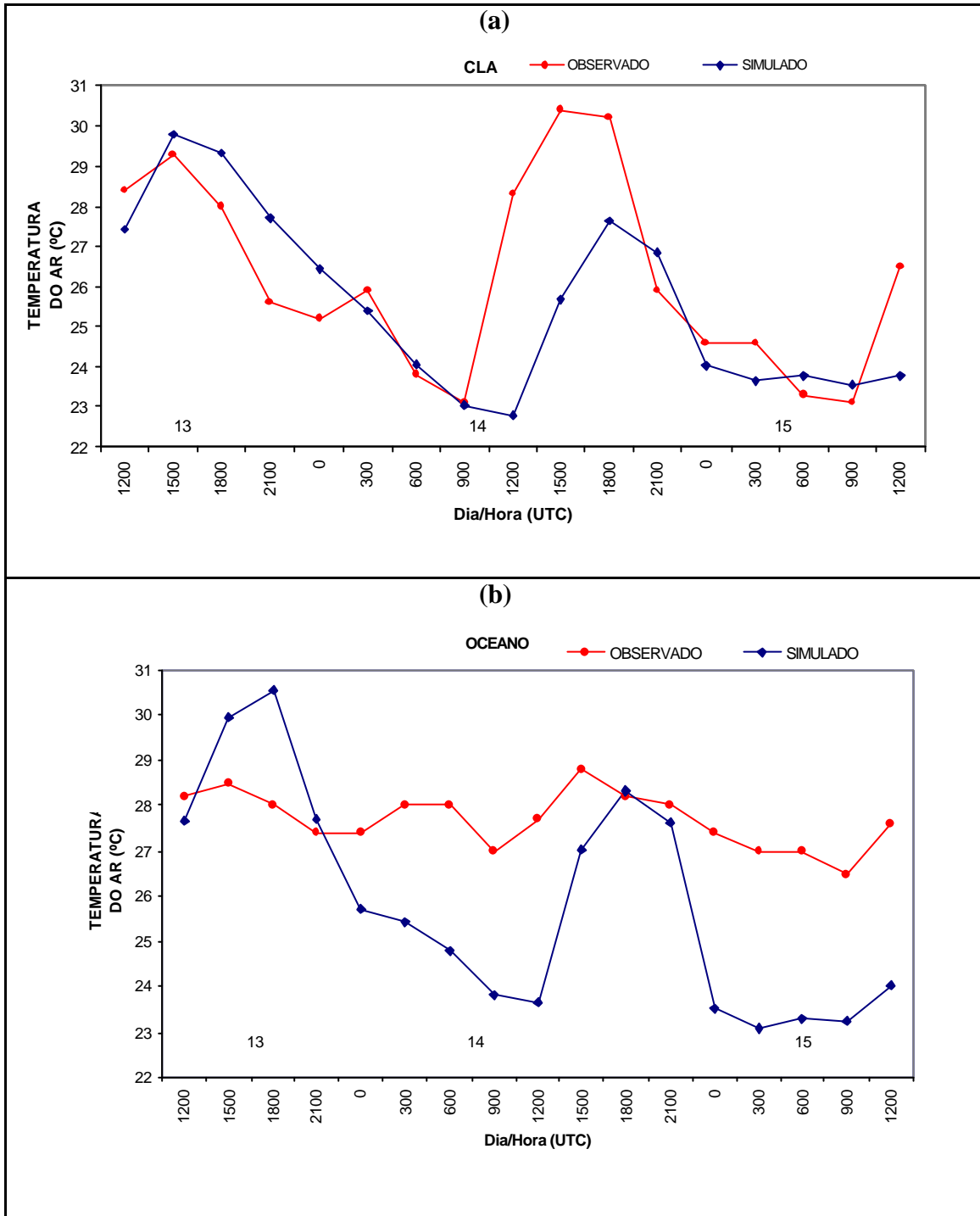


FIGURA 5.1.1 – (a) Séries temporais simulada e observada da temperatura do ar (°C) para o CLA e (b) para o oceano.

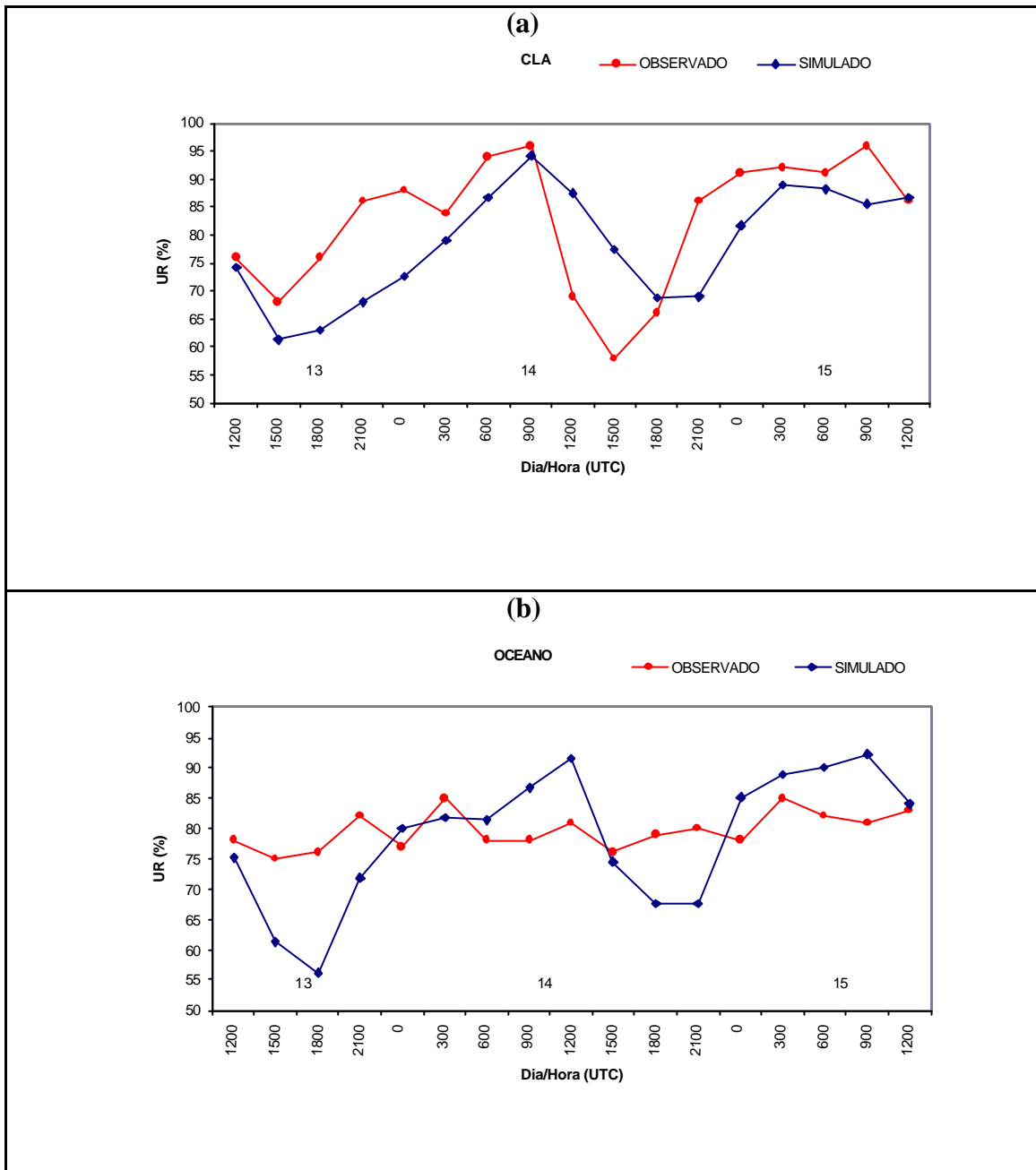


FIGURA 5.1.2 – (a) Séries temporais simulada e observada da unidade relativa do ar (°C) para o CLA e (b) para o oceano.

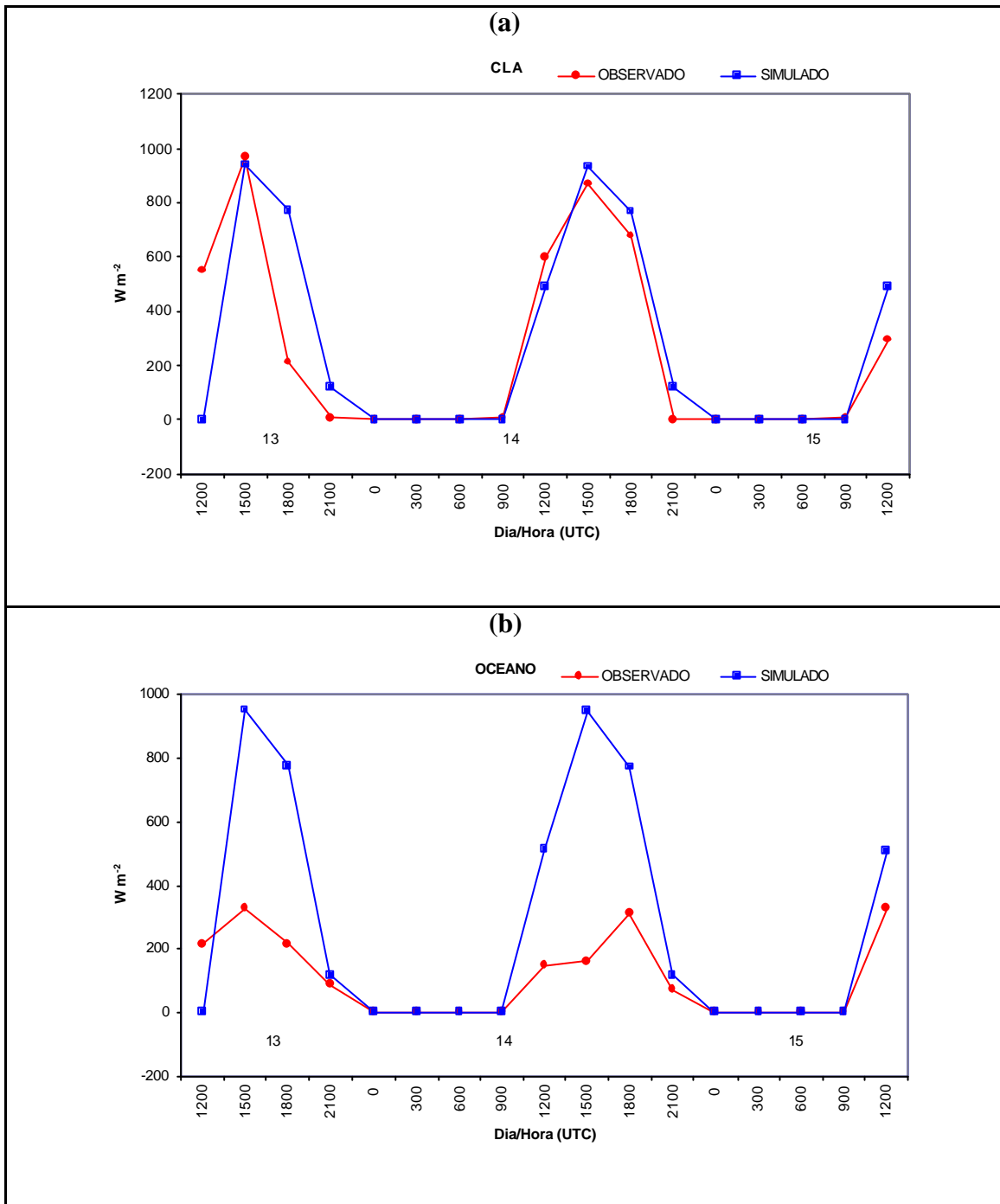


FIGURA 5.1.3 – (a) Séries temporais simulada e observada da radiação solar (Wm^{-2}) para o CLA e (b) para o oceano.

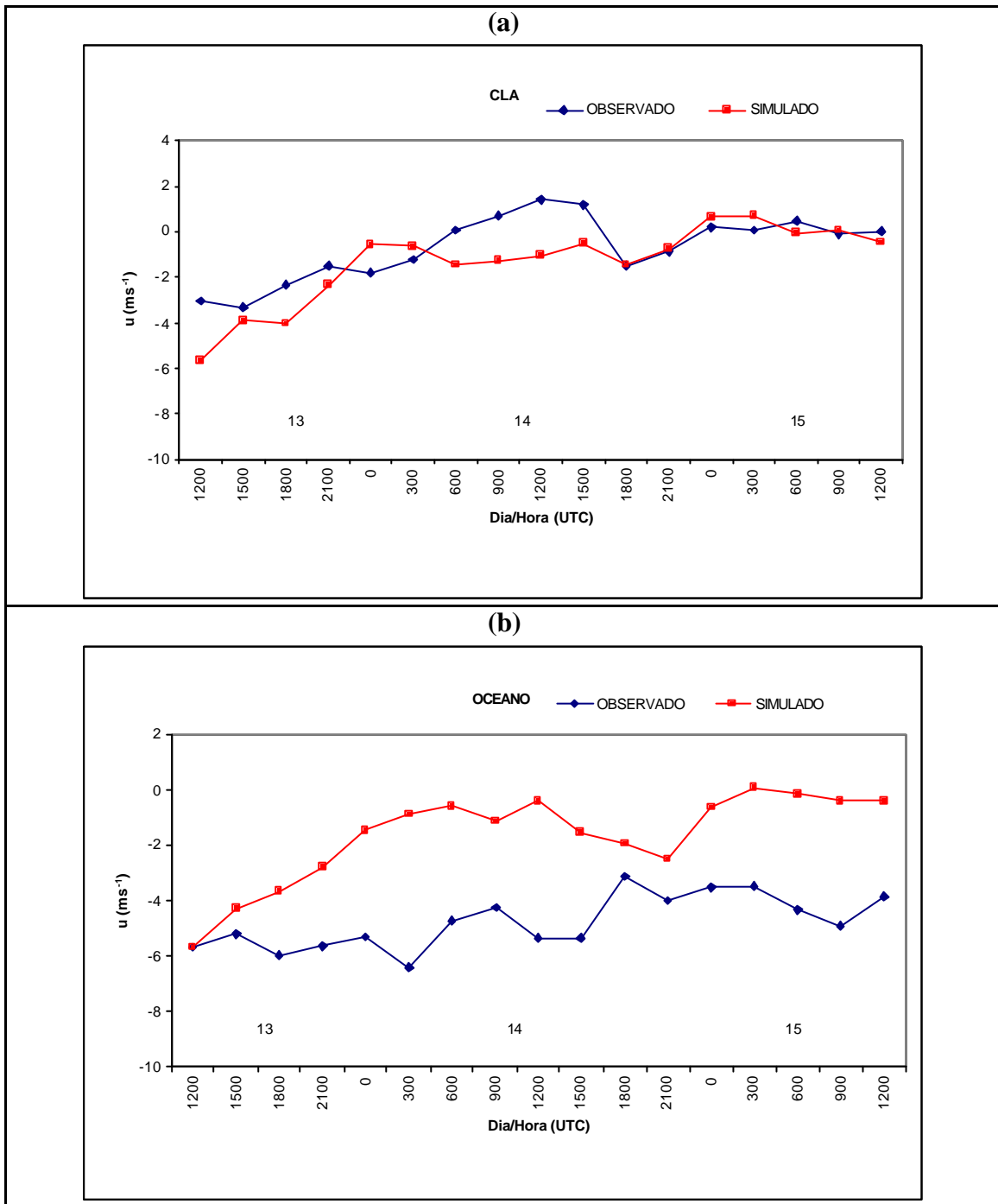


FIGURA 5.1.4 – (a) Séries temporais simulada e observada da componente u do vento (ms⁻¹) para o CLA e (b) para o oceano.

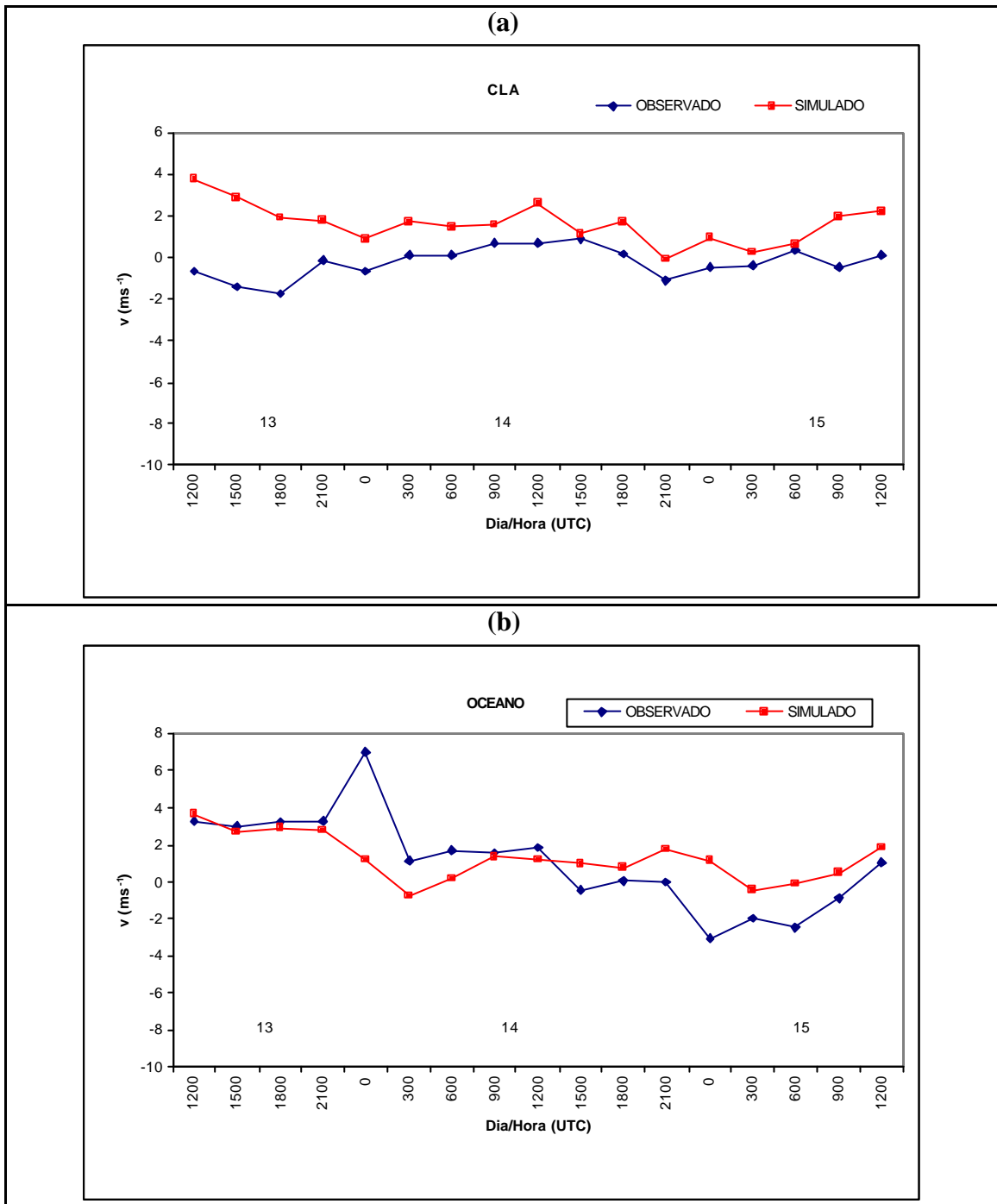


FIGURA 5.1.5 – (a) Séries temporais simulada e observada da componente v do vento (ms⁻¹) para o CLA e (b) para o oceano.

5.2 Perfis Verticais

Com relação aos perfis verticais, fez-se uma média dos cinco primeiros níveis verticais (28,6 m, 94,4 m, 173,2 m, 267,9 m, 381,5 e 517,7 m) considerado a média para os primeiros 500 m da atmosfera simulada, para comparar com os perfis reais nesta mesma altura. O dia 14/06/99 foi escolhido para estas análises, pois neste dia as sondagens do oceano encontravam-se mais próximas do continente. As diferenças entre os valores observados e simulados podem ser vistos nas Figuras 5.2.1, 5.2.2, 5.2.3 e 5.2.4 para o CLA (a) e para o oceano (b).

Na Figura 5.2.1 tem-se o perfil vertical da temperatura potencial para o CLA e para o oceano. O perfil de temperatura potencial simulado aproxima-se mais do observado sobre o oceano, onde a diferença máxima obtida entre o observado e o simulado é de aproximadamente 3,6 K, enquanto que para o CLA esta diferença é ainda maior (5,4 K). A diferença mínima (2,62 e 1,28 K) entre o observado e o simulado no continente e no oceano, respectivamente, ocorre no horário das 21:00 UTC, quando por sobre o oceano também é observado melhor aproximação da umidade específica e componentes zonal e meridional do vento, em relação ao valor observado. Desta maneira, verifica-se que o RAMS simula melhor os perfis verticais de θ , q , u e v sobre o oceano no horário das 21:00 UTC. Este resultado pode estar relacionado aos fluxos de calor sensível e latente existentes durante o dia, em que o RAMS não consegue descrever bem o balanço de energia existente sobre o oceano.

Sobre o CLA os perfis simulados aproximam-se melhor dos observados no horário das 21:00 UTC, com exceção da umidade específica. Bem como para o oceano, a resposta para este resultado pode ser dada a partir do balanço de energia. Neste horário (às 21:00 UTC) a atmosfera já está estavelmente estratificada, podendo ser melhor representada pelo modelo. O perfil vertical do vento zonal é melhor simulado sobre o CLA.

Basicamente, nota-se que na superfície o modelo de mesoescala RAMS simula melhor os campos de temperatura e umidade relativa do ar, radiação solar incidente e a componente zonal do vento para o CLA. Porém, com relação aos perfis de temperatura potencial, umidade específica e componente do vento meridional simulados aproximam-se mais do perfil real no oceano, ao passo que, verifica-se que o perfil da componente

zonal do vento é melhor simulado sobre o CLA. Associa-se então que, durante o dia existe uma má representação do modelo devido ao balanço de energia e durante à noite, a boa aproximação do modelo em relação ao observado deve-se a estabilidade da atmosfera.

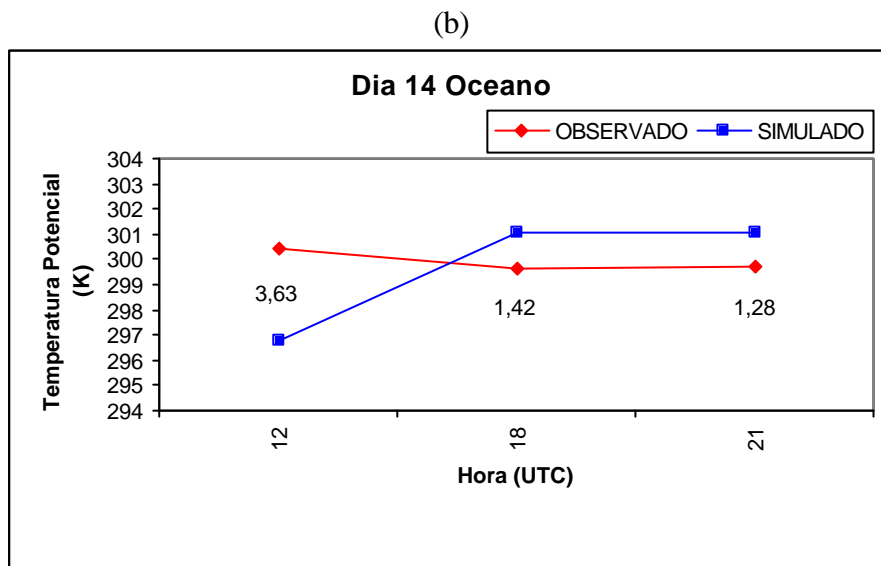
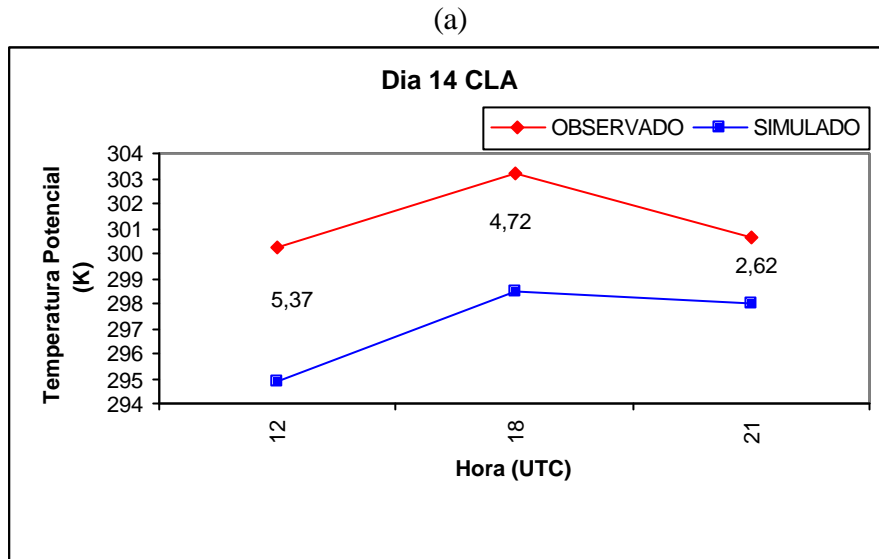


FIGURA 5.2.1 - (a) Temperatura potencial (K) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.

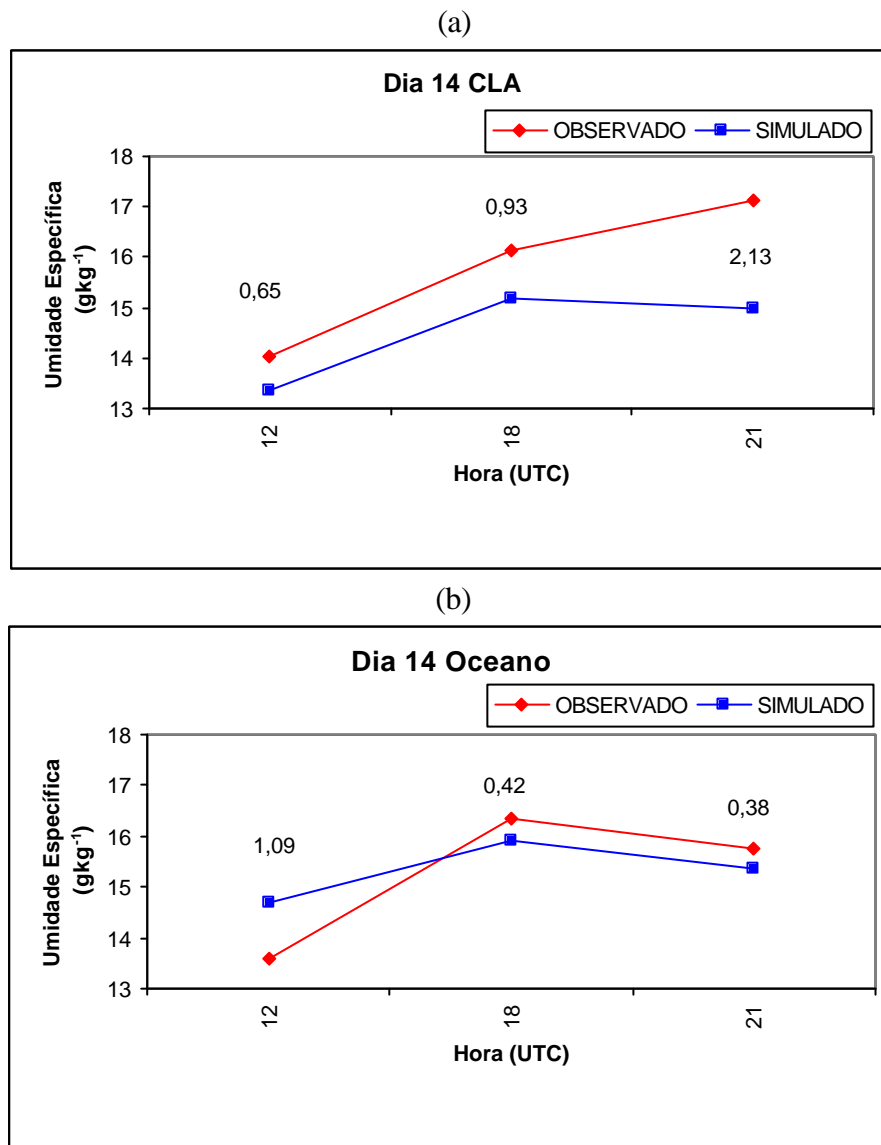


FIGURA 5.2.2 - (a) Umidade específica (gkg⁻¹) simulada e observada em 500m para o CLA e (b) para o oceano.

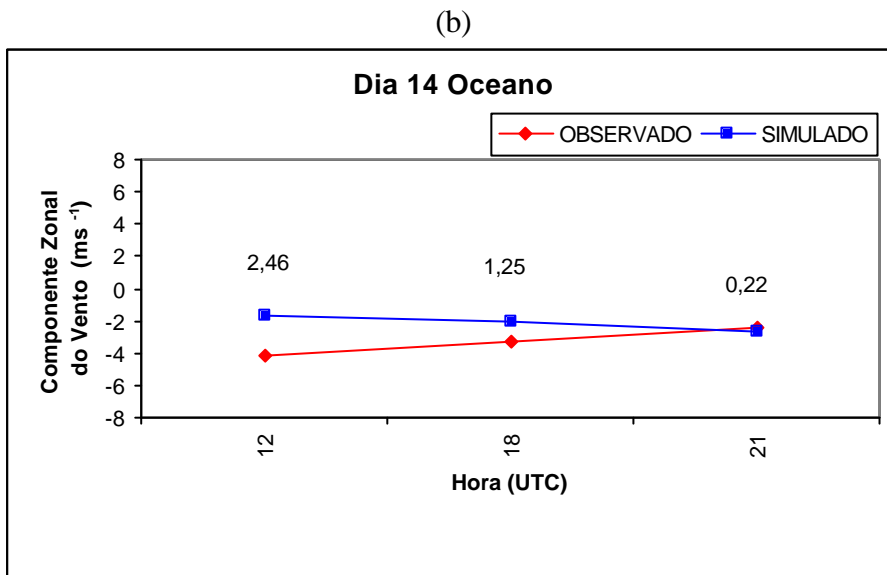
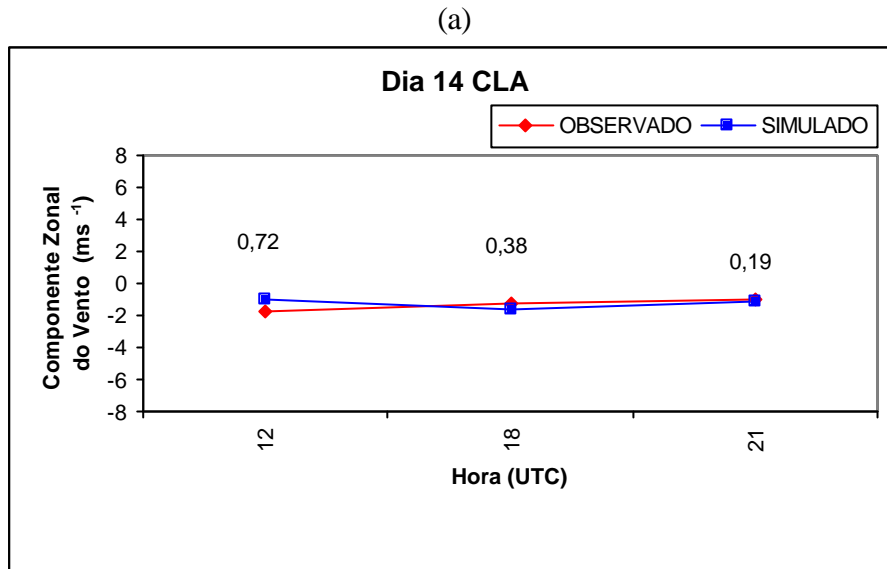


FIGURA 5.2.3 - (a) Componente zonal do vento (ms^{-1}) simulado e observado em 500m para o CLA e (b) para o oceano.

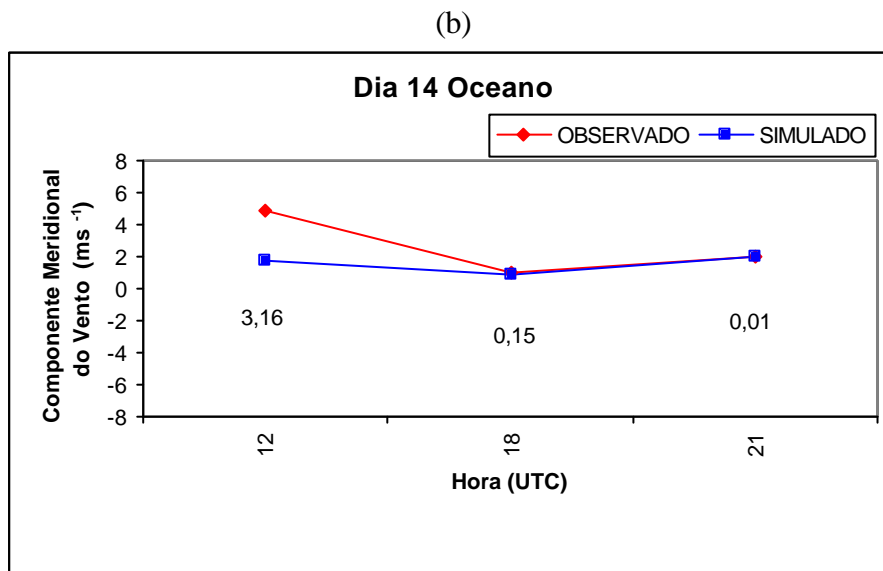
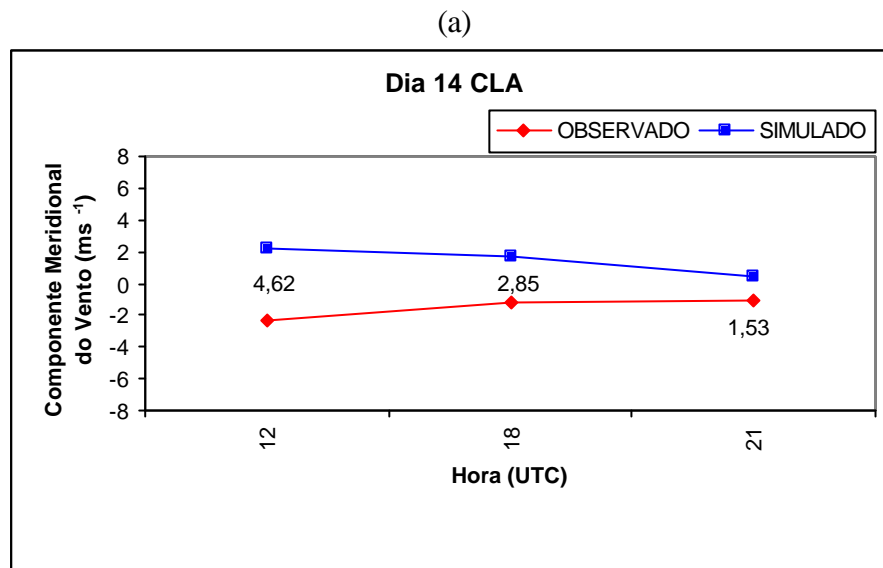


FIGURA 5.2.4 - (a) Componente meridional do vento (ms^{-1}) simulado e observado em 500m para o CLA e (b) para o oceano.

5.3 Simulação do Escoamento do Vento sobre a Região do CLA

O dia 14 foi escolhido para o estudo da circulação da brisa marítima, pois, além do fato de que neste dia as sondagens realizadas no oceano estarem mais próximas do continente (ver Figura 3.3), também não ocorreu chuva nos dois sítios experimentais. Isto é relevante devido a opção de microfísica de nuvens escolhida não considerar precipitação.

A análise do escoamento do vento sobre a região estudada também é beneficiada pelo recurso de imagens de satélite durante o dia 14 (Figura 5.3). O modelo foi iniciado às 11:45 UTC do dia 13/06/99 com uma sondagem feita no oceano e às 00:00 UTC (dia 14) já observa-se uma mudança do escoamento básico, decorrente do aquecimento superficial e das trocas de calor com o ar sobre o oceano, ocasionando a formação de um gradiente térmico entre o continente e o oceano. A componente u também mostra um gradiente crescendo na direção da costa. Na superfície, o vento é fraco sobre o continente ($1,5 \text{ m.s}^{-1}$) e ligeiramente maior sobre o oceano (aproximadamente $2,4 \text{ m.s}^{-1}$). A direção do vento é de SE sobre ambas as superfícies oceânica e continental (Figura 5.3.1 (a)). A perda de energia à noite (resfriamento radiativo) influencia o estado térmico da atmosfera, resfriando o interior do continente, induzindo um escoamento de resposta, favorecendo a formação da brisa terrestre.

No horário das 03:00 UTC o vento aumenta a intensidade de $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ para $7,0 \text{ m.s}^{-1}$ em 1200m, sendo perpendicular à costa. O escoamento do vento apresenta uma forma ondulatória de máximos e mínimos, com um núcleo (gradiente) mais intenso sobre o continente (Figura 5.3.2 (b)). O vento em superfície é um pouco mais forte sobre o continente e enfraquece sobre o oceano, tornando-se paralelo à costa (Figura 5.3.1 (b)). Às 06:00 UTC a ondulação do escoamento é mais pronunciada e o núcleo intensifica-se, dirigindo-se em direção ao oceano entre 900 a 2000m (Figura 5.3.2 (c)). Em superfície, o vento continua a intensificar-se sobre o continente (Figura 5.3.1. (c)). Às 09:00 e às 12:00 UTC o núcleo continua a dirigir-se do continente para o oceano (Figuras 5.3.2 (d) e (e)). Este é o escoamento da brisa terrestre, que também pode ser observado, através das imagens de satélite, o deslocamento da nebulosidade no sentido continente-oceano (ver Figura 5.3). Na superfície (Figura 5.3.1 (d) e (e)), percebe-se uma

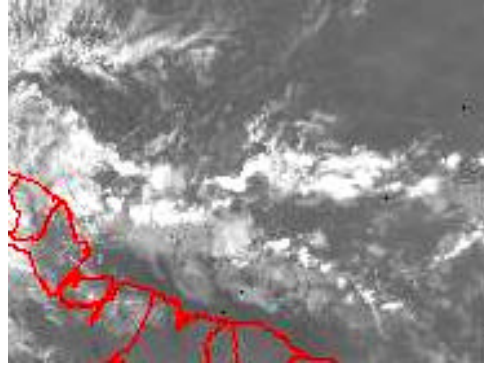
desaceleração do vento sobre o continente e sobre o oceano. Esta diminuição na magnitude persiste no horário das 15:00 UTC (Figura 5.3.1 (f)).

Às 15:00 UTC, na linha da costa, observa-se que o padrão ondulatório começa a desconfigurar-se, já não sendo mais evidente entre 600 e 1800m como visto anteriormente, apesar do cisalhamento observado (Figura 5.3.2 (f)).

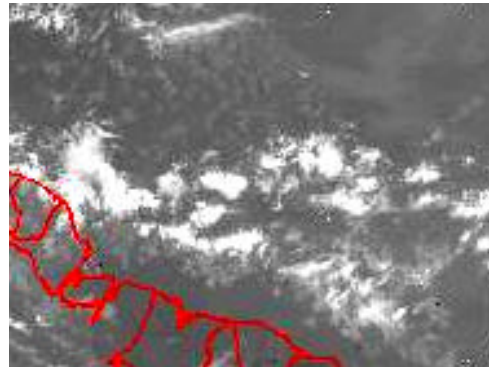
No horário das 18:00 UTC (Figura 5.3.2 (g)), nota-se um gradiente mais forte próximo a linha da costa (aproximadamente $1,8^{\circ}$ S). Às 21:00 UTC o sinal da brisa marítima é observado, porém mais fraco, apresentando um escoamento ondulatório marcante da superfície até cerca de 1500m (Figura 5.3.2 (h)). Este padrão não é mais observado às 24:00 UTC. Entretanto, é observado uma desaceleração do escoamento do vento (Figura 5.3.2 (i)). Neste horário, em superfície próximo ao CLA, o vento é de sul e sobre o oceano há uma desaceleração do vento, sendo este paralelo a costa (Figura 5.3.1 (i)).

É possível observar o escoamento do vento sobre a região do CLA através do modelo RAMS. As circulações locais observadas de brisas marítima e terrestre ocorrem devido a existência de um gradiente térmico e, por conseguinte, de um gradiente de pressão entre a superfície continental e a oceânica. Através da modelagem numérica nota-se que a brisa terrestre ainda persiste por volta das 12:00 UTC e o sinal da brisa marítima pode ser observado a partir das 18:00 UTC estendendo-se até às 21:00 UTC.

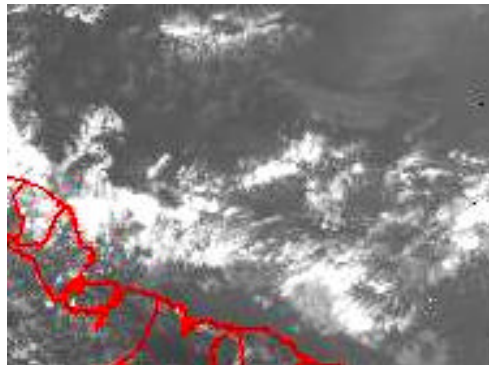
Dia 14/06/99 às 02:45 UTC



Dia 14/06/99 às 11:45 UTC



Dia 14/06/99 às 17:45 UTC



Dia 14/06/99 às 23:45 UTC

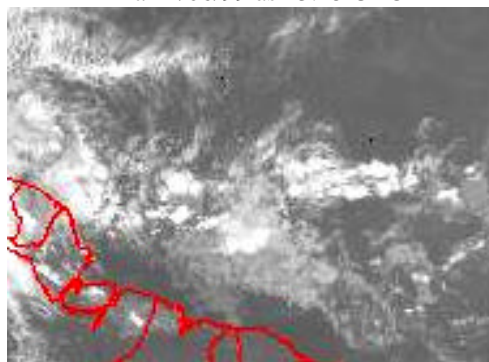


FIGURA 5.3 - Nebulosidade na região de estudo durante o estudo das circulações locais do dia 14/06/99.

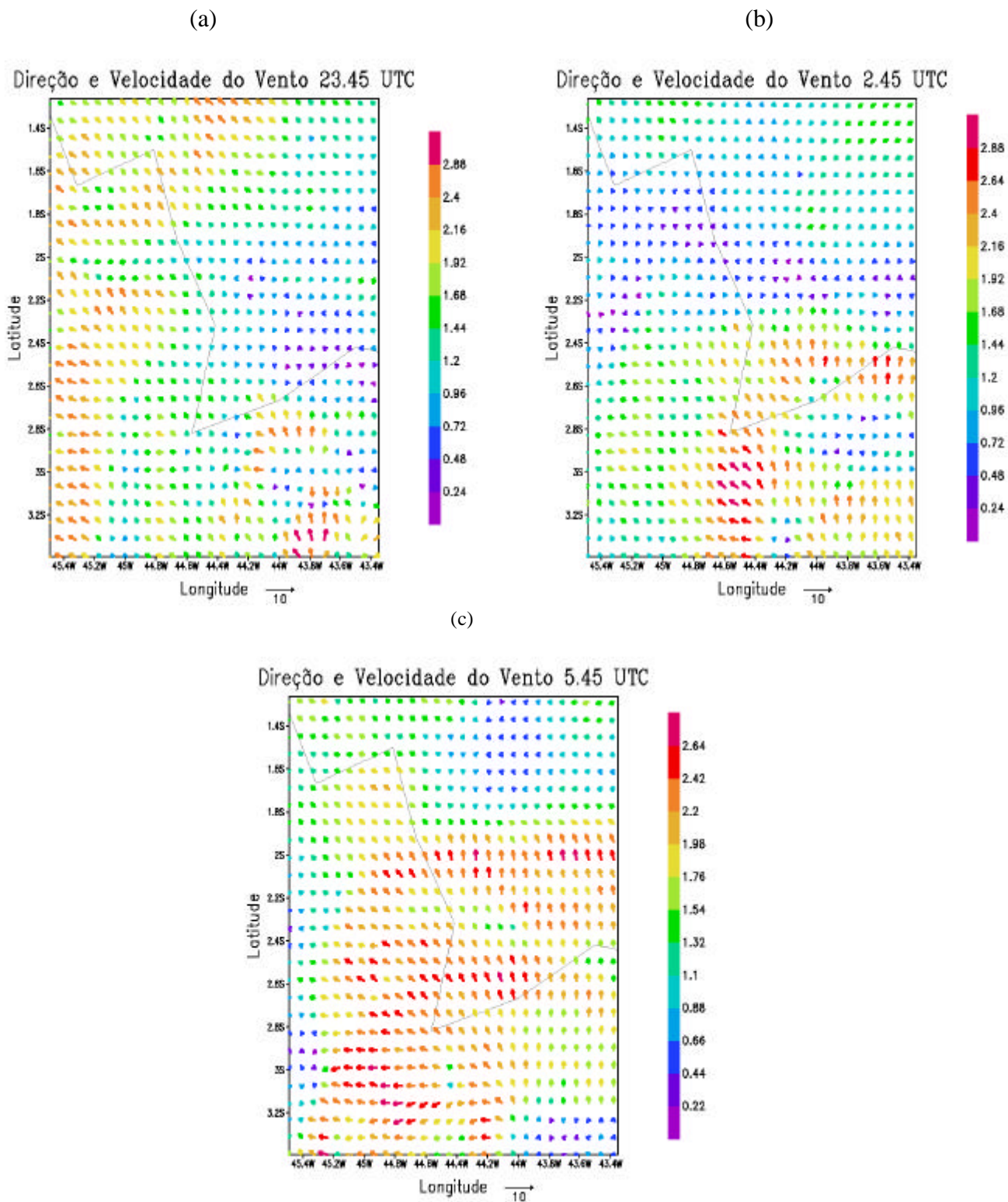
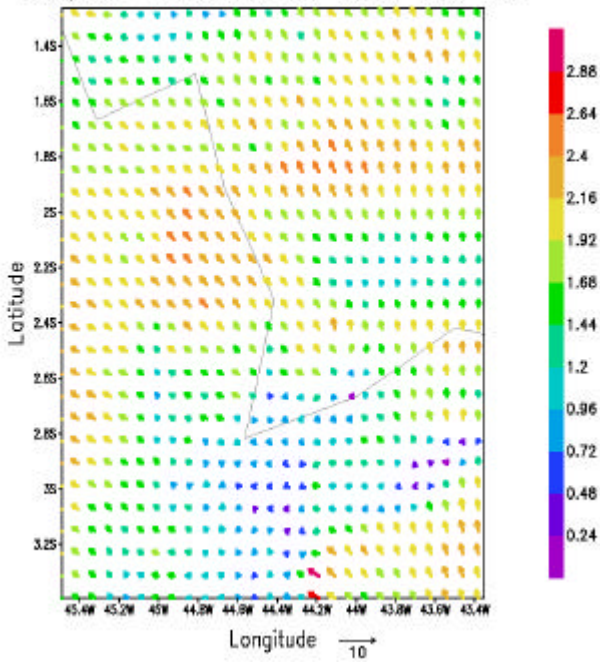


FIGURA 5.3.1- Direção e velocidade do vento na região do CLA para o dia 14/06/99.

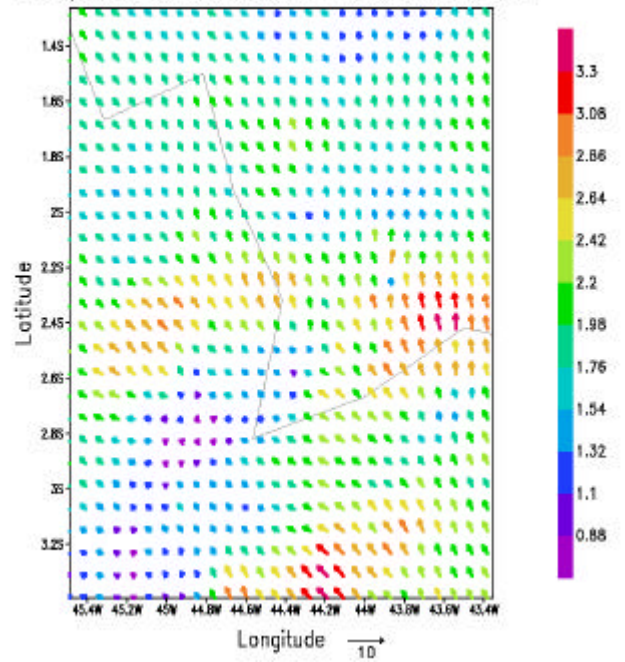
(d)

Direção e Velocidade do Vento 8.45 UTC



(e)

Direção e Velocidade do Vento 11.45 UTC



(f)

Direção e Velocidade do Vento 14.45 UTC

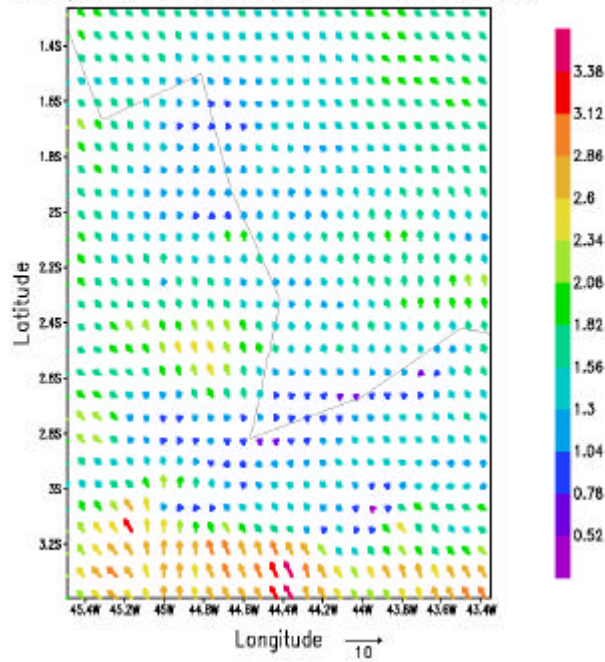
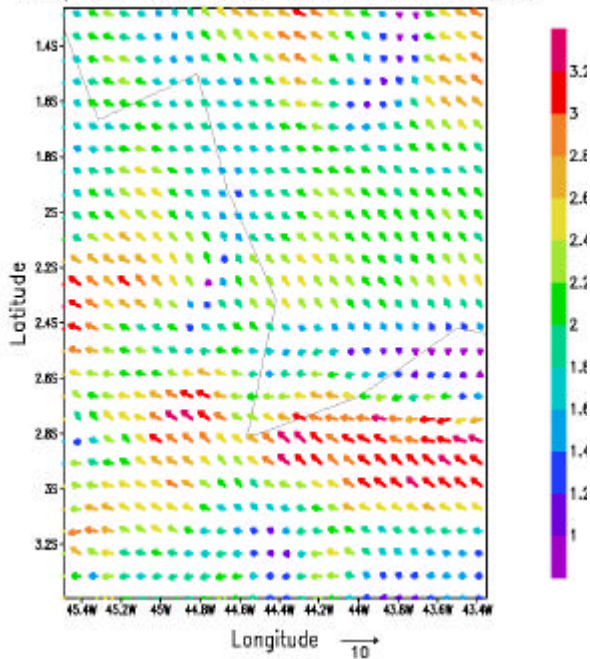


FIGURA 5.3.1- Continuação

(continua)

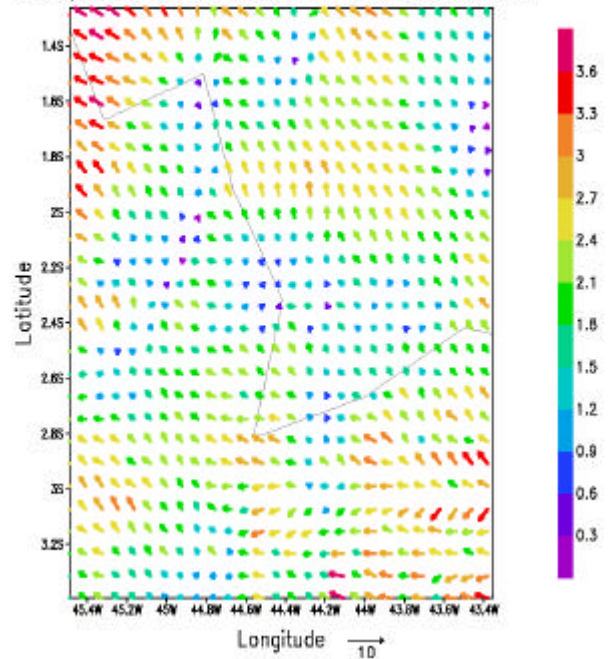
(g)

Direção e Velocidade do Vento 17.45 UTC



(h)

Direção e Velocidade do Vento 20.45 UTC



(i)

Direção e Velocidade do Vento 23.45 UTC

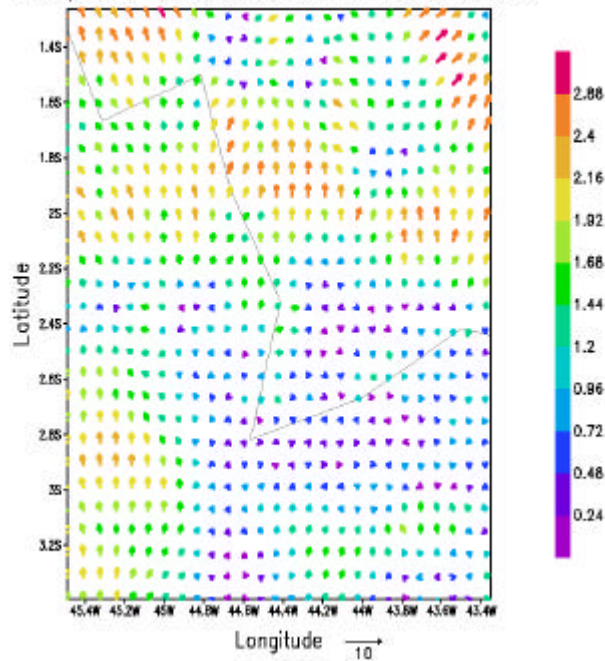
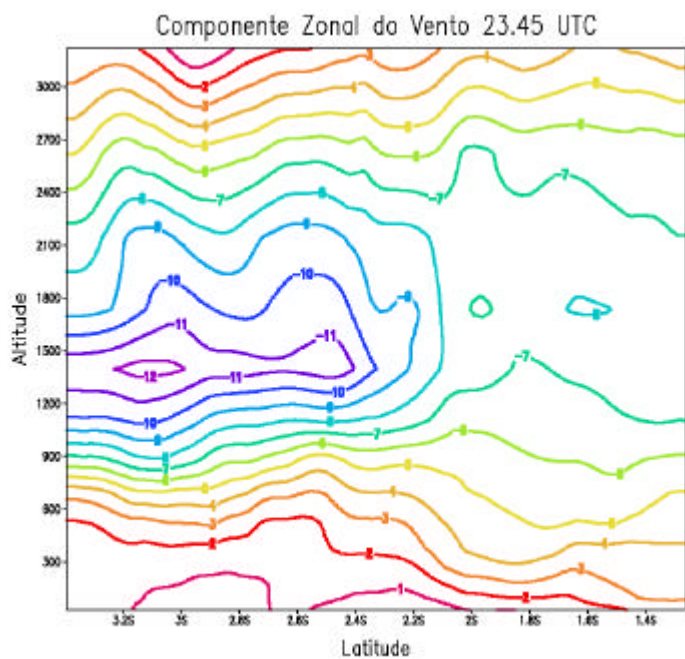
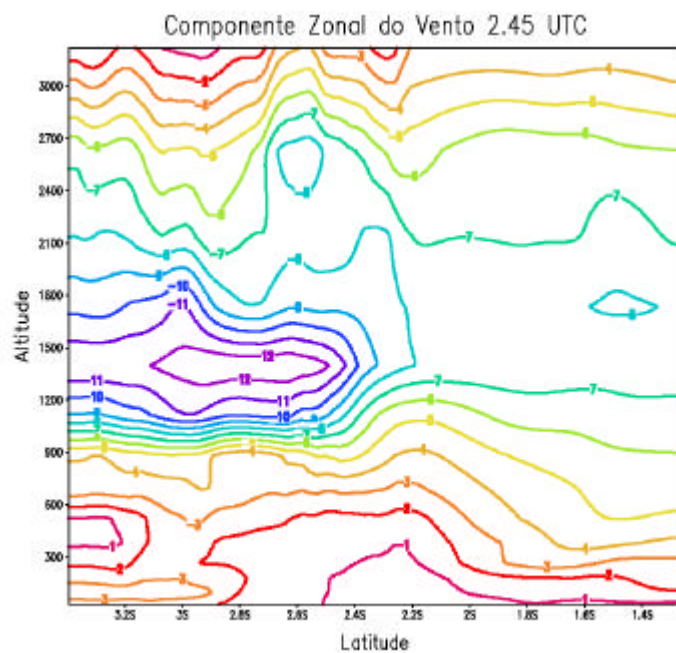


FIGURA 5.3.1- Conclusão.

(a)



(b)



(c)

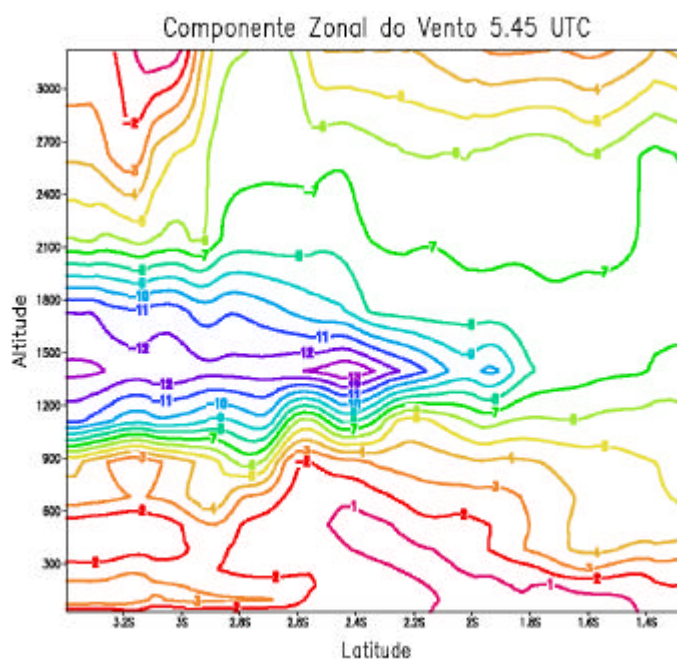
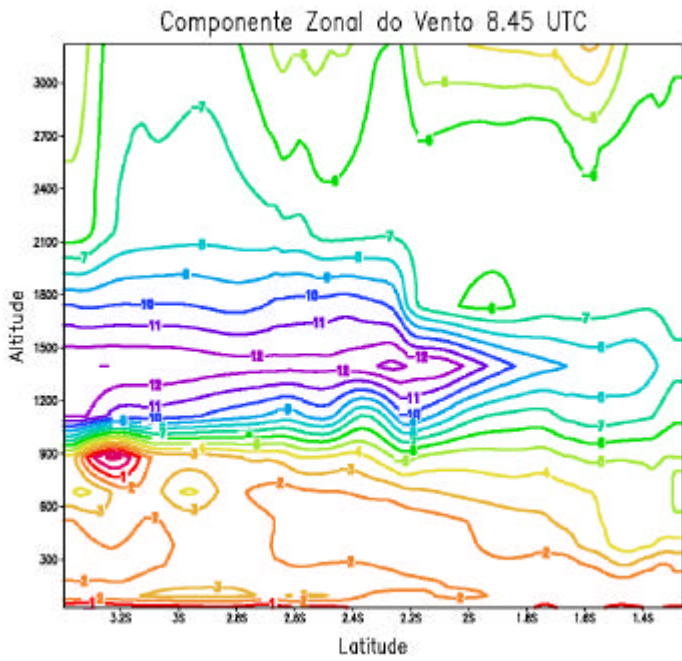


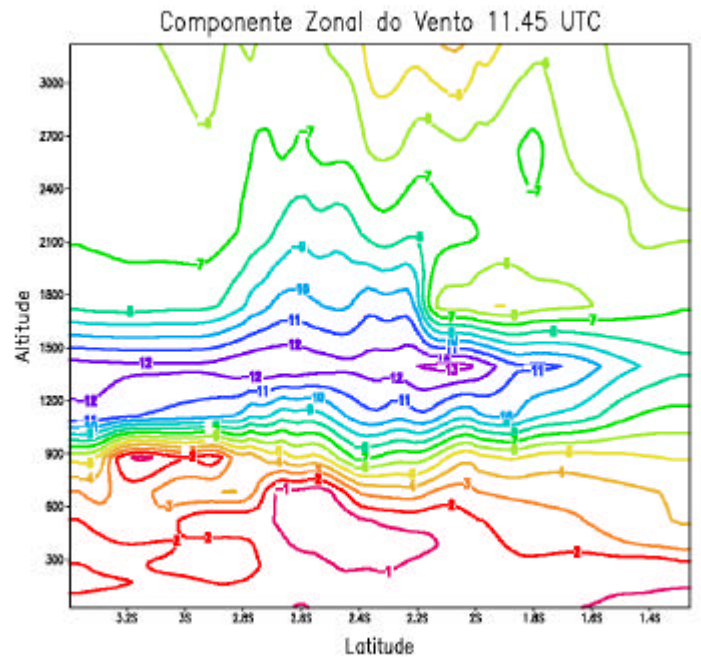
FIGURA 5.3.2 - Perfis verticais do vento zonal ($m s^{-1}$) para os horários das 23:45, 02:45, 05:45, 08:45, 11:45, 14:45, 17:45, 20:45 e 23:45 UTC na região do CLA.

(continua)

(d)



(e)



(f)

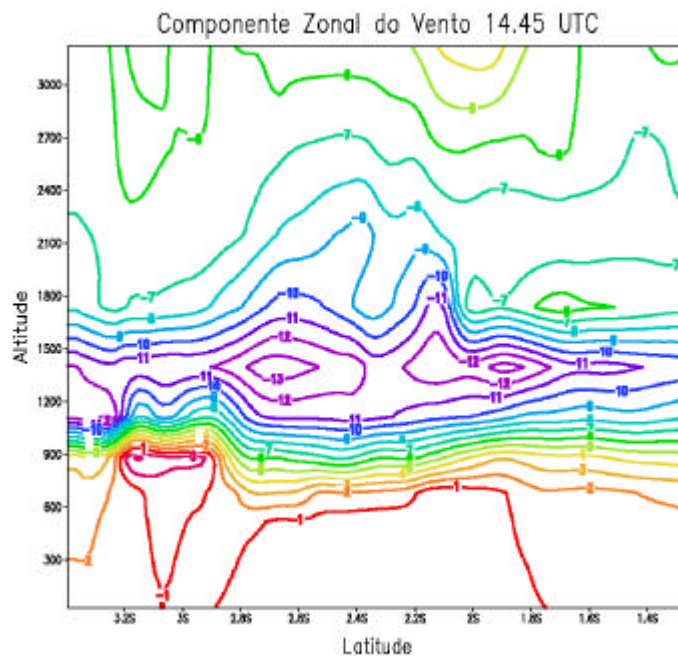
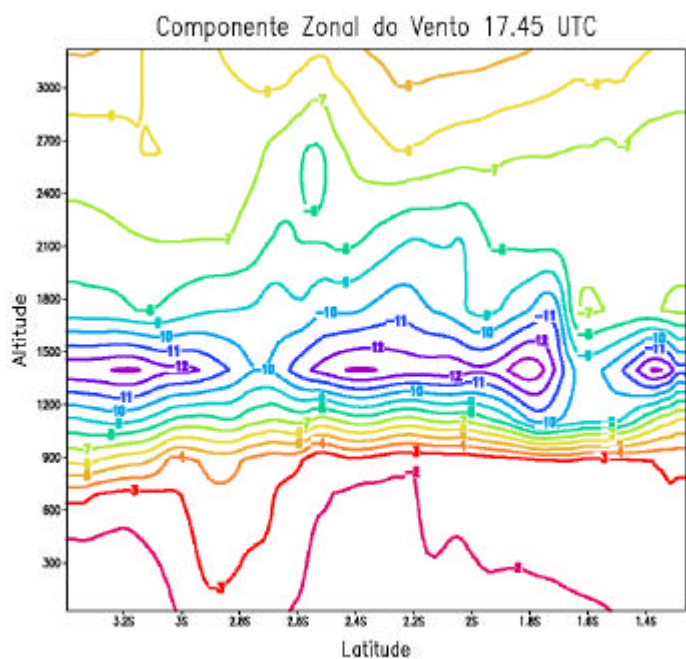


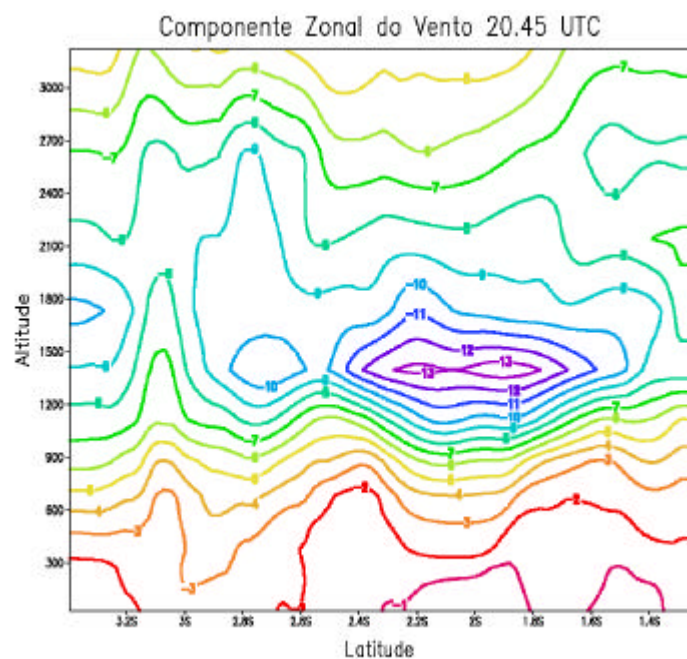
FIGURA 5.3.2 – Continuação

(continua)

(g)



(h)



(i)

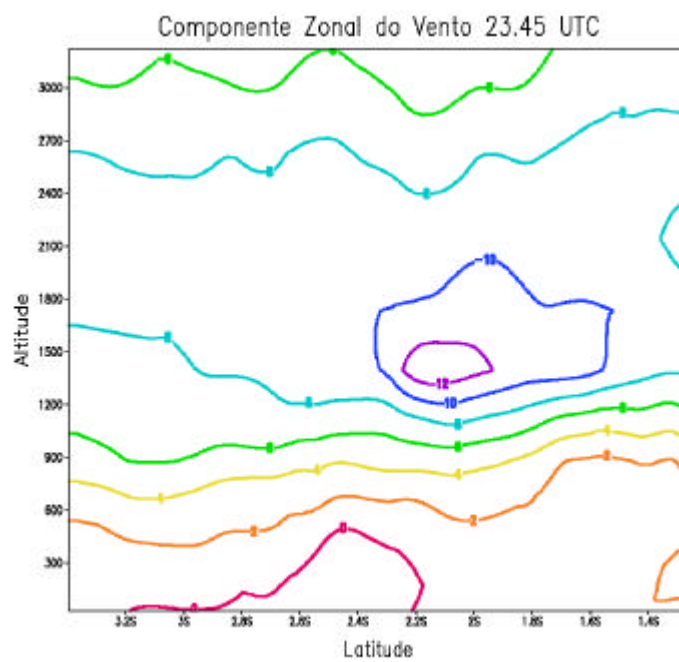


FIGURA 5.3.2 - Conclusão.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS

A proposta deste trabalho foi investigar as diferenças entre as CLPs marinha e continental, e verificar as interações existentes entre elas, como o estabelecimento de circulações locais na interface das duas superfícies na região tropical da costa norte do Nordeste Brasileiro, utilizando a análise observacional e, com menos ênfase, o uso de modelagem numérica. Adicionalmente, foi igualmente importante a comparação entre o estudo observacional e o estudo numérico.

O estudo observacional (Capítulo 4) foi feito a partir dos dados obtidos na primeira quinzena do mês de junho de 1999, durante a III Pernada do Projeto REVIZEE. Esse estudo evidenciou as características termodinâmica e cinemática sobre o oceano e sobre o continente. Para isto, fez-se necessário conhecer as condições atmosféricas de superfície do local. Então, construíram-se séries temporais de vários elementos meteorológicos, perfis verticais de θ e q , perfis da direção e velocidade do vento. Utilizou-se também das imagens de satélite. Enfim, todos esses recursos foram utilizados a fim de compreender as CLPs marinha e continental.

Os valores de CAPE observados em ambas as superfícies são baixos (cerca de 280 Jkg⁻¹) antes da convecção e altos (valor de aproximadamente 640 Jkg⁻¹) durante a fase de atividade convectiva. Para condições de céu claro (ou no caso deste estudo de menor nebulosidade) o valor de CIN é aumentado. O valor médio encontrado de CAPE para o CLA foi de 1540 Jkg⁻¹ e para o oceano de 670 Jkg⁻¹. Esse resultado mostra a grande quantidade de energia disponível para a convecção sobre a região continental. As bases das nuvens sobre o CLA e sobre o oceano estiveram próximas do nível de 950 hPa.

As estruturas verticais das CLPs marinha e continental muito se assemelham, porém, na CLP continental os processos de crescimento e decaimento da CLC são mais rápidos, uma vez que esta superfície responder mais rapidamente ao ciclo diário da radiação solar.

O maior desenvolvimento da CLC sobre o CLA, em média, ocorre às 18:00 UTC (717m) e no oceano às 21:00 UTC (600m). No continente também existe, em alguns dias, um crescimento significativo da CLC, depois que a CLN é erodida. Foi constatado que a CLC marinha é mais rasa que a CLC continental.

Apesar deste trabalho estar direcionado à comparação de duas CLPs, é importante ressaltar a forte interação destas CLPs na formação e manutenção das circulações locais existentes na região equatorial. A circulação de brisa marítima é localmente induzida por um gradiente térmico que se estabelece ao longo da linha da costa. Sobre o CLA, o vento é predominantemente de NE, e no oceano predomina o vento dos quadrantes NE-SE. Verificou-se no oceano que a velocidade do vento é maior durante a noite e madrugada e, no continente, isto acontece durante o período vespertino, sendo que esta circulação de brisa marítima intensifica o vento na região do CLA. Esse fato pode ser explicado por uma situação inicial de ventos fracos no CLA que fora modificado pelo escoamento da brisa marítima no horário de máximo desenvolvimento desta circulação. E, no oceano, inicialmente com ventos fortes diminuindo de intensidade, conforme o horário de menor desenvolvimento da brisa terrestre.

O modelo de mesoescala RAMS foi utilizado para simular as condições de superfície e as circulações atmosféricas locais. Os resultados de simulação em superfície são melhores para o CLA do que sobre o oceano. O modelo simula de forma satisfatória os perfis de θ e q e vento sobre ambas as superfícies estudadas, apresentando resultados ligeiramente superiores para a região oceânica. Assim, em superfície, a simulação aproxima-se do que foi observado melhor no CLA e, com relação aos perfis verticais de q e q o resultado é melhor sobre o oceano.

Quanto ao escoamento do vento, através da modelagem, observa-se que não existe uma mudança significativa na direção do vento, mas sim no que diz respeito a magnitude. A partir do modelo verifica-se que a brisa marítima intensifica o vento na região do CLA. Esse resultado também foi encontrado no estudo observacional.

Espera-se que este estudo sirva de incentivo a outros estudos voltados principalmente à CLP marinha tropical. Por ser o Brasil um continente com vasta extensão litorânea,

existe uma grande necessidade de compreender as interações entre o continente e o oceano, existentes nas circulações locais da atmosfera baixa, especialmente para a região tropical equatorial. Diante desta importância, faz-se necessário dar continuidade ao estudo destas interações. De acordo com os resultados observacionalmente e numericamente alcançados, algumas sugestões são dadas a seguir. Como não era o objetivo deste trabalho o ajuste das parametrizações do modelo, os resultados numéricos encontrados foram somente discutidos. Na perspectiva de melhorar também o estudo observacional e, por conseguinte de modelagem numérica da CLP marinha tropical, sugere-se:

- A realização de campanhas de medidas simultâneas sobre o continente e sobre o oceano em diferentes períodos, com o objetivo de caracterizar a CLP marinha na região equatorial e procurando entender melhor a Micrometeorologia desta região.
- O modelo RAMS mostrou-se uma ferramenta eficaz para o estudo do escoamento do vento sobre a região de abrangência do CLA. Entretanto, o modelo deve ser melhorado (ajustado) nas parametrizações de radiação e de microfísica, especialmente para o oceano, onde não ocorre o balanço de energia. Com estes ajustes o modelo RAMS provavelmente, será validado e aplicado na previsão do tempo para esta região tropical.
- É muito importante a inclusão dos fluxos de calor sensível e latente em futuros estudos para a completa análise da CLP marinha, pois neste estudo não havia medidas desses fluxos, o que dificultou, em parte, a explicação do não-fechamento do balanço de energia através da modelagem numérica no oceano.
- Utilizar a inicialização heterogênea no modelo RAMS, onde o modelo é alimentado com novos dados de radiossondagens e, também, fazer uma simulação com grade aninhada, onde os sistemas atmosféricos de grande escala interagem com os sistemas de mesoescala.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albrecht, B. A. Effects of precipitation on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, p. 7327-7337, Apr. 1993.
- Arya, S. P. **Introduction to micrometeorology**. California: Academic, 1988. 303p.
- Atkinson, B. W. **Meso-scale atmospheric circulations**. San Diego: Academic, 1981. 495p.
- Bechtold, P. et al. A Numerical Investigation of influence of large-scale winds on sea-breeze and inland-breeze type circulations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 30, n.9, p. 1268-1279, 1991.
- Bernardet, L. R. **Simulação Numérica da Brisa Marítima e de sua Interação com a Topografia na Presença de Processos Úmidos**. 1993. 96p. (DCA-IAG-USP).
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- Bougeault, P. The Diurnal Cycle of Marine Stratocumulus layer: A Higher-Order Model Study. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 24, p. 2826-2843, Dec. 1985.
- Carson, D. J. An introduction to the parameterization of land-surface process. Part I: radiation and turbulence. **The Meteorological Magazine**, v. 116, n. 1381, p. 229-242, Aug. 1987.
- Cavalcanti, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 113p. (INPE-4865-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.
- Chen, S. S. et al. Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation during TOGA COARE. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 53, n.10, p. 1380-1409, 1996.

Clarke, R. H. Some observations and comments on the sea breeze. **Australian Meteorological Magazine**, v. 11, p. 47-68, 1955.

Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. São José dos Campos: INPE, v.14, n.6, jun. 1999. 53p.

Cohen, J. C. P. **Um estudo observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia**. 1989. 120p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

Cohen, J. C. P. ; Silva Dias, M. A. F.; Nobre, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, Nov. 1995.

Coutinho, E. C. **Estudo dos ventos em altitude na região do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA)**. 1999. 141p. (INPE-8149-TDI/754). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

Daniel H. **The Atlantic Tropical Experiment- GATE**. Geneva – Switzerland: World Meteorological Organization, 1974 (WMO No. 390).

Durand et al. A Sea-Land Transition Observed during the COAST Experiment. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 1, p. 96-116, Jan. 1989.

Firestone, J. K. ; Albrecht, B. A. The structure of the atmospheric boundary layer in the central equatorial Pacific during January and February of FGGE. **Monthly Weather Review**, v. 114, n.7, p. 2219-2231, 1986.

Fisch, G. Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem. 1995. 201p. (INPE-6123-TDI/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995.

Fisch, G. Ventos em altitude na costa litorânea do Maranhão. **Boletim de Monitoramento Hidro climático**, v. 2, n.2, p. 43-47, 1997.

Fisch, G. et al. Uso do sistema GPS para a determinação do vento em altitude. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 65-70, jun. 1998.

Fitzjarrald, D. R. ; Gartang, M. Vertical Structure of the Tropical Boundary Layer. **Monthly Weather Review**, v.109, n. 7, p. 1512-1526, July 1981.

_____. New Applications of a Simple Mixed Layer Model. **Boundary Layer Meteorology**, v. 22, n. 4, p. 431-451, Apr. 1982.

Fovell, R. G. ; Dailey, P. S. Numerical Simulation of the Interaction between the Sea-Breeze Front and Horizontal Convective Rolls. Part II: Alongshore Ambient Flow. **Monthly Weather Review**, v. 129, n.8, p. 2057-2072, 2001.

Franchito, S. H. **Um estudo das circulações térmicas produzidas próximo às costas**. 1980. 80p. (INPE-1951-TDL/034). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1980.

Freitas, E. D.; Silva Dias, P. L. O efeito da Ilha de Calor Urbana sobre os Fluxos de Calor através da Utilização do Modelo RAMS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, p. 312-320.

Garratt, J. R. **The atmospheric boundary layer**. London: Cambridge Press University, 1992. 316 p.

Garstang, M. ; Fitzjarrald, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. New York: Oxford University Press, 1999. 405p.

Hartmann, D. L. **Global physical climatology**. California: Academic, 1994. 411p.

Hsu, S. Coastal air-circulation system: observations and empirical model. **Monthly Weather Review**, v. 98, n.7, p. 487-509, 1970.

Iribarne, J. V. ; Godson, W. L. **Atmospheric thermodynamics**. Holland – Dordrecht, 1973. 225p.

- Khalsa, S. J. S ; Greenhut, G. K Conditional Sampling of Updrafts and Downdrafts in the Marine Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n.23, p. 2550-2562, 1985.
- Kiemle, C. et al. The Convective Boundary Layer Structure from Lidar and Radiosonde Measurements during the EFEDA'91 Campaign. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.12, n.4, p. 771-782, 1995.
- Kloesel, K. A. ; Albrecht, B. A. Low-Level Inversions over the Tropical Pacific-Thermodynamic Structure of the Boundary Layer and the Above Moisture Structure. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 1, p. 87-101, Jan. 1989.
- Kousky, V. E. Diurnal rainfall variations in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n.4, p. 488-498, Apr. 1980.
- Large, W. G. ; Pond, S. Sensible and Latent Heat Flux Measurements over the Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 12, n. 5, p. 464-482, May 1982.
- LeMone, M. A. The Marine Boundary Layer. In: Workshop on the Planetary Boundary Layer, 1978, Boulder, EUA. **Proceedings...** Boulder: A.M.S. ,1981. p. 14-18.
- Lemos, H. M. **Coordenação Geral do Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva – REVIZEE**. Explanada dos Ministérios, Brasília, 1998. Folder.
- Levy, G. ; Ek, M. Simulated response of the marine atmospheric boundary layer in the western Pacific warm pool region to surface flux forcing. **Journal Geophysical Research**, v. 106, p. 7229-7241, Apr. 2001.
- Lucas, C. ; Zipser, E. J. Environmental variability during TOGA COARE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 15, p. 2230-2250, Aug. 2000.
- Melo, E. C. S. **Simulação numérica de circulações de brisa no estado da Paraíba**. 2000. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

Ministério da Aeronáutica (Diretoria de Rotas Aéreas). **Manual de Análise do Diagrama Skew-T-Log-P**. Brasília: Diretoria de Rotas Aéreas, 1969. 112p.

Mota, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro**. 1997. 110p. (DCA-IAG-USP). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

Munley, W. G. ; Hipps, L. E. Estimation of Regional Evaporation for a Tall-grass Prairie From Measurements of Properties of the Atmospheric Boundary Layer. **Water Resources Research**, v. 27, n. 2, p. 225-230, Feb. 1991.

Palmén, E. ; Newton, C. W. **Atmospheric circulation systems**. New York: Academic, 1969. 603p.

Patrinos, A. A. ; Kistler, A. L. A numerical study of the Chicago lake breeze. **Boundary Layer Meteorology**, v. 12, n.9, p. 93-123, 1977.

Paulson, C. A. , et al. Air-sea transfer of momentum, heat and water determined from profile measurements during BOMEX. **Journal Physical Oceanographic**, v. 2, n.2, p.487-497, 1972.

Reed, R. J. ; Recker, E. E. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. **Journal of Atmospheric Sciences**, v 28, n. 7, p. 117-1133, Oct. 1971.

_____ et al. An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analyzing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 116, n.4, p. 824-865, 1988.

Reuter, E. D. J. **Relatório Técnico-Científico emitido durante o Projeto REVIZEE para o Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica – PIBIC**. Belém-PA: UFPa, 1999. 6p.

Sarachik Tropical sea surface temperature in interactive one-dimensional atmosphere ocean model. **Dynamic Atmosphere Oceans** , v. 2, p. 455-469, 1978.

Simpson, J. E. et al. Inland penetration of sea-breeze fronts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, p. 47-76, 1977.

Silva, A. M. et al. **Atlas of surface marine data 1994, algorithms and procedures**. Washington: NOAA. Department of Commerce, v.1, 1995. (Atlas NESDIS 6).

Silva, A. S. Investigação da Interação entre os ventos da escala sinótica e a circulação de Mesoescala no Estado do Rio de Janeiro usando o RAMS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000. p. 340-348.

Stewart, R. W. **The atmospheric boundary layer**. Geneva: World Meteorological Organization, 1979. 44p, (WMO No. 523).

Stull, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. 665p.

Webster, P. J. ; Lukas, R. TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 73, n.9, p. 1377-1416, 1992.

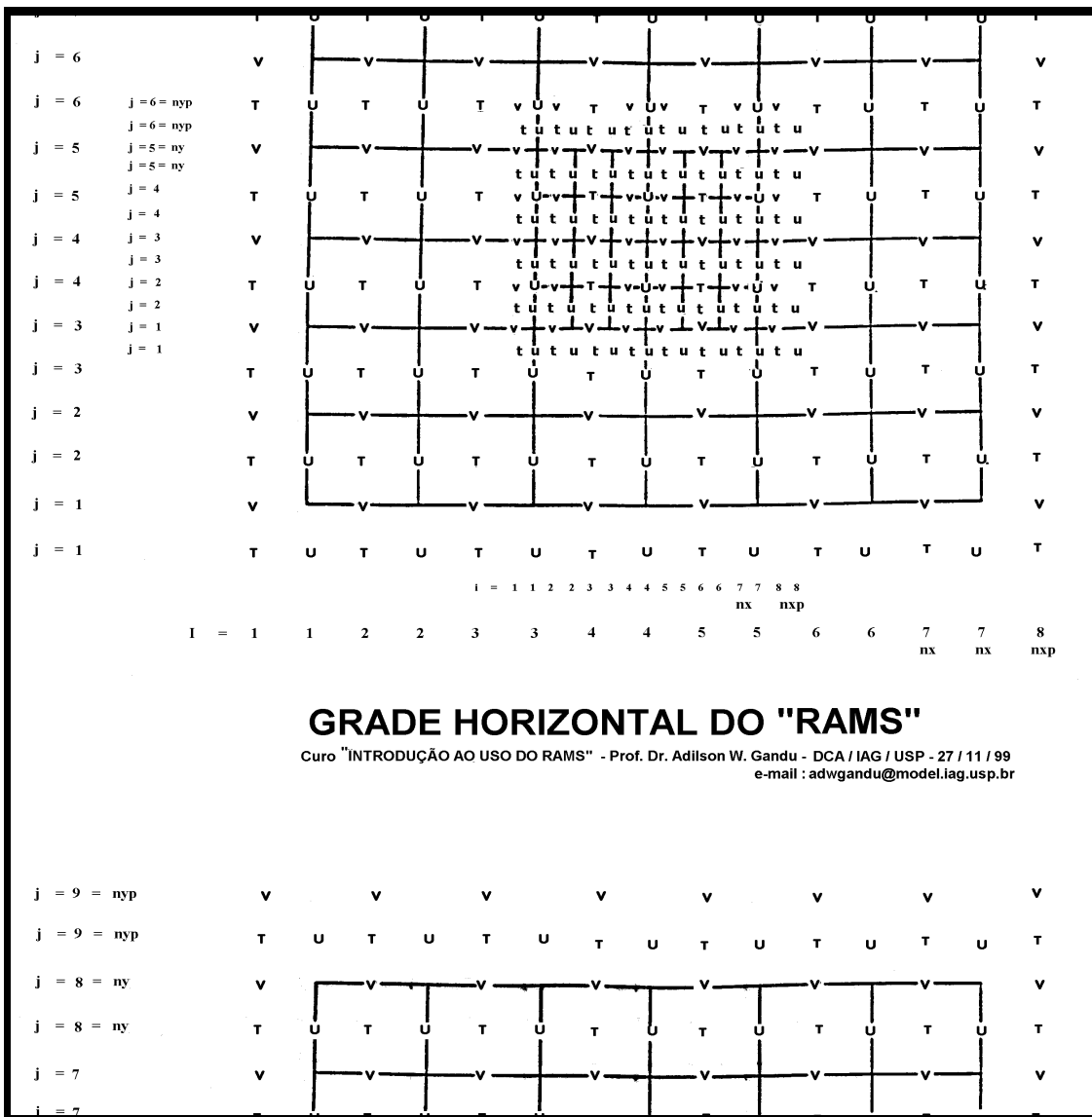
Wexler, R. Theory and observations of land and sea breezes. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 27, n.6, p. 272-287, 1946.

Williams, E. R. ; Renno, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p. 21-35, 1993.

Yanai et al. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 30 n. 4, p. 611-627, May 1973.

APÊNDICE A

GRADES HORIZONTAL E VERTICAL DO RAMS



GRADE HORIZONTAL DO "RAMS"

Curso "INTRODUÇÃO AO USO DO RAMS" - Prof. Dr. Adilson W. Gandu - DCA / IAG / USP - 27 / 11 / 99
e-mail : adwgandu@model.iag.usp.br

FIGURA A.1 - Representação da grade horizontal do RAMS.

GRADE VERTICAL DO "RAMS"

Curso "INTRODUÇÃO AO USO DO RAMS" - Prof. Dr. Adilson W. Gandu - DCA / IAG / USP - 27 / 11 / 99
 e-mail : adwgandu@model.iag.usp.br

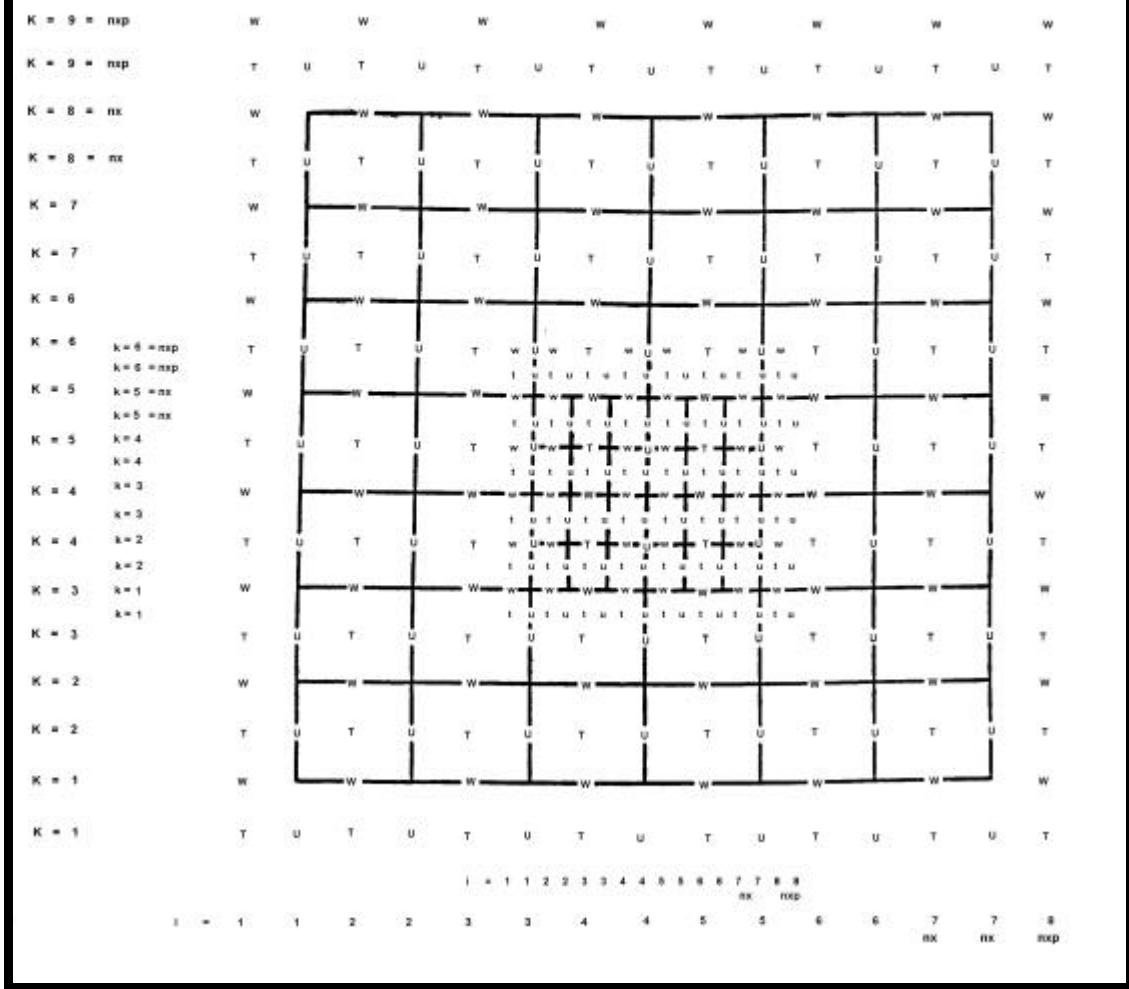


FIGURA A.2 - Representação da grade vertical do RAMS.