

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORD. DO MESTRADO EM METEOROLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO DA CONVECÇÃO NA REGIÃO LESTE DO
ESTADO DO PARÁ**

ALMIR VENANCIO FERREIRA

CAMPINA GRANDE - PB
OUTUBRO - 1998

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

**CARACTERIZAÇÃO DA CONVECÇÃO NA REGIÃO LESTE DO
ESTADO DO PARÁ**

ALMIR VENANCIO FERREIRA

Campina Grande - PB

outubro- 1998



F383c Ferreira, Almir Venâncio.
 Caracterização da convecção na região leste do Estado do
 Pará / Almir Venâncio Ferreira. - Campina Grande, 1998.
 75 f.

 Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
 Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, 1998.
 Referências.
 "Orientação : Profa. Dra. Chou Sin Chan, Prof. M.Sc.
 Manoel Francisco Gomes Filho".

 1. Meteorologia - Convecção. 2. Convecção - Pará
 (Estado). 3. Caracterização. 4. Dissertação - Meteorologia.
 I. Chan, Chou Sin. II. Gomes Filho, Manoel Francisco. III.
 Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande (PB). IV.
 Título

CDU 551.5(811.5)(043)

ALMIR VENANCIO FERREIRA


CARACTERIZAÇÃO DA CONVECÇÃO NA REGIÃO LESTE DO ESTADO DO PARÁ

APROVADA EM 09/10/1998


BANCA EXAMINADORA



Dra. CHOU SIN CHAN - Orientadora
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE



Prof. MSc. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO - Co-Orientador
Universidade Federal da Paraíba



Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Universidade Federal da Paraíba



Dr. JOSÉ ORIBE ROCHA DE ARAGÃO
Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente - PE

ALMIR VENANCIO FERREIRA

CARACTERIZAÇÃO DA CONVECÇÃO NA REGIÃO LESTE DO ESTADO
DO PARÁ

Dissertação apresentada ao Curso de MESTRADO
EM METEOROLOGIA da Universidade Federal
da Paraíba, em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: Sinótica e Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientador: Chou Sin Chan
INPE/CPTEC

Co- Orientador: Manoel F. Gomes filho
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal da Paraíba

Campina Grande, PB

Outubro - 1998

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 2a - Esquema de uma tempestade se desenvolvendo numa atmosfera estática. As setas indicam movimento de ar e contorno da nuvem. 09
- FIGURA 2b - A tempestade quando a chuva forte atinge a superfície e causa as correntes descendentes de ar. A nuvem nesta fase está em dissipação..... 09
- FIGURA 2c - Uma corrente ascendente se desenvolvendo num atmosfera com cisalhamento de vento constante..... 10
- FIGURA 2.1 - Normal climatológica da precipitação (mm)
- FIGURA 3.2.1 - O quadro em destaque mostra a área de estudo centrada em Belém no Pará..... 20
- FIGURA 4.2 - Imagens de satélite GOES 8 no canal infravermelho de 15 a 16 de janeiro de 1998 às 12 TMG (a), 15 TMG (b), 18 TMG (c), 21 TMG (d), 00 TMG (e), 03 TMG (f), 06 TMG (g), 09 TMG (H) E 12 TMG (i).25
- FIGURA 4.3.1 - Plotagem do código METAR do período de 15 às 12 TMG a 16/01/98 às 12 TMG estação do aeroporto de Belém (01°27'S e 48°27W)26

FIGURA 4.3.2 - Pluviograma (mm) da estação da Universidade Federal do Pará (UFPA), do dia 15 às 12 TMG ao dia 16 de janeiro às TMG27

FIGURA 4.3.3 - Total de precipitação acumulada (mm) em 24 horas, prevista para o dia 16 de janeiro de 1998..... 28

FIGURA 4.3.4 - Total de precipitação acumulada (mm) em 24 horas, observada no dia 16/01/98 às 12 TMG 28

FIGURA 4.4.1. - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente (K) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW). 30

FIGURA 4.4.2 - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente saturada (K) de 15 a 16 de janeiro de 1998 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW). 30

FIGURA 4.4.3 - Perfil do índice de levantamento (°C) de 15 a 16 de janeiro de 1998 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW). 31

FIGURA 4.4.4 - Perfil do CAPE (J/kg) de 15 a 16 de janeiro de 1998 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW) 32

FIGURA 4.4.5 - Campo do CAPE (J/kg) em 15 de janeiro 1998 às 18 TMG.

.....	32
FIGURA 4.4.6 - Perfil vertical da umidade relativa (%) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	33
FIGURA 4.4.7 - Perfil da água líquida (mm) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	34
FIGURA 4.4.8 - Perfil vertical da velocidade vertical (hPa/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	35
FIGURA 4.4.9 - Perfil vertical do vetor vento horizontal (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 em Belém do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	36
FIGURA 4.4.10 - Perfil vertical da componente zonal do vento (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	37
FIGURA 4.4.11 - Perfil vertical da componente meridional do vento (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'WW).....	37
FIGURA 4.6.1 - Precipitação (mm) em 24 horas prevista pelo modelo média dos nove casos chuvosos.....	39

FIGURA 4.6.2 - Composição do perfil vertical da temperatura potencial equivalente (J/kg) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	40
FIGURA 4.6.3 - Composição do CAPE (J/kg) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	41
FIGURA 4.6.4 - Composição do campo do CAPE (J/kg) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	41
FIGURA 4.6.5 - Composição da água Precipitável (mm) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W)	42
FIGURA 4.6.6 - Composição do índice de levantamento (C) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	42
FIGURA 4.6.7 - Composição da velocidade vertical (hPa/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	43
FIGURA 4.6.8 - Composição do perfil da magnitude do vento (m/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	44
FIGURA 4.6.9 - Composição do perfil vertical da componente zonal do vento (m/s).	45

FIGURA 4.6.10 - Composição do perfil da componente meridional do vento (m/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	45
FIGURA 4.6.11-Composição do perfil vertical da divergência de fluxo de umidade específica (1/s)x10 ⁻⁵	46
FIGURA 4.6.12-Composição do perfil vertical da vorticidade relativa (1/s)x10 ⁻⁵ dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	47
FIGURA 4.7.1 – Composição do perfil da temperatura potencial equivalente (K) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	48
FIGURA 4.7.2– Composição do CAPE (J/kg) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W)	49
FIGURA 4.7.3–Composição da água precipitável (mm) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	50
FIGURA 4.7.4 – Composição do índice de levantamento (°C) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	51

FIGURA 4.7.5 – Composição do perfil vertical da velocidade vertical (hPa/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	53
FIGURA 4.7.6– Composição da magnitude do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	54
FIGURA 4.7.7 – Composição do perfil da componente zonal do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	55
FIGURA 4.7.8 – Composição vertical da componente meridional do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	55
FIGURA 4.7.9– Composição do perfil vertical da divergência de fluxo de umidade específica $(1/s) \times 10^{-5}$ para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).	56
FIGURA 4.7.10– Composição da vorticidade $(1/s) \times 10^{-5}$ para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).....	57
FIGURA A.1.1 - Grade do tipo E Arakawa.....	68
FIGURA A.1.2 - Estrutura vertical do modelo Eta.....	70

FIGURA A.1.3 - Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta... 71

AGRADECIMENTOS

Aos professores Manoel F. G. Filho e Chou Sin Chan, pelo apoio e paciência na elaboração deste trabalho; a Coordenação do Curso de Mestrado da UFPB; bem como, ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos pela possibilidade do desenvolvimento de grande parte do trabalho; e, finalmente, a todos que de várias formas contribuíram para sua realização.

RESUMO

A partir das previsões de modelo numérico foi feito um estudo de caso e composições de casos de convecção ativa nos períodos chuvoso e de estiagem, com objetivo de descrever as principais características da convecção na região leste do estado do Pará. Para o estudo de caso foi selecionado o período entre 15 a 16 de janeiro de 1998. Os resultados mostram que o sistema teve início às 18 TMG do dia 15 e se deslocou em direção ao interior do continente causando precipitação de 40 mm observada em Belém. A atmosfera apresentou pronunciado grau de instabilidade, onde CAPE e o índice de levantamento atingiram valores máximos às 18 TMG, respectivamente e -2,8. Os ventos locais indicaram a presença dos alísios e sua intensificação foi resultante do seu coplamento com a brisa marítima. A análise das composições nos períodos chuvoso e de estiagem mostram que a atmosfera apresentou configurações termodinâmicas similares. Uma característica marcante foi o máximo valor do CAPE no período de convecção ativa que é cerca de 50% maior que o valor da composição de estiagem (750Jkg^{-1} versus 1155Jkg^{-1}). Na convecção ativa a componente do vento apresentou maiores magnitudes na média troposfera.

ABSTRACT

Based on high resolution model output, a case study and composites of cases of active convection were carried out in rainy and dry periods. The objective of this work is to describe the main characteristics of the convection in the area east of the State of Pará. The case study occurred 15 to 16 January, 1998. The output showed that the convective system began on the 15th January, 18:00 GMT of the 15 and moved into the continent causing 40 mm of precipitation in Belém. The atmosphere exhibited pronounced instability. CAPE and the lifted index reached maximum values at the 18 TMB, -2,8. Local winds indicated the presence of the trade winds and increasing the intensification of the winds resulted by combining with the marine breeze. The analysis of the composites in the rainy and dry periods show that the atmosphere exhibited similar thermodynamic configurations. An interesting characteristic was the maximum value of CAPE in the active convection represented the 50% of the value of the dry period (750Jkg^{-1} versus 1155Jkg^{-1}). During active convection the component of the wind showed larger magnitudes in the middle troposphere.

SUMÁRIO

LISTA DE SÍMBOLOS.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiv
FIGURAS.....	xvi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	01
1.1 - OBJETIVO DO TRABALHO.....	06
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	07
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E DADOS.....	17
3.1 – O Modelo.....	17
3.2 - Área de estudo.....	18
3.3 - Seleção dos casos.....	19
3.4 - Observação meteorológica de superfície e previsão do modelo	22
CAPÍTULO 4 - ESTUDO DE CASO E COMPOSIÇÃO DA CONVECÇÃO.....	23
4.1 - Aspectos climatológicos da região norte do Brasil.....	23
4.2 - Estudo de caso de convecção ativa.....	24
4.3 Caso convectido 15 a 16 de janeiro de 1998 - Época chuvosa	26
4.4 Diagnóstico da previsão.....	29
4.5.a Condições Termodinâmica.....	29
4.4.b Condições Cinemáticas.....	35
4.6 Composição dos casos.....	38
4.6.1 Composição da precipitação convectiva.....	38
4.6.1.a Condições Termodinâmico.....	39
4.6.1.b Condições Cinemáticas.....	43
4.7 Composição do período de estiagem.....	48
4.7.a Condições Termodinâmica.....	48
4.7.b Condições Cinemática.....	52
CAPÍTULO 5 –Conclusões e Considerações finais.....	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63
APÊNCIE A	67

LISTA DE TABELAS

	Pág.
4.6.1 - Precipitação observada e prevista na estação do INMET, localizada a 0127'S e 4828'W, data de ocorrência e descrição dos sistemas convectivos utilizados na composição dos 9 casos chuvosos.	38
5.1 - Principais características do estudo da composição da convecção ativa e de estiagem.	61

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
°C	Grau Celsius
AB	Alta da Bolívia
ALT	Altitude
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CCM's	Complexos Convectivos de Mesoescalas
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Fig.	Figura
hh	Hora
hPa	hecto Pascal
IL	Índice de Levantamento
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
km	Quilômetros
km²	Quilometro quadrado
LAT	Latitude
LIC	Linha de instabilidade costeira
LIP	Linha de instabilidade que se propaga
LON	Longitude
mm	Milímetro

N	Norte
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	Nordeste
PREC	Precipitação
Pw	Água Precipitável
S	Sul
SE	Sudeste
TMAX	Temperatura máxima
TMIN	Temperatura mínima
TOBS	Temperatura observada
W	Oeste
WIND	Direção do vento
WINS	Intensidade do vento
Z	Zulu o mesmo Tempo médio de Greenwich
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Os processos atmosféricos que determinam o tempo na região tropical, têm sido muito estudados, a convecção é o principal processo de produção de chuvas nos trópicos por ser o mecanismo mais importante de transporte de calor e vapor d'água para níveis superiores, além de fornecer a conexão básica para a manutenção da circulação geral da atmosfera. Muitos experimentos foram e têm sido realizados com propósito de melhor conhecer os sistemas meteorológicos que ocorrem nesta região onde as teorias geostrófica e quasi-geostrófica não mais se aplicam.

Para um melhor entendimento do movimento atmosférico, os sistemas meteorológicos foram classificados de acordo com suas escalas espacial e temporal. Segundo a classificação de Orlanski (1975), sistemas de escala espacial de 2-2000 km e temporal de 20 minutos a 48 horas são denominados de sistemas de mesoescala, e se subdividem ainda em meso- α (200-2000 km) que inclui os complexos convectivos e os vórtices de ar frio do tipo

vírgula; meso- β (20-200 km) que inclui as linhas de instabilidades e as circulações térmicas topograficamente induzidas; e meso- γ (2-20 km) que inclui as células cumulonimbus individuais.

Diversas pesquisas têm sido realizadas para prever e estudar sistemas desta escala que em muitos casos, não são detectados através dos métodos convencionais de análise e previsão do tempo. Há forte interação entre a mesoescala e a grande escala, que mostra uma dependência das características do ambiente da grande escala em função de favorecer ou não, o ciclo de vida dos sistemas de mesoescala. Na atmosfera, normalmente, não existem grandes e contínuas bandas de precipitação e sim conjuntos de sistemas que numa visão integrada mostram a ocorrência de chuva em extensas áreas (Guedes, 1985).

A meteorologia tem se utilizado da modelagem numérica para a solução das equações que regem o comportamento dos fluidos para previsão do tempo e das pesquisas para um melhor entendimento dos sistemas nos trópicos onde os modelos sinóticos não são adequados.

Os sistemas sinóticos que afetam a região tropical podem ser classificados nos seguintes grupos:

- a) Ondas de leste;
- b) Zona de Convergência Intertropical;
- c) Sistemas Extratropicais e
- d) Sistemas Locais.

Uma das principais características dos ventos alísios é a inversão de temperatura do ar, na baixa troposfera, e uma descontinuidade no campo de umidade acima desta camada, que limita o desenvolvimento vertical das nuvens cúmulos. Onde a inversão de temperatura é fraca, também é menos pronunciada a descontinuidade de umidade, porém naquelas regiões onde não existe a inversão de temperatura, se mantém um definido decréscimo da temperatura do ar com a altura.

As ondas de leste são uma perturbação no campo de pressão atmosférica, ao longo dos ventos alísios, com deslocamento de leste para oeste. Na região de baixa pressão da onda, o tempo é caracteristicamente chuvoso, associando-se a tempestades. Na América do sul, as ondas de leste ocorrem na faixa tropical do Atlântico.

Bjerknes, Bergeron e Godske (1957) afirmaram que as perturbações (ondas) de leste produzem variações na posição média do limite superior das camadas úmidas e, conseqüentemente, afetam trocas que ocorrem no dia a dia. Para que haja uma propagação desta perturbação ondulatória, é necessário certos processos que conseguem romper esta inversão. Isso provoca movimentos ascendentes e descendentes e, como conseqüência, convecção e subsidência. Quando a inversão de temperatura não está bem definida, pode haver uma instabilidade potencial e, qualquer configuração do escoamento que produza convergência, nos baixos níveis facilmente desenvolverá convecção.

A Zona de Convergência Intertropical antes de ser definida como tal recebeu outras denominações, como: Frente Intertropical, definição esta que foi, posteriormente, aplicada a análise bária denominando-a portanto de depressão Bária Equatorial ou simplesmente Cavado Equatorial. Os que utilizaram campos de vento em suas análises a denominaram de Zona de Convergência Intertropical, e nestas análises direta do escoamento mostraram que os sistemas de tempo severo estavam associados a uma convergência do escoamento nos baixos níveis. As imagens de satélites meteorológicos, são uma grande ferramenta para o monitoramento da ZCIT. Em casos de situações de atuação da ZCIT, as linha de instabilidade podem se deslocar continente a dentro e provocar tempo severo.

Uvo (1989), numa análise observacional da influência do deslocamento da ZCIT no Oceano Atlântico sobre a precipitação na região norte do Nordeste do Brasil em anos secos e chuvosos, concluiu que, a qualidade da estação chuvosa é definida pelo período em que a ZCIT permanece próxima de suas posições mais ao sul. Em anos secos, a ZCIT permanece em posições mais ao sul de meados de fevereiro até março e, para anos chuvosos, até maio.

Entre os sistemas locais os complexos convectivos (CCM) de mesoescala, assim denominados por Maddox (1980), foram observados sobre a região central dos Estados Unidos através das imagens de satélites meteorológicos realçadas no canal infravermelho. Estas imagens foram utilizadas para determinar o tamanho da área de nebulosidade. Para classificação de um CCM, tem-se que satisfazer algumas condições tais como:

- 1) a área relacionada com os pixels de temperatura inferior a -52°C deve ser superior a 50.000 km^2 ;
- 2) esta condição deve ser verificada durante 6 horas convectivas;
- 3) o sistema convectivo deve ser aproximadamente circular, isto é, a excentricidade, definida como a razão do eixo maior para o eixo menor quando da ocorrência da área máxima deve ser igual ou superior a 0,7.

Silva Dias (1987) caracterizou os sistemas convectivos como um grupo de cumulonimbos durante a maior parte da vida do sistema. O sistema convectivo deve permanecer presente durante as diferentes fases de vida das nuvens que o constituem e deve contribuir em algum momento para a formação de um fluxo de ar quente ascende da baixa troposfera para troposfera superior.

Oliveira (1986) durante o estudo climatológico da interação entre sistemas frontais das latitudes médias do hemisfério sul com a convecção tropical, realizadas através de interpretação de imagens de satélite geoestacionário no período de 1975 a 1984, evidenciou que a presença da convecção tropical sobre o continente exerce um papel importante na ocorrência do evento de interação do sistema frontal com a convecção tropical. Os sistemas frontais modulam a convecção tropical na forma de faixas de nebulosidade convectiva.

A Linha de Instabilidade é um fenômeno de mesoescala que compreende sistemas com bandas organizadas de tempo severo, chuva forte e nuvens convectivas orientadas de forma quase transversal com relação aos alísios.

A brisa é o principal sistema local que pode sofrer influência de efeitos sinóticos e em alguns casos, pode se somar a eles. A circulação da brisa marítima e terrestre é o resultado do aquecimento e resfriamento diferenciado entre a superfície terrestre e da água durante o dia.

1.1 – Objetivo do trabalho

O presente trabalho tem por objetivo caracterizar e descrever a convecção profunda na região leste do estado do Pará através de um modelo numérico. Esta convecção pode ser gerada pela brisa, um efeito local, ou pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), um efeito de escala sinótica. Os aglomerados se desenvolvem em forma de Linha de Instabilidade e complexos convectivos inicialmente, sobre a costa. Estes sistemas podem se propagar em direção à bacia amazônica, causando precipitação intensa em sua trajetória. O uso de um modelo de mesoescala permite um acompanhamento mais detalhado do ciclo de vida destes sistemas.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A estrutura de uma tempestade revela uma circulação convectiva conhecida como “célula convectiva”. Uma tempestade contém várias células, com variação no diâmetro de (8 a 10 km) em média, com um tempo de duração de 30 minutos a 2 horas, dependendo do número de células. Para que haja a formação de uma célula convectiva (cumulonimbos) é necessário que haja uma série de condições atmosféricas de grande escala reinantes, tais como: convergência nos baixos níveis presença de instabilidade condicional e/ou convectiva nos perfis termodinâmicos. As condições termodinâmicas sozinhas não são suficientes para definir o caráter da tempestade ou do cumulonimbos como um todo (Silva Dias, 1987). A eficiência da precipitação de uma tempestade, que é definida como a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor de água que entra na base da nuvem, é tanto maior quanto maior o cisalhamento vertical do vento na camada entre a base e o topo da nuvem (Marwitz, 1972). As tempestades mais severas em termos de intensificação de

vento e produção de granizo ocorrem em condições ambientais de grande cisalhamento vertical do vento.

Estas células apresentam três estágios: cúmulos, maturidade (Figura 2.a e c) e dissipação (Figuras 2.b).

No estágio cúmulos a característica principal são as correntes ascendentes, que predominam em toda a célula.

No estágio de maturidade, ocorrem correntes ascendentes e descendentes; na corrente de ar ascendente ocorre condensação, enquanto na corrente de ar descendente ocorre evaporação, particularmente abaixo da base da nuvem, onde a evaporação da chuva que cai produz resfriamento, que é um efeito estabilizador. A evaporação também toma lugar onde a água líquida do ar da nuvem é detranhada para o meio ambiente acima e para alguma extensão ao longo das bordas da nuvem, através da mistura turbulenta com o meio. Na fase de maturidade, as gotículas de água crescem até um ponto que não podem mais ser sustentadas pelas correntes ascendentes e por isso, elas começam a cair. A precipitação começa a atingir o solo e isto indica a transição do estágio de cúmulos ao estágio de maturidade. A medida que as gotas de chuva caem, arrastam com elas o ar. Este arrasto é o maior fator na formação das correntes descendentes, que é a maior característica do estágio de maturidade. As maiores áreas das correntes descendentes são encontradas nos níveis mais baixos da célula e vão se propagando na vertical. O ar descendente em contacto com o solo, modifica o seu movimento vertical para horizontal, espalhando-se, dando origem às rajadas de vento, que se propagam em todos os sentidos.

No estágio de dissipação o ar descendente vai se espalhando por toda área da célula, através de níveis cada vez mais elevados, como consequência, o ar ascendente enfraquece e diminui a turbulência.

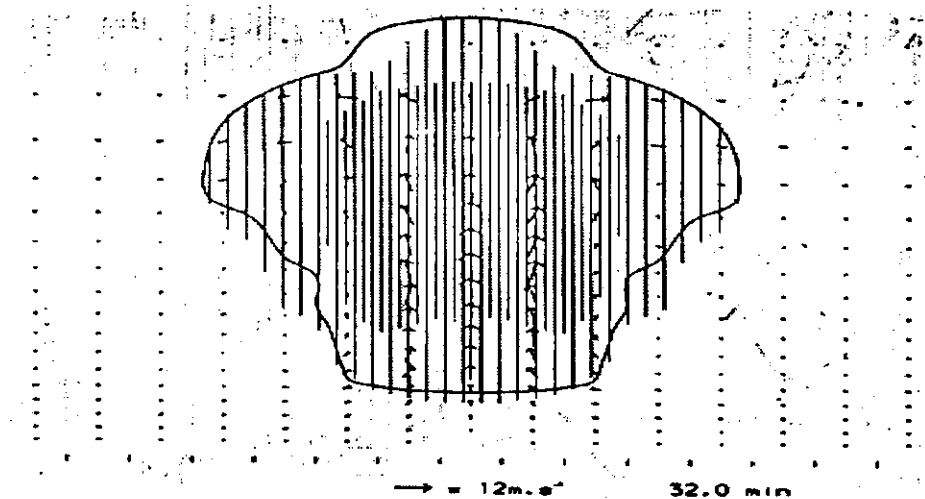


Fig. 2a - Esquema de uma tempestade se desenvolvendo numa atmosfera estática. As setas indicam movimento de ar e contorno da nuvem.

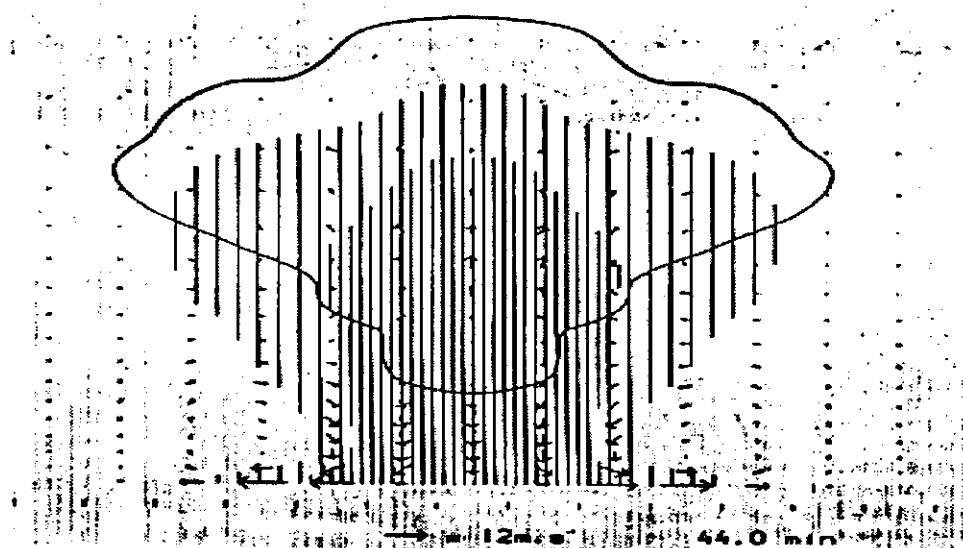


Fig. 2b - A tempestade quando a chuva forte atinge a superfície e causa as correntes descendentes de ar. A nuvem nesta fase está em dissipação.

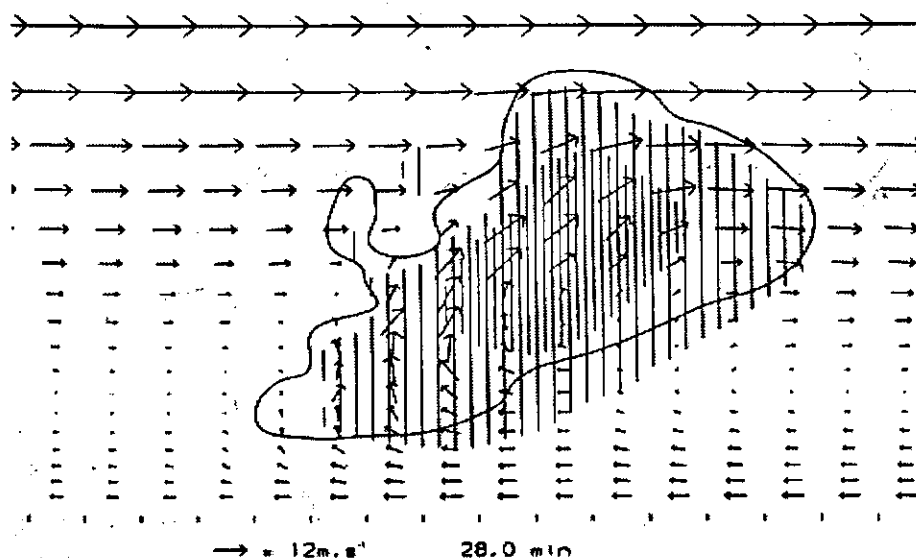


Fig. 2.c - Uma corrente ascendente se desenvolvendo num atmosfera com cisalhamento de vento constante.

O primeiro modelo conceitual sobre sistemas convectivos de mesoescala foi apresentado por Maddox (1980), que documentou a ocorrência freqüente de sistemas convectivos de mesoescala na estação quente sobre a região central dos Estados Unidos. Maddox (1980 e 1983) denominou esses sistemas de complexos convectivos de mesoescala. Através de imagens de satélite realçada no infravermelho, foi determinada uma área nublada e observado o alto grau de organização e movimento sistemático durante o ciclo de vida desses complexos convectivos de mesoescala.

Silva Dias (1981) caracterizou os complexos convectivos como um conjunto de cumulonimbos cobertos por uma densa camada de nuvens cirros que podem ser facilmente identificadas através de imagens de satélite, uma vez que estas mostram um aglomerado de nuvens aproximadamente circulares e apresentam um crescimento explosivo num intervalo de 6 a 12 horas.

O sistema convectivo caracterizado por Zipser (1981) inclui grupos de cumulonimbos durante a maior parte da vida do sistema. O grupo de cumulonimbos tende a permanecer presente durante as diferentes fases de vida das nuvens que o constituem e devem contribuir em algum momento para a formação de um fluxo de ar para troposfera superior. Além disso, as correntes descendentes de escala convectiva devem misturar-se em algum momento para formar uma zona contínua de ar frio na baixa troposfera.

Os complexos convectivos de mesoescala (CCM) atuam de forma mais severa em relação à intensidade da precipitação e rajadas de vento. Entre as várias configurações dos aglomerados convectivos de mesoescala, a linha de instabilidade é a mais fácil de ser reconhecida e podem ser encontradas na região tropical e nas latitudes médias (Velasco e Fritsch, 1987).

Estudo realizado por Velasco e Fritsch (1987), usando imagens de satélite e dados de radiossondagens na região tropical do continente Americano entre 20°N e 20°S, mostrou que a frequência de ocorrência dos CCM se dá entre os meses de novembro e abril e que há uma diferença entre os que ocorrem na América do Sul e nos EUA, porque estes últimos, em média, são 60 % maiores e têm pouco deslocamento latitudinal durante a estação quente no hemisfério norte.

Hamilton e Archbold (1945) definiram uma Linha de Instabilidade típica como uma linha de cumulonimbos que se forma ao longo da borda de uma área de movimento descendente. As linhas de instabilidade (ou, genericamente, banda de precipitação) consistem, basicamente, de um conjunto de cumulonimbos alinhados que se deslocam de maneira uniforme, mantendo uma

certa identidade durante o seu tempo de vida, que varia entre poucas horas até um dia (Silva Dias, 1987). A característica do deslocamento da linha de instabilidade por propagação foi observado na região tropical por Houze (1977) e; Fortune (1982).

A América do Sul tropical contém uma variedade de sistemas convectivos que produzem grandes quantidades de precipitação.

Kousky e Molion (1985) e Cavalcanti e Kousky (1982) observaram linhas de instabilidade que se formavam na costa norte do Brasil e se propagavam em direção a bacia amazônica. Silva Dias (1987) deu como uma explicação para esse tipo de propagação como função do efeito das correntes descendentes, geradas pela precipitação, que ao atingirem a superfície divergem em toda as direções, porém encontrando contraste térmico e de umidade adiante da banda de precipitação. Novas células se formam acima da frente de rajada à superfície, produzidas pelas correntes descendentes, que convergem com o ar ambiente adiante da linha. As novas células definem a nova posição da linha; as células antigas continuam a se deslocar conforme sua própria dinâmica, numa propagação ondulatória.

Cutrin e Cohen (1987) analisaram os sistemas responsáveis pela produção de chuva na região leste do estado do Pará e constataram que as Linhas de Instabilidade pertencem à classe de sistemas causadores da chuva na região.

Cohen et al. (1989), constataram que as Linhas de Instabilidade na Amazônia tem formação ao longo da costa norte-nordeste da América do Sul,

desde a Guiana até o Estado do Maranhão, e as classificaram de acordo com o seu deslocamento para o interior do continente. Constataram também, que, tanto as Linhas de cumulonimbos que se propagavam como, as que não se propagavam estavam associadas à circulação de brisa marítima na costa. Estas linhas de instabilidade atuantes no leste do estado do Pará contribuem com 45% da chuva observada no período chuvoso. Elas são caracterizadas por possuir grandes aglomerados de nuvens cumulonimbos e têm suas formações devido à circulação de brisa marítima. Cohen (1989) denominou os tipos de “linhas de instabilidade que se propaga” (LIP) e o segundo tipo, “linha de instabilidade costeira”(LIC). Estas linhas são facilmente observadas nas imagens de satélite, devido as suas dimensões.

Molion (1987, 1993) estudou os sistemas que atuam na região Amazônica e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação classificando-os como:

- a) convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis;
- b) linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Oceano Atlântico,
e
- c) aglomerados convectivos de mesoescala, associados à penetração de sistemas frontais oriundos da região S/SE do Brasil que interagem com os sistemas tropicais da região Amazônica.

O litoral do Pará apresenta um alto índice da precipitação sem um período de seca definido, isto se deve à influência das linhas de instabilidade que

se formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçada pela brisa marítima (Fisch et al.,1996)) durante todo ano.

Santos (1986) e Carvalho (1989) estudaram a circulação geral da alta troposfera sobre a América do Sul e observaram uma característica muito particular de um sistema anticiclônico em altos níveis (200 hPa) durante o verão que estava associado com a forte convecção da região Amazônica. Este tipo de anticiclone é denominado de Alta da Bolívia (AB).

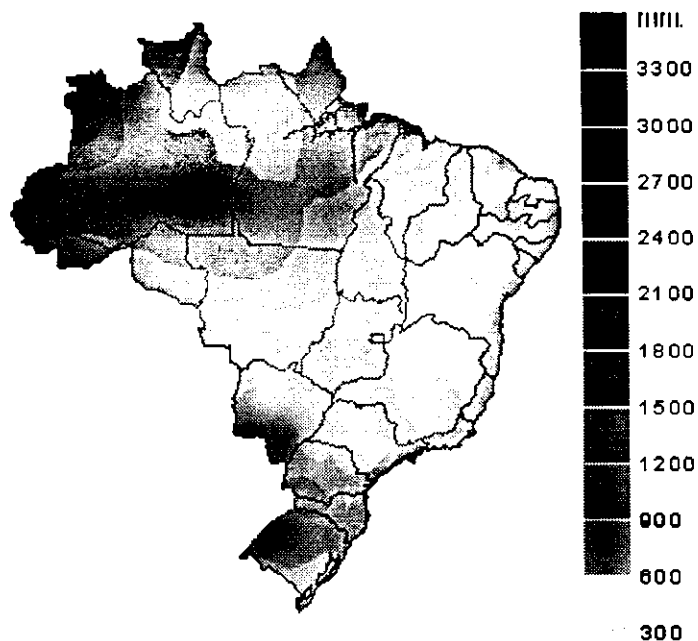
No período de 1982/83, quando ocorreu um episódio do fenômeno El Niño considerado um dos mais intensos já observados, a desintensificação da (AB) provocou a diminuição da atividade convectiva e a precipitação na Amazônia Carvalho (1989). Belém e Manaus apresentaram valores de precipitação de até 70% de redução na área de Manaus, com valor menor na parte mais próxima do oceano Atlântico e menos de 20% em Belém.

Marengo e Hastenrath (1993) comprovaram através de estudos com dados observados e modelo de clima que, durante os anos de grande aquecimento das águas do oceano Pacífico equatorial central, a ZCIT situava-se anormalmente mais ao norte do que sua posição normal sobre o oceano Atlântico tropical, e como consequência, os ventos alísios de NE ficavam mais fracos, reduzindo a penetração da umidade no interior da região Amazônica.

2.1 - Aspectos climatológicos da região norte do Brasil

A região norte do Brasil apresenta diversas características climatológicas, sendo a mais importante a disponibilidade de energia solar que acarreta altas temperaturas e elevados índices pluviométricos. Os principais mecanismos que explicam o regime pluviométrico na região, resultam da interação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), brisa marítima, fonte de vapor oriunda da floresta Amazônica e do oceano Atlântico, da orografia representada pela cordilheira dos Andes e da penetração de sistemas frontais advindos da região sul do continente.

A região norte do Brasil (figura 2.1) apresenta um índice pluviométrico médio de aproximadamente 2300 mm/ano, com sub-regiões em que o total anual atinge 3500 mm (por exemplo, na fronteira do Brasil com a Colômbia e Venezuela). Na região costeira entre o Pará e o Amapá, a precipitação é alta e sem período de seca definido.



Fonte: INMET 1931/1990

Fig. 2.1 - Normal climatológica da precipitação (mm).

Nobre e Figueroa (1990) descreveram o regime de precipitação sobre a Amazônia. O período de chuva ou forte atividade convectiva naquela região está compreendido entre novembro e março, com período de seca (sem grande atividade convectiva) entre maio e setembro. Os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. No trimestre dezembro, janeiro e fevereiro, uma região com precipitação superior a 900 mm se situa na parte oeste e central da Amazônia, que está em conexão com a posição geográfica da Alta da Bolívia. Durante o trimestre de junho, julho e agosto o centro de máxima precipitação desloca-se para o norte e situa-se sobre a América Central. Nesta estação a parte central da região Amazônica fica sob o domínio do ramo descendente da Célula de Hadley, que induz um período seco bem caracterizado.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E DADOS

A utilização de modelos numéricos em pesquisa de tempo e clima, representa um grande avanço no conhecimento de fenômenos meteorológicos nas escalas grande, meso e pequena escalas e suas interações. Neste trabalho, o estudo dos sistemas convectivos se basearam nas saídas do modelo Eta cujas características são descritas a seguir.

3.1 - O modelo

O modelo regional Eta (Mesinger et al., 1988; Black, 1994) é utilizado operacionalmente para realizar previsões numéricas no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC (Chou, 1996). Por ser regional, este modelo tem como principal finalidade prever fenômenos meteorológicos de escala subsinótica com maiores detalhes.

A estrutura horizontal do modelo é a grade E de Arakawa, com resolução de 40 km. A distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de velocidade define a resolução da grade E . A coordenada vertical Eta (Mesinger, 1984) é uma das principais características do modelo que tem como variáveis prognósticas a temperatura do ar, umidade específica, as componentes horizontais do vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta e água de nuvem.

A condição inicial do modelo é obtida a partir da análise dos campos meteorológicos fornecidos pelo National Centers for Environmental Prediction - NCEP. Nos contornos laterais, o modelo é atualizado a cada 6 horas com as previsões do modelo global do CPTEC/COLA. As tendências nas bordas são distribuídas linearmente cada 6h e ambas as condições, iniciais e laterais, utilizam a resolução T62L28.

O modelo utiliza um esquema de Betts-Miller modificado para parametrizar a convecção (Janjic, 1994). A condensação de larga escala ocorre quando a umidade relativa excede 95% o esquema. Para este tipo de precipitação é proposto o esquema desenvolvido por Zhao (1994). As demais características do modelo podem ser encontradas em (Black, 1994).

3.2 – Área de estudo

A (Figura 3.2.1) mostra um quadrado que delimita a área de estudo, situado na costa do estado do Pará centrada em $1,45^{\circ}\text{S}$ e 48°W . Esta região é influenciada por sistemas meteorológicos nas escalas grande, meso e local que interagem entre si formando grandes aglomerados de nebulosidade que podem

se dissipar no litoral ou se deslocar em direção ao interior do continente causando precipitação intensa. Com a finalidade de descrever as características dos sistemas convectivos que atingem esta região foi feita uma composição de casos cujos critérios de seleção são apresentados na próxima seção.

3.3 – Seleção dos casos

A seleção dos casos foi feita a partir de dados observacionais, imagens de satélites meteorológicos e previsão gerada pelo modelo numérico regional Eta.

As imagens de satélite no canal infravermelho foram utilizadas para verificação das origens das chuvas referentes aos casos selecionados e para acompanhamento da evolução da nebulosidade associada às chuvas.

Foram selecionados nove casos no período chuvoso e nove no período de estiagem e foi feito um estudo de caso no período chuvoso para estudo do desenvolvimento dos sistemas convectivos do litoral leste do estado do Pará. Estes casos ocorreram entre os meses de janeiro a agosto de 1998. Os casos do período chuvoso foram obtidos da previsão do modelo Regional Eta onde foi constatada sobre o litoral do Pará, a ocorrência de precipitação acima de 25 mm (verificada pela observação) e velocidade vertical ascendente igual ou acima de 0,3 Pa/s. A escolha dos casos no período de estiagem também foi obtida a partir da previsão do modelo (previsão de chuva 5mm) e verificação feita através de dados observados.

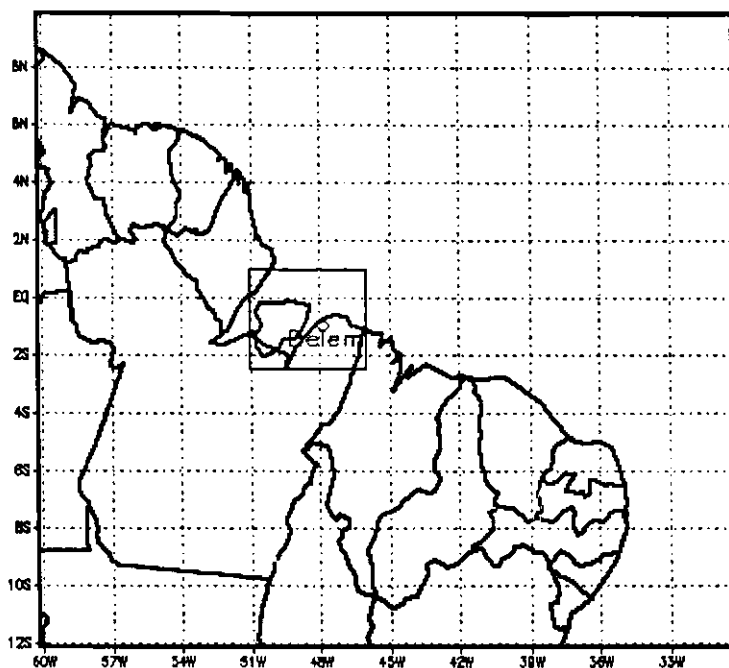


Fig. 3.2.1 – O quadrado no destaque mostra a área de estudo centrada em Belém, Pará.

Foram feitas composições dos casos para melhor realçar as características comuns da evolução destes sistemas convectivos nos períodos chuvoso e de estiagem.

As estruturas verticais destes sistemas foram descritas através da temperatura potencial equivalente, componentes zonal e meridional do vento, umidades específica e relativa e a velocidade vertical.

Uma vez que toda energia fluante integrada verticalmente é um bom parâmetro de medida da instabilidade atmosférica, a energia potencial convectiva disponível (CAPE) foi obtida para a área de estudo, ela é definida por:

$$CAPE = R \int_{NCL}^{NE} (T_{vp} - T_v) d(\ln p)$$

onde: NCL – nível de condensação por levantamento.

NE – nível de equilíbrio acima da flutuabilidade máxima da parcela de ar.

T_{vp} , T_v e R – temperatura virtual da parcela, temperatura virtual do ambiente e constante dos gases para o ar seco.

A água precipitável representa a quantidade de vapor d'água contida numa coluna vertical da atmosfera. Sendo um bom indicador da quantidade de precipitação que poderá ocorrer numa determinada localidade se as condições forem favoráveis, ela é definida como:

$$pw = 1/g \int_i^{Ps} q dp$$

onde: g – gravidade.

P_{so} e P – pressão atmosférica à superfície e no topo do modelo.

q – umidade específica.

O movimento vertical ω realiza o transporte convectivo. A temperatura potencial equivalente que representa a soma da temperatura real do ar e o incremento da temperatura correspondente ao calor latente do vapor

d'água foi analisado para determinação da condição de instabilidade e do grau de flutuabilidade da parcela de ar da nuvem.

O estado termodinâmico da atmosfera quanto à condição de instabilidade ou estabilidade pode ser expresso sob a forma de um valor numérico, denominado índice de estabilidade. O índice de levantamento que é um bom parâmetro para medir este estado da atmosfera e é definido por:

$$IL = T_{P(500 \text{ hPa})} - T_{ar(500\text{hPa})}$$

3.4 - Observação meteorológica de superfície e previsão do modelo

Para o estudo de caso foram utilizados dados convencionais com a finalidade de analisar as condições meteorológicas de superfície para a região de atuação do aglomerado de nebulosidade. Foram utilizados os dados do código Metar e Synop, pluviograma, imagens de satélite meteorológico GOES 8 (canal infravermelho) e previsões gerada pelo modelo Regional Eta.

CAPITULO 4

DESCRIÇÃO DOS RESULTADOS

Aglomerados convectivos que ocorrem sobre o litoral do Pará serão descritos através de observações e previsões de modelo numérico. Um caso será descrito com maiores detalhes, em seguida será feita uma composição dos casos convectivos e não-convectivos ocorridos, de forma que se obtenha uma caracterização das condições atmosféricas sob a influência destes sistemas.

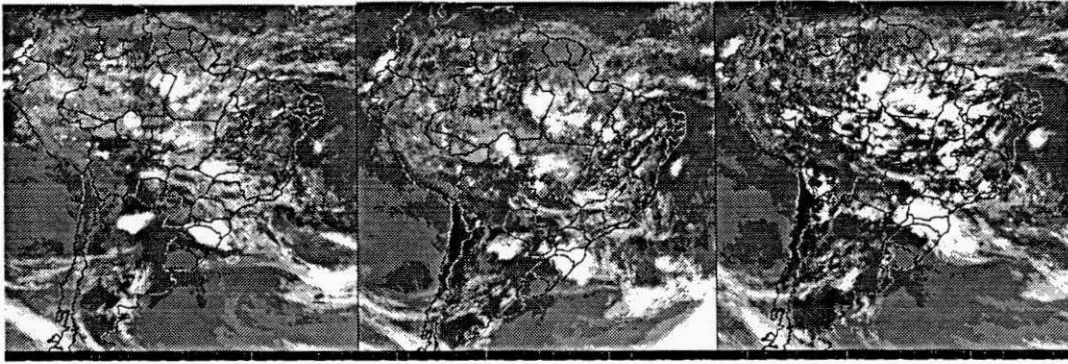
4.1 – Estudo de caso de convecção ativa

Este capítulo apresenta um estudo de caso onde foi observado um sistema composto por uma banda de nebulosidade convectiva profunda, que teve origem e desenvolvimento no litoral do Estado do Pará entre 12 TMG do dia 15 até 12 TMG do dia 16 de janeiro de 1998.

4.2 – Caso convectivo 15 a 16 de janeiro 1998 – Época chuvosa

Durante o período de 15 a 16 de janeiro de 1998 observou-se a evolução de um sistema convectivo que se deslocou em direção ao interior do continente, conforme pode ser verificado na seqüência de imagens de satélite a cada 3 horas (Figura 4.2a a 4.2j). O conjunto de informações, foi composto por 10 imagens com início no dia 15 às 09 TMG e final às 12 TMG de 16 de janeiro de 1998. Neste período foi observado um total de chuva acumulada de 40 mm em 24 horas na cidade de Belém 1,45°S e 48°W, o que representa uma quantidade significativa e típica da região. Esta cidade foi tomada como referência por fornecer observações meteorológicas diariamente.

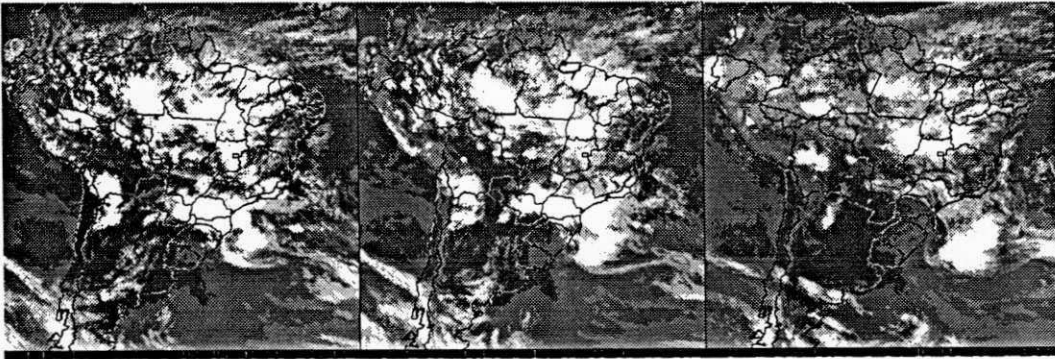
No período de 15 a 16 de janeiro de 1998, observou-se nas imagens de satélite, a partir do horário de 09 TMG, a presença da ZCIT sobre oceano e de aglomerados de nebulosidade convectiva em vários pontos da América do Sul. Com o decorrer do dia, ocorreu o aumento da temperatura do ar na superfície e da quantidade de aglomerados. Entre 12 e 18 TMG observou-se a formação e desenvolvimento de um aglomerado de nebulosidade que teve origem no litoral do Pará sobre o oceano. Nos horários subsequentes, o aglomerado deslocou-se para o continente como é observado na seqüência das imagens de satélite.



(a)

(b)

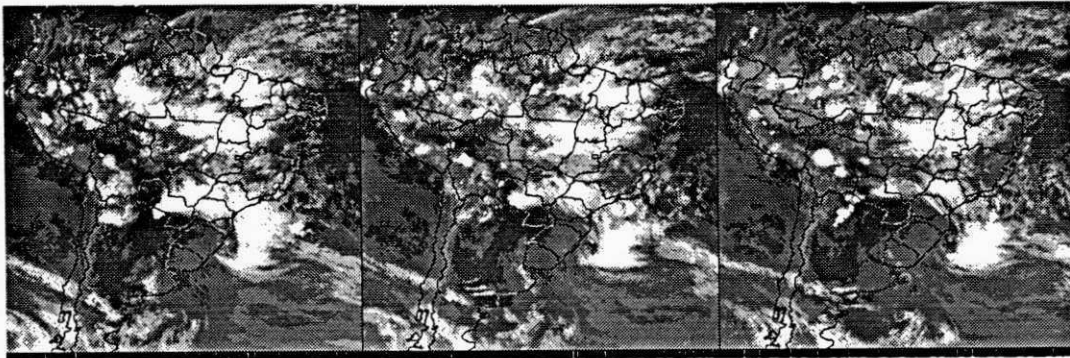
(c)



(d)

(e)

(f)



(g)

(h)

(i)

Fig. 4.2 – Imagens de satélite GOES 8 no canal infravermelho de 15 a 16 de janeiro de 1998 às 12 TMG (a), 15 TMG (b), 18 TMG (c), 21 TMG (d), 00 TMG (e), 03 TMG (f), 06 TMG (g), 09 TMG (h) e 12 TMG (i).

4.3 – Quadro sinótico em superfície na cidade de Belém

A análise do código Metar do aeroporto de Belém (01°27'S e 48°27'W) do dia 15 às 12 TMG a 16 de janeiro de 1998 às 12 TMG (Figura 4.3.1) mostra que, entre os horários de 14 às 22 TMG, ocorreu chuva com pancada (VCSH às 17 TMG). Durante todo o período, o céu passou de parcialmente nublado a nublado. Os ventos ficaram entre o quadrante norte e leste, portanto, provenientes do oceano, com as maiores intensidades entre 14 e 18 TMG.

A análise do pluviograma, da estação meteorológica da Universidade Federal do Pará (01°27'S e 48°27'W) (Figura 4.3.2), no período de 15 a 16 de janeiro de 1998 registrou um total de 40 mm de chuva, acumulada em 24 horas.

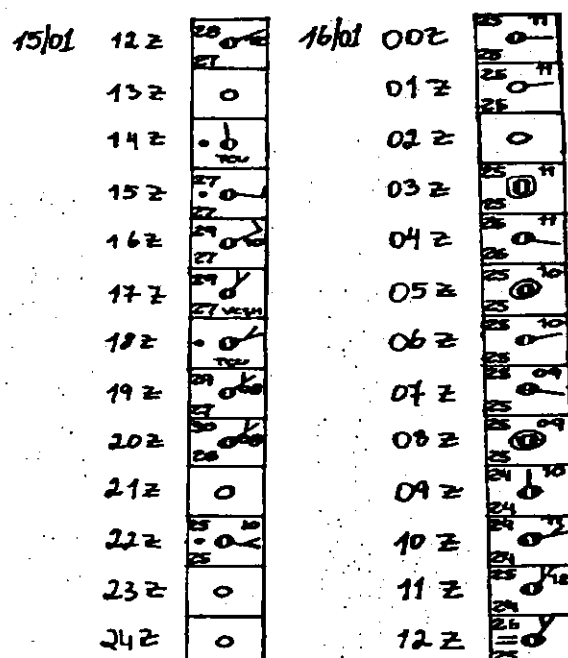


Fig. 4.3.1 - Plotagem do código METAR do período de 15 12 TMG a 16/01/98 às 12 TMG estação do aeroporto de Belém (01°27'S e 48°27'W).

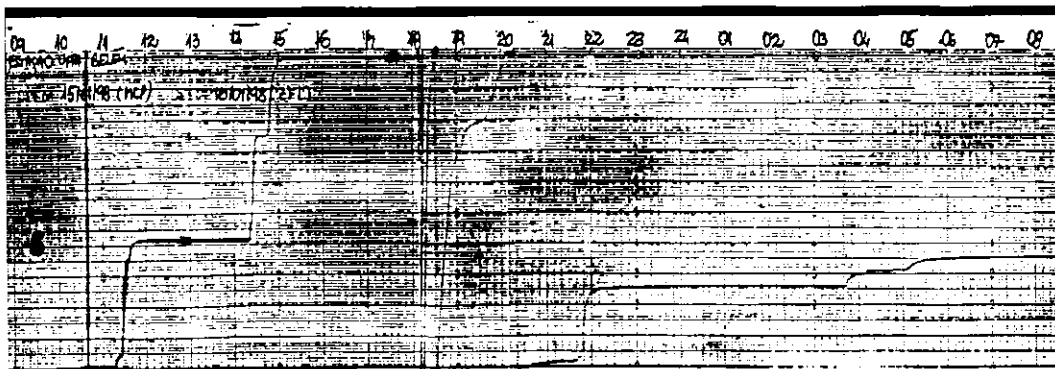


Fig. 4.3.2 – Pluviograma da estação da Universidade Federal do Pará (UFPA), do dia 15 às 12 TMG ao dia 16 de janeiro às 12 TMG.

O estudo realizado a seguir está baseado na previsão do modelo regional Eta na resolução de 40 km, com condição inicial do dia 14 de janeiro 1998 às 12 TMG. A distribuição total da chuva prevista pelo modelo, acumulada em 24 horas no dia 16, é mostrada na (Figura 4.3.3). Um total de 30 mm, foi previsto sobre a cidade de Belém, este valor se aproxima da observação (Figura 4.3.4)

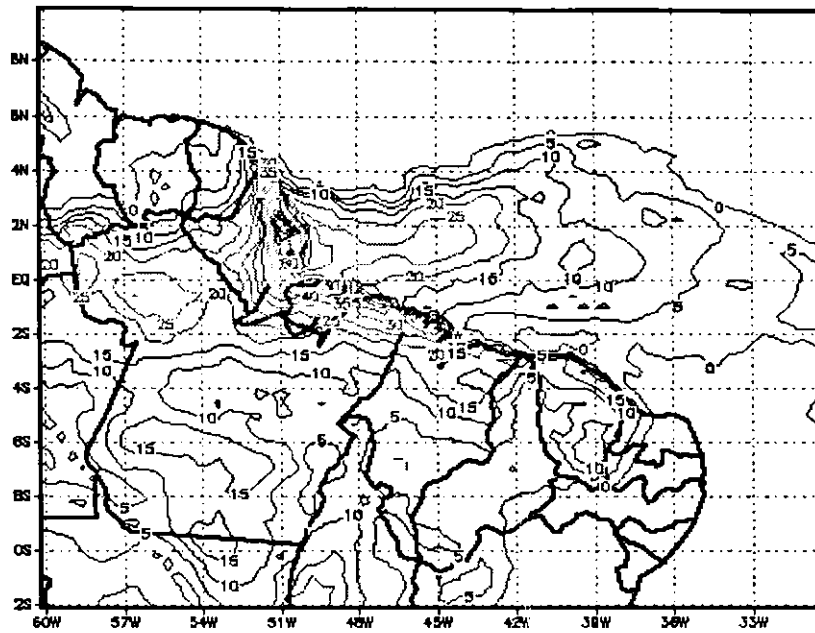


Fig.4.3.3 - Total de precipitação acumulada em 24 horas, prevista para o dia 16 de janeiro de 1998.

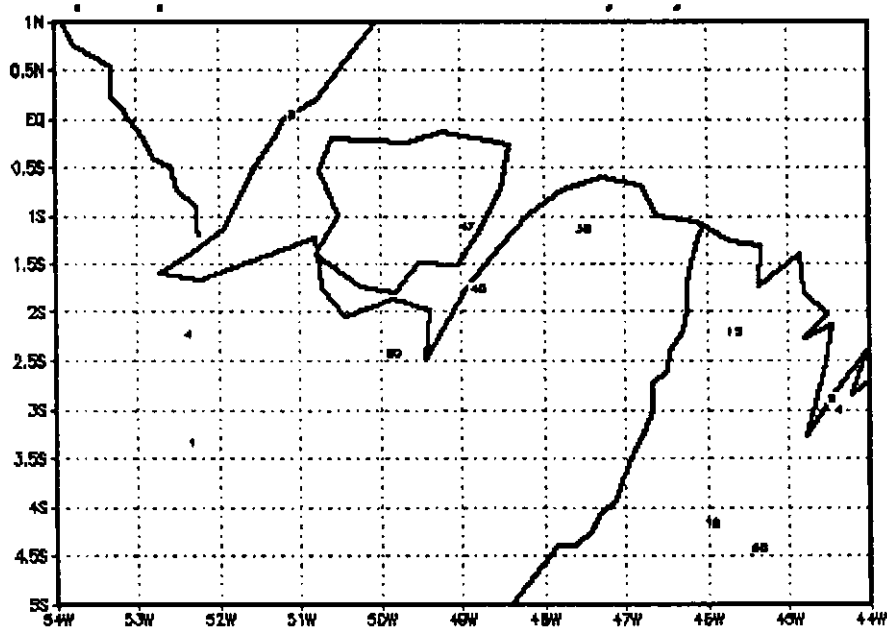


Fig.4.3.4 - Total de precipitação acumulada em 24 horas, observada no dia 16/01/98 às 12 TMG.

4.4– Diagnóstico da previsão

As análises seguintes têm como objetivo descrever os processos termodinâmicos e cinemáticos predominantes antes, durante e após a convecção, no período de 15 a 16 de janeiro de 1998. Os perfis mostrados a seguir foram obtidos da previsão no ponto de grade do modelo mais próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

a) Condições Termodinâmicas

O perfil da temperatura potencial equivalente (Figura 4.4.1) mostra que a atmosfera apresenta, desde a superfície até 900 hPa, alto grau de instabilidade condicional, no horário de 18 TMG. Acima deste nível, apresenta um grau de instabilidade menos pronunciado. Às 00 TMG, a atmosfera nos baixos níveis também se apresenta condicionalmente instável com um gradiente vertical mais fraco e, no horário de 06 TMG apresenta instabilidade com um gradiente mais forte, entre a superfície e 950 hPa. O perfil da temperatura potencial equivalente saturada (TPEs) (Figura 4.4.2) mostra que a atmosfera às 18 TMG se apresenta com forte sinal de instabilidade convectiva desde a superfície até 950 hPa, acima deste nível, ela se apresenta com gradiente de TPEs fraco. Às 00 TMG, da superfície a 950 hPa, a atmosfera se apresenta com gradiente de TPE fraco, indicando fraca instabilidade convectiva, enquanto que, nos horários de 06 às 12 TMG do dia seguinte, a atmosfera se apresenta convectivamente menos instável

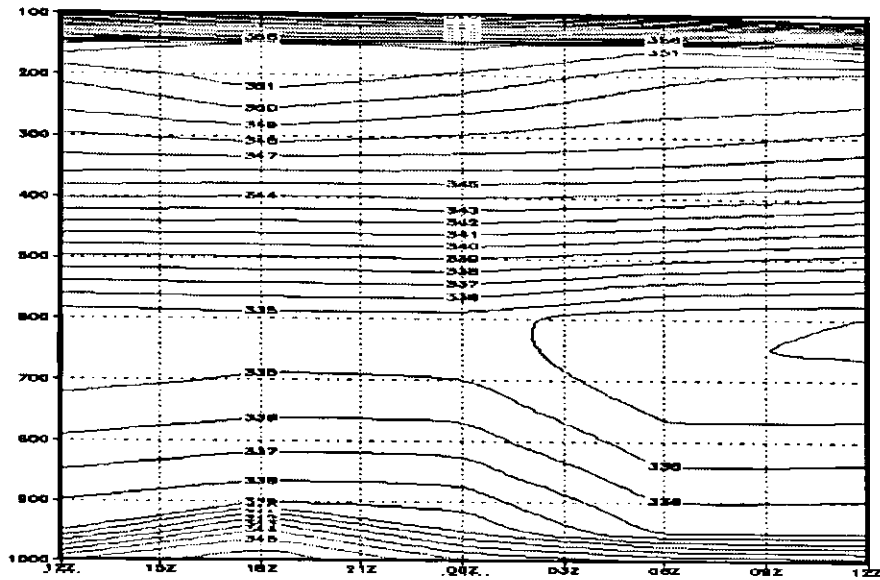


Fig. 4.4.1. - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente (K) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

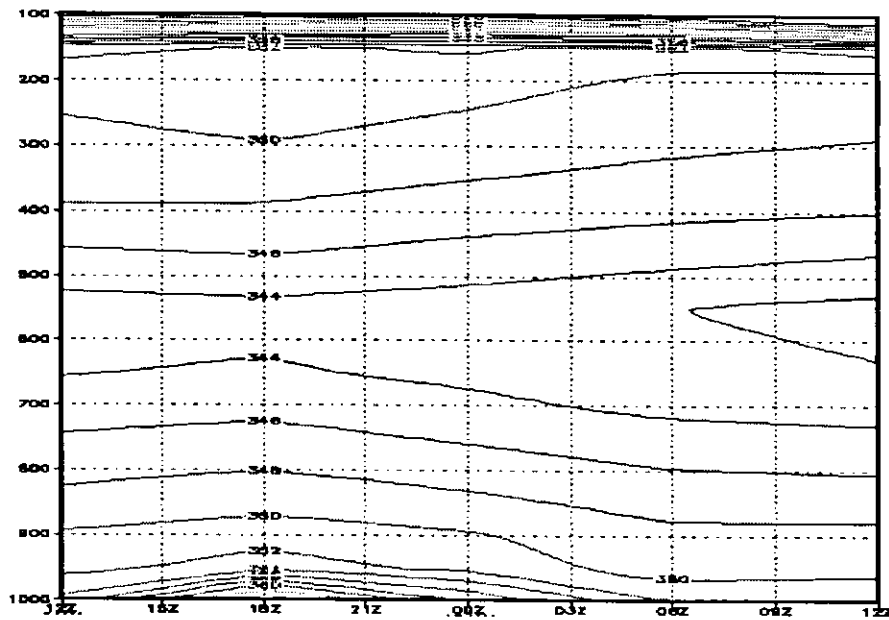


Fig. 4.4.2 - Perfil vertical da temperatura potencial equivalente saturada (K) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

O índice de levantamento (Figura 4.4.3) aumenta com tempo a partir das 18 TMG chegando a um valor máximo de 2,2 °C em módulo, às 18 TMG, horário em que o CAPE atinge o seu valor máximo, diminuindo logo em seguida até às 06 TMG do dia seguinte, semelhante ao CAPE, indicando uma estabilização da atmosfera.

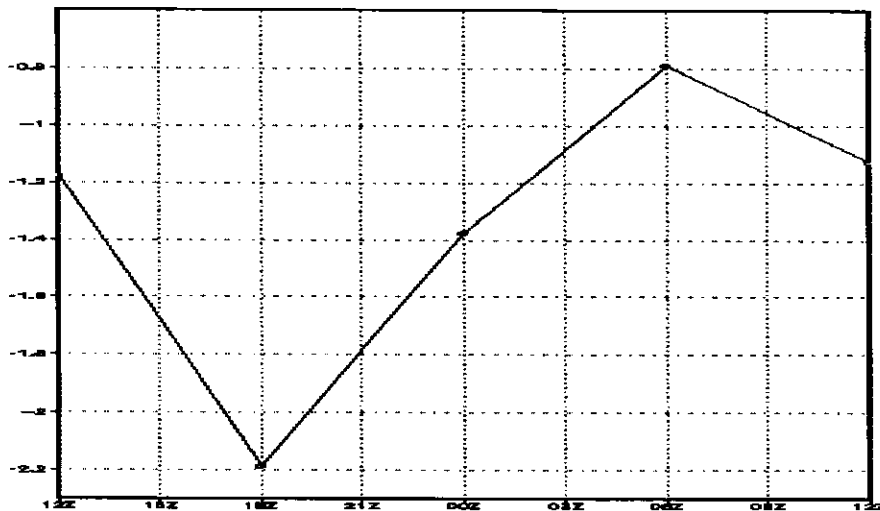


Fig. 4.4.3 - Perfil do índice de levantamento (°C) de 15 a 16 de janeiro de 1998 no ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

Foi analisado a evolução do CAPE durante o período de 15/01, 12 TMG a 16/01, 12 TMG (Figura 4.4.4). Verificou-se que o máximo de 750 J/kg ocorreu às 18 TMG (15:00 horas local) período próximo ao horário em que ocorre a temperatura máxima à superfície. Em seguida nota-se uma diminuição, o que indica que parte da energia potencial disponível está sendo convertida em energia cinética durante a convecção, tendo como consequência um aumento da velocidade vertical ascendente que, em seguida, implica na estabilização da atmosfera. A (Figura 4.4.5) mostra o campo do CAPE das 18 TMG, horário em

que é máximo. Neste horário nota-se que toda a área de estudo apresenta valor máximo em torno de 750 J/kg às 18 TMG.

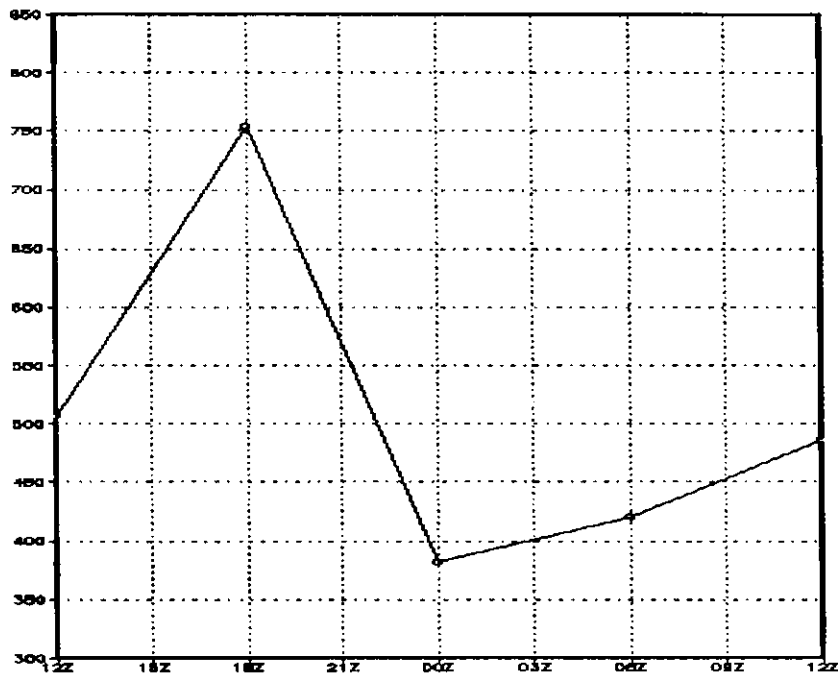


Fig. 4.4.4 - Perfil do CAPE (J/kg) de 15 a 16 de janeiro de 1998 no ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

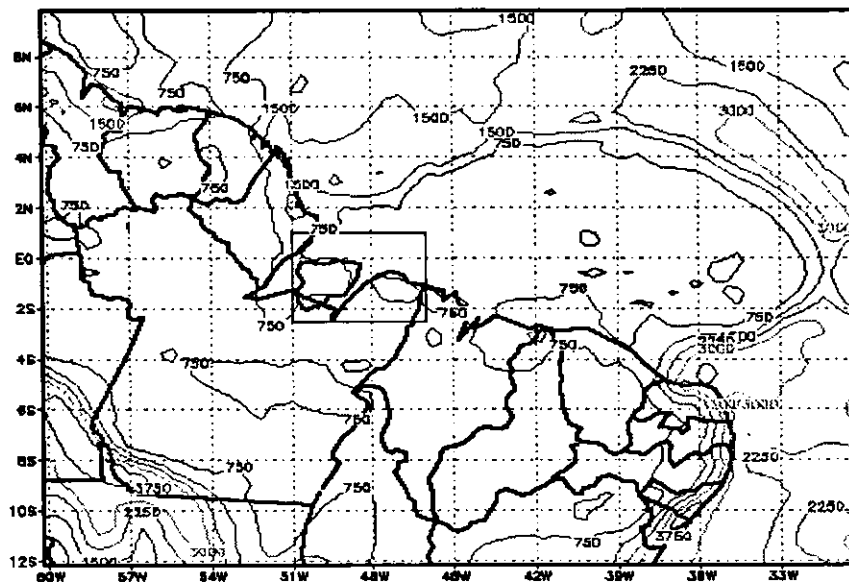


Fig. 4.4.5 - Campo do CAPE (J/kg) em 15 de janeiro 1998 às 18 TMG.

O perfil da umidade relativa (Figura 4.4.6) mostra que toda troposfera está com um alto grau de saturação de vapor d'água. Nos baixos níveis, no dia 15, no horário de 18 TMG e 06 TMG do dia seguinte, a umidade relativa está acima de 90%. Nota-se um núcleo de máximo em altos níveis no horário das 06 TMG. Para que a atmosfera atinja a saturação, há dois processos: acréscimo de vapor d'água, que pode ser trazido pela brisa marítima, ou por resfriamento da parcela, que pode ser por ascensão forçada (topografia) ou ascensão livre convergência em baixos níveis.

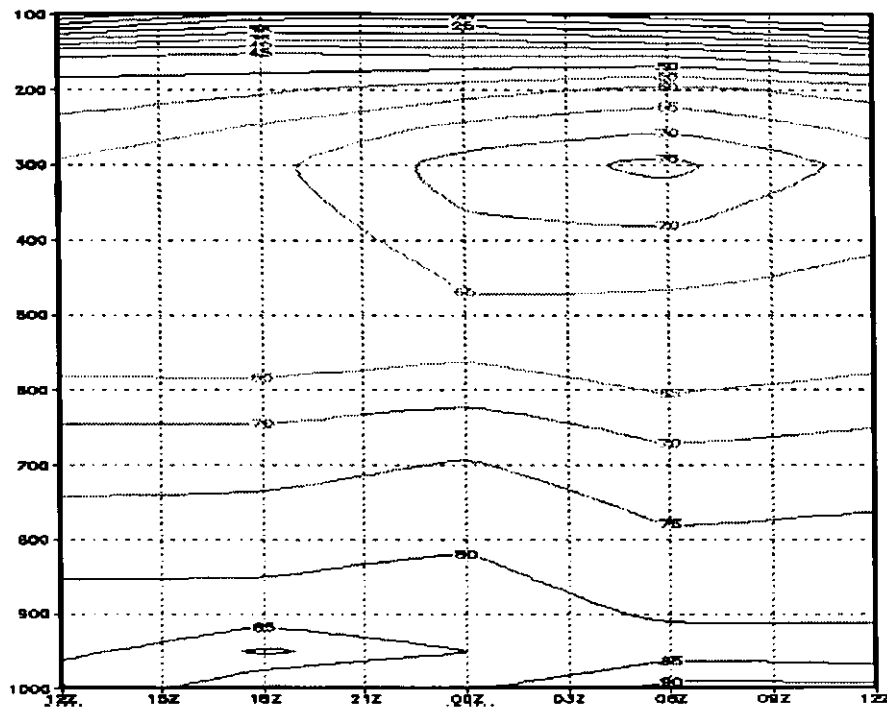


Fig. 4.4.6 - Perfil vertical da umidade relativa (%) de 15 a 16 de janeiro de 1998 no ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

O perfil da água líquida da nuvem (Figura 4.4.7) indica a presença de nuvens estratiformes nos baixos níveis entre 980 e 940 hPa com um máximo às 18 TMG. A presença de nuvens estratiformes entre 385 e 220 hPa está relacionada com as nuvens cirrus localizadas no topo das nuvens cumulonimbus (bigornas).

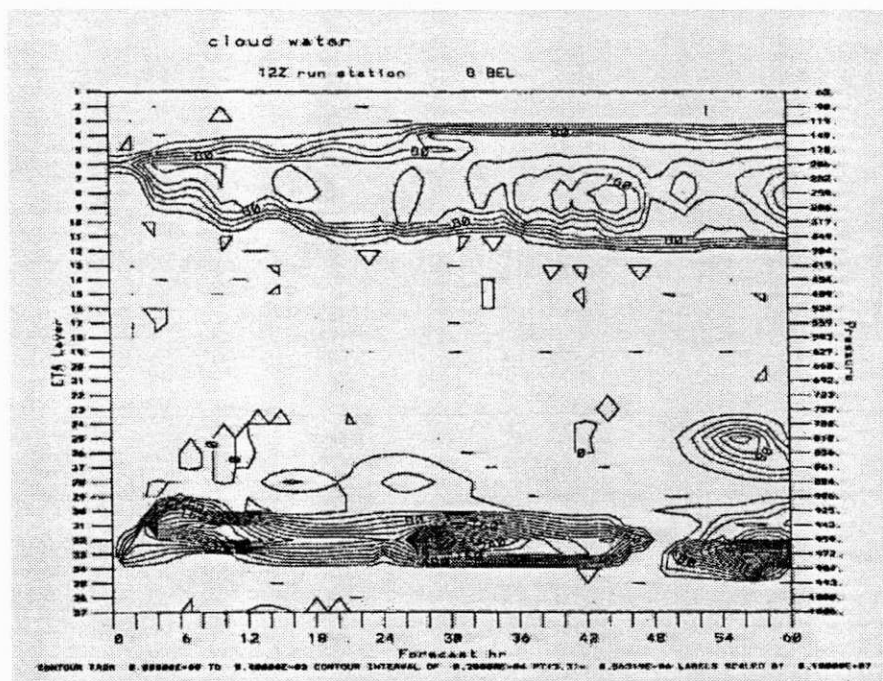
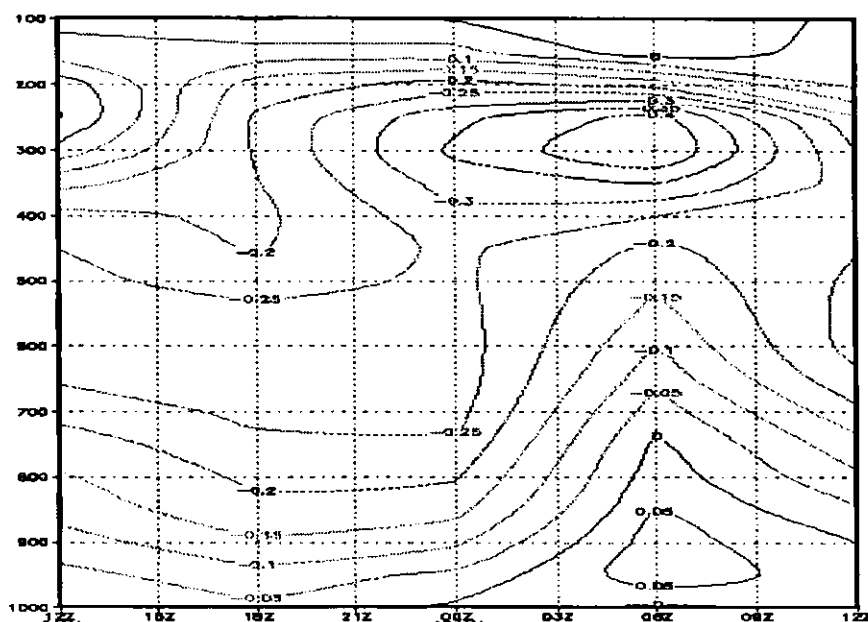


Fig. 4.4.7 - Perfil da água líquida (mm) de 15 12 TMG a 16 de janeiro de 1998 às 12 TMG, do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

b) Condições cinemáticas

O perfil da velocidade vertical (Figura 4.4.8) apresenta movimentos ascendentes no período entre 12 e 00 TMG em toda troposfera com valores mais intensos de aproximadamente $-0,3 \text{ Pa/s}$ entre 700 e 500 hPa. A partir das 00 TMG do dia 16, o movimento ascendente enfraquece nos níveis médios e se intensificam nos níveis superiores, entre 03 e 09 TMG, com núcleos em torno de $-0,4 \text{ Pa/s}$ em, aproximadamente, 200 e 300 hPa, surgindo movimentos descendentes entre a superfície e 800 hPa.



no sentido horário de leste para oeste, nos altos níveis. O vento não apresentou ciclo diurno de amplitude significativa. O perfil do vento zonal (Figura 4.4.10) mostra que a componente de leste está presente desde a superfície até 400 hPa com um máximo entre 850 e 550 hPa, em todos os horários. O perfil do vento meridional (Figura 4.4.11) apresenta componente de sul nos baixos níveis entre a superfície e 750 hPa em todos horários. Acima deste nível até 250 hPa, o escoamento é de norte. A magnitude desta componente é pequena em relação a componente zonal.

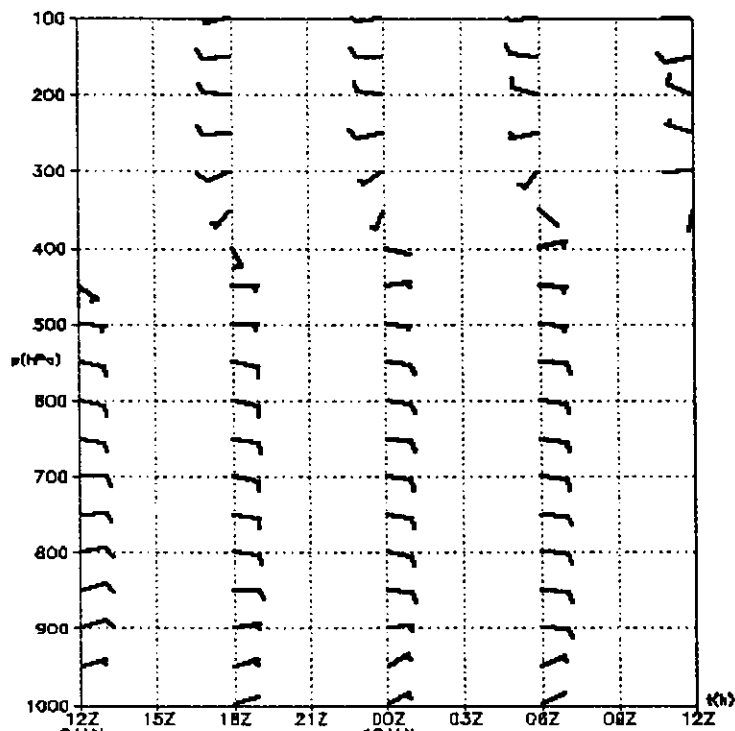


Fig. 4.4.9 - Perfil vertical do vetor vento horizontal (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

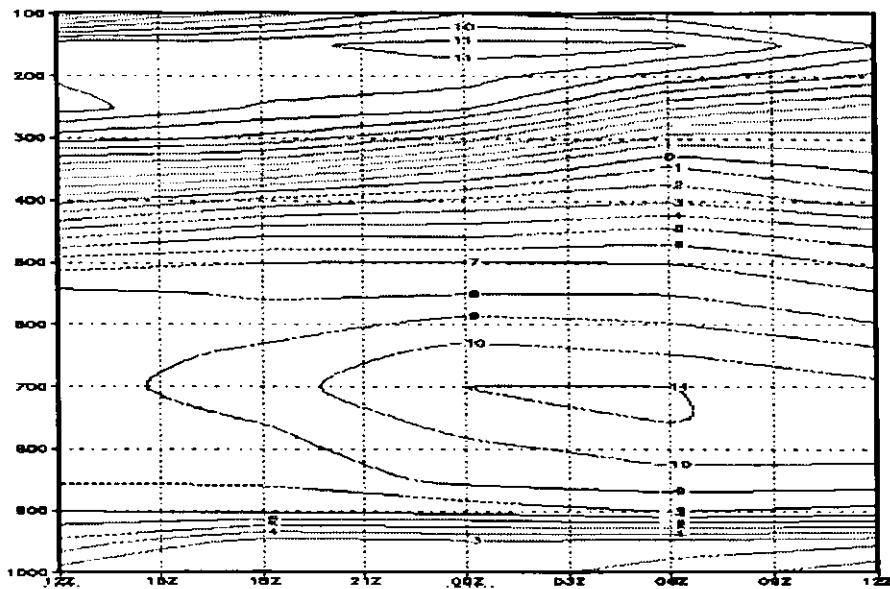


Fig. 4.4.10 - Perfil vertical da componente zonal do vento (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

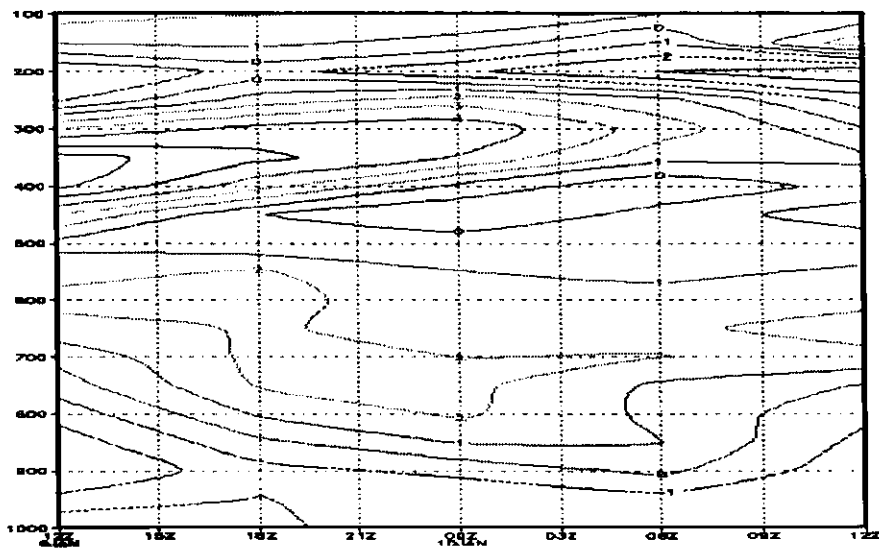


Fig. 4.4.11 - Perfil vertical da componente meridional do vento (m/s) de 15 a 16 de janeiro de 1998 no ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

4.6 - Composição dos casos

As análises descritas a seguir têm como objetivo caracterizar as condições atmosféricas através dos perfis termodinâmicos e cinemáticos, utilizando a técnica de composição aos casos de convecção ativa e não ativa, aplicada à área de estudo.

4.6.1 - Composição da precipitação convectiva

A composição dos 9 casos com precipitação acima de 25 mm (tabela 4.6.1) mostra que a chuva se concentra ao longo do litoral do continente apresentando uma precipitação média de 30 mm na área de estudo (Figura 4.6.1). As imagens de satélite mostraram as bandas de nebulosidade que se propagaram continente a dentro e aquelas que se formaram e se dissiparam na costa. Estas bandas são também denominadas de "Linhas de Instabilidade Costeira" (LIC) e "Linha de Instabilidade que se propaga" (LIP) (Cohen, 1989).

Precipitação acumulada em 24 horas			
Data	Prp. observada	Descrição do sistema	Prp. Prevista
10/01/98	33 mm	LIC	30
12/01/98	33 mm	LIC	30
16/01/98	40 mm	CCM	30
16/02/98	25 mm	LIP	20
14/03/98	35 mm	CCM	30
18/03/98	31 mm	LIP	30
05/04/98	43 mm	CCM	45
06/04/98	26 mm	LIP	30
16/04/98	30 mm	LIP	30

Tabela 4.6.1 - Precipitação observada e prevista na estação do INMET, localizada a 01°27'S e 48°28'W, data de ocorrência e descrição dos sistemas convectivos utilizados na composição dos 9 casos.

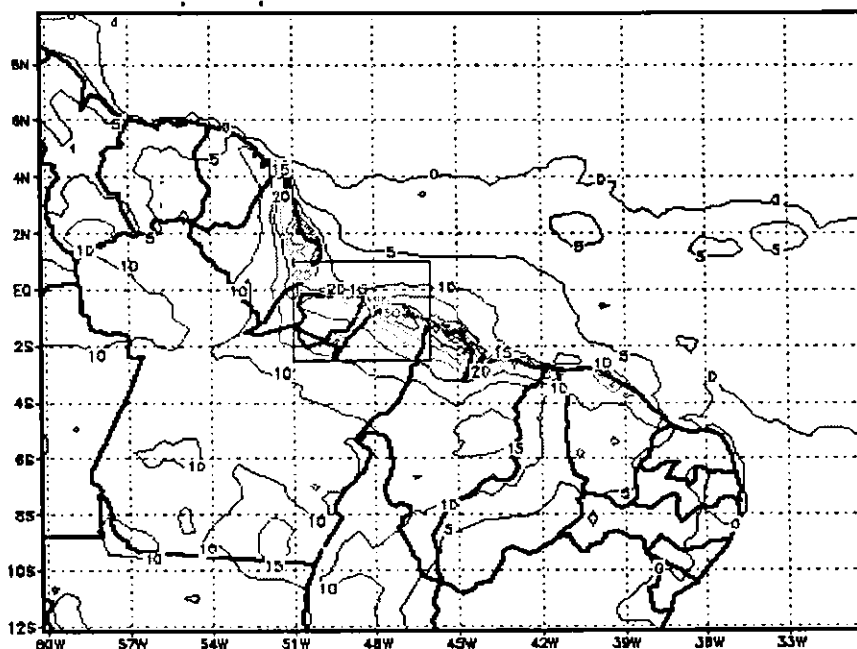


Fig. 4.6.1 - Precipitação (mm) em 24 horas prevista pelo modelo, média dos nove casos chuvosos.

a) Condições Termodinâmicas

A temperatura potencial equivalente (Figura 4.6.2) mostra que a atmosfera nos baixos níveis apresenta um grau de instabilidade condicional mais pronunciado às 18 TMG, horário que ocorre o maior aquecimento à superfície.

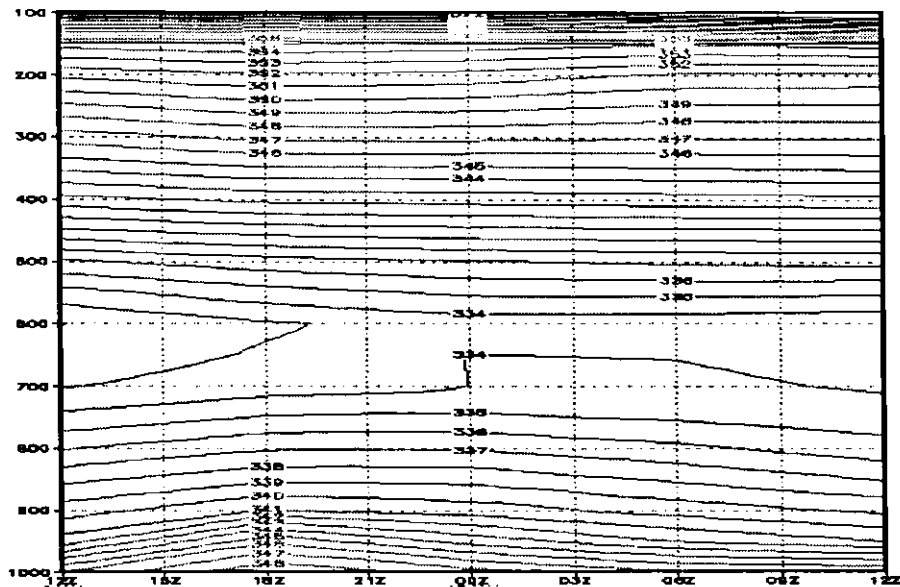


Fig.4.6.2 - Composição do perfil vertical da temperatura potencial equivalente (K) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

O campo composto de CAPE (Figura 4.6.3) apresenta o máximo em torno de 1155 J/kg no horário das 18 TMG, decaindo em seguida. Este decréscimo de CAPE é decorrente da conversão da energia potencial disponível em energia cinética durante a convecção e tem como consequência o aumento da velocidade vertical ascendente, que atinge o máximo de 0,14 Pa/s à 00 TMG, diminuindo em seguida com a estabilização da atmosfera. A composição dos casos resultou em valor máximo de CAPE de 1155 J/kg, este valor é decorrente dos altos valores na região norte da área de estudo (Figura 4.6.4). O máximo do campo médio do CAPE, coincide com os maiores valores da velocidade ascendente

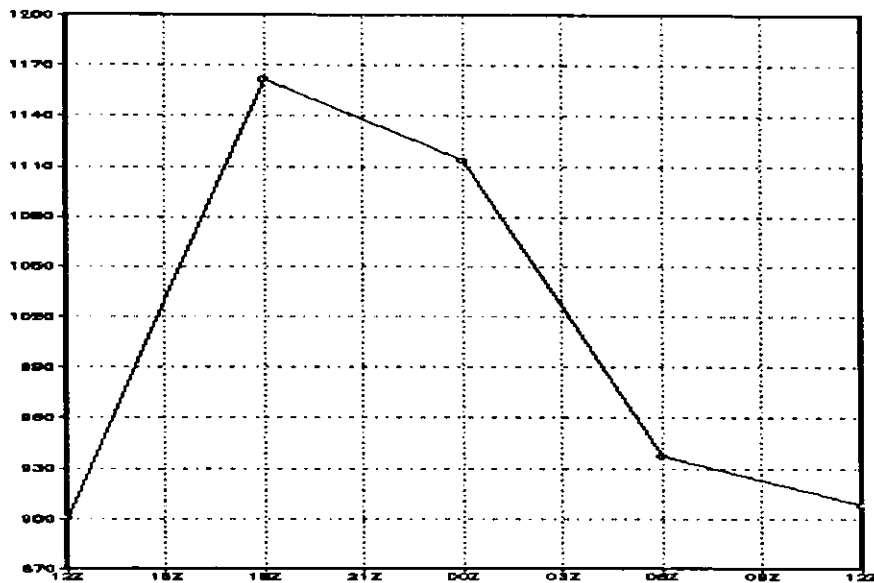


Fig. 4.6.3 - Composição do CAPE (J/kg) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W) durante os dias de convecção ativa.

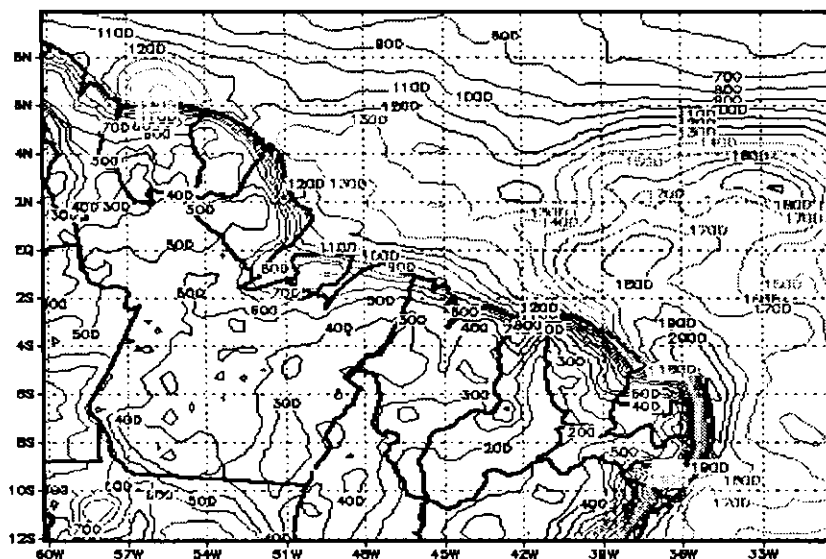


Fig. 4.6.4 - Composição do campo do CAPE (J/kg).

O perfil composto da água precipitável (Figura 4.6.5) mostra um aumento com o tempo atingindo um máximo em torno de 53 mm às 00 TMG, decaindo suavemente em seguida.

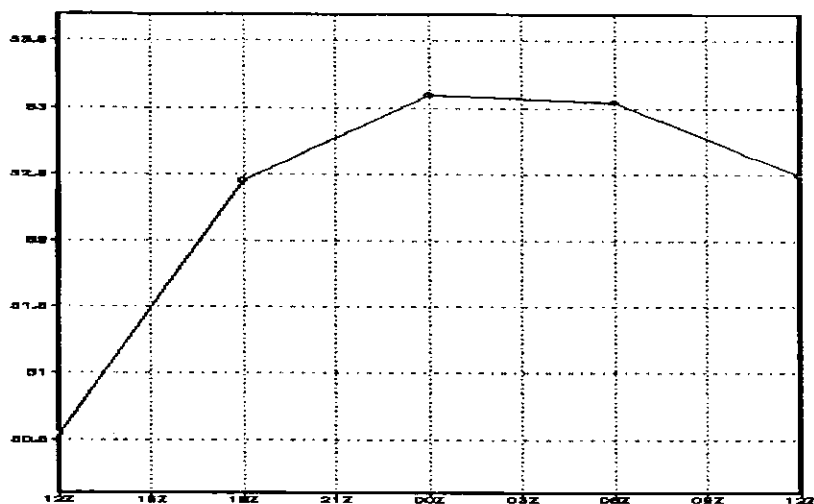


Fig. 4.6.5 - Composição da água precipitável (mm) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

A composição do índice de levantamento (Figura 4.6.6) apresenta índices com valores mais negativos ao norte da área de estudo e valores menos negativos ao sul, em concordância com os valores de CAPE, que indicam a região de maior instabilidade sobre o oceano ao norte de Belém.

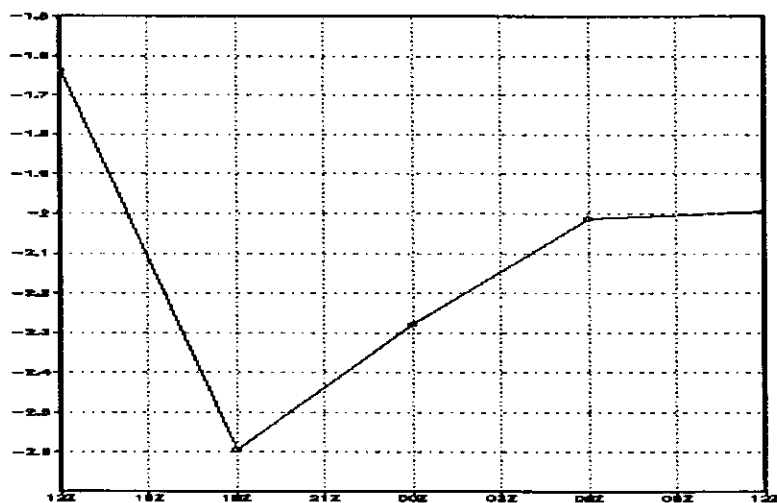


Fig. 4.6.6 - Composição do índice de levantamento (°C) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

b) Condições cinemáticas

O perfil composto da velocidade vertical (Figura 4.6.7) mostra que o movimento ascendente predomina em toda área de estudo desde a baixa até a alta troposfera, apresentando máximos em diferentes camadas, um entre 850 e 750 hPa às 00 TMG e o outro às 06 TMG entre 320 e 250 hPa. Este tipo de perfil mostra que a velocidade vertical e água precipitável estão em fase. Relacionando a velocidade ascendente máxima com máximo de convergência em baixos níveis, sugere-se que esta convergência seja responsável pela injeção de umidade na coluna e conseqüentemente aumento da água precipitável.

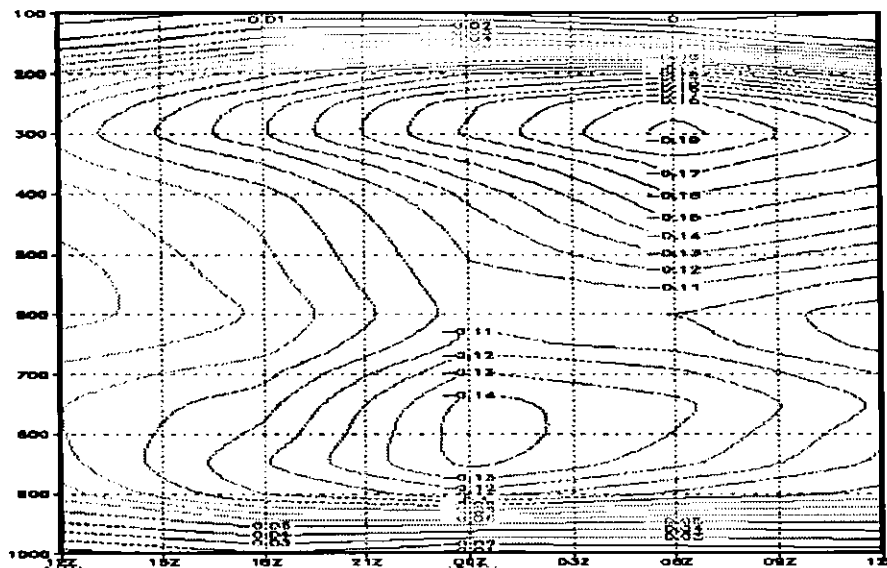


Fig. 4.6.7 - Composição da velocidade vertical (Pa/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

A composição da magnitude do vento (Figura 4.6.8) mostra um máximo de 10 m/s entre 850 e 800 hPa a partir de 00 TMG. A componente zonal da velocidade do vento (Figura 4.6.9) apresenta escoamento de leste, desde a superfície até 350 hPa, sendo mais intenso entre 900 e 600 hPa no horário de 18 TMG. Acima de 350 hPa, o escoamento é de oeste. A componente meridional (Figura 4.6.10) apresenta um escoamento predominante de norte desde a superfície até aproximadamente 750 hPa, adquirindo componente de sul em níveis superiores. O valor máximo -4m/s da componente de norte, ocorre em torno 900 hPa, após 18 TMG. Estes ventos indicam a presença dos ventos alísios, característica desta região. Sugere-se que a intensificação seja resultante de sua interação com a brisa marítima.

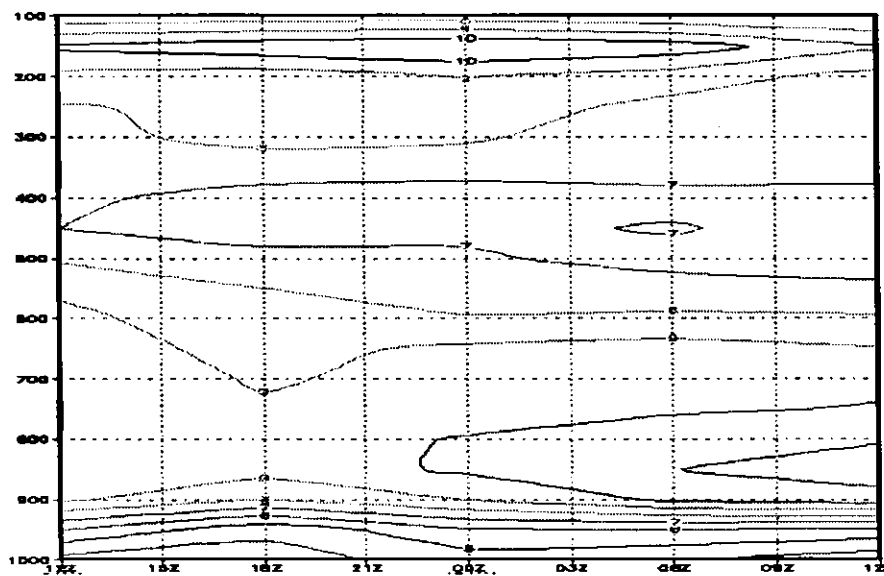


Fig. 4.6.8 - Composição do perfil da magnitude vento (m/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

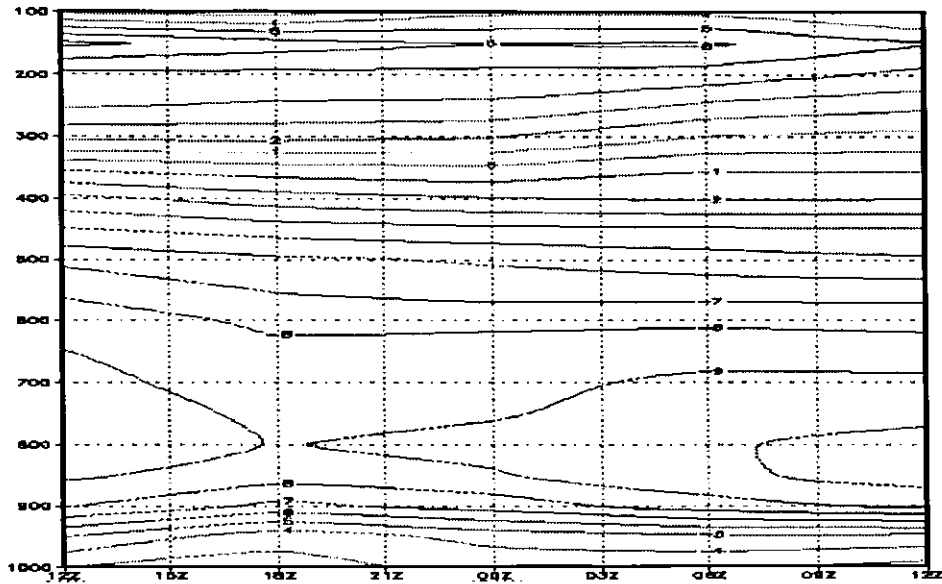


Fig. 4.6.9 - Composição do perfil vertical da componente zonal do vento (m/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00'S e 48°45'W).

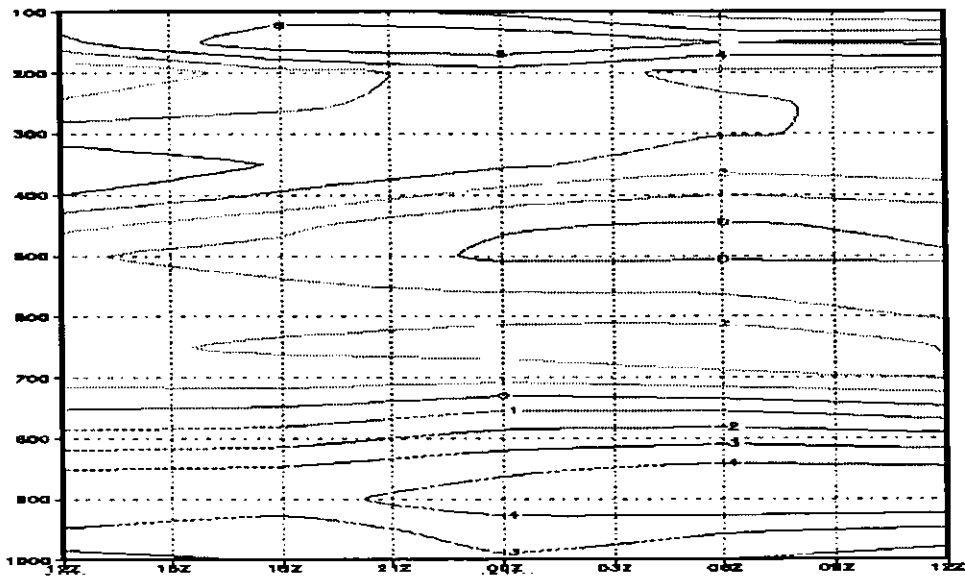


Fig. 4.6.10 - Composição do perfil da componente meridional do vento (m/s) dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

A composição da divergência do fluxo de vapor d'água (Figura 4.6.11) mostra duas camadas de convergência, uma desde a superfície até em torno de 850 hPa, apresentando um máximo às 00 TMG em 950 hPa, e a outra entre 550 hPa e 300 hPa, em todos os horários. Estas configurações de convergência em baixos níveis associada à divergência em níveis superiores produzem movimentos ascendentes em níveis médios indicando a presença da convecção generalizada na área de estudo. A convergência é predominante nos baixos níveis e intensa em todos os horários e representa a principal fonte de umidade para a convecção.

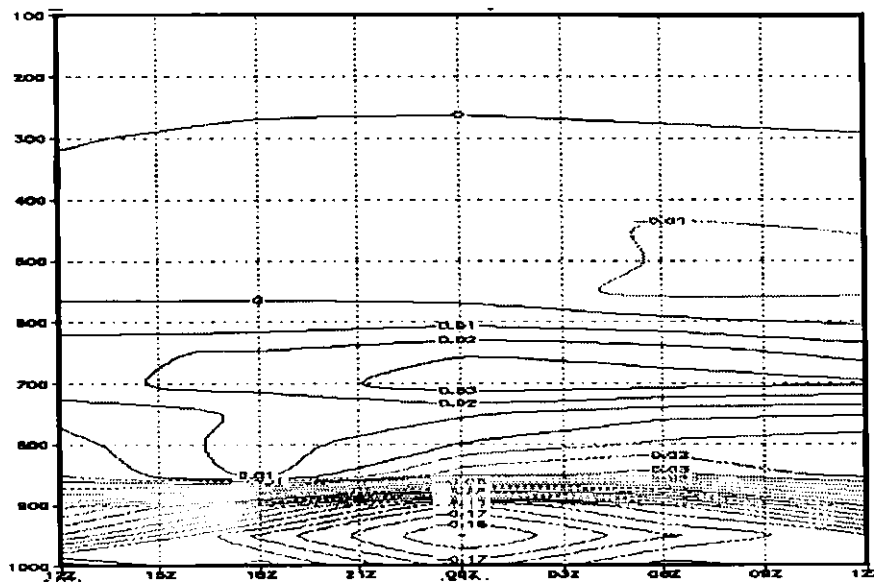


Fig. 4.6.11 - Composição do perfil vertical da divergência de fluxo de umidade $(1/s) \times 10^{-5}$ dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00' S$ e $48^{\circ}45' W$).

A composição da vorticidade relativa (Figura 4.6.12) apresenta vorticidade anticiclônica da superfície até 600 hPa entre 12 e 18 TMG, e abaixo de 750 hPa a partir das 00 TMG. A circulação anticiclônica se torna mais intensa à 00 TMG. Este perfil indica que a atmosfera nos baixos níveis não está produzindo ciclogênese.

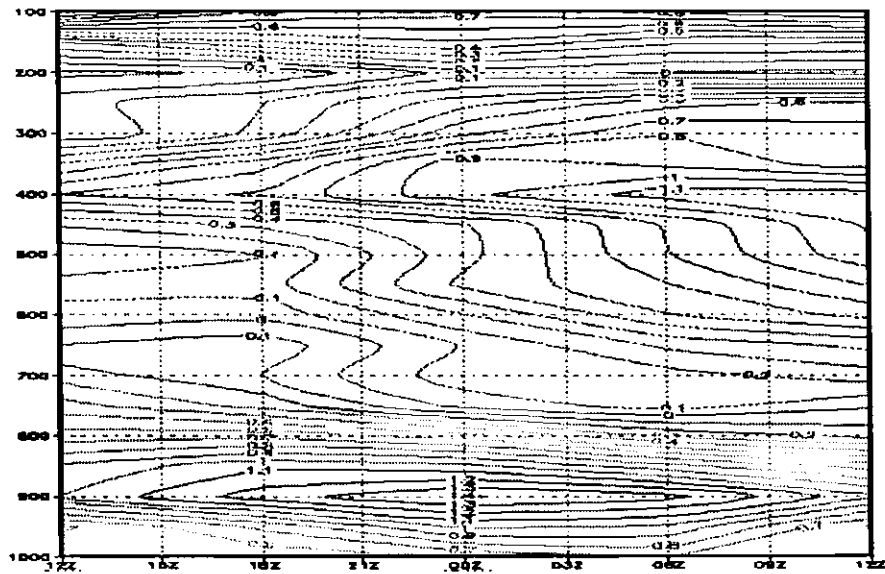


Fig. 4.6.12 - Composição do perfil vertical da vorticidade relativa $(1/s) \times 10^{-5}$ dos casos chuvosos do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00' S$ e $48^{\circ}45' W$).

4.7 - Composição do período de estiagem (seco)

Foi construída a composição de 9 casos no período de estiagem da região em estudo. Neste período a ZCIT está mais ao norte e as linhas de instabilidades estão menos atuante. Observa-se nestas condições a atuação de sistemas locais.

a) Condições termodinâmicas

A temperatura potencial equivalente (Figura 4.7.1) mostra que a atmosfera se apresenta condicionalmente instável às 18 TMG desde a superfície até 700 hPa. Comparando-se o perfil do período chuvoso com o seco, nota-se que no período chuvoso o gradiente vertical da temperatura potencial equivalente é menor que no período de estiagem. A atmosfera é mais fria entre 700 e 800 hPa no período de estiagem.

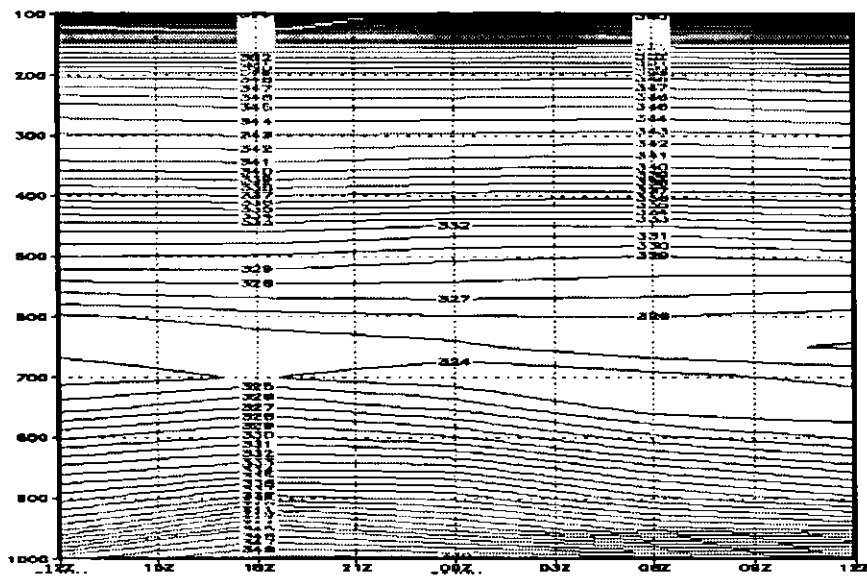


Fig. 4.7.1 – Composição do perfil da temperatura potencial equivalente (K) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

A composição do CAPE mostra (Figura 4.7.2) um máximo em torno de 2250 J/kg no horário de 00 TMG, decaindo em seguida. No período seco os valores do CAPE são, aproximadamente, 2 vezes maior que no período chuvoso. No estudo de caso, durante o período chuvoso os valores do CAPE se apresentaram entre 700 e 900 J/kg, enquanto na região ao norte, onde a orografia e o oceano se fazem presentes os valores atingiram 3000 J/kg.

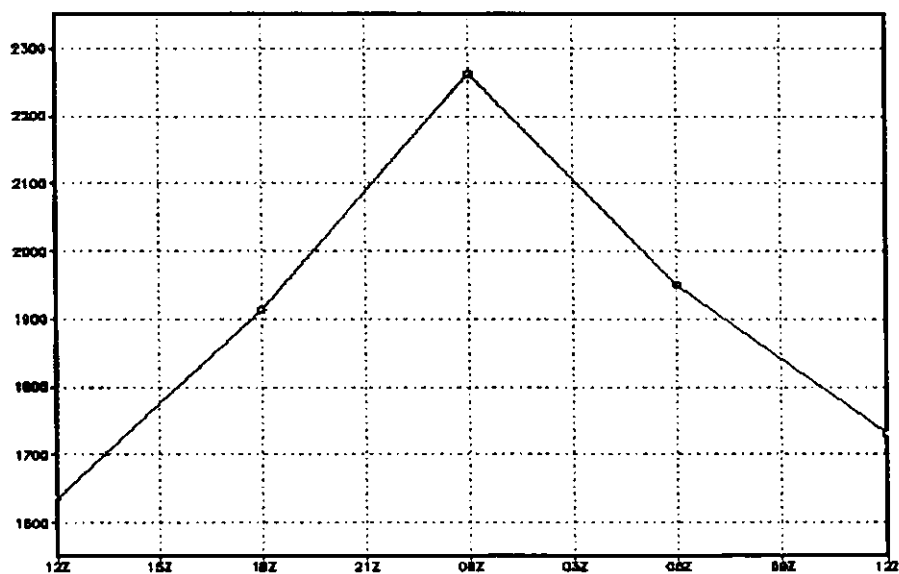


Fig. 4.7.2 – Composição do CAPE (J/kg) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

A composição da água precipitável (Figura 4.7.3) mostra um máximo de aproximadamente 40,5 mm às 18 TMG e que se mantém até 00 TMG, decaindo em seguida. No período chuvoso esta variável chega a um máximo de aproximadamente 53 mm às 00 TMG e decai mais suavemente.

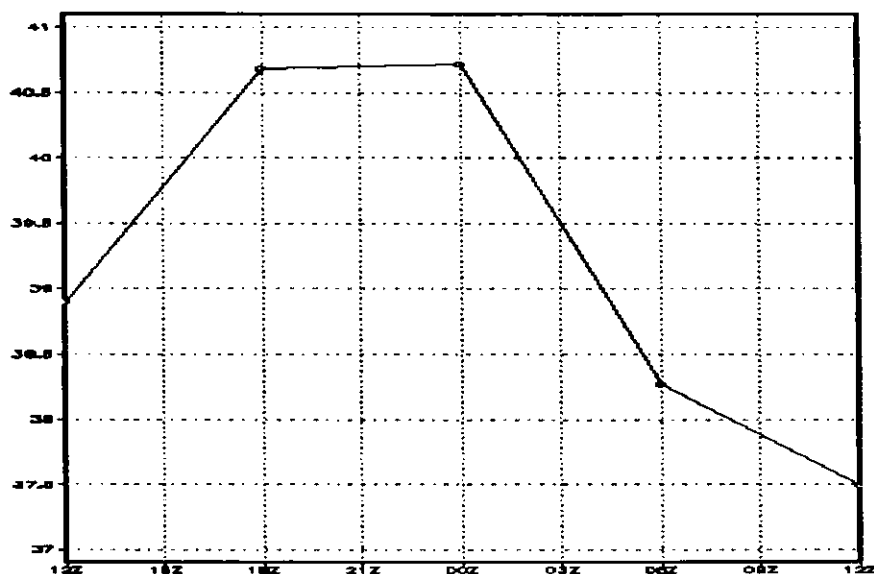


Fig. 4.7.3 – Composição da água Precipitável (mm) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

O perfil composto do índice de levantamento (Figura 4.7.4) mostra um máximo em módulo de aproximadamente 3,7 às 00 TMG, enquanto que no período chuvoso o máximo em modulo é de 2,8 às 18 TMG. Concluiu-se que durante os períodos de estiagem, a atmosfera apresenta alto grau de instabilidade convectiva, maior que em períodos chuvosos, e contém disponibilidade de umidade, embora um pouco menos que no período chuvoso. Apesar destes fatores termodinâmicos, as chuvas são ausentes neste período. Esta ausência pode ser explicada pelo perfil da velocidade vertical mostrada na seção seguinte.

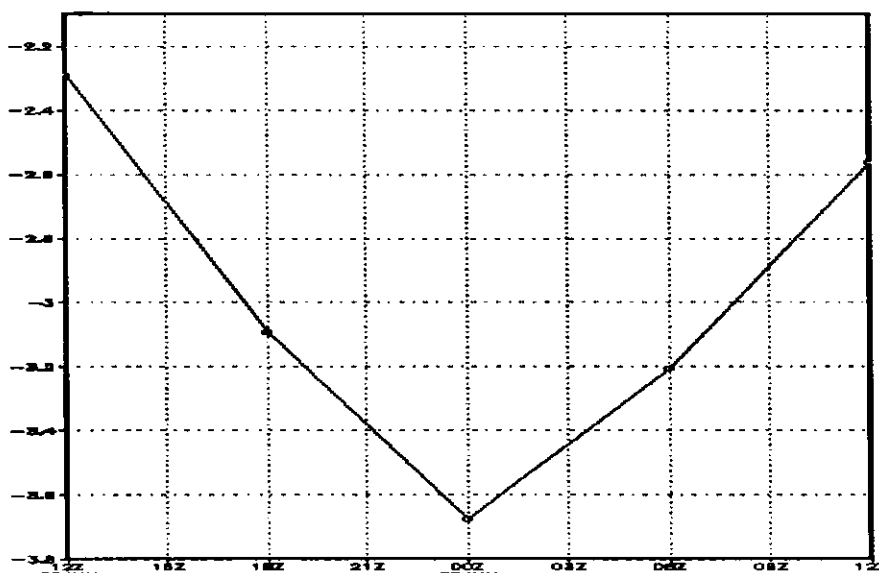
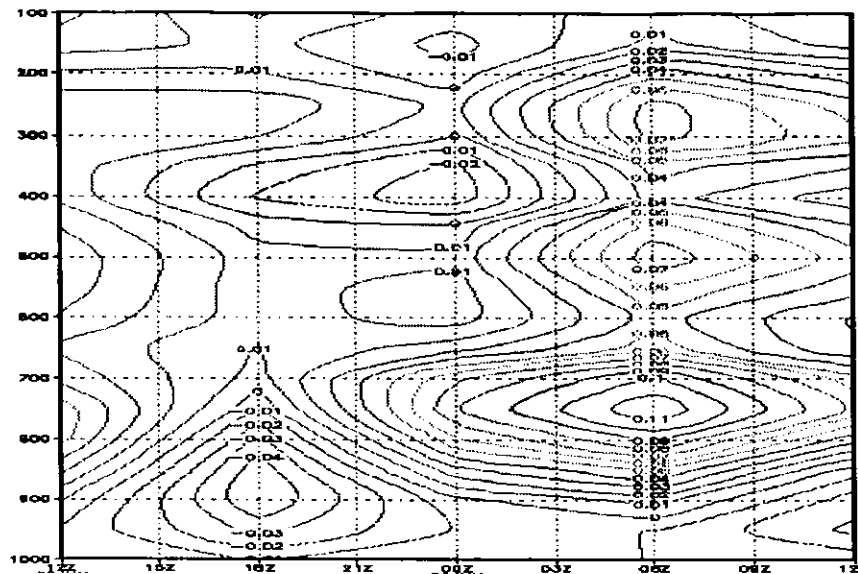


Fig. 4.7.4 – Composição do índice de levantamento (mm) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

b) Condições cinemáticas

O perfil composto da velocidade vertical (Figura 4.7.5) mostra que a atmosfera às 18 TMG apresenta movimento ascendente entre 1000 a 750 hPa, com um núcleo mais intenso de $-0,04$ Pa/s em 900 hPa. Nos outros níveis, ocorre movimento subsidente e a partir de 00 TMG, o movimento ascendente praticamente desaparece, e é substituído por movimento descendente. No horário de 06 TMG, o movimento descendente predomina em toda troposfera acima deste ponto. O movimento subsidente apresenta núcleos de 0.11 Pa/s em 750 hPa, e dois núcleos secundários são encontrados em 500 e 300 hPa. Este perfil composto mostra que no período seco, a atmosfera só apresenta movimento ascendente entre a superfície e 850 hPa aproximadamente, e até aproximadamente 18 TMG. Na média e alta troposfera o movimento é subsidente, o que inibe a formação de nuvens mais profundas. No período chuvoso, toda a troposfera se apresenta com movimento vertical ascendente.



nos baixos níveis está enfraquecida, enquanto a de sul está mais intensa, na média troposfera, em todos os horários. Os ventos mais intensos se estendem da baixa troposfera a alta troposfera, enquanto que em condições perturbadas, os ventos mais intensos se concentram na baixa troposfera.

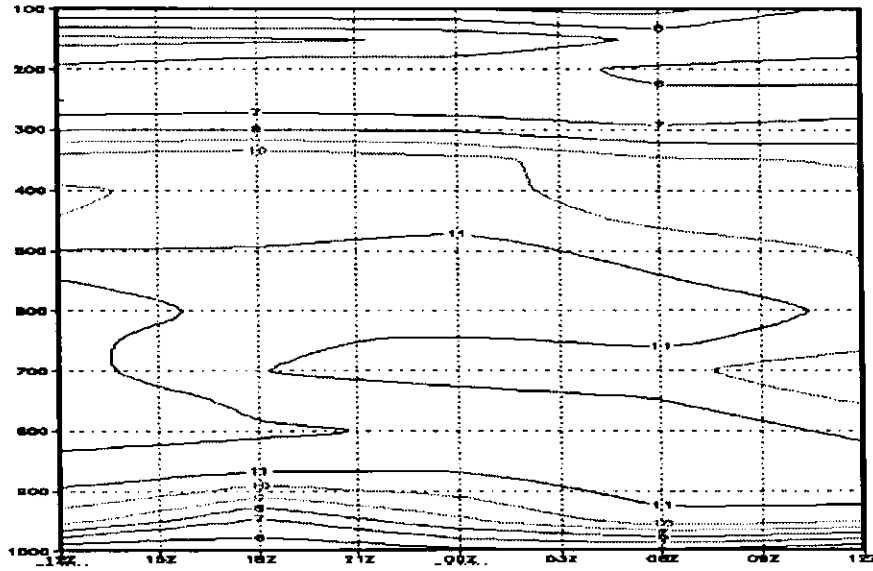


Fig. 4.7.6 – Composição da magnitude do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém (01°00' S e 48°45' W).

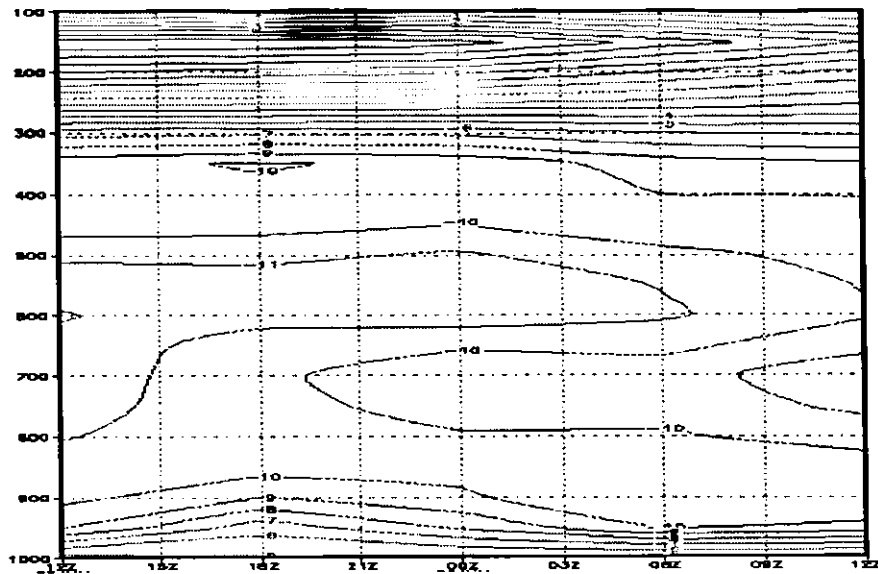


Fig. 4.7.7 – Composição do perfil da componente zonal do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00'$ S e $48^{\circ}45'$ W).

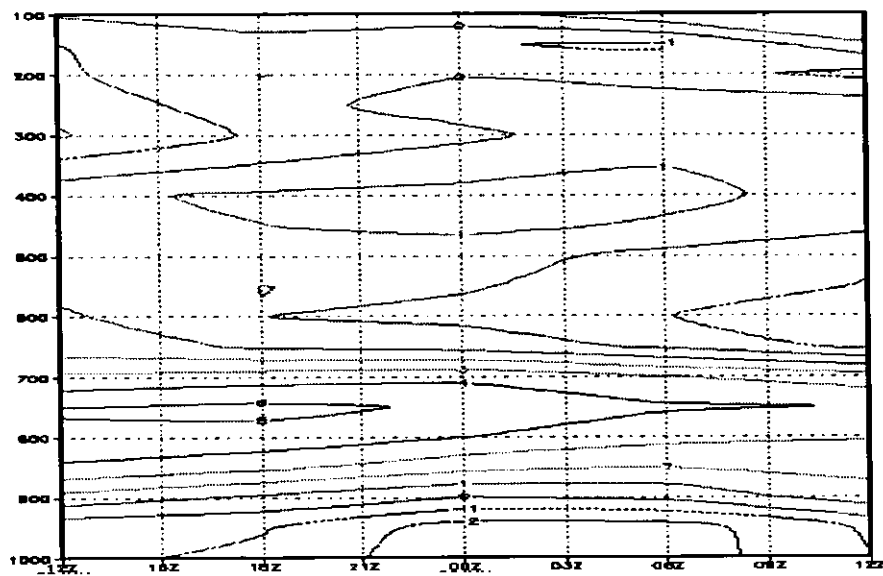


Fig. 4.7.8 – Composição vertical da componente meridional do vento (m/s) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00'$ S e $48^{\circ}45'$ W).

A composição da divergência do fluxo de vapor d'água (Figura 4.7.9) mostra que há dois núcleos de convergência de umidade, uma em 950 hPa às 18 TMG e outro entre 700 às 06 TMG. Nestas condições a convergência de umidade se limita a uma camada mais rasa, enquanto que a divergência está mais intensa e predomina nos baixos níveis.

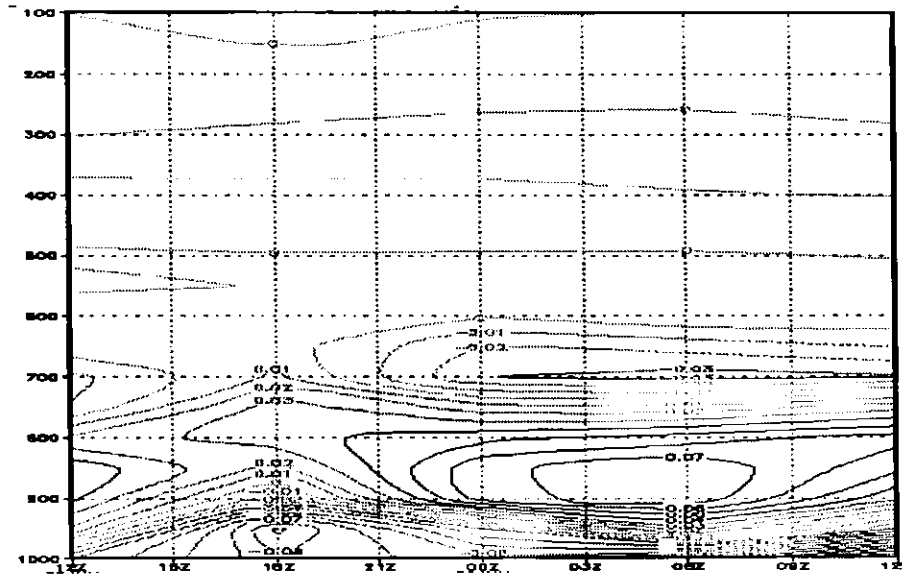


Fig. 4.7.9 – composição do perfil vertical da divergência de fluxo de umidade ($1/s \times 10^{-5}$) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00' S$ e $48^{\circ}45' W$).

A composição da vorticidade relativa (Figura 4.7.10) mostra um núcleo de vorticidade ciclônica, entre 800 e 700 hPa e entre 00 e 06 TMG. A vorticidade relativa anticiclônica continua a predominar nos baixos níveis até aproximadamente 800 hPa. Entretanto comparando com a situação chuvosa (Fig. 4.6.12) a vorticidade ciclônica que ocorria em médios e altos níveis está enfraquecida.

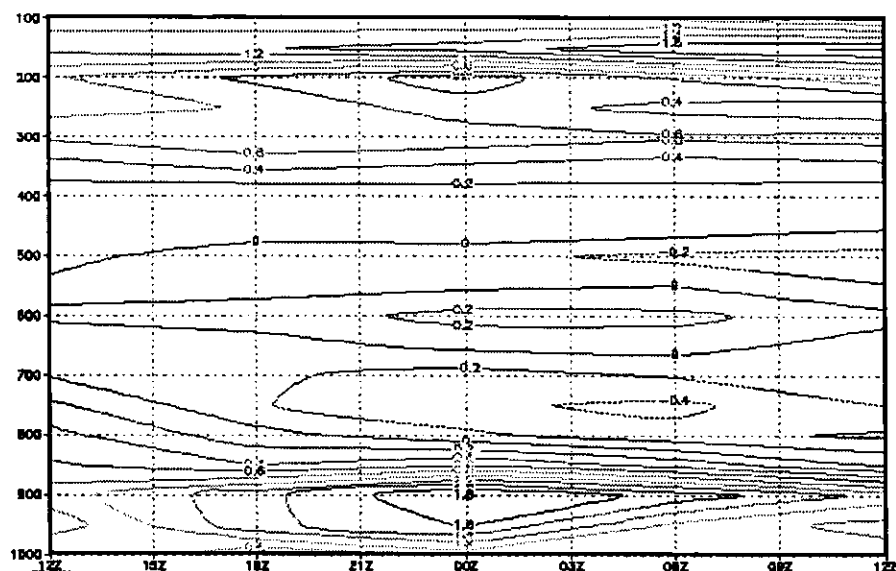


Fig. 4.7.10 – Composição da vorticidade ($1/s \times 10^{-5}$) para os casos de estiagem do ponto de grade próximo de Belém ($01^{\circ}00' S$ e $48^{\circ}45' W$).

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo, tentou-se descrever, com a utilização de um modelo numérico, as características dos aglomerados de nebulosidade que, acoplados ou não a sistemas de circulação local, atuaram no litoral leste do Estado do Pará. Foram realizados estudos de casos com composição de dois períodos, chuvoso e estiagem (seco).

No estudo de um caso no período de convecção ativa (chuva), o modelo indica o máximo de desenvolvimento às 18 TMG do dia 15.01.98. Neste dia, a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT está posicionada nesta latitudes.

As análises mostraram que o complexo de nebulosidade se formou sobre o litoral, em torno das 18 TMG do dia 15 de janeiro, e foi responsável por um total de 40 mm de precipitação.

Na fase ativa do sistema convectivo, a atmosfera foi caracterizada por um alto grau de instabilidade condicional, que é uma característica da

atmosfera tropical. O índice de levantamento e o CAPE atingiram valores máximos às 18 TMG. Com a evolução do sistema, observou-se um decréscimo das variáveis representadas nos perfis termodinâmicos, e este decréscimo indica uma estabilização da atmosfera. O decaimento do CAPE indica uma conversão de energia potencial em energia cinética, e esta conversão é observada através do aumento de movimento vertical ascendente.

As condições cinemáticas foram caracterizadas por movimentos ascendentes em toda a troposfera, em todos os horários. O campo da componente horizontal do vento não apresentou um ciclo diurno de amplitude significativa.

A tabela 5.1 mostra as principais características do estudo da composição dos casos de convecção ativa e de estiagem. Durante a convecção ativa, o maior índice pluviométrico localizou-se ao longo do litoral. O índice de instabilidade condicional, representado pelo CAPE é maior no horário de maior aquecimento diurno.

O vento apresenta um máximo em torno 10 m/s, entre 850 e 800 hPa, em todos os horários, em todos os casos de convecção ativa (chuva). A componente zonal apresentou um escoamento de leste, na baixa e média troposfera. A componente meridional apresentou um escoamento predominantemente de norte da superfície até 750 hPa. Estes ventos indicam a presença dos alísios e sua intensificação pode ser devido ao efeito do acoplamento com a brisa marítima. A área de estudo caracterizou-se por uma configuração de divergência em baixos níveis associada com a convergência em níveis superiores que produz movimento ascendente em níveis médios, indicando

a presença de convecção generalizada na área de estudo. A convergência é predominante nos baixos níveis e intensa em todo os horários, representando o principal mecanismo de transporte de umidade para a região de chuvas.

O estudo da composição de casos no período de estiagem, mostrou que o perfil da temperatura potencial equivalente da atmosfera na média troposfera estava mais fria e mais seca.

Uma característica marcante foi observada na evolução diurna do CAPE. O máximo no período de estiagem, é aproximadamente o dobro do valor do período chuvoso e ocorre às 00 TMG, o que sugere a convecção profunda como mecanismo para consumir a energia potencial disponível. A ausência deste mecanismo não acarreta em maior aumento do CAPE durante o dia, e a subsequente diminuição se deve a outros processos como por exemplo, resfriamento radiativo.

O índice de levantamento indica a instabilidade atmosférica em concordância com o CAPE.

No período de estiagem os movimentos subsidentes predominaram em toda atmosfera a partir das 18 TMG. Esta subsidência funciona como um fator inibidor do desenvolvimento das nuvens cúmulos. Os movimentos ascendentes apresentaram-se fracos em todos os casos de estiagem entre a superfície e 850 hPa.

No período de estiagem, a magnitude do vento foi maior que no período chuvoso, com os valores mais intensos entre a média e alta troposfera. A predominância do escoamento de leste da superfície até alta troposfera em todos

os horários. O escoamento de sul ocorre na baixa troposfera acima de 950 hPa em todos os horários, o escoamento se limita de norte nas camadas próximas a superfície em todos os horários. Em condições não perturbadas, o perfil do vento apresenta valores maiores na média troposfera.

Período de convecção ativa (chuva)	Período de estiagem (seco)
Temperatura Potencial Equivalente - Ar mais frio e mais seco (334 K) em 650 hPa.	Temperatura Potencial equivalente – mínimo de 324 K em 700 hPa.
CAPE – Máximo de 1140 J/kg às 18 Z na transformação da energia potencial em cinética.	CAPE – Máximo de 2250 J/kg às 00 Z, devido ao resfriamento radiativo.
Água Precipitável – Máximo e 50 mm às 00 Z.	Água Precipitável - Máxima de 40 mm às 00 Z.
IL – mais negativo -2,6 às 18 Z.	IL – mais negativo -3,7 às 00Z.
Umidade relativa – Núcleo de máxima de 85 % em 950 hPa, permanecendo com valores altos até níveis mais altos.	Umidade relativa - Núcleo de máxima à superfície 80%, este valor é menor em toda troposfera quando comparado coma convecção ativa.
Movimento Vertical – Ascendente em toda troposfera com um núcleo de -0,14 Pa/s em 800 hPa às 00 Z e um outro de -0,19 em 300 hPa.	Movimento Vertical – movimento subsidente em toda troposfera a partir de 00 Z e 06 Z.
Magnitude do Vento – Jato nos baixos níveis entre 800/850 hPa de aproximadamente 10m/s em todo os horários do dia.	Magnitude Vento – Ventos ligeiramente mais intensos em quase toda troposfera com um máximo em torno de 12m/s.
Componente Zonal de Leste na baixa e media troposfera em todos os horários com jato em 800 hPa de 9m/s em todos os horários.	Componente Zonal de Leste desde a superfície até 200 hPa. Ausência de um jato característico em baixos níveis.
Componente Meridional de Norte desde à superfície até aproximadamente 900 hPa em todos os horários com máximo de 4m/s entre 00/06 Z nos níveis superiores com componente de sul.	Componente Meridional de Norte mais fraca e rasa.
Convergência de Umidade – Convergência desde a superfície até 850 hPa, máximo de $0,18 \times 10^{-5}$.	Convergência de Umidade – Convergência da superfície até 950 hPa com máximo de $0,08 \times 10^{-5}$ às 18 Z.

Tabela 5.1 - Principais características do estudo da composição da convecção ativa e de estiagem (seco).

Os resultados derivados das análises da previsão do modelo numérico encontrados neste trabalho, mostraram que algumas características da física do modelo podem ser melhorados como por exemplo, as parametrizações físicas, afim de melhor representar a estrutura atmosférica da região tropical.

O modelo apresentou um bom desempenho na caracterização dos sistemas que atuam na região e na previsibilidade da precipitação, como foi constatado neste trabalho.

- COTTON, W.R., LIN, M., MCANELLY, L.R. e TREMBACK, C. J., A composite Model of mesoscale convectivo complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 765-783, 1989.
- CUTRIN, E.M.C.; COHEN, T. C. P. Estudo dos sistemas atmosféricos produtores de chuvas no leste paraense. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. 5, Belém, Jul. 5-11. Coletânea de trabalhos. Belém, SBA, p.260, 1987.
- FIGUEROA, SN.; Nobre, C.A. Precipitation distribution over central and western Tropical South America. *Climanálise*, 5(6):36-45, jun.1990.
- FORTUNE, M. Properties of African squall lines inferred from time-lapse satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 108(2):p 153-168, 1982.
- GUEDES, R. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Estudo de tempestades severas associadas com o jato subtropical na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 3., Belo Horizonte, MG, 3-7 Dezembro. Anais, SBMET, v1, p. 289-296, 1984.
- HAMILTON, R. A. ; ARCHBOLD, J. N. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quartely Journal of Royal Meteorological Society*, 71 (309-310): p 231-262, july-oct, 1945.
- HOUZE JUNIOR, R. A. Structure and dynamics of a tropical squall line system. *Monthly Weather Review*, 105(12): p. 1540-1567, Dec, 1977.
- JANJIC, Z. I. Nonlinear advection schme and energy cascade on semi-staggered grids. *Monthly Weather Review*, 112, 1234-1245, 1984.

- _____, The Step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122, 927-945, 1994.
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108(4): p. 488-498., Apr, 1980.
- MADDOX, R. A. Mesoscale and severe storm meteorology. *Rev Geophys.*,111, p. 329-356, 1987.
- MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 61, p. 1374-1381, 1980.
- MADDOX, R.A. Large-Scale meteorological conditions Associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea.*, 111, p 1475-1493, 1983.
- MARENGO, J., DRUYAN, L., HASTENRATH, S. Observation and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. *Climatic Change*, 23 (3), p. 263-286, 1993.
- MARENGO, J., HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic avents in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6 (4), p. 617-627, 1993.
- MARWITZ, J. D. Precipitation efficiency of thunderstorms on the high plains. *J. Rech. Atmos.*, 6 (1/3): p 367-370,1972.
- MESINGER, F., 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, 44, 195-202.

MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: Hydrology and water management in the humid tropics. Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99-11, 1993.

MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. Revista Brasileira de Meteorologia, 2(1): p. 107-117, 1987.

ORLANSKI, I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 56(5): p. 527-537, 1975.

SANTOS, I. A. Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, 95 p., 1986.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. Revista Brasileira de Meteorologia, 2, p. 133-150, 1987.

UVO, C.R.B, NOBRE C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do nordeste do Brasil. Parte I A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. Climanálise 4, (7), p. 34-40, 1989.

VELASCO, I. E FRITSH, J. M. Meso-scale Convective Complexes over the Americas. J. Geophys. Res., 92(8) p. 9591-9613, 1987.

ZHAO, Q.; Black, T.; and Baldwin M. E., 1994: Cloud prediction scheme in the Eta model at NCEP. Material do curso modelo ETA no CPTEC, 1996.

ZIPSER, e.j. (1981): Utilizacion de un modelo teorico del ciclo de vida de los sistemas convectivos de mesoscala para mejorar las predicciones a muy corto plazo. Recogido em Prediccion Inmediata (version espanola de Nowcasting). Istituto Nacional de Meteorologia. Madrid, 1990.

APÊNDICE A

Segue-se uma breve descrição das características do modelo Eta utilizado para gerar previsões deste estudo de caracterização da convecção na região leste do Estado do Pará.

A.1 - ESTRUTURA

A.1.1 - Grade horizontal

A estrutura horizontal do modelo é a grade E de Arakawa, com resolução de 40. A distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade E. Um simples subgrupo da grade é mostrado na figura 2.1, cada H representa um ponto da variável massa (temperatura ou umidade) e cada V representa ambas componentes horizontais do vento. A distância 'd' é o espaçamento entre os ponto H ou V adjacentes, e a magnitude deste a distância, comumente usada para indicar a resolução horizontal do modelo.

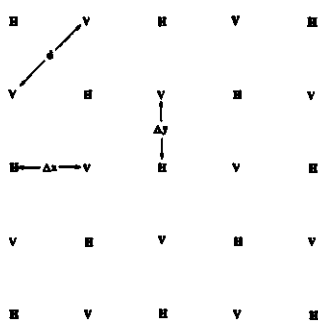


Fig. A.1.1 - Grade do tipo E Arakawa

A. 1.2 - Coordenada vertical

A coordenada vertical Eta é uma das principais características do modelo, foi definida por Mesinger (1984).

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \left[\frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right]$$

onde, P_{ref} é uma pressão de referência adequadamente definida e função da altura Z , sendo $P_{ref}(0)$ a pressão ao nível médio do mar igual a 1 atmosfera.; P_{sfc} a pressão à superfície, P_T a pressão no topo do modelo e, a altura da topografia.

O primeiro termo no lado direito da equação 1, é a definição padrão da coordenada sigma. O segundo termo é uma função somente de x e y que converte sigma em Eta. A vantagem da coordenada Eta é que as superfícies desta coordenada são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais. Estes erros são significativos em regiões de montanhas íngremes como é o caso dos Andes na América do Sul. O topo do modelo se encontra em 50 hPa.

A Figura A.1.2 mostra a distribuição das superfícies da coordenadas Eta com 50 camadas. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão, enquanto que os números do lado direito indicam aproximadamente a profundidade em pressão de cada camada em hPa.

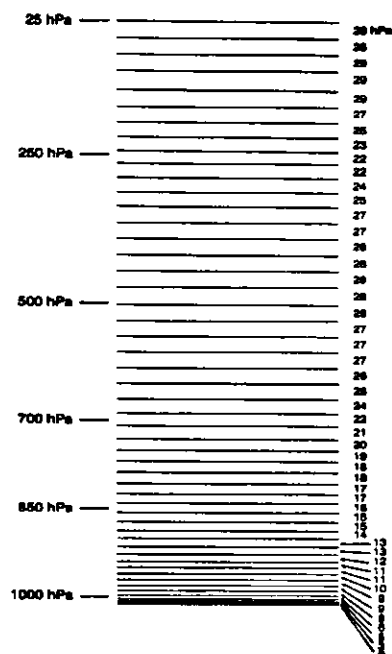


Fig. A.1.2 - Estrutura Vertical do modelo Eta.

A versão utilizada neste trabalho possui 38 camadas Eta, com resolução maior nos baixos níveis e diminuindo com a altura onde a primeira camada tem 20m de espessura. Um máximo secundário ocorre próximo à tropopausa para melhor descrever as frentes em altos níveis.

A.1.3 - Orografia

O modelo topográfico é representado em forma de degraus cujo topo coincide com a interface das camadas Eta. A altura da camada degrau é obtida a partir do método de silhueta. Este método procura o valor médio das alturas máximas da topografia dentro de cada quadrado de grade. Cada degrau possui um ponto de massa no centro e quatro pontos de velocidade localizados nos vértices (Figura A.1.3).

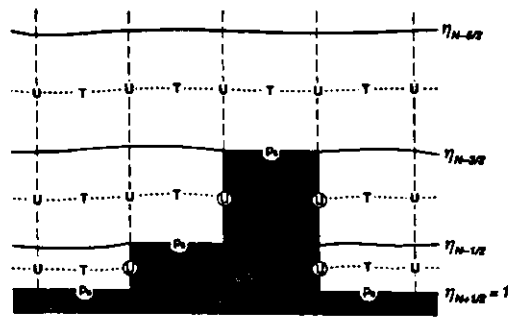


Fig. A.1.3. Seção vertical idealizada da topografia do Modelo Eta

A.2 - Integração

A.2.1 - Condições iniciais e de contorno

A temperatura da superfície do mar é obtida do valor médio da semana anterior e é mantida constante durante a integração. O albedo inicial é obtido de uma climatologia sazonal.

Nos contornos laterais, o modelo é atualizado a cada 6 horas com as previsões do modelo global. As tendências nas bordas são distribuídas linearmente durante este período de 6h. Os contornos laterais possuem duas fileiras de pontos que são excluídas da integração do modelo.

A.2.2 - Dinâmica

O modelo tem como variáveis prognósticas temperatura do ar, umidade específica do ar, componentes horizontais do vento, pressão à superfície e energia cinética turbulenta e água líquida. A integração no tempo utiliza a técnica de 'split-explicit'(Gadd, 1978) onde os termos devido ao ajuste

pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos devido à advecção. Um esquema 'forward-backward' modificado por Janjic (1979) trata dos termos responsáveis pelo ajuste, enquanto o esquema 'Euler-backward' modificado trata dos termos de advecção horizontal.

O esquema de diferenças finitas no espaço emprega o método de Janjic (1984) que controla o falso escoamento de energia para as ondas mais curtas. Um amortecimento (suavização) na divergência combinado com uma difusão horizontal não-linear de 2^a. ordem mantém os campos suaves.

A.2.3 - Física

O modelo utiliza um esquema de Betts-Miller (B. M, 1986) modificado por Janjic (1984) para parametrizar a convecção (Janjic, 1994). Os processos turbulentos na atmosfera livre são tratados através do esquema de Mellor-Yamada nível 2,5 que calcula a energia cinética turbulenta e os fluxos verticais. O esquema Mellor-Yamada 2,0 é utilizado na primeira camada do modelo (Mellor-Yamada, 1974) para representar a turbulência na camada superficial. O esquema de parametrização de ondas longas (Fels Schwarzkopf, 1975) e curtas (Lacis e Hansen, 1974) foi desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.

A.3 - Parametrizações Físicas

A.3.1 - Troca vertical turbulenta

O cálculo da troca vertical turbulenta segue o esquema proposto por Mellor e Yamada (1974, 1982) e é conduzido a cada quatro passos de ajustamento no tempo.

Trocas entre as camadas do modelo na atmosfera livre são baseadas no esquema de Mellor-Yamada 2.5 (modelo Mellor-Yamada nível 2.5). Nesse esquema, a energia cinética turbulenta (TKE) é uma variável totalmente prognóstica, obtida nas interfaces das camadas do modelo Eta. Os valores de TKE são calculados usando um esquema forward-backward, e então são atualizados, para serem usados no cálculo dos coeficientes de troca para a transferência de calor, umidade e momentum entre camadas adjacentes do modelo.

As trocas que ocorrem entre a superfície da terra e a primeira camada mais baixa do modelo seguem o esquema Mellor-Yamada 2.0 (Mellor-Yamada nível 2.0), onde TKE é dada como constante. Nesse esquema o regime turbulento é determinado pelas derivadas verticais das variáveis de grande escala resolvidas pelo modelo (T, Q, U, V).

Na parte inferior da camada de superfície, é colocada uma fina camada chamada de "camada de turbulência dinâmica". Sobre as superfícies líquidas essa camada é substituída pela presença de uma subcamada viscosa que descreve as diferenças dos valores de temperatura, umidade e momentum

na própria superfície e aqueles da atmosfera. Essa subcamada segue a parametrização de Liu e outros (1979) e Mangarella e outros (1973).

A.3.2 - Radiação

A parametrização da radiação do modelo Eta foi desenvolvida no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), o esquema de cálculo da radiação de onda curta segue o esquema de Lacis e Hansen (1974), enquanto que a radiação de onda longa segue o de Fels e Schwarzkopf (1975). Os dois esquemas são chamados a cada duas horas de previsão.

As nuvens estratiformes e cumuliformes (Slingo, 1987) são diagnosticados baseando-se na umidade relativa e na taxa de chuva convectiva do modelo.

Da climatologia são retirados os valores da distribuição de dióxido de carbono e de ozônio, e do albedo da superfície inicial.

O esquema de parametrização de nuvens proposto por Zhao et al. (1994) é usado na parametrização de radiação, proporcionando resultados mais acurados.

As tendências da temperatura da atmosfera devido aos efeitos radiativos são aplicadas após cada passo de ajustamento no tempo.

A.4 - Esquema de previsão de nuvens e precipitação

Esse esquema, proposto por Zhao (1994), foi desenvolvido e incorporado no modelo Eta do NCEP. Basicamente existe uma única variável a ser prevista, que é a taxa de mistura de nuvens de água/gelo. Isso reduz o tempo computacional do modelo e também o espaço de memória necessário.

As frações de nuvens calculadas nesse esquema são indiretamente usadas na parametrização dos processos radiativos. Normalmente três camadas de nuvens são calculadas (altas, médias e baixas) em cada camada do modelo. Esse esquema inclui cálculo da advecção horizontal, precipitação calculada a cada nível, do topo para a base, e possibilidade de calcular precipitação tanto de neve quanto de chuva.