

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS/004

ESTUDOS DE DOIS CASOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO
SOBRE A COSTA LESTE DO NORDESTE DO BRASIL

ANA BEATRIZ PORTO DA SILVA

Dissertação apresentada ao departamento de Meteorologia/ CCEN/UFAL, para obtenção do título de Mestre em Meteorologia - Área de concentração em Processos de Superfície Terrestre.

MACEIÓ-AL
JANEIRO, 2002

JANEIRO/2002

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

ANA BEATRIZ PORTO DA SILVA



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N. ° de ordem: MET-UFAL-MS/004

ESTUDOS DE DOIS CASOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO
SOBRE A COSTA LESTE DO NORDESTE DO BRASIL

Por

ANA BEATRIZ PORTO DA SILVA

ORIENTADOR: LUIZ CARLOS BALDICERO MOLION
DOUTOR EM METEOROLOGIA

MACEIÓ, AL
JANEIRO, 2002

**Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

S586e

Silva, Ana Beatriz Porto da.

Estudos de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste do Brasil / Ana Beatriz Porto da Silva. Maceió, 2002.

95p. : il.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2002.

Bibliografia: p. 92-95.

Inclui anexos.

1. Climatologia sinótica - Brasil, Nordeste (Costa Leste). 2. Precipitação (Meteorologia). I. Título.

CDU: 551.6 (812/813)

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, **Rubens Santiago da Silva e Laura Regina Porto da Silva**, as minhas irmãs **Ana Paula Porto da Silva, Ana Lucia Porto da Silva**, e ao meu inesquecível sobrinho **Yuri da Silva Schaeffer**.

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, meu melhor amigo, pois sem Ele nada seria possível.

Ao meu professor orientador Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pela sua orientação e sugestões para a conclusão deste trabalho.

Aos meus professores do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, pela formação universitária. Aos meus professores do curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, pelos ensinamentos dentro de sala de aula e, atualmente, pelo apoio e confiança depositados em mim na atuação como professora.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus colegas de mestrado por terem sido meus companheiros, amigos e solidários dentro e fora da universidade, em especial a Rosilene e Sergio pela grande ajuda e amizade.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Agradeço.

PENSAMENTOS

“Um dos grandes segredos do sucesso é assumir o seu jeito de ser, sem medo da crítica sentindo a verdadeira felicidade de ser quem você é”.

Eliane de Araújo.

“Quando lutamos por aquilo que acreditamos conseguimos desenvolver um talento capaz de modificar o nosso próprio destino”.

Borges de Oliveira

“... Depois de algum tempo você aprende a construir todas as suas estradas no hoje, porque o terreno do amanhã é incerto demais para os planos, e o futuro tem o costume de cair em meio ao vão. Aprende que o tempo não é algo que possa voltar para trás. Portanto, plante seu jardim e decore sua alma, ao invés de esperar que alguém lhe traga flores. E você aprende que realmente pode suportar, que realmente é forte, e que pode ir muito mais longe depois de pensar que não se pode mais. E que realmente a vida tem valor e que você tem valor diante da vida!...”.

William Shakespeare.

RESUMO

DA SILVA, Ana Beatriz Porto. *Estudos de dois casos extremos de precipitação sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil*. Orientador: Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion. Maceió – AL: UFAL; 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Neste estudo, analisou-se a gênese de dois casos de eventos extremos de precipitação sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil (NEB), ocorridos durante o período de outubro de 1999 a setembro de 2000, com o objetivo de aprimorar os conhecimentos sobre os sistemas meteorológicos atuantes e suas conseqüências sobre esta região. As análises foram feitas a partir da precipitação diária registrada em estações pluviométricas, imagens de satélites e dados de reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). O primeiro caso foi de um Vórtice Ciclônico Troposférico de Altos Níveis (VCAN) formado sobre o Oceano Atlântico Equatorial nos primeiros dias de janeiro de 2000, e intensificando-se nos dias 4 e 5, quando um de seus ramos ativos esteve sobre o NEB. O posicionamento da Alta da Bolívia sobre a costa oeste da América do Sul, a circulação anticiclônica, associada ao vórtice, próxima à costa oeste da África, e a posição mais equatorial do jato subtropical do Hemisfério Norte (HN), pareceram ser elementos indispensáveis para a gênese, persistência e controle dos deslocamentos do VCAN sobre o NEB. O segundo caso estudado, entre os dias 31 de julho e 02 de agosto de 2000, foi gerado pela confluência de dois sistemas de escala sinótica, uma perturbação ondulatória no campo dos ventos alísios, proveniente de E-SE, e restos de um sistema frontal, cujo centro de baixa pressão se encontrava sobre o Oceano Atlântico. Dessa interação, desenvolveu-se de um complexo convectivo intenso sobre a Costa Leste do NEB. O complexo atingiu a máxima intensidade na madrugada de 01 de agosto, quando os totais pluviométricos atingiram 300mm/dia no litoral sul de Pernambuco. No dia seguinte, o complexo convectivo se deslocou para o norte, sobre o litoral da Paraíba e Rio Grande do Norte, onde os totais pluviométricos registrados foram menores, mas significativos, alcançando cerca de 100mm/dia.

ABSTRACT

DA SILVA, Ana Beatriz Porto. Studies of two extreme cases of precipitation on Costa Leste of the Northeast of Brazil. Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion. Maceió – AL: UFAL; 2002. Dissertation (Master in Meteorology).

In this study the genesis of two cases of extreme events of precipitation was analyzed on Costa Leste of the Northeast of Brazil (NEB), happened during the period of October of 1999 to September of 2000, with the aprior objective the knowledge on the systems meteorological atuantes and its consequences on this area. Analyze them they were done starting from the daily precipitation registered in stations pluviométricas, images of satellites and data of reanálises of National Centers it goes Environmental Prediction (NCEP). THE first case was of a Cyclonic Vortex Tropospheric of High Levels (VCAN) formed on the Ocean Atlantic in the first days of January of 2000, and intensifying on 4 and 5, when one of its active branches was on NEB. The positioning of the discharge of Bolivia on the coast west of South America, the circulation anticiclónica, associated to the vortex, close to the coast west of Africa and the position more equatorial of the subtropical jet of Northern Hemisphere (HN), they seemed to be indispensable elements for the genesis, persistence and control of the displacements of VCAN on NEB. The second studied case, between July 31 and August 02, 2000, it was generated by the fork of two systems of scale sinoptic, a disturbance ondulator in the field of the trade winds, coming of it is BEEN, and remains of a front system, whose center of low pressure met on the Ocean Atlantic. Of that interaction it was developed of a complex intense convectivo on Costa Leste of NEB. The complex reached the maximum intensity in the dawn of August 01, when the precipitations exceeded 260mm/dia in the coast north of Alagoas. The following day, the complex moved for the north, on the coast of Paraíba and Rio Grande do Norte where the total registered pluviométricos was smaller.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO -----	VI
ABSTRACT -----	VII
LISTA DE FIGURAS -----	X
LISTA DE TABELAS -----	XV
LISTA DE ABREVIATURAS -----	XVI
1. INTRODUÇÃO -----	01
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA -----	03
2.1 – <i>Sistemas produtores de chuvas no Nordeste</i> -----	03
2.1.1 – <i>Zona de Convergência Intertropical</i> -----	03
2.1.2 – <i>Sistemas Frontais</i> -----	05
2.1.3 – <i>Zona de Convergência do Atlântico Sul</i> -----	07
2.1.4 – <i>Ventos Alísios e Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios</i>	09
2.1.5 – <i>Brisas Marítima e Terrestre</i> -----	13
2.1.6 – <i>Vórtices Ciclônicos Troposféricos de Altos Níveis</i> -----	16
2.1.6.1 – <i>VCAN em latitudes tropicais</i> -----	16
2.1.6.2 – <i>VCAN em latitudes subtropicais ou desprendidos</i> -----	18
2.2 – <i>Climatologia da precipitação no Nordeste</i> -----	18
2.3 – <i>Sistemas produtores de chuva no setor Leste do NEB</i> -----	20
3. MATERIAL E MÉTODOS -----	23
3.1 – <i>Localização da área experimental</i> -----	23
3.2 – <i>Informações pluviométricas</i> -----	24
3.3 – <i>Imagens de satélite</i> -----	25
3.4 – <i>Análise da estrutura vertical</i> -----	26
3.5 – <i>Metodologia</i> -----	27
3.5.1 – <i>Evento de janeiro de 2000</i> -----	28
3.5.2 – <i>Evento de julho/agosto de 2000</i> -----	29
3.5.3 – <i>Variáveis utilizadas</i> -----	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES -----	31
4.1 – <i>Estudo do evento de janeiro de 2000</i> -----	31
4.1.1 – <i>Análise dos campos de precipitação</i> -----	31
4.1.2 – <i>Análise sinótica das imagens de satélite</i> -----	32

4.1.3 – Análise sinótica da estrutura vertical -----	41
4.1.4 – Análise climatológica para janeiro de 2000 -----	59
4.1.5 – Modelo conceitual do evento analisado -----	62
4.2 – Estudo do evento de julho/agosto de 2000 -----	63
4.2.1 – Análise dos campos de precipitação -----	63
4.2.2 – Análise sinótica das imagens de satélite -----	66
4.2.3 – Análise sinótica da estrutura vertical -----	70
4.2.4 – Modelo conceitual do evento analisado -----	88
5. CONCLUSÕES -----	90
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	92
ANEXOS -----	97

LISTA DE FIGURAS

	Página
FIGURA 01- Altura da base da inversão sobre o Oceano Atlântico, desde a costa Norte e Sul da África até a costa das Américas do Norte e do Sul (HASTENRATH, 1985).-----	10
FIGURA 02- Diferença de temperatura desde a base até o topo da inversão sobre o Oceano Atlântico, desde a costa Norte e Sul da África até a costa das Américas do Norte e do Sul (HASTENRATH, 1985).-----	11
FIGURA 03- Formação da brisa marítima durante o dia e da brisa terrestre em direção ao oceano, durante a noite. -----	15
FIGURA 04- Mapa da Região do Nordeste do Brasil, seus respectivos estados e localização espacial da Região da Costa Leste do Nordeste.-----	23
FIGURA 05- Precipitação pluviométrica diária (mm) durante o mês de janeiro de 2000 em algumas estações pluviométricas do Estado de Alagoas (a) e Pernambuco (b). -----	31
FIGURA 06- Precipitação pluviométrica diária (mm) durante o mês de janeiro de 2000 em algumas estações pluviométricas do Estado da Paraíba (a) e Rio Grande do Norte (b). -----	32
FIGURA 07- Imagens de satélite do GOES-8 no canal espectral infravermelho para os dias 02 e 03 de janeiro de 2000. (a) dia 02 às 06:00UTC e (b) dia 03 às 18:00UTC. -----	33
FIGURA 08- Imagens de satélite do GOES-8 no canal espectral infravermelho para os dias 04 a 07 de janeiro de 2000. (a) dia 04 às 12:00UTC; (b) dia 05 às 12:00UTC; (c) dia 06 às 12:00UTC e (d) dia 07 às 15:00UTC. -----	34
FIGURA 09- Mosaicos de imagens de satélites geoestacionários e de órbita polar, no canal espectral infravermelho, mostrando o evento de janeiro de 2001 para os dias: (a) 02 às 02:15UTC; (b) 02 às 12:45UTC; (c) 03 às 02:15UTC e (d) 03 às 12:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA). -----	37
FIGURA 10- Mosaicos de imagens de satélites geoestacionários e de órbita polar, no canal espectral do vapor d'água, mostrando o evento de janeiro de 2001 para os dias: (a) 02 às 01:15UTC; (b) 02 às 12:15UTC; (c) 03 às 01:15UTC e (d) 03 às 12:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA). -----	39

FIGURA 11-	Zoom sobre o NEB e Oceano Atlântico próximo da costa oeste da África dos mosaicos de satélites, canal do vapor d'água, para janeiro de 2001 nos dias: (a) 02 às 12:15UTC; (b) 02 às 21:15UTC; (c) 03 às 09:15UTC e (d) 03 às 15:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA). -----	40
FIGURA 12-	Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) às 12UTC, em 200hPa, para: (a) 28 de dezembro e (b) 29 de dezembro de 1999. -	41
FIGURA 13-	Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) às 12UTC, em 200hPa, para: (a) 30 de dezembro e (b) 31 de dezembro de 1999.--	42
FIGURA 14-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 01 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.-----	43
FIGURA 15-	Campos de: (a) vorticidade absoluta ($10^5.s^{-1}$), (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) e (c) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) para 01 de janeiro às 12UTC, em 200hPa. -----	45
FIGURA 16-	Campos de: (a) temperatura potencial virtual em 300hPa (K) e (b) água precipitável (mm) para 01 de janeiro às 12UTC.-----	46
FIGURA 17-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 02 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.-----	47
FIGURA 18-	Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 02 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.-----	48
FIGURA 19-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 03 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.	49
FIGURA 20-	Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 03 de janeiro às 12UTC, em 200hPa. -----	50
FIGURA 21-	Campos de: (a) temperatura potencial virtual (K), (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) e (c) água precipitável (mm) para 03 de janeiro às 12UTC, em 300hPa. -----	51
FIGURA 22-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 04 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.	52
FIGURA 23-	Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 04 de janeiro às 12UTC, em 200hPa. -----	53
FIGURA 24-	Campos de: (a) temperatura potencial virtual em 300hPa (K) e (b) água precipitável (mm) para 04 de janeiro, às 12UTC. -----	54

- FIGURA 25-** Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em: (a) 300hPa (b) 200hPa para 05 de janeiro, às 12UTC. ----- 55
- FIGURA 26-** Campos de: (a) umidade específica em 300hPa ($g.kg^{-1}$) e (b) água precipitável (mm) para 05 de janeiro às 12UTC. ----- 56
- FIGURA 27-** Campos de vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$): (a) em 400hPa e (b) em 200hPa para 05 de janeiro às 12UTC. ----- 56
- FIGURA 28-** Seção vertical do campo de velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 05 de janeiro, às 12UTC: (a) $45^{\circ}W$, lado esquerdo do VCAN e (b) $30^{\circ}W$, lado direito do VCAN. ----- 57
- FIGURA 29-** Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 06 de janeiro às 12UTC, em 200hPa. 58
- FIGURA 30-** Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 07 de janeiro às 12UTC, em 200hPa. 59
- FIGURA 31-** TSM ($^{\circ}C$) para janeiro de 2000: (a) *média mensal* e (b) *anomalias*. Fonte: CPC/janeiro de 2000. ----- 60
- FIGURA 32-** Campos de: (a) anomalias de pressão ao nível do mar e (b) média mensal da direção e velocidade do vento ($m.s^{-1}$) em 850hPa, para janeiro de 2000. Fonte: CPC/janeiro de 2000. ----- 60
- FIGURA 33-** Direção e velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para janeiro de 2000, em 200hPa: (a) *média mensal* e (b) *anomalias*. Fonte: CPC/janeiro de 2000. ----- 61
- FIGURA 34-** Campos de: (a) divergência horizontal média ($10^{-6}.s^{-1}$) e (b) anomalias de radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), para janeiro de 2000 em 200hPa. Fonte: CPC/janeiro de 2000. ----- 61
- FIGURA 35-** Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado de Alagoas, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000. ----- 63
- FIGURA 36-** Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado de Pernambuco, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000. ----- 64
- FIGURA 37-** Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado da Paraíba, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000. ----- 65
- FIGURA 38-** Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações

	pluviométricas do Estado do Rio Grande do Norte, durante o mês de (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000. -----	65
FIGURA 39-	Imagens infravermelhas do GOES-8 para os dias 28 a 30 de julho de 2000: (a) dia 28 às 06:00UTC, (b) dia 28 às 18:00UTC, (c) dia 29 às 18:00UTC e dia 30 às 12:00UTC. -----	66
FIGURA 40-	Imagens infravermelhas do GOES-8 de 31 de julho de 2000 (a) às 12:00UTC e (b) às 18:00UTC. -----	67
FIGURA 41-	Imagem do satélite GOES-8 de 31 de julho de 2000, às 18:00UTC, sobre o NEB. -----	68
FIGURA 42-	Imagens infravermelhas do GOES-8 para os dias 01 e 02 de agosto de 2000: (a) dia 01 às 00:00UTC, (b) dia 01 às 09:00UTC, (c) dia 01 às 15:00UTC e (d) dia 02 às 15:00UTC. -----	69
FIGURA 43-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 1000hPa.-	70
FIGURA 44-	Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 1000hPa.-	71
FIGURA 45-	Campos de: (a) advecção de temperatura em 1000hPa ($K.s^{-1}$) e (b) água precipitável (mm), para 30 de julho às 12UTC. -----	72
FIGURA 46-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 850hPa.---	73
FIGURA 47-	Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 850hPa.--	73
FIGURA 48-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 500hPa.--	74
FIGURA 49-	Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 500hPa.-----	75
FIGURA 50-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 1000hPa.-	76
FIGURA 51-	Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 1000hPa.-	76
FIGURA 52-	Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 850hPa.---	77
FIGURA 53-	Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 850hPa.--	78

FIGURA 54- Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 500hPa.--	79
FIGURA 55- Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 31 de julho de 2000 às 12UTC, em 500hPa.-----	79
FIGURA 56- Seção vertical do campo de velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 31 de julho de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.-----	80
FIGURA 57- Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 1000hPa.-----	81
FIGURA 58- Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 1000hPa.-----	82
FIGURA 59- Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) umidade específica ($g.kg^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 850hPa.-	83
FIGURA 60- Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 850hPa.-----	83
FIGURA 61 Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 500hPa -----	84
FIGURA 62 Seção vertical do campo de velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 01 de agosto de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.-----	85
FIGURA 63- Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5.s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 500hPa.-----	86
FIGURA 64- Campos de: (a) umidade específica ($g.kg^{-1}$) em 850hPa e (b) divergência do fluxo de umidade ($10^7.s^{-1}.g.kg^{-1}$) em 925hPa para 02 de agosto às 12UTC.-----	87
FIGURA 65- Seção vertical do campo de velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 02 de agosto de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.-----	88

LISTA DE TABELAS

	Página
TABELA 01- Relação das estações pluviométricas do estado de Alagoas e Pernambuco utilizadas nesse estudo, e suas coordenadas geográficas.-----	24
TABELA 02- Relação das estações pluviométricas do estado da Paraíba e Rio Grande do Norte, utilizadas neste estudo, e suas coordenadas geográficas.-----	25
TABELA 03- Relação das variáveis e equações, utilizadas durante a análise dos eventos.-----	30

LISTA DE ABREVIATURAS

ATSM	Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
CISK	Instabilidade Condicional de Segunda Ordem
COLA	Center for Ocean Land Atmosphere Interactions
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	<i>Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos</i>
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
EMPARN	Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte
FGGE	First Garp Global Experiment
GHCC	Global Hydrology and Climate Center
GrADS	Grids Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
LMRS-PB	Laboratório de Meteorologia Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba
MSFC	Marshall Space Flight Center
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste do Brasil
NNB	Norte do Nordeste do Brasil
NMRH-AL	Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos de Alagoas
POA	Perturbação Ondulatória nos Alísios
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	Unidade de Tempo de Referência
VCAN	Vórtices Ciclônicos Troposféricos de Altos Níveis
ZCA	Zona de Confluência dos Alísios
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCEN	Zona de Convergência do Este do NEB
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1. INTRODUÇÃO

No aspecto sócio-econômico, a região Leste do Nordeste do Brasil (NEB), tem potencial para um grande desenvolvimento regional. Esta região concentra grande parte da população economicamente ativa do NEB, com pronunciado desenvolvimento da agroindústria e pouca diversificação do cultivo agrícola, que consiste na monocultura da cana-de-açúcar. A precipitação é considerada a variável meteorológica de maior importância para o NEB, pois o cultivo agrícola depende direta e crucialmente da pluviometria da região.

A Costa Leste é uma região atípica no que se refere à precipitação, em comparação às áreas do interior do NEB, apresentando uma grande variação na distribuição espacial e temporal das chuvas. O período mais chuvoso ocorre entre abril e julho com 60% da quantidade anual das chuvas, com índices pluviométricos anuais altos, podendo superar 2000mm (MOLION e BERNARDO, 2000).

A grande variabilidade temporal e espacial do regime pluviométrico na Costa Leste do NEB, está associada às interações entre sistemas meteorológicos de mesoescala e macroescala. Por conseguinte, a atuação simultânea ou não desses sistemas e seus posicionamentos relativos são responsáveis por chuvas muito acima ou muito abaixo da normal climatológica, podendo, desta forma, provocar tanto secas como enchentes. Um melhor conhecimento dos sistemas meteorológicos de escala sinótica e de escala menor e suas interações atuantes na região durante a ocorrência de eventos de chuvas intensas são fundamentais para a previsão de eventos futuros similares.

Dos diversos sistemas que produzem precipitações extremas na Costa Leste do NEB, destacam-se os vórtices ciclônicos troposféricos de altos níveis (VCAN) como um dos responsáveis pela precipitação durante a estação seca, novembro a fevereiro. Dependendo do posicionamento geográfico do seu centro de subsidência, os vórtices podem intensificar a precipitação fazendo com que apresente totais mensais superiores a 300% das normais climatológicas ou contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente nas localidades sob a região de movimento descendente.

Por sua importância para o regime pluviométrico da Costa Leste do NEB, foi escolhido, para esse estudo, um caso de VCAN ocorrido em janeiro de 2000, o qual ocasionou um aumento significativo na taxa de precipitação desta região. Foi feita uma análise sinótica deste vórtice, tendo como objetivo analisar os mecanismos dinâmicos que geraram a formação do vórtice e suas características.

As Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA) geralmente estão associados a sistemas convectivos e são um dos principais responsáveis por elevadas taxas de precipitação sobre a Costa Leste do NEB, durante a estação chuvosa, a qual ocorre entre os meses de abril a julho. Portanto, é extremamente importante um maior conhecimento sobre a evolução temporal e espacial desses sistemas.

O outro evento extremo escolhido ocorreu no período entre os dias 31 de julho a 02 de agosto de 2000, durante a estação chuvosa desta região, e originou-se do encontro de restos de um sistema frontal com POA exatamente sobre a Costa Leste do NEB. Esse evento teve a duração de apenas três a quatro dias, com precipitações ocorrendo em um curto espaço de tempo, mas com grande intensidade. As fortes chuvas causaram um enorme prejuízo social. O número de mortos pelas chuvas em Alagoas chegou a 37 e 80 mil pessoas ficaram desabrigadas, e em Pernambuco estes números foram 18 e 53 mil, respectivamente, como consequência das inundações e deslizamentos de barreiras associadas às chuvas extremas. Estas chuvas não apenas causaram a destruição de pontes ou ameaçaram vidas humanas e a vida dos animais, mas elas também causaram outros efeitos como a erosão do solo, a interferência na irrigação de terras e uma série de outros problemas de forte impacto na economia da região.

Portanto, o principal objetivo deste estudo, foi o de aprimorar os conhecimentos sobre os sistemas meteorológicos atuantes na Costa Leste do NEB e suas consequências sobre esta região, a partir de estudos de casos de eventos extremos de precipitação.

Uma revisão dos diversos sistemas que podem produzir precipitações intensas sobre o NEB e mais especificamente sobre a Costa Leste do NEB, tanto em escala global quanto regional e local, são descritos na parte 2. A metodologia adotada e os dados utilizados, para a análise sinótica dos eventos extremos, são mostrados na parte 3. Na parte 4, são apresentados os resultados para os dois casos escolhidos de eventos extremos de precipitação, durante o ano hidrológico citado acima, e feita uma discussão a partir das análises sinóticas dos mesmos. Finalmente, na parte 5, são tiradas algumas conclusões e apresentadas sugestões para a realização de trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Sistemas produtores de chuvas no Nordeste

Os principais sistemas de escala global e escalas regional e local que produzem ou inibem chuvas no NEB são:

– mecanismos de grande escala – entre eles a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e sistemas frontais. São responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação observada, dependendo da região;

– mecanismos de mesoescala – como complexos convectivos, brisas marítima e terrestre e POA;

– mecanismo de micro escala – são as circulações orográficas e pequenas células convectivas.

2.1.1 - Zona de Convergência Intertropical

A circulação tropical mediada longitudinalmente mostra movimentos de ar, próximo à superfície, em direção ao equador nos subtrópicos de cada hemisfério, convergindo e ascendendo próximo ao equador, e na direção aos pólos nos níveis superiores. A essa circulação chama-se de célula de Hadley. Em muitas regiões, especialmente sobre os oceanos, o ramo ascendente da circulação de Hadley corresponde a ZCIT, uma banda de movimentos de leste para oeste de convecção intensa.

A ZCIT está associada à ocorrência simultânea de uma série de processos, todos interagindo entre si para formá-la tais como: a zona de confluência dos ventos alísios de sudeste, oriundos do sistema de alta pressão subtropical do Hemisfério Sul (HS) e dos ventos alísios de nordeste, oriundos do sistema de alta pressão subtropical do Hemisfério Norte (HN), o cavado equatorial, a zona de máxima temperatura da superfície do mar e a zona de máxima cobertura de nuvens convectivas.

Segundo NIEUWOLT (1977), sobre a ZCIT as condições do tempo são geralmente caracterizadas por freqüentes trovoadas. A precipitação possui grande distribuição local, com grandes quantidades caindo sobre áreas pequenas, claramente delimitadas.

PAEGLE (1987) mostra que a atividade da ZCIT tem uma taxa de aquecimento muito grande (resultante da liberação de calor latente de condensação). O aquecimento pode ser, localmente, muito maior do que os efeitos radiativos. Por exemplo, 20mm de chuva (produzida geralmente em um dia nos trópicos) são suficientes para aquecer a troposfera inteira em torno de 6°C, através da liberação do calor latente. Para se ter uma idéia do que isso representa, a radiação solar é suficiente para aquecer a coluna de ar inteira em menos do que 2°C por dia e perdas por emissão de radiação infravermelha geralmente cancelam esse aquecimento.

Sobre os oceanos, a posição média da ZCIT se encontra geralmente a uns poucos graus ao norte do equador, devido à circulação atmosférica ser mais forte e as correntes oceânicas mais frias ocorrerem no HS. Sobre o Oceano Atlântico, durante os meses de março a abril, a ZCIT encontra-se em uma posição mais para sul, cerca de 4°S, do que nos meses de agosto a setembro, quando sua posição encontra-se mais para norte, cerca de 14°N.

A ZCIT é o principal mecanismo responsável pelas chuvas que ocorrem no norte do Nordeste do Brasil (NNE), entre fevereiro a maio, que é o período da estação chuvosa nesta região (FERNANDES, 1998). A ZCIT quando muito ativa, aumenta o gradiente de pressão entre o equador e os subtropicais, facilitando assim uma maior penetração de sistemas frontais em latitudes tropicais, produzindo mais chuvas sobre a Costa Leste.

Imagens de satélite indicam que, em anos em que os sistemas frontais, tanto no HS quanto no HN, penetram até as latitudes equatoriais, a intensidade da ZCIT parece aumentar, como é o caso dos anos de eventos de La Niña como, por exemplo, em 2000. É possível que essas penetrações modulem as variações dos ventos alísios, e totais pluviométricos correspondentes. A variação dos ventos alísios pode ser uma das causas das alterações em intensidade e posicionamento da ZCIT (NAMIAS, 1972).

Uma importante questão que UVO et al. (1988) colocaram é até que ponto a posição latitudinal da ZCIT poderia ser utilizada como elemento precursor da estação chuvosa do Nordeste. Eles procuraram abordar esta questão, através da análise da influência da posição da ZCIT sobre a precipitação do Nordeste, usando séries históricas da posição latitudinal da ZCIT, ao longo dos meridianos de 35°W, 40°W e 45°W. Eles observaram que a diferença mais significativa, entre anos secos e chuvosos, ocorre na época em que a ZCIT e a Zona de Confluência dos Alísios (ZCA) retornam para suas posições mais ao norte. Durante os anos secos, ambos (ZCIT e ZCA) atingem suas posições mais ao sul em fevereiro e iniciam seu retorno para o norte em fins de fevereiro e início de março. Para os anos chuvosos, elas atingem suas posições mais ao sul em março e abril, iniciando seu retorno para o norte apenas

no início de maio. Em relação à previsão das anomalias de precipitação do Nordeste, a correlação entre a posição da ZCIT antes do início da estação chuvosa do Nordeste e a anomalia de precipitação nesta região, é relativamente baixa, o que tende a indicar que a posição da ZCIT não é por si só um bom precursor das anomalias de precipitação do Nordeste.

Sobre o NEB, em alguns anos, estabelecem-se, anomalias climáticas (secas e enchentes), que estão intimamente relacionadas com as anomalias nos padrões atmosféricos e oceânicos de grande escala. Vários estudos, por exemplo, SOUZA et al., 1998 e 1999 sugerem que, sobre o Atlântico Tropical, durante os meses de outono austral, pode estabelecer-se um padrão caracterizado pela manifestação simultânea de anomalias positivas e negativas de temperatura da superfície do mar (ATSM), conhecido como dipolo do Atlântico. Quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão com ATSM positivas (negativas) e as do Atlântico sul com ATSM negativas (positivas), o dipolo está na fase positiva (negativa). Esse padrão térmico inverso gera, o aparecimento de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico sobre o Atlântico equatorial, exercendo assim influências diretas na manutenção, intensidade e deslocamento norte-sul da ZCIT.

HASTENRATH e HELLER (1977), mostraram que a ZCIT estava deslocada em direção as ATSMs. Eles sugeriram que a região do NEB é sensível a posição da ZCIT sobre o Oceano Atlântico. Um pequeno deslocamento em direção ao norte de uma ATSM positiva muda a banda de chuva para o norte, suficiente para produzir serias condições de secas sobre o NEB.

2.1.2 – Sistemas Frontais

Os sistemas frontais formam-se inicialmente onde duas massas de ar de temperatura e umidade diferentes se encontram. Esse encontro é provocado pela presença de um gradiente de pressão, que impulsiona uma massa na direção da outra. Do contato entre as massas, ocorre o aparecimento de uma frente na superfície, separando o ar frio do ar quente. É iniciado um processo de trocas de propriedades, surgindo com isso um pequeno distúrbio ao longo da frente.

A trajetória dos sistemas frontais sobre a América do Sul possui um deslocamento de oeste para leste, do Oceano Pacífico para o Oceano Atlântico. Esses sistemas, geralmente, têm uma orientação sudoeste para nordeste sobre a América do Sul, podendo afetar tanto o

sul/sudeste do Brasil, como prosseguir e afetar o NEB. Outras vezes, os sistemas passam pelo sul desse continente com uma trajetória mais zonal e não influenciam o Brasil. Os sistemas frontais estão associados a cavados que se estendem dos baixos aos altos níveis.

A sua intensificação ou dissipação está relacionada com as características atmosféricas sobre o continente ou com as variações no escoamento, que podem ter origem em regiões distantes. A intensificação de um sistema frontal no sul/sudeste do Brasil está associada, muitas vezes ao escoamento de ar quente e úmido das latitudes tropicais, o qual possui uma componente dirigida para o sul nos baixos níveis. O ar quente e úmido ao encontrar-se com a massa de ar fria proveniente das altas latitudes, sofre uma rápida ascensão com formação de nuvens de grande profundidade.

A penetração até latitudes tropicais ocorre mais frequentemente durante o inverno do HS, pois o posicionamento médio da ZCIT (equador meteorológico) está em torno de 10°N a 14°N nessa época. Através de imagens de satélite, PARMENTER (1976) analisou um forte sistema frontal que cruzou latitudes tropicais entre 13 a 21 de julho de 1975. O sistema frontal havia entrado no Chile e Argentina em 12 de julho e atravessou o equador nove dias depois. Temperaturas muito frias no sul do Brasil e atividade de trovoadas diariamente sobre a bacia do rio Amazonas foram registradas. A injeção desse ar frio dentro de latitudes tropicais, inibiu a atividade convectiva normal.

Uma análise das interações entre os sistemas frontais e a convecção tropical sobre a Amazônia, feita para o período de 1979-1984 por OLIVEIRA (1986), mostrou que, é preciso que, os sistemas frontais tenham ampla penetração continental aproximadamente entre 15°S e 25°S . Tais sistemas apresentam uma faixa de nebulosidade convectiva associada, orientada preferencialmente na direção noroeste/sudeste, e localizando-se sobre a região Amazônica e a parte central do Brasil. Essa formação é mais freqüente sobre o continente, nos meses de convecção tropical mais intensa, principalmente de outubro a março. Pode-se observar nesses sistemas, a existência de forte advecção de ar frio e subsidência, no lado polar da faixa de nebulosidade convectiva e advecção de ar quente e movimento ascendente dentro desta faixa.

No ano seguinte PAEGLE (1987) discutiu os mecanismos responsáveis pela penetração de frentes na América do Sul para dentro da Bacia Amazônica. Ele sugeriu que a direção anticiclônica da trajetória dos distúrbios de latitudes médias, nas vizinhanças de montanhas, pode ser importante. Isso pode explicar o movimento em direção ao equador de sistemas frontais sobre o lado leste dos Andes. O fato das penetrações frontais do HN nos trópicos serem mais freqüentes pode ser explicado pelo fato de que a maioria das massas de ar polar do HS é de origem marítima. Conseqüentemente, elas não são tão frias quanto às

correspondentes massas de ar no período de inverno do HN, onde existem enormes áreas em latitudes mais altas, o que resulta em temperaturas frias nos baixos níveis.

Precipitações acima da normal climatológica ocorreram, no mês de outubro do ano de 1993 no Estado de Sergipe. SOUZA e COSTA (1994) realizaram um estudo observacional, visando identificar e analisar a atuação do sistema frontal responsável por estas precipitações intensas. Nesse período, observou-se a presença de uma frente fria, oriunda de latitudes subtropicais, que esteve atuando no setor Leste do NEB, induzindo a instabilidade convectiva sobre essa região. Os ventos predominantes foram de leste/sudeste, favorecendo o transporte de umidade para o continente. A temperatura do ar esteve abaixo da média climatológica e a umidade relativa do ar registrada neste intervalo foi de praticamente 100%, mostrando que a atmosfera esteve bastante instável nessa região.

2.1.3 - Zona de Convergência do Atlântico Sul

A ZCAS é formada por uma forte banda de convecção, a qual estende-se sobre a América do Sul, desde a região Amazônica, passando pela região Sudeste e alcançando o centro do Oceano Atlântico Sul, portanto, com orientação noroeste/sudeste. Essa faixa de atividade convectiva associada ao cavado médio mensal ou sazonal é a chamada ZCAS mensal ou sazonal, respectivamente. Essa zona reflete uma interação entre os sistemas tropical e extratropical. Tem como padrão típico um escoamento sobre a região Sul do Brasil composto pelo escoamento de norte, localizado a oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul e reforçado pelo escoamento de noroeste, vindo do Brasil Central e sul da Amazônia. A ZCAS é mais freqüente na primavera e verão, provoca grande precipitação em toda a região central e leste do Brasil.

Algumas vezes, quando uma zona frontal permanece estacionária sobre o leste do Brasil, claramente a faixa de nuvens pode se estender sobre o Oceano Atlântico caracterizando esta zona de convergência em baixos níveis.

Para a formação de ZCAS, é necessária uma instabilidade convectiva, uma forte convergência de umidade em baixos níveis e frontogênese nos campos de temperatura potencial equivalente. Tendo assim, como principais características à profundidade, a vortacidade anticiclônica nos altos níveis sobre a região, podendo ter a permanência por 4 dias ou mais de uma frente associada causando, muitas vezes, precipitação pesada principalmente no verão por vários dias. Pode-se verificar, que a distribuição de chuva não é uniforme em

toda a extensão da ZCAS com sub-regiões que recebem muita ou pouca precipitação, o que é indicativo de efeitos regionais ou locais.

QUADRO e ABREU (1994) analisaram vários episódios de ZCAS no período de 1980 a 1989, procurando entender melhor o comportamento desse sistema em termos de seu posicionamento e intensidade. Esse estudo mostrou algumas características marcantes nos campos atmosféricos analisados, sendo algumas delas:

- convergência de umidade em baixos e médios níveis na região das ZCAS;
- escoamento em 500hPa mostrando um cavado sobre a costa leste da América do Sul e uma faixa de movimento vertical ascendente, ambos orientados na direção da ZCAS e um gradiente intenso de temperatura ao sul da faixa, na baixa troposfera;
- faixa de vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis, criando as condições para o desenvolvimento do fenômeno.

Concluíram que a ZCAS manifesta-se desde a baixa até a alta troposfera, e que parte da umidade é transportada para cima da média troposfera. Foi verificado que esta banda de nebulosidade convectiva geralmente estaciona sobre a região Sudeste, Brasil Central, norte do Paraná e sul do Estado da Bahia. Geralmente, no mês de dezembro, a ZCAS permanece em regiões mais ao norte no continente e até o final do verão ela tende a permanecer mais para o sul.

Durante os meses de novembro a março é comum, a permanência de uma faixa de intensa atividade convectiva (com a mesma orientação da ZCAS sazonal), estacionada sobre a região sudeste ou arredores, com duração de alguns dias até duas semanas. Esta é a chamada ZCAS episódica. A presença de ZCAS sazonal se deve, em grande parte, a atuação de uma ou várias ZCAS episódicas durante a estação.

A ZCAS episódica ocorre entre novembro a março aproximadamente, 4 a 6 vezes ao ano, sua posição mais frequente é o leste e norte de São Paulo, sul e oeste de Minas Gerais e Rio de Janeiro, com duração de 4 a 10 dias (média de 7 dias). Os ventos de superfície são de fracos a moderados e confluentes, exceto no início da chegada da frente fria do quadrante noroeste, norte e nordeste. A formação da ZCAS episódica ocorre com uma relativa baixa pressão sobre a América do Sul tropical, aproximação de uma frente fria do sul e intensificação do cavado da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Surge uma crista ao sul do centro de baixa pressão e a baixa ou cavado permanece ancorado no litoral sudeste por alguns dias. A dissipação acontece com o centro de baixa de superfície afastando-se para leste, o cavado no litoral sudeste desintensificando, e a alta subtropical aproxima-se do litoral. O fim

muita vezes acontece com a chegada de uma massa de ar frio relativamente intensa, SATYAMURTY (1988).

Uma única ocorrência de chuvas fortes associadas à formação de ZCAS não pode ser atribuída a fenômenos de grande escala como El Niño, La Niña ou Oscilação Sul. Os fenômenos de grande escala podem afetar as anomalias de chuvas em escalas temporais da ordem de meses e trimestres. Para explicar as chuvas fortes associadas a ZCAS devemos estudar as circulações regionais e as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico adjacente.

2.1.4 – Ventos Alísios e Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios

A região entre os cinturões de alta pressão, localizados em torno de 30°N e 30°S, a ZCIT e a circulação geral de baixo nível sobre os oceanos em ambos os hemisférios são dominadas por fortes e persistentes ventos de leste, os alísios. Esses ventos sopram de leste/nordeste no HN e de leste/sudeste no HS, cobrindo grandes áreas (NIEUWOLT, 1977). A corrente desvia-se um pouco mais em direção ao equador no inverno do que no verão. Em janeiro a quebra na direção dos ventos alísios ocorre aproximadamente a 5°S. No entanto, em julho o vento de sul ocupa a faixa de 0-15°N. Os alísios quase duplicam sua intensidade do verão para o inverno. A persistência dos alísios atinge aproximadamente 80%, com nenhum outro regime de ventos tão persistentes como na região tropical.

A estrutura vertical dos alísios é caracterizada pela inversão da temperatura e da umidade, pois o ar dos alísios origina-se de ar tropical (ou de ar polar que se transforma sobre o oceano) e do ar polar novo depois da inversão. A inversão dos alísios é talvez, a mais importante das válvulas reguladoras da circulação geral, atuando como uma forte tampa opondo-se ao desenvolvimento vertical das nuvens. O topo da camada de nuvens está correlacionado com a base da inversão, não porque os topos das nuvens agem para produzir a inversão, mas porque a inversão é uma formidável tampa, que os cumulus mais baixos raramente ultrapassam (HASTENRATH, 1985)

Pode ser visto através da Figura 01, que em latitudes subtropicais ao leste do Oceano Atlântico, ao longo das costas norte e sul da África, a base da inversão é observada no nível de 500m em torno das costas noroeste e sudoeste da África, dali ela se eleva em direção à oeste da bacia do Atlântico atingindo até 1000m-1500m alcançando algumas vezes até 2500m na zona equatorial. A altura da inversão aumenta em direção do equador e lá desaparece. Por

isso a altura de nuvens Cumulonimbus cresce em direção ao equador, onde se forma Cumulonimbus congestus e Cumulonimbus (Fedorova, 1999).

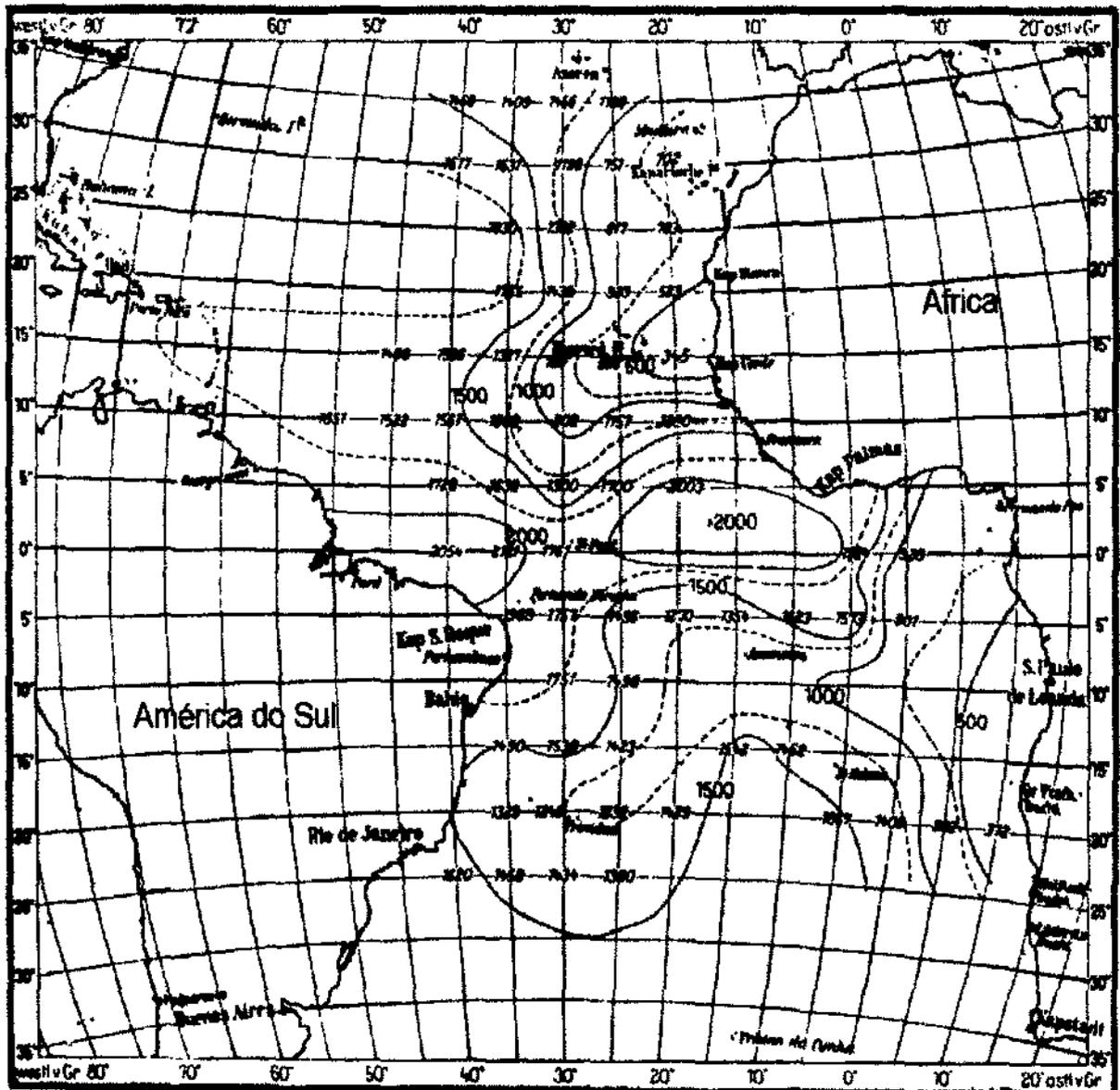


FIGURA 01 – Altura da base da inversão sobre o Oceano Atlântico, desde a costa Norte e Sul da África até a costa das Américas do Norte e do Sul (HASTENRATH, 1985).

A temperatura aumenta no sentido e ao longo da corrente dos alísios, portanto, cresce também o calor sensível de qualquer parcela de ar que se movimentava no mesmo sentido ao longo do topo da inversão. A inversão de temperatura diminui conforme a inversão se eleva, como mostrado na Figura 02, onde se vê que a inversão de temperatura é maior próximo à costa sudoeste da África, em torno de 8°C, e noroeste da África, próximo de 5°C. A diferença

de temperatura decresce para menos do que 1°C na região equatorial, e para menos do que 2°C sobre a parte oeste do Oceano Atlântico. A umidade relativa decresce desde a base até o topo da inversão, tendo uma queda mais acentuada sobre as partes orientais do Atlântico, em torno de 60% e 70%.

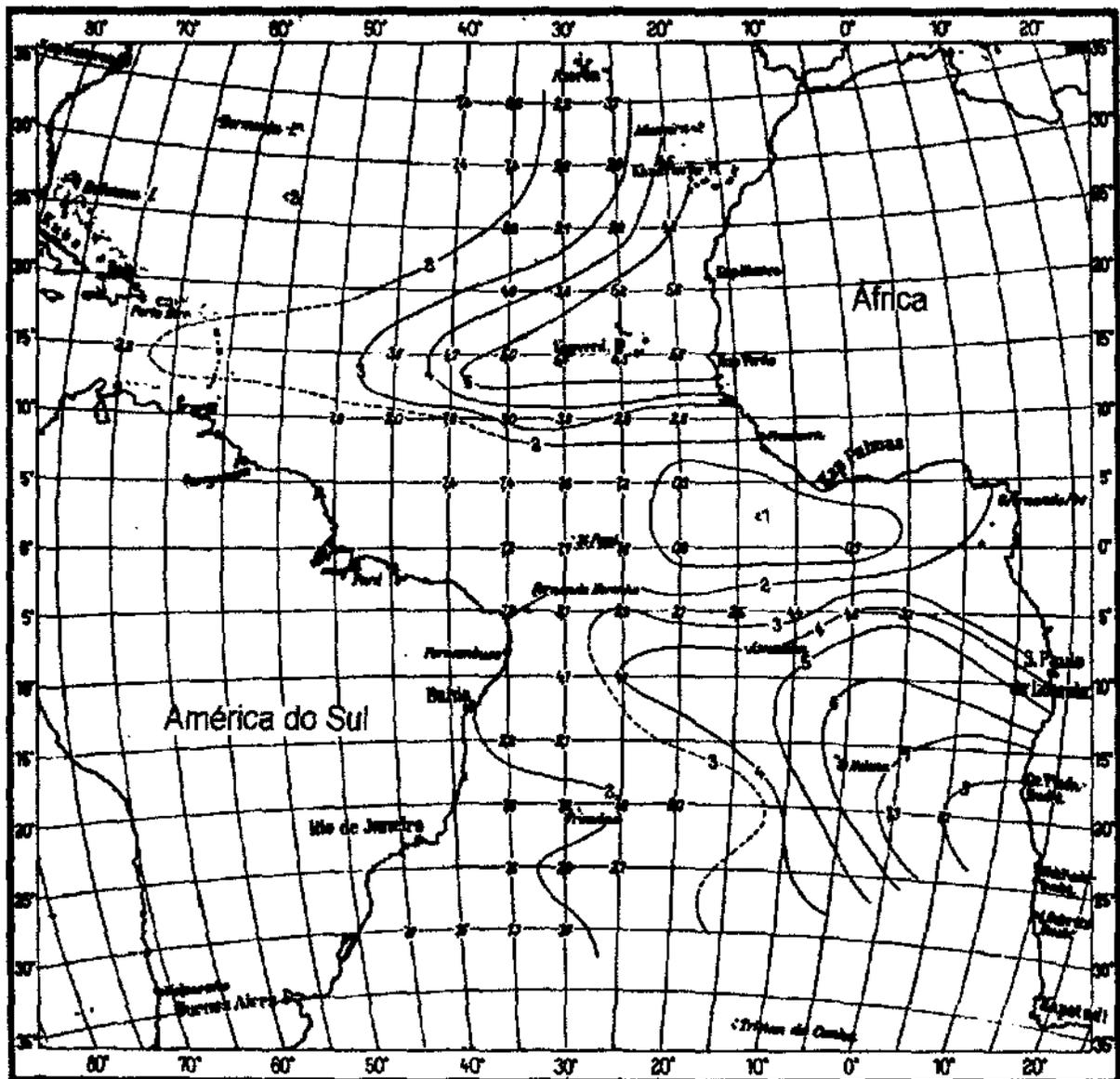


FIGURA 02 – Diferença de temperatura desde a base até o topo da inversão sobre o Oceano Atlântico, desde a costa Norte e Sul da África até a costa das Américas do Norte e do Sul (HASTENRATH, 1985).

A um grande aumento de temperatura com a altura, corresponde um grande decréscimo de umidade, enquanto as áreas com pequeno aumento de temperatura coincidem com áreas de pequeno decréscimo de umidade. Assim, a inversão é mais forte onde sua

altitude é mais baixa e sua intensidade enfraquece conforme a altura aumenta. O regime de inversão se caracteriza anormalmente pelo calor e pela secura do ar dentro e acima da inversão.

As POA nos alísios são uma das classes mais comuns de fenômenos de tempo nos trópicos. No Atlântico Sul, esses distúrbios formam-se pela convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais, com os ventos alísios. A importância da propagação para oeste desses distúrbios ondulatórios tropicais é conhecida por mais de meio século. A convecção associada a essas ondas desempenha um papel importante na circulação geral. Ademais, estas ondas são climatologicamente importantes, pois carregam consigo grande quantidade de chuvas para áreas que geralmente seriam secas, caso os alísios não fossem perturbados.

Movimentos de aglomerados de nuvens foram verificados em um trabalho feito por YAMAZAKI et al. (1977), a partir de imagens de satélite sobre latitudes tropicais sendo associados com distúrbios de ondas com movimentos para oeste. Foi verificado também, que esses distúrbios tropicais no Atlântico Sul são similares aos seus análogos no HN. Para certas regiões e períodos do ano, alguns desses distúrbios tropicais transformam-se em violentas tempestades tropicais. Em todas as imagens analisadas a zona de nebulosidade permanente pode ser observada em torno de 80°W fora da costa oeste da América do Sul. A nebulosidade tende a dissipar-se sobre o continente da América do Sul, exceto por uma ou duas linhas de nebulosidade no interior e em algumas áreas próximas da costa.

Eles notaram que a periodicidade dos distúrbios associados sobre o Atlântico Sul é de vários dias, a velocidade média de propagação esteve em torno de 10m/s (em torno de 40° de longitude em 4 dias). É interessante notar que o inverno é a estação chuvosa para a parte litorânea do NEB. Assim, o estudo sugere que a chuva no inverno ao longo da costa parece estar associada com distúrbios de movimentos para oeste (distúrbios de leste). As chuvas no inverno encontram-se em uma zona limitada ao longo da costa. A região do oeste desta zona é a bem conhecida área semi-árida brasileira.

HASTENRATH (1985) analisou um modelo feito por RHIEL (1954) para a região do Caribe. Concluindo que o comprimento da onda estava em torno de 1700km (15° de longitude) com uma velocidade de propagação em torno de 6m/s. A onda é mais intensa na troposfera média, onde uma fraca circulação ciclônica frequentemente se desenvolve. Divergência em baixo nível, subsidência, e tempo bom são encontrados adiante do eixo do cavado, enquanto que a convergência, movimentos ascendentes e chuvas torrenciais são encontradas na retaguarda. O campo de movimento vertical controla a espessura da camada

úmida, cujo topo sobe rapidamente próximo ao eixo do cavado, alcançando um máximo em torno de 6500m na região de forte convergência. Próximo ao leste do cavado, a camada úmida desceu, e as condições retornaram aquelas de tempo de ventos alísios regulares.

Em um trabalho feito por FERREIRA et al. (1990), foram analisadas as principais características e a estrutura ondulatória dos distúrbios de leste no Atlântico Equatorial durante o First Garp Global Experiment (FGGE). Observou-se que, os distúrbios de leste adquirem maior intensidade na baixa troposfera, e por esta razão foram analisados dados do nível de 850hPa, que revelaram a presença de distúrbios ondulatórios se propagando de leste para oeste sobre o Oceano Atlântico Equatorial, apresentando uma periodicidade de 5 a 6 dias. As ondas apresentaram amplitudes maiores e propagação de fases de forma mais organizada nos trimestres de março a maio e junho a agosto, ocorrendo em março a maio um número maior de distúrbios se propagando sobre o Atlântico Equatorial, com velocidade de fase em torno de 10m/s a 13m/s.

Um distúrbio relacionado com fortes precipitações e cobertura de nuvens sobre a costa Norte e Leste do NEB em junho de 1994, foi estudado por GANDÚ et al. (1996). As ondas de leste, que podem ter sido originadas de perturbações no escoamento zonal de leste, parecem estar relacionadas com a forte chuva, ocorrida especialmente na faixa litorânea leste e norte do NEB. Esses distúrbios favorecem a explosão de intensa nebulosidade, principalmente quando se aproxima das costas. As características destas ondas variaram tanto em longitude quanto no tempo, apresentando os seguintes parâmetros médios: o período foi de 4 a 5 dias, a velocidade de propagação de 10m/s e o comprimento de onda de 3400km a 4300km.

2.1.5 – Brisas Marítima e Terrestre

As brisas marítimas e terrestres resultam do aquecimento e resfriamento diferenciais que se estabelecem entre a terra e a água. Frequentemente se observam em dias quentes ventos que sopram cruzando a linha da costa. Pela manhã, o escoamento é praticamente nulo, pois a diferença de temperatura entre a terra e o mar é pequena. Durante o dia a superfície da terra (e o ar em contato com ela) recebe radiação solar, fazendo com que as superfícies isotérmicas se elevem sobre a terra mais do que sobre o mar. Uma região com pressão relativamente baixa desenvolve-se sobre o continente durante o dia, e uma pressão relativamente alta encontra-se sobre o oceano. Isso produz um movimento ascendente sobre o continente e um movimento descendente sobre o oceano. Existindo assim, um escoamento no

sentido da terra nos níveis baixos e um escoamento no sentido do oceano nos altos níveis. Consequentemente, sobre o continente existe convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. Fecha-se uma célula de circulação chamada brisa marítima (FEDOROVA, 1999).

Segundo PAEGLE (1987), uma acentuada convergência e movimento vertical em estações próximo à costa, onde a brisa do mar choca-se com o ar mais calmo sobre a terra, acentua a chuva diariamente. Essa brisa pode penetrar até cerca de 100km para o interior durante à tarde, e ciclos de precipitação diurna, por exemplo, sobre o interior da Amazônia podem ser afetados indiretamente.

No início da noite, quando a terra se resfria e desaparece o contraste de temperatura, a brisa marítima cessa e neste período observa-se uma situação inversa. A temperatura na superfície do mar conserva-se quase constante e as áreas continentais perdem calor através do resfriamento radiativo. Este resfriamento radiativo noturno da superfície da terra produz valores menores de espessura sobre o continente do que sobre a água e neste caso, as isóbaras estarão mais elevadas sobre o mar. Portanto, durante a noite sobre o continente, a pressão em baixos níveis é relativamente alta e sobre a água a pressão em baixos níveis é relativamente baixa. Cria-se, uma circulação da terra para o mar pelas camadas baixas, para elevar-se no ar sobre o mar retornando em contrabrisa por cima e descendo sobre a terra adentro. A esta circulação dá-se o nome de brisa terrestre.

Para o ciclo total o período é de um dia. As circulações de brisas marítima e terrestre estendem-se até 700hPa. A brisa marítima é observada em uma camada mais profunda que a da brisa terrestre. A profundidade e a intensidade da circulação dependem essencialmente dos gradientes de pressão entre o continente e o oceano, ou seja, da situação sinótica, dos recortes da costa e da topografia.

A Figura 03 mostra o deslocamento dos ventos durante o dia em direção ao continente, formando a brisa marítima e o deslocamento dos ventos em direção ao oceano durante a noite, formando a brisa terrestre.

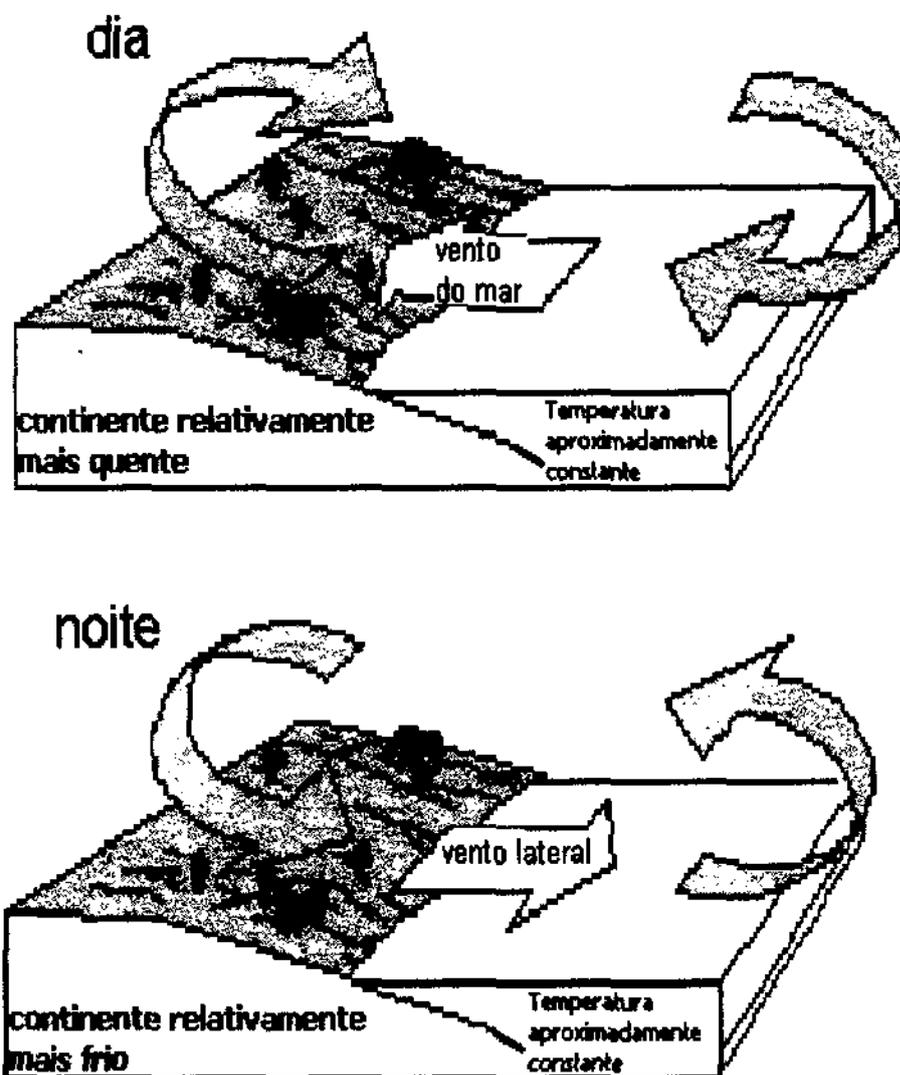


FIGURA 03 – Formação da brisa marítima durante o dia e da brisa terrestre em direção ao oceano, durante a noite.

RIEHL (1954) mencionou que sobre esse sistema básico um grande número de fatores é imposto. Um fator notado em conexão com o ciclo diurno de temperatura é o vento predominante. Em San Juan (Porto Rico) e vizinhança, por exemplo, a brisa marítima normalmente reforça os alisios. Tanto a brisa terrestre como a brisa marítima são mais fortes em estações secas por serem mais bem desenvolvidas com céu claro do que com céu nublado.

2.1.6 – Vórtices Ciclônicos Troposféricos de Altos Níveis

Os VCAN são sistemas de escala sinótica que exercem forte influência nas condições do tempo, pois eles estão, geralmente, associados a algum episódio de chuvas intensas. Caracterizam-se por apresentarem um centro mais frio do que sua periferia. Podem ser classificados em dois tipos, conforme o lugar e época de sua formação:

– Do tipo Palmer: originam-se em latitudes tropicais e são mais frequentes no verão, sendo encontrados na região NEB;

– Do tipo Palmem: formam-se em latitudes subtropicais e são comumente observados no inverno e primavera. Na literatura são conhecidos como vórtices desprendidos (ALVES et al., 1996).

2.1.6.1 – VCAN em latitudes tropicais

A partir dos vórtices do tipo Palmer e dando ênfase à análise diagnóstica do efeito de advecção de temperatura em 700hPa sobre a evolução do sistema, SILVA et al. (1990) estudaram um caso de um VCAN no NEB. Pode-se observar que, existe uma forte correlação entre a advecção de temperatura e o desenvolvimento do vórtice, com a advecção de ar frio contribuindo diretamente para a intensificação do sistema.

Restringindo-se também apenas ao aspecto diagnóstico de um vórtice ciclônico, não buscando os fatores responsáveis por sua formação e intensificação, ANJOS et al. (1992) identificaram e estudaram alguns aspectos da estrutura de um vórtice ciclônico, responsável por precipitações acima do normal em grande parte da região central do NEB, em novembro de 1986. Os resultados mostraram a presença de vorticidade ciclônica nos níveis médios sobre a região durante todo o período, enfraquecendo no final do mesmo. A precipitação observada resultou da presença de um ciclone desprendido no nível de 200hPa que aprofundou até o nível de 500hPa. Nesse estudo, chegou-se também a conclusão que, a advecção de ar frio nos níveis médios, aliada à convergência de umidade nos baixos níveis contribuiu para a intensificação do vórtice.

Investigando a existência de conexões entre os VCAN que afetam o NEB e a circulação do HN, ANJOS et al. (1994) chegaram a alguns resultados preliminares onde evidenciam que a formação do vórtice úmido é precedida pela penetração, em latitudes baixas de um sistema de latitudes médias proveniente do sul. O nível de 500hPa apresenta o nível

mais representativo para sua descrição, com uma intensa troca de massa inter-hemisférica com ventos de leste/nordeste sobre o norte/noroeste da América do Sul e fortes ventos de sul/sudoeste sobre o Atlântico, em torno de 30°W, sugerindo advecção de ar frio (quente) para o HS (HN), o que implica no enfraquecimento/dissipação dos anticiclones sobre a Amazônia e a intensificação da circulação anticiclônica na região da África.

É muito importante a realização de estudos da atuação de VCAN sobre a região NEB, pois ele é um dos principais sistemas indutores de precipitação na pré-estação chuvosa do setor NNB. Durante o mês de janeiro de 1996, uma prolongada atuação de VCAN inibiu as chuvas no centro-sul do NEB, enquanto que no Maranhão, Piauí e Ceará provocou anomalias positivas de precipitação, segundo um estudo realizado por BLANCO et al. (1996). O VCAN originou-se no oceano Atlântico Sul deslocando-se para oeste, durando cerca de sete dias. Uma seção vertical mostrou que esse pode ser considerado um vórtice atípico, visto que se formou em níveis mais próximos da média troposfera (450hPa). As temperaturas mais frias encontraram-se nos níveis médios da troposfera, enquanto que perto da superfície a presença do VCAN não foi muito perceptível. Pode-se observar que, a região central do vórtice foi caracterizada por movimentos descendentes, enquanto que as suas bordas, principalmente a oeste, por movimentos ascendentes.

Existe ainda pouco conhecimento das diversas características sinóticas dos VCAN, como, por exemplo, suas variações sazonais, processos físicos envolvidos, mecanismos de manutenção, persistência e mudanças no tempo. Por este motivo, uma extensa climatologia dos VCAN na região do Atlântico Sul baseado em um conjunto de dados de 10 anos, foi realizada por RAMIREZ et al. (1999). Foi verificado que os VCAN do tipo Palmer originam-se principalmente nos níveis troposféricos superiores, sobre o Oceano Atlântico Sul. Quanto ao deslocamento zonal, os VCAN são observados com movimentos em ambas as direções e podem ficar estacionários por uns poucos dias (3-4 dias) durante seu período de vida. Os VCAN com deslocamentos somente para oeste são mais intensos e estendem-se desde 200hPa até 500hPa. O total de números de VCAN exibe significativa variação sazonal e intrasazonal, com um máximo durante o verão do HS, sendo janeiro o mês com os mais altos valores, ocorrendo raramente durante os meses de inverno. O tempo médio de vida varia desde 4 até 11 dias.

2.1.6.2 – VCAN em latitudes subtropicais ou desprendidos

Os chamados VCAN desprendidos que afetam a América do Sul originam-se geralmente, no Pacífico Sudeste ao sul de 20°S. Tipicamente, após cruzarem a Cordilheira dos Andes, eles deslocam-se por sobre a Argentina, Paraguai e Sul do Brasil. LOURENÇO et al. (1996) enfocando a dinâmica da evolução de um caso de VCAN, verificaram que este se formou devido a uma bifurcação do escoamento nos altos níveis no Pacífico, apresentando um ciclo de vida semelhante ao de distúrbios baroclinicos, isto é, cresceu baroclinicamente e ao atingir a maturidade, decaiu barotropicamente. Observou-se também que, o VCAN apresentava uma circulação térmica direta, ou seja, ar frio subsidindo a oeste do seu centro e ar quente ascendendo à leste do centro, alimentando-se de umidade de origem tropical proveniente do Brasil Central. Observou-se também que associado ao VCAN e à intensificação do ciclone próximo da superfície, ocorreram ventos fortes em baixos níveis, principalmente no seu setor norte/leste e chuvas fortes.

2.2 – Climatologia da precipitação no Nordeste

A Região NEB localiza-se no extremo leste da América do Sul tropical, entre os meridianos de 35°W e 47°W e os paralelos de 1°S e 18°S. É a segunda região mais populosa do Brasil sendo sua distribuição demográfica bastante irregular, com 70% dela concentrando-se na faixa oriental. Sua economia baseia-se na agricultura açucareira e cacauera, na exploração de petróleo e no turismo, com os principais centros industriais localizando-se nas regiões metropolitanas.

O NEB é dividido em 4 áreas distintas, de leste para oeste, devido às suas características humanas, econômicas e naturais:

- Zona da Mata - Com plantações de açúcar e o cultivo do cacau e do coco, corresponde à faixa litorânea de até 200km de largura, do Rio Grande do Norte ao sul da Bahia, com clima tropical úmido;

- Agreste - Área de transição entre o úmido e o semi-árido, onde são praticadas a pecuária leiteira e a policultura, com ênfase na lavoura do algodão;

- Sertão Semi-Árido - Correspondendo a todo o interior chegando até o litoral do Rio Grande do Norte e Ceará, a vegetação típica é a caatinga. O maior e certamente o mais importante rio é o São Francisco, que fornece a água para as populações ribeirinhas;

– Meio Norte - Transição entre o Sertão Semi-Árido e a região Amazônica, correspondendo à parte do Piauí e ao Maranhão e apresentando clima mais úmido.

Por causa de sua localização, o NEB sofre a influência de fenômenos meteorológicos que lhe conferem características climáticas peculiares. O ar dos ramos ascendentes da Circulação de Walker ocorre sobre a Amazônia, adquire movimento anticiclônico nos níveis altos, diverge e parte dele desloca-se para leste, criando um ramo descendente e uma forte inversão psicrométrica sobre o NEB. O centro de subsidência se posiciona sobre o Atlântico Sul, porém pode se estender para oeste, por sobre o NEB (HASTENRATH, 1985). Quando está mais próximo do Brasil, todo o Centro-Oeste, o sul da Amazônia e o NEB (com exceção da Costa Leste do NEB), apresentam o período mais seco do ciclo anual.

Podem identificar-se segundo BERNARDO (1999) que no NEB três regimes básicos quanto à distribuição espacial das precipitações, sugerindo que mais de um mecanismo da circulação geral seja responsável pela precipitação pluvial regional. São eles:

– O Norte do NEB, que compreende o Ceará e partes do Rio Grande do Norte, Piauí, Maranhão e oeste da Paraíba e de Pernambuco. Os índices pluviométricos variam de 400mm/ano no interior a mais de 2000mm/ano no litoral e os meses mais chuvosos são fevereiro, março, abril e maio. Os principais mecanismos de produção de chuvas no Norte do NEB são: a ZCIT (considerada como o mecanismo mais importante), a convergência de umidade (brisas e POA), a convecção local e raramente a penetração de frentes frias;

– O Sul do NEB, que cobre praticamente todo o Estado da Bahia, o norte de Minas Gerais, noroeste do Espírito Santo e as partes sul do Maranhão e Piauí e extremo sudoeste de Pernambuco. Os índices pluviométricos variam de 600mm/ano no interior a mais de 3000mm/ano no litoral, e os meses mais chuvosos são novembro, dezembro, janeiro e fevereiro (sul da Bahia), e dezembro, janeiro, fevereiro e março (norte da Bahia). Os principais mecanismos de produção de chuvas no Sul do NEB são: sistemas frontais, ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral;

– O Leste do NEB, que se estende do Rio Grande do Norte ao sul da Bahia. Com totais pluviométricos em torno de 600 a 3000mm/ano e os meses mais chuvosos sendo abril, maio, junho e julho. Os principais mecanismos de produção de chuvas são: brisa marítima e terrestre, frentes frias ou seus remanescentes, distúrbios ondulatórios Zona de Convergência do Leste do NEB (ZCEN), convergência dos Alísios e POA (MOLION E BERNARDO, 2000).

2.3 – Sistemas produtores de chuva no setor Leste do NEB

A região NEB é conhecida como uma região de precipitação com alta variabilidade temporal e espacial. A variabilidade ocorre principalmente nas escalas de tempo interanual e intrasazonal. Segundo ANJOS et al. (1994), a variabilidade interanual tem sido associada a fenômenos de grande escala, tais como, o El Niño-Oscilação Sul, o dipolo do Atlântico e a ZCIT. A variabilidade intrasazonal da precipitação é influenciada pela oscilação de 30-60 dias, VCAN, sistemas frontais, POA e brisas marítima e terrestre.

O Leste do NEB engloba a parte oriental dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Bahia e do centro para o leste de Sergipe e Alagoas. Os ventos na costa são de leste no começo do ano e em torno de abril começam a bloquear perpendicularmente a costa (ventos de sudeste), favorecendo a brisa de terra. Em comparação a partes interiores do NEB, é uma região atípica, no que se refere à intensidade de precipitação. A estação seca para a maior parte da região está entre setembro a dezembro, com somente 10% da chuva anual. A região mais próxima da costa recebe em torno de 1600mm anualmente, decrescendo rapidamente para o interior e permanecendo em torno de 600mm. Climatologicamente, o período chuvoso predominante no setor Leste do NEB concentra-se no quadrimestre de abril a julho cujo total corresponde à cerca de 60% da quantidade anual de chuvas, BERNARDO (1999).

Em anos chuvosos, 30% a 40% dos totais pluviométricos do período mais úmido (abril a julho), são devidos à convecção causada pelo deslocamento da Zona de Convergência do Este do NEB (ZCEN), alimentada pela convergência de umidade dos alísios, também as POA e as brisas marítima e terrestre, associadas à topografia e à convergência de umidade.

Através de comparações de anos em que a estação chuvosa apresentou índices pluviométricos caracterizados como secos e anos em que apresentou índices pluviométricos caracterizados como chuvosos, LIMA (1991) mostrou que as enchentes são mais severas do que as secas. O sentido em que ocorre a redução (aumento) de precipitações nos anos secos (chuvosos) nas partes norte e sul do leste do NEB, reflete a orientação dos sistemas dinâmicos da circulação atmosférica, que atuam no norte e no sul do NEB, respectivamente.

Para este período, MOLION e BERNARDO (2000) observaram que uma ZCEN se instala sobre a Costa Leste do NEB e constitui-se no mecanismo dinâmico mais importante para a produção de chuvas sobre o leste do NEB. A estrutura vertical da ZCEN é rasa, alcançando aproximadamente 700hPa, ocasionalmente apresentando um cavado fraco em níveis médios, que se posiciona na direção noroeste/sudeste, sobre a região costeira.

A formação da ZCEN pode surgir da hipótese de que ela nada mais seja que a ZCAS deslocada para latitudes baixas, (já que a ZCIT começa a se dirigir para o HN a partir de abril), porém de estrutura vertical rasa. Uma outra hipótese, é que a ZCEN seja resultante da interação da convecção tropical e convergência de umidade, transportada pelos alísios, em baixos níveis o que aconteceria preferencialmente nesse período. Citado por Molion como comunicação pessoal, GAN (1999) sugeriu que para a ZCEN se formar segundo a primeira hipótese, seria necessária a penetração de uma frente fria ou um cavado em altos níveis, para organizar a convecção tropical. O cavado em baixo nível atuaria para manter a convecção estacionária e o mecanismo CISK (Instabilidade Condicional de Segunda Ordem) manteria a convecção por um período maior.

Para a estação chuvosa YAMAZAKI (1977), encontrou perturbações se deslocando de leste para oeste sobre o Atlântico Sul até a costa do NEB. Segundo o autor, essas perturbações eram responsáveis pela precipitação naquela faixa do litoral, durante o seu período mais chuvoso.

Existem anos, como o de 2000, em que sistemas frontais ficam estacionários sobre o leste do NEB por 4 a 8 semanas, associados a um VCAN que possui um ar central mais frio que sua periferia, e produzem grandes totais pluviométricos durante a estação seca. Durante este mesmo ano de 2000, entre o verão e a primavera, algumas POA, aparentemente, causadas pela penetração profunda de sistemas frontais do HN no Atlântico Equatorial, propagaram-se do quadrante norte.

MOLION e BERNARDO (2000) perceberam que quando as POA estavam em fase com a brisa marítima, estas chegaram a penetrar até 300km para o interior do continente. Ao confluírem com a brisa terrestre, o que ocorre com frequência próximo à Costa Leste do NEB à noite, as POA se intensificaram e causaram totais pluviométricos superiores à 100mm/dia, com rajadas de ventos superiores a 50km/h. As massas de ar da brisa terrestre têm características termodinâmicas distintas das massas de ar associadas aos alísios, ou seja, a temperatura da brisa está entre 21°C a 23°C e a umidade relativa entre 65% e 75%, enquanto a dos alísios está entre 24°C a 26°C e 80% a 90%. A brisa terrestre força os alísios a ascender na troposfera, provocando a formação de nuvens e chuva sobre o oceano e a orla marítima.

Elevadas TSMs produzem grande evaporação na superfície da água por causa da pressão de vapor de saturação aumentar rapidamente com a temperatura. Por exemplo, um aumento de 5°C de temperatura a partir de 25°C a 30°C aumenta a pressão de vapor de saturação em torno de 35% e a razão de mistura de saturação em torno de 7g/kg, contribuindo para aumentar potencialmente as chuvas e liberação de calor latente. Por outro lado um

acréscimo de 5°C de temperatura a partir de 10°C a 15°C, típico de latitudes médias, produz somente metade das mudanças da razão de mistura de saturação como aquelas de 25°C a 30°C, segundo PAEGLE (1987). Conseqüentemente, a variabilidade na TSM tropical tem um grande potencial para modificar a atmosfera através do aquecimento latente. Em vista disso, um estudo feito por RAO et al. (1993a), sugeriram a forte relação entre as condições oceânicas e atmosféricas (anomalias de TSM e ventos) dominantes na Bacia do Atlântico Sul e a variabilidade sazonal e interanual das chuvas no setor Leste do NEB.

Maiores TSMs podem propiciar maior evaporação sobre o Oceano Atlântico Sul, com conseqüente aumento de nebulosidade. Na estação chuvosa, ocorre um maior transporte de vapor d'água para o continente, por causa dos ventos soprarem perpendiculares à costa e mais fortes nesta estação, aumentando a precipitação. Resultando que o aumento (redução) das TSMs nos períodos da pré-estação chuvosa, aumenta (reduz) a precipitação na Costa Leste do NEB.

Em outro estudo feito por RAO et al. (1993b), foi mostrado que o coeficiente de correlação entre o índice de oscilação sul e a chuva sobre o leste do NEB, é pequeno. Entretanto, intensos anos de El Niño, tal como de 1983 são, em geral, anos de secas em todo o NEB incluindo a região leste. Isto mostra que a variação interanual de chuva sobre o leste do NEB está provavelmente associada à variação interanual da intensidade e posição da alta subtropical, pois a alta subtropical no Atlântico Sul modula a intensidade e direção de ventos ao longo da costa.

SOUZA et al. (1998) observaram anos em que ocorreram as fases positiva e negativa do padrão de dipolo. Durante a fase positiva, notaram, com relação às chuvas do setor leste do NEB, que durante os meses da pré-estação (janeiro a março) somente as regiões localizadas no Rio Grande do Norte e Paraíba apresentam anomalias negativas de precipitação, enquanto que no restante da região leste as chuvas configuram-se acima da normal climatológica (anomalias positivas de precipitação). Durante os meses da estação chuvosa (abril a julho) observaram anomalias positivas de precipitação na maioria dos estados. Durante a fase negativa do padrão de dipolo, notaram, ao longo de todos os estados a generalização de anomalias positivas de precipitação, desde os meses da pré-estação até a estação chuvosa de ambos os setores do NEB.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 – Localização da área experimental

O NEB engloba uma área de 1.561.177,8km², ou seja, 18,3% do território brasileiro, a principal atividade econômica é a agricultura. A Costa Leste compreende a parte leste dos estados do litoral, desde a Bahia ao Rio Grande do Norte. A Bahia tem a maior extensão litorânea do Brasil, e sua temperatura média anual é de 22°C. Sergipe, ocupa uma área de apenas 0,26% do território brasileiro, mas a configuração do litoral permite a livre penetração dos ventos úmidos do oceano, com precipitação média anual na região litorânea de 1200mm. Alagoas possui um clima tropical, com uma temperatura média anual de 24°C. Pernambuco, possui um clima caracterizado como tropical atlântico no litoral, estando em segundo lugar no contexto econômico dessa região. Grande parte do Estado da Paraíba encontra-se no polígono das secas, juntamente com o Rio Grande do Norte.

A área de interesse do estudo está apresentada em destaque na Figura 04, onde é mostrado o NEB com suas subdivisões estaduais.

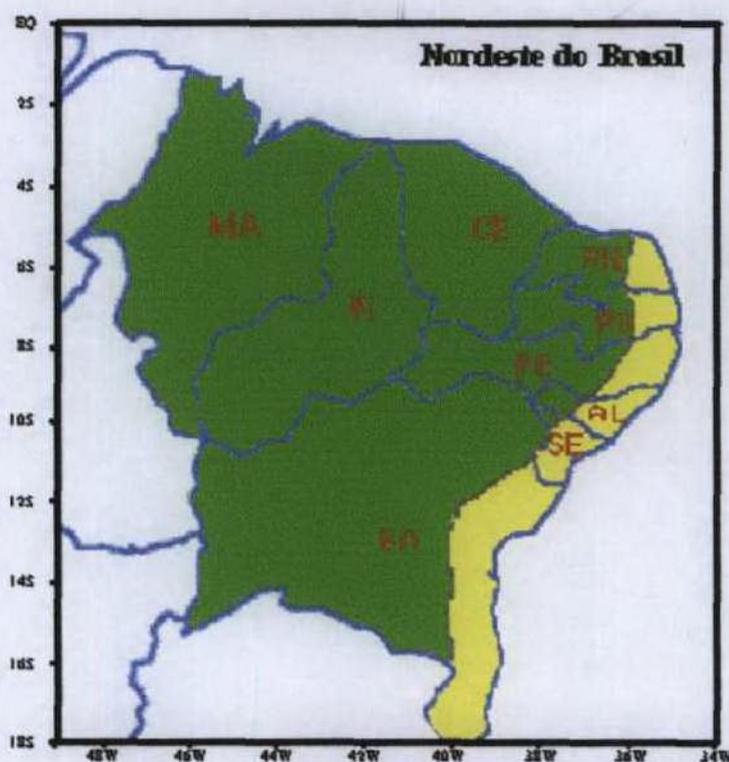


FIGURA 04 – Mapa da Região do Nordeste do Brasil, seus respectivos estados e localização espacial da Região da Costa Leste do Nordeste.

3.2 – Informações pluviométricas

Nesse trabalho, foi realizada uma análise de alguns eventos de precipitações intensas, na região da Costa Leste do NEB, escolhidos durante o ano hidrológico de outubro de 1999 a setembro de 2000. Dentro deste ano foram analisados dados de precipitação pluviométrica diária cedidos pelo Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos de Alagoas (NMRH-AL), Núcleo de Meteorologia de Pernambuco, tendo como fonte a Secretaria de Recursos Hídricos - Departamento de Hidrometeorologia, Núcleo de Meteorologia da Paraíba, tendo como fonte o Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto (LMRS-PB) e Núcleo de Meteorologia do Rio Grande do Norte, tendo como fonte a Empresa de Pesquisa Agropecuária (EMPARN).

Na Tabela 01 encontra-se a relação das estações pluviométricas dos Estados de Alagoas e Pernambuco e na Tabela 02 a relação das estações pluviométricas dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte.

TABELA 01: Relação das estações pluviométricas do Estado de Alagoas e Pernambuco utilizadas nesse estudo, e suas coordenadas geográficas.

Número	Estações	Latitude	Longitude
01	Murici (AL)	- 09° 31'	- 35° 94'
02	Piaçabuçu (AL)	- 10° 40'	- 36° 41'
03	Penedo (AL)	- 10° 28'	- 36° 58'
04	São Miguel dos Campos (AL)	- 09° 80'	- 36° 08'
05	Rio Largo (AL)	- 09° 49'	- 35° 83'
06	Marechal Deodoro (AL)	- 09° 66'	- 35° 80'
07	Água Preta (PE)	- 08° 42'	- 35° 31'
08	Sirinhaem (PE)	- 08° 35'	- 35° 06'
09	Rio Formoso (Usina Cacau) (PE)	- 08° 38'	- 35° 16'
10	Primavera (PE)	- 08° 19'	- 35° 21'
11	Barreiros (PE)	- 08° 48'	- 35° 11'
12	Rio Formoso (PE)	- 08° 39'	- 35° 09'

TABELA 02: Relação das estações pluviométricas do Estado da Paraíba e Rio Grande do Norte, utilizadas neste estudo, e suas coordenadas geográficas.

Número	Estações	Latitude	Longitude
01	Andralha (PB)	- 07° 42'	- 34° 91'
02	Baia da Traição (PB)	- 06° 67'	- 34° 95'
03	Pitimbu (PB)	- 07° 45'	- 34° 83'
04	João Pessoa/Mangabeira (PB)	- 07° 19'	- 34° 81'
05	Maxaranguape (RN)	- 05° 31'	- 35° 15'
06	Touros (RN)	- 05° 12'	- 35° 28'
07	São Gonçalo do Amarante (RN)	- 05° 48'	- 35° 20'
08	Nisia Floresta (RN)	- 06° 05'	- 35° 12'
09	Natal (RN)	- 05° 48'	- 35° 13'
10	Parnamirim (RN)	- 05° 54'	- 35° 16'

3.3 – Imagens de satélite

Um dos eventos escolhidos para ser analisado neste estudo foi de um VCAN ocorrido em janeiro de 2000. As imagens de satélite utilizadas para esse período, foram do satélite GOES-8 no canal espectral infravermelho e vapor d'água, em intervalos aproximados de 30 minutos, para os dias 02 a 10 de janeiro de 2000, adquiridos do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Foram utilizadas também imagens de satélite no canal espectral infravermelho, que identificam a temperatura do topo de nuvens em escala de cores falsas, adquiridas através do site <http://orbit-net.nesdis.noaa.gov/ora/index.html>, estas imagens foram analisadas para os dias 04 a 07 de janeiro de 2000 a cada 30 minutos.

Para complementar as análises de VCAN, foram utilizadas imagens em mosaico compostas de satélites geoestacionários e de órbita polar, para os dias 02 a 05 de janeiro de 2001, nos canais espectrais infravermelho e vapor d'água, a cada 30 minutos. Esses dados foram adquiridos do Global Hydrology and Climate Center (GHCC), através do site <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/GOES>. Para verificar a precipitação nos dias de VCAN desse período de janeiro de 2001 sobre o NEB, foram analisados mapas de precipitação acumulada em 24 horas extraídos do site do CPTEC.

Outro evento de precipitações intensas escolhido para análise ocorreu no final do mês de julho e início de agosto de 2000, de POA que confluíram com restos da passagem de um

sistema frontal sobre a Costa Leste do NEB, foram realizadas análises utilizando imagens de satélite do GOES-8, no canal espectral infravermelho, que identificam a temperatura do topo de nuvens em escala de cores falsas, adquiridas através do site <http://orbit-net.nesdis.noaa.gov/ora/index.html>, para o período de 25 de julho a 01 de agosto de 2000, em um intervalo de tempo de aproximadamente 30 minutos. E imagens do infravermelho para o período de 28 de julho a 02 de agosto de 2000, adquiridas do CPTEC.

3.4 – Análise da estrutura vertical

Para a análise dos dois eventos de precipitação extrema, um caso de VCAN e outro de POA, ocorridos em janeiro de 2000 e julho/agosto de 2000, respectivamente, foram adquiridos dados globais de reanálise do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), diretamente ou através de scripts (ver anexos), para as variáveis: temperatura do ar, temperatura potencial, temperatura virtual, temperatura potencial virtual, temperatura equivalente, componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, umidade específica, umidade relativa, linhas de corrente e magnitude do vento, água precipitável integrada, vorticidade relativa, vorticidade absoluta, divergência horizontal, velocidade vertical, advecção de vorticidade absoluta, advecção de temperatura e divergência do fluxo de umidade.

Tais dados estão dispostos em pontos de grade, cuja resolução é de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e verticalmente distribuídos nos níveis padrões de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 e 150hPa). Esses dados estão disponíveis para os horários das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00UTC. Na obtenção dos dados para o caso de VCAN, o período de dados adquiridos foi de 23 de dezembro de 1999 a 16 de janeiro de 2000, em um domínio de 130°W a 05°W e a -45°S a 60°N , e para o caso de POA os dados adquiridos estiveram entre os dias 20 de julho a 10 de agosto de 2000, com o domínio de 130°W a 05°W e -50°S a 60°N .

Foram utilizadas análises de janeiro de 2000 publicadas no Climate Diagnostics Bulletin do Climate Prediction Center (CPC), como uma complementação das análises do evento de precipitação extrema, estudado neste mês. As análises foram feitas e anomalias computadas para as seguintes variáveis: temperatura da superfície do mar, pressão ao nível do mar, direção e velocidade do vento em 850hPa e 200hPa, divergência em 200hPa, radiação de onda longa emitida, e precipitação estimada.

3.5 – Metodologia

O propósito principal deste estudo foi o de identificar e analisar os sistemas sinóticos e as condições atmosféricas associadas a episódios que produziram precipitações intensas na região da Costa Leste do NEB, dentro do ano hidrológico de outubro de 1999 a setembro de 2000

Primeiramente, determinou-se analisar apenas dois eventos de precipitação intensa ocorridos dentro do ano hidrológico em estudo, sendo que um evento ocorrido no período da estação seca (novembro a fevereiro) e um outro no período da estação chuvosa (abril a julho).

Para a escolha dos episódios, foi feita uma separação dos eventos em que a precipitação diária, nos postos pluviométricos, esteve igual ou acima de 100mm. Verificou-se, então, que, dentro da estação seca, não houve nenhum dia em que a precipitação alcançou esse valor. Portanto, foram separados, dentro da estação seca, os eventos em que a precipitação diária esteve acima de 40mm. Para a escolha desses eventos, foram utilizados dados de precipitação pluviométrica diária para estações selecionadas em quatro estados da Costa Leste do NEB.

Através dos dados de precipitação pluviométrica, escolheram-se dois eventos de precipitação intensa, que representam situações muito diferentes e exemplificam a complexidade dos mecanismos que geram as chuvas intensas. Primeiramente, analisando os meses que compõem a estação seca, verificou-se que janeiro foi o mês onde as precipitações estiveram mais altas. Portanto, foi escolhido analisar o evento que causou precipitações superiores à 40mm na primeira quinzena do mês de janeiro de 2000.

Foi verificado, que nos últimos dias do mês de julho e primeiros dias de agosto de 2000, houve grandes inundações, principalmente nos Estados de Alagoas e Pernambuco, devido às chuvas que caíram com índices pluviométricos superiores a 100mm e em um curto espaço de tempo. Portanto, esse evento, ocorrido dentro da estação chuvosa, foi o segundo caso escolhido para a análise sinótica.

A análise dos sistemas sinóticos atuantes e as condições atmosféricas associadas a esses dois eventos foram realizadas através de imagens de satélites e dados de reanálises do NCEP/NCAR. Os eventos escolhidos foram denominados: evento de janeiro de 2000 e evento de julho/agosto de 2000.

3.5.1 – Evento de janeiro de 2000

Ocorreu a formação de um VCAN sobre o NEB e Oceano Atlântico adjacente. Para a caracterização sinótica desse caso, foram analisadas, primeiramente, imagens do GOES-8 para os dias 02 a 10 de janeiro de 2000, no canal infravermelho e vapor d'água. Também foram analisadas imagens no canal infravermelho, construídas em escala de cores falsas que mostram a temperatura do topo das nuvens, no período de 04 a 07 de janeiro de 2000, a cada trinta minutos aproximadamente.

Para complementar as análises desse caso, foram, também, utilizadas imagens em mosaico compostas de satélites geoestacionários e de órbita polar que possibilitam a visualização simultânea do globo, nos dias 02 a 05 de janeiro de 2001, no canal infravermelho e vapor d'água. Para uma melhor visualização desse caso de VCAN em janeiro de 2001, fez-se um zoom na imagem no canal do vapor d'água para a região que engloba o NEB e Oceano Atlântico até a costa oeste da África, utilizando apenas as imagens do satélite GOES-8 e Meteosat-7, nos mesmos dias e horários das imagens compostas.

Foi utilizado, também, para a caracterização termodinâmica e estrutura vertical do VCAN, o *software* Grid Analysis and Display System (GrADS) do Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA) (Doty, 1992), utilizando dados de reanálise do NCEP/NCAR. Dentro do conjunto de dados adquiridos, utilizou-se, nesse caso, o período entre 28 de dezembro de 1999 a 08 de janeiro de 2000, apenas no horário das 12UTC. A dimensão espacial esteve entre 45°S e 30°N de latitude e 05°W e 110°W de longitude.

Trabalhou-se com cinco arquivos principais de dados para o mês de janeiro: temperatura do ar (K); umidade relativa (%); componente v (meridional) do vento ($m.s^{-1}$); componente u (zonal) do vento ($m.s^{-1}$) e velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$). A variável, utilizada diretamente, foi a velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) nos níveis de 925hPa até 150hPa, a partir desse conjunto de dados e através de comandos no GrADS, foram construídas seções verticais do campo de velocidade vertical para as longitudes de 30°W (periferia direita) e 45°W (periferia esquerda), somente nos dias mais intensos do VCAN. As linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) foram extraídas a partir dos arquivos das componentes u e v do vento para os níveis padrões, desde 925hPa a 150hPa. A vorticidade relativa (s^{-1}) e a divergência horizontal (s^{-1}) também foram construídas a partir de comandos no GrADS, utilizando o conjunto de dados das componentes u e v do vento, nos níveis de 925hPa a 200hPa. As variáveis: temperatura potencial virtual (K) nos níveis padrões de 925hPa a 300hPa, umidade específica ($g.kg^{-1}$) nos níveis de 700hPa, 500hPa, 400hPa e 300hPa e água precipitável integrada (mm)

foram obtidas a partir da construção de um script denominado de Q_especifica.gs (ver Anexo A). A variável vorticidade absoluta (s^{-1}) foi obtida através da construção de um script chamado de vortice.gs (ver Anexo B).

Foram verificadas as análises, publicadas em janeiro de 2000 no *Climate Diagnostics Bulletin* do (CPC, 2000), utilizando as variáveis: temperatura da superfície do mar, pressão ao nível do mar, direção e velocidade do vento em 850hPa e 200hPa, divergência em 200hPa, radiação de onda longa emitida e precipitação estimada e anomalias.

3.5.2 – Evento de julho/agosto de 2000

Esse evento gerou precipitações intensas em um curto período de tempo, causando inundações em várias cidades, principalmente no litoral dos Estados de Pernambuco e Alagoas.

Foram analisadas, primeiramente, imagens de satélite no canal espectral infravermelho, para o período de 25 de julho a 01 de agosto de 2000. E, para uma melhor visualização do sistema, também foram analisadas imagens do infravermelho para o período de 28 de julho a 02 de agosto de 2000, adquiridas do CPTEC. Essas análises foram feitas com o objetivo de visualizar os sistemas sinóticos que atuaram nesses dias e as suas gêneses.

Nesse evento, também foi utilizado o GrADS, através de dados de reanálise do NCEP/NCAR, para uma caracterização termodinâmica da estrutura vertical dos sistemas sinóticos atuantes nesse evento. Dos arquivos de dados, utilizou-se o período entre 28 de julho a 03 de agosto de 2000, para o horário das 12UTC e 18UTC. A área utilizada está compreendida entre 05°W a 90°W de longitude e 40°S a 20°N de latitude.

Assim como no evento de janeiro de 2000, trabalhou-se com os mesmos cinco principais arquivos de dados, sendo que esses continham valores referentes ao mês de julho/agosto de 2000. Utilizou-se a velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) nos níveis de 925hPa a 250hPa. Foram construídas, a partir deste último arquivo, seções verticais do campo de velocidade vertical para as 18UTC na longitude de 35°W, região de formação do complexo convectivo de mesoescala. As linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) foram construídas a partir dos arquivos das componentes u e v do vento, para os níveis de 1000hPa a 300hPa. A vorticidade relativa (s^{-1}), entre 1000hPa e 300hPa, e a divergência horizontal (s^{-1}), entre 850hPa e 300hPa, foram construídas a partir de comandos no GrADS, utilizando as componentes u e v do vento. As variáveis, umidade específica ($g.kg^{-1}$), entre 1000hPa e

componentes u e v do vento. As variáveis, umidade específica (g.kg^{-1}), entre 1000hPa e 500hPa, água precipitável integrada (mm) e divergência do fluxo de umidade ($\text{s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$), entre 1000hPa e 500hPa, foram construídas a partir de um script denominado de *especifica.gs* (ver Anexo C). As variáveis advecção de temperatura (K.s^{-1}), entre 1000hPa e 850hPa, e vorticidade absoluta (s^{-1}), entre 1000hPa e 500hPa, foram adquiridas através da construção de um script chamado de *vortice2.gs* (ver Anexo D).

3.5.3 – Variáveis utilizadas

Na Tabela 03, estão listadas as variáveis e correspondentes equações, que foram utilizadas na análise sinótica, tanto no evento de VCAN, ocorrido em janeiro de 2000, quanto no evento POA, ocorrido em julho/agosto de 2000.

TABELA 03 – Relação das variáveis e equações, utilizadas durante a análise dos eventos.

Variável	Equação
Temperatura Potencial Virtual (K)	$\theta_v = (1 + 0,608r)$
Água Precipitável integrada (mm)	$AP = \frac{1}{g} \int q dP$
Linhas de Corrente	$\frac{dy}{dx} = \frac{v(x, y, t_0)}{u(x, y, t_0)} \quad \frac{ds}{dt} = V(x, y, t)$
Umidade Específica (g.kg^{-1})	$q = \frac{0,622e}{p - 0,378e}$
Omega (hPa.s^{-1})	$\omega = \frac{Dp}{Dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \nabla_H p + w \frac{\partial p}{\partial z} \approx -\rho g w$
Vorticidade Relativa (s^{-1})	$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$
Vorticidade Absoluta (s^{-1})	$\zeta + f$ onde, $f = 2\Omega \sin \varphi$
Divergência Horizontal (s^{-1})	$\nabla \cdot \vec{V}_H = \frac{1}{A} \frac{DA}{DT} \quad \delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad \delta = \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial \alpha}{\partial n}$
Divergência do Fluxo de Umidade ($\text{s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$)	$\nabla \cdot (\rho q \vec{V}_H)$
Advecção de temperatura (K.s^{-1})	$A_T = -\vec{V}_H \cdot \nabla_H T$

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Estudo do evento de janeiro de 2000

4.1.1 – Análise dos campos de precipitação

Através dos dados de precipitação pluviométrica diária foi observado que dentro da estação seca da Costa Leste do NEB, janeiro foi o mês no qual a precipitação esteve mais intensa nos quatro estados analisados. A Figura 05 mostra os valores de precipitação diária para janeiro de 2000, nos Estados de Alagoas e Pernambuco, onde foi observado que em nenhuma estação pluviométrica a precipitação alcançou valores próximos ou superiores a 100mm. Analisando a Figura 05a verificou-se que no Estado de Alagoas até a primeira quinzena do mês os valores pluviométricos chegaram a 55mm (Murici) e a partir do dia 15 as precipitações não alcançaram os 40mm, exceto em apenas uma estação no dia 21 (Piaçabuçu). Na Figura 05b estão representadas as estações pluviométricas para o Estado de Pernambuco. Observou-se, assim como para Alagoas, que na primeira quinzena do mês ocorreram os maiores valores pluviométricos, tendo até o dia 09 um crescente aumento com os valores superando 40mm em várias estações.

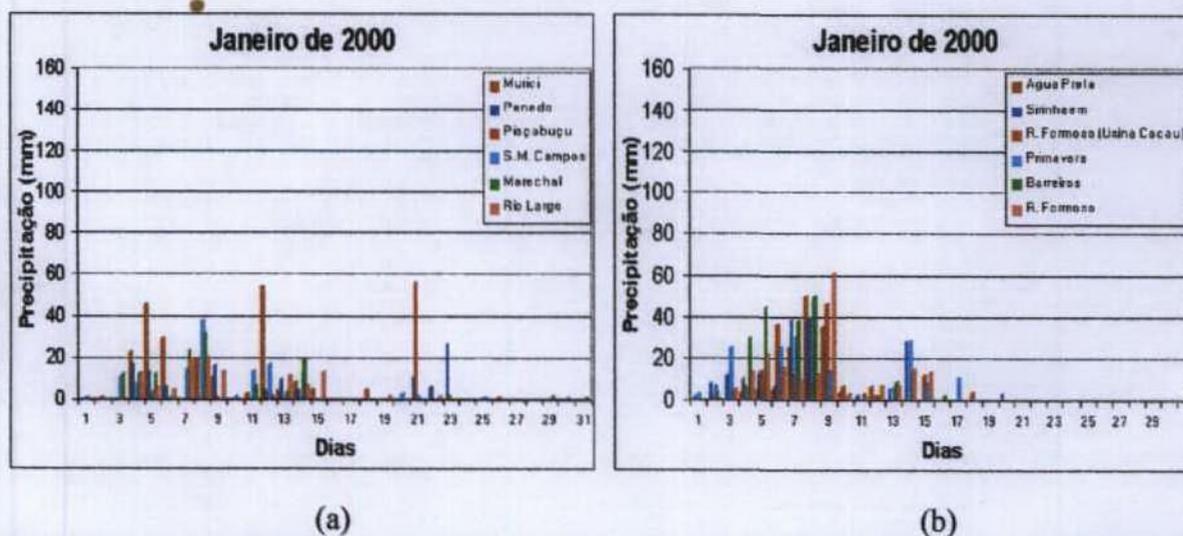


FIGURA 05 – Precipitação pluviométrica diária (mm) durante o mês de janeiro de 2000 em algumas estações pluviométricas do Estado de Alagoas (a) e Pernambuco (b).

Na Figura 06 estão representadas as estações pluviométricas do Estado da Paraíba e Rio Grande do Norte. Foi observado, também, no Estado da Paraíba (Figura 06a) que até o dia 15 os valores pluviométricos estiveram mais altos dentro do mês, superando os 40mm (J.P. Mangabeira) e 60mm (Baia) no dia 04, e no dia 05 os valores superaram os 55mm (Baia). O Rio Grande do Norte, Figura 06b, foi o estado em que a precipitação esteve mais baixa neste mês. Assim como nos estados analisados anteriormente os maiores valores pluviométricos estiveram em torno dos primeiros dias do mês.

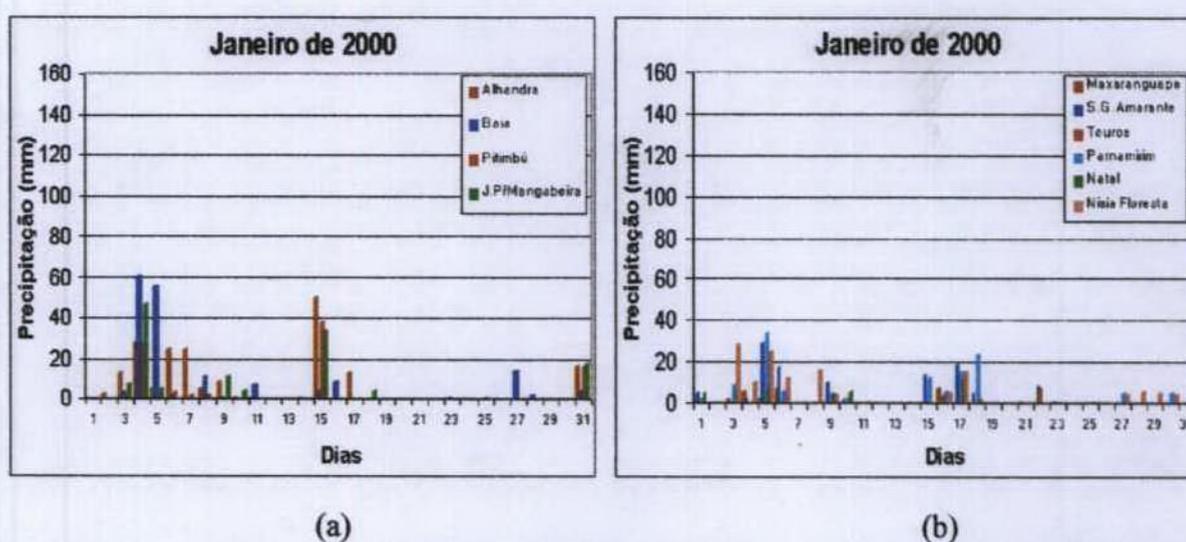


FIGURA 06 – Precipitação pluviométrica diária (mm) durante o mês de janeiro de 2000 em algumas estações pluviométricas do Estado da Paraíba (a) e Rio Grande do Norte (b).

Analisando a pluviometria nesses estados e observando que os valores mais altos do mês de janeiro de 2000 estiveram dentro da primeira quinzena, foi feita uma análise sinótica do evento que causou estes índices pluviométricos e verificado o comportamento desse fenômeno sobre a Costa Leste do NEB.

4.1.2 – Análise sinótica das imagens de satélite

O atrito sobre o oceano é menor do que sobre o continente. Portanto, quando o sistema frontal se desloca para o Oceano Atlântico, sentido sudoeste/nordeste, o movimento da massa

de ar é acelerado, e causa movimento ciclônico sobre a costa do NEB. Percebeu-se esse processo de formação do VCAN nas imagens de satélite para os dias 02 e 03 de janeiro de 2000 (Figura 07). Nesses dias, notou-se a presença de um sistema frontal em estágio de oclusão sobre o Oceano Atlântico próximo à costa da região Sul do Brasil e convecção no centro do continente associada a esse sistema frontal. No dia seguinte, observou-se a configuração típica de um VCAN sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa do NEB.

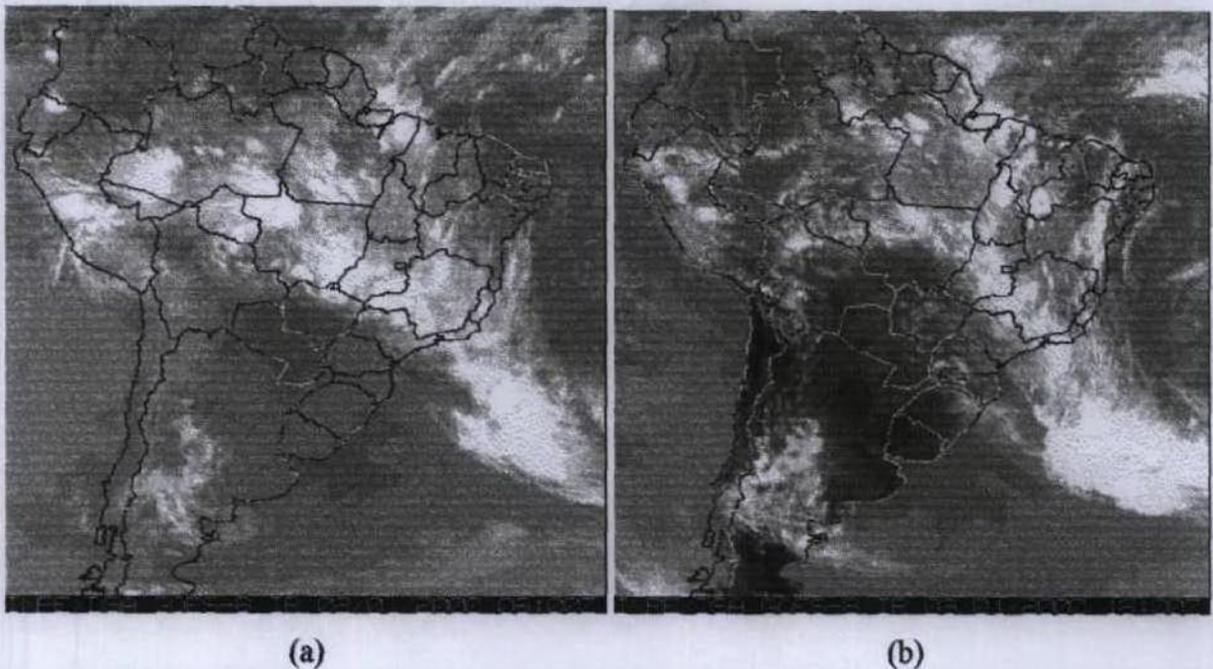


FIGURA 07 – Imagens de satélite do GOES-8 no canal espectral infravermelho para os dias 02 e 03 de janeiro de 2000. (a) dia 02 às 06:00UTC e (b) dia 03 às 18:00UTC.

A seqüência das imagens de satélite do GOES-8 no canal espectral infravermelho, apresentada na Figura 08, mostra a evolução de um VCAN sobre a região estudada. No dia 04 (Figura 08a), o vórtice estava intenso, com parte de seu centro dentro do continente, sobre o leste da Bahia. A nebulosidade, a noroeste do VCAN, encontrava-se com nuvens bem altas e de grande desenvolvimento vertical, provavelmente com temperatura bastante baixa e a nebulosidade associada ao VCAN era bastante intensa sobre o leste do NEB. O sistema frontal, em estágio de dissipação, é visto nessa Figura, afastado da costa brasileira. No dia 05 (Figura 08b) a nebulosidade sobre o NEB permaneceu intensa, o VCAN deslocou-se para oeste, proporcionando grande nebulosidade sobre a costa da Bahia, em Sergipe e Alagoas. No dia 06 (Figura 08c), o centro do VCAN encontrava-se totalmente dentro do continente, mais

precisamente sobre o Estado da Bahia. A nebulosidade associada ao sistema frontal praticamente tinha se dissipado. Na Figura 08d, correspondente ao dia 07, verificou-se que o vórtice estava em fase de dissipação, havendo ainda considerável nebulosidade sobre o NEB. A nebulosidade observada nessas figuras esteve consistente com os dados de precipitação diária de algumas estações da Costa Leste do NEB, para as quais os dias 4 a 6 de janeiro de 2000 foram os de precipitação mais alta do mês.

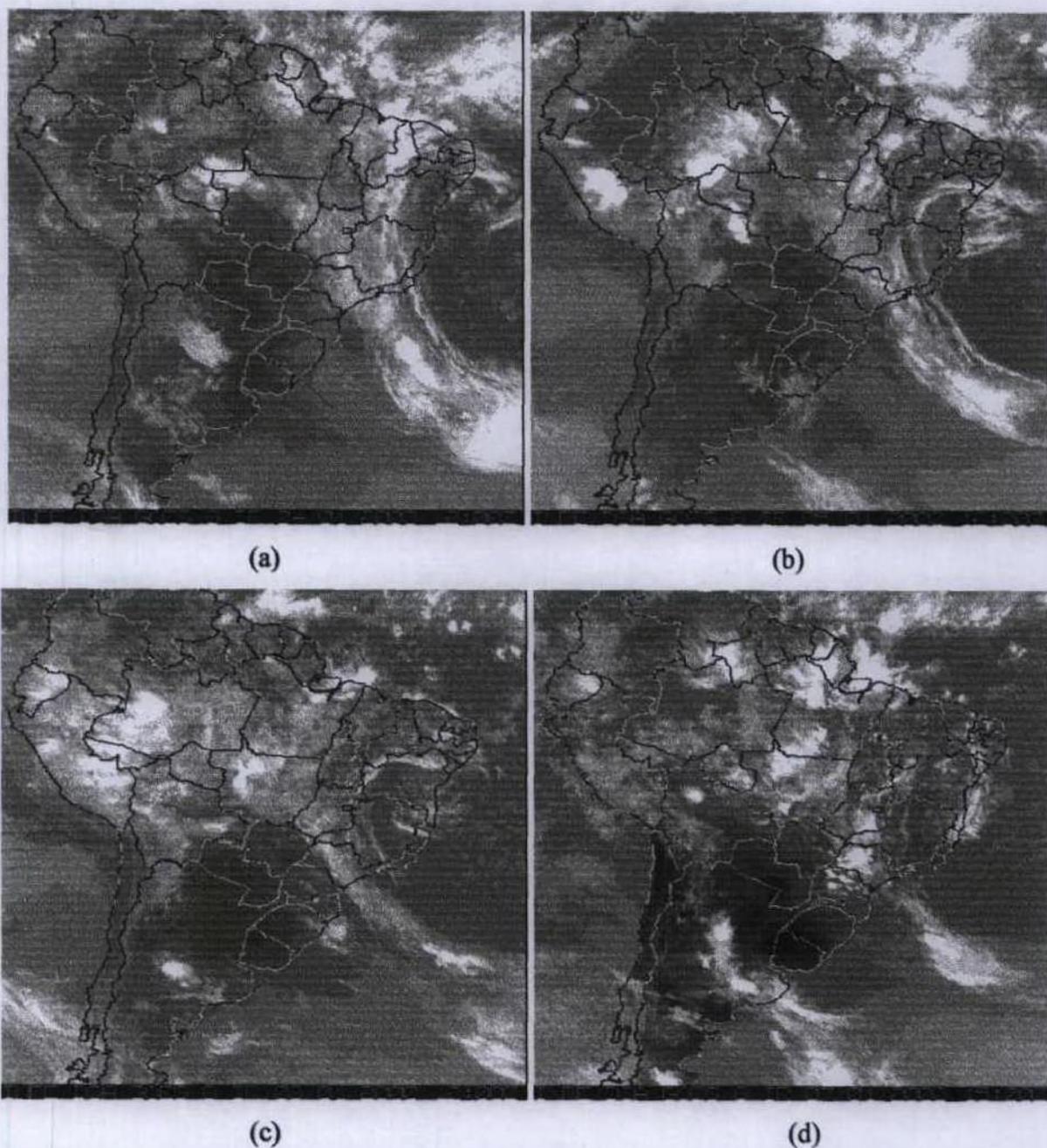


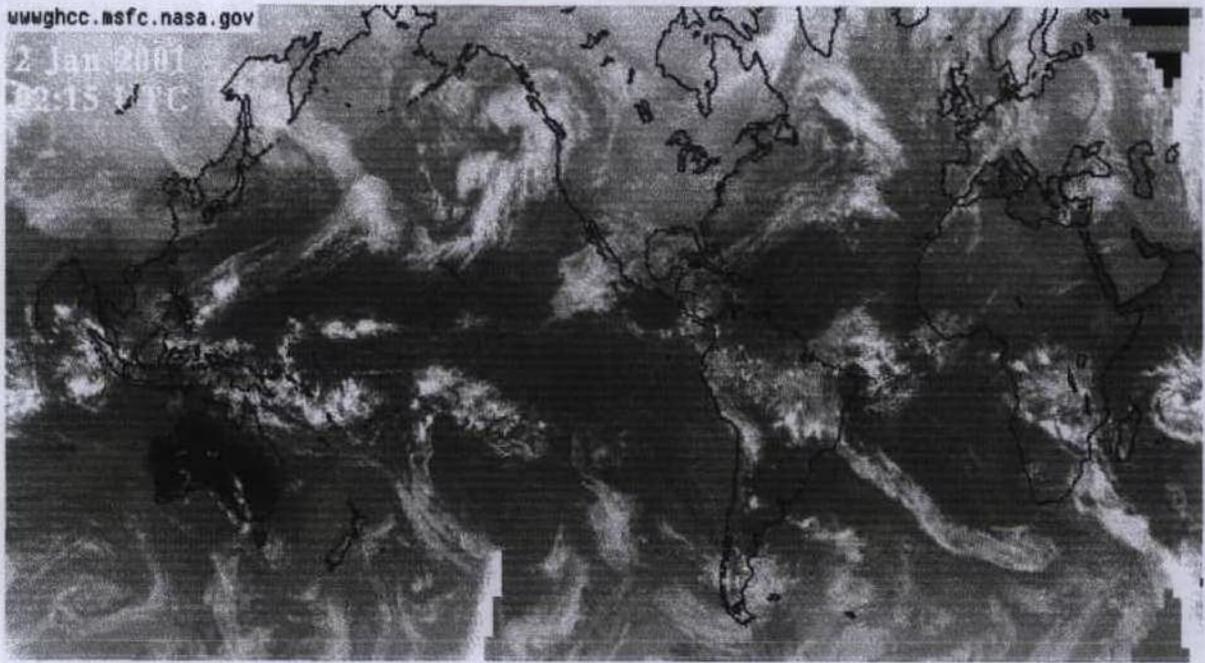
FIGURA 08 – Imagens de satélite do GOES-8 no canal espectral infravermelho para os dias 04 a 07 de janeiro de 2000. (a) dia 04 às 12:00UTC; (b) dia 05 às 12:00UTC; (c) dia 06 às 12:00UTC e (d) dia 07 às 15:00UTC.

Coincidentemente, ocorreu um outro evento de VCAN sobre o NEB e Oceano Atlântico em janeiro de 2001. A formação desse VCAN foi à mesma época do ano 2000 e praticamente sobre a mesma região. Foi feita, então, uma análise comparativa dos dois casos já que as condições atmosféricas, dentro do ciclo anual, eram semelhantes.

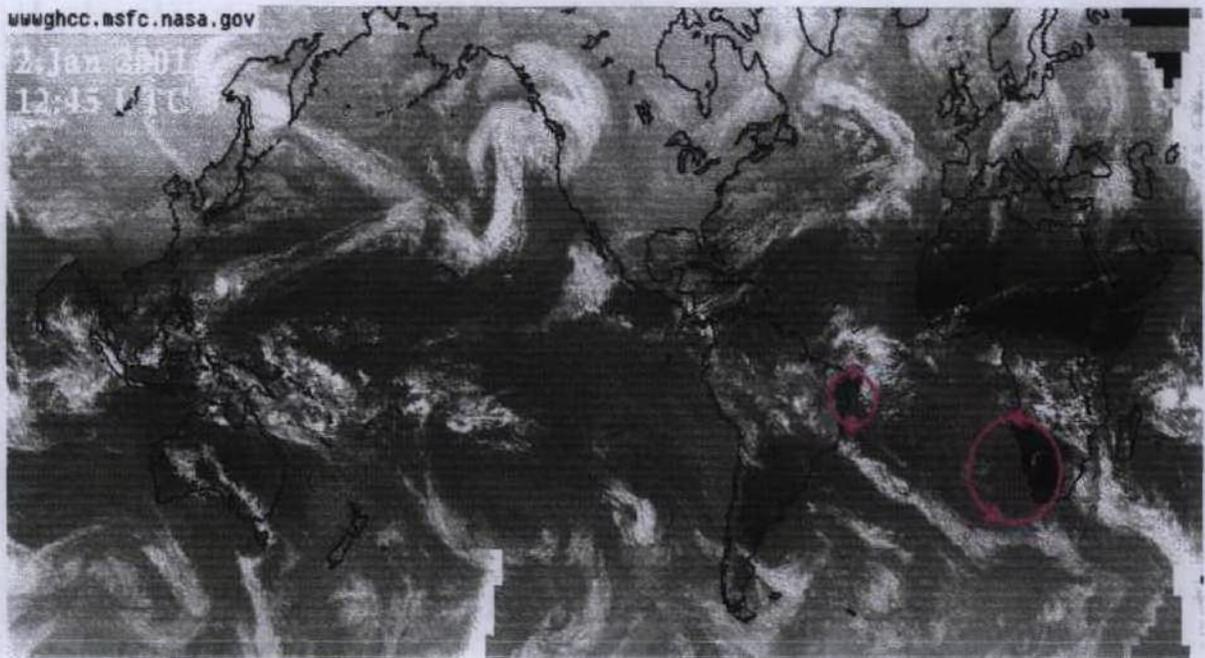
Nas Figuras 09 e 10, são mostradas imagens em mosaico compostas de satélites geoestacionários e de órbita polar para os dias 02 e 03 de janeiro de 2001, nos canais espectrais infravermelho e vapor d'água. Verificou-se que, juntamente com um vórtice sobre a região de estudo, ocorreu a formação de uma circulação anticiclônica no Oceano Atlântico Leste, próximo à costa oeste do continente africano. Isto é, formou-se um movimento ciclônico acoplado com um movimento anticiclônico que dominou todo o Atlântico Sul.

O acoplamento dessa dupla de movimentos fez com que o VCAN permanecesse um tempo maior na região, com configuração e estrutura vertical relativamente constantes e maior atividade. Esse fato é inédito, pois na literatura revisada, não houve menção de tal acoplamento, talvez porque os estudiosos do assunto não tenham analisado longitudes próximas do continente africano.

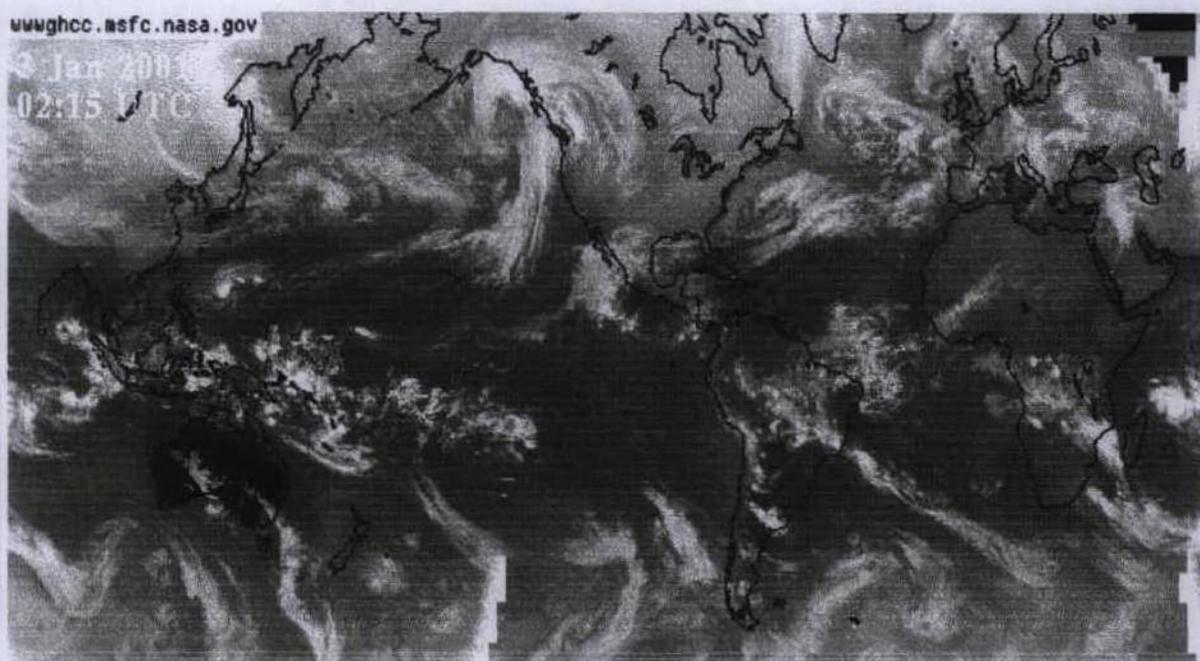
Nas Figuras 09a e 09b para o dia 02 de janeiro de 2001, o vórtice estava com núcleo centrado ao norte do NEB e sua nebulosidade se estendendo sobre o Oceano Atlântico até a costa oeste da África. No dia 03 de janeiro de 2001 (Figuras 09c e 09d), o vórtice deslocou-se para oeste, estando com seu núcleo sobre o NEB.



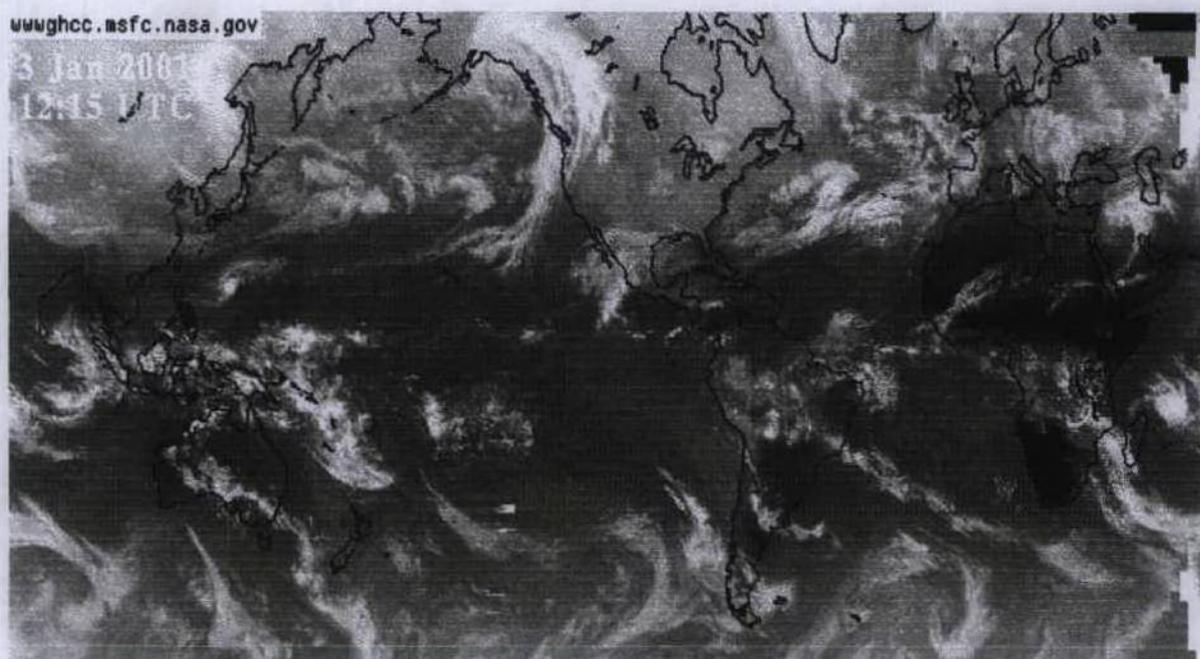
(a)



(b)



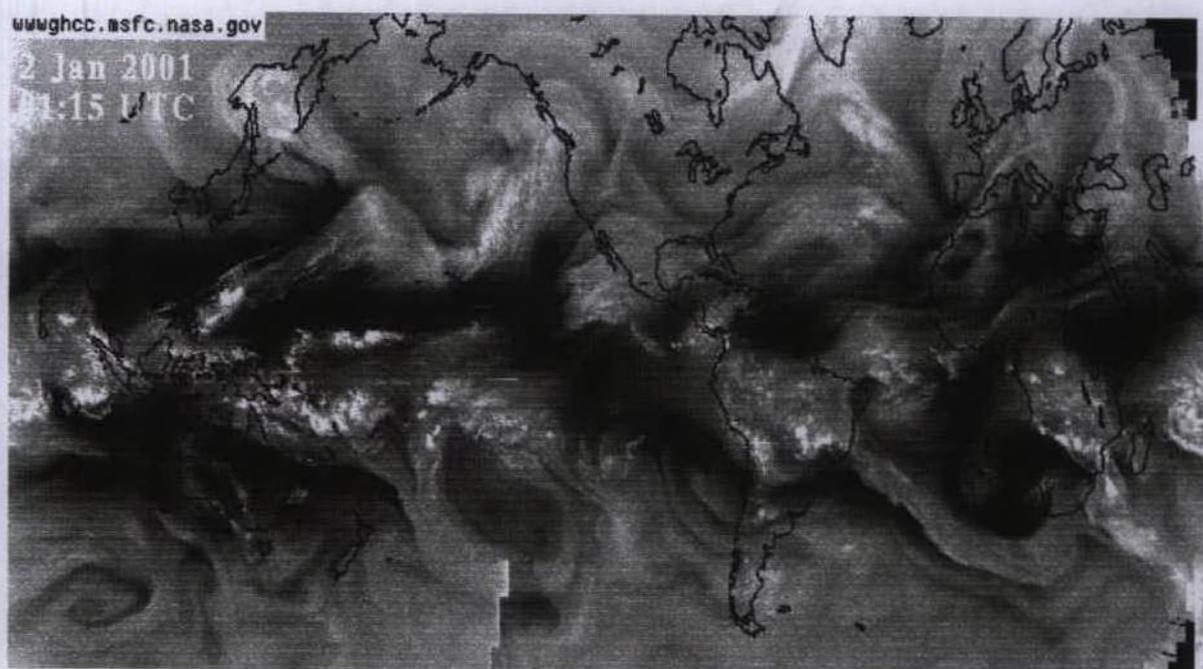
(c)



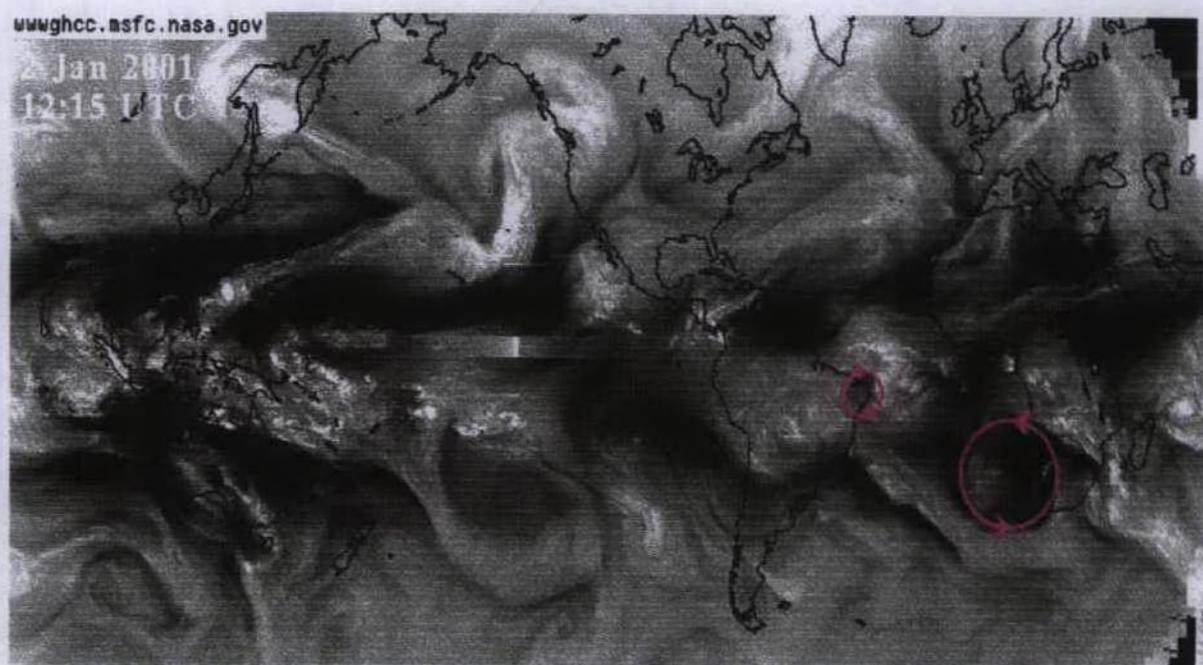
(d)

FIGURA 09 – Mosaicos de imagens de satélites geoestacionários e de órbita polar, no canal espectral infravermelho, mostrando o evento de janeiro de 2001 para os dias: (a) 02 às 02:15UTC; (b) 02 às 12:45UTC; (c) 03 às 02:15UTC e (d) 03 às 12:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA).

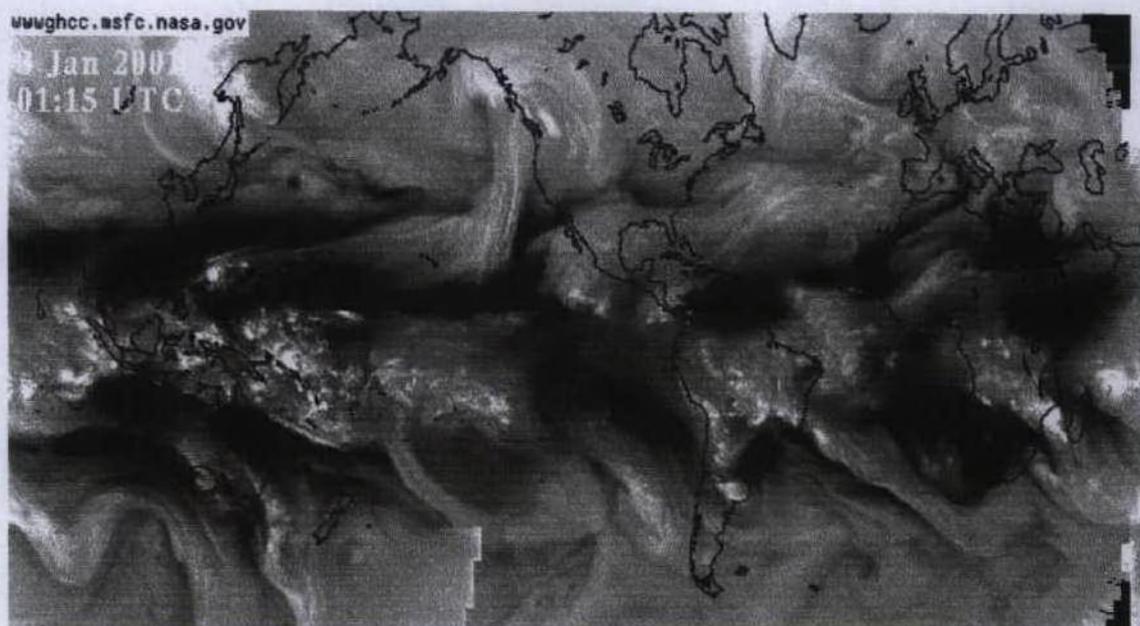
Na Figura 10, canal do vapor d'água, nota-se mais claramente o anticiclone formado sobre a costa da África e sua ligação com o VCAN sobre o NEB. No dia 03 (Figuras 10c e 10 d), existiu uma alta umidade sobre o leste do NEB, com o deslocamento do VCAN para oeste. Ao mesmo tempo, nota-se umidade extremamente baixa no centro do anticiclone.



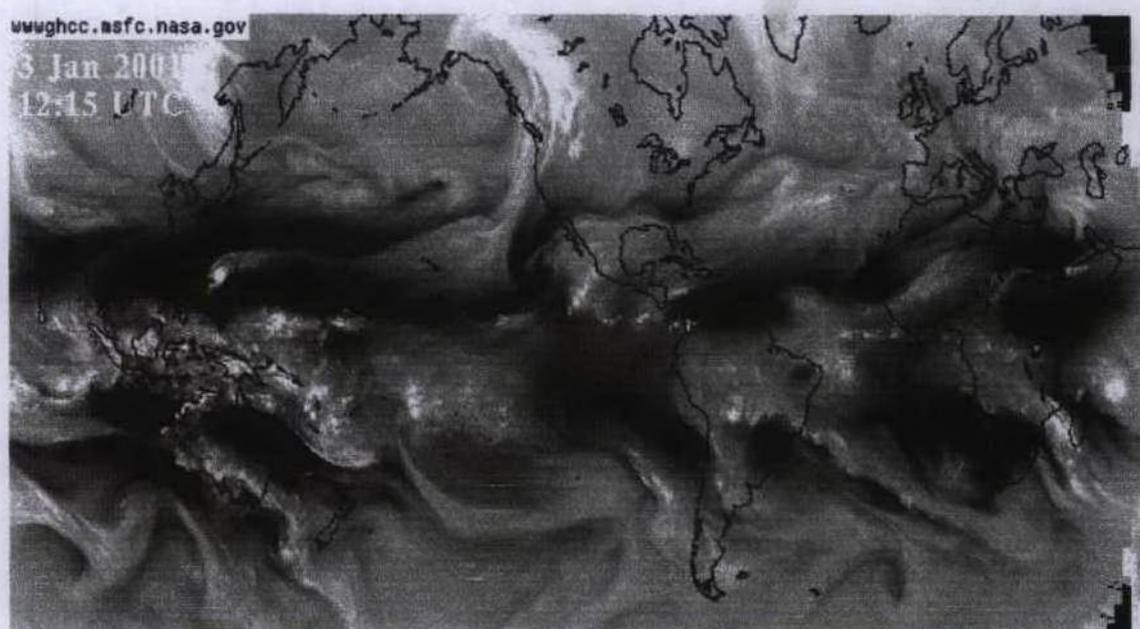
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 10 – Mosaicos de imagens de satélites geoestacionários e de órbita polar, no canal espectral do vapor d'água, mostrando o evento de janeiro de 2001 para os dias: (a) 02 às 01:15UTC; (b) 02 às 12:15UTC; (c) 03 às 01:15UTC e (d) 03 às 12:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA).

A Figura 11 é um zoom dos mosaicos de imagens dos dias 02 e 03 de janeiro de 2001, no canal do vapor d'água focado sobre o NEB e o Oceano Atlântico. Essas imagens mostram nitidamente o acoplamento de circulação ciclônica próxima ao NEB e de circulação anticiclônica próxima à costa oeste da África.

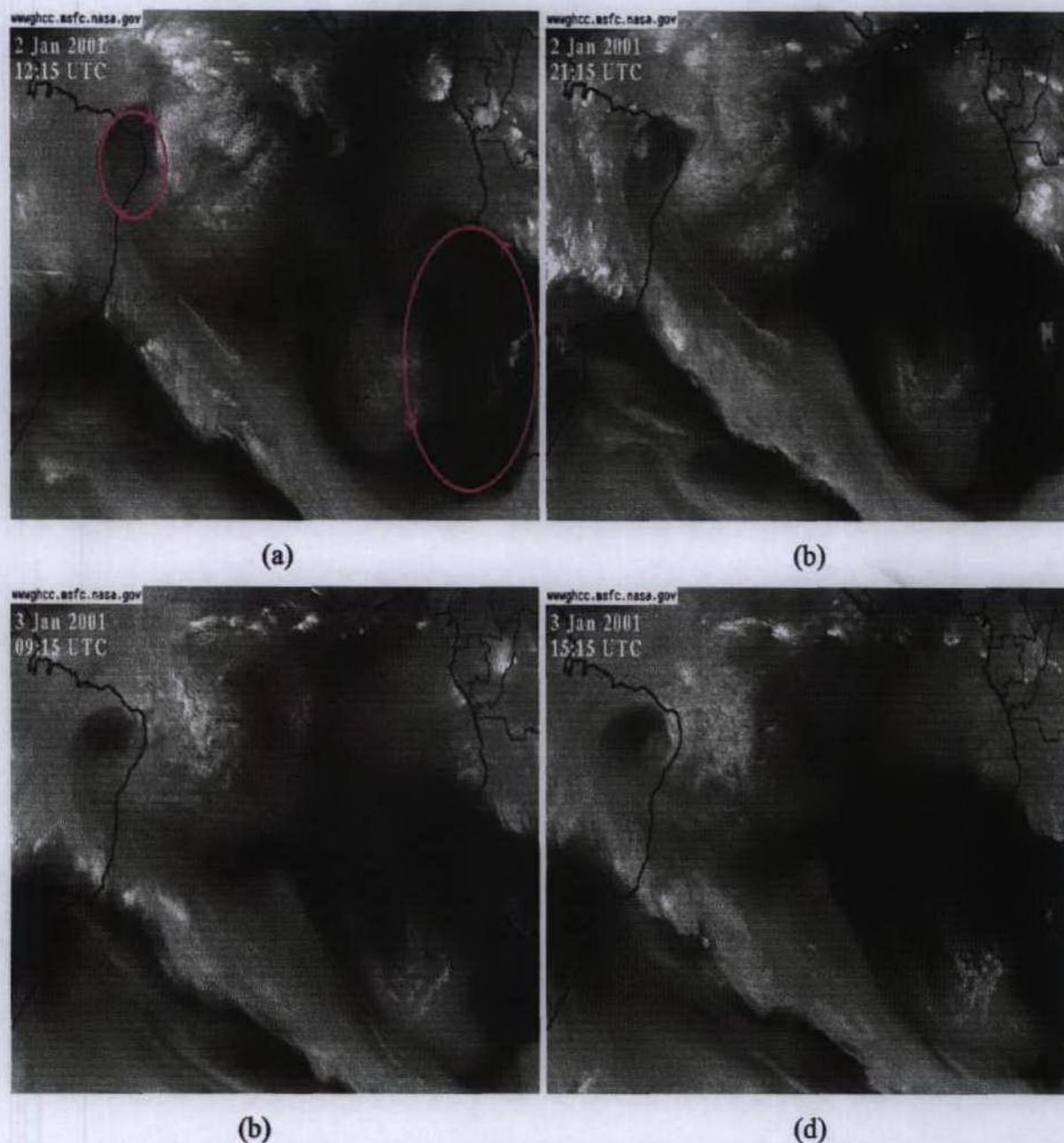


FIGURA 11 – Zoom sobre o NEB e Oceano Atlântico próximo da costa oeste da África dos mosaicos de satélites, canal do vapor d'água, para janeiro de 2001 nos dias: (a) 02 às 12:15UTC; (b) 02 às 21:15UTC; (c) 03 às 09:15UTC e (d) 03 às 15:15UTC. (Fonte: GHCC/MSFC/NASA).

No evento de 2001, o VCAN esteve posicionado sobre o norte do NEB e sua área de subsidência centrada sobre a Costa Leste (Figura 11), provocando uma redução na pluviometria. Esse vórtice teve início nos primeiros dias do mês, quando os totais diários de precipitação variaram entre 5mm a 30mm. No dia 13, no interior do Piauí/Maranhão, os valores alcançaram 40mm. O VCAN deslocou-se para o interior do Ceará no dia 14, onde foram registrados até 20mm diários, e dissipou-se a seguir. Esse vórtice teve uma vida de duas semanas aproximadamente.

4.1.3 – Análise sinótica da estrutura vertical

No dia 28 de dezembro de 1999, um cavado estava presente em 200hPa sobre o Oceano Atlântico, ao longo da costa brasileira, associado a um sistema frontal (Figura 12a). A Alta da Bolívia estava sobre o Paraguai e centro-oeste do Brasil e uma circulação anticiclônica, não fechada, foi notada próxima à costa oeste da África, chegando até as regiões equatoriais. No dia seguinte, em 200hPa (Figura 12b), a circulação anticiclônica à oeste da África intensificou-se e ocorreu uma mudança na orientação de seu eixo estendendo-se mais para sul, enquanto as outras configurações praticamente não se moveram.

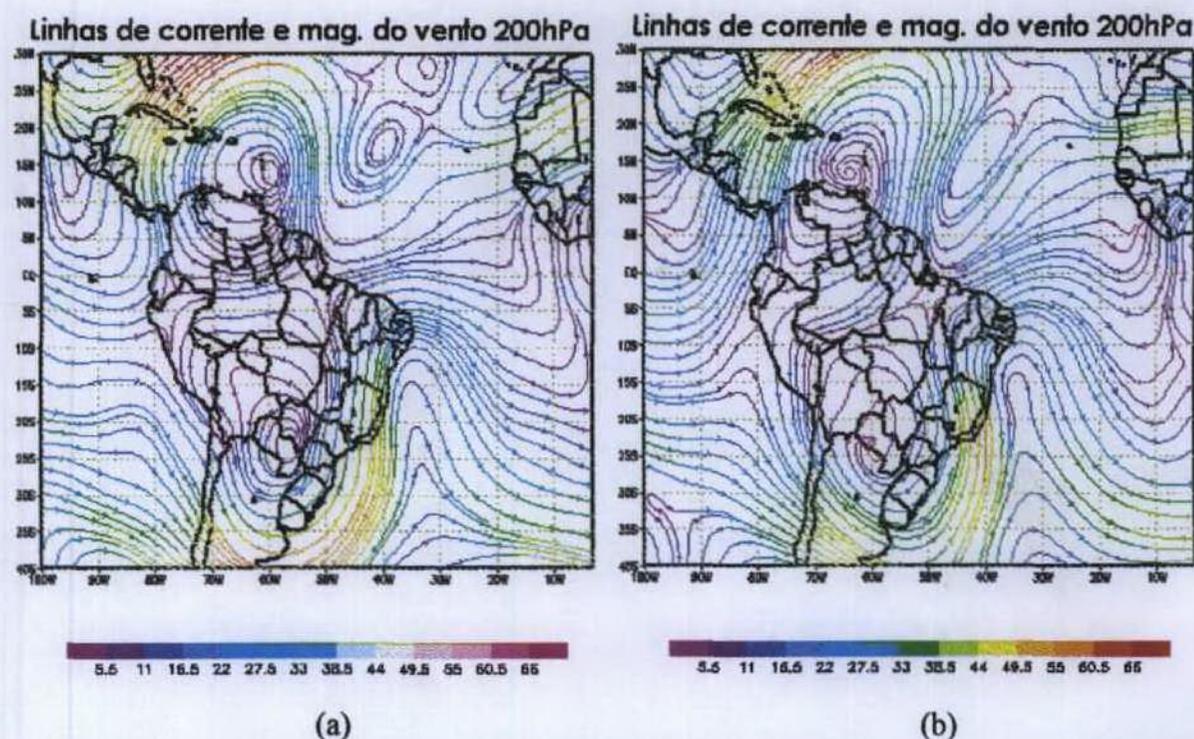


FIGURA 12 – Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) às 12UTC, em 200hPa, para: (a) 28 de dezembro e (b) 29 de dezembro de 1999.

Às 12UTC do dia 30 de dezembro de 1999, em 200hPa (Figura 13a), observou-se que a Alta da Bolívia intensificou e teve um ligeiro deslocamento para noroeste. A mesma Figura mostra que a intensificação do cavado, que se encontrava na costa brasileira, pode ter sido por causa do deslocamento tanto da Alta da Bolívia quanto da circulação anticiclônica, localizada próxima à costa oeste da África.

A Figura 13b, do dia 31 de dezembro de 1999, em 200hPa, mostra que a Alta da Bolívia apresentou um grande deslocamento para noroeste, localizando-se sobre o oeste da Bolívia e norte do Chile. O cavado da costa brasileira continuou se intensificando, se aproximou da costa leste e atingiu latitudes equatoriais.

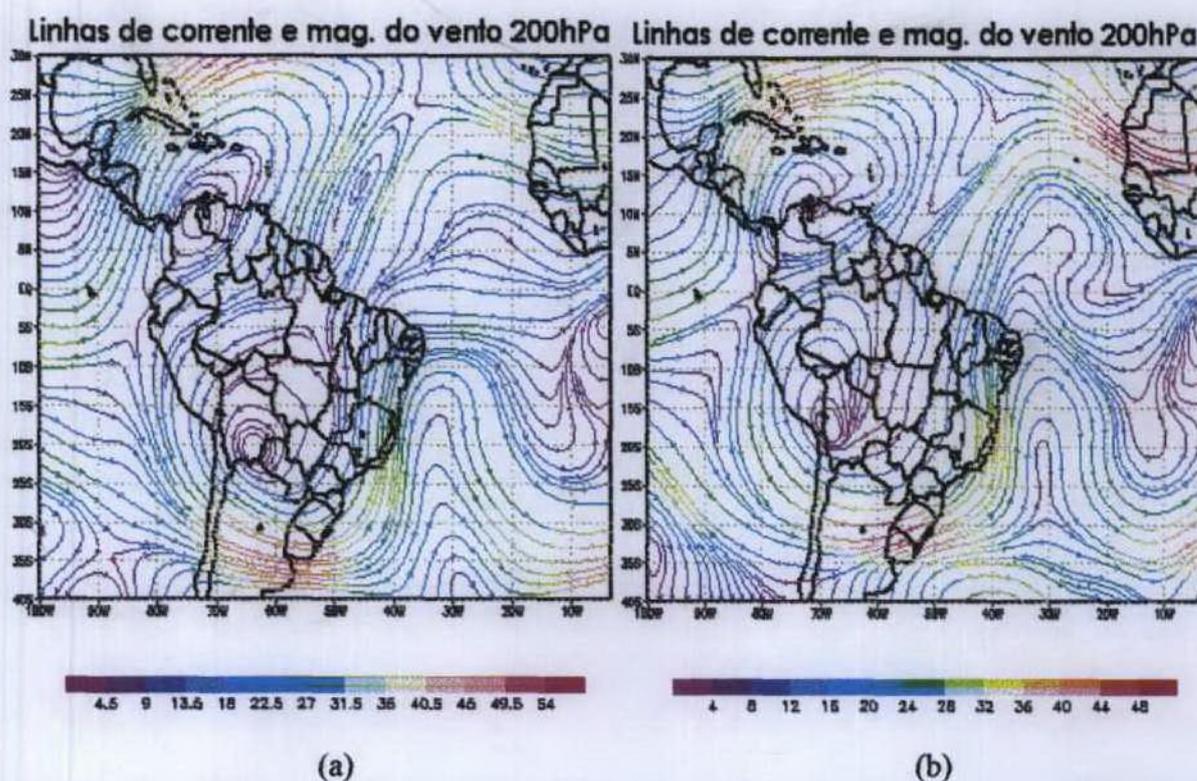


FIGURA 13 – Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) às 12UTC, em 200hPa, para: (a) 30 de dezembro e (b) 31 de dezembro de 1999.

No dia 01 de janeiro de 2000, observou-se através do campo de linhas de corrente que a formação da circulação anticiclônica existente em 200hPa sobre o Oceano Atlântico, se estendeu desde os baixos níveis e o cavado sobre a costa do NEB, a oeste dessa circulação, era visível somente a partir de 400hPa. Esse cavado no nível de 250hPa, apresentou uma circulação ciclônica fechada em torno de 15°S a 20°S e 35°W, indicando que o VCAN iniciou

sua formação nesse dia. Na Figura 14a observou-se que a Alta da Bolívia esteve bem configurada, um pouco a leste da posição do dia anterior e que a circulação anticiclônica do Atlântico leste também esteve intensa. Essas duas configurações podem ter contribuído para que, nesse nível, o cavado sobre a costa do NEB atingisse sua extensão máxima, cruzando o equador e alcançando latitudes em torno de 10°N .

Praticamente em toda a extensão vertical da atmosfera, havia movimentos ascendentes intensos sobre a região onde se encontrava a banda de nebulosidade associada ao sistema frontal (região sul-sudeste do Brasil e Oceano), e movimentos subsidentes intensos atrás da banda de nebulosidade, como pode ser notado no campo de velocidade vertical para o dia 01 de janeiro de 2000, às 12UTC (Figura 14b). Esta Figura mostra movimentos subsidentes entre $0,06$ e $0,08\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ sobre o interior do NEB, setor oeste/noroeste do cavado e movimentos ascendentes entre $-0,09$ e $-0,15\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ sobre a costa oceânica, setor norte/nordeste do cavado.

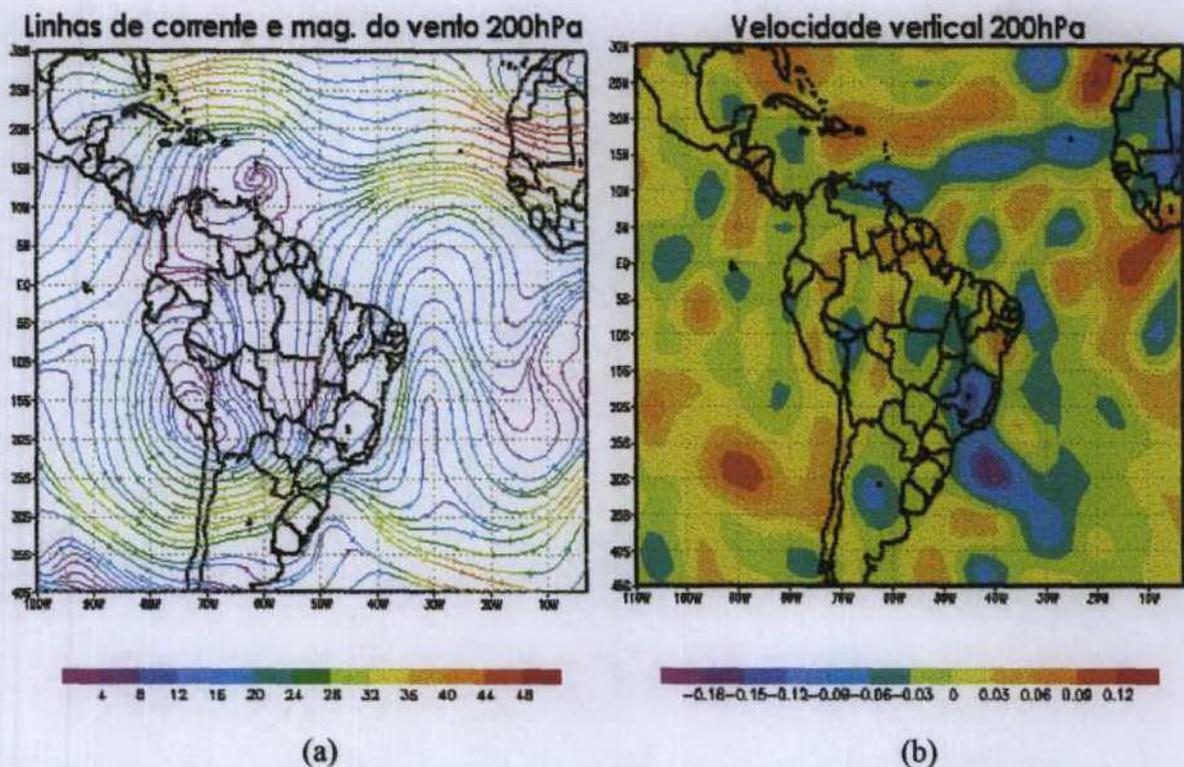


FIGURA 14 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 01 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

No estudo do VCAN de janeiro de 2000, foi feita uma análise apenas observacional das características sinóticas ocorridas, não se utilizando cálculos. Como esse evento de VCAN esteve centrado em torno das baixas latitudes, a vorticidade relativa e a vorticidade absoluta, não se diferem muito uma da outra já que o parâmetro de Coriolis é pequeno. A escolha da utilização da variável meteorológica vorticidade relativa, ao invés, da vorticidade absoluta, se deu a partir da comparação dessas duas variáveis com loops de imagens de satélite para os primeiros dias do evento. Dessa comparação, verificou-se que, nesse caso de VCAN para janeiro de 2000, a vorticidade relativa representou melhor as variações atmosféricas, na região de ocorrência do vórtice. Como pode ser visto nas Figuras 15a e 15b, ao longo de 30°W-35°W, os campos praticamente se equivalem.

Analisando o campo de vorticidade relativa para 01 de janeiro de 2000, sobre o Oceano Atlântico Oeste, em toda troposfera esteve configurada uma área de vorticidade relativa positiva, identificando a região da circulação anticiclônica, aparente no mapa de linhas de corrente desse dia (Figura 14a). Caracterizando a região de atuação do VCAN, notaram-se valores em torno de $-6 \times 10^5 \cdot s^{-1}$ de vorticidade negativa entre 400hPa e 200hPa (Figura 15b). A intensidade da vorticidade negativa aumentou com a altura, em 200hPa, em todo o Atlântico ao longo de 25°W-35°W, indicando movimento ciclônico. Sobre a região sul do Brasil, havia uma forte vorticidade negativa nos altos níveis, associada com a presença do sistema frontal nessa região.

Na Figura 15c, foi observado um trem de centros de divergência e de convergência no sentido sudoeste/nordeste, que alcançou a costa do NEB. Sobre o oceano, entre 25°S e 30°S, observou-se forte divergência, superior a $3 \times 10^{-5} s^{-1}$, associada à presença do sistema frontal que, ao penetrar em baixas latitudes, originou o VCAN. Notou-se, também, uma região de convergência sobre o leste do Atlântico, indicativa de movimento anticiclônico nos níveis baixos acoplado ao vórtice. Na região de formação do vórtice (centro do cavado), havia movimentos convergentes em 300hPa e divergentes em 200hPa. Essas análises mostraram que, nos níveis altos da região de formação do vórtice, aproximadamente acima de 300hPa, a atmosfera apresentava movimentos opostos em uma camada relativamente pouco espessa.

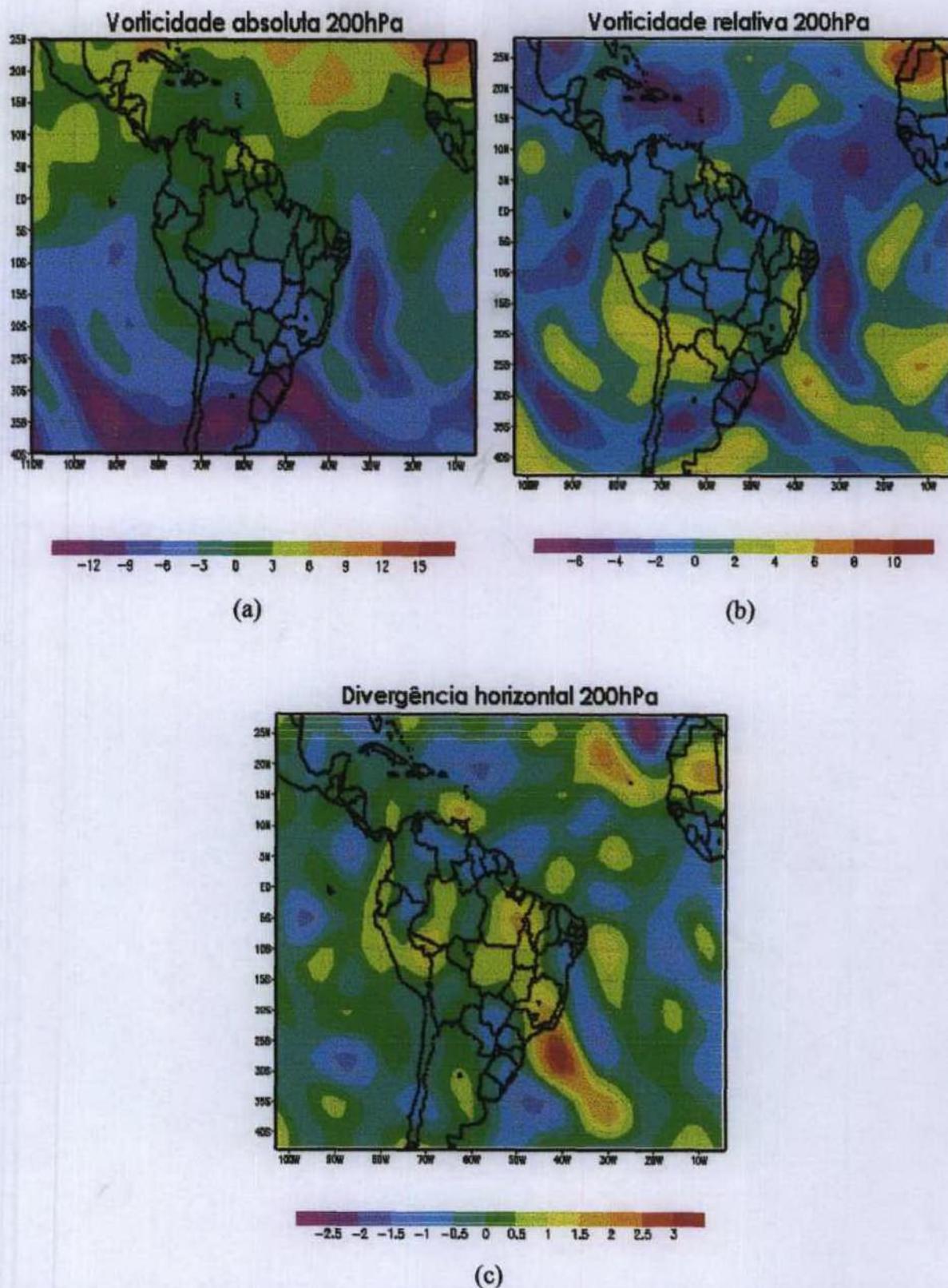


FIGURA 15 – Campos de: (a) vorticidade absoluta ($10^5 \cdot s^{-1}$), (b) vorticidade relativa ($10^5 \cdot s^{-1}$) e (c) divergência horizontal ($10^5 \cdot s^{-1}$) para 01 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

Ocorreu uma queda bem acentuada da temperatura potencial virtual (Figura 16a) em altos níveis, na região em torno de 30°W e 20°S a 5°S , confirmando que o centro do vórtice é mais frio que seu redor. Sobre o centro da América do Sul, formou-se um núcleo de ar mais quente, desde os níveis médios até os níveis altos, associado à convecção e liberação de calor latente. Notou-se forte gradiente entre o continente e o oceano ao longo das latitudes 10°S – 15°S .

A Figura 16b mostra que os valores de água precipitável estavam altos em praticamente todo o território brasileiro. Sobre a Amazônia e região do sistema frontal, estavam em torno de 50mm a 55mm, por causa dessas regiões apresentarem uma forte atividade convectiva. Sobre o NEB, valores eram em torno de 30mm a 45mm diminuindo em direção à costa do Oceano Atlântico para 25mm. Nessa região estava ocorrendo movimento descendente de ar frio no centro do vórtice. Na região onde se encontrava a Alta da Bolívia, devido ao grande movimento vertical ascendente, foram estimados valores entre 65mm e 70mm.

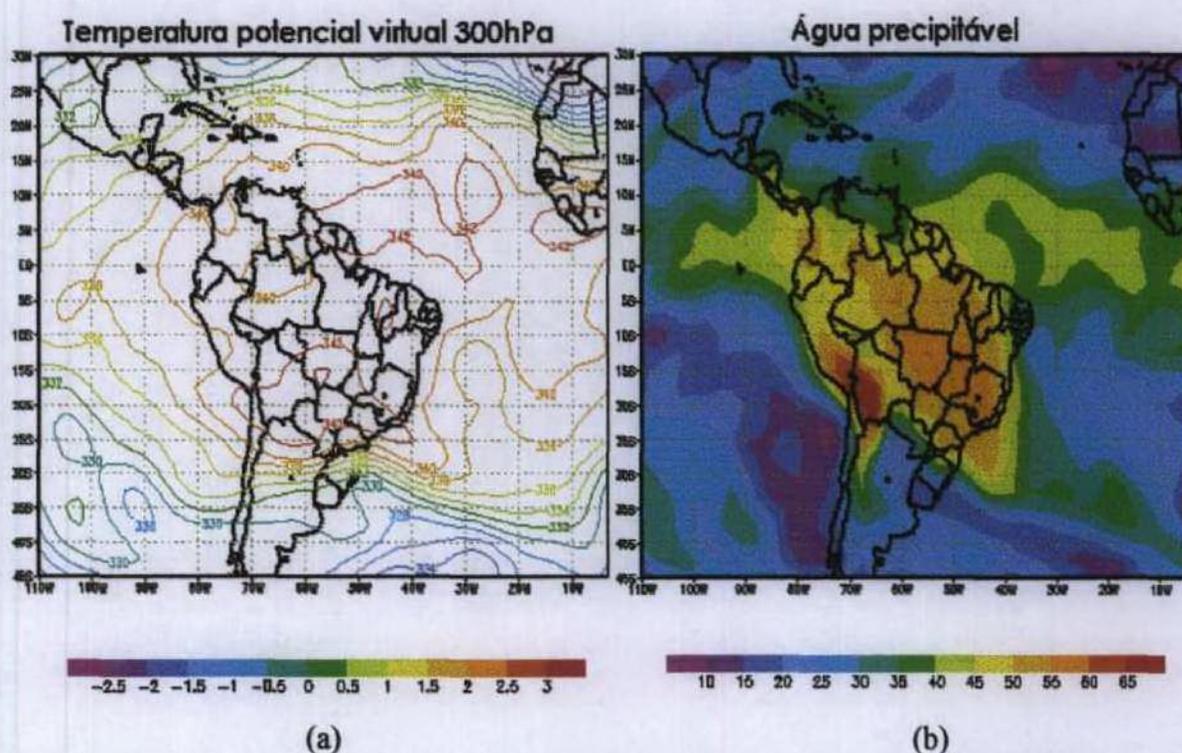


FIGURA 16 – Campos de: (a) temperatura potencial virtual em 300hPa (K) e (b) água precipitável (mm) para 01 de janeiro às 12UTC.

Em 02 de janeiro de 2000, a circulação anticiclônica continuou atuando sobre o Oceano Atlântico, praticamente em toda a extensão da troposfera. Em 700hPa, essa circulação estava com seu eixo deslocado para noroeste. A partir desse dia, o vórtice formou-se desde 300hPa, com um núcleo fechado em torno de 15°S a 25°S e 35°W. Em 250hPa, o vórtice se intensificou e, com isso, enfraqueceu o anticiclone a oeste. Na Figura 17a, o vórtice estava bem intenso sobre a costa do Brasil, a Alta da Bolívia estava configurada zonalmente sobre o oeste da Bolívia e norte do Chile e havia uma crista sobre a costa do Brasil, no sentido sudeste/noroeste e um cavado sobre o Paraná-São Paulo.

Movimentos ascendentes, desde a superfície até aproximadamente 400hPa, e liberação de calor latente contribuíram para a intensificação da Alta da Bolívia em altos níveis. Observou-se sobre o sudeste do Brasil e Oceano Atlântico, movimentos verticais ascendentes, relacionados à atividade convectiva do sistema frontal. Foram notados movimentos ascendentes sobre a borda do vórtice (Figura 17b) e, no interior do NEB, movimentos descendentes no centro do vórtice em altos níveis e consequentemente ausência de nebulosidade.

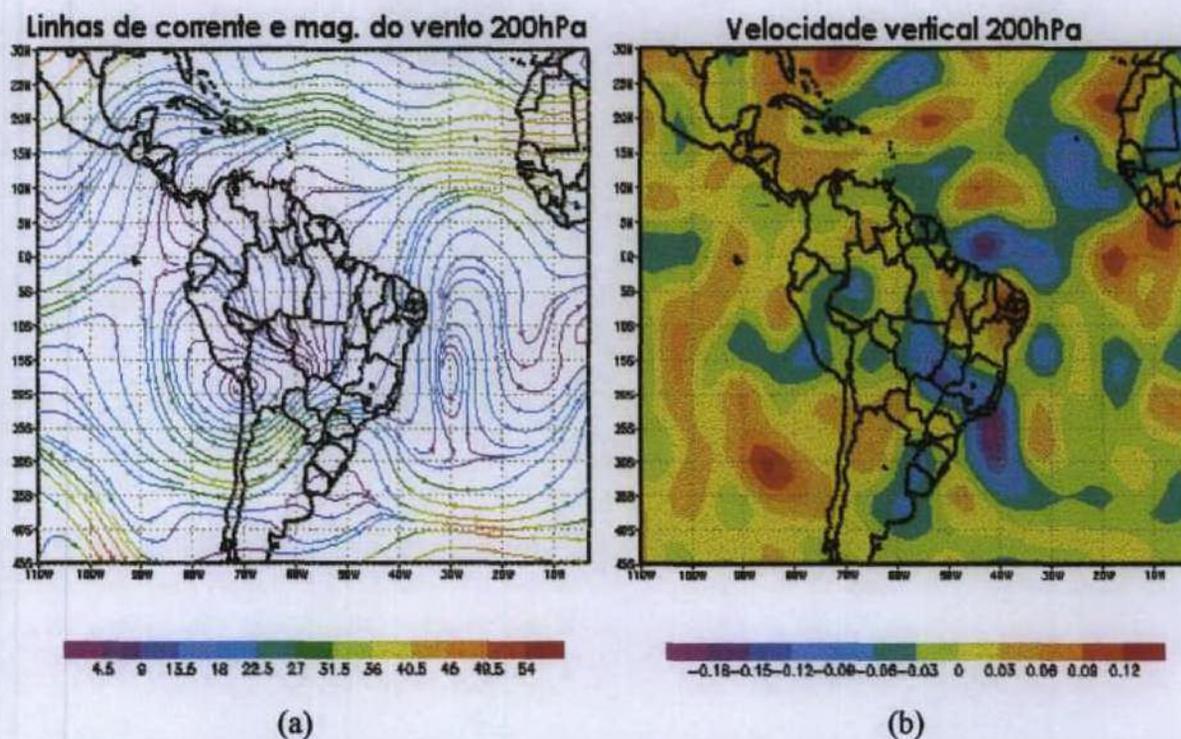


FIGURA 17 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 02 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

No dia 03 de janeiro de 2000 às 12UTC a análise do campo de linhas de corrente indicou que o anticiclone sobre o Oceano Atlântico se estendeu desde os baixos níveis até os altos níveis, posicionando-se a sudeste do VCAN em 300hPa. Nesse nível, o vórtice estava sobre a Costa Leste do NEB, com o núcleo aproximadamente entre 10°S e 32°W. A Alta da Bolívia deslocou-se para a costa do Peru, entre 15°S e 20°S e 70°W a 80°W. A Figura 19a mostra que o vórtice estava bem configurado, ao longo da Costa Leste e que o anticiclone, a sudeste do VCAN, desintensificou-se nesse nível.

Movimentos subsidentes foram observados em 500hPa, sobre o NEB e sua costa. A Figura 19b, em 200hPa, mostra a subsidência, sobre os estados do NEB e uma região de movimentos ascendentes sobre o Oceano Atlântico a leste do centro do vórtice. Essa configuração contribuiu para que não houvesse formação de forte convecção, sobre os estados da Costa Leste do NEB, reduzindo a precipitação.

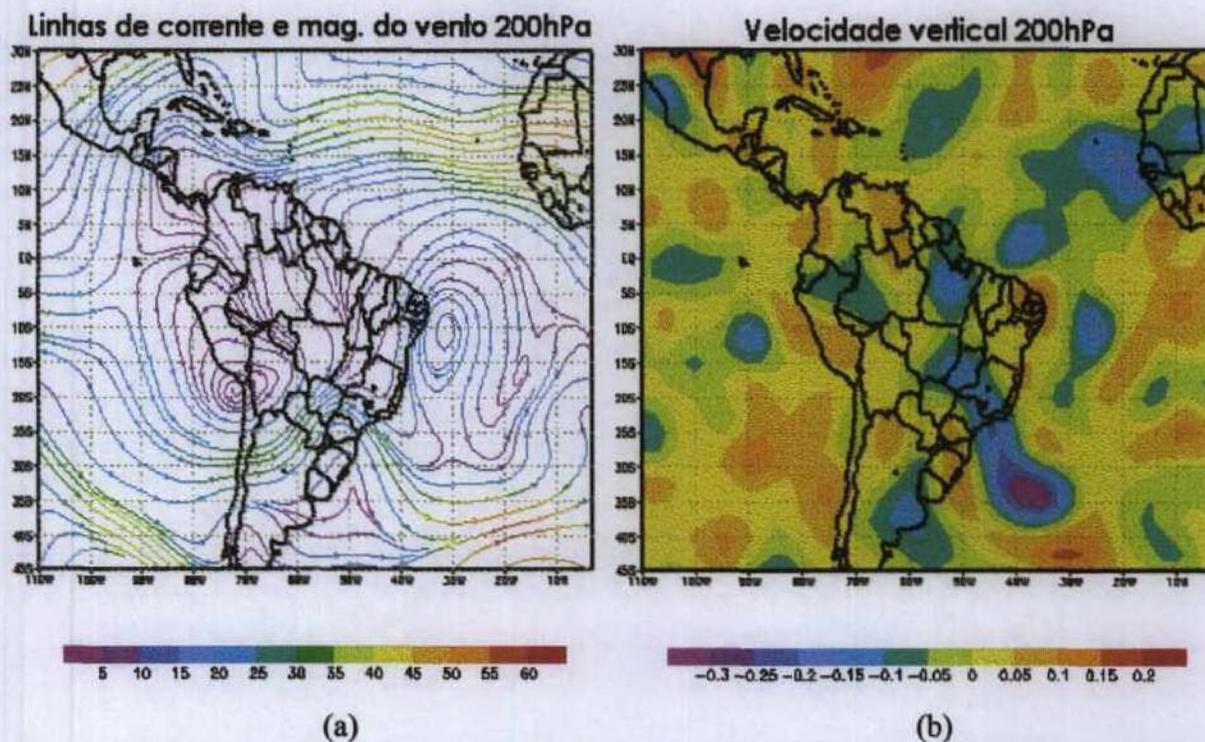


FIGURA 19 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 03 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

A análise do campo de divergência, para o dia 03 de janeiro de 2000 (Figura 20a), mostrou que, sobre o leste dos estados da Bahia ao Rio Grande do Norte, formou-se uma região de convergência em 200hPa. Comparando as Figuras 19b e 20a, notou-se que, à

oeste/noroeste do VCAN, formaram-se movimentos descendentes e convergência enquanto, ao leste dele, encontraram-se movimentos ascendentes e divergência.

Na média troposfera, sobre o Oceano Atlântico, a vorticidade relativa positiva, associada ao anticiclone ao leste do VCAN permaneceu inalterada, porém o núcleo de vorticidade negativa, inicialmente localizado entre 15°S e 20°S e 30°W , deslocou-se para noroeste, aproximando-se da costa (Figura 20b). A configuração do campo de vorticidade relativa em médios e altos níveis da troposfera apresentou condições favoráveis para a intensificação do VCAN sobre a costa, pois observou-se vorticidade ciclônica fraca em 500hPa e valores negativos máximos em 300hPa. Portanto a vorticidade ciclônica presente desde 500hPa intensificou o vórtice em níveis mais altos da troposfera. Mais ao sul, aparece uma banda de vorticidade positiva, associada ao sistema frontal.

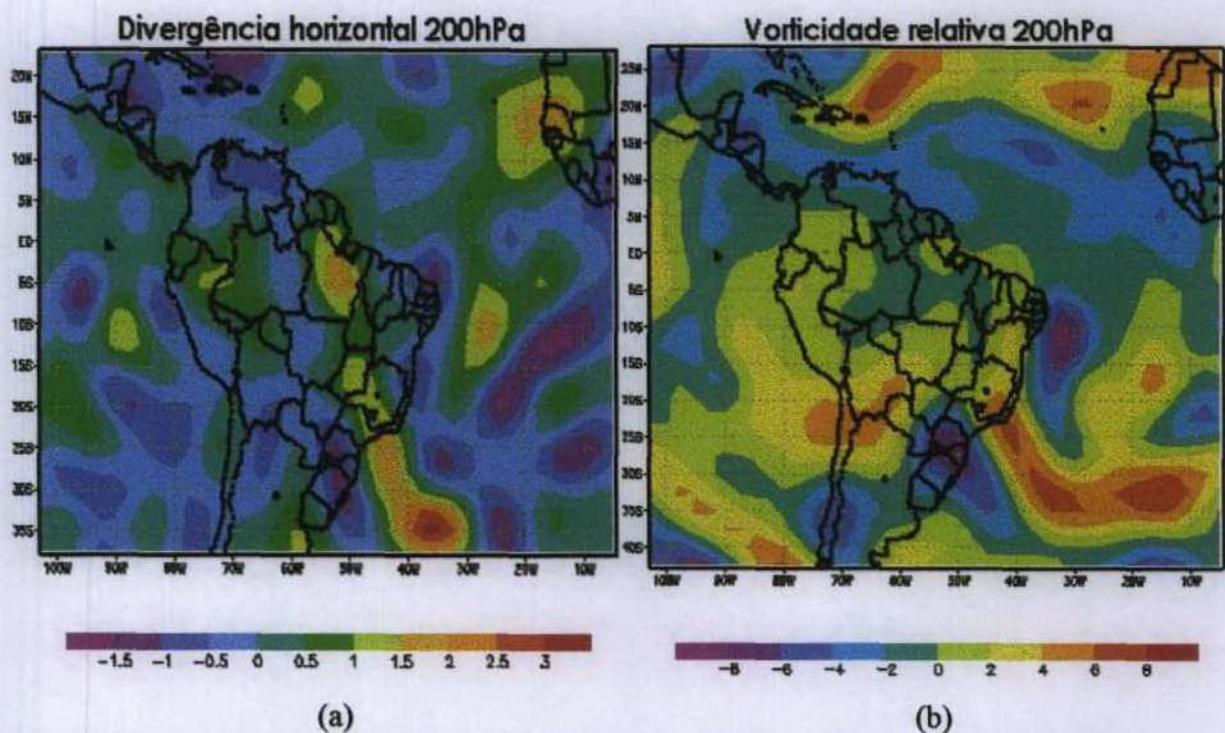


FIGURA 20 – Campos de: (a) divergência horizontal (10^5 s^{-1}) e (b) vorticidade relativa (10^5 s^{-1}) para 03 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

Dos campos mostrados na Figura 21, observou-se que uma região de temperatura potencial virtual alta e valores de água precipitável em torno de 60mm a 70mm caracterizaram a região onde se localizava o sistema frontal. Notou-se forte gradiente de temperatura potencial virtual na região tropical entre o oceano e o continente, onde sobre o

continente as temperaturas estavam bem mais altas do que sobre o oceano. Nesse dia 03 de janeiro de 2000, o VCAN, acima de 400hPa, possuía uma configuração com baixos valores de temperatura, confirmando sua característica que é a de apresentar um núcleo frio. Na região central do vórtice, entre 700hPa e 500hPa, encontraram-se valores mais baixos de umidade específica do que em sua periferia e, entre 300hPa e 400hPa, era aparente um núcleo seco, e valores mais altos em torno de 0.6 g kg^{-1} sobre a periferia nordeste. A oeste, onde se localizava a atividade convectiva do VCAN, os valores de água precipitável também estiveram altos, em torno de 60 mm, decrescendo em direção ao Oceano Atlântico.

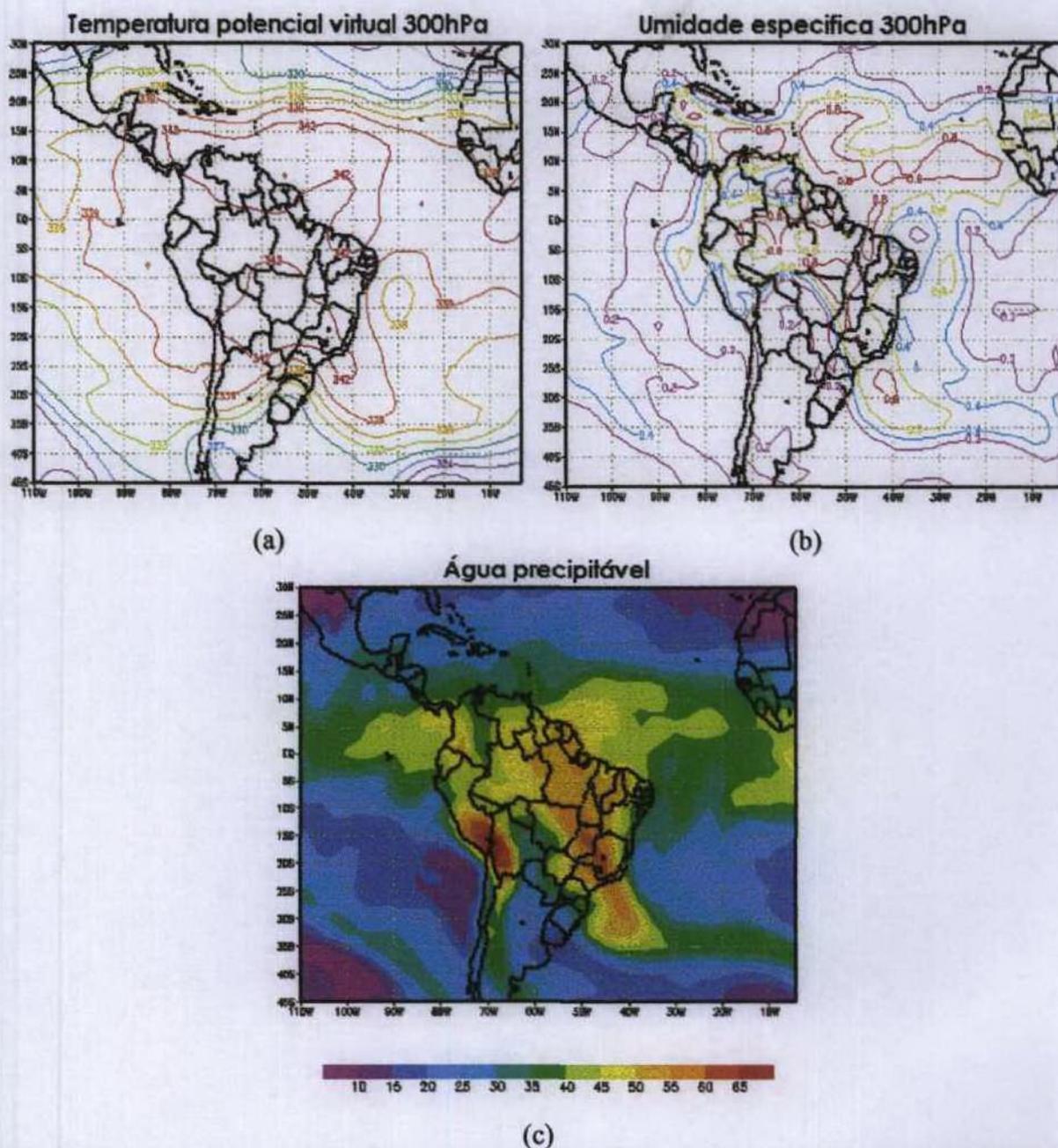


FIGURA 21 – Campos de: (a) temperatura potencial virtual (K), (b) umidade específica (g kg^{-1}) e (c) água precipitável (mm) para 03 de janeiro às 12UTC, em 300hPa.

Analisando a variação vertical do campo de linhas de corrente, para o dia 04 de janeiro de 2000, às 12UTC, observou-se que a circulação anticiclônica, sobre o Oceano Atlântico, possuía uma inclinação com a altura de seu eixo para oeste, posicionando-se a sudeste do VCAN, desde baixos níveis até aproximadamente 300hPa. Essa configuração aparentemente dava condições dinâmicas para que o vórtice permanecesse ativo. A partir de 200hPa (Figura 22a), o vórtice estava formado próximo à costa do NEB, em torno de 10°S a 15°S e 30°W a 40°W, estendendo-se até 400hPa e tendo, nesse nível, seu núcleo centrado sobre a costa dos Estados de Sergipe e Alagoas.

Analisando o campo de velocidade vertical, notaram-se, sobre a região central do vórtice, entre 200hPa a 400hPa, movimentos descendentes e em toda sua periferia, com exceção ao sul onde ocorreram movimentos ascendentes. Como pode ser visto na Figura 22b, parte desses movimentos verticais ascendentes encontravam-se sobre o NEB, produzindo, assim, intensa atividade convectiva, com formação de aglomerados de nuvens com grande desenvolvimento vertical, o que foi comprovado pelas imagens de satélite. Nessas imagens, pode-se ver, também, intensa nebulosidade sobre o Oceano Atlântico, referente ao sistema frontal e ao VCAN.

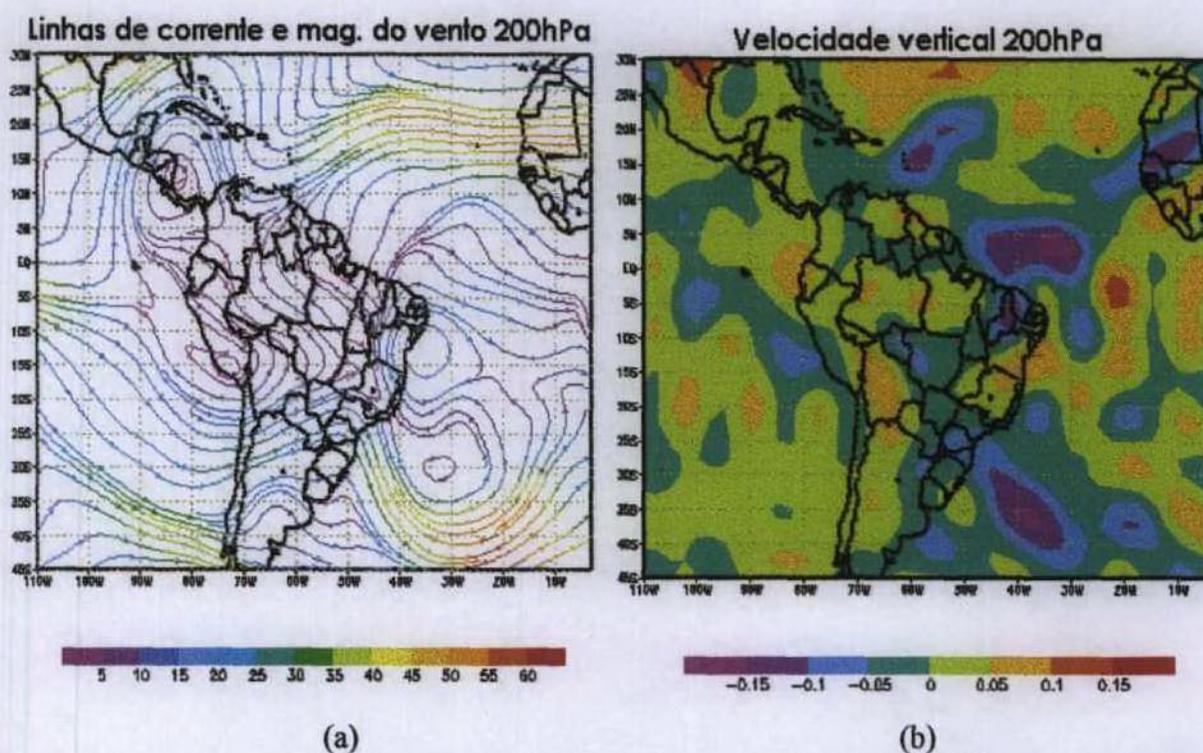


FIGURA 22 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 04 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

A configuração do campo de divergência horizontal em 850hPa mostrou, sobre o leste do NEB, movimentos divergentes e sobre o interior movimentos convergentes. Em 500hPa observou-se à persistência de movimentos divergentes sobre o leste do NEB e convergência sobre a costa oceânica. A partir do nível de 300hPa, houve um predomínio de movimentos convergentes no centro do VCAN e movimentos divergentes a noroeste e nordeste do mesmo, o que pode ser visto na Figura 23a para o nível de 200hPa.

Nesse dia, através do campo de vorticidade relativa, foi observado que os restos do sistema frontal encontravam-se totalmente sobre o Oceano Atlântico Sul, sobre a região de altos valores de vorticidade positiva. Entre 400hPa e 200hPa foi registrada vorticidade relativa negativa na região onde se localizava o centro do vórtice, ou seja, vorticidade ciclônica e, em sua periferia, o campo de vorticidade relativa apresentou valores positivos, como se verificou na Figura 23b.

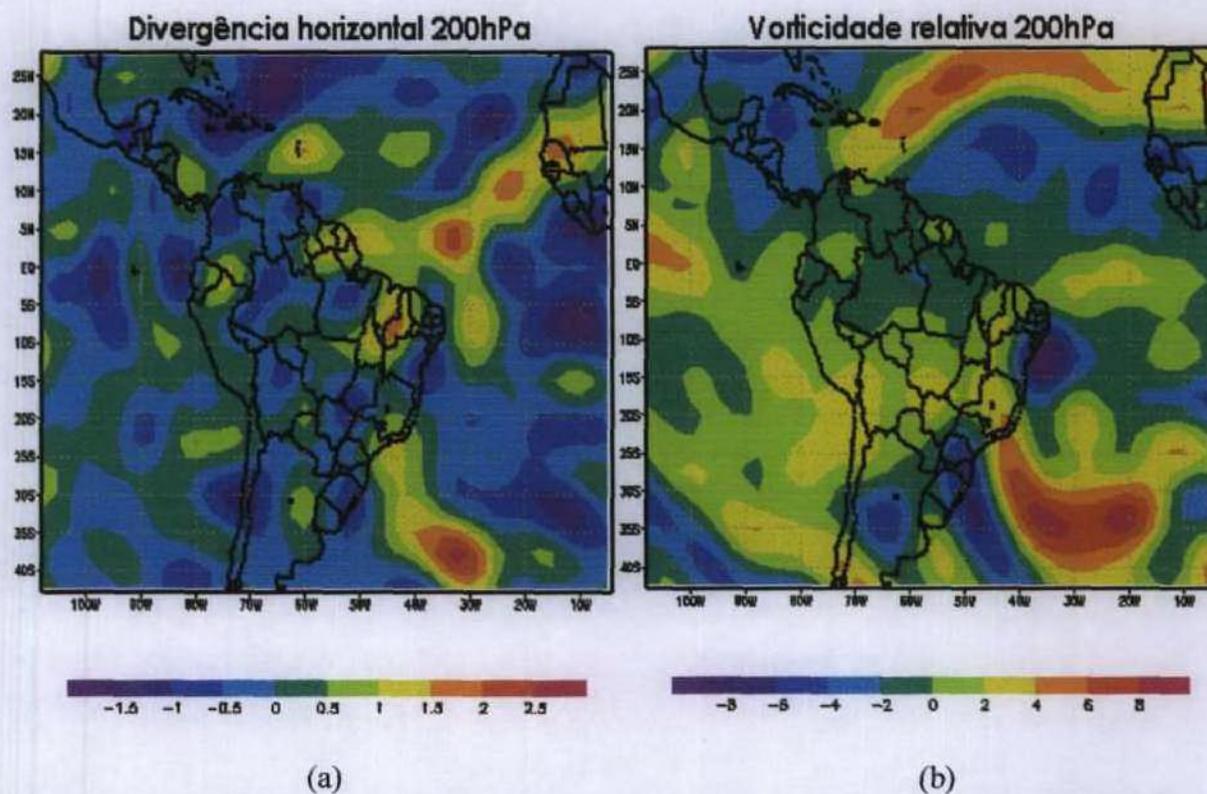


FIGURA 23 – Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5 s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5 s^{-1}$) para 04 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

A Figura 24a mostra o campo de temperatura potencial virtual para o nível de 300hPa. Esse campo, em relação ao dia anterior, praticamente não mudou, permanecendo o núcleo do vórtice mais frio que a sua periferia. A Figura 24b mostra o campo de água precipitável para o dia 04 de janeiro às 12UTC. Os valores de água precipitável entre 50mm a 65mm, encontrados desde a região Sudeste até o Norte e NEB, estavam associados à intensa atividade convectiva do sistema frontal e da configuração do VCAN. De uma forma geral, dos médios aos altos níveis, a configuração dos campos de umidade específica acompanharam a configuração do campo de água precipitável, não diferindo muito dos valores encontrados no dia anterior.

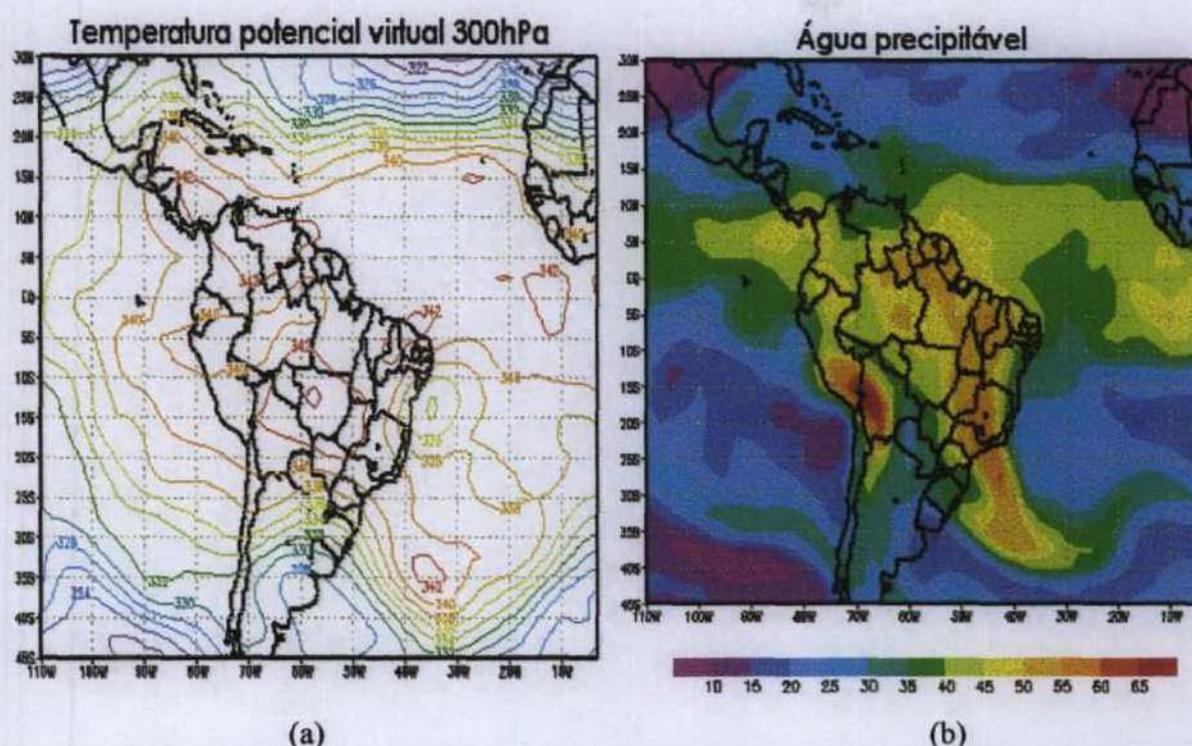


FIGURA 24 – Campos de: (a) temperatura potencial virtual em 300hPa (K) e (b) água precipitável (mm) para 04 de janeiro, às 12UTC.

O VCAN esteve mais intenso e atuante sobre a Costa Leste do NEB no dia 05 de janeiro de 2000, com precipitação mais intensa nos Estados de Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, devido ao posicionamento do núcleo do vórtice sobre o Estado da Bahia. Isso foi confirmado pela intensa nebulosidade observada nas imagens de satélite. O vórtice permaneceu se estendendo desde 200hPa até 400hPa, com ventos mais fortes em sua região central. Acima de 300hPa, houve uma reversão, com ventos mais fracos no seu centro,

conforme pode ser visto na Figura 25a. Ao nível de 200hPa (Figura 25b), o centro do VCAN se posicionou sobre o leste da Bahia, em 15°S e 40°W, tendo uma circulação anticiclônica a sudeste. Ou seja, o VCAN se deslocou para oeste, com relação ao dia anterior.

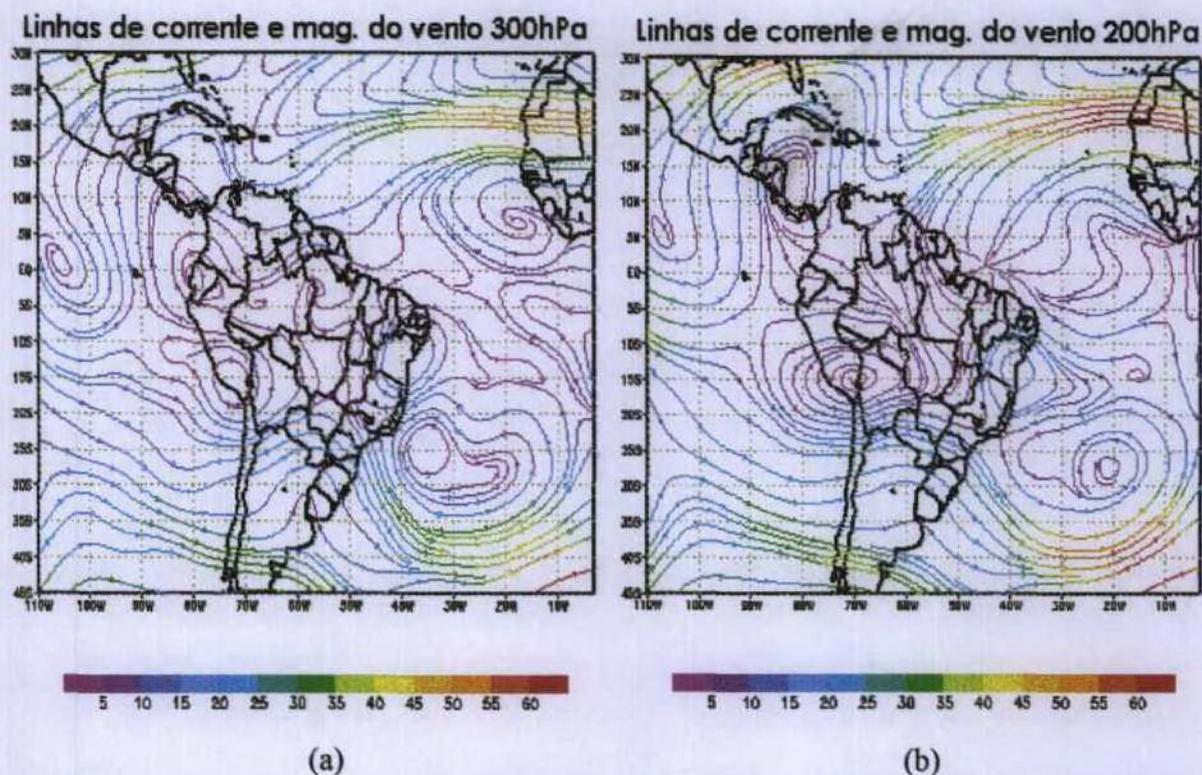


FIGURA 25 – Campos de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em: (a) 300hPa (b) 200hPa para 05 de janeiro, às 12UTC.

No centro do VCAN, na alta troposfera, permaneceu um núcleo seco (Figura 26a). Na periferia do vórtice, os valores de umidade específica estiveram mais altos, principalmente sobre a periferia nordeste, indicando desenvolvimento convectivo e ocorrência de fortes chuvas sobre a região. As Figuras 26 mostraram coerência entre si, principalmente sobre o continente, onde a região de maior umidade específica apresentou, também, valores mais altos de água precipitável. A região de altos valores de água precipitável, que estava localizada sobre a maior parte do Brasil e Oceano Atlântico Sul, foi consistente com a de nebulosidade observada (Figura 08b).

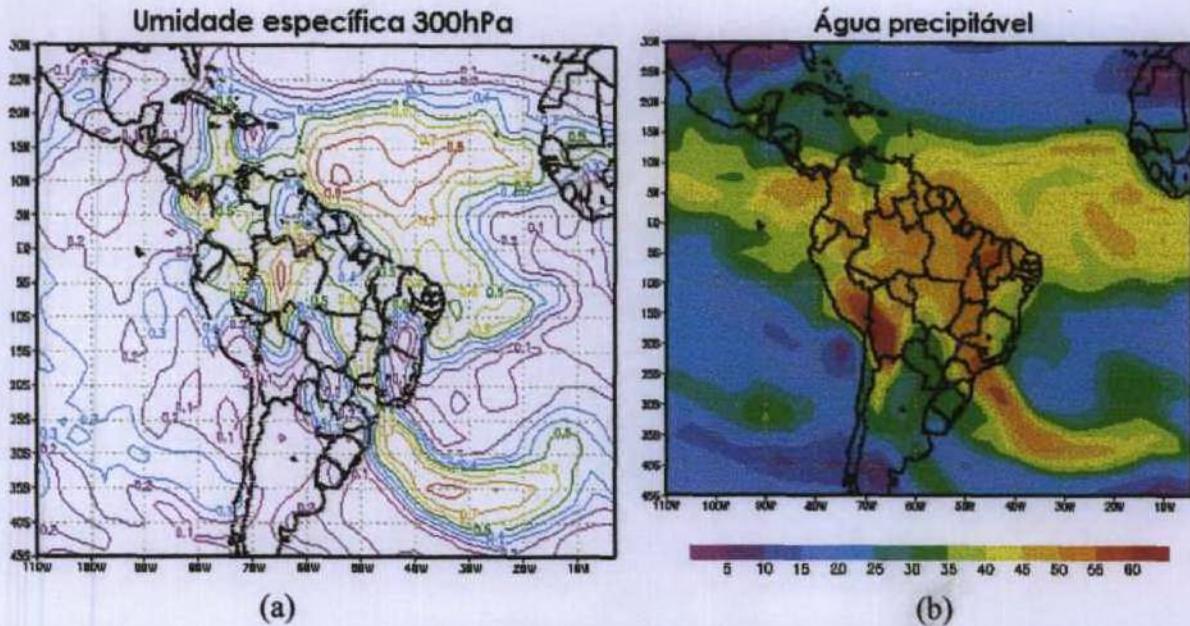


FIGURA 26 – Campos de: (a) umidade específica em 300hPa (g.kg^{-1}) e (b) água precipitável (mm) para 05 de janeiro às 12UTC.

A Figura 27a mostra a vorticidade relativa no nível de 400hPa, com um centro de vorticidade ciclônica sobre o leste da Bahia, mostrando que o VCAN continuou se deslocando para oeste. Em 200hPa (Figura 27b), os valores de vorticidade negativa estavam bem mais altos na região do VCAN. Portanto, essa vorticidade ciclônica sugeriu que ele permaneceu, com a mesma extensão vertical do dia anterior, e que esteve mais intenso na alta troposfera.

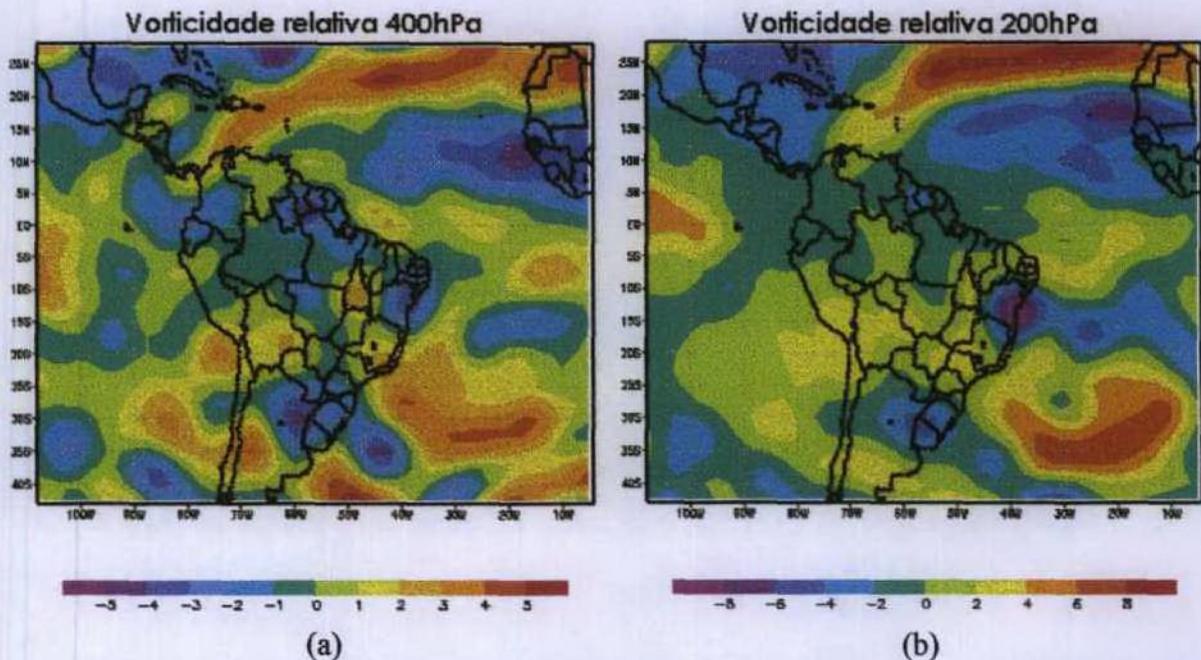


FIGURA 27 – Campos de vorticidade relativa ($10^5 \cdot \text{s}^{-1}$): (a) em 400hPa e (b) em 200hPa para 05 de janeiro às 12UTC.

As Figuras 28 mostram as seções verticais do movimento vertical nas áreas periféricas do VCAN ao longo de 45°W e 30°W. Para o lado esquerdo do vórtice (Figura 28a), sobre a área continental, na baixa e média troposfera, houve um predomínio de movimentos verticais ascendentes entre 15°S e 10°S, com valores ascendentes altos na alta troposfera, centrados a 5°N, possivelmente associados a ZCIT. Esses movimentos ascendentes foram consistentes com a intensa atividade convectiva e altos valores de precipitação registrados nesse dia. Entre 10°S a 20°S, houve predomínio de movimento vertical descendente em toda coluna atmosférica. Na Figura 28b, observou-se movimento ascendente predominando na média e alta troposfera, entre 12°S e 0°S, lado direito do VCAN, com os maiores valores no nível de 450hPa a 300hPa, correspondente à atividade convectiva aparente na Figura 08b.

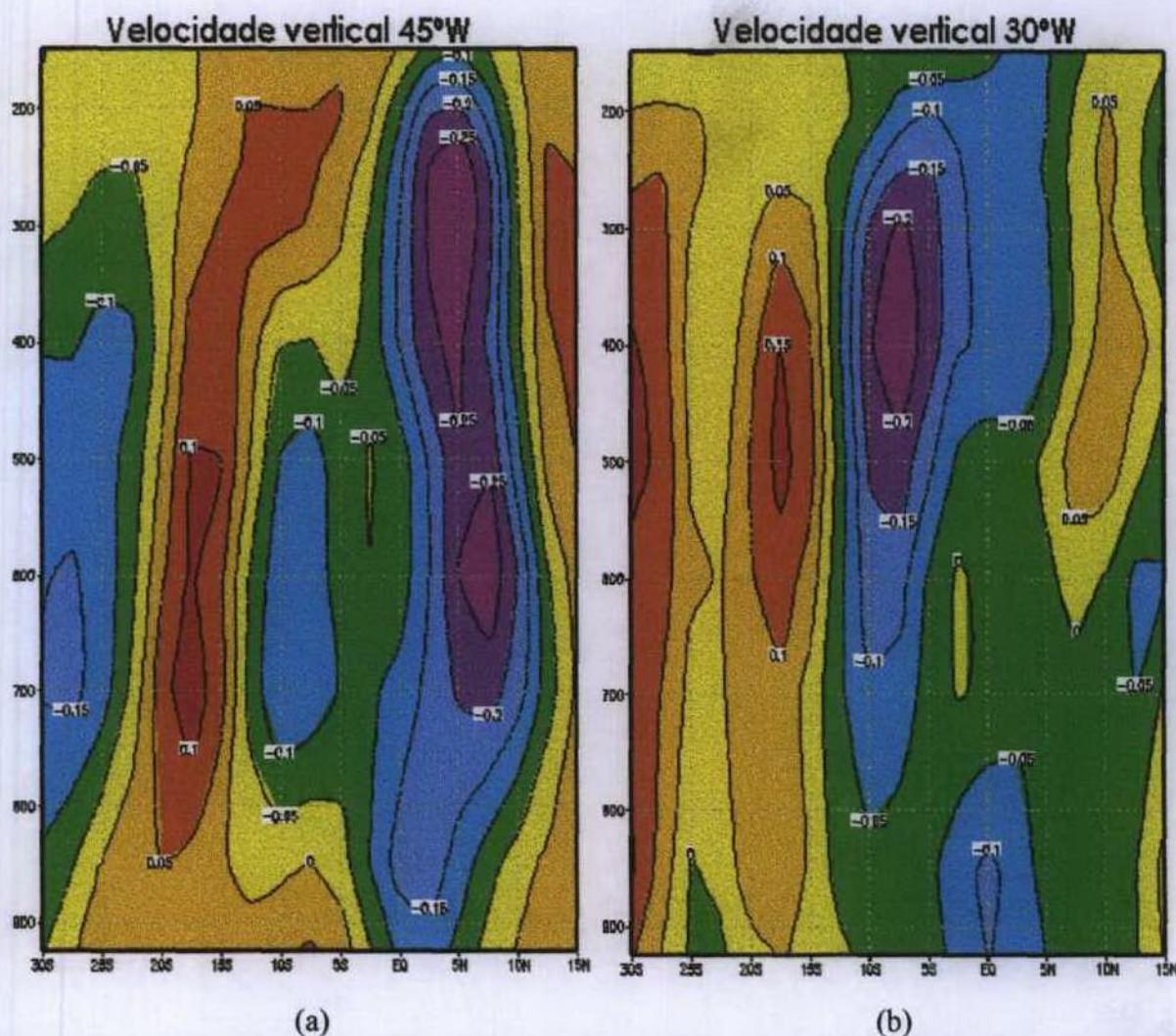


FIGURA 28 – Seção vertical do campo de velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 05 de janeiro, às 12UTC: (a) 45°W, lado esquerdo do VCAN e (b) 30°W, lado direito do VCAN.

No dia 06 de janeiro de 2000, a partir da Figura 29a, o vórtice continuou se deslocando para oeste, com o núcleo centrado sobre o Estado da Bahia e se estendendo entre 150hPa a 300hPa. O campo de velocidade vertical mostrou que a região central do vórtice não apresentou movimentos descendentes no nível de 300hPa que se concentraram ao sul do vórtice, demonstrando, também, que o VCAN estendeu-se até 300hPa. Na periferia nordeste, houve predomínio de movimentos verticais ascendentes como se observou no dia anterior onde os movimentos verticais sobre a periferia continental estavam bem intensos de 450hPa até 300hPa. A Figura 29b mostra movimentos verticais descendentes mais fracos no núcleo do vórtice em 200hPa e movimentos descendentes mais fortes na periferia sul. Os movimentos verticais ascendentes intensos foram encontrados na periferia nordeste, sobre os estados da Costa Leste do NEB, excetuando-se a Bahia. A imagem de satélite desse dia (Figura 08c) mostrou que se formou uma região com muita nebulosidade ao norte da Bahia e uma região clara na parte central do vórtice, concordando com o campo de velocidade vertical.

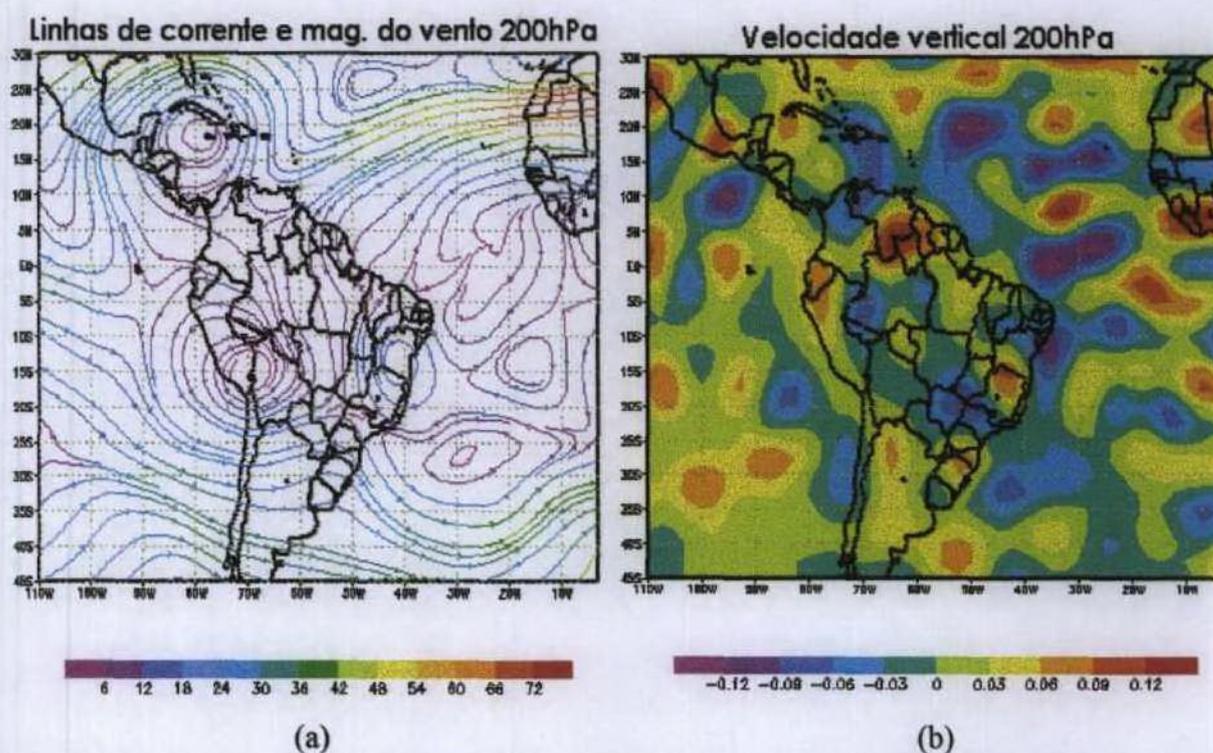


FIGURA 29 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 06 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

No dia seguinte, o VCAN estava em fase de dissipação, possuindo pouca nebulosidade associada (Figura 08d). O campo de linhas de corrente e magnitude do vento em 200hPa (Figura 30a), mostrou que o centro do vórtice estava mais fechado, indicando sua oclusão. A velocidade vertical, em 200hPa foi mostrada na Figura 30b. Valores pequenos de velocidade vertical positiva foram notados na região central e ao sul do vórtice. Os movimentos verticais ascendentes, vistos nos dias anteriores sobre a periferia norte/nordeste, não se formaram nesse dia, concordando com a fraca nebulosidade sobre essa região.

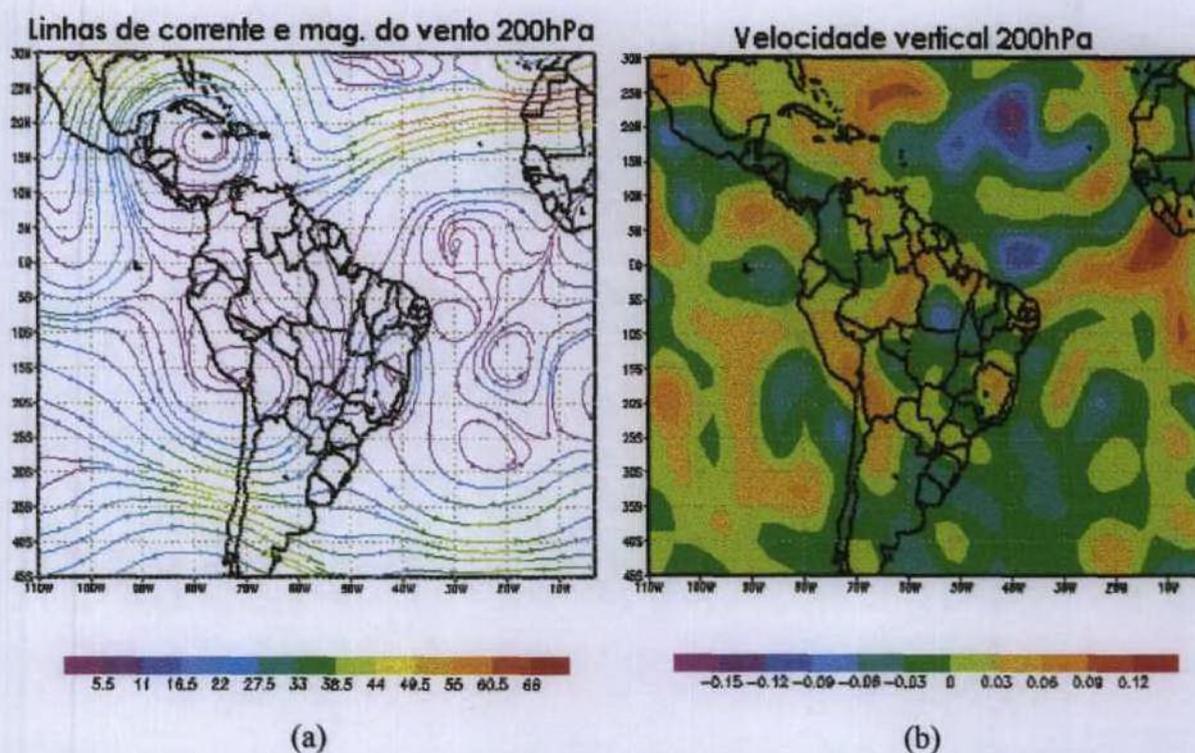


FIGURA 30 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) e (b) velocidade vertical (hPa.s^{-1}) para 07 de janeiro às 12UTC, em 200hPa.

4.1.4 – Análise climatológica para janeiro de 2000

As análises de janeiro de 2000, publicadas no Climate Diagnostics Bulletin (CPC, 2000) mostraram que as TSM estiveram com valores superiores a 27°C , e suas anomalias ligeiramente positivas, ao largo da Costa Leste do NEB (Figura 31). Essas TSM, somadas às anomalias negativas de pressão ao nível do mar e os ventos de leste/sudeste em 850hPa (Figura 32), aumentaram a advecção de ar quente e úmido do oceano para o continente na baixa troposfera.

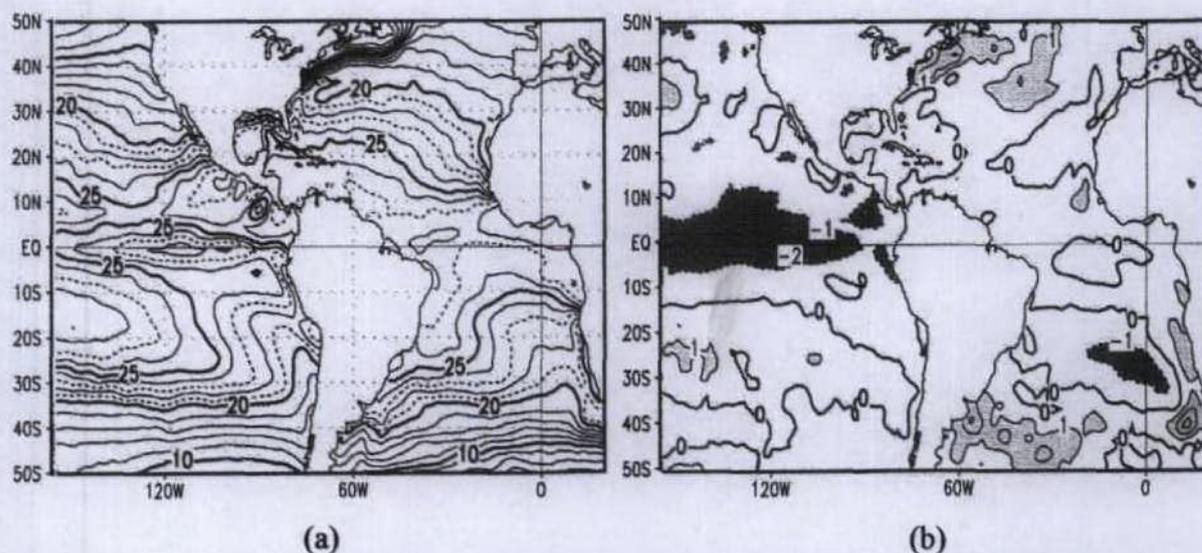


FIGURA 31 – TSM ($^{\circ}\text{C}$) para janeiro de 2000: (a) média mensal e (b) anomalias. Fonte: CPC/janeiro de 2000.

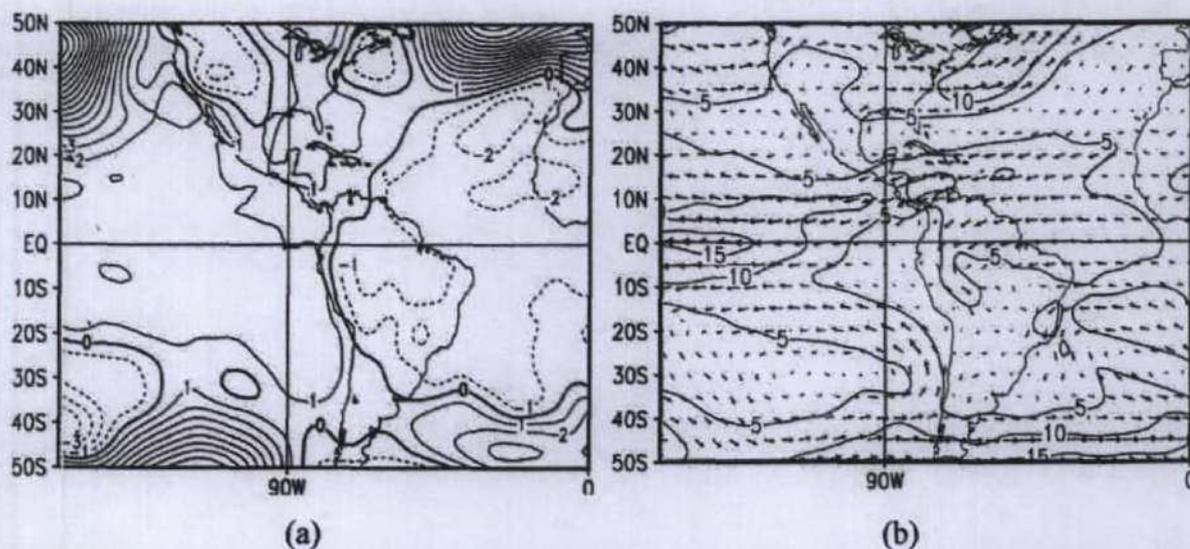


FIGURA 32 – Campos de: (a) anomalias de pressão ao nível do mar e (b) média mensal da direção e velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 850hPa, para janeiro de 2000. Fonte: CPC/janeiro de 2000.

Em 200hPa (Figura 33), a circulação manteve-se ciclônica durante todo mês sobre a região analisada em virtude da presença do jato subtropical do HN estar forte, com anomalias superiores a $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, na latitude de 20°N . A posição mais equatorial desse jato indica que os sistemas frontais do HN estejam penetrando mais profundamente na região equatorial durante o inverno daquele hemisfério. Essa parece ser uma condição necessária para que se formem VCAN sobre o NEB.

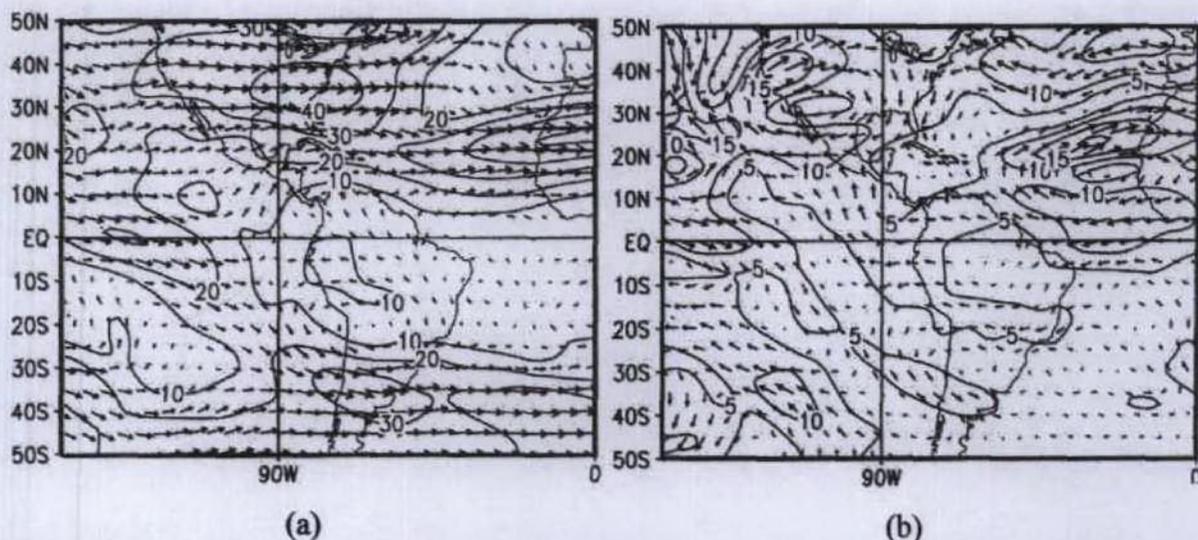


FIGURA 33 – Direção e velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para janeiro de 2000, em 200hPa: (a) média mensal e (b) anomalias. Fonte: CPC/janeiro de 2000.

Em 200hPa (Figura 34a), ainda, havia forte divergência a oeste do NEB, estendendo-se para a região do jato subtropical no Oceano Atlântico Norte, e uma convergência fraca sobre a Costa Leste. Anomalias negativas de radiação de onda longa emergente (Figura 34b), inferiores a $-15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, estiveram associadas ao campo divergente, indicando atividade convectiva acima da média, que foi comprovada pelas anomalias positivas de precipitação, de 50 a $100\text{mm}\cdot\text{mês}^{-1}$, na ZCIT a cerca de 5°N .

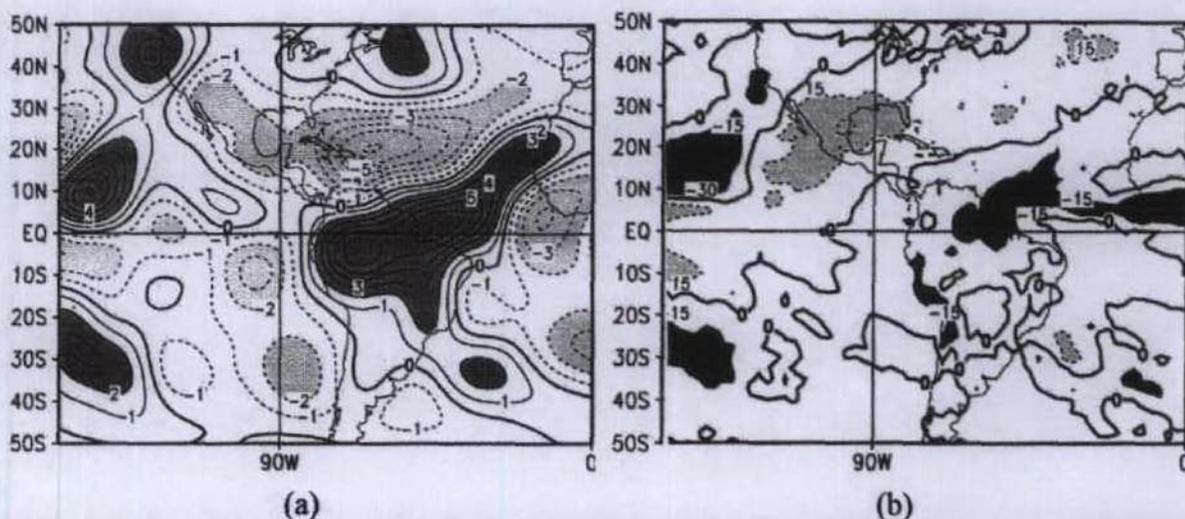


FIGURA 34 – Campos de: (a) divergência horizontal média ($10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) anomalias de radiação de onda longa emergente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), para janeiro de 2000 em 200hPa. Fonte: CPC/janeiro de 2000.

4.1.5 – Modelo conceitual do evento analisado

A partir desse estudo foi observado que, para a previsão da formação de VCAN sobre o NEB e índices pluviométricos associados, é preciso verificar que:

- O jato subtropical do HN esteja em sua posição mais equatorial, indicando que os sistemas frontais do HN estejam penetrando mais profundamente na região equatorial durante o inverno daquele hemisfério. Essa parece ser uma condição necessária para que se formem VCAN sobre o NEB;

- A Alta da Bolívia esteja bem configurada e intensa sobre o oeste da América do Sul;

- Ocorra a formação de um cavado em altos níveis sobre a costa brasileira intensificando-se para norte e alcançando latitudes equatoriais. Esse cavado deve estar associado com um sistema frontal localizado sobre essa região;

- Ocorra a formação de uma circulação anticiclônica localizada a leste do cavado, próxima do continente africano, estendendo-se desde os médios até os altos níveis troposféricos;

- Uma intensificação da Alta da Bolívia, e também da circulação anticiclônica localizada a leste do cavado, provavelmente faça com que o cavado, sobre a costa brasileira, se intensifique;

- Um deslocamento do sistema frontal para o Oceano Atlântico e uma intensificação do cavado proporcione a formação de um VCAN sobre a Costa do NEB;

- A configuração da circulação anticiclônica possua uma inclinação de seu eixo para oeste com a altura, aparentemente proporcionando condições dinâmicas para que o vórtice permaneça ativo por mais tempo sobre a região;

- Na região localizada sobre o centro do VCAN, haja um decréscimo na taxa de precipitação, pois o núcleo do VCAN possui movimentos verticais descendentes em médios e altos níveis, com núcleo frio e seco;

- Principalmente a periferia norte/nordeste do VCAN, que possui movimentos verticais ascendentes e divergência na alta e média troposfera e também altos valores de umidade particularmente em sua periferia nordeste, portanto, essa será uma região com altos índices pluviométricos;

- Para a dissipação do VCAN é necessário o enfraquecimento dos movimentos verticais ascendentes e da alta umidade, encontrados em sua periferia, e o enfraquecimento dos movimentos descendentes encontrados em seu núcleo.

4.2 – Estudo do evento de julho/agosto de 2000

4.2.1 – Análise dos campos de precipitação

Dentro do ano hidrológico de outubro de 1999 a setembro de 2000, no período da estação chuvosa, abril-julho, escolheu-se um evento de precipitação severa ocorrido no final do mês de julho e início do mês de agosto. Esse evento representa uma situação sinótica em que as precipitações pluviométricas ocorreram num intervalo de tempo muito curto e com grande intensidade, causando grandes inundações nas localidades atingidas, 32 mortes, muitas famílias desabrigadas e uma grande destruição material em todo o estado principalmente de pontes e estradas. Foi observado que as fortes chuvas iniciaram-se no dia 31 de julho de 2000 e cessaram em 02 de agosto de 2000 sobre a Costa Leste do NEB.

A Figura 35 mostra valores de precipitação diária para o Estado de Alagoas em algumas estações pluviométricas selecionadas nos meses de julho e agosto de 2000. Em 31 de julho os pluviômetros registraram em S. M. dos Campos valores de 64mm e em Marechal valores de até 110mm, em 01 de agosto 116mm (Murici) e 198mm (Rio Largo) e no dia 02 de agosto valores de até 60mm em Murici.

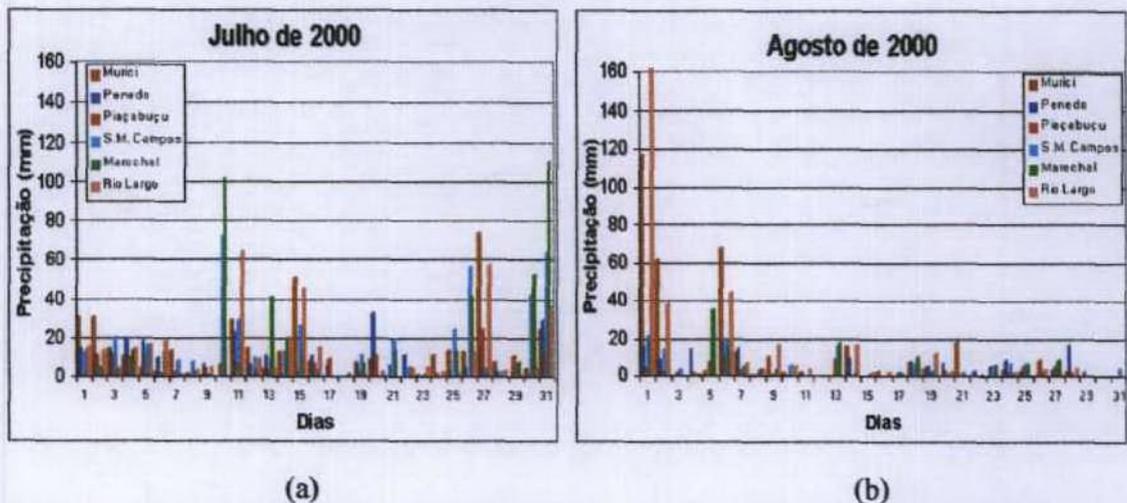


FIGURA 35 – Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado de Alagoas, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000.

Os valores de precipitação diária para o Estado de Pernambuco nos meses de julho e agosto de 2000 estão mostrados na Figura 36. Entre os quatro estados analisados observou-se que neste, os índices pluviométricos estiveram mais altos e em um período de tempo maior. Em 30 de julho Rio Formoso registrou valores de 124mm, em 31 de julho Sirinhaem chegou a 107mm, Rio Formoso (Usina Cacaú) 202mm, em Primavera 156mm e em Rio Formoso 278mm, no dia 01 de agosto os valores chegaram a 121mm em Água Preta e Rio Formoso, Sirinhaem 215mm e 300mm (Barreiros) e, em 02 de agosto a precipitação permaneceu intensa com 126mm (Água Preta) e 159mm (Barreiros).

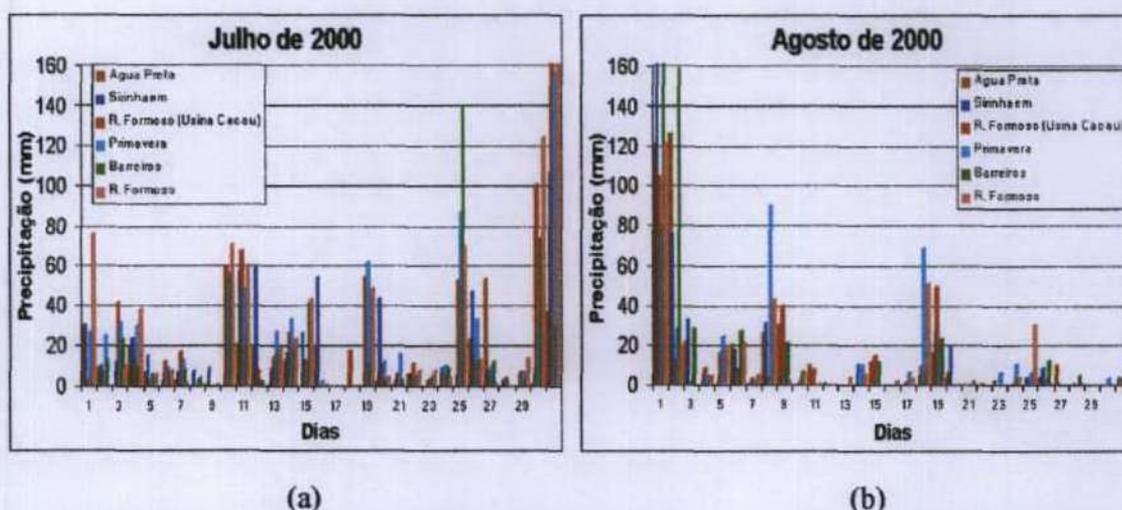


FIGURA 36 – Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado de Pernambuco, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000.

Na Figura 37 estão representados os valores de precipitação diária para o Estado da Paraíba. Observou-se que nos últimos dias de julho os valores estiveram baixos não chegando aos 100mm em nenhuma estação. Em agosto os valores de precipitação alcançaram somente os 60mm (Alhandra) no dia 02. Considerando o período do evento estudado, no Estado da Paraíba as precipitações estiveram mais baixas do que nos de Alagoas, Pernambuco e Rio Grande do Norte.

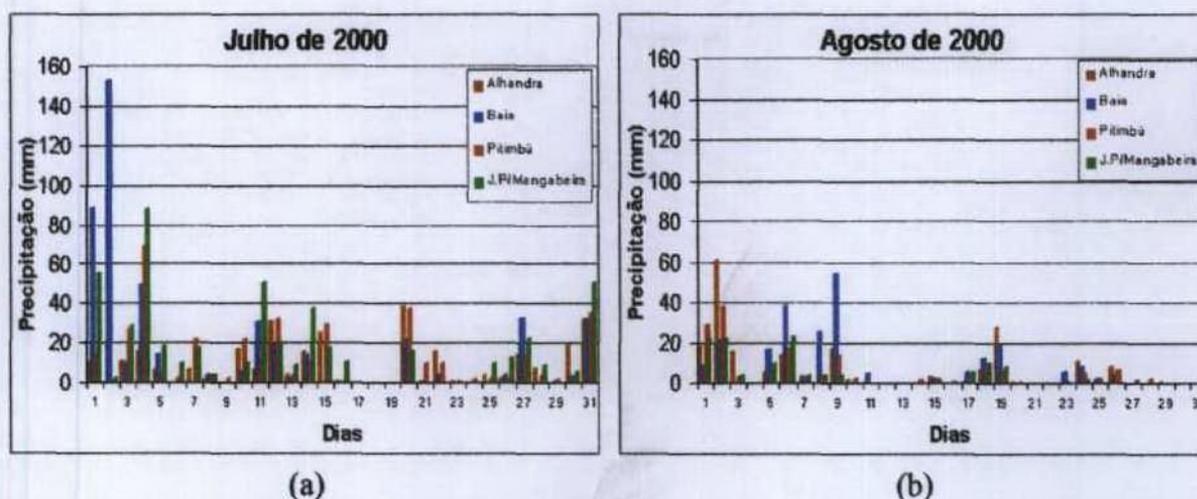


FIGURA 37 – Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado da Paraíba, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000.

No Rio Grande do Norte (Figura 38), no dia 01 de agosto, os valores alcançaram até 60mm (Maxaranguape) e, no dia seguinte, a precipitação foi bastante intensa em praticamente todo o litoral do estado, chegando a totais de 95mm (Parnamirim e Nísia Floresta).

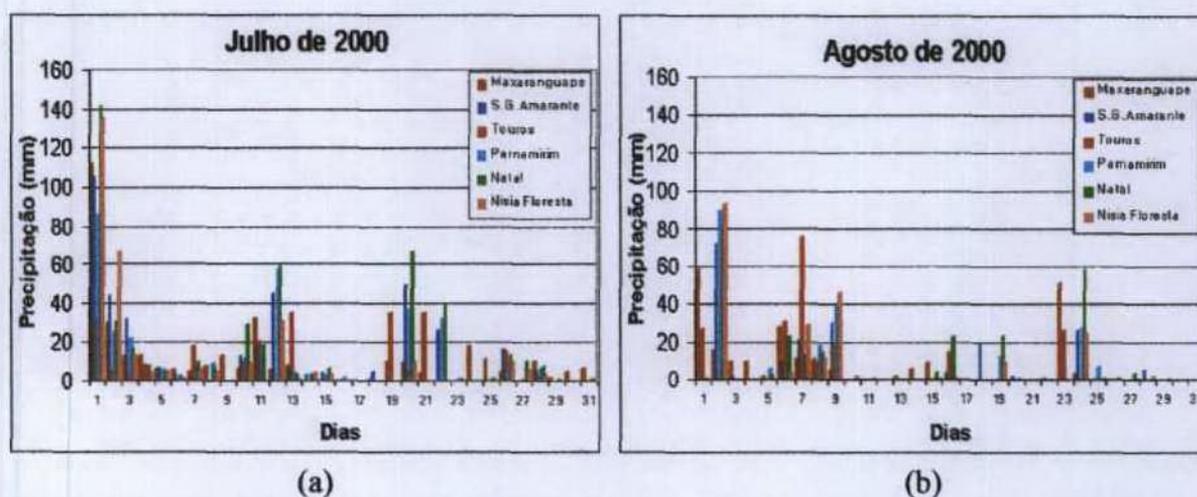


FIGURA 38 – Precipitação pluviométrica diária (mm) em algumas estações pluviométricas do Estado do Rio Grande do Norte, durante o mês de: (a) julho de 2000 e (b) agosto de 2000.

Essas chuvas intensas acarretaram grandes inundações nas cidades, com muitas perdas de vidas e materiais, transformando-se em uma das maiores catástrofes já ocorridas, principalmente no litoral norte dos Estados de Alagoas e litoral sul de Pernambuco.

4.2.2 – Análise sinótica das imagens de satélite

Analisando imagens do satélite GOES-8 a cada 30 min, para os dias entre 28 a 30 de julho de 2000 (Figura 39), foi verificado que um sistema frontal em dissipação estava localizado no meio do Oceano Atlântico com seus restos sobre a costa do NEB. POA, originárias de regiões próximas à costa da África, deslocaram-se de sudeste e convergiram com os restos daquele sistema frontal exatamente sobre a Costa Leste do NEB, provocando o início de intensa convecção.

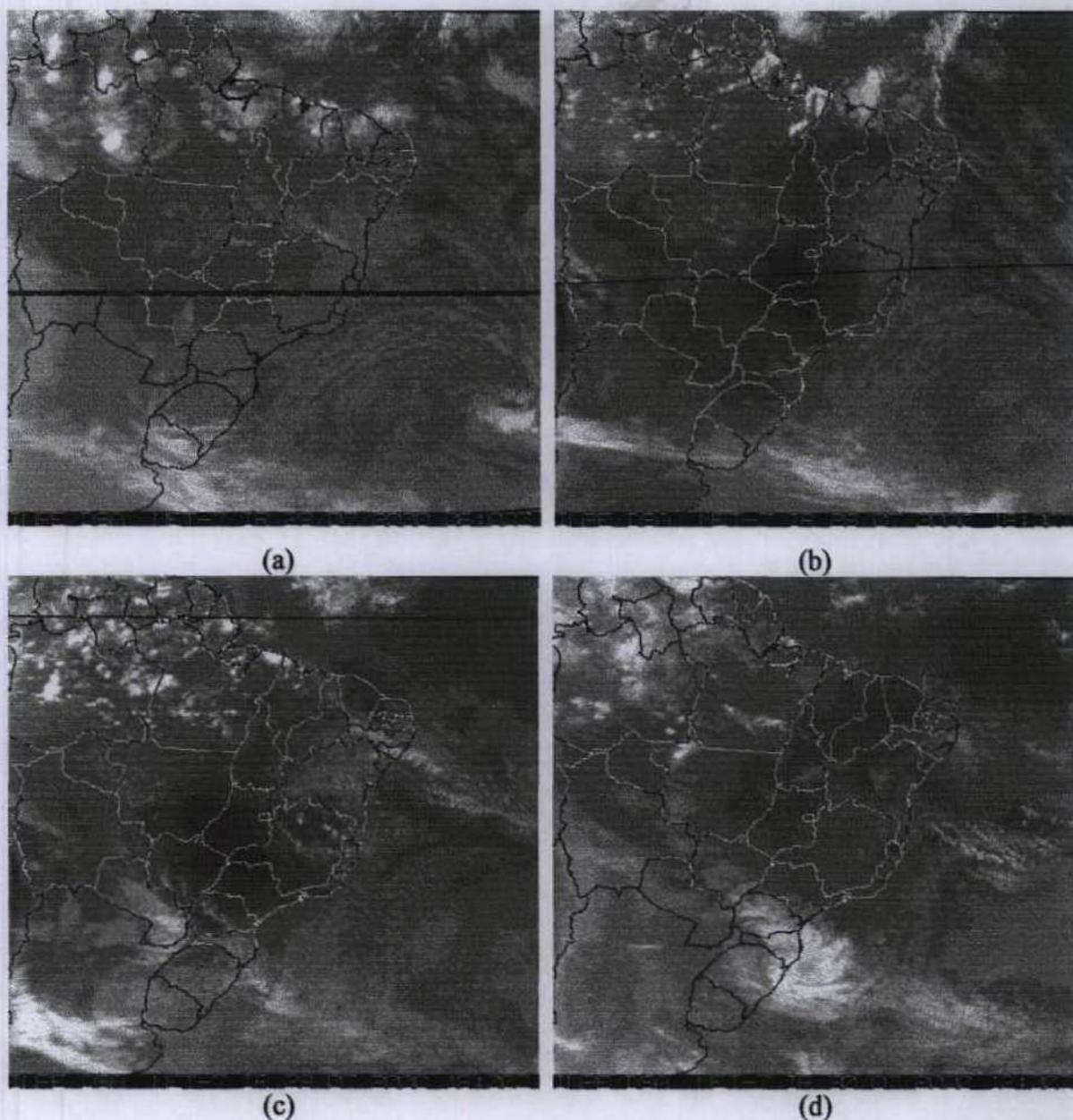


FIGURA 39 – Imagens infravermelhas do GOES-8 para os dias 28 a 30 de julho de 2000: (a) dia 28 às 06:00UTC, (b) dia 28 às 18:00UTC, (c) dia 29 às 18:00UTC e dia 30 às 12:00UTC.

A partir da confluência das POA com os restos do sistema frontal, formaram-se movimentos convectivos intensos sobre a Costa Leste do NEB e a nebulosidade intensificou consideravelmente com o passar do tempo, atingindo seu desenvolvimento máximo no dia 31 de julho. A seguir, as imagens mostram a evolução do complexo convectivo formado nesse dia. Na Figura 40a às 12:00UTC, observa-se o desenvolvimento de nebulosidade sobre o litoral dos Estados de Pernambuco e Paraíba e na Figura 40b às 18:00UTC, observa-se que a nebulosidade resultante estava muito intensa com nuvens altas sobre o litoral dos Estados de Alagoas, Pernambuco e Paraíba.

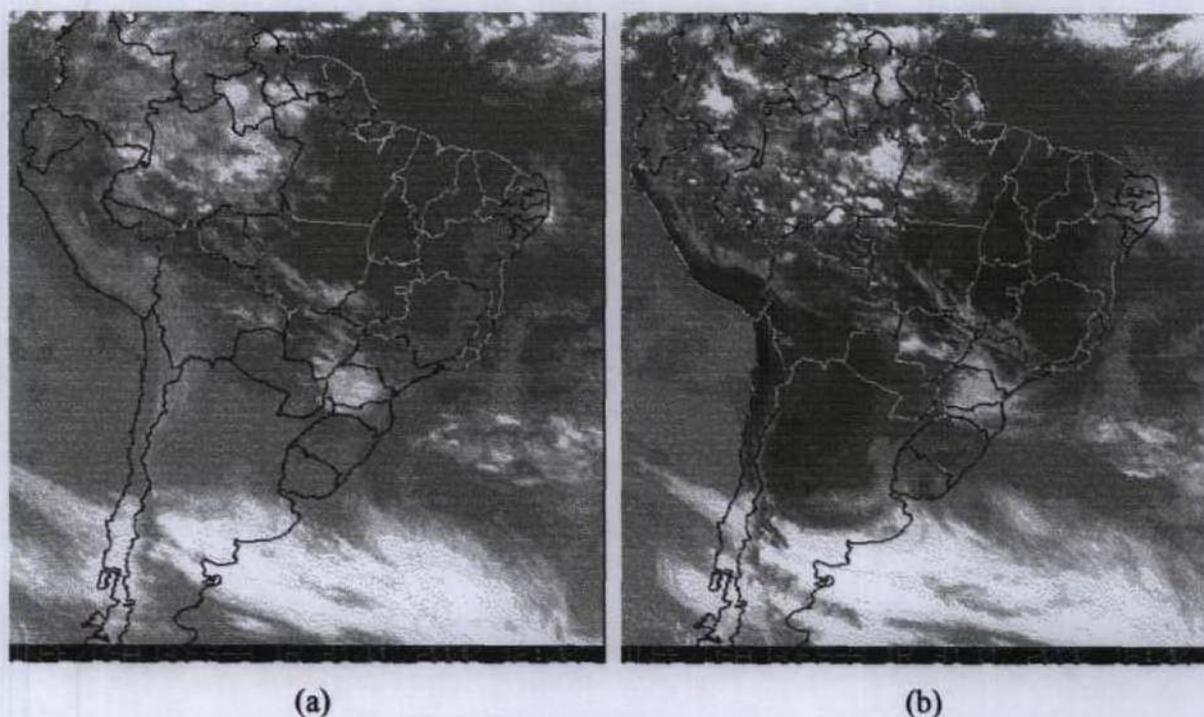


FIGURA 40 – Imagens infravermelhas do GOES-8 de 31 de julho de 2000 (a) às 12:00UTC e (b) às 18:00UTC.

A Figura 41 é uma imagem gradeada do satélite GOES-8, no canal espectral infravermelho do dia 31 de julho de 2000 às 18:00UTC. Essa imagem mostra, nuvens de grande desenvolvimento vertical (aglomerados de cumulonimbus), e nuvens mais baixas e de pouco desenvolvimento. Nota-se uma nebulosidade intensa se estendendo do litoral norte do Estado de Alagoas até o sul do Rio Grande do Norte. Essa nebulosidade era caracterizada por nuvens de topos com temperaturas aproximadas de até -70°C . Para se ter uma idéia do que essa temperatura representa, em termos de desenvolvimento vertical de nuvens, basta admitir

uma taxa de variação vertical da temperatura de $7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ e uma temperatura de superfície média de $+25^{\circ}\text{C}$ que obtêm-se uma altura de topo de nuvem igual a 13,6km. Células convectivas desse porte são, sabidamente, responsáveis por grandes totais pluviométricos, particularmente quando uma zona de convergência de umidade se forma e mantém movimentos ascendentes continuados, alimentados pelo calor latente liberado.

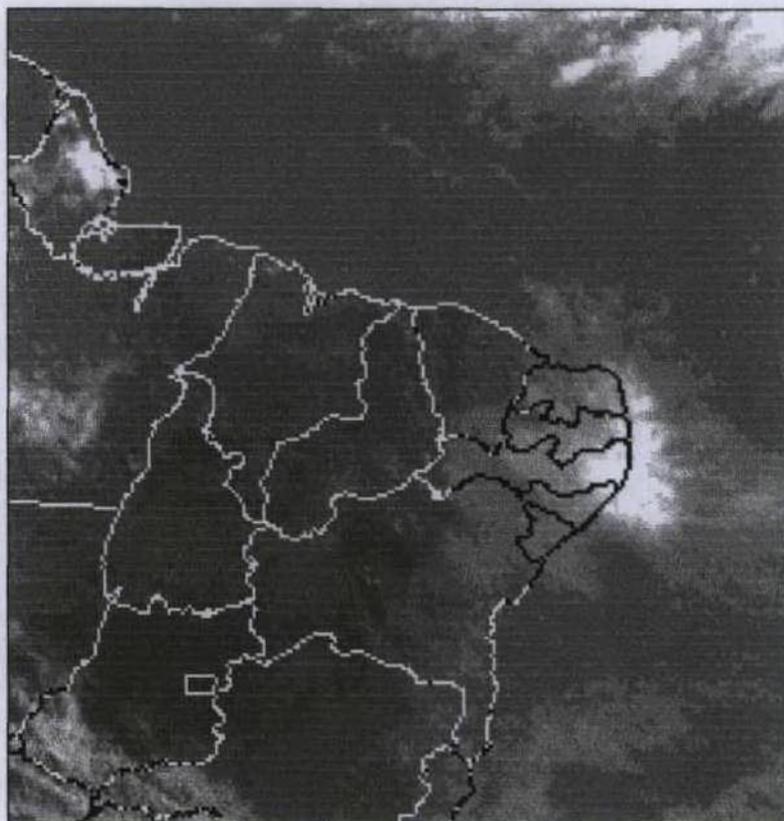


FIGURA 41 – Imagem do satélite GOES-8 de 31 de julho de 2000, às 18:00UTC, sobre o NEB.

Na Figura 42a, referente ao dia 01 de agosto no horário de 00:00UTC, notou-se que o aglomerado estava com grande desenvolvimento vertical. Algumas partes do interior do NEB encontravam-se com poucas nuvens de topos baixos, relativamente quentes. A nebulosidade do horário das 09:00UTC (Figura 42b) continuou bastante intensa, permanecendo fixa sobre a região. Às 15:00UTC, foi observado que a atividade convectiva deslocou-se e posicionou-se mais ao norte, e a partir desse horário o complexo convectivo começou a se desintensificar. A Figura 42d, para o dia 02 de agosto, mostra a dissipação do complexo convectivo. Observa-se

que ainda existia uma fraca nebulosidade sobre o litoral de Pernambuco e os Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, mas de uma forma geral a atmosfera sobre o litoral do NEB estava praticamente limpa. O tempo de vida do complexo convectivo foi cerca de dois dias (31 de julho e 01 de agosto), quando ocorreram chuvas intensas nos Estados de Alagoas e Pernambuco. Ainda no dia 01, o sistema deslocou-se mais para norte e a precipitação atingiu também os Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte.

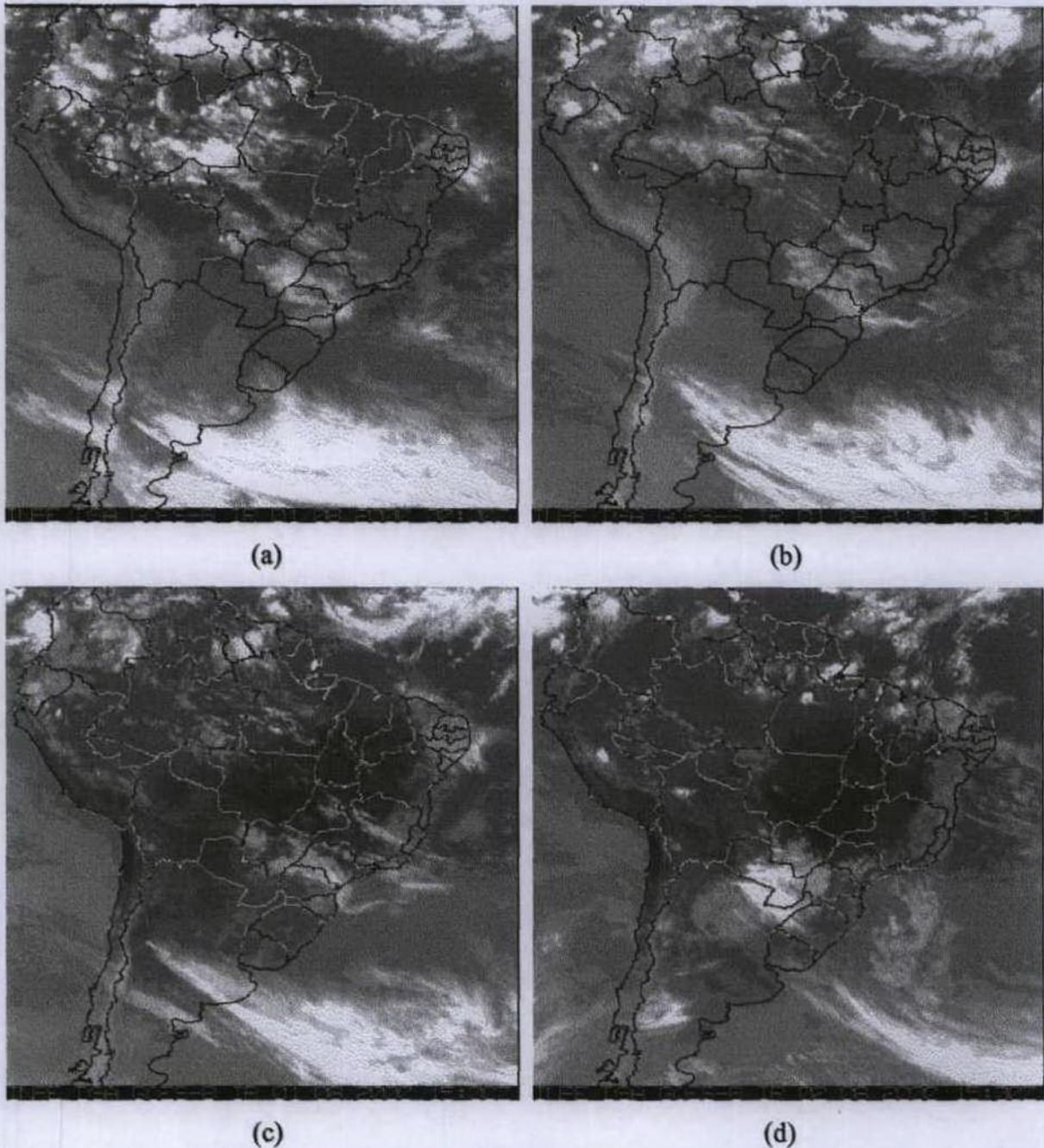


FIGURA 42 – Imagens infravermelhas do GOES-8 para os dias 01 e 02 de agosto de 2000: (a) dia 01 às 00:00UTC, (b) dia 01 às 09:00UTC, (c) dia 01 às 15:00UTC e (d) dia 02 às 15:00UTC.

4.2.3 – Análise sinótica da estrutura vertical

Pelos mesmos motivos, já mencionados no primeiro caso de evento extremo de VCAN, preferiu-se utilizar a variável meteorológica vorticidade relativa, ao invés de vorticidade absoluta para analisar esse evento. O campo de vorticidade relativa representou melhor a evolução do complexo convectivo, embora não diferisse muito do campo de vorticidade absoluta.

No dia 30 de julho de 2000, às 12UTC (Figura 43a), os campos de linhas de corrente e magnitude do vento, em 1000hPa, indicaram um deslocamento de ar do oceano para a Costa Leste do NEB, com direção predominante de sudeste, perpendicular à costa dos Estados de Sergipe e Alagoas. Esse deslocamento trouxe ar úmido, com valores de umidade específica superiores a 14 g.kg^{-1} (Figura 43b) ao longo de todo o litoral.

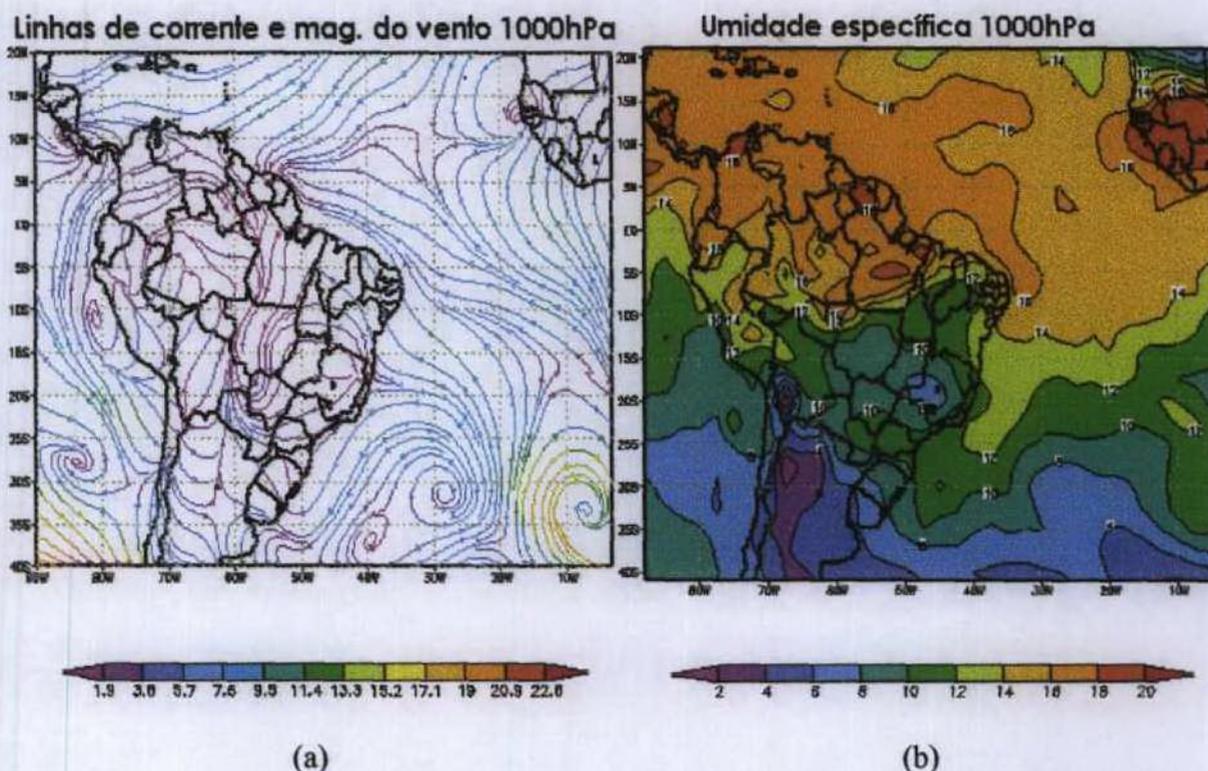


FIGURA 43 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) e (b) umidade específica (g.kg^{-1}) para 30 de julho às 12UTC, em 1000hPa.

O campo de divergência do fluxo de umidade, em 1000hPa, para 30 de julho, é mostrado na Figura 44a. Sobre a Costa Leste do NEB desde Sergipe ao Rio Grande do Norte, formou-se convergência do fluxo de umidade (em azul). No interior do NEB, havia divergência do fluxo (em amarelo), coerente com os valores de umidade específica (Figura 43b). Na Figura 44b, pode ser observada uma região de vorticidade ciclônica sobre a costa do NEB (amarelo-verde), enquanto a vorticidade anticiclônica estava presente (vermelho) em todo seu interior.

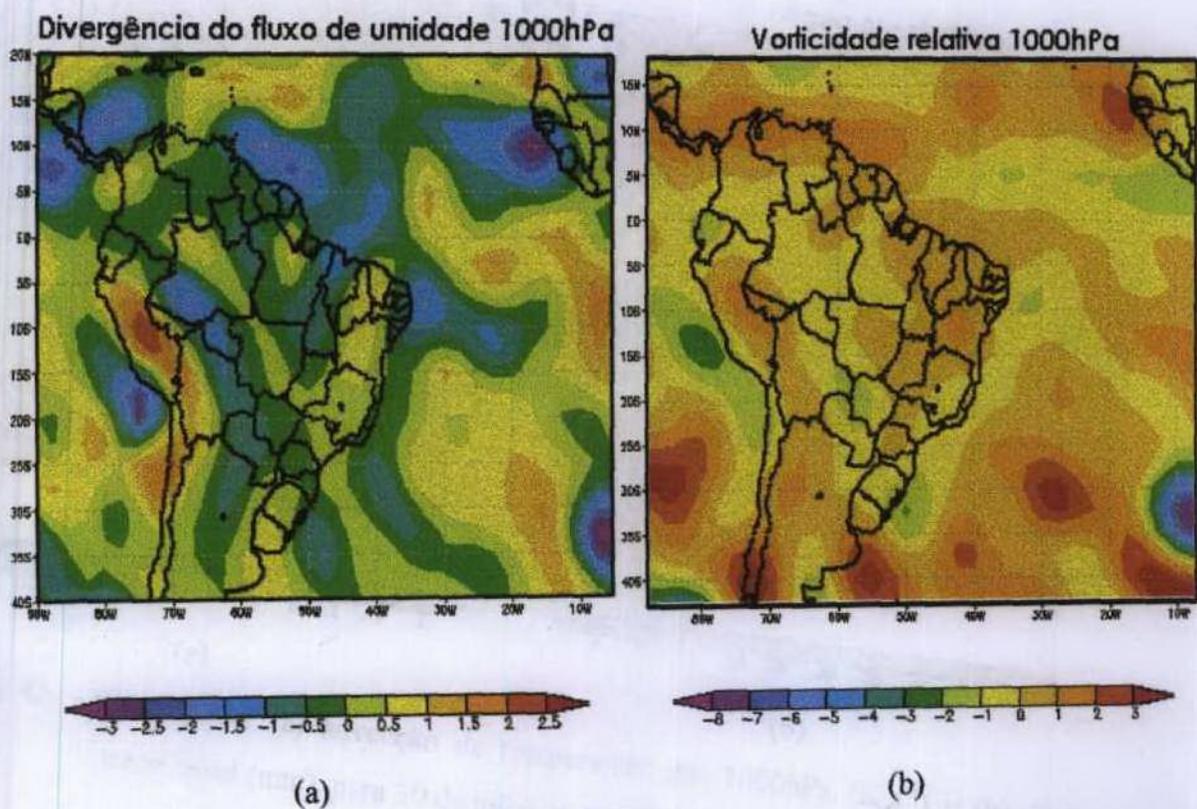


FIGURA 44 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7 \cdot s^{-1} \cdot g \cdot kg^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5 \cdot s^{-1}$), para 30 de julho às 12UTC, em 1000hPa.

Essas configurações resultaram nas condições ideais para o início do desenvolvimento do complexo convectivo sobre a região, particularmente a convergência do fluxo de umidade e o núcleo de vorticidade ciclônica. A convergência do fluxo de umidade estava mais intensa no nível de 925hPa que na superfície e com valores de movimento vertical ascendente superiores a $-0,1 \text{ hPa} \cdot s^{-1}$.

Também foi observada, no mapa de advecção de temperatura para 30 de julho às 12UTC (Figura 45a), uma fraca advecção quente sobre a região, dando suporte ao desenvolvimento do complexo que se intensificou, posteriormente, com a liberação de calor latente. O campo de água precipitável (Figura 45b) concordou com essas análises mostrando um núcleo com valores superiores a 40mm.

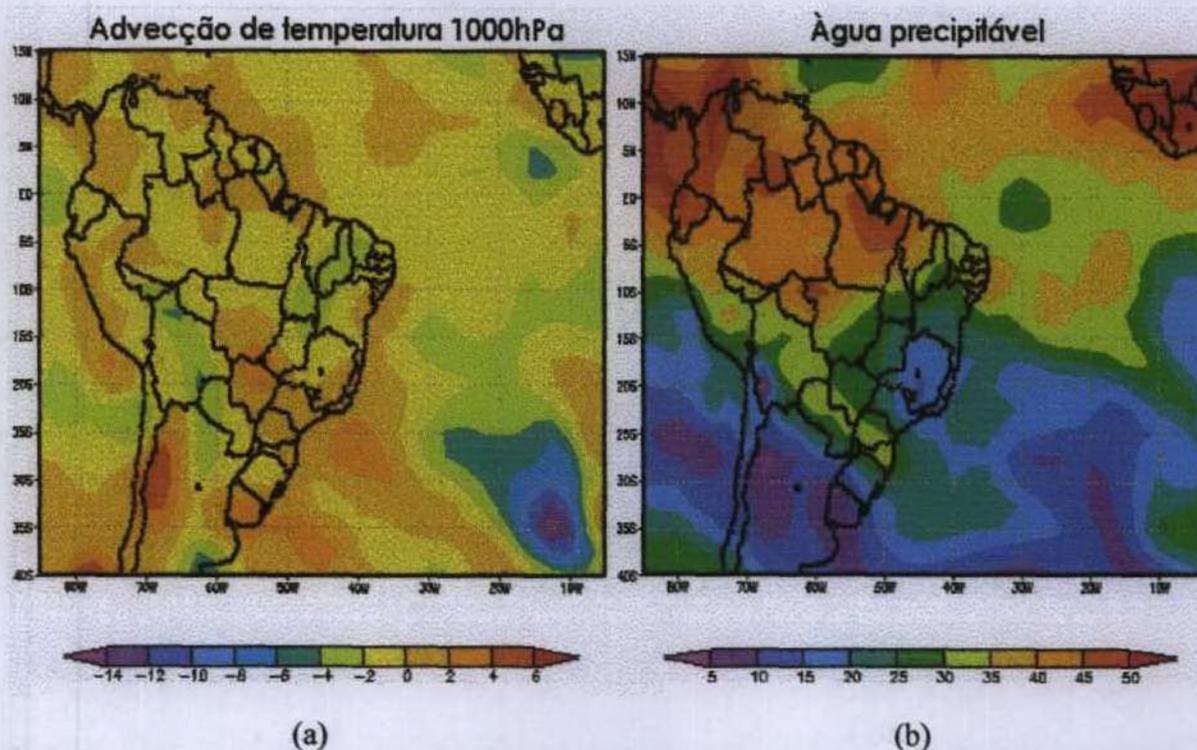


FIGURA 45 – Campos de: (a) advecção de temperatura em 1000hPa ($K \cdot s^{-1}$) e (b) água precipitável (mm), para 30 de julho às 12UTC.

Em 850hPa, a configuração do campo de linhas de corrente e magnitude do vento (Figura 46a) não diferiu muito da configuração de superfície. É aparente uma circulação anticiclônica fechada, centrada em 30°S e 30°W e ocupando toda baixa troposfera, com movimento horizontal divergente que manteve o fluxo de umidade em direção à Costa Leste do NEB. Sobre essa região, os campos de umidade específica (Figura 46b) e divergência de fluxo de umidade (Figura 47a) também não diferiram muito dos respectivos campos na superfície. Porém, nesse nível, foi aparente a intensificação da velocidade vertical (Figura 47b). A análise do campo de vorticidade relativa para o nível de 850hPa apresentou-se coerente com os outros campos, com vorticidade anticiclônica nos locais de divergência de umidade e vorticidade ciclônica nos locais de convergência de umidade. Isto é, a vorticidade ciclônica e a convergência de umidade estabeleceram as condições para a manutenção da atividade convectiva nessa camada da troposfera.

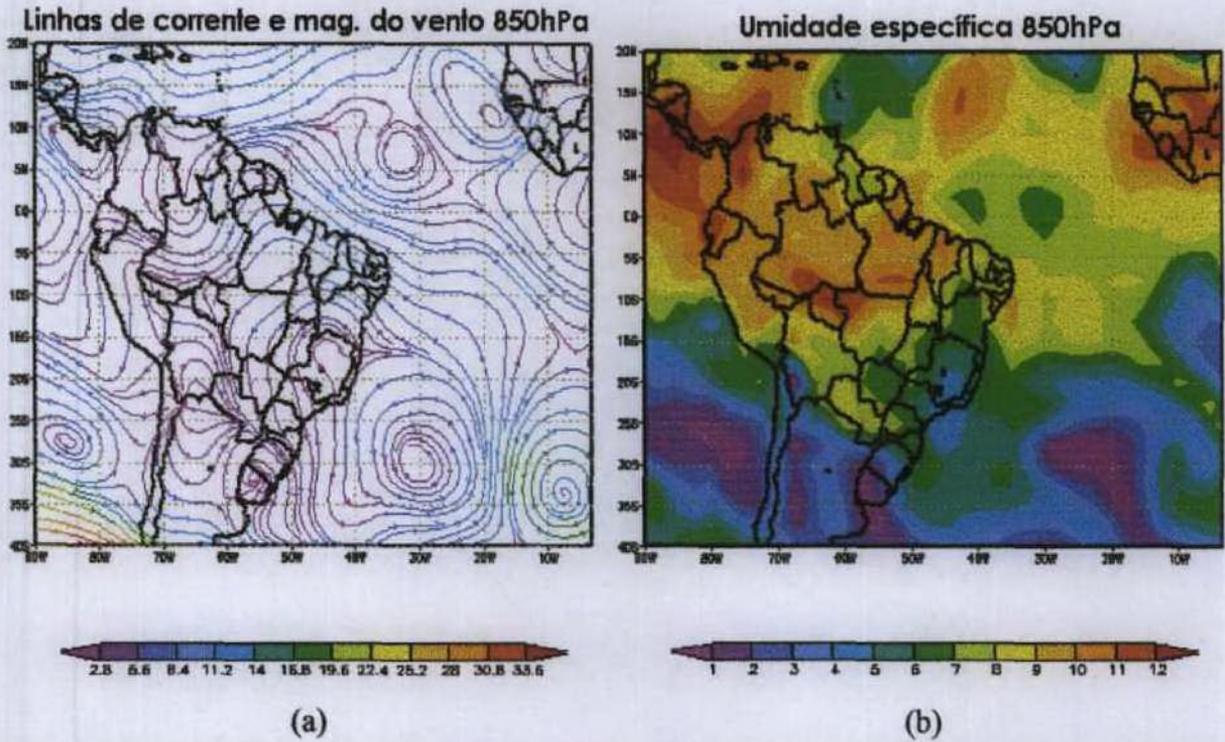


FIGURA 46 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 850hPa.

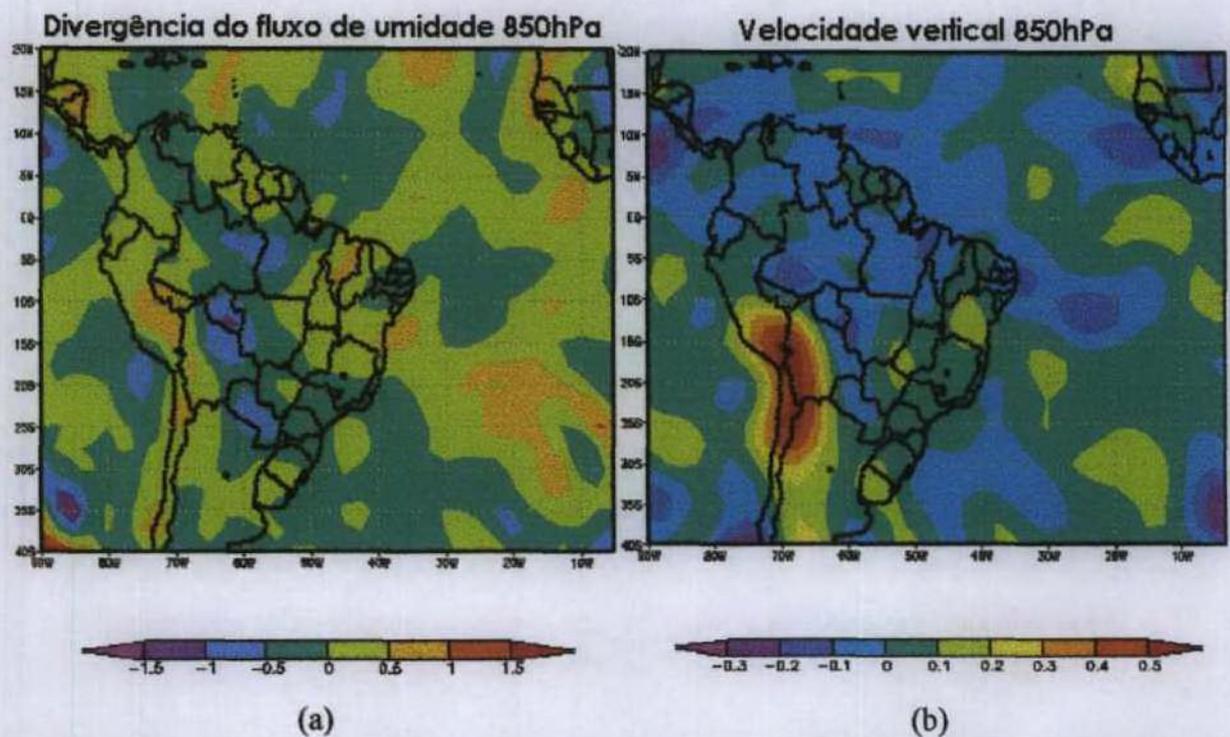


FIGURA 47 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 30 de julho às 12UTC, em 850hPa.

Na média troposfera (Figuras 48a e 49b), havia uma circulação anticiclônica fechada sobre a Costa Leste do NEB e oceano adjacente, que permaneceu até altos níveis da troposfera, com movimentos ascendentes a nordeste e descendentes a sudoeste de seu centro (Figura 48b). Uma fraca divergência (Figura 49a) dominou a região anticiclônica, sugerindo que não havia condições adequadas na média e alta troposfera para que o complexo convectivo continuasse a se desenvolver.

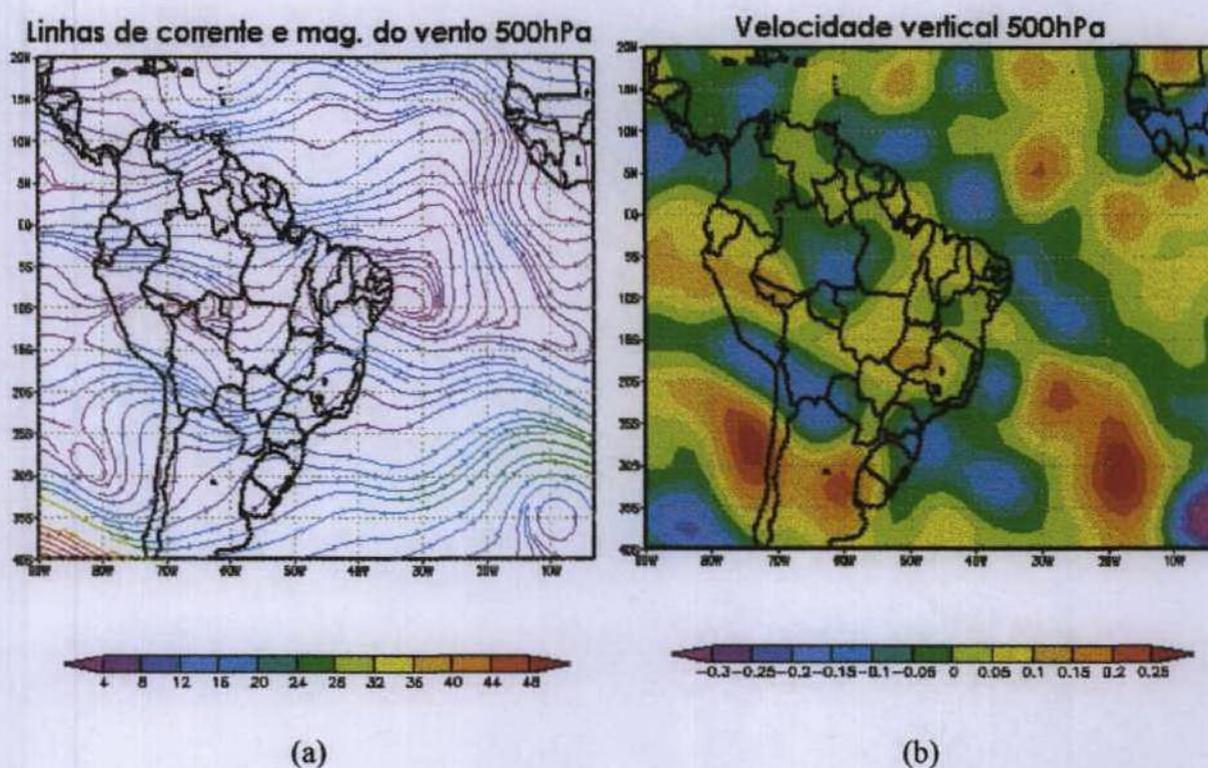


FIGURA 48 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) e (b) velocidade vertical (hPa.s^{-1}) para 30 de julho às 12UTC, em 500hPa.

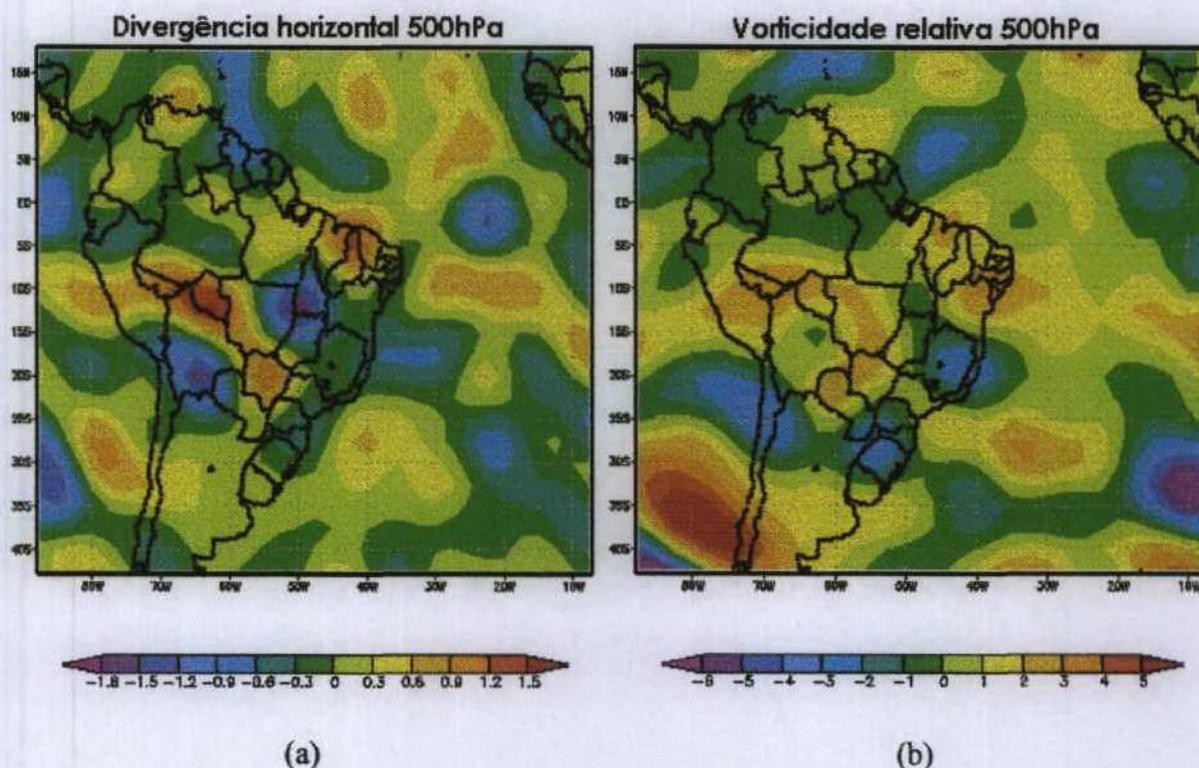
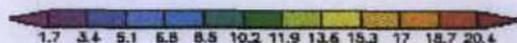
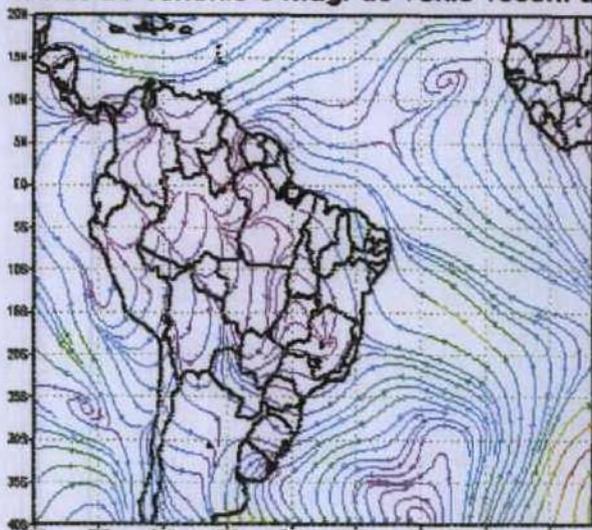


FIGURA 49 – Campos de: (a) divergência horizontal (10^5 s^{-1}) e (b) vorticidade relativa (10^5 s^{-1}) para 30 de julho às 12UTC, em 500hPa.

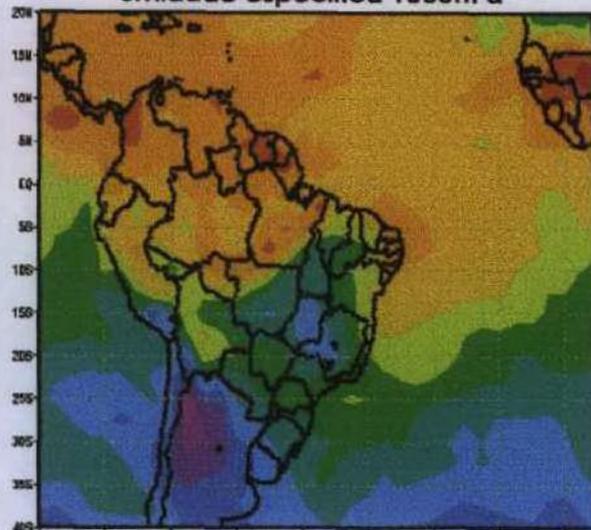
Às 12 UTC do dia 31 de julho, os campos de linhas de corrente e magnitude do vento na superfície (Figura 50a) mostraram que o escoamento continuava perpendicular à Costa Leste. A umidade específica, porém, teve seus valores aumentados com relação ao dia anterior devido ao aumento da convergência do fluxo de umidade (Figura 51a) que apresentou valores superiores a $-2,5 \times 10^7 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (em azul). O movimento ciclônico, no campo da vorticidade relativa (Figura 51b), também se intensificou. Os valores de água precipitável sobre a região aumentaram para 45mm, consistentes com as configurações presentes nesses campos. O campo de advecção de temperatura apresentou uma área de advecção quente sobre o Atlântico e uma área de advecção fria sobre o interior do NEB, provavelmente associada ao posicionamento dos restos do sistema frontal. Ou seja, ar relativamente mais frio na retaguarda e ar mais quente na vanguarda do sistema.

Linhas de corrente e mag. do vento 1000hPa



(a)

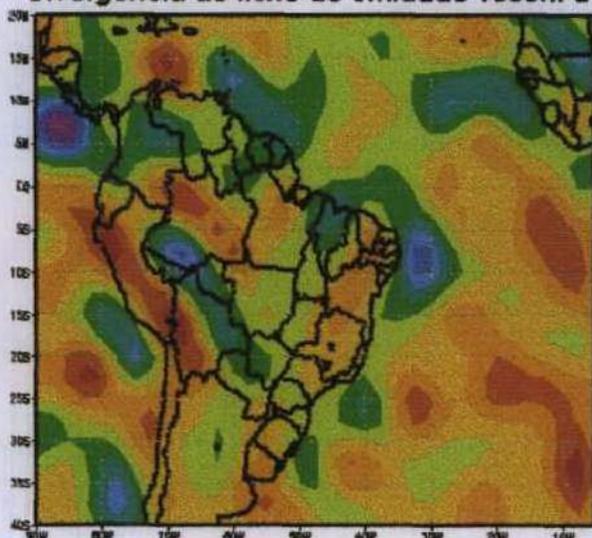
Umidade específica 1000hPa



(b)

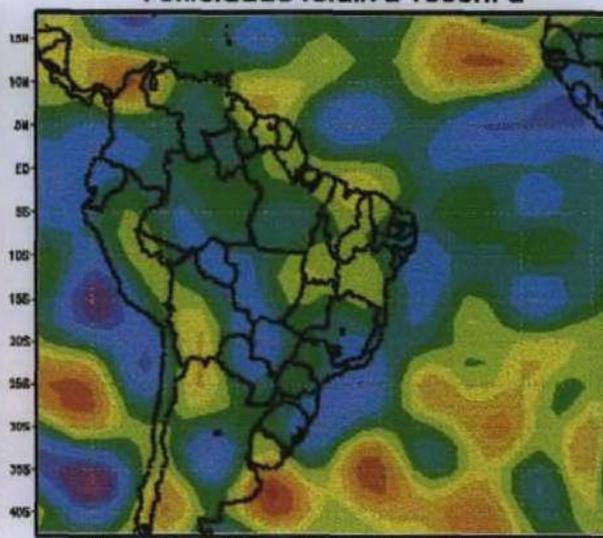
FIGURA 50 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) e (b) umidade específica (g.kg^{-1}) para 31 de julho às 12UTC, em 1000hPa.

Divergência do fluxo de umidade 1000hPa



(a)

Vorticidade relativa 1000hPa



(b)

FIGURA 51 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7.\text{s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5.\text{s}^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 1000hPa.

Em 925hPa, os campos de divergência de fluxo de umidade e de velocidade vertical (Figuras não mostradas) não diferiram significativamente do dia anterior sugerindo que as condições continuavam favoráveis para a intensificação da atividade convectiva sobre a Costa Leste do NEB.

Em 850hPa, o campo de linhas de corrente e magnitude do vento apresentava praticamente a mesma configuração da observada no dia anterior. Porém, a intensidade do vento estava maior (Figura 52a), superiores a $11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, sobre a Costa Leste do NEB. Como consequência, houve um aumento do transporte de umidade (Figura 52b), tendo o núcleo de valores altos se deslocado de sua posição sobre o oceano, no dia anterior, para sobre a região costeira. O campo de vorticidade relativa para o nível de 850hPa, apresentou-se configurado com vorticidade ciclônica de Alagoas ao Rio Grande do Norte, e com vorticidade anticiclônica sobre o restante da Costa Leste e interior do NEB.

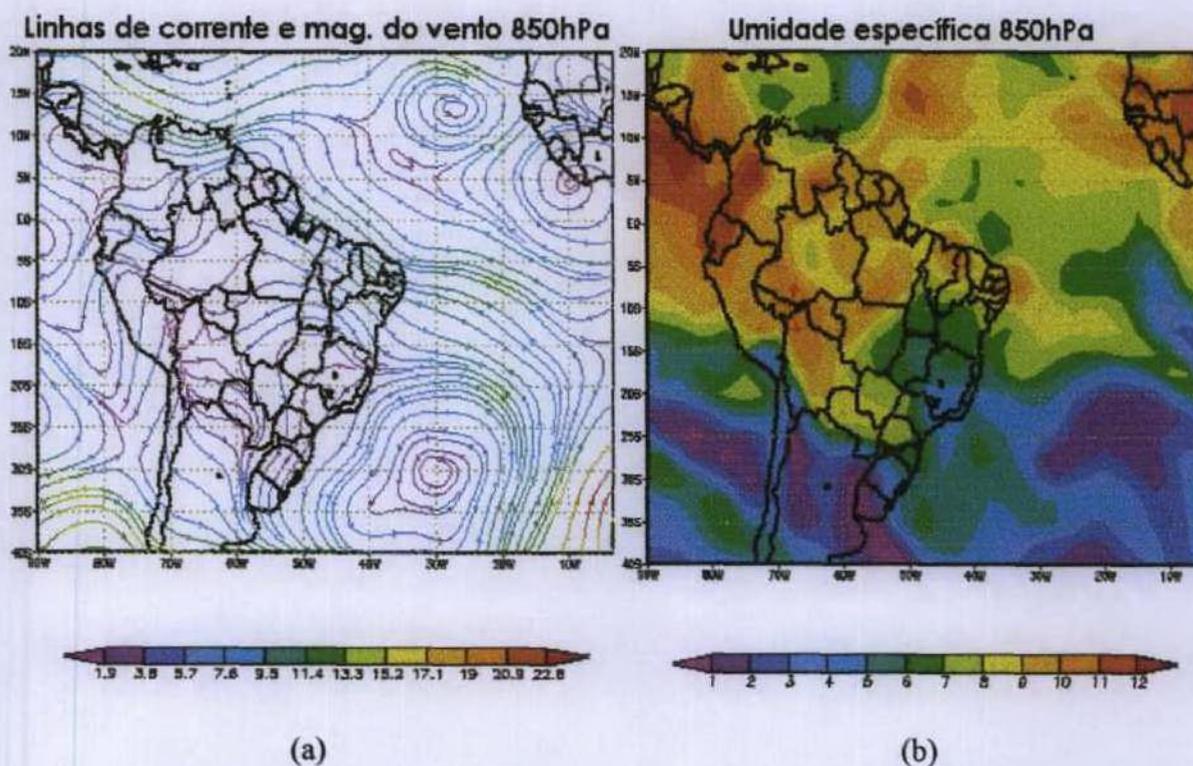


FIGURA 52 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (b) umidade específica ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 850hPa.

A Figura 53a mostra uma região de convergência do fluxo de umidade sobre a Costa Leste do NEB. Uma região de velocidade vertical ascendente continuou bem configurada com os máximos sobre o oceano, entre 5°S – 10°S e 35°W a 30°W (Figura 53b). Sobre o restante do NEB, havia divergência do fluxo de umidade e o movimento vertical era descendente, inibindo a formação e o desenvolvimento de nuvens.

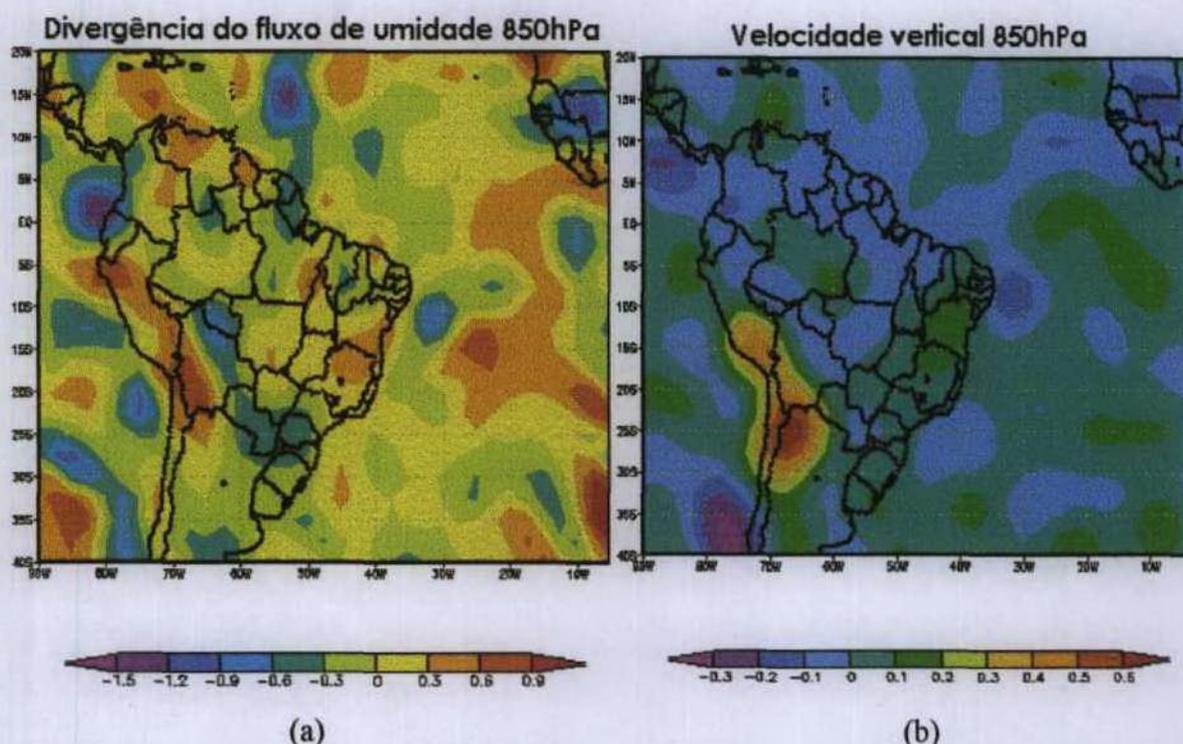


FIGURA 53 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7 \cdot s^{-1} \cdot g \cdot kg^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa \cdot s^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 850hPa.

No campo de linhas de corrente e magnitude do vento, em 500hPa, (Figura 54a) foi observada uma circulação anticiclônica fechada com centro em 10°S e 40°W, cobrindo todo o NEB e se estendendo por a alta troposfera. A Figura 56 é uma seção dos movimentos verticais ao longo do meridiano de 35°W, entre as latitudes 40°S e 20°N às 18UTC. Notaram-se movimentos ascendentes entre 5°S a 10°S, com um máximo em 600hPa, associados a forte divergência horizontal (Figura 55a) e a circulação anticiclônica (Figura 55b) próximas à costa do NEB. O máximo de movimento ascendente, porém, esteve localizado sobre o oceano imediatamente fora da costa (Figura 54b). Movimentos descendentes foram registrados em toda troposfera sobre 15°S a 20°S. A 10°N existiu uma outra região de movimentos ascendentes, associados com uma nova POA. Portanto, as condições sinóticas do 31 de julho

às 18UTC, comparadas com as do dia anterior, já favoreciam o desenvolvimento do complexo convectivo até a média troposfera.

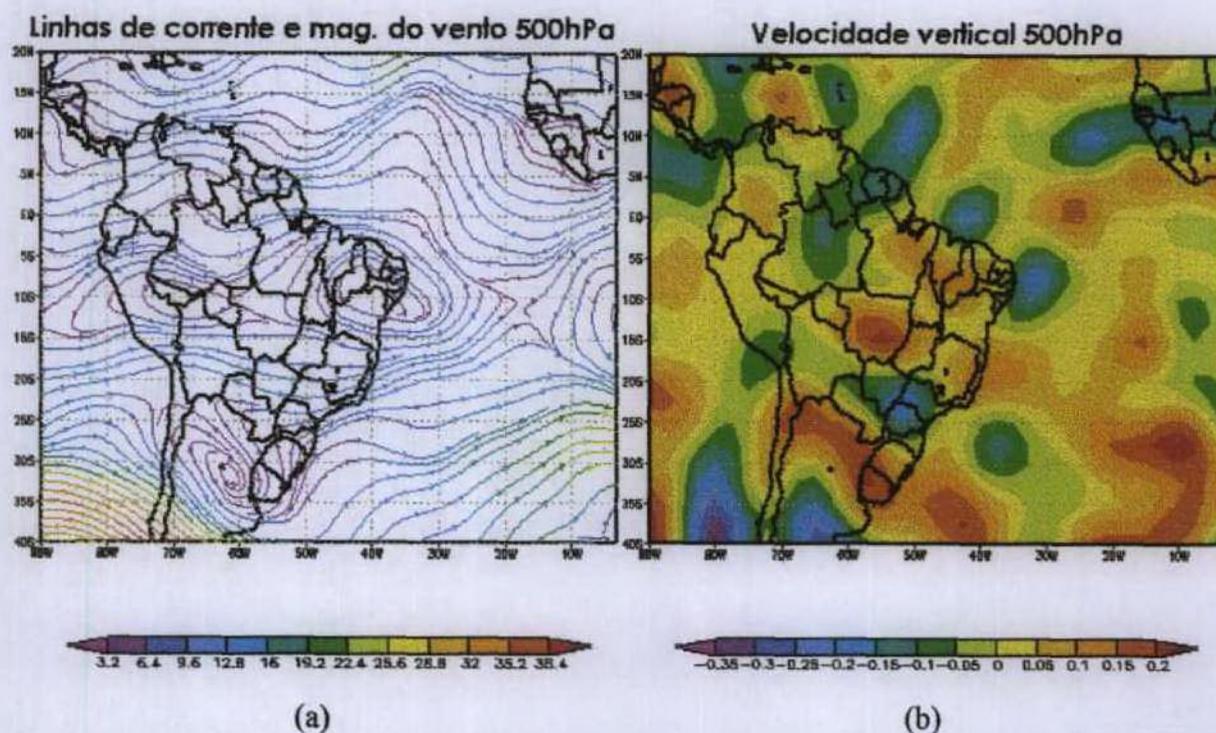


FIGURA 54 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 31 de julho às 12UTC, em 500hPa.

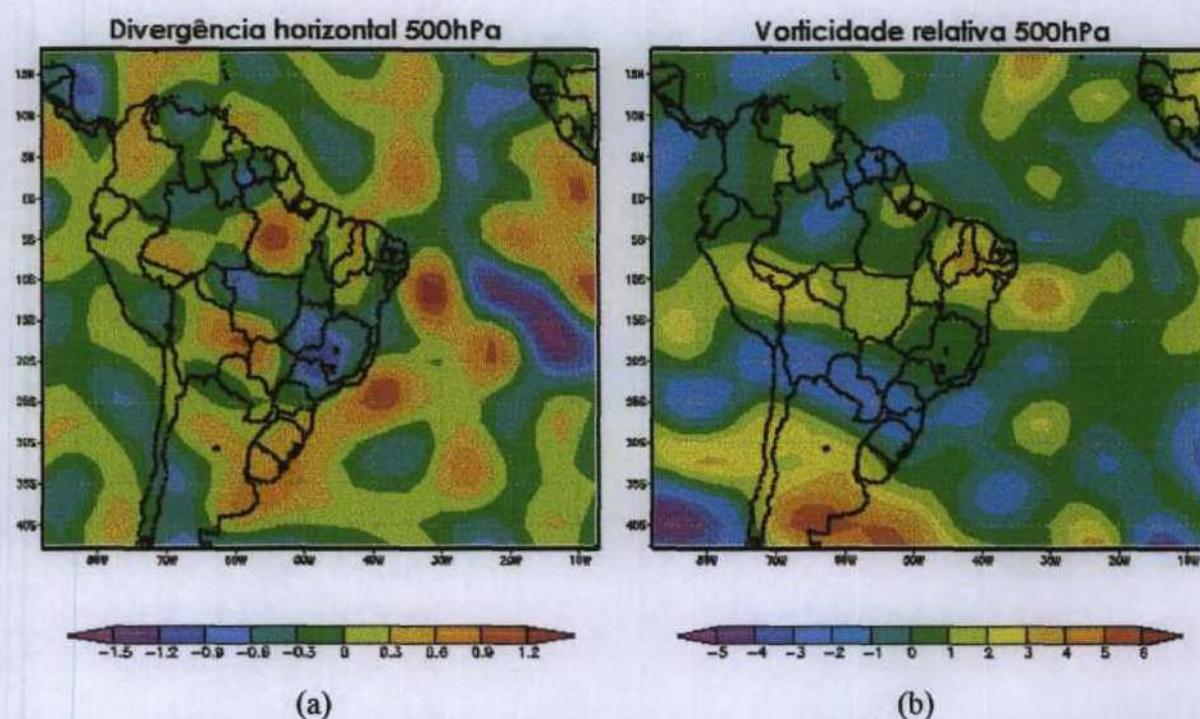


FIGURA 55 – Campos de: (a) divergência horizontal ($10^5 s^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5 s^{-1}$) para 31 de julho de 2000 às 12UTC, em 500hPa.

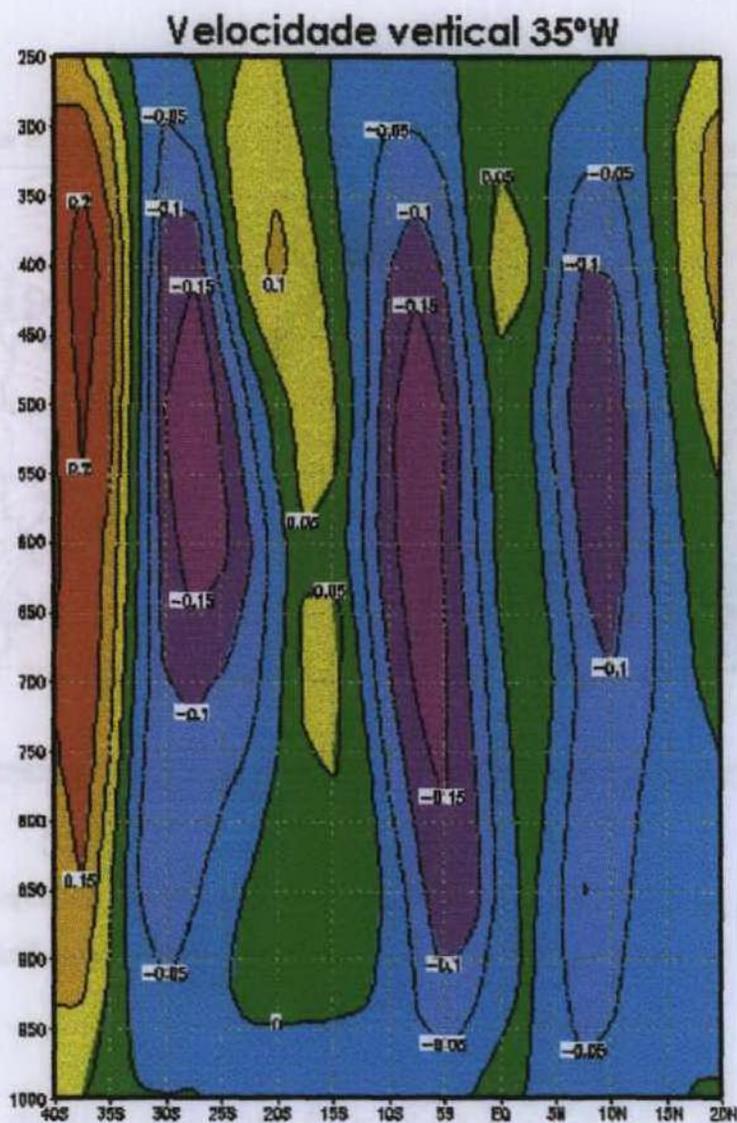


FIGURA 56 – Seção vertical do campo de velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 31 de julho de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.

Na madrugada de 01 de agosto de 2000 aconteceram as condições que propiciaram a intensa atividade convectiva e fortes chuvas sobre o litoral norte de Alagoas e sul de Pernambuco, conforme pode ser apreciado nas imagens do GOES-8 no canal infravermelho (Figura 42, às 00:00UTC e 09:00UTC).

Os campos de linhas de corrente e magnitude do vento e umidade específica são apresentados na Figura 57 para o nível de 1000hPa, às 12UTC. O escoamento esteve mais intenso, com ventos superiores a $9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, provenientes de sudeste. A umidade específica, em

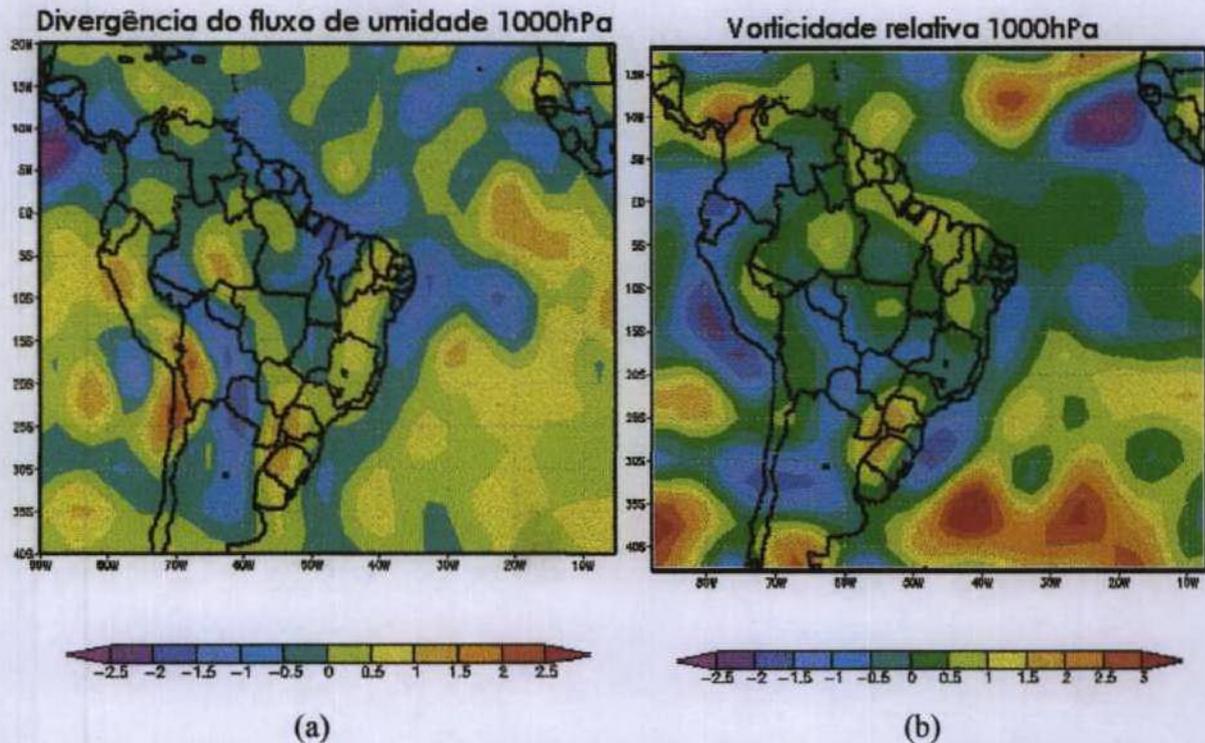


FIGURA 58 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7 \cdot s^{-1} \cdot g \cdot kg^{-1}$) e (b) vorticidade relativa ($10^5 \cdot s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 1000hPa.

O máximo de convergência do fluxo de umidade foi deslocado para o norte, com valores inferiores aos do dia anterior e movimentos ascendentes ainda eram visíveis sobre o litoral em 925hPa.

O campo de linhas de corrente e magnitude do vento às 12UTC (Figura 59a) esteve mais intenso que no dia anterior, porém a umidade específica em 850hPa (Figura 59b) esteve mais baixa, entre 8 e $9g \cdot kg^{-1}$ contra 11 a $12g \cdot kg^{-1}$ do dia anterior. Em consequência, na Figura 60a, apareceu uma fraca divergência do fluxo de umidade sobre o NEB, embora os movimentos verticais (Figura 60b) continuassem a ser ascendentes. A imagem do GOES-8, para o horário 09:00UTC (Figura 42b), mostrou que nuvens de topos altos, divididas em dois núcleos, permaneciam sobre o litoral de Alagoas e Pernambuco e sobre o oceano, mas a de 15:00UTC (Figura 42c) já mostrava o rápido enfraquecimento do núcleo sobre o continente, em decorrência da redução da convergência do fluxo de umidade. Sobre $10^{\circ}S$, os movimentos ascendentes já estavam mais fracos na baixa troposfera, porém continuavam intensos na alta troposfera.

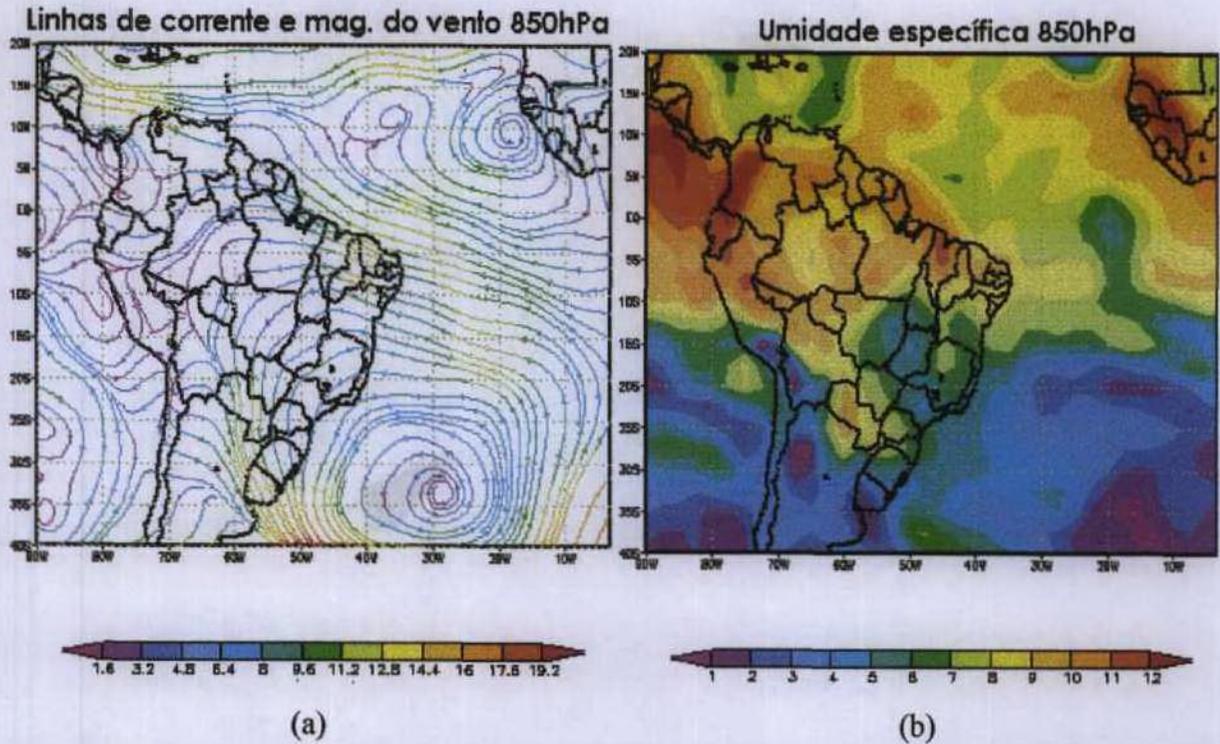


FIGURA 59 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) e (b) umidade específica (g.kg^{-1}) para 01 de agosto às 12UTC, em 850hPa.

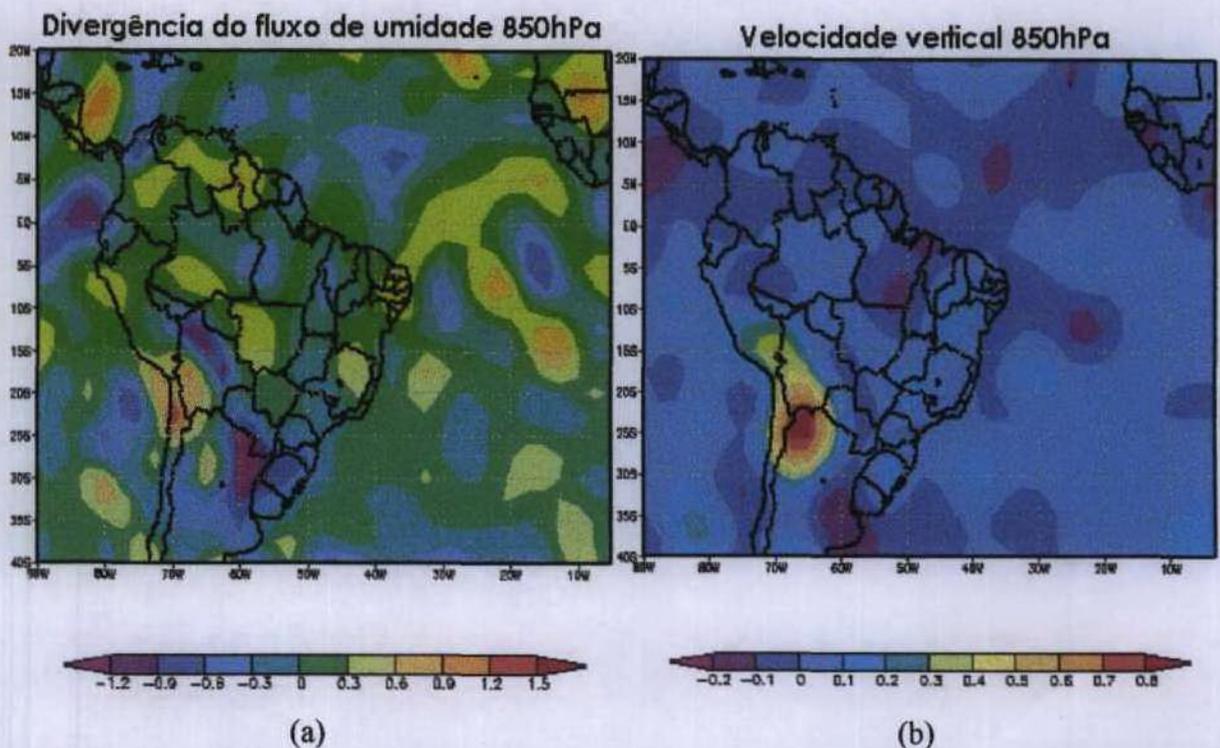


FIGURA 60 – Campos de: (a) divergência do fluxo de umidade ($10^7 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{g.kg}^{-1}$) e (b) velocidade vertical (hPa.s^{-1}) para 01 de agosto às 12UTC, em 850hPa.

Em 500hPa, o campo de linhas de corrente e magnitude do vento mostrou que a circulação anticiclônica, presente desde o dia anterior, estava configurada zonalmente desde o NEB até a região amazônica (Figura 61a). Os movimentos verticais foram ascendentes na Costa Leste do NEB e limites oceânicos (Figura 61b), porém, no interior no NEB a velocidade vertical manteve-se descendente.

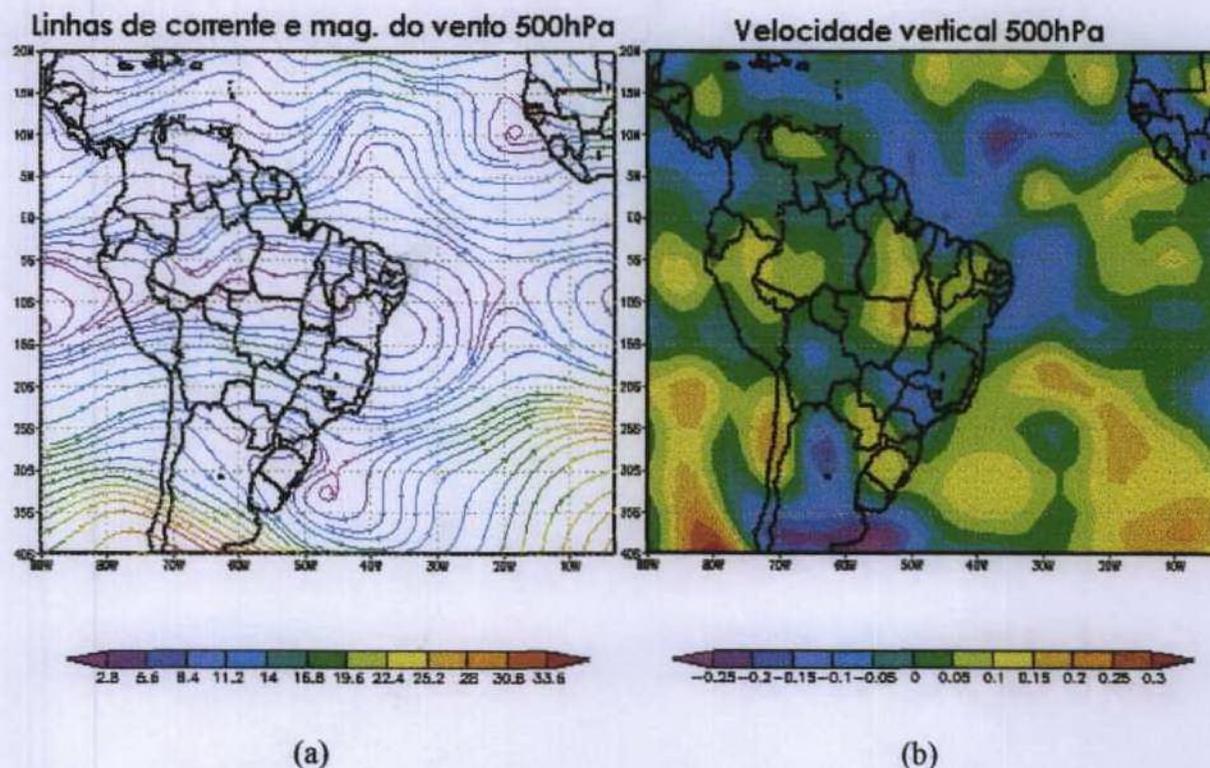


FIGURA 61 – Campos de: (a) linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e (b) velocidade vertical ($hPa.s^{-1}$) para 01 de agosto às 12UTC, em 500hPa.

A seção de movimentos verticais, traçada ao longo do meridiano 35°W e entre 40°S e 20°N (Figura 62), mostrou que os movimentos ascendentes já estavam se dissipando nos níveis baixos, porém mantinham-se fortes na alta troposfera, o que deu condições para sustentar os topos altos de nuvens verificados na Figura 42c às 15:00UTC e ao mesmo tempo, o corte do suprimento de umidade na baixa troposfera começou a enfraquecer o complexo convectivo como um todo e as chuvas associadas. Entre 5°N e 10°N apareceu um núcleo de movimentos ascendentes associados a uma nova POA, enquanto movimentos ascendentes foram substituídos por movimentos descendentes entre 25°S e 30°S sugerindo o

enfraquecimento da atividade convectiva associada ao sistema frontal que começou a se dissipar.

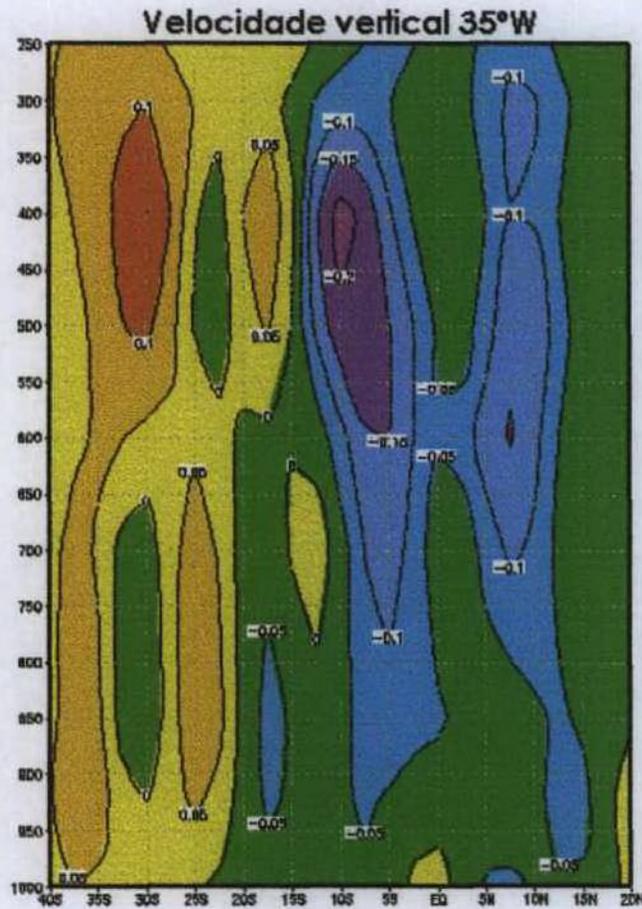


FIGURA 62 – Seção vertical do campo de velocidade vertical ($\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) para 01 de agosto de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.

A Figura 63 mostra os campos de divergência horizontal e vorticidade relativa, em 500hPa, para o dia 01 de agosto, as 12UTC. Uma convergência horizontal, mais intensa que no dia anterior, posicionou-se mais ao norte enquanto a forte divergência, próxima à Costa Leste, diminuiu significativamente, também sugerindo o enfraquecimento do complexo convectivo. A vorticidade relativa (Figura 63b) apresentou-se ligeiramente negativa (ciclônica) ao norte da Costa Leste e positiva (anticiclônica) no restante do NEB.

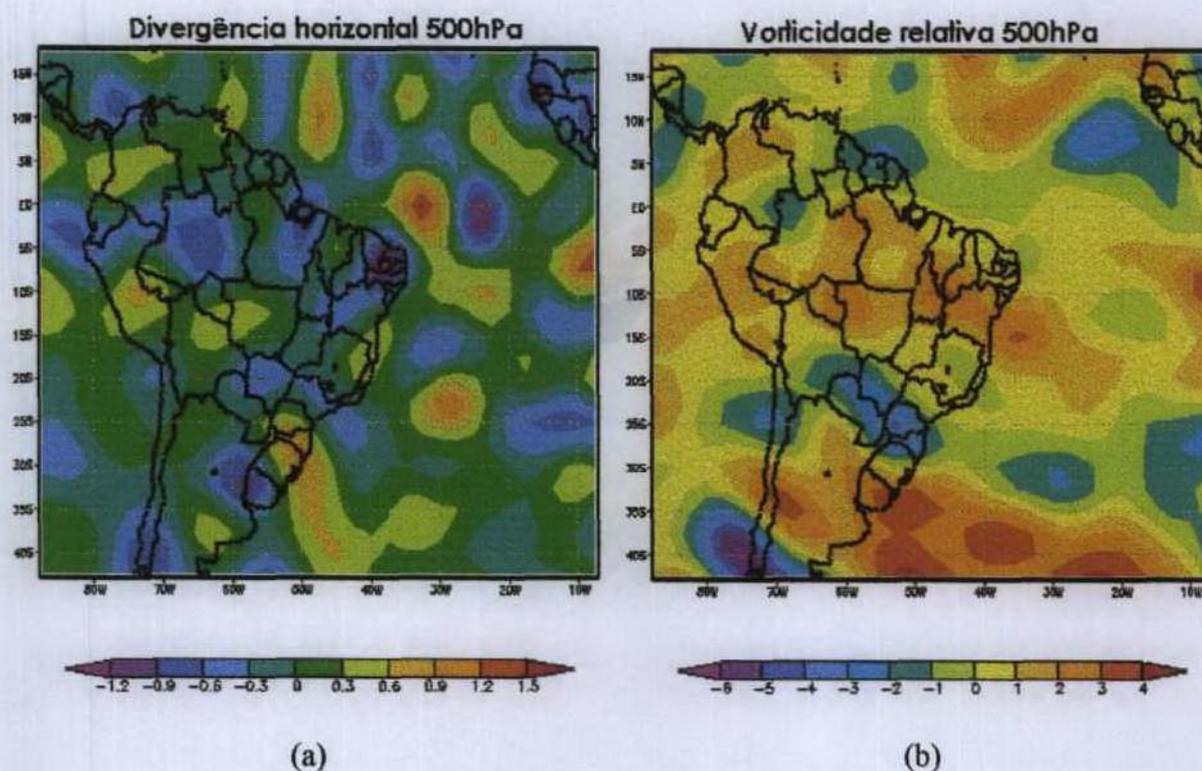


FIGURA 63 – Campos de: (a) divergência horizontal (10^5s^{-1}) e (b) vorticidade relativa (10^5s^{-1}) para 01 de agosto às 12UTC, em 500hPa.

Em 02 de agosto, às 12 UTC, o campo de linhas de corrente, de uma forma geral, apresentava uma configuração que não diferiu muito da observada no dia anterior, exceto em baixos níveis, onde o deslocamento de ar do oceano para o continente, mostrava-se mais intenso na Paraíba e Rio Grande do Norte, trazendo, portanto, maior umidade para esses estados. A umidade específica manteve-se relativamente alta na Costa Leste do NEB, desde a superfície até aproximadamente 850hPa (Figura 64a). A alta troposfera se mostrou bastante seca sobre essa região.

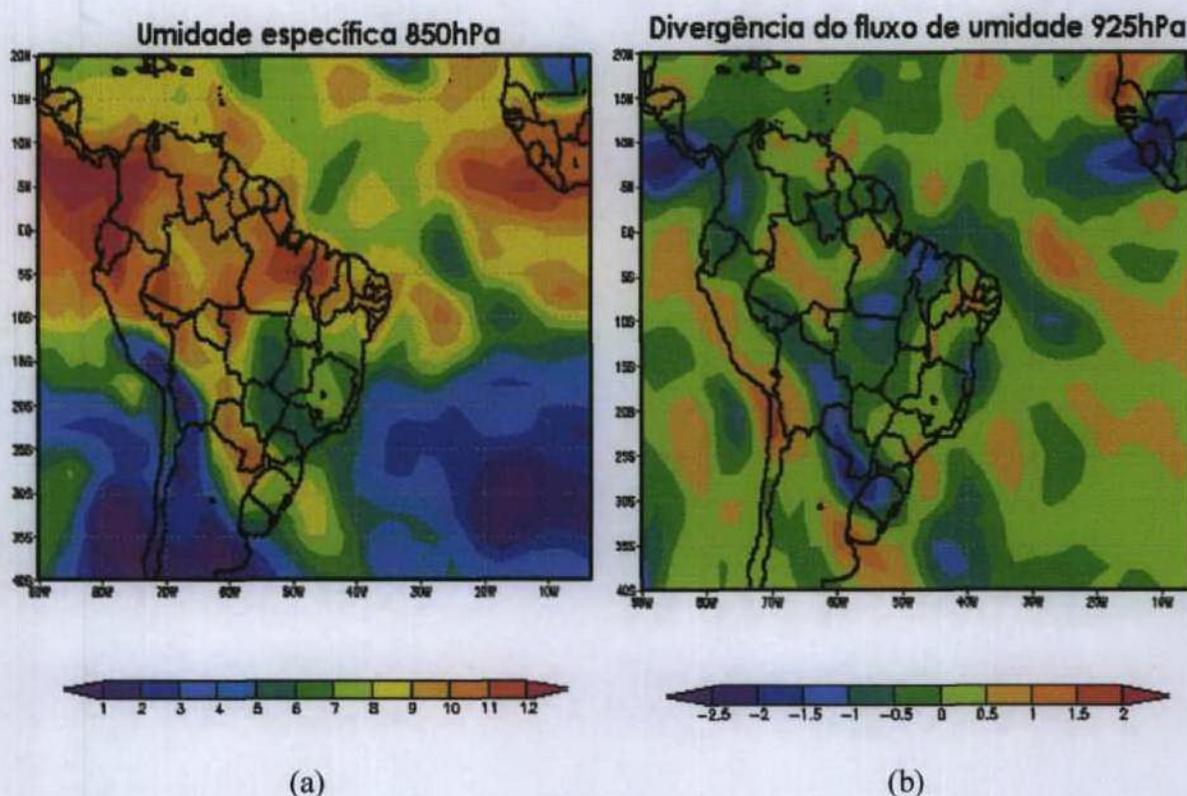


FIGURA 64 – Campos de: (a) umidade específica (g.kg^{-1}) em 850hPa e (b) divergência do fluxo de umidade ($10^7 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{g.kg}^{-1}$) em 925hPa para 02 de agosto às 12UTC.

Na seção de movimentos verticais (Figura 65), vê-se que, ao longo de 35°W , já predominavam movimentos descendentes entre o equador e 10°S na baixa troposfera e movimentos ascendentes em quase toda alta troposfera, com centro entre 350hPa e 450hPa, associados a uma nova POA que tinha se deslocado para o equador e 5°S . Movimentos ascendentes foram observados no sul da Bahia, em cerca de 15°S . A nebulosidade, observada nas imagens do GOES-8 (Figura 42d às 15:00UTC), estava em estágio de dissipação sobre Alagoas e Pernambuco e os totais de precipitação registrados foram bem menores do que nos dias anteriores. Por outro lado, a Paraíba e o Rio Grande do Norte apresentaram totais pluviométricos maiores. O motivo pode ter sido o deslocamento da perturbação para o norte, que estabeleceu um aumento da convergência de fluxo de umidade, e da atividade convectiva, e produziu índices pluviométricos mais elevados embora o NEB, como um todo, estivesse com movimentos verticais descendentes nos níveis baixos da troposfera.

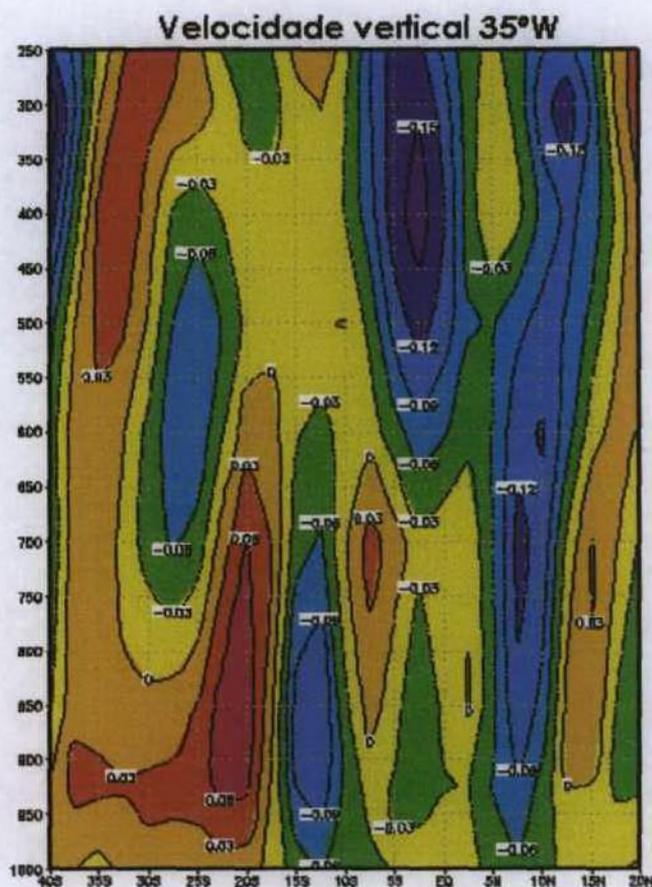


FIGURA 65 – Seção vertical do campo de velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) para 02 de agosto de 2000, no horário das 18UTC em 35°W.

4.2.4 – Modelo conceitual do evento analisado

A partir desse estudo foi observado que para a previsão da formação de POA sobre a Costa Leste do NEB é preciso que:

- Um sistema frontal passe pelo sul do Brasil em direção ao continente africano;
- Esse sistema frontal perturbe o campo dos ventos alísios formando movimentos ondulatórios sobre o Oceano Atlântico;
- Esses movimentos ondulatórios se desloquem para oeste/noroeste em direção à Costa Leste do NEB;
- Ao chegarem na Costa Leste do NEB se encontrem com restos da passagem de um outro sistema frontal que estava sobre esta região, provocando conseqüentemente intensa convecção;

- - A partir da confluência desses dois sistemas de escala sinótica, desenvolva-se, em baixos níveis, condições ideais para o desenvolvimento de um complexo convectivo sobre a Costa Leste do NEB;

- - Essas condições ideais, em baixos níveis, se dão a partir de altos valores de umidade específica, aliada à forte convergência do fluxo de umidade com vorticidade ciclônica e à núcleo de advecção quente;

- - Para a manutenção do complexo convectivo é necessário que, em níveis médios, esteja presente uma circulação anticiclônica aliada à divergência horizontal;

- - Para que se alcancem altos índices pluviométricos é necessário, também, que movimentos verticais ascendentes se estabeleçam em toda troposfera sobre a Costa Leste do NEB;

- - A dissipação do complexo convectivo se dá a partir da diminuição da umidade específica sobre essa região e também pela ausência de movimentos verticais ascendentes nos baixos níveis, o que corta o suprimento de umidade e calor latente.

5. CONCLUSÕES

Neste estudo, foram analisados dois casos de eventos extremos de precipitação, ocorridos durante o ano hidrológico de outubro de 1999 a setembro de 2000, sobre a Costa Leste do NEB.

Durante o período da estação seca, foi estudado um caso de VCAN que esteve presente sobre o NEB nos primeiros dias de janeiro. Concluiu-se que:

- Foram aparentes as presenças de um sistema frontal em estágio de oclusão sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa da região Sul do Brasil e convecção no centro do continente associada a esse sistema frontal.

- Através da análise das linhas de corrente em 200hPa, verificou-se que o vórtice teve seu início aproximadamente no dia 01 de janeiro sobre o Oceano Atlântico Equatorial, intensificando-se nos dias 4 e 5, quando um de seus ramos ativos esteve sobre o continente.

- Esse vórtice teve um tempo médio de atuação, sobre a Costa Leste do NEB, de oito dias.

- Apresentou o característico núcleo seco e frio, tendo sua periferia noroeste a região mais quente e úmida, conforme expresso nos campos de umidade específica e temperatura potencial virtual da reanálise ao nível de 300hPa.

- Estendeu-se de 150hPa a 400hPa, ou seja, na média/alta troposfera.

- Em sua periferia nordeste, houve predomínio de movimentos verticais ascendentes e divergência enquanto, na periferia noroeste, predominaram movimentos verticais descendentes e convergência acima da média troposfera.

- Seu núcleo apresentou movimentos descendentes de ar mais frio e seco.

- Verificaram-se ventos relativamente mais fracos em seu centro e relativamente mais fortes em sua periferia.

- Foi constatada a presença de uma circulação anticiclônica, junto à costa da África, acoplada ao vórtice do NEB.

- A penetração de sistemas frontais em latitudes baixas parece ser uma condição básica para a formação do vórtice, porém não suficiente.

- O posicionamento da Alta da Bolívia sobre a costa oeste da América do Sul, ao norte do Chile, a circulação anticiclônica próxima à costa oeste da África, acoplada ao vórtice, e a posição mais equatorial do jato subtropical do HN, indicando que os sistemas frontais estavam penetrando mais profundamente na região equatorial durante o inverno deste

hemisfério, pareceram ser elementos indispensáveis para a gênese, persistência e controle dos deslocamentos do VCAN sobre o NEB.

– As configurações das diversas variáveis analisadas estiveram coerentes com os dados de precipitação diária, adquiridos através dos Núcleos de Meteorologia regionais.

Dentro do período da estação chuvosa, foi estudado um caso de evento de precipitação intensa ocorrido sobre a Costa Leste do NEB entre os dias 31 de julho e 02 de agosto de 2000. Nesses dias, altos índices pluviométricos foram alcançados. O evento teve início com:

– A passagem de um sistema frontal pelo sul do País, o qual deslocou-se para sobre o Oceano Atlântico, em direção à África e perturbou o campo dos alísios.

– Uma perturbação ondulatória, proveniente de leste/sudeste, se movimentou rapidamente, a uma velocidade de cerca de 10° por dia, e atingiu a Costa Leste do NEB.

– Ao mesmo tempo, os restos do sistema frontal, que gerou a perturbação, encontravam-se posicionados sobre a região, tendo o centro de baixa pressão sobre o Oceano Atlântico

– A confluência da POA com o sistema frontal provocou forte convergência de umidade.

– Essa interação propiciou o desenvolvimento rápido de um complexo convectivo de meso escala sobre a Costa Leste do NEB, composto de aglomerados de cumulonimbus, cujas temperaturas de topo foram inferiores a -60°C , correspondentes a altitudes de 12km a 13km.

– O complexo atingiu a máxima intensidade na madrugada do dia 01 de agosto, quando os totais pluviométricos excederam 260mm/dia no litoral norte de Alagoas e 300mm/dia no litoral sul de Pernambuco.

– No dia seguinte, o complexo convectivo se deslocou para o norte, sobre o litoral da Paraíba e Rio Grande do Norte, onde os totais pluviométricos foram menores, entre 60mm/dia e 80mm/dia.

Tendo em vista o número de casos e o período de um ano de dados utilizado neste estudo, parece ser necessário que uma análise seja realizada utilizando um período mais longo para uma confirmação dos resultados obtidos e uma melhor caracterização estatística dos eventos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. M. B., FERREIRA, N. S., REPELLI, C. A. Um estudo diagnóstico das características atmosféricas associadas à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre Atlântico Tropical Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, n. 1-2, p. 44-58. 1996.

ANJOS, B. L. & SOBRAL, Z. R. Vórtice ciclônico sobre o Nordeste do Brasil – novembro de 1986. In: **Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, v. 2, p. 691-695. 1992.

ANJOS, B. L., ARAGÃO, M. R. S., SOBRAL, Z. R. Conexões entre a circulação do hemisfério norte e os vórtices ciclônicos da alta troposfera na região Nordeste do Brasil. In: **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belo Horizonte, v. 3, p. 583-585. 1994.

BERNARDO, S. O. **Clima e suas anomalias para a cidade de Maceió**. Maceió, AL, Depto. Física UFAL, 1999. 122p. Trabalho de Conclusão de Curso em Física.

BLANCO, C. M. R., GANDÚ, D. A. W., MELLO, E. N. G. S. A atuação do vórtice ciclônico de ar superior na Região Nordeste do Brasil durante o mês de janeiro de 1996: um estudo de caso. In: **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão, v. 1, p. 434-438. 1996.

CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN. Análises publicadas no **Climate Prediction Center**, janeiro de 2000.

CPTEC. Centro de Previsão do Tempo de Estudos Climáticos. Disponível na INTERNET via http://www.cptec.inpe.br/products/clima/prod_clip.html. Consultado em fevereiro de 2001.

CPTEC. Centro de Previsão do Tempo de Estudos Climáticos. Disponível na INTERNET via <http://www.cptec.inpe.br/satelite/indexp.html>. Consultado em fevereiro de 2001.

DOTY, B. E. Using the Grid Analysis and Display System. Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA), Maryland, University of Maryland. 1992.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica I**. Pelotas: UFPel Ed. Universitária, 1999. v. 1, 259p.

FERNÁNDEZ, J. P. R., RAO, V. B., FRANCHITO, S. H. Estudos numéricos sobre a migração sazonal da ZCIT com um modelo estatístico-dinâmico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 75-84. 1998.

FERREIRA, N. J., CHAN, C. S., SATYAMURTI, P. Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul. In: **Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Salvador, v. II, p. 462-466. 1990.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. São José dos Campos, SP, INPE-2685-TDL/126, 1983. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

GANDÚ, G. V. M. W. Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o Nordeste Brasileiro: um estudo de caso. In: **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão, v. 1, p. 450-454. 1996.

GHCC/MSFC/NASA. Global Hydrology and Climate Center. Disponível na INTERNET via <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/GOES/>. Arquivo consultado em novembro de 2001.

HASTENRATH, S. & HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 103, p. 77-92. 1977.

HASTENRATH, S. **Climate and Circulation of the tropics**. Atmospheric Sciences Library. Published by D. Reidel Publishing Company, 1985. 455 p.

KOUSKY, V. E. & GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33(6), p. 538-551. 1981.

LIMA, M. C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da Região Nordeste do Brasil**. São José dos Campos, SP, INPE-5283-TDI/453, 1991. 222p. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).

LOURENÇO, M. C. M., GAN, M. A., FERREIRA, N. J. Estudo de um caso de vórtice ciclônico em altos níveis que atuou no sul da América do Sul: Parte A – Aspectos Sinóticos. In: **Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão, v. 1, p. 470-473. 1996.

- MOLION, L. C. B. & BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. 1334-1342. 2000.
- NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. **Tellus**, v. 24 (4), p. 336-342. 1972.
- NCEP, NOAA. *The National Centers for Environmental Prediction*. Disponível na INTERNET via www.ncep.noaa.gov/. Arquivo consultado em 2001.
- NIEUWOLT, S. **Tropical Climatology - An Introduction to the climates of the low latitudes**, v. 1, p.38-50. 1977.
- OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia**. São José dos Campos, SP, INPE-4008-TDL/239, 1986. 115p. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).
- PAEGLE, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: **THE GEOPHYSIOLOGY OF AMAZONIA**, cap. 17, p. 345-387. 1987.
- PARMENTER, F. C. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. **Bulletin American Meteorology Society**, v.57, p. 1435-1440. 1976.
- QUADRO, M. F. L. & ABREU, M. L. Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul sobre a América do Sul. In: **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belo Horizonte, v. 3, p. 620-623. 1994.
- RAMÍREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. São José dos Campos, SP, INPE-6408-TDI/618, 1996. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).
- RAMÍREZ, M. C. V., KAYANO, M. T., FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of Northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88. 1999.
- RAO, V. B., CHAPA, S. R., FRANCHITO, S. H. Decadal variation of Atmosphere-Ocean interaction in the Tropical Atlantic and its Relationship to the Northeast Brazil Rainfall. **INPE, CP515, 12201**, São José dos Campos, SP, Brazil. 1993.

RAO, V. B., LIMA, M. C., FRANCHITO, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1754-1763. 1993.

RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. Department of Meteorology, University of Chicago, 1954. p. 168-175.

SEVERO, D. L. **Estudo de casos de chuvas intensas no estado de Santa Catarina**. São José dos Campos, SP, INPE-5682-TDI/568, 1994. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).

SILVA, F. M., PAZ, D. A., PAZ, R. S. Vórtice ciclônico da alta troposfera: um caso no Nordeste do Brasil: FASE II. In: **Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Salvador, v. II, p.554-556. 1990.

SOUZA, I F. & COSTA, O. A. Atuação da frente fria no estado de Sergipe – outubro/1993. In: **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belo Horizonte, v. 1, p. 149-151. 1994.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., NOBRE, P. Anomalias de precipitação nos setores norte e leste do Nordeste Brasileiro em associação aos eventos do padrão de dipolo observados na bacia do Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n. 2, p. 45-55. 1998.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., XAVIER, T. M. B. S. Distribuição mensal e sazonal da precipitação no semi-árido nordestino durante os anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento observados em toda a bacia do Atlântico Tropical. **Revista Brasileira Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 01-09. 1999.

UVO, C. R. B., NOBRE, C. A., CITEAU, J. Análise da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Atlântico Equatorial e sua relação com a precipitação no Nordeste do Brasil. In: **Anais do V Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro, p. III-23 - III-27. 1988.

VICENTE, G. **National Environmental Satellite, Data, and Information Service**. Disponível na INTERNET via <http://orbit-net.nesdis.noaa.gov/ora/index.html>. Arquivo consultado em 2000.

YAMAZAKI, Y. & RAO, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic ocean. **Journal of the Meteorology Society of Japan**, v. 55, n. 2, p. 204-207. 1977.

ANEXOS

ANEXO A - Q_especifica.gs

Script construído para o mês de janeiro de 2000 para a obtenção das seguintes variáveis: água precipitável, temperatura virtual, temperatura potencial, temperatura potencial virtual, temperatura potencial equivalente e divergência do fluxo de umidade.

```
*'reinit'
*'c'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\tempjan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\rhjan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\ujan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\vjan2000.nc'
*'run c:\dados2000\inicializar.gs'
'set lon 230 357'
'set lat -45 60'
'set lev 1000 300'
'set t 1 60'
'define tr=1-373.15/air'
'define es1=1013.5*exp(13.3185*tr-1.976*pow(tr,2)-0.6445*pow(tr,3)-0.1299*pow(tr,4))'
'define e=es1*rhum.2/100'
*q em g/kg
'define q=1000*0.622*e/(lev-0.378*e)'
'define q1=0.5*(q(lev =1000) + q(lev =850))*15'
'define q2=0.5*(q(lev =850) + q(lev =700))*15'
'define q3=0.5*(q(lev =700) + q(lev =500))*20'
'define q4=0.5*(q(lev =500) + q(lev =400))*10'
'define q5=0.5*(q(lev =400) + q(lev =300))*10'
'define Ap=(q1+q2+q3+q4+q5)/9.81'
'define Tv = air*(1+0.61*q/1000)'
'define theta=air*pow(1000.0/lev,0.2854)'
'define thetav=Tv*pow(1000.0/lev,0.2854)'
```

```
'define thetai=(theta)*exp((3.376/( 2840/(3.5*log10(air)-log10(q*lev/(622+q))-4.805) + 55 )-
0.00254)*q*(1+0.81*q/1000))'
'define divfq=hdivg(uwnd.3*q/1000,vwnd.4*q/1000)'
'set lev 1000'
```

ANEXO B – vortice.gs

Script construído para o mês de janeiro de 2000 para a obtenção das seguintes variáveis: advecção de temperatura, vorticidade absoluta e advecção de vorticidade absoluta.

```
*'reinit'
*'c'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\tempjan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\rhjan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\ujan2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\vjan2000.nc'
*'run c:\dados2000\inicializar_gs'
'set lon 230 357'
'set lat -45 60'
'set lev 1000 150'
'set t 1 68'
'define dv=cdiff(vwnd.4,x)'
'define dx=cdiff(lon,x)*3.1416/180'
'define du=cdiff(uwnd.3*cos(lat*3.1416/180),y)'
'define dy=cdiff(lat,y)*3.1416/180'
'define dtdx=cdiff(air,x)'
'define dtdy=cdiff(air,y)'
'define a1=(uwnd.3*dtdx)/(cos(lat*3.1416/180)*dx)'
'define a2=vwnd.4*dtdy/dy'
'define at=-1*(a1+a2)/6.37e6*86400'
'define f=2*7.29e-5*sin(lat*3.1416/180)'
'define dudy=cdiff(uwnd.3,y)/(111177*cdiff(lat,y))'
```

```
'define dvdx=cdiff(vwnd.4,x)/(111177*cdiff(lon,x)*cos(lat*3.1416/180))'
'define vora=(dvdx-dudy+f)'
'define zetadx=cdiff(vora,x)'
'define zetady=cdiff(vora,y)'
'define zeta=vora'
'define a3=(uwnd.3*zetadx)/(cos(lat*3.1416/180)*dx)'
'define a4=vwnd.4*zetady/dy'
'define ava=-1*(a3+a4)/6.37e6*86400'
*'set lev 300'
```

ANEXO C – especifica.gs

Script construído para o mês de julho/agosto de 2000 para a obtenção das seguintes variáveis: água precipitável, temperatura virtual, temperatura potencial, temperatura potencial virtual, temperatura potencial equivalente e divergência do fluxo de umidade.

```
*'reinit'
*'c'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\tempago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\rhago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\uago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\vago2000.nc'
*'run c:\dados2000\inicializar.gs'
'set lon 230 357'
'set lat -50 60'
'set lev 1000 300'
'set t 1 80'
'define tr=1-373.15/air'
'define es1=1013.5*exp(13.3185*tr-1.976*pow(tr,2)-0.6445*pow(tr,3)-0.1299*pow(tr,4))'
'define e=es1*rhum.2/100'
*q em g/kg
'define q=1000*0.622*e/(lev-0.378*e)'
```

```

'define q1=0.5*(q(lev =1000) + q(lev =850))*15'
'define q2=0.5*(q(lev =850) + q(lev =700))*15'
'define q3=0.5*(q(lev =700) + q(lev =500))*20'
'define q4=0.5*(q(lev =500) + q(lev =400))*10'
'define q5=0.5*(q(lev =400) + q(lev =300))*10'
'define Ap=(q1+q2+q3+q4+q5)/9.81'
'define Tv = air*(1+0.61*q/1000)'
'define theta=air*pow(1000.0/lev,0.2854)'
'define thetav=Tv*pow(1000.0/lev,0.2854)'
'define thetae=(theta)*exp((3.376/( 2840/(3.5*log10(air)-log10(q*lev/(622+q))-4.805) + 55 )-
0.00254)*q*(1+0.81*q/1000))'
'define divfq=hdivg(uwnd.3*q/1000,vwnd.4*q/1000)'
'set lev 1000'

```

ANEXO D – vortice2.gs

Script construído para o mês de janeiro de 2000 para a obtenção das seguintes variáveis: advecção de temperatura, vorticidade absoluta e advecção de vorticidade absoluta.

```

*'reinit'
*'c'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\tempago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\rhago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\uago2000.nc'
'sdfopen c:\dados2000\dados2000\vago2000.nc'
*'run c:\dados2000\inicializar.gs'
'set lon 230 357'
'set lat -50 60'
'set lev 1000 300'
'set t 1 80'
'define dv=cdiff(vwnd.4,x)'
'define dx=cdiff(lon,x)*3.1416/180'

```

```

'define du=cdiff(uwnd.3*cos(lat*3.1416/180),y)
'define dy=cdiff(lat,y)*3.1416/180
'define dtdx=cdiff(air,x)
'define dtdy=cdiff(air,y)
'define a1=(uwnd.3*dtdx)/(cos(lat*3.1416/180)*dx)
'define a2=vwnd.4*dtdy/dy
'define at=-1*(a1+a2)/6.37e6*86400
'define f=2*7.29e-5*sin(lat*3.1416/180)
'define dudy=cdiff(uwnd.3,y)/(111177*cdiff(lat,y))
'define dvdx=cdiff(vwnd.4,x)/(111177*cdiff(lon,x)*cos(lat*3.1416/180))
'define vora=(dvdx-dudy+f)
'define zetadx=cdiff(vora,x)
'define zetady=cdiff(vora,y)
'define zeta=vora
'define a3=(uwnd.3*zetadx)/(cos(lat*3.1416/180)*dx)
'define a4=vwnd.4*zetady/dy
'define ava=-1*(a3+a4)/6.37e6*86400
*'set lev 300'

```