

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



**Tese de Doutorado**

**EDIVANIA DE ARAÚJO LIMA**

**INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS ACOPLADOS OCEANO-ATMOSFERA  
SOBRE OS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS OBSERVADOS  
NO NORDESTE DO BRASIL**

**Campina Grande, Novembro de 2010**



---

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

---

**INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS ACOPLADOS OCEANO-  
ATMOSFERA SOBRE OS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS  
NÍVEIS OBSERVADOS NO NORDESTE DO BRASIL**

**EDIVANIA DE ARAÚJO LIMA**

Novembro de 2010  
Campina Grande – PB



---

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

---

**INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS ACOPLADOS OCEANO-  
ATMOSFERA SOBRE OS VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS  
NÍVEIS OBSERVADOS NO NORDESTE DO BRASIL**

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, como parte das exigências para obtenção do grau de doutor em Meteorologia.

Aluna: Edivania de Araújo Lima  
Orientador: Dr. Manoel F. Gomes Filho

Novembro de 2010  
Campina Grande – PB

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA  
CENTRAL DA UFCG**

L732i	<p>Lima, Edivania de Araújo. Influência dos fenômenos acoplados oceano-atmosfera sobre os vórtices ciclônicos de altos níveis observados no nordeste do Brasil / Edivania de Araújo Lima. - Campina Grande, 2010. 233 f.</p> <p>Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2010. "Orientação : Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho". Referências.</p> <p>1. Vórtices Ciclônicos de Alto Nível (VCAN) - Nordeste - Brasil. 2. Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM). 3. ATSM Pacífico. 4. Tese - Meteorologia. I. Gomes Filho, Manoel Francisco. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título</p> <p>CDU 551.515.2:532.527(812/813)(043)</p>
-------	--

EDIVANIA DE ARAÚJO LIMA

INFLUÊNCIA DOS FENÔMENOS ACOPLADOS OCEANO-ATMOSFERA SOBRE OS  
VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS OBSERVADOS NO NORDESTE DO  
BRASIL

TESE APROVADA EM 26/11/2010

BANCA EXAMINADORA



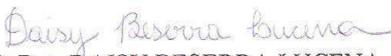
Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



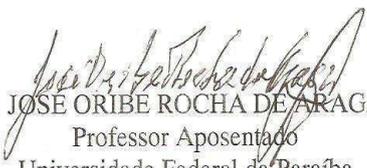
Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profa Dra. DAISY BESERRA LUCENA  
Centro de Desenvolvimento Sustentável do Semiárido  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ ORIBÉ ROCHA DE ARAGÃO  
Professor Aposentado  
Universidade Federal da Paraíba

"...Deus permitiu a existência das quedas d'água para aprendermos quanta força de trabalho e renovação podemos extrair de nossas próprias quedas. O trabalho bem executado, traz-nos a alegria do dever cumprido."

Como dizia *Antoine Saint Exupéry* em sua obra prima "*O Pequeno Príncipe*":

"Foi o tempo que perdeste com a tua rosa, que fez a tua rosa tão importante."

DEDICO ESTA VITÓRIA AO MEU ALICERCE...

MEUS PAIS *JOSÉ DE ARAÚJO E MARIA EDILZA*, MEUS IRMÃOS *ELBA, ERIVELTON E ANNY CAROLINE*, PELO APOIO E AMOR MESMO DISTANTES.

A ANA *KATHARINA, JOÃO LUCAS E GIOVANNA KARINE* (MEUS AMORES, MINHA VIDA), POR TODOS OS RISOS, LÁGRIMAS, BRILHOS NOS OLHOS E MOMENTOS LINDOS. POR ME FAZEREM ENTENDER O VERDADEIRO SENTIDO DA VIDA!

## AGRADECIMENTOS

---

Durante este trabalho as dificuldades não foram poucas. Os desafios foram muitos, os obstáculos, muitas vezes, pareciam intransponíveis. Muitas vezes me senti só, e, assim, estive...

O desânimo quis contagiar, porém, a garra e a tenacidade foram mais fortes, sobrepondo esse sentimento, fazendo-me seguir a caminhada, apesar da sinuosidade do caminho.

Agora, ao olhar para trás, a sensação do dever cumprido se faz presente e posso constatar que as noites de sono perdidas, o cansaço, os longos tempos de leitura, digitação, discussão; a ansiedade em querer fazer e a angústia de muitas vezes não o conseguir, por problemas estruturais; não foram em vão.

Aqui estou, como sobrevivente de uma longa batalha, porém, muito mais forte e hábil, com coragem suficiente para mudar a minha postura, e humildemente agradecer....

Por tudo o que tens feito por tudo o que vais fazer. Por tuas promessas e tudo o que és eu quero te agradecer com todo o meu ser... Agradeço-te, *Meu Senhor!*

Aos *meus pais e irmãos*, por suportarem minha ausência, e ao mesmo tempo pelas presenças mesmo distantes.

A minha *VOZINHA*, por sua existência; aos tios *Antônio e Ederaldo*, pelo incentivo;

Ao *Vozinho Ageu (In Memoriam)*, pela presença espiritual, nos momentos de maior solidão;

A *Alcides Olinto*, pelo apoio, companheirismo e principalmente por estar ao meu lado nos momentos alegres e tristes. Te amo.

A todos os amigos, que conquistei ao longo desta jornada. *Janne Lúcia, Ewerton, Bruce, Ailton, Washington, Roberto Alan, Bega, Carlos* e todos que mesmo não estando citados aqui, participaram deste momento tão importante da minha vida.

A *Jackeline, Kaliane, Karén, Fabiana e Josirene*, minhas amigas e companheiras de prédio, obrigada pela acolhida e pelas palavras de incentivo em todos os momentos.

A *Dr<sup>a</sup>. Daisy Beserra*, pelo apoio, auxílio e por atender sempre aos meus chamados. De todo coração, obrigada.

A Universidade Federal de Campina Grande, aos professores e funcionários da UACA, em especial ao *Prof. Enilson*, pelas diversas dúvidas do GrADS e a secretária *Divanete*.

Ao Professor *Dr. Manoel Gomes Filho*, pela orientação e acompanhamento desde o Mestrado.

Aos *Membros da Banca examinadora*, pelas críticas e sugestões.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo, durante todo o período do Doutorado.

Enfim, agradeço a todos aqueles que, de maneira direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

**OBRIGADA.**

“...Grandes coisas fez o SENHOR por nós, pelas quais estamos alegres. Os que semeiam em lágrimas seguirão com alegria e aquele que leva a preciosa semente, andando e chorando, voltará, sem dúvida, com alegria, trazendo consigo os seus molhos”

(Salmo 126, 3-6)

## RESUMO

---

Analisou-se o comportamento de 311 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) observados no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009, na região Nordeste do Brasil (NEB) e Atlântico Sul adjacente. Utilizou-se dados das Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) dos Oceanos Atlântico e Pacífico, das componentes zonal ( $u$ ) e meridional do vento ( $v$ ), precipitação e o Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP). A partir das componentes do vento calculou-se os campos da vorticidade relativa, divergência horizontal e as componentes rotacional e divergente do vento. A metodologia de análise consistiu em gráficos e na Análise das Componentes Principais (ACP), que possibilitaram a verificação das influências das ATSM nas ocorrências dos vórtices. Os resultados obtidos mostraram que durante todas as fases do VCAN foi perceptível em 90% dos casos a presença da Alta da Bolívia (AB) e que a vorticidade proveniente deste centro anticiclônico atuou de forma determinante na manutenção dos vórtices. A área preferencial para a formação dos VCAN foi sobre o Atlântico Tropical e sob condições de normalidade das águas do Pacífico (45,7% dos eventos). Nos eventos El Niño percebeu-se que os máximos de VCAN ocorreram quando as ATSM das regiões Niño 1+2 e Niño 3.4 foram mais aquecidas que as demais regiões dos Niños. Ainda com relação às ATSM do Pacífico observou-se que quando o IODP foi positivo e o El Niño estava configurado foram registrados mais VCAN que quando o IODP foi negativo e havia configuração de La Niña. Nas observações das componentes rotacional e divergente do vento, constatou-se a forma antagônica destas duas componentes. Os totais pluviométricos observados sobre o NEB durante os eventos acompanhados apresentaram uma grande variabilidade em decorrência do posicionamento dos VCAN. Na ACP foram encontradas duas Componentes Principais (CP) que explicaram mais de 50% da variabilidade do número de ocorrências de VCAN em função das ATSM do Atlântico e Pacífico. De tal forma conclui-se que os fenômenos acoplados oceano-atmosfera atuam de forma determinante na dinâmica dos VCAN que atuam no Nordeste do Brasil.

Palavras-chaves: VCAN, ATSM Atlântico, ATSM Pacífico, Nordeste do Brasil

## ABSTRACT

---

We analyzed the behavior of 311 Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV) observed from January 1980 to December 2009, the region Northeast Brazil (NEB) and adjacent South Atlantic. Was used data from Anomalies of Sea Surface Temperature (SST) and Atlantic Oceans Pacific, the zonal ( $u$ ) and meridional wind ( $v$ ), precipitation and Index of the Pacific Decadal Oscillation (IODP). From the components of wind was calculated fields of relative vorticity, horizontal divergence and the rotational and divergent components of the wind. The methodology consisted of graphics and Principal Component Analysis (PCA), which allowed the verification of the influence of SSTA in the occurrences of vortex. The results showed that during all stages of VCAN was noticeable in 90% of cases the presence of the Bolivian high (BH) and the anticyclonic vorticity from this center served a decisive maintenance of the vortex. The preferred area for training was VCAN over the tropical Atlantic and under normal conditions of the waters of Pacific (45.7% of events). In El Niño events, it was noticed that the maximum VCAN occurred in regions where the SST Niño 1 +2 and Niño 3.4 were more heated than the other regions of the Niños. Also concerning the SSTA Pacific observed that when the IODP was positive and the El Niño was set were recorded more VCAN than when the IODP was negative and had setting of La Niña. Observing the rotational components and divergent wind, it was seen how these two antagonistic components. The total pluviometric over NEB observed during the events followed showed a great variability due to VCAN positioning. The PCA were found two Principal Components (PC) that explained more than 50% of the variability in the number of occurrences of VCAN according to the SSTA in the Atlantic and Pacific. So it follows that the coupled ocean-atmosphere phenomena act in a decisive VCAN dynamics of operating in northeast Brazil.

Keywords: UTCV, Atlantic SSTA, Pacific SSTA, Northeast Brazil

## SUMÁRIO

---

<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>22</b>
1.1 Introdução.....	22
1.2 Objetivos .....	23
1.2.1 Objetivo Geral .....	23
1.2.2 Objetivos Específicos .....	24
<b>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>25</b>
2.1 Aspectos Climatológicos do Nordeste do Brasil.....	25
2.2 Condição Térmica dos Oceanos Atlântico e Pacífico e sua relação com a Precipitação do Nordeste do Brasil.....	29
2.2.1 Oceano Pacífico.....	30
2.2.1.1 El Niño / Oscilação Sul.....	31
2.2.1.2 Oscilação Decadal do Pacífico.....	33
2.2.2 Oceano Atlântico.....	36
2.3 Alta da Bolívia.....	39
2.4 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.....	41
2.4.1 Origem e Formação.....	42
2.4.2 Tempo de Vida.....	45
2.4.3 Deslocamento.....	46
2.4.4 Nebulosidade Associada.....	46
2.4.5 Estrutura Vertical.....	47
2.4.6 Energética.....	48
<b>CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>50</b>
3.1 Descrição da área de estudo.....	50
3.2 Dados.....	51
3.3 Metodologia.....	52
3.3.1 Componentes Rotacional e Divergente do Vento.....	53
3.3.2 Análise Estatística.....	55
3.3.2.1 Análise das Componentes Principais (ACP).....	55
3.3.2.1.1 Condições Necessárias para a ACP.....	56
<b>CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>58</b>
4.1 VCAN ocorridos no período de 1980 a 1989 (Década de 1980).....	59
4.1.1 Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 1980.....	61
4.1.2 Caso 1.....	69
4.1.2.1 Campo da Divergência Horizontal.....	72
4.1.2.2 Campo da Vorticidade.....	75
4.1.2.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	76
4.1.2.4 Precipitação.....	81
4.1.3 Caso 2.....	82

4.1.3.1 Campo da Divergência Horizontal.....	85
4.1.3.2 Campo da Vorticidade.....	87
4.1.3.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	89
4.1.3.4 Precipitação.....	93
4.1.4 Caso 3.....	95
4.1.4.1 Campo da Divergência Horizontal.....	98
4.1.4.2 Campo da Vorticidade.....	100
4.1.4.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	102
4.1.4.4 Precipitação.....	106
4.2 VCAN ocorridos no período de 1990 a 1999 (Década de 1990).....	109
4.2.1 Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 1990.....	110
4.2.2 Caso.....	118
4.2.2.1 Campo da Divergência Horizontal.....	120
4.2.2.2 Campo da Vorticidade.....	122
4.2.2.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	124
4.2.2.4 Precipitação.....	128
4.2.3 Caso 2.....	131
4.2.3.1 Campo da Divergência Horizontal.....	133
4.2.3.2 Campo da Vorticidade.....	135
4.2.3.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	137
4.2.3.4 Precipitação.....	141
4.2.4 Caso 3.....	144
4.2.4.1 Campo da Divergência Horizontal.....	146
4.2.4.2 Campo da Vorticidade.....	148
4.2.4.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	150
4.2.4.4 Precipitação.....	154
4.3 VCAN ocorridos no Período de 2000 a 2009 (Década de 2000).....	156
4.3.1 Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 2000.....	158
4.3.2 Caso 1.....	166
4.3.2.1 Campo da Divergência Horizontal.....	169
4.3.2.2 Campo da Vorticidade.....	172
4.3.2.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	174
4.3.2.4 Precipitação.....	180
4.3.3 Caso 2.....	181
4.3.3.1 Campo da Divergência Horizontal.....	184
4.3.3.2 Campo da Vorticidade.....	186
4.3.3.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	187
4.3.3.4 Precipitação.....	191
4.3.4 Caso 3.....	193
4.3.4.1 Campo da Divergência Horizontal.....	196
4.3.4.2 Campo da Vorticidade.....	198
4.3.4.3 Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento.....	200
4.3.4.4 Precipitação.....	204
4.4 Análise de Componentes Principais (ACP).....	156
<b>CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>210</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>213</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>228</b>

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

---

AA	- Anticiclone da Angola
AAN	- Anticiclone do Atlântico Norte
AB	- Alta da Bolívia
ACP	- Análise de Componentes Principais
AS	- América do Sul
AT	- Atlântico Tropical
ATSAS	- Alta do Atlântico Sul de Ar Superior
ATSM	- Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
CC	- Cavado
CDC	- <i>Climate Diagnostics Center</i>
CPC	- <i>Climate Prediction Center</i>
ENOS	- El Niño – Oscilação do Sul
FUNCEME	- Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GrADS	- <i>Grid analysis and Display System</i>
HN	- Hemisfério Norte
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IODP	- Índice da Oscilação Decadal do Pacífico
IOS	- Índice da Oscilação Sul
JISAO	- <i>Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean</i>
NCAR	- <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	- <i>National Centers for Environmental Predictions</i>
NEB	- Nordeste do Brasil
NOAA	- <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ODP	- Oscilação Decadal do Pacífico
OS	- Oscilação Sul
POAs	- Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios
SNAP	- Situação de Normalidade das Águas do Pacífico
SPSS	- <i>Statistical Package for the Social Sciences</i>
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	- Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE FIGURAS

---

	Página
Figura 01 - Distribuição espacial do mês no qual a precipitação média mensal atinge o máximo e histogramas da distribuição anual de precipitação (eixo vertical em mm) para 5 estações representando diferentes regimes pluviométricos do Nordeste. A localização das estações é indicada pelas letras Q (Quixeramobim), O (Olinda), S (Salvador), C (Caetité) e R (Remanso).....	27
Figura 02 - Regiões homogêneas em relação à variabilidade sazonal e interanual das precipitações no NEB (1,3,6 e 7 – Região Norte, 2 – Interior da região Leste, 4,5 – Região Sul e 8,9 – Região Leste Costeira).....	28
Figura 03 - Regiões dos Índices Niño no Oceano Pacífico Equatorial as localidades de Taiti e Darwi.....	32
Figura 04 - Padrão das fases da Oscilação Decadal do Pacífico: (a) fase quente (b) fase fria. ....	34
Figura 05 - Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) (1900 a setembro de 2010).....	35
Figura 06 - Índice mensal do gradiente meridional da TSM do Atlântico para o período de 1964 – 2009 calculados a partir de dados da TSM provenientes de navios de comércio e oceanográficos e bóias para as bacias norte e sul do Atlântico.....	39
Figura 07 - Seqüência esquemática para a formação de Vórtices Ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul.....	42
Figura 08 - Formação Clássica de VCAN, proposta por Kousky e Gan (1981)....	43
Figura 09 - Formação Alta de VCAN, proposta por Paixão e Gandu (2000).....	44
Figura 10 - Formação Africana I, proposta por Paixão e Gandu (2000).....	44
Figura 11 - Formação Africana II, proposta por Paixão e Gandu (2000).....	45
Figura 12 - Ilustração da nebulosidade associada ao VCAN durante o seu deslocamento.....	47
Figura 13 - Esquema de um corte vertical do vórtice ciclônico no Atlântico Sul. As setas verticais representam movimento vertical. Div e Conv são divergência e convergência, respectivamente.....	48
Figura 14 - Mapa do Brasil em destaque a Região Nordeste do Brasil.....	50

Figura 15	- Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980.....	71
Figura 16	- Imagem de Satélite GOES-2 (IR) para o dia 16/01/1980, as 06:00 UTC.....	72
Figura 17	- Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo de divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980. ....	74
Figura 18	- Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980.....	76
Figura 19	- Caso 1 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980 (setas em azul representam a direção da componente) .....	78
Figura 20	- Caso 1 (década de 1980). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980 (setas em azul representam a direção da componente).....	80
Figura 21	- Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB para o período de 16 a 19 de janeiro de 1980.....	82
Figura 22	- Caso 2 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 30 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982.....	84
Figura 23	- Imagem de Satélite GOES-5 (IR) para o dia 04/01/1982, as 18:00 UTC.....	85
Figura 24	- Caso 2 (década de 1980). Campo de linhas de corrente sobreposto ao campo de divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982.....	87
Figura 25	-Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 30 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente).....	89

Figura 26 - Caso 2 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente).....	91
Figura 27 - Caso 2 (década de 1980). Campos da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente).....	93
Figura 28 - Caso 2 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o Caso 2 da década de 80 (3 a 7 de janeiro de 1982).....	95
Figura 29 - Caso 3 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.....	97
Figura 30 - Imagem de Satélite GOES-7 (IR) para o dia 19/02/1988, as 09:00 UTC.....	98
Figura 31 - Caso 3(década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.....	100
Figura 32 - Caso 3 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.....	102
Figura 33 - Caso 3 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988 (setas em azul representam a direção da componente).....	104
Figura 34 - Caso 3(década de 1980). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988 (setas em azul representam a direção da componente).....	106
Figura 35 - Caso 3(década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 18 a 21 de fevereiro de 1988.....	108

Figura 36	- Caso 1 (década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.....	120
Figura 37	- Caso 1 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.....	122
Figura 38	- Caso 1 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.....	124
Figura 39	- Caso 1 (década 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990 (setas em azul representam a direção da componente).....	126
Figura 40	- Caso 1 (década 1990). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990 (setas em azul representam a direção da componente).....	128
Figura 41	- Caso 1 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 5 a 9 de janeiro de 1990.....	130
Figura 42	- Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.....	132
Figura 43	- Imagem de Satélite GOES-8 (IR) para o dia 26/11/1996, as 05:45 UTC.....	133
Figura 44	- Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.....	135
Figura 45	- Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.....	137
Figura 46	- Caso 2 (década 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996 (setas em azul representam a direção da componente).....	139

Figura 47 - Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996 (setas em azul representam a direção da componente).....	141
Figura 48 - Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 26 a 30 de novembro de 1996.....	143
Figura 49 - Caso 3 (década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.....	145
Figura 50 - Imagem de Satélite GOES-8 (IR) para o dia 04/02/1999, as 21:00 UTC.....	146
Figura 51 - Caso 3 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.....	148
Figura 52 - Caso 3 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.....	150
Figura 53 - Caso 3 (década de 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999 (setas em azul representam a direção da componente).....	152
Figura 54 - Caso 3 (década de 1990). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 2 a 6 de fevereiro de 1999 (setas em azul representam a direção da componente).....	154
Figura 55 - Caso 3 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 2 a 7 de fevereiro de 1999.....	156
Figura 56 - Caso 1 (década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.....	168
Figura 57 - Imagem do Satélite GOES-8 (IR) para o dia 16/01/2000, as 05:45 UTC.....	169

Figura 58	- Caso 1 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.....	171
Figura 59	- Caso 1 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.....	173
Figura 60	- Caso 1 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000 (setas em azul representam a direção da componente).....	176
Figura 61	- Caso 1 (década de 2000). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 14 a 17 de janeiro de 2000 (setas em azul representam a direção da componente).....	179
Figura 62	- Caso 1 (década de 2000). Distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 15 a 18 de janeiro de 2000.....	181
Figura 63	- Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 29 de novembro a 6 de dezembro de 2002.....	183
Figura 64	- Imagem do Satélite GOES-8 (IR) para o dia 03/12/2002, as 11:45 UTC.....	184
Figura 65	- Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 6 de dezembro de 2002.....	185
Figura 66	- Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002.....	187
Figura 67	- Caso 2 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002 (setas em azul representam a direção da componente).....	189
Figura 68	- Caso 2 (dec.2000). Campo da componente divergente do Vento em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002 (setas em azul representam a direção da componente).....	191

Figura 69 - Caso 2 (década de 2000). Campos de linhas de correntes sobrepostos a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB para o período de 4 a 7 de dezembro de 2002.....	192
Figura 70 - Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 27 de janeiro a 3 de fevereiro de 2005.....	195
Figura 71 - Imagem do Satélite GOES-12 (IR) para o dia 30/01/2005, as 23:45 UTC.....	196
Figura 72 - Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 3 de fevereiro de 2005.....	198
Figura 73 - Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005.....	200
Figura 74 - Caso 3 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005 (setas em azul representam a direção da componente).....	202
Figura 75 - Caso 3 (década de 2000). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005 (setas em azul representam a direção da componente).....	204
Figura 76 - Caso 3(década de 2000). Campos de linhas de correntes sobrepostos a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 29 de janeiro a 2 de fevereiro de 2005.....	206

## LISTA DE TABELAS

---

	Página
Tabela 01 - Casos de VCAN selecionados por década, com as datas de início e fim dos eventos, coordenadas iniciais dos mesmos e condições térmicas do Pacífico.....	59
Tabela 02 - Número e duração dos Casos de VCAN e condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 1980.....	60
Tabela 03 - Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1980.....	61
Tabela 04 - Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 1980 a 1989.....	63
Tabela 05 - Número e duração dos Casos de VCAN e condições da ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 1990.....	109
Tabela 06 - Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 1990 a 1999.....	112
Tabela 07 - Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1990.....	113
Tabela 08 - Número e duração dos Casos de VCAN e condições da ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 2000.....	157
Tabela 09 - Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1990.....	158
Tabela 10 - Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 2000 a 2009)).....	160
Tabela 11 - Testes de Bartlett e KMO.....	207
Tabela 12 - Total Variância explicada.....	207
Tabela 13 - Extração das Componentes Principais (CP) .....	208
Tabela 14 - Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 1980 (janeiro de 1980 a dezembro de 1989).....	228
Tabela 15 - Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 1990 (janeiro de 1990 a dezembro de 1999).....	230
Tabela 16 - Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 2000 (janeiro de 2000 a dezembro de 2009).....	232

## LISTA DE GRÁFICOS

---

	Página
Gráfico 01 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.....	66
Gráfico 02 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.....	67
Gráfico 03 - Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.....	68
Gráfico 04 - Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.....	68
Gráfico 05 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.....	114
Gráfico 06 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.....	116
Gráfico 07 - Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.....	117
Gráfico 08 - Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.....	118
Gráfico 09 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.....	162
Gráfico 10 - Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.....	163
Gráfico 11 - Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.....	165
Gráfico 12 - Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.....	166
Gráfico 13 - Gráfico Autovalores significativos.....	209

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

---

#### 1. INTRODUÇÃO

O oceano é a principal fonte global de umidade para a atmosfera, propiciando precipitações em regiões com ocorrência de instabilidades (convergência) atmosféricas.

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais é a principal variável física influenciadora das condições climáticas no Nordeste do Brasil (NEB). No Pacífico Tropical a presença de eventos quentes (frios) denominados de El Niño (La Niña), anomalias positivas (negativas) de TSM, causa fenômenos climáticos diferenciados em várias áreas do NEB (PHILANDER, 1991).

A grande variabilidade climática, tanto sazonal como interanual, no NEB, acarreta irregularidade na distribuição espaço-temporal da precipitação, e afeta profundamente as condições socioeconômicas locais; assim sendo, o conhecimento atual sobre o Atlântico tropical (Dipolo do Atlântico), em conjunto com as informações sobre os episódios de El Niño/Oscilação do Sul (ENOS), permite que se elaborem previsões sobre as precipitações no NEB, contribuindo de forma efetiva para o planejamento socioeconômico da região.

Episódios de secas ou chuvas no NEB estão, respectivamente, associados com os eventos El Niño/La Niña, apesar das correlações em longo prazo serem baixas (KANE, 1997). Vários outros mecanismos podem influenciar a distribuição das precipitações no NEB tais como a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), influenciada pelo padrão dipolo de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical (UVO, 1989), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY e GAN, 1981), frentes frias (KOUSKY, 1979), ondas de leste (FERREIRA *et al.*, 1990) e linhas de instabilidade (COHEN *et al.*, 1995).

Na escala intra-sazonal, uma boa parte da variabilidade espacial e temporal da chuva no NEB se deve ao Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), que é um dos principais sistemas que provocam alterações no tempo desta região. O VCAN é um sistema de circulação ciclônica que ocorre frequentemente no verão austral e é definido como um sistema de baixa pressão em escala sinótica, formado na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (ARAGÃO, 1975; VIRJI, 1981; GAN, 1983).

Os VCAN são exemplos de sistemas transientes, que por sua persistência e deslocamento têm um papel importante no regime de precipitação nas regiões dos trópicos e extratropicais. Classificam-se em tropicais e subtropicais, sendo que os VCAN subtropicais formam-se nas regiões Sul e Sudeste do Brasil associados a padrões em altos níveis que chegam pela costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico (LOURENÇO *et al.*, 1996). Os VCAN tropicais originam-se sobre o Oceano Atlântico entre a faixa de 20°W-45°W e 0°-28°S e quando penetram no Brasil produz tempo bom na região sul e central do Nordeste e chuvas no setor norte do Nordeste (GAN e KOUSKY, 1986). Os vórtices ciclônicos em altos níveis que atuam sobre a Região Nordeste (NE) são de origem tropical e em geral são persistentes.

Os VCAN são também importantes mecanismos de intercâmbio estratosfera-troposfera, sendo essenciais para explicar valores anômalos de ozônio troposférico em latitudes médias e subtropicais (HOLTON *et al.*, 1995; KENTARCHOS *et al.*, 2000).

Embora vários estudos tenham investigado anteriormente, a origem, formação, estrutura vertical, energética e nebulosidade associada aos VCAN na América do Sul (AS), existem muitos aspectos relacionados a esse sistema que ainda não foram totalmente explorados.

Dentro deste contexto busca-se neste trabalho observar as influências dos fenômenos acoplados oceano-atmosfera na ocorrência dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam no Nordeste do Brasil.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. OBJETIVO GERAL**

Este trabalho tem como objetivo principal contribuir para um melhor entendimento da dinâmica dos VCAN que ocorrem na região Nordeste do Brasil e sobre o Atlântico Sul adjacente, em períodos de El Niño, La Niña e Situação de Normalidade nas Águas do Pacífico (SNAP), além de determinar as influências das Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) (positivas e negativas) do Oceano Atlântico Norte e Sul sobre as ocorrências desse sistema, durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009.

### 1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Identificar os casos de VCAN ocorridos sobre o NEB e no Atlântico adjacente, durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009, utilizando-se para isso dados de reanálises do *National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR);
- ii. Analisar o comportamento dos VCAN diagnosticados durante anos de El Niño, La Niña e Situação de Normalidade do Pacífico (SNAP) (formação, duração, intensidade, deslocamento);
- iii. Analisar os campos de Divergência Horizontal, Vorticidade Relativa e as Componentes Rotacional e Divergente do vento, no nível de 200 hPa durante a ocorrência dos Vórtices nos eventos La Niña, El Niño e SNAP;
- iv. Verificar como as ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul estão relacionadas com as ocorrências dos VCAN sobre o NEB;
- v. Realizar uma análise estatística para identificar diferentes padrões dos VCAN em diferentes situações de ATSM do Pacífico e Atlântico;

## CAPÍTULO 2

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

---

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A análise do comportamento das chuvas na Região do Nordeste do Brasil se reveste de enorme importância, devido à grande irregularidade apresentada em escala de tempo e espaço, não somente sob o enfoque climático, mas, também, pelas consequências de ordem econômica, social e cultural advindas. Diversos são os fatores que influenciam o comportamento da precipitação, um deles são as condições da TSM sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico e a interação desses com a atmosfera.

### 2.1 ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DO NORDESTE DO BRASIL

Devido à sua localização no extremo leste da América do Sul, o Nordeste do Brasil (NEB) está submetido à influência de fenômenos meteorológicos e climáticos, que lhe conferem características peculiares (KOUSKY *et al.*, 1984; MOLION e BERNARDO, 2002). A maioria destes mecanismos ocorre sobre o Atlântico Sul. Em geral, o gradiente da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) entre o Norte e Sul sobre o Atlântico Tropical (Dipolo) parece ter maior influência nas precipitações sobre o NEB (SOUZA e NOBRE, 1998; SOUZA *et al.*, 1998), embora eventos extremos de El Niño possam dominar (FOLLAND *et al.*, 2001; MÉLICE e SERVAIN, 2003).

HASTENRATH e HELLER (1977) mostraram que a intensidade e posição da ZCIT têm uma grande influência na estação chuvosa da região NEB.

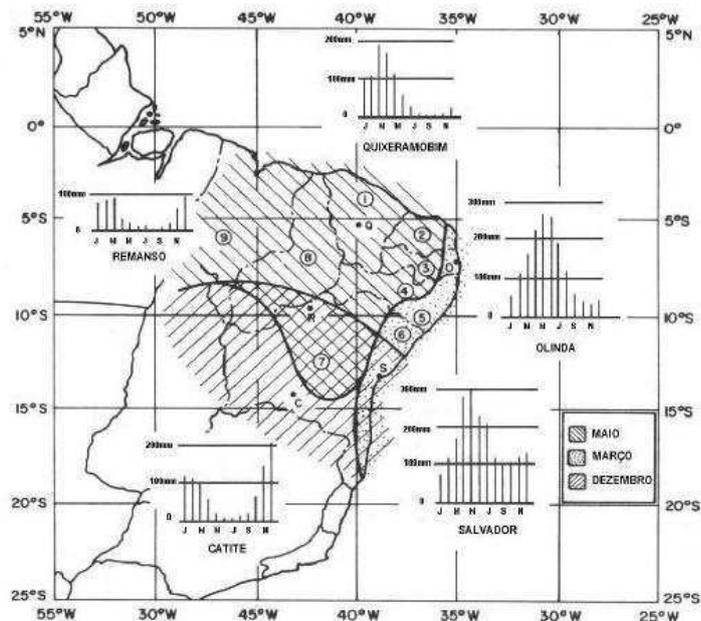
Dentro da variabilidade pluviométrica do NEB, podem ser destacados três regimes básicos de precipitação quanto a sua distribuição espacial e temporal (STRANG, 1972; KOUSKY e CHU, 1978; KOUSKY, 1979; MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e MOLION, 1988; RAO *et al.*, 1999; LUCENA, 2008). Tais regimes podem ser definidos como sub-regiões norte, leste e centro/sul.

A sub-região norte do NEB abrange o norte do Maranhão, Piauí, e todo estado do Ceará, Centro-Oeste do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, Alagoas e nordeste da Bahia. Inclui parte do semiárido e apresenta o quadrimestre mais chuvoso entre os meses de fevereiro a maio, correspondendo a aproximadamente 80% da precipitação anual (ALVES e REPELLI, 1992), sendo que o mês mais chuvoso é março

(STRANG, 1972). A sub-região norte foi caracterizada pelo posto pluviométrico de Quixeramobim (CE), (Figura 01), os índices pluviométricos variam de 400mm/ano (interior) a mais de 2.000mm/ano (litoral) (MOLION e BERNARDO, 2002). Os principais mecanismos de precipitação são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), convecções locais, Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (POAs) e brisas marítimas e terrestres e os VCAN. Sendo que a ZCIT é o mecanismo mais importante na produção de precipitação no período chuvoso (MOLION e BERNARDO, 2000).

O leste do NEB corresponde à parte oriental dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e parte do litoral norte da Bahia, apresentam clima quente e úmido. O período mais chuvoso ocorre de abril a julho, correspondendo aproximadamente 60% da precipitação anual (RAO *et al.*, 1999). De acordo com Strang (1972) o pico de precipitação nesta sub-região ocorre em maio (postos de Olinda e Salvador) (Figura 01). O leste do NEB apresenta totais pluviométricos anuais variando de 600 mm/ano (interior) a 3000 mm/ano (litoral) (SOUZA *et al.*, 1998). Os principais mecanismos produtores de precipitação são os sistemas frontais e as POAs, associadas à convergência do fluxo de umidade dos ventos alísios na costa (MOLION e BERNARDO, 2000). No verão, de novembro a fevereiro, a precipitação no leste também é bastante influenciada pelos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (SILVA, 2002).

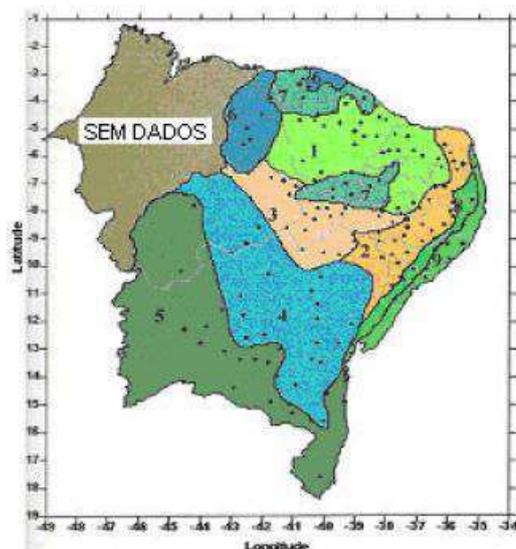
A concentração das chuvas ocorre nos meses de novembro a fevereiro, com pico de precipitação em dezembro para a sub-região centro/sul (estação de Caetité – sul da Bahia) (Figura 01), que cobre praticamente toda a Bahia e as partes sul do Maranhão e Piauí, além do extremo sudoeste de Pernambuco (MOLION e BERNARDO, 2002). O regime pluviométrico varia de 600 mm/ano (interior) a mais de 3.000 mm/ano (litoral). O máximo no sul da região está associado à penetração de frentes frias vindas do sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro (SATYAMURTI *et al.*, 1998) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (MOLION e BERNARDO, 2002).



**Figura 01:** Distribuição espacial do mês no qual a precipitação média mensal atinge o máximo e histogramas da distribuição anual de precipitação (eixo vertical em mm) para 5 estações representando diferentes regimes pluviométricos do Nordeste. A localização das estações é indicada pelas letras Q (Quixeramobim), O (Olinda), S (Salvador), C (Caetité) e R (Remanso).

Fonte: Nobre e Molion (1988)

Apesar da divisão de Strang (1972) ter sido bastante usada e aceita, salienta-se que Braga (2000) usando uma análise de agrupamentos hierárquica aglomerativa dos principais fatores comuns espaciais e escores temporais das precipitações mensais no período de 1960-89, definiu 9 regiões homogêneas em relação à variabilidade sazonal e interanual das precipitações. Segundo seu trabalho (Figura 02) nas regiões 1, 3, 6 e 7 (Norte) o período chuvoso segue de fevereiro a abril; na região 2 de março a maio; nas regiões 4 e 5 (Sul) de dezembro a fevereiro e nas regiões 8 e 9 (Leste) de maio a julho (Figura 02).



**Figura 02:** Regiões homogêneas em relação à variabilidade sazonal e interanual das precipitações no NEB (1,3,6 e 7 – Região Norte, 2 – Interior da região Leste, 4,5 – Região Sul e 8,9 – Região Leste Costeira).

Fonte: Braga (2000).

A variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o NEB, está intimamente relacionada com as mudanças nas configurações das circulações atmosférica e oceânica, de características anômalas, externas à região. Resultados sugerem que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos Oceanos Atlântico e Pacífico condicionam os totais pluviométricos anuais da região Norte e Nordeste do Brasil (LIMA, 1991; XAVIER e XAVIER, 1998; MOURA *et al.*, 1999a e 1999b).

De acordo com Studzinski (1995) e Silva (2002), para se estudar a variabilidade das precipitações deve-se considerar a influência dos oceanos, que possuem um papel determinante nos fluxos de calor sensível e umidade para a atmosfera, afetando desta forma o regime de precipitação. No Oceano Atlântico, as relações entre os padrões anômalos das Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) com o clima no Brasil tem sido objeto de muitas pesquisas, porém a maioria é relacionada à influência do Atlântico Tropical nas precipitações do Nordeste (MOURA e SHUKLA, 1981).

Segundo Markham e McLain (1977); Lucena (2001) há evidências observacionais da relação entre as anomalias da TSM sobre o Atlântico Intertropical e as precipitações sobre o Nordeste do Brasil. O mecanismo dinâmico sugerido é que a TSM afeta a altura da camada de inversão dos ventos Alísios, a altura da camada úmida, com a conseqüente variação na precipitação e na liberação de calor latente de condensação para atmosfera modificando a circulação. Os resultados também sugerem

uma associação entre TSM abaixo do normal no Atlântico Sul e o fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS).

Tanto o El Niño como o gradiente inter-hemisférico da ATSM no Atlântico Tropical (AT) são fatores importantes que modulam a precipitação do NEB. Isso tem motivado diversas pesquisas sobre as relações entre as TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação do NEB (UVO *et al.*, 1998; SARAVANAN e CHANG, 2000; PEZZI e CAVALCANTI, 2001; GIANNINI *et al.*, 2004; ANDREOLI *et al.*, 2004; KAYANO e ANDREOLI, 2004; AMBRIZZI *et al.*, 2004; DE SOUZA *et al.*, 2004; ANDREOLI e KAYANO, 2007).

Uma interpretação amplamente aceita é que a variabilidade da TSM do AT seja a forçante dominante das anomalias de precipitação no NEB, enquanto que a influência remota do Pacífico, em determinadas ocasiões pode reforçar estas anomalias, mas em outras pode ter efeitos opostos, de modo que estas anomalias sejam enfraquecidas (UVO *et al.*, 1998; PEZZI e CAVALCANTI, 2001; AMBRIZZI *et al.*, 2004; SOUZA *et al.*, 2004).

Dada a importância da variabilidade da TSM na previsibilidade da precipitação sobre o NEB, as relações entre as ATSM dos Oceanos Pacífico e AT e os campos anômalos da precipitação no NEB foram re-examinadas considerando os efeitos combinados e isolados das ATSMs de cada bacia oceânica na estação que antecede a estação chuvosa no norte do NEB. Gianini *et al.*, (2004) mostraram evidências que a relação entre o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e a variabilidade do AT durante a estação chuvosa do NEB pode ser afetada pela pré-condição de até seis meses de antecedência. Além disso, seus resultados indicaram que a pré-condição no Atlântico Sul pode ser tão importante quanto a do Atlântico Norte na determinação do gradiente meridional da TSM, e conseqüentemente da anomalia de precipitação no NEB, nos meses de Março, Abril e Maio.

## **2.2 CONDIÇÃO TÉRMICA DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL**

As condições oceânicas, principalmente as de superfície, são de grande importância para o clima global e regional e não faltam evidências observacionais e resultados de modelos numéricos de circulação atmosférica que comprovam as mudanças ou impactos causados pelas mesmas (LUCENA, 2001).

Os oceanos constituem 71% da superfície terrestre. Devido a sua alta densidade e ao elevado calor específico da água, eles apresentam uma grande capacidade de armazenar e transportar grandes quantidades de calor. Por sua vez, a atmosfera é aquecida por baixo. Assim, configurações da TSM nos oceanos globais tornam-se as condições de contorno inferior mais importante para a atmosfera, sendo chave para o entendimento da variabilidade e mudanças do sistema climático (LUCENA, 2008).

O Nordeste do Brasil é uma das regiões do mundo em que se observa uma marcante variabilidade interanual da pluviometria. A existência dessas anomalias pluviométricas está relacionada com a complexidade dos mecanismos gerais da circulação pelo número de sistemas atuantes e pela interação oceano-atmosfera. O mais importante está relacionado às áreas de baixa e alta pressão atmosférica, no Oceano Pacífico Equatorial, descritos por Walker (1923, 1924, 1928).

Sobre as águas quentes dos oceanos Tropicais Pacífico e Atlântico prevalecem à intensa atividade convectiva. O desenvolvimento dessa convecção modula as circulações de Walker e Hadley, sendo assim as variações da TSM nos oceanos estão acopladas aos principais padrões da circulação que caracterizam o clima em escala hemisféricas (CHAVES, 2003).

A região tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico têm muitas características climatológicas em comum, a termoclina com pouca profundidade do lado leste em relação ao lado oeste, a língua de águas frias no lado leste e a presença da ZCIT. Contudo, comparando a variabilidade climática destes oceanos revelam-se mais diferenças que similaridades, associadas à morfologia destas Bacias (XIE *et al.*, 1999).

Enquanto, o Pacífico tropical é dominado pelo modo ENOS, que está associado com a realimentação (*feedback*) de Bjerknes, o Atlântico tropical é controlado por mudanças no gradiente da TSM interhemisférico, associado à realimentação vento-evaporação-TSM (XIE e PHILANDER, 1994; CHAVES, 2003).

A seguir, é apresentado um detalhamento dos modos de variabilidade da TSM do Atlântico e Pacífico, conceitos importantes no contexto do presente estudo.

## 2.2.1. OCEANO PACÍFICO

### 2.2.1.1. El Niño / Oscilação Sul

Walker (1928) notou uma associação entre a variação da pressão atmosférica em Taiti (Pacífico Central) e em Darwin (norte da Austrália). Quando a pressão aumenta em Taiti há decréscimo na pressão em Darwin, e vice-versa. A essa aparente gangorra barométrica leste-oeste denominou de Oscilação Sul (OS). O autor observou que, quando a pressão é muito alta em Tahiti e baixa em Darwin, as chuvas são intensas na Austrália, sudeste Asiático e Índia, e quase inexistentes na costa oeste da América do Sul. A situação das chuvas é invertida quando a pressão diminui em Taiti e aumenta em Darwin. Ressalta-se que o gradiente de pressão não se inverte, apenas há uma desintensificação dos centros de alta e baixa pressão.

O El Niño é o aquecimento anômalo da água do mar no Pacífico Equatorial desde a costa do Peru/Equador até o oeste do Pacífico. O nome El Niño se refere ao MeNIÑO Jesus, pois, desde o século XVI, os pescadores desta região denominaram o aquecimento das águas do mar com esse nome, já que acontecia próximo do natal. O fenômeno La Niña, é o oposto do El Niño e causa anomalias opostas (ARAGÃO, 1998; BERLATO e FONTANA, 2003).

Bjerknes (1969) foi o primeiro a propor uma conexão entre o El Niño e a Oscilação Sul. Atualmente os trabalhos se referem ao fenômeno acoplado oceânico/atmosférico ENOS, que é um evento global de grande escala. O fenômeno refere-se a uma combinação de dois mecanismos que demonstram de forma marcante, o vínculo existente entre o oceano e a atmosfera. O El Niño representa a componente oceânica caracterizada por ATSM positivas nas águas do Pacífico equatorial central e leste, enquanto a Oscilação do Sul (OS) representa a contrapartida atmosférica (KAYANO, *et al.*, 2009).

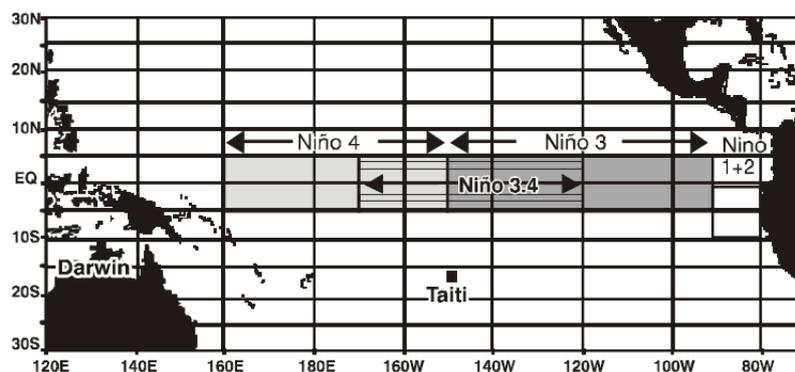
Desde Bjerknes (1966) o ENOS tem sido considerado como um fenômeno interanual que envolve interações oceânicas e atmosféricas associadas com a circulação de Walker no Pacífico (PHILANDER, 1990; NEELIN *et al.*, 1998). Variações na circulação de Walker mostram que o movimento interanual leste-oeste da célula de Walker, associado com anomalias na convecção atmosférica, desempenham um papel importante na evolução do ENOS (WANG, 2002a).

Em períodos de ocorrência do fenômeno ENOS, vários mecanismos da Circulação Geral sobre o Atlântico são afetados, como exemplo, pode-se citar, variações

na posição do anticiclone subtropical na direção norte-sul e leste-oeste e modificação nas células de Hadley e Walker (VENEGAS *et al.*, 1997; KAYANO *et al.*, 2009).

Variações no ENOS são medidas pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que expressa a fase e a intensidade da OS. Este índice é definido como a diferença padronizada da anomalia da PNM entre Taiti e Darwin.

Esta componente é monitorada principalmente através do IOS e da TSM em regiões definidas ao longo da região equatorial do Oceano Pacífico, tais como Niño 4, Niño 3.4, Niño 3 e Niño 1+2 (Figura 03).



**Figura 03:** Regiões dos Índices Niño no Oceano Pacífico Equatorial as localidades de Taiti e Darwin.

Fonte: Berlato e Fontana (2003)

Variações na precipitação de algumas regiões dos trópicos têm sido relacionadas com o ENOS. Uma destas regiões é o NEB, onde a condição de seca durante sua estação chuvosa tem sido relacionada com o El Niño. A conexão do ENOS com NEB ocorre através da circulação atmosférica tal que a seca relacionada ao El Niño é atribuída a um deslocamento para leste da circulação de Walker com movimentos ascendentes anômalos (aumento da convecção) sobre o Pacífico equatorial central e leste e movimentos descendentes (inibição da convecção) sobre o AT e a área continental do NEB (CAVIEDES, 1973; HASTENRATH, 1976; KOUSKY *et al.*, 1984; ARAGÃO, 1986; KAYANO *et al.*, 1988; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987, 1989; KILADIS e DIAZ, 1989; RAO e HADA, 1990; ARAGÃO, 1998; KAYANO e ANDREOLI, 2006). Padrões anômalos contrários da circulação atmosférica, TSM, precipitação no NEB são observados em episódios de La Niña (KOUSKY e ROPELEWSKI, 1989; KAYANO e ANDREOLI, 2004; SILVA, 2006; KAYANO *et al.*, 2009; RAO *et al.*, 2007).

Andreoli e Kayano (2007) reexaminaram as anomalias de precipitação no NEB considerando os efeitos do ENOS e do Atlântico Tropical na estação anterior à estação

chuvosa do NEB. Na ausência de ATSM significativas no AT, durante a fase inicial e de desenvolvimento do ENOS, em dezembro, janeiro e fevereiro, entenderam que as anomalias na precipitação são ocasionadas, possivelmente, por padrões de teleconexões associados ao rearranjo da célula de Walker, e em março, abril e maio, por padrões de teleconexões extratropicais. Eventos simultâneos ENOS e ATSM significativas no AT atuaram para aumentar ou diminuir as anomalias de precipitação no NEB. ATSM de mesmo sinal no Atlântico Sul e Pacífico leste, enfraqueceram os padrões de precipitação no NEB.

De acordo com Moura *et al.*, (2009) a maior correlação entre a precipitação e a TSM do Atlântico é superior à encontrada entre a precipitação e TSM do Pacífico, e que Anomalias positivas da TSM no Atlântico Tropical sul produzem precipitação sobre o leste do NEB, enquanto, anomalias positivas da TSM no Pacífico inibem as chuvas no Leste do NEB.

Diversos autores como Pezzi e Cavalcanti, 2001; Giannini *et al.*, 2004; Andreoli e Kayano, 2006; Kayano e Andreoli, 2007, sugerem que em algumas situações de variabilidade interanual das chuvas no NEB as condições do Atlântico tropical desempenha papel mais importante do que as do do Pacífico tropical.

#### 2.2.1.2. Oscilação Decadal do Pacífico

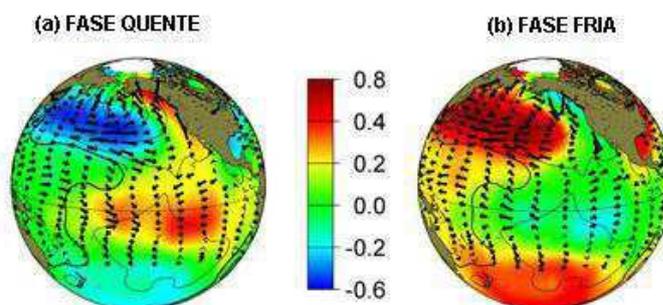
Desde meados da década de 1990 vários estudos mostraram a existência de um padrão dominante de variabilidade climática sobre o Oceano Pacífico em escala decadal. A esse regime oscilatório de grande escala, Mantua *et al.*, (1997) deram o nome de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), que difere da oscilação norte-sul da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM) entre o Alaska e Hawaii, conhecida como Oscilação do Pacífico Norte. No caso da ODP, as ATSM do Oceano Pacífico apresentam uma configuração semelhante ao fenômeno ENOS, porém com amplitudes maiores em latitudes médias do que em latitudes baixas e uma maior extensão de anomalias equatoriais para altas latitudes no lado leste do Pacífico e variações temporais mais longas (MANTUA *et al.*, 1997).

Pesquisadores referem-se a ODP como uma variabilidade climática na escala de 20-30 anos e outros de 50-70 anos (MINOBE, 2000; LIU *et al.*, 2002; MOLION, 2005; SILVA, 2006). No primeiro caso foi dado o nome de oscilação bidecadal e no segundo pentadecadal (MINOBE, 2000). Além disso, sugerem que, quando a mudança

de fase destas duas oscilações coincidem, há uma mudança brusca de um regime frio para o quente da ODP e vice-versa.

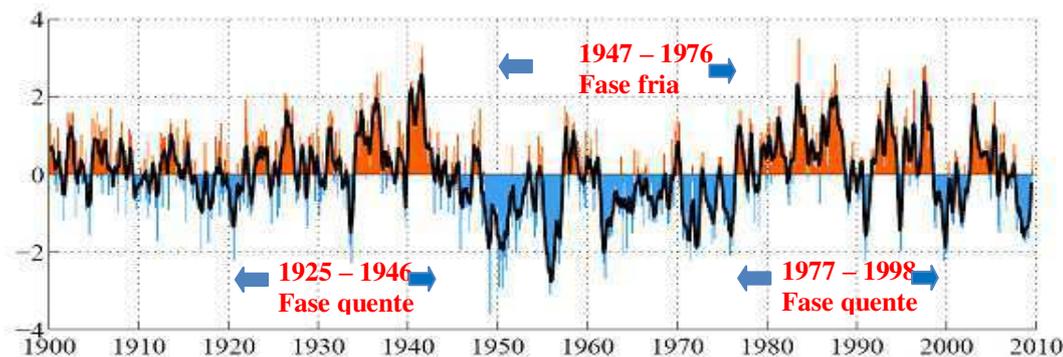
Da mesma forma que o ENOS, existe duas fases da ODP (Figura 04). A fase quente (positiva) está relacionada com um inverno mais quente e ar mais seco no noroeste do Pacífico e águas mais frias que o normal em uma grande área do Pacífico norte. Desta forma, as ATSM são positivas no Pacífico tropical leste e negativas no Pacífico extratropical. A fase fria (negativa) apresenta uma configuração invertida, com ATSM negativas no Pacífico tropical leste e positivas no Pacífico extratropical norte e sul (KAYANO e ANDREOLI, 2007; LUCENA, 2008).

A última fase fria da ODP ocorreu no período compreendido entre 1948 – 1976, e a fase quente se estendeu de 1976 -1998 (MANTUA, *et al.*, 1997; MOLION, 2005; GARCIA, 2006) (Figura 05).



**Figura 04:** Padrão das fases da Oscilação Decadal do Pacífico: (a) fase quente (b) fase fria. Fonte: JISAO (2010)

Para medir a fase e a intensidade da ODP utiliza-se um índice definido por Mantua *et al.*, (1997), o IODP (Figura 06). Este índice baseia-se na componente principal do primeiro modo da análise de Funções Ortogonais Empíricas das ATSM ao norte de 20°N no Pacífico. Quando o IODP é positivo, ou regime quente, prevalecem águas superficiais mais quentes que o normal no Pacífico tropical e leste, e águas mais frias que o normal no Pacífico norte; para IODP negativo, o padrão da TSM apresenta configuração inversa.



**Figura 05:** Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) (1900 a setembro de 2010).

Fonte: JISAO (2010)

Mantua *et al.*, (1997) comparando o IODP com o inverso do IOS, durante o período de 1900 a 2000, notaram que durante a ODP positiva (1925-1946 e 1977-2000) houve uma maior ocorrência de El Niños, enquanto que na ODP negativa (1910-1924 e 1947-1976) observou-se um maior número de La Niñas apenas no período 1910-1924. Isto mostra que a ODP positiva pode atuar de forma construtiva para a ocorrência de El Niños.

Composições calculadas pela média de ATSMs durante o período março-maio do ano de El Niño, mostraram que há um comportamento distinto entre os El Niños durante a ODP positiva e a ODP negativa. El Niños que ocorrem na ODP positiva começam com o aquecimento próximo às costas do Peru e Equador, e a área aquecida se expande para oeste. El Niños que ocorrem na ODP negativa começam com o aquecimento no lado oeste do Pacífico tropical, e a área aquecida se expande para leste (WANG e PICAUT, 2004; SILVA, 2006).

Salvador (2006), relacionou a ODP com a precipitação na Costa Leste do NEB, e como resultado observou um aumento nos totais médios anuais de precipitação na fase quente da ODP (1977 – 1998) com relação a fase fria (1947 – 1976).

Vários estudos vem discutido muito essa variabilidade, dentre eles pode-se citar Molion (2005), que mostrou que quando ocorreu a fase quente da ODP a temperatura média global aumentou e houve uma maior frequência de eventos El Niño e vice-versa. Isso é só um indicativo que leva a comunidade científica a investigar como se origina, como se desenvolve e os impactos causados por essa oscilação.

### 2.2.2. OCEANO ATLÂNTICO

Evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, indicam que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Atlântico (AT) influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; HASTENRATH, 1984; Chu, 1984; HASTENRATH, 1990; NOBRE e SHUKLA, 1996; NOBRE, 2000; SILVA, 2006), particularmente sobre a América do Sul. Uma das regiões mais influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do AT é o NEB (NAMIAS, 1972; HASTENRATH e HELLER, 1977; MARKHAM e McLAIN, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; HASTENRATH, 1984; HASTENRATH, 1990; ALVES *et al.*, 1993; NOBRE, 1993; RAO *et al.*, 1999; NOBRE e SHUKLA, 1996; RAO *et al.*, 1999).

Existe mais de um modo de variabilidade da TSM no AT. O ciclo sazonal é o sinal mais forte da interação oceano-atmosfera nessa região. Sobreposto a este estão às flutuações em escalas de tempo interanual e decadal, as quais embora mais fracas têm significantes impactos no clima regional das Américas e África. Nestas escalas de tempo, análises empíricas da TSM no AT mostram dois modos de variabilidade, um equatorial zonal e outro meridional (modo de dipolo) (SERVAIN, 1991).

O modo de variabilidade equatorial é similar ao ENOS do Pacífico (ZEBIAK, 1993; CARTON E HUANG, 1994) e varia em escalas de tempo sazonal e interanual. Este modo caracteriza-se pela presença de ATSM extremas, definidas mais ou menos zonalmente no leste do Atlântico equatorial, que são acompanhadas por alterações nos alísios no Atlântico equatorial oeste tal que, os alísios são mais fracos (fortes) que o normal durante eventos quente (frios). O início de um evento equatorial quente ou frio pode ocorrer rapidamente em escalas de poucas semanas a meses, devido à excitação e propagação de ondas de Kelvin e Rossby equatorial, forçadas pelo vento (ZEBIAK, 1993). Os impactos climáticos relacionados a esse modo incluem um aumento de precipitação na região do Golfo da Guiné, durante o período de Junho a Agosto (WAGNER e DA SILVA, 1994).

O modo meridional da variabilidade da TSM no AT conhecido na literatura como o padrão de dipolo envolve variações espaciais da TSM nos dois hemisférios entre mais ou menos 20°N - 5°N e 5°S -20°S, com variabilidade nas escalas sazonal, interanual e decadal. Uma das hipóteses é que a estrutura desse Dipolo pode ser afetada pelo fenômeno de ressurgência que ocorre na costa sudeste da África e onde a

TSM apresenta grande variação térmica. Alguns estudos mais recentes de modelagem numérica sugerem que a resposta termodinâmica entre a TSM, ventos em superfície e os fluxos de calor, é um mecanismo físico importante nas variações inter-hemisféricas da TSM no Atlântico Tropical (CHANG e LI, 1997; WEARE, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; SERVAIN *et al.*, 1999; HUANG e SHUKLA, 1997; TOURRE *et al.*, 1999; MOURA *et al.*, 2009).

As ATSM influenciam na posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e exercem considerável influência na precipitação do NEB e Sahel (MOURA e SHUKLA, 1981; FOLLAND *et al.*, 1986; ANDREOLI, 2002).

O modo de Dipolo não tem similaridade no Pacífico como o ENOS e se caracteriza pelo gradiente norte-sul da TSM (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1993).

De acordo com Servain, 1993; Moura *et al.*, 2009 há evidências de que o ENOS pode estar associado com o desenvolvimento do modo de Dipolo da TSM em ambos os hemisférios do Atlântico Tropical.

A influência do ENOS no AT é observada durante a primavera boreal (março-maio) (ENFIELD e MAYER, 1997; SARAVANAN e CHANG, 2000) e está associada com anomalias na circulação de Walker. O ENOS contribui de forma significativa para a correlação entre a estrutura de dipolo de ATSM do AT e a precipitação sobre o norte do NEB (SARAVANAN e CHANG, 2000).

Harzallah *et al.*, (1996); Enfield e Mayer (1997) enfatizaram em seus estudos que a influência remota do ENOS sobre a variabilidade climática no Atlântico Tropical é complicada uma vez que os modos equatorial e de Dipolo também interagem com o ciclo ENOS. Os autores também relatam a influência do El Niño na TSM de áreas do Atlântico Tropical Norte. Neste contexto Klein *et al.*; (1999) e Hastenrath (2000, 2002). Wang (2002) mostraram que uma correlação positiva máxima que ocorre com um lag de cinco meses entre a TSM no Atlântico Tropical Norte e a região de Niño 3.

Durante a fase negativa do dipolo sobre a região do Atlântico equatorial, observa-se padrões da TSM anormalmente quente e pressões mais baixas do que o normal sobre do Atlântico Sul, aliados à ocorrência de alísios intensos de nordeste e confluência-convergência do vento, posicionados ao sul do equador, são condições favoráveis ao posicionamento e manutenção da ZCIT sobre o Atlântico equatorial sul (RAO *et al.*, 1999). Em consequência disso, sobre o setor norte do Atlântico equatorial nota-se a presença de anomalias negativas de precipitação. Na fase positiva, tem-se o

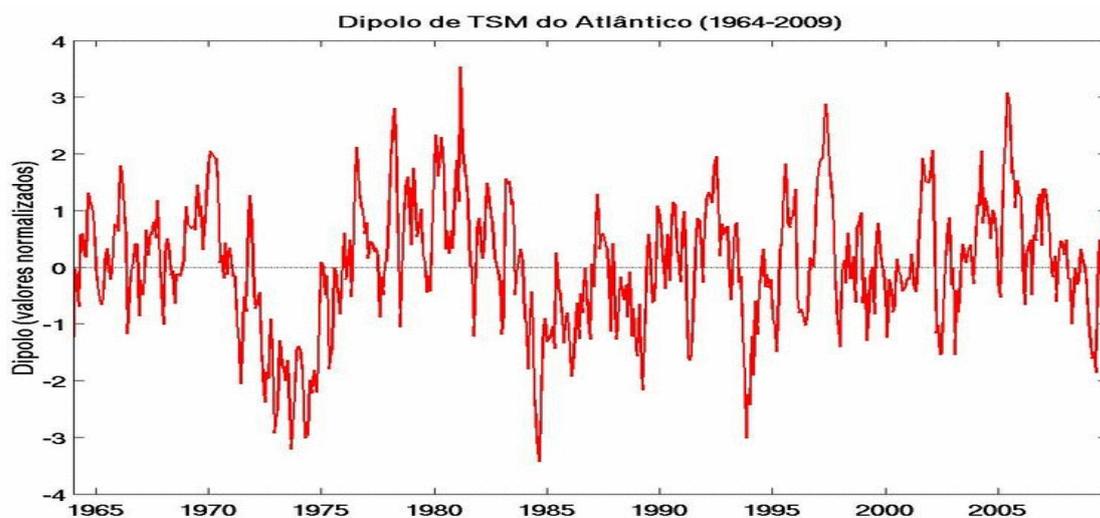
padrão oposto: anomalias positivas de cobertura de nuvens e de precipitação associada à localização da ZCIT, atuando sobre o Atlântico equatorial norte, atingindo principalmente o litoral da África. Além disso, ao sul do equador, nota-se a presença de anomalias de precipitação cobrindo grande parte do Atlântico equatorial sul (SOUZA e NOBRE, 1998).

Alguns trabalhos observacionais e de modelagem têm questionado a existência do modo de dipolo (ENFIELD e MAYER, 1997; MEHTA, 1998; DOMMENGET e LATIF, 2000; MO e HAKKINEN, 2001). Esses estudos realçam o fato da correlação observada entre anomalias da TSM ao norte e sul do equador não serem fortemente negativa. Como seria característico de um dipolo, mas próximo de zero.

Entretanto, o interesse maior reside não no dipolo em si, mas na resposta atmosférica a esse gradiente, ou seja, no gradiente gerado no Atlântico que, conseqüentemente, desloca a ZCIT mais para o norte ou o sul, provocando impactos na precipitação da região Nordeste do Brasil.

Para identificar o padrão de dipolo no AT, Servain (1991) definiu um índice, que consiste na diferença entre as médias espaciais normalizadas pelos respectivos desvios padrões das ATSM observadas sobre as Bacias Norte e Sul do AT separadas pela latitude de 5°N. Seus resultados mostraram que o sinal da TSM inter-hemisférico é notado em todos os oceanos, sendo mais marcante no AT onde tem uma estreita relação com a posição latitudinal da ZCIT, que por sua vez, afeta o clima regional, causando principalmente anomalias de precipitação. Ainda de acordo com o mesmo autor este índice apresenta uma variação temporal na escala de tempo decadal.

Na Figura 06, é apresentado o índice definido por Servain (1991) para o período compreendido entre 1964 a 2009. Pode-se observar que a característica principal desse modo é uma variação lenta em escala decadal. O gradiente meridional da TSM é positivo para os períodos antes de 1970-1976 e 1984-1989 (ANDREOLI, 2002; WANG, 2002b). Após, a década de 1980 observa-se que o gradiente meridional apresenta um sinal interanual (alta frequência) com tendência positiva do índice.



**Figura 06:** Índice mensal do gradiente meridional da TSM do Atlântico para o período de 1964 – 2009 calculados a partir de dados da TSM provenientes de navios de comércio e oceanográficos e bóias para as bacias norte e sul do Atlântico.  
Fonte: FUNCEME (2010)

Diversos trabalhos utilizando análises observacionais e estatísticas (LOUGH, 1986; SERVAIN, 1991; WARD e FOLLAND, 1991; NOBRE, 1993; HASTENRATH e GREISCHAR, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996; WAGNER, 1996; DA SILVA, 2005; SILVA, 2006; LUCENA, 2008), assim como simulações numéricas obtidas com modelos de circulação geral da atmosfera (MOURA e SHUKLA, 1981; CARTON *et al.*, 1996; HUANG e SHUKLA, 1997), mostraram evidências de que o padrão de dipolo é o modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante sobre a Bacia do AT, durante os meses do outono austral.

### 2.3. ALTA DA BOLÍVIA

A Alta da Bolívia (AB) é uma circulação anticiclônica de grande escala que ocorre na troposfera superior, centrada no platô boliviano. Este sistema meteorológico está associado a intensa liberação de calor latente de condensação que ocorre naquela região, constituindo-se numa fonte de calor em grande escala. No período de verão, a AB contribui para as chuvas que ocorrem nas regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil (VIRJI, 1981; CARVALHO, 1989; GANDU e SILVA DIAS, 1994).

O anticiclone atinge sua intensidade máxima durante o verão, enfraquecendo nos meses de outono. Esse anticiclone aparece em outubro sobre o oeste da Amazônia,

posiciona-se sobre a Bolívia no verão e em abril desloca-se para a Amazônia Central (CARVALHO, 1989; GANDU e SILVA DIAS, 1994).

A existência da Alta da Bolívia (AB) é conhecida desde as décadas de 1960 e 1970 (GUTMAN e SCHWERDTFEGGER, 1965; SCHWERDTFEGGER, 1976; JONES e HOREL, 1990), porém, somente após o estudo com dados de vento obtidos das imagens de satélite por Virji (1981), verificou-se claramente a presença desta alta sobre o altiplano boliviano na alta troposfera.

Durante a época de verão no Hemisfério Sul, forte atividade convectiva e intensa precipitação ocorrem sobre a região tropical da América do Sul. Simultaneamente, na alta troposfera o escoamento é caracterizado por um Anticiclone na região da Bolívia, e um Cavado (CC) sobre o Atlântico Tropical junto a costa do NEB. Esses sistemas dominam a circulação de verão na alta troposfera da América do Sul (KREULS *et al.*, 1975; SADLER, 1975; VIRJI, 1981; CARVALHO, 1989; LENTERS e COOK, 1997; MISHRA *et al.*, 2001; RONCHAIL e GALLAIRE, 2006).

Alguns estudos observacionais e outros numéricos sugerem que a intensa atividade convectiva e a conseqüente liberação de calor latente fornecem o mecanismo necessário para manter a circulação anticiclônica em altos níveis (GUTMAN & SCHWERDTFEGGER, 1965; SILVA DIAS *et al.*, 1983; DE MARIA, 1985; GANDU e GEISLER, 1991).

A Alta da Bolívia possui um período de permanência da ordem de 34 - 40 dias e um outro secundário de 12 dias. O período de 34 dias está associado com a oscilação 30-60 dias e afeta a convecção tropical. A oscilação de 12 dias deve estar associada ao aquecimento do continente, isto porque durante o período de máxima intensidade, o continente é dominado por muita nebulosidade e conseqüentemente, pouca radiação solar atinge a superfície do continente, fazendo com que diminua a convecção. À medida que a AB enfraquece, diminui a nebulosidade, aumenta a radiação solar e, por conseguinte o continente volta a ser aquecido (GANDU e SILVA DIAS, 1994).

Baseado em resultados observacionais SILVA DIAS (1996) sugeriu que a Alta da Bolívia possui um núcleo quente e o Cavado um núcleo frio. O centro da alta muda de posição ao longo do verão e os centros de divergência e vorticidade máxima na região da AB formam-se próximos um do outro.

Durante o inverno sobre América do Sul, observa-se uma grande variabilidade, tanto na posição do centro da AB quanto na sua intensidade, este centro anticiclônico

fica bastante fraco e deslocado de sua posição de verão para noroeste, como consequência, o cavado em altitude fica enfraquecido até porque existe a intensificação do anticiclone do Atlântico Sul que nessa época está localizado mais ao norte de sua posição média anual (ANJOS, 1994).

#### 2.4. VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS

O período entre o final dos anos 1950 e início dos anos 1970 foi marcado pelo desenvolvimento de diversos estudos sobre as características dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) nos subtrópicos do Hemisfério Norte (HN). As primeiras discussões a respeito da origem e formação desses sistemas no HN foram feitas por Palmén (1949), Palmer (1951), Simpson (1951), Ricks (1959) e Frank (1966, 1970).

Na América do sul, a existência dos VCAN foi demonstrada através de estudos das características da circulação troposférica. Os primeiros estudos realizados sobre os VCAN no Atlântico sul tropical foram feitos por Dean (1971), Aragão (1975) e Virji (1981) nos quais observaram a formação desses sistemas na região do Atlântico Sul Tropical durante a época chuvosa da região.

Como mencionado na introdução deste trabalho, o VCAN é um dos principais sistemas transientes que provocam alterações no tempo do NEB, sendo definido como sistema de baixa pressão em grande escala, formado na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que a sua periferia (GAN e KOUSKY, 1982). Estes se formam principalmente durante o verão do Hemisfério Sul e, de acordo com os estudos de Gan (1982), Ramírez (1997) e Ferreira *et al.*, (2001), apresentam máxima ocorrência no mês de janeiro e posicionam-se entre  $20^{\circ} - 60^{\circ}\text{W}$  e  $0^{\circ} - 30^{\circ}\text{S}$ .

Os VCAN a serem analisados e discutidos neste trabalho, serão os de origem tropical visto serem estes a influenciar o regime pluviométrico do NEB.

Kousky e Gan (1981) e Gan (1983) estudaram vários aspectos relacionados à atuação dos VCAN sobre o NEB, quanto à origem, manutenção, estrutura vertical e deslocamento.

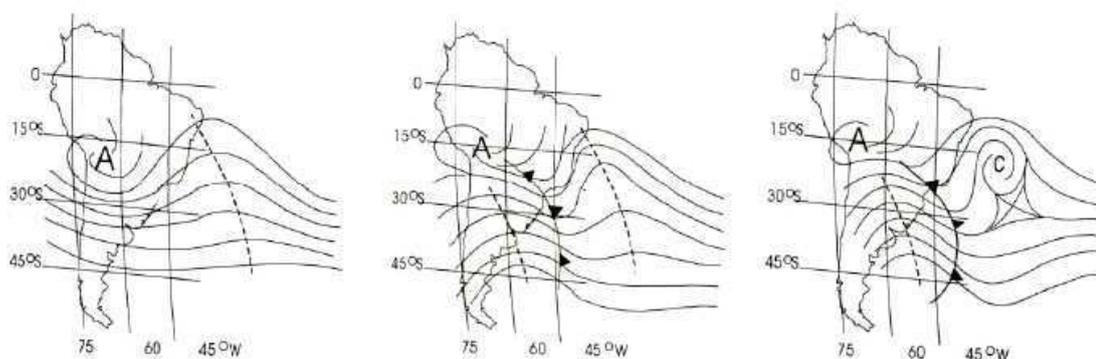
Kousky e Gan (1981) propuseram um mecanismo de formação dos VCAN originados no oceano Atlântico Sul, no qual poderia estar associado à advecção de ar quente corrente acima de um sistema frontal localizado nos subtrópicos. Essa advecção de ar quente amplificaria a crista em altos níveis que como consequência intensificaria o cavado a jusante, formando então um ciclone na troposfera superior.

### 2.4.1. Origem e Formação

Tomando como base os resultados obtidos por Palmén (1949) e Palmer (1951), Frank (1970) denominou os VCAN conforme a região de formação: os VCAN que se formam nos subtropicais são tipo Palmén e aqueles cuja origem se dá na região tropical são do tipo Palmer. Frank (1970) estendeu seu estudo verificando o tempo de vida associado aos sistemas. Alguns VCAN perduraram algumas horas, enquanto que outros até mais de uma semana, dependendo do mecanismo com que se formavam.

Os VCAN observados no NEB formam-se devido à intensificação simultânea da crista associada à Alta da Bolívia e o cavado corrente abaixo sobre o Oceano Atlântico (Kousky e Gan 1981). Isto ocorre quando um sistema frontal proveniente do sul do Brasil, ao penetrar nos subtropicais, provoca forte advecção de ar quente no seu lado leste, amplificando a crista de nível superior e, por conservação de vorticidade absoluta, o cavado que está a jusante também é intensificado, formando-se o ciclone na alta troposfera.

Kousky e Gan (1981) propuseram o seguinte mecanismo de formação dos VCAN: ao ocorrer penetração de um sistema frontal nos subtropicais haverá forte advecção de ar quente no seu lado leste em baixos níveis, o que serve para amplificar a crista em altos níveis, conseqüentemente o cavado que está à leste também será intensificado, dando origem ao ciclone de altos níveis. Eles apresentaram um esquema dos estágios de desenvolvimento do VCAN conforme mostrado na Figura 7. Segundo Gan (1982), Ramírez (1997) e Paixão (1999) nem todos os VCAN possuem este mecanismo de formação.



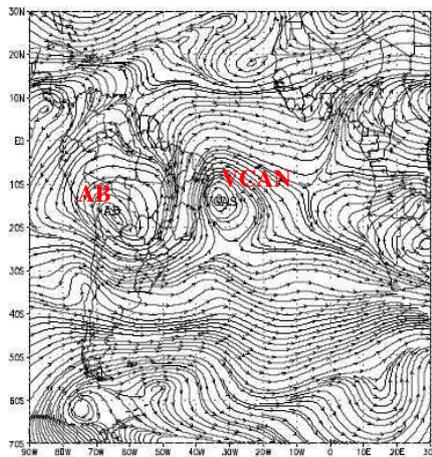
**Figura 07:** Sequência esquemática para a formação de Vórtices Ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

De acordo com resultados observacionais obtidos por Ramírez (1997) a formação dos VCAN é precedida da intensificação de alguns sistemas, como o cavado do Atlântico Sul, a AB e as correntes descendentes da cordilheira. Figueroa (1997) atribuiu como principal fator para a formação dos VCAN uma fonte de calor em baixos níveis próxima à costa dos Estados do Espírito Santo e Bahia.

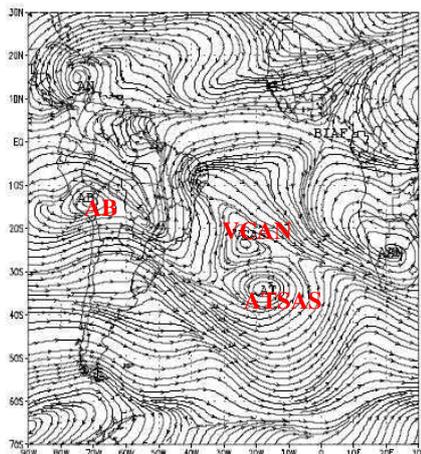
Com o intuito de avaliar os processos envolvidos na formação dos VCAN restritos ao verão 1995-1996, Paixão e Gandu (2000) efetuaram análises buscando novas informações ligadas à formação e desenvolvimento dos VCAN situados sobre o Atlântico Sul Tropical, visto que, até este dado momento só se tinha conhecimento do modelo conceitual de formação proposto por Kousky e Gan (1981) e o de Ramírez *et al.*, (1999). Como resultado das análises Paixão e Gandu (2000) separaram quatro tipos de formação de VCAN, descritos a seguir:

- ✓ **Formação Clássica:** formado pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981), que está associado diretamente à intensificação da AB e ao deslocamento de frentes frias para latitudes baixas (Figura 08).



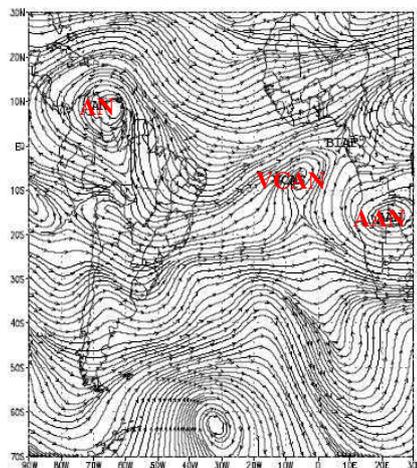
**Figura 08:** Formação Clássica de VCAN, proposta por Kousky e Gan (1981).  
Fonte: Paixão e Gandu (2000).

- ✓ **Formação Alta:** a formação do VCAS deve-se à intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que por sua vez causa a formação da Alta do Atlântico Sul de Ar Superior (ATSAS), resultando na formação de um cavado a norte/noroeste desse anticiclone (Figura 09).



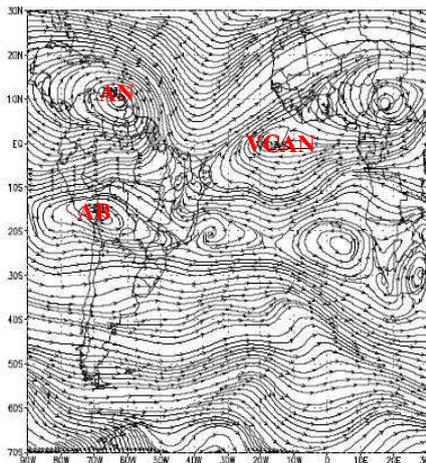
**Figura 09:** Formação Alta de VCAN, proposta por Paixão e Gandu (2000).  
Fonte: Paixão e Gandu (2000).

- ✓ **Formação Africana I:** a formação deste tipo de vórtice ocorre devido à intensificação da convecção na África, que faz surgir um par de anticlones em altos níveis. Esses anticlones aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos (Figura 10).



**Figura 10:** Formação Africana I, proposta por Paixão e Gandu (2000).  
Fonte: Paixão e Gandu (2000).

- ✓ **Formação Africana II:** neste caso, atribui-se a formação do vórtice ao desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara. Na Figura 11 observa-se o VCAS próximo a linha do Equador ainda acoplado ao escoamento da África. Nota-se, nesse caso, uma extensa faixa de anticlones próximos a latitude de 20° S, porém com a AB menos intensa que nos casos de formação clássica e alta.



**Figura 11:** Formação Africana II, proposta por Paixão e Gandu (2000).  
Fonte: Paixão e Gandu (2000).

Além desses tipos de formação apresentados anteriormente, Paixão e Gandu (2000) encontraram outros casos em que inicialmente atuava um mecanismo de formação e logo depois outro mecanismo predominava. Devido às dificuldades de definir qual dos mecanismos predominava nesses casos, atribuiu-se o nome de formação mista (SILVA, 2005).

#### 2.4.2. Tempo de Vida

De acordo com Frank (1970) o tempo de vida associado ao VCAN varia consideravelmente, enquanto alguns permanecem por mais de uma semana, outros perduram apenas algumas horas, dependendo do mecanismo com que se formavam, vale salientar que os resultados encontrados por Frank referem-se aos VCAN de origem subtropical.

Campetella e Possia (2006) observaram um tempo de vida de 2 a 3 dias para os 90 % dos VCAN desenvolvidos nas áreas oceânicas do sul da América do Sul, em concordância com Nieto *et al.*, (2006) que encontraram VCAN na Europa, durante o verão, que também duraram de 2 a 3 dias. Segundo Campetella e Possia (2006), poucos VCAN duraram mais do que 7 dias e os eventos continentais tenderam a apresentar maior tempo de vida (de 4 a 6 dias) na faixa de latitude entre 0°e 20°S.

Singleton e Reason (2007) examinaram a variabilidade de algumas características dos VCAN sobre a região subtropical do sul da África no período de 1973 a 2002, como a duração, definida como o tempo para o qual uma isolinha de altura geopotencial se fechava por mais do que 24 horas no nível de 300 hPa, dentro da região compreendida entre 10-40°E e 20-40°S. A distribuição de frequência do número de

VCAN mostrou que mais de 50% dos casos duraram de 1 a 2 dias e menos que 10% perduraram mais que 4 dias. Esse último período de duração coincidiu exatamente com a estação do ano em que houve maior ocorrência de atuação dos sistemas (junho a agosto).

Ramírez (1997) e Coutinho (2008) observaram que o tempo de vida de um VCAN de origem tropical varia de acordo com as estações do ano e com os meses, possuindo maior tempo de vida no verão (9,5 – 10,6 dias) e menor nas estações de primavera (4,6 – 6,0 dias) e outono (4,6 – 7,6 dias). Esse sistema apresenta tempo de vida médio de 7,1 dias, mas os VCAN individuais podem ter duração maior que 18 dias e menor que 3 dias.

#### 2.4.3. Deslocamento

Segundo Gan (1983) os VCAN têm tendências para deslocarem-se com uma trajetória circular anti-horária, iniciando nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e terminando no Nordeste do Brasil.

Gan e Kousky (1986) notaram que quando ocorre à configuração vórtice-frente, permanecendo por vários dias, tem-se uma situação de bloqueio subtropical semelhante às estudadas por Casarin (1982).

Os VCAN podem apresentar deslocamento regular ou irregular. Os cavados de latitudes médias, associados a sistemas frontais e uma bifurcação inter-hemisférica a noroeste da América do Sul pode causar deslocamento irregular. Enquanto, que para os VCAN com deslocamento regular, é comum observar a presença do anticiclone em altos níveis e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ao sul (RAMÍREZ, 1997).

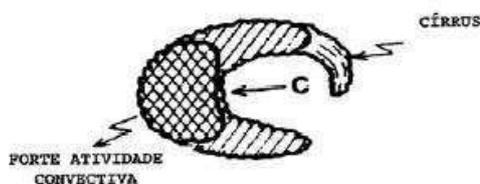
Ainda de acordo com o Ramírez (1997), existem evidências de que os VCAN podem estar associados à circulação de escala planetária (ondas de Rossby) e de escala sinótica (sistemas frontais), indicando que a formação e o deslocamento dos VCAN podem ser produtos da dinâmica de múltiplas escalas de circulação atmosférica (RAMÍREZ, 1997).

#### 2.4.4. Nebulosidade Associada

Frank (1966) em estudos no Hemisfério Norte, observou que a nebulosidade associada aos VCAN estudados variava consideravelmente e dependia da intensidade e

profundidade do mesmo, com tendência a ser concentrada na periferia do mesmo e apresentava características assimétricas.

Kousky e Gan (1981) mostraram que a maior atividade convectiva associada com um VCAN é encontrada na direção do seu movimento e, quando o sistema se desloca para o continente ou percorre águas quentes, forma nuvens do tipo cumulonimbus na sua periferia oeste. Quando os VCAN se aproximam da costa do Nordeste, tornam o céu claro na parte sul e central dessa região, e propicia a formação de nebulosidade na parte norte (Figura 12).



**Figura 12:** Ilustração da nebulosidade associada ao VCAN durante o seu deslocamento. Fonte: Kousky e Gan (1981).

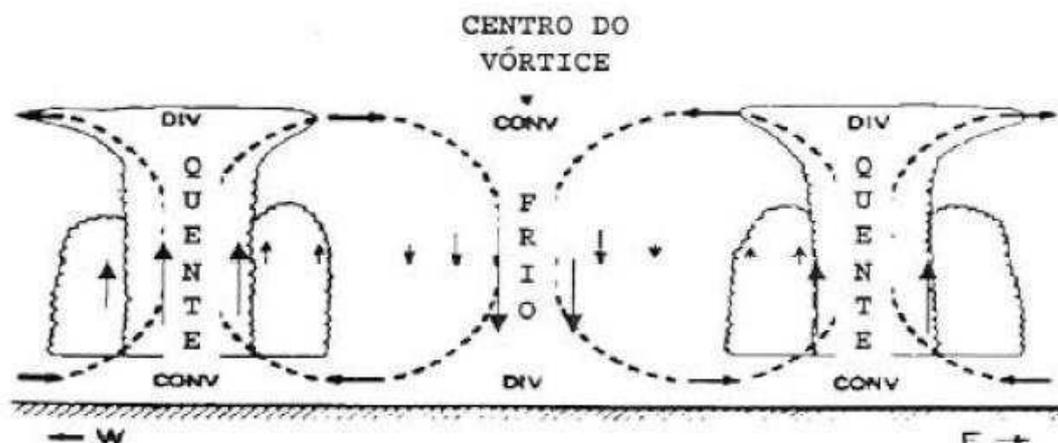
Gan e Kousky (1986) através de imagens de satélite no canal infravermelho observaram casos de VCAN em que a periferia foi acompanhada de bastante nebulosidade, enquanto que o centro apresentou características com céu limpo. Em outros casos, houve formação de nuvens cumulonimbus no centro, que segundo os autores o VCAN percorreu águas quentes ou penetrou no continente.

#### 2.4.5. Estrutura Vertical

Aragão (1975) observou que os VCAN estendem-se desde o nível de 700 hPa até o nível de 300 hPa. Johnson e Snook (1983) mostraram que inicialmente os VCAN estendem-se desde 100 hPa até aproximadamente 500 hPa, possuindo inclinação de oeste para leste, com isso eles sugeriram a presença de processos baroclínicos. Porém é observado que algumas vezes a circulação do vórtice é alinhada na vertical. Ramírez (1997) e Ramírez *et al.*, (1999) confirmam o estudo de Johnson e Snook (1983) em que, a circulação fechada inclina-se geralmente para oeste com a altura.

De acordo com análises diárias em quatro níveis, Ramírez (1997) observou que nos verões de El Niño (1982 – 1983; 1986 – 1987) os VCAN apresentaram maior extensão vertical da circulação fechada, atingindo até 500 hPa, e nos verões de La Niña (1984 – 1985; 1988 – 1989) estiveram confinados mais nos altos níveis, estendendo-se apenas até 300 hPa.

O movimento vertical associado ao VCAN foi ilustrado por KOUSKY e GAN (1981) como pode ser visualizado na Figura 13. Este sistema apresenta circulação termicamente direta (RAMAGE, 1962; FRANK, 1966; FRANK, 1970; KOUSKY E GAN, 1981; GAN, 1983) com energia potencial disponível do distúrbio sendo convertida em energia cinética. Teoricamente, o ar frio no centro do sistema desce por ser mais denso e, por conservação de massa, deve haver ascensão de ar mais quente na periferia, onde ocorre formação da nebulosidade.



**Figura 13:** Esquema de um corte vertical do vórtice ciclônico no Atlântico Sul. As setas verticais representam movimento vertical ascendente e descendente. Div e Conv são divergência e convergência, respectivamente.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

#### 2.4.6. Energética

De acordo com Kousky e Gan (1981) a circulação responsável pela manutenção do vórtice ciclônico apresenta a configuração de uma circulação térmica direta, pois o resfriamento radiativo no centro do VCAN induz a ocorrência de movimento descendente mantendo anomalia de temperatura fria e anomalia de umidade seca, enquanto que, o aquecimento convectivo na periferia do VCAN proporciona movimento ascendente de ar quente e úmido. Em uma circulação térmica direta a energia potencial se converte em energia cinética. Estes autores explicaram que a manutenção é feita através da conversão de energia potencial em cinética, de forma que o gradiente térmico horizontal do vórtice pode ser mantido pela perda radiativa no centro do vórtice, e liberação de calor latente na sua periferia Kousky e Gan, 1981.

A partir de observações convencionais, Rao e Bonatti (1987) calcularam os termos de troca de energia barotrópica, com o propósito de entender o mecanismo de manutenção dos VCAN. Eles perceberam que em alguns casos a energia cinética zonal

é convertida em energia cinética da perturbação, conversão barotrópica. Todavia a taxa de crescimento para ondas mais instáveis foi muito baixa. Com isso, eles sugeriram que, além da instabilidade barotrópica outros mecanismos tais como liberação de calor latente de condensação, a formação de centros ciclônicos corrente abaixo da alta da Bolívia e a interação com latitudes médias poderiam ser também importantes.

Mishra *et al.*, (2001), sugerem que a instabilidade barotrópica do escoamento (cisalhamento meridional) pode ser um possível mecanismo de formação do VCAN.

Apesar de Mishra *et al.*, (2001, 2007) concluírem que a instabilidade barotrópica pode explicar a formação dos VCAN, além de mantê-los (MISHRA e RAO, 2001), esta não explica a manutenção destes sistemas segundo os resultados obtidos por Rao e Bonatti (1987) quando calculada a taxa de crescimento das ondas mais instáveis. Estes resultados mostraram valores muito baixos de crescimento, sugerindo que outros mecanismos, como o aquecimento por condensação, a formação de centros ciclônicos corrente abaixo da AB e a interação com latitudes médias, poderiam explicar a manutenção dos VCAN.

Mishra e Rao (2001) notaram que as conversões barotrópica (energia cinética zonal convertida em energia cinética da perturbação) e de energia potencial disponível da perturbação em energia cinética da perturbação manteve o VCAN. No entanto, a barotrópica apresentou predominância com relação à baroclínica. Foi verificado que a conversão de energia barotrópica ocorreu devido ao transporte de momentum da perturbação para sul (norte) de valores maiores de  $u$  ( $v$ ) para valores menores.

## CAPÍTULO 3

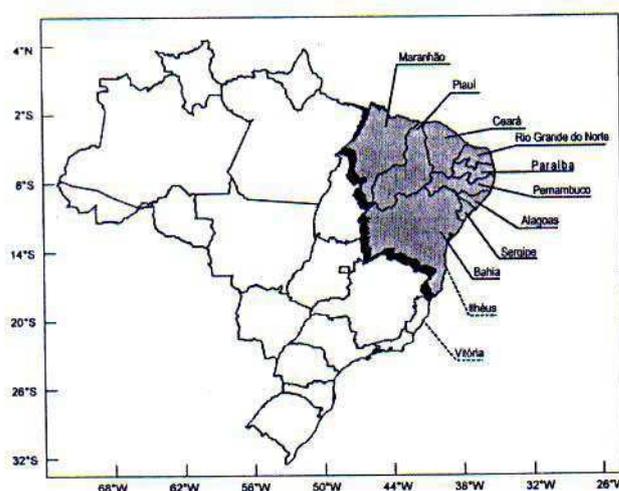
### DADOS E METODOLOGIA

---

### 3. DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região NEB localiza-se no extremo leste da América do Sul, entre os meridianos de 35°W e 47°W e os paralelos de 1°S e 18°S (Figura 14). Possui uma área de aproximadamente 1.561.177,8 km<sup>2</sup>, sendo a região mais subdividida politicamente do País com nove Estados: Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe.



**Figura 14:** Mapa do Brasil em destaque a Região Nordeste do Brasil.

Fonte: Ferreira *et al.*, (2001).

De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), no NEB são identificadas quatro diferentes regiões: Meio-Norte, Sertão, Agreste e Zona da Mata.

- *Meio-Norte* – Formado pelo Maranhão e pelo Piauí, constitui uma área de transição entre a Amazônia e o Sertão, também chamada mata dos Cocais;
- *Sertão* – Abrange parcialmente todos os estados do NEB, exceto o Maranhão e uma parcela do norte de Minas Gerais. A vegetação característica é a caatinga e em áreas mais úmidas há bosques de palmeiras, especialmente a carnaubeira;

- *Agreste* – Zona de transição entre o Litoral e o Sertão. A região é marcada pelo planalto da Borborema, que separa o litoral do Sertão. Nesta região, as principais fontes de renda são a criação de gado e a policultura;
- *Zona da Mata* - localizada no leste, entre o planalto da Borborema e a costa, e se estende do Rio Grande do Norte ao sul da Bahia.

### 3.2. DADOS

Neste trabalho foram utilizados os dados descritos a seguir:

- Dados diários das componentes zonal e meridional do vento,  $u$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) e  $v$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), respectivamente. Esses foram obtidos das reanálises do *National Centers for Environmental Predictions* (NCEP), (KALNAY *et al.*, 1996), para o nível de pressão de 200 hPa, definidos para uma resolução horizontal de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  de latitude e longitude, para o período compreendido entre 1980-2009 e foram obtidos a partir do endereço eletrônico <<http://www.cdc.noaa.gov/>>;

A qualidade desses dados foi testada em muitos estudos de variabilidade climática tanto nos trópicos como nos subtropicais do Hemisfério Sul e em escalas intrasazonais (NOGUÉS-PEAGLE e MO, 1997; KILARDIS e WEICKMAN, 1992; LIEBMANN *et al.*, 1999; ROBERTSON e MECHOSO, 2000), interanual e interdecadal (GARRAUD e BATTISTI, 1999).

- Dados diários de precipitação (para os dias de atuação dos VCAN) provenientes do NCEP/NCAR, definidos para uma resolução horizontal de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  de latitude e longitude (KALNAY *et al.*, 1996). Esses dados foram obtidos no endereço <<http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/retro.shtml>>;

- Dados mensais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos Oceanos Pacífico para as regiões NIÑO 1+2 ( $0^\circ - 10^\circ\text{S}$ ;  $80^\circ\text{W} - 90^\circ\text{W}$ ), NIÑO 3 ( $5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$ ;  $90^\circ\text{W} - 150^\circ\text{W}$ ), NIÑO 4 ( $5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$ ;  $150^\circ\text{E} - 160^\circ\text{W}$ ), NIÑO 3.4 ( $5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$ ;  $120^\circ\text{W} - 170^\circ\text{W}$ ) e Oceano Atlântico Norte ( $5^\circ\text{N} - 20^\circ\text{N}$ ;  $30^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$ ), e Atlântico Sul ( $0^\circ - 20^\circ\text{S}$ ;  $10^\circ\text{W} - 30^\circ\text{E}$ ), para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009, obtidos no endereço eletrônico.< <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>>;

- Valores padronizados dos Índices da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP), para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009. Para maiores detalhes desses dados, ver Zhang *et al.*,(1997) e Mantua *et al.*,(1997). Esses dados encontram-se disponíveis no endereço <<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>>;

- Imagens de Satélites Meteorológicos Geostacionário GOES-02, GOES-05, GOES-07, GOES-08 e GOES-12, no canal infra-vermelho, para os dias de ocorrências do VCAN. Disponíveis no endereço <<http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>>;

### 3.3. METODOLOGIA

Inicialmente foi realizado o levantamento dos períodos de anomalias negativas e positivas no Atlântico Tropical Norte e Sul, seguindo-se do levantamento dos períodos de ocorrências do El Niño, La Niña e Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP), durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009.

Foi realizada a análise diária do campo de linha de corrente em 200 hPa a partir dos vetores  $u$  e  $v$ , nos períodos anteriormente levantados, na faixa de latitude  $30^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{S}$  e longitude  $150^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{E}$ . Esta análise permitiu a visualização das regiões que apresentaram circulação ciclônica e anticiclônica, possibilitando assim a detecção visual dos Vórtices.

Uma vez detectados os VCAN de forma visual, foram utilizadas imagens de satélites no canal infravermelho, como um método subjetivo para identificar os Vórtices que atuaram no NEB durante o período anteriormente mencionado. Vários estudos, tais como em Kousky e Gan (1981), Gan (1983, 1986) e Ramírez (1997), usaram estas imagens no canal espectral infravermelho e identificaram aqueles sistemas que apresentaram nebulosidade associada (denominado VCAN úmido).

Os campos de linha de corrente foram sobrepostos aos campos de vorticidade relativa e divergência horizontal em 200 hPa, no período de 1980 a 2009. Esta sobreposição permitiu a localização dos Vórtices através da circulação ciclônica e da vorticidade ciclônica característica deste sistema.

A vorticidade relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) e divergência horizontal ( $\text{s}^{-1}$ ) para 200 hPa, foram calculadas utilizando-se as funções intrínsecas do *Grid analysis and Display System* (GrADS):  $hcurl(uexpr, vexpr)$  e  $hdvig(uexpr, vexpr)$ , respectivamente. Estas funções utilizam as componente zonal ( $uexpr$ ) e a meridional do vento ( $vexpr$ ) do conjunto dos dados de reanálises do NCEP. A divergência é dada por valores positivos e a convergência por negativos.

Confirmada a localização dos VCAN foi realizada uma classificação dos eventos de acordo com as Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM), e um estudo detalhado destes Vórtices de acordo com as condições dos Oceanos Pacífico e Atlântico, verificando a posição média do sistema, a intensidade

(vorticidade), campo de divergência horizontal e os campos das componentes rotacional e divergente do vento, que estão descritos a seguir.

### 3.3.1 Componentes Rotacional e Divergente do vento

Para o cálculo das Componentes Rotacional ( $\vec{V}_\psi$ ) e Divergente ( $\vec{V}_\chi$ ) do vento, parte-se das definições da vorticidade e divergência, cujas relações matemáticas são dadas pelas equações (1) e (2), respectivamente. Esses dois parâmetros são obtidos a partir das componentes zonal e meridional do vento horizontal.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2)$$

O Teorema de HELMOLTZ estabelece que qualquer campo do vento horizontal ( $\vec{V}_H$ ) pode ser dividido em suas partes rotacional ( $\vec{V}_\psi$ ) e divergente ( $\vec{V}_\chi$ ). Este teorema relaciona essas duas componentes em termos de duas funções escalares, a função de corrente ( $\psi$ ) e o potencial de velocidade ( $\chi$ ).

$$\vec{V}_H = \vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi \quad (3)$$

Com

$$\nabla \cdot \vec{V}_\psi = 0 \quad (4)$$

e

$$\nabla \cdot \vec{V}_\chi = 0 \quad (5)$$

A parte rotacional do vento ( $\vec{V}_\psi$ ) flui paralela aos contornos das linhas de corrente, enquanto que a parte divergente ( $\vec{V}_\chi$ ) atua perpendicularmente as linhas dos baixos para os altos valores.

Por definição uma função de corrente ( $\psi$ ) pode ser tal que:

$$\vec{V}\psi = \vec{K} + \nabla\psi \quad (6)$$

e

$$\zeta = \vec{K} \cdot \nabla \times \vec{V} = \nabla^2\psi \quad (7)$$

e, por conseguinte, definido um potencial de velocidades ( $\chi$ )

$$\vec{V}\chi = -\nabla\chi \quad (8)$$

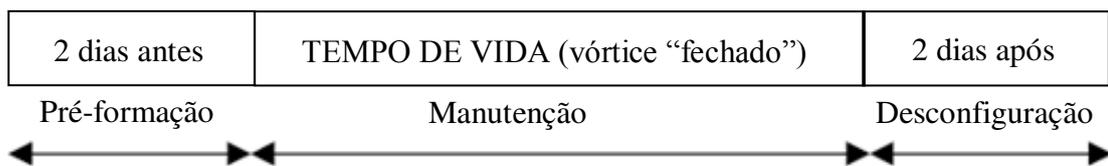
$$\delta = \nabla \cdot \vec{V} = \nabla^2\chi \quad (10)$$

Logo, as componentes, rotacional ( $\vec{V}_\psi$ ) e divergente ( $\vec{V}_\chi$ ) do vento são obtidas através da relaxação das relações (7) e (10), (KRISHNAMURTI, 1972).

$$\zeta = \nabla^2\psi \rightarrow \nabla^2\psi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\tan\phi}{a} \quad (11)$$

$$\delta = \nabla^2\chi \rightarrow \nabla^2\chi = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\tan\phi}{a} \quad (12)$$

O acompanhamento dos eventos diagnosticados foi realizado tendo como base dois dias de antecedência ao início da formação ciclônica do VCAN (pré-formação), passando pelo período em que o sistema permaneceu com sua circulação ciclônica configurada (manutenção) e seguiu por dois dias posteriores a sua desconfiguração.



Foram gerados mapas da distribuição espacial da precipitação observada sobre o NEB durante a ocorrência dos VCAN, e sobrepostos a estes mapas foram colocados os campos das linhas de corrente, possibilitando assim a perfeita localização do sistema.

A visualização de todos os campos gerados foi feita utilizando o *software Grid Analysis and Display System* (GrADS), conforme Doty (1992). Apesar da simplicidade dessa ferramenta, ela auxilia extraordinariamente o desenvolvimento

prático e avançado de pesquisas atmosféricas e oceânicas. Informações, detalhes, bem como *download* do GrADS, ver o endereço eletrônico <<http://www.iges.org/grads/>>.

Foi realizada a análise estatística com os dados de ATSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico e o número de casos notificados de VCAN, durante os trinta anos de análises. A técnica utilizada foi a Análise de Componentes Principais (ACP) através de utilização do pacote estatístico *Statistical Package for the Social Sciences 13* (SPSS 13).

### 3.3.2 Análise Estatística

Como mencionado no parágrafo anterior, foi utilizada a ACP, onde a variável dependente utilizada foi o número de casos mensal de VCAN e as variáveis independentes foram: ATSM Pacífico (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 e Niño 3.4) e a IODP; ATSM do Atlântico Norte e Atlântico Sul. Todos os valores das variáveis utilizadas na ACP foram mensais.

#### 3.3.2.1. Análise das Componentes Principais (ACP)

A Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica estatística multivariada criada por Hotelling (1933) e que se dedica à explicação da estrutura de variância-covariância existente em um conjunto de dados, utilizando-se combinações lineares das variáveis originais. Segundo Johnson e Wichern (2002), Rencher (2002) e Moroco, (2003), seus objetivos principais são: (1) a redução de dimensionalidade, e (2) a interpretação de dados.

Descrita desta forma, a ACP é geralmente encarada como um método de redução dos dados, porém além deste objetivo, a ACP tem como uma das principais vantagens permitir resumir a informação de várias variáveis correlacionadas em uma ou mais combinações lineares independentes que representam a maior parte da informação presente nas variáveis originais. Estas componentes podem ser utilizadas como “índices” ou indicadores que resumem a informação disponível nas variáveis originais (MOROCO, 2003).

De acordo com Rencher (2002), a ACP geralmente revela relacionamentos que não seriam previamente identificados com o conjunto original, o que resulta em uma interpretação mais abrangente do fenômeno. Segundo Johnson e Wichern (2002), a análise de componentes principais (ACP) serve como um passo intermediário na análise dos dados.

A Análise de Componentes Principais tem uma extensa gama de aplicações. Basicamente, sua utilidade está na redução de dimensionalidade de vetores de entradas ou de saídas em determinados equacionamentos (HAYKIN,1994; MINGOTI, 2001; SOUZA FILHO, 2002; SCREMIN, 2003; WARNE *et al.*, 2004; ARAÚJO, 2007). Nas séries temporais de campos geofísicos a ACP tem como principal vantagem à decomposição da variância total das séries em um conjunto de variâncias correspondendo a diferentes escalas temporais de oscilação produzidas por esses campos.

As Componentes Principais podem ser classificadas em três tipos: Componentes principais Sem Rotação (ou simplesmente Componentes Principais), Componentes Principais Rotacionadas e Componentes Principais Complexas, neste trabalho utilizou-se a ACP não rotacionada.

A ACP baseia-se na variabilidade das concentrações medidas, utilizando a base de dados originais para construir um modelo que procura reproduzir as correlações observadas entre as variáveis originais (HAYKIN,1994; MINGOTI, 2001), e seu objetivo é reduzir a dimensão da base amostral. Utiliza-se um modelo linear para descrever a matriz de concentrações elementares medidas, em termo de uma base de novos vetores denominados “componentes principais” (HAYKIN,1994; MINGOTI, 2001; SCREMIN, 2003), conforme a equação abaixo:

$$C_{ij} \approx \hat{C}_{ij} = S_{i1} \cdot L_{1j} + S_{i2} \cdot L_{2j} + \dots + S_{ip} \cdot L_{pj} = \sum_{k=1}^p S_{ik} \cdot L_{kj} \quad (13)$$

Onde ,  $1 \leq i \leq n$ , sendo  $n$  o número de amostras coletadas;  $1 \leq j \leq m$ , sendo  $m$  o número de elementos medidos;  $1 \leq k \leq p \leq m$ , sendo  $p$  o número de componentes do modelo.  $C_{ij}$  é a concentração do  $j$ -ésimo elemento medido na  $i$ -ésima amostra, que também pode ser vista como projeção do  $j$ -ésimo elemento sobre o  $i$ -ésimo vetor no espaço das amostras.  $\hat{C}_{ij}$  é a estimativa de  $C_{ij}$  obtida pelo modelo.  $L_{kj}$  é a projeção do  $j$ -ésimo elemento sobre o  $k$ -ésimo vetor pertencente a base de CPs.  $S_{ik}$  é a projeção do  $k$ -ésimo CP sobre o  $i$ -ésimo vetor no espaço das amostras.

#### 3.3.2.1.1. Condições Necessárias para a ACP

Antes da utilização da ACP, faze-se necessária a verificação da adequação da base de dados a ACP. Um dos critérios a serem observados são os números de amostras coletadas e o número de variáveis na análise. Não existe um consenso geral sobre o

número mínimo de amostras a serem analisadas para que os resultados sejam estatisticamente relevantes. Ito *et al.*, (2002) mostraram que reduções no tamanho da base de dados podem levar a modificações quantitativas e qualitativas na interpretação dos resultados. Haykin (1994), sugere um método para a estimativa do número de amostras, baseado no cálculo do número de graus de liberdade do sistema para cada variável analisada: numa ACP com  $n$  casos e  $m$  variáveis, há  $nm$  dados, dos quais são extraídas  $m$  médias das variáveis utilizadas, e  $m(m+1)/2$  correlações. Com isso o número total de graus de liberdade por variável é:

$$n - 1 - \frac{(m + 1)}{2} \quad (14)$$

Os autores acima citados sugerem que uma base de dados pode ser submetida a ACP quando apresenta um número mínimo de 30 graus de liberdade por variável, e se possível maior que 50. Com isso obtém-se Mingoti (2001):

$$n > 30 + \frac{(m + 3)}{2} \quad (15)$$

Em particular neste trabalho analisaram-se 8 variáveis ( $m$ ), em 146 amostras ( $n$ ) no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2009. Logo, a condição de validade da ACP neste trabalho é dada pela Equação 16.

$$146 > 30 + \frac{(8 + 3)}{2} = 146 > 30 + 5,5 = 146 > 35,5 \quad (16)$$

Portanto é observado que as condições de validade para a ACP são completamente satisfeitas neste trabalho.

Satisfeita esta condição, foi realizada a a normalização dos dados, com o objetivo de tornar possível a análise de variáveis de diferentes ordens de grandeza e unidades dimensionais (GORDON e MOREL, 1983; ITO *et al.*, 2002). A normalização foi realizada através da fórmula:

$$N = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad (17)$$

Onde:

$N$  – variável normalizada;

$x$  – é o valor da variável em estudo;

$\bar{x}$  - é a média da variável em estudo;

$\sigma$  - desvio padrão da variável.

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

---

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e discutidos os casos de VCAN que atuaram sobre o NEB e Atlântico Sul adjacente, durante o período de tempo compreendido entre janeiro de 1980 a dezembro de 2009, totalizando 30 anos, o que possibilitou a realização de uma análise climatológica destes eventos.

Inicialmente foi realizado o levantamento dos casos de VCAN atuantes no NEB, durante os 30 anos de estudos sendo observadas 311 ocorrências do sistema. Neste período também foram identificados vórtices localizados nas proximidades da região Sudeste do Brasil, porém, estes foram descartados visto que os mesmos se formaram e dissiparam-se sem atingir o NEB ou as suas proximidades.

Os 311 casos diagnosticados são apresentados nas Tabelas 11, 12 e 13 (em anexo), que contêm o resumo, com dia mês, ano de ocorrência dos VCAN e as localizações geográficas iniciais dos mesmos. Estes eventos foram separados por décadas (1980, 1990 e 2000).

Por simplificação dos resultados, nesta seção serão apresentados e discutidos apenas 9 casos, cuja seleção dos mesmos consistiu na separação de três ocorrências de VCAN para cada um dos seguintes eventos: El Niño, La Niña e Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP).

Para um melhor entendimento, os eventos diagnosticados foram separados por décadas, como mencionado anteriormente, e enumerados como: CASO 1, CASO 2, CASO 3, para cada década, de acordo com a Tabela 01.

**TABELA 01:** Casos de VCAN selecionados por década, com as datas de início e fim dos eventos, coordenadas iniciais dos mesmos e condições térmicas do Pacífico.

DÉCADA	CASO	INÍCIO	FIM	COORDENADAS INICIAIS	PACÍFICO
1980	01	15/01/1980	20/01/1980	10°S - 20°S; 10°W - 30°W	SNAP
	02	03/01/1982	06/01/1982	5°S - 15°S; 20°W - 30°W	SNAP
	03	18/02/1988	21/02/1988	5°S - 15°S; 20°W - 40°W	EL NIÑO
1990	01	04/01/1990	08/01/1990	5°S - 15°S; 35°W - 40°W	SNAP
	02	24/11/1996	29/11/1996	5°S - 15°S; 15°W - 20°W	LA NIÑA
	03	01/02/1999	05/02/1999	10°S - 15°S; 10° - 20°W	LA NIÑA
2000	01	14/01/2000	17/01/2000	5°S - 10°S; 20°W - 30°W	LA NIÑA
	02	01/12/2002	03/12/2002	10°S - 15°S; 30°W - 40°W	EL NIÑO
	03	29/01/2005	01/02/2005	5°N - 10°S; 20°W - 30°W	EL NIÑO

Para cada caso escolhido foi observado o campo de linhas de corrente, onde uma vez constatado o núcleo de circulação ciclônica fechado em 200 hPa, seguia-se para as análises das imagens de satélites, campo da divergência horizontal, vorticidade e as componentes rotacional e divergente do vento.

As observações foram realizadas em altos níveis (200 hPa), visto que a maioria dos vórtices estão confinados nos altos níveis e cerca de 60% não atinge o nível de 700 hPa e em torno de 10% atingem a superfície (KOUSKY e GAN, 1981; RAMÍREZ, 1997).

Dentre as 311 ocorrências identificadas na área de estudo, apenas 78 eventos (25,1%) durante todo o período analisado, não se posicionaram sobre a região do NEB, formando-se e dissipando-se sobre o Atlântico Sul adjacente a região.

#### 4.1. Vcan ocorridos no período de 1980 a 1989 (Década de 1980)

Durante o período de janeiro de 1980 a janeiro de 1989 (década de 1980), foram diagnosticados 120 casos de Vórtices, dentre os quais 74 (61,66%) estiveram atuando sobre o NEB, enquanto que os outros 46 eventos (38,33%) formaram-se e dissiparam-se sobre o Atlântico Sul, sem atingir a região.

Nesta década ocorreram 45 eventos que se formaram próximo a faixa equatorial entre 0° e 10°S, nestas formações percebeu-se que em 18 casos (40% dos eventos) na região do Pacífico foi observada a SNAP, e durante eventos El Niño foram observados 14 casos (31,11%) e em La Niña 13 eventos (28,88%). Cerca de 90% destes

eventos ocorreram quando as ATSM encontravam-se mais aquecidas sobre o Atlântico Sul.

O período de duração dos Vórtices nesta década variou de 1 a 12 dias, sendo este o tempo máximo de permanência deste sistema, nesta década. Resultados semelhantes foram observados por Coutinho (2008), que diagnosticou VCAN com mesmo período de vida durante a década de 1980.

Na tabela 02 são apresentados os períodos de duração do VCAN de acordo e as condições do Oceano Pacífico.

**TABELA 02:** Número e duração dos Casos de VCAN e condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 1980.

Pacífico	Duração	VCAN (Nº)	Pacífico	Duração	VCAN (Nº)	Pacífico	Duração	VCAN (Nº)
SNAP (53 eventos)	1 dia	1(1,88%)	EL NIÑO (40 eventos)	1 dia	-	LA NIÑA (27 eventos)	1 dia	1(3,7%)
	2 dias	9(16,98%)		2 dias	5(12,5%)		2 dias	6(22,2%)
	3 dias	10(18,87%)		3 dias	13(32,5%)		3 dias	6(22,2%)
	4 dias	15(28,30%)		4 dias	8(20%)		4 dias	8(29,63%)
	5 dias	6(11,32%)		5 dias	3(7,5%)		5 dias	2(7,41%)
	6 dias	4(7,55%)		6 dias	3(7,5%)		6 dias	3(11,11%)
	7 dias	2(3,77%)		7 dias	4(10%)		7 dias	1(3,7%)
	8 dias	3 (5,66%)		8 dias	3(7,5%)		8 dias	-
	9 dias	1 (1,88%)		9 dias	1(2,5%)		9 dias	-
	11 dias	1 (1,88%)		11 dias	-		11 dias	-
12 dias	1 (1,88%)	12 dias	-	12 dias	-			

O movimento dos mesmos apresentou-se irregular e sem uma padronização definida, e em muitos casos os mesmos permaneceram estacionários em suas localidades de origem.

O VCAN de maior duração (12 dias) da década de 1980, ocorreu no dia 15/11/1983, entre as latitudes de 0° e 5°S e longitude de 16°W e 20°W e o de menor duração (1 dia) foi observado em dois eventos ocorridos nos anos de 1985 (14/11/1985) e 1988 (28/12/1988).

Com relação às estações do ano durante a década de 1980, o verão foi o que apresentou o maior número de eventos de VCAN diagnosticados corroborando com os resultados obtidos por Kousky e Gan (1981); Gan (1983); Ramírez (1997); Coutinho (2008).

Os casos que serão apresentados e discutidos para a década de 1980 ocorreram em condições de SNAP (Caso 1 e Caso 2) e durante o evento El Niño (Caso 3).

Na Tabela 03 é apresentado o número de dias de SNAP, El Niño e La Niña ocorridos durante a década de 1980 e as frequências de ocorrências dos VCAN atuantes no NEB. É importante lembrar que só foram somados os meses em que foram diagnosticados os VCAN que atuaram no NEB ou sobre o Atlântico Sul adjacente.

De acordo com a tabela 03 observou-se que os casos de VCAN diagnosticados durante a década de 1980 foram mais frequentes em eventos El Niño, onde foi contabilizado 1 caso a cada 12,13 dias, situação similar também foi observado durante eventos La Niña, nos quais observou-se que a frequência 1 caso de VCAN ocorreu a cada 12,37 dias. Já em condições de SNAP observou-se que os VCAN eram observados a cada 15,38 dias.

**TABELA 03:** Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1980.

<b>Década</b>	<b>Nº casos</b>	<b>Nº dias</b>	<b>Pacífico</b>	<b>Frequência (dias)</b>
1980	40	485	El Niño	12,13 dias/caso
	27	334	La Niña	12,37 dias/caso
	53	815	SNAP	15,38 dias/caso

#### 4.1.1. Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 1980.

Foi observado o comportamento das Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) sobre as águas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante os meses de ocorrência dos Vórtices Ciclônicos sobre o NEB no período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.

Na Tabela 04 estão descritos os anos e meses nos quais foram observados os VCAN nesta década, e a configuração das ATSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Durante a década de 1980 foram contabilizados 120 casos de VCAN cuja variação anual variou de 5 casos (ano de 1982) a 17 casos (ano de 1980). Dentre estas 120 ocorrências apenas 11 eventos (9,17%) originou-se sobre o continente, enquanto que as outras 109 ocorrências (90,83%) tiveram sua localização inicial sobre o Atlântico

Sul, é válido mencionar que nos 11 casos de formação continental foi observada Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP) em 7 casos, e em 4 casos ocorreu o fenômeno La Niña.

Todos os casos da década de 1980 observados durante eventos El Niño tiveram sua localização inicial sobre o Atlântico Sul.

No ano 1980 foram diagnosticados 17 casos, dentre estes apenas 5 ocorrências atingiram o NEB, enquanto que os outros 12 casos se formaram e dissiparam-se sobre o Atlântico adjacente a esta região. Neste ano todos os casos observados ocorreram em SNAP, e sobre as águas do Atlântico estava configurado o padrão do dipolo positivo.

Durante o ano de 1983 foram observados 16 VCAN e 50% destes casos atingiram o NEB. Na ocorrência destes eventos, as ATSM sobre o Pacífico configuraram o El Niño em 9 casos (56,25%) e os outros 7 casos (43,75%) ocorreram em SNAP. É válido mencionar que, durante os casos ocorridos com o El Niño configurado, sobre Atlântico observou-se o dipolo negativo ou as ATSM apresentavam-se positivas nas duas bacias, porém as ATSM do Atlântico Sul foram maiores que a ATSM do Atlântico Norte.

Nos anos de 1984 e 1987 ocorreram 11 e 12 casos de VCAN, respectivamente, nestes anos a totalidade dos casos atingiu o NEB. As ATSM observadas nestes eventos no Atlântico Sul foram negativas, ou seja, dipolo negativo, exceto em 4 casos ocorridos no ano de 1987 durante os meses de março (2 casos), outubro (1 caso) e dezembro (1 caso), em que foram observados mesmo sinal para as ATSM tanto para o Atlântico Norte como para o Sul, porém, estas foram maiores sobre o Atlântico Norte. Na região do Pacífico durante a ocorrência desses 23 eventos, a configuração do El Niño esteve presente em 12 casos.

Dentro do contexto de SNAP 26 casos (21,67%) ocorreram quando havia ATSM positiva no Atlântico Norte e negativa no Atlântico Sul, configurando o dipolo positivo. Quando ocorreu situação inversa (dipolo negativo) foram constatados 16 eventos de VCAN (13,33%). Outros 11 casos (9,17%) ocorreram quando as ATSM apresentaram mesmo sinal (negativo ou positivo), porém os valores maiores ocorreram no Oceano Atlântico Sul.

Quando as águas do Pacífico encontravam-se menos aquecidas, configurando-se o evento La Niña, foram notificadas 27 ocorrências que representaram apenas 22,50% dos casos, e em todos estes, sobre as águas do Oceano Atlântico havia a configuração do dipolo negativo.

**TABELA 04:** Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 1980 a 1989.

ANO	MÊS	Nº CASOS	ATLÂNTICO	PACÍFICO
1980	Jan/Fev/Mar/Set/Out/Nov/Dez	17	Dipolo Positivo	Normal
1981	Jan/ Fev/Mar	6	Dipolo Positivo	Normal
	Out	1	Dipolo Negativo	Normal
1982	Jan/Fev	2	Dipolo Negativo	Normal
	Nov/Dez	3	G>SUL	El Niño
1983	Jan	4	Dipolo Negativo	El Niño
	Fev	3	G>SUL	El Niño
	Mar	2	Dipolo Positivo	El Niño
	Out/Nov/Dez	7	G>SUL	Normal
1984	Jan	3	G>SUL	Normal
	Fev	3	Dipolo Negativo	Normal
	Out/Nov/Dez	5	Dipolo Negativo	La Niña
1985	Jan/Fev/Mar	8	Dipolo Negativo	La Niña
	Nov/Dez	3	Dipolo Negativo	Normal
1986	Jan/ Fev/Marc/Abr	7	Dipolo Negativo	Normal
	Out/Nov/Dez	5	G>SUL	El Niño
1987	Jan	6	G>SUL	El Niño
	Fev	2	Dipolo Negativo	El Niño
	Mar/Out/Dez	4	G>NORTE	El Niño
1988	Jan/Fev/Mar	11	G>SUL	El Niño
	Out/Dez	4	Dipolo Negativo	La Niña
1989	Jan/Fev/Mar	10	Dipolo Negativo	La Niña
	Set	1	G>SUL	Normal
	Nov/Dez	3	Dipolo Positivo	Normal

\*G>SUL: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Sul.

\*G>NORTE: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Norte.

Durante a década de 1980 foram contabilizados 120 casos de VCAN cuja variação anual variou de 5 casos (ano de 1982) a 17 casos (ano de 1980). Dentre estas 120 ocorrências apenas 11 eventos (9,17%) originou-se sobre o continente, enquanto que as outras 109 ocorrências (90,83%) tiveram sua localização inicial sobre o Atlântico Sul, é válido mencionar que nos 11 casos de formação continental foi observada Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP) em 7 casos, e em 4 casos ocorreu o fenômeno La Niña.

Todos os casos da década de 1980 observados durante eventos El Niño tiveram sua localização inicial sobre o Atlântico Sul.

No ano 1980 foram diagnosticados 17 casos, dentre estes apenas 5 ocorrências atingiram o NEB, enquanto que os outros 12 casos se formaram e dissiparam-se sobre o Atlântico adjacente a esta região. Neste ano todos os casos observados ocorreram em SNAP, e sobre as águas do Atlântico estava configurado o padrão do dipolo positivo.

Durante o ano de 1983 foram observados 16 VCAN e 50% destes casos atingiram o NEB. Na ocorrência destes eventos, as ATSM sobre o Pacífico configuraram o El Niño em 9 casos (56,25%) e os outros 7 casos (43,75%) ocorreram em SNAP. É válido mencionar que, durante os casos ocorridos com o El Niño configurado, sobre Atlântico observou-se o dipolo negativo ou as ATSM apresentavam-se positivas nas duas bacias, porém as ATSM do Atlântico Sul foram maiores que a ATSM do Atlântico Norte.

Nos anos de 1984 e 1987 ocorreram 11 e 12 casos de VCAN, respectivamente, nestes anos a totalidade dos casos atingiu o NEB. As ATSM observadas nestes eventos no Atlântico Sul foram negativas, ou seja, dipolo negativo, exceto em 4 casos ocorridos no ano de 1987 durante os meses de março (2 casos), outubro (1 caso) e dezembro (1 caso), em que foram observados mesmo sinal para as ATSM tanto para o Atlântico Norte como para o Sul, porém, estas foram maiores sobre o Atlântico Norte. Na região do Pacífico durante a ocorrência desses 23 eventos, a configuração do El Niño esteve presente em 12 casos.

Dentro do contexto de SNAP 26 casos (21,67%) ocorreram quando havia ATSM positiva no Atlântico Norte e negativa no Atlântico Sul, configurando o dipolo positivo. Quando ocorreu situação inversa (dipolo negativo) foram constatados 16 eventos de VCAN (13,33%). Outros 11 casos (9,17%) ocorreram quando as ATSM apresentaram mesmo sinal (negativo ou positivo), porém os valores maiores ocorreram no Oceano Atlântico Sul.

Quando as águas do Pacífico encontravam-se menos aquecidas, configurando-se o evento La Niña, foram notificadas 27 ocorrências que representaram apenas 22,50% dos casos, e em todos estes, sobre as águas do Oceano Atlântico havia a configuração do dipolo negativo.

Nos eventos El Niño, da década de 1980 foram contabilizados 40 casos de VCAN sobre o NEB, totalizando 33,33% das ocorrências observadas. Nestes eventos em apenas 2 casos (1,67%) observou-se o padrão de dipolo positivo, e em 4 casos

(3,33%) a ATSM na região do Atlântico Norte e Sul apresentaram o mesmo sinal (positivo ou negativo), entretanto, estas foram maiores sobre o Atlântico Norte. Em situação inversa, ATSM maiores no Atlântico Sul, foram contabilizados 28 casos (23,33%).

Na configuração de dipolo negativo e durante eventos El Niño foram diagnosticados 6 ocorrências dos Vórtices (5%).

É válido mencionar que estas percentagens foram calculadas tendo como base os 120 casos diagnosticados durante toda a década de 1980.

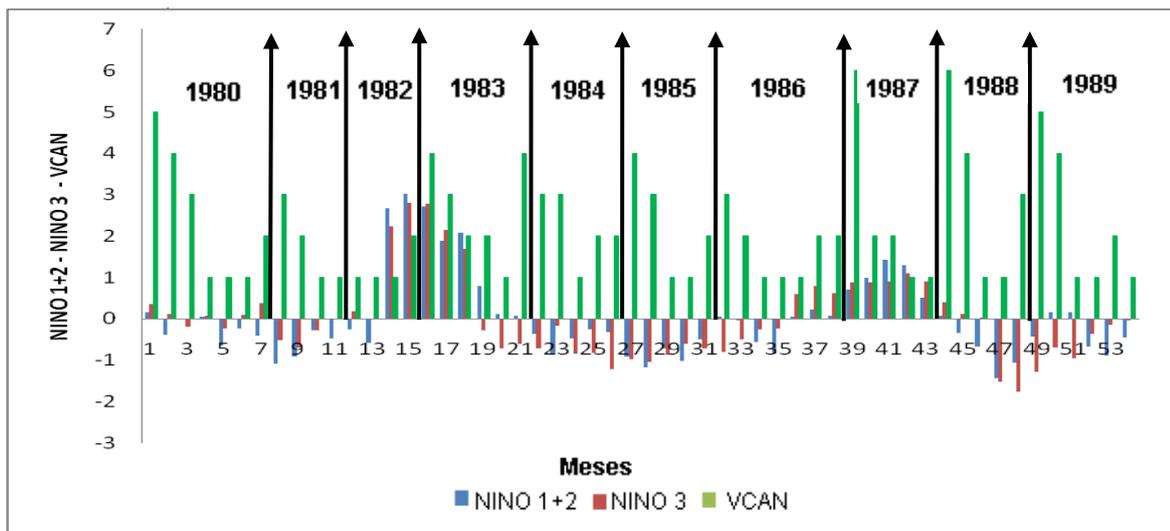
Nos gráficos 01 e 02 são apresentadas a distribuição temporal das ATSM nas regiões do Niño 1+2 e Niño 3; Niño 3.4 e Niño 4, respectivamente, durante a década de 1980. Nestes gráficos só foram utilizados os meses em que ocorreram notificações de VCAN, sendo descartados os meses que não registrou-se os eventos.

No gráfico 01 foram realizadas as seguintes observações:

- Nas regiões do Niño 1+2 e Niño 3, durante os anos de 1982 e 1983 as ATSM atingiram o máximo valor positivo, sendo a região do Niño 1+2 a que apresentou maior aquecimento, porém, as ocorrências de VCAN observadas não atingiram o máximo. Estas apresentaram um movimento crescente atingindo 4 casos no mês de janeiro de 1983 e decresceram logo em seguida;

- Entre os meses de outubro de 1984 a março de 1985 as ATSM nas regiões Niño 1+2 e Niño 3 estavam menos aquecidas, ou seja, La Niña, e os Vórtices diagnosticados apresentaram comportamento similar ao observado quando as ATSM apresentaram-se mais aquecidas sobre o Pacífico;

- Os picos com as máximas ocorrências de VCAN (6 casos) foram observados durante os meses de janeiro dos anos de 1987 e 1988, nestes eventos as ATSM nas regiões do Niño 1+2 e Niño 3 foram positivas e a região mais aquecida foi a do Niño 1+2.



**Gráfico 01:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.

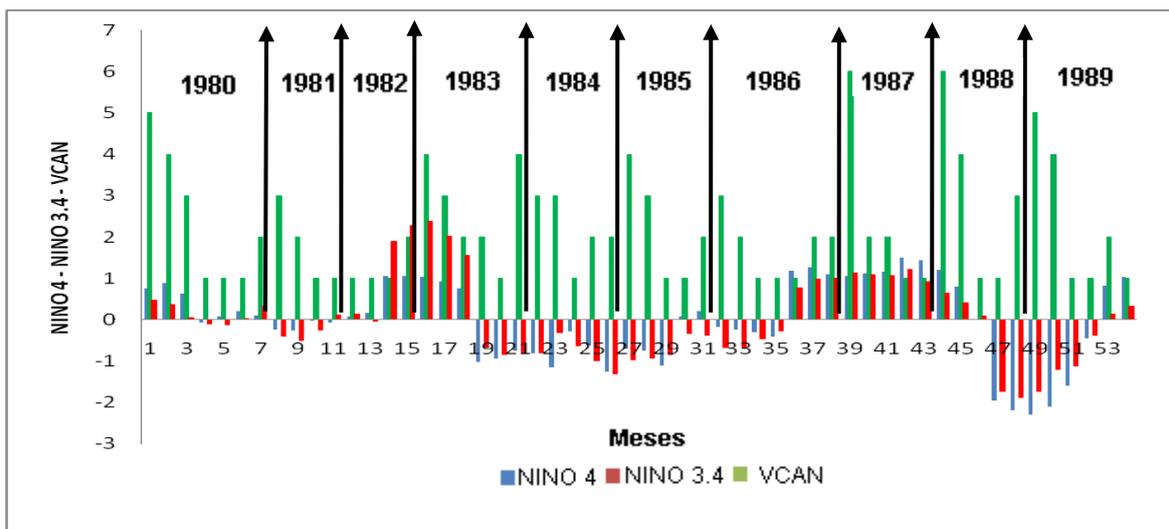
Com relação ao comportamento das ATSM nas regiões Niño 4 e Niño 3.4 (Gráfico 02), observou-se o seguinte:

- durante o ano de 1980 as ATSM nas regiões Niño 4 e Niño 3.4 apresentaram-se mais aquecidas que as ATSM observadas nas regiões Niño 1+2 e Niño 3. Em meados de 1982 e 1983, a região do Niño 3.4 atingiu a maior ATSM positiva observada durante toda a década de 1980;

- Anteriormente foi mencionado o resfriamento das ATSM durante os anos de 1984 e 1985 nas regiões do Niño 1+2 e Niño 3, este mesmo resfriamento foi observado nas regiões Niño 4 e Niño 3.4, entretanto o resfriamento observado nestas duas últimas regiões foi superior ao observado nas regiões do Niño 1+2 e Niño 3;

- Durante a ocorrência dos máximos de VCAN, com relação às regiões Niño 4 e Niño 3.4 a que apresentou a maior ATSM positiva, foi a região do Niño 3.4;

Realizando uma comparação entre as quatro regiões do Pacífico, observou-se que nos resfriamentos ocorridos durante os anos de 1988 e 1989, as regiões do Niño 4 e Niño 3.4 foram as que obtiveram um maior decréscimo em suas ATSM.



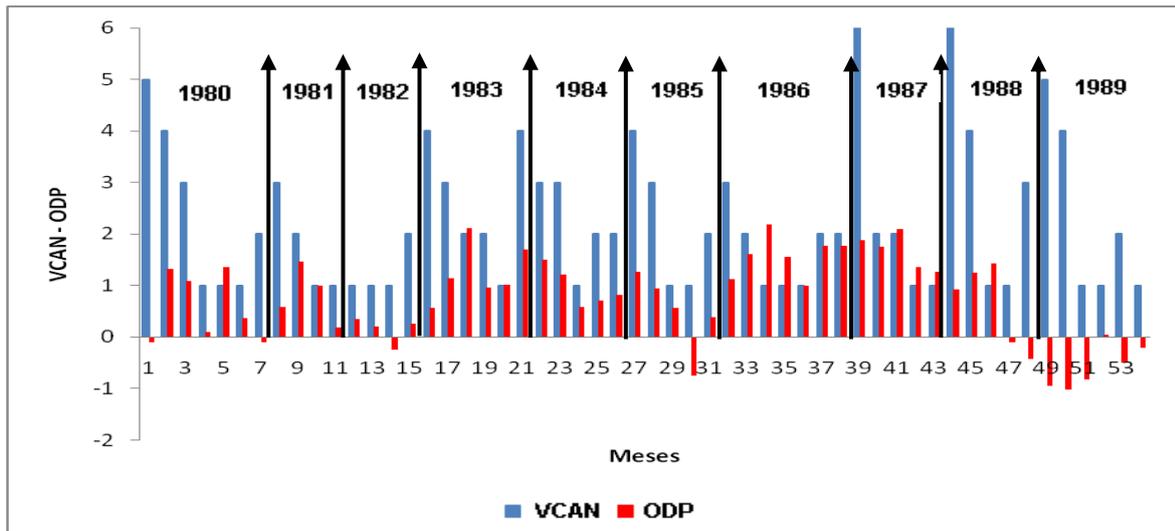
**Gráfico 02:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.

Durante a década de 1980 a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) encontrava-se em sua fase quente (positiva) iniciada desde 1977 e que se estendeu até aproximadamente o ano de 1998 (JISAO, 2009).

Nesta fase a tendência é que ocorra um maior número de eventos El Niño (fortes) como foi o caso do evento intenso ocorrido na década de 1980 durante os anos de 1982/1983.

Como visto anteriormente durante os eventos El Niño da década de 1980 foram contabilizadas 40 ocorrências de VCAN sobre o NEB, e nos eventos La Niña foram diagnosticados 27 eventos, o que nos leva a concluir que os eventos da ODP positiva associadas ao evento El Niño favoreceram a formação de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil.

Durante a maior parte dos anos da década de 1980 o índice da ODP apresentou-se positivo, entretanto, alguns meses apresentaram-se negativos (janeiro e dezembro de 1980, novembro de 1982, novembro de 1985, outubro e dezembro de 1988, janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro de 1989), como pode ser observado no Gráfico 03.

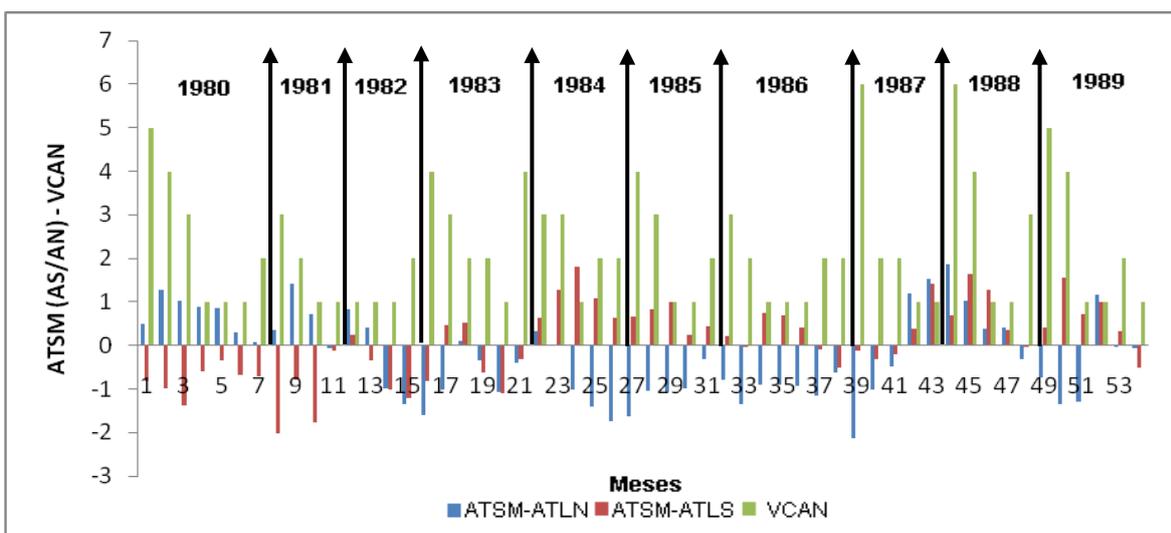


**Gráfico 03:** Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.

A variabilidade temporal da ATSM sobre o Oceano Atlântico Norte e Sul durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989 é apresentada no Gráfico 04.

Durante os anos de 1980 e 1981 houve o predomínio de dipolo positivo, ou seja, águas do Atlântico Norte apresentaram-se mais aquecidas que as águas do Atlântico Sul, exceto durante o mês de outubro de 1981 que se verificou situação inversa (dipolo negativo).

Nos anos de 1984, 1985 e 1986 foi observado o dipolo negativo nas águas do Oceano Atlântico, e nos meses de janeiro 1981 e 1987, ocorreu o maior resfriamento das ATSM sobre as águas do Atlântico Sul e Atlântico Norte, respectivamente.



**Gráfico 04:** Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1980 a dezembro de 1989.

#### 4.1.2. Caso 1

O início das observações do Caso 1 da década de 1980 ocorreu a partir do dia 13 de janeiro de 1980 terminando no dia 20 do mesmo mês, entretanto, o início da circulação ciclônica do VCAN só ocorreu a partir do dia 15 de janeiro permanecendo até o dia 18 de janeiro.

O Caso 1 da década de 1980 configurou-se quando as águas do Pacífico não apresentavam ATSM significativas em nenhuma de suas bacias, configurando-se situação de normalidade sobre este Oceano (SNAP).

Inicialmente o VCAN localizou-se no espaço compreendido entre as latitudes de  $10^{\circ}\text{S}$  -  $20^{\circ}\text{S}$  e longitudes de  $10^{\circ}\text{W}$  -  $30^{\circ}\text{W}$ .

No dia 13 de janeiro (Figura 15a) foi observado sobre o Atlântico Sul o término de uma circulação ciclônica ( $20^{\circ}\text{W}$  –  $40^{\circ}\text{W}$ ) no cavado do NEB. Sobre o continente a Alta da Bolívia (AB) apresentou-se pouco configurada, no dia posterior (Figura 15b) o Cavado do NEB não mais apresentou a circulação ciclônica e AB iniciou sua forma circular.

Na Figura 15c, representativa do dia 15 de janeiro, notou-se a presença de um centro ciclônico localizado sobre a região do Pacífico ( $15^{\circ}\text{S}$  –  $25^{\circ}\text{S}$  e  $100^{\circ}\text{W}$  –  $120^{\circ}\text{W}$ ), apresentando uma inclinação na direção sudeste – noroeste, este centro de baixa pressão foi se intensificando à medida em que a AB se intensificava.

Durante o primeiro dia de atuação do VCAN (Figura 15d), o centro ciclônico encontrava-se totalmente configurado e desprendido do Cavado (200 hPa), ao mesmo tempo a AB bem configurada, posicionou a leste da Cordilheira dos Andes e a oeste do continente Sul-Americano. De acordo com Gan e Kousky (1986) e Rao e Bonatti (1987), é a intensidade deste anticiclone sobre o continente em 200 hPa, que determina a formação dos VCAN sobre o Oceano.

O VCAN formado sobre o Oceano Atlântico apresentou movimento no sentido de leste para oeste, aproximando-se da faixa litorânea do NEB. Este movimento é definido por Ramírez (1997) como sendo deslocamento regular do VCAN. Sobre o continente, a AB posicionou-se entre o Estado de Rondônia e a Bolívia. O centro ciclônico posicionado no Pacífico Sul apresentou um discreto deslocamento para leste (Figura 15e).

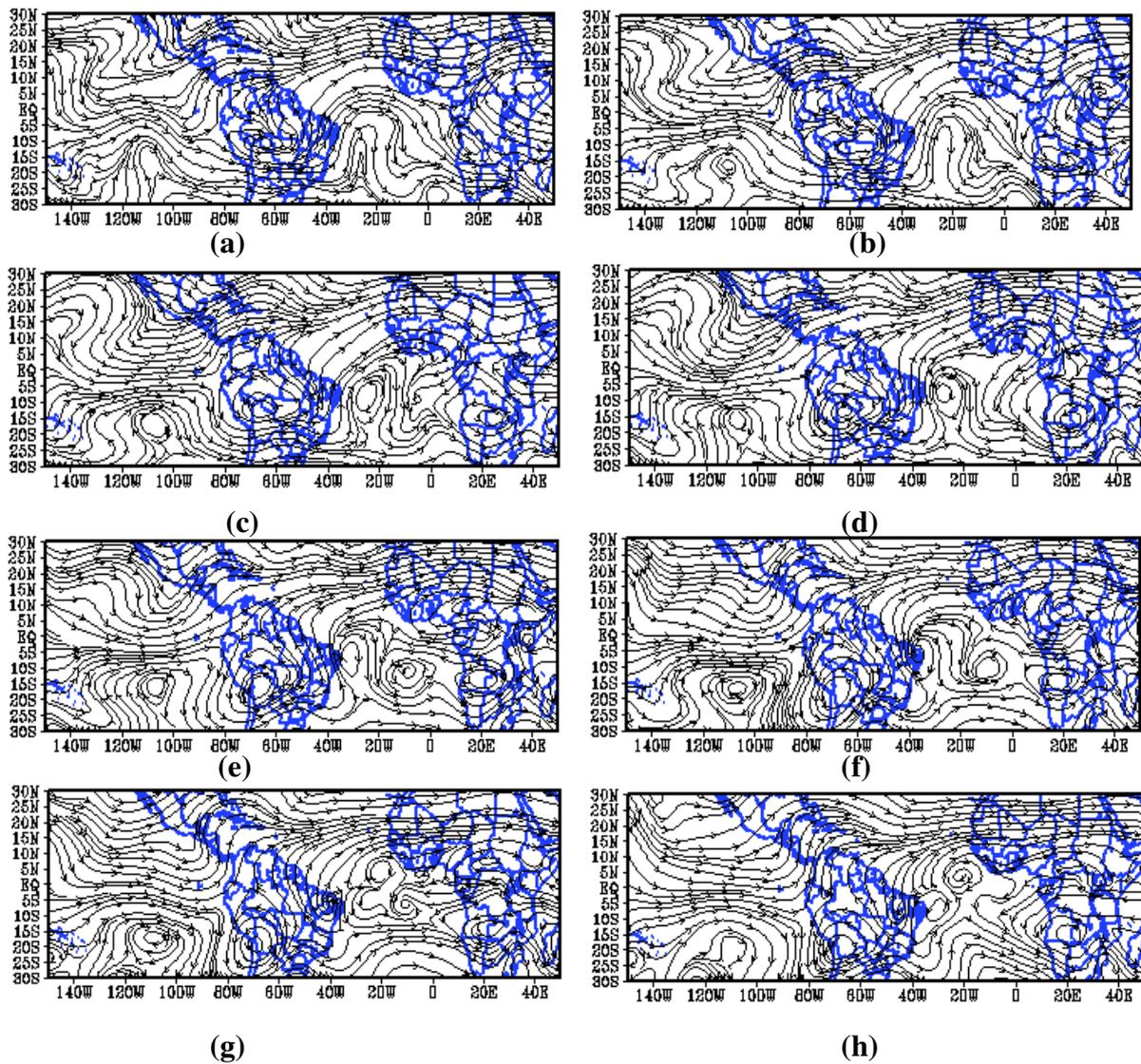
Desde o dia de pré-formação do vórtice até a desconfiguração do mesmo, observou-se a presença de um centro anticiclônico, a Alta da Angola (AA), localizado ao sul da África o que de acordo com Paixão e Gandu (2000) a intensificação da

convecção sobre este continente é responsável pelo surgimento de um par de anticiclones em altos níveis ao norte e ao sul deste continente. Ainda segundo estes autores, esses anticiclones aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos.

Na Figura 15f notou-se o deslocamento da AB na direção nordeste - sudoeste e o centro ciclônico do Pacífico inclinou-se para leste. Ao mesmo tempo ocorreu a desintensificação do VCAN e seu deslocamento para oeste atingindo a faixa litorânea do NEB. A leste do vórtice ( $5^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$ ;  $0^{\circ} - 20^{\circ}\text{E}$ ) observou-se a presença de um segundo centro anticiclônico adjacente ao continente Africano. Este permaneceu bem configurado por apenas um dia, vindo a se desconfigurar e agregar-se ao centro de alta pressão sobre o continente africano no dia seguinte (Figura 15h).

O VCAN continuou a deslocar-se para oeste atingindo o interior do NEB, aonde veio a perder sua forma circular. A Alta da Bolívia também continuou seu deslocamento na direção sudoeste, posicionando seu centro sobre a Cordilheira dos Andes, permanecendo estacionária até o dia seguinte. O centro ciclônico do Pacífico com sua forma circular bem configurada apresentou inclinação na direção sudoeste-nordeste (Figura 15g).

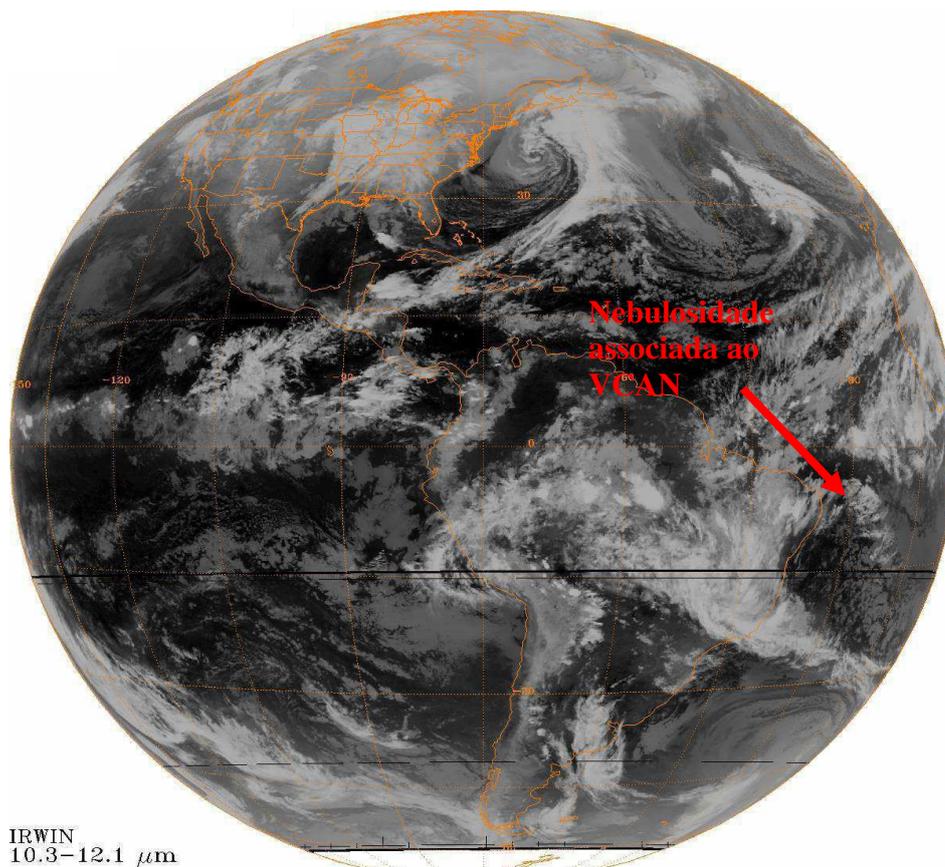
Na Figura 15h observou-se o total desaparecimento do VCAN sobre o NEB, e a AB manteve-se configurada. No Pacífico Sul o centro ciclônico desconfigurou-se.



**Figura 15:** Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980.

A seguir é apresentada a imagem do Satélite GOES-2 (Figura 16) para o dia 16 de janeiro de 1980 às 06:00 UTC, segundo dia de atuação do VCAN. A faixa de nebulosidade associada ao vórtice é observada posicionada sobre o interior do Nordeste do Brasil e a leste desta região (sobre o Oceano Atlântico Sul).

Por sua vez o centro de subsidência deste sistema, sem nebulosidade, por ser uma região onde há ocorrência de movimentos descendentes para os níveis inferiores, permaneceu posicionado sobre o Atlântico Sul, neste dia.



**Figura 16:** Imagem de Satélite GOES-2 (IR) para o dia 16/01/1980, as 06:00 UTC.

#### 4.1.2.1. Campo da Divergência Horizontal

O campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980 é apresentado na Figura 17.

Durante o dia 13 de janeiro (Figura 17a) a divergência máxima foi observada sobre os Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Minas Gerais, bem como sobre o Atlântico Sul adjacente ao sudeste do Brasil. Também foram observados movimentos divergentes intensos na região do Atlântico Norte entre as longitudes de  $40^{\circ}\text{W}$  e  $60^{\circ}\text{W}$  e latitudes de  $20^{\circ}\text{N}$  e  $25^{\circ}\text{S}$ , ao norte da África e sobre a região norte do Brasil.

No dia seguinte (Figura 17b) notou-se uma diminuição dos movimentos divergentes sobre o Atlântico Norte, norte da África, região norte do Brasil e sobre o cavado do NEB, porém os movimentos convergentes intensificaram-se sobre o Pacífico e Atlântico Norte e sobre o Continente Africano.

Na Figura 17c notou-se o aumento da divergência horizontal por uma faixa que se estendeu por aproximadamente  $60^{\circ}$  de longitude sobre o Atlântico Equatorial. No Pacífico Norte os movimentos convergentes expandiram-se para oeste. Sobre a região

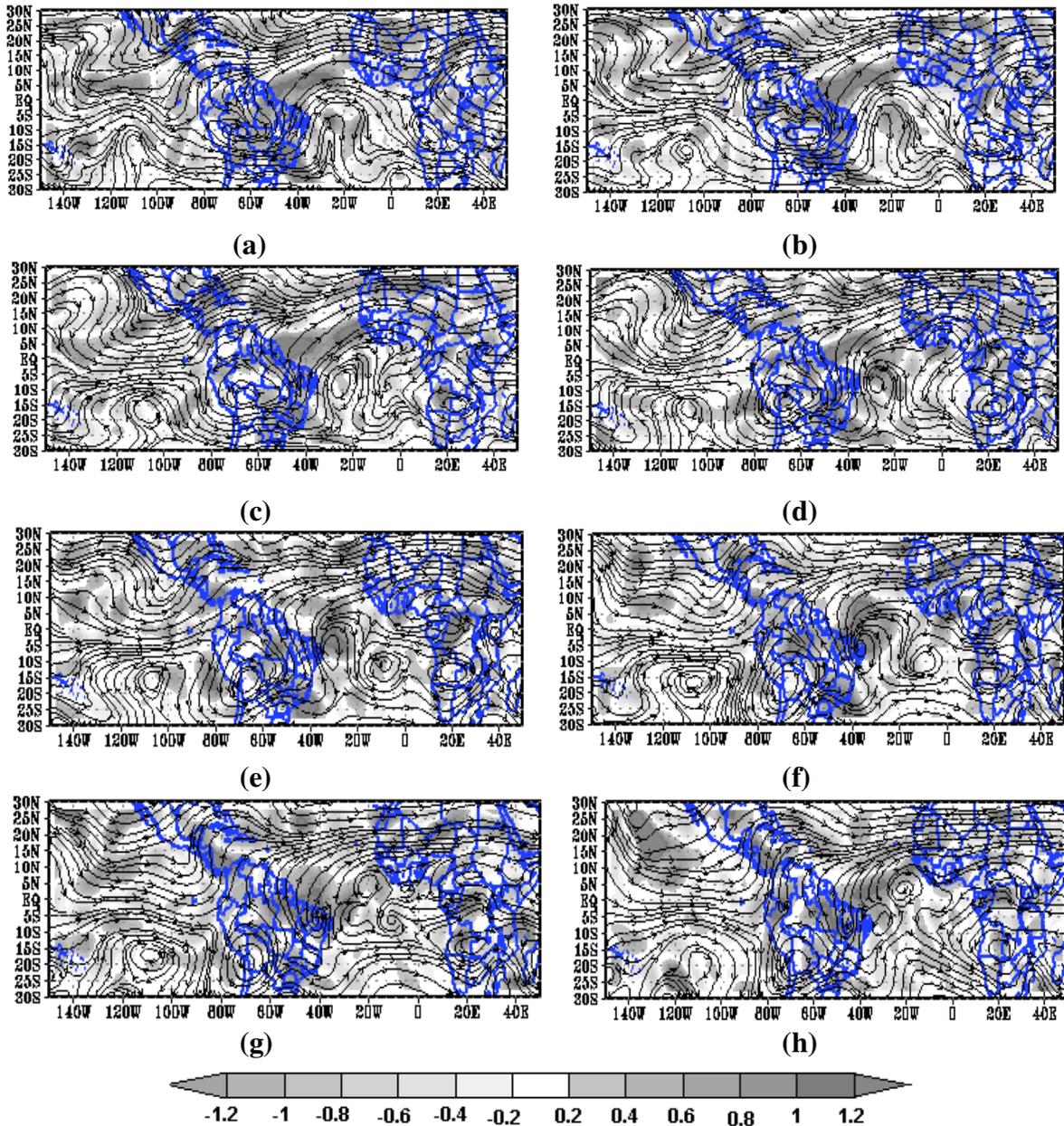
do Cavado no Oceano Atlântico, a área mais a nordeste do mesmo apresentou valores de divergência positiva.

Quando o VCAN ( $10^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$ ;  $10^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ ), (Figura 17d), já possuía sua circulação ciclônica bem configurada, este apresentou divergência positiva em seu lado leste. A faixa de movimentos divergentes máximos, mencionada anteriormente, apresentou uma diminuição, concentrado os máximos valores próximos a América do Sul.

O VCAN ao aproximar-se do NEB, adquiriu uma maior divergência, bem como a área de atuação da AB. Sobre a região sudeste do Brasil e Atlântico adjacente este aumento também foi perceptível. No Pacífico observou-se a diminuição da convergência (Figura 17e).

O Vórtice deslocou-se para o interior do NEB e apresentou o mesmo padrão de divergência observado no dia anterior, entretanto a área de atuação da AB mostrou um leve decréscimo dos movimentos divergentes (Figura 17e).

Durante o processo de desintensificação e desconfiguração do VCAN, os movimentos divergentes na área de atuação deste sistema foram diminuindo gradativamente, inclusive na AB. Já sobre o Pacífico Norte observou-se um aumento da divergência horizontal (Figuras 17g e 17h).



**Figura 17:** Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo de divergência horizontal ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980.

#### 4.1.2.2. Campo da Vorticidade

Na Figura 18, observa-se o campo de linha de corrente sobreposto aos campos da vorticidade em 200 hPa para o Caso 1 da década de 1980 (14 a 20 de janeiro de 1980). Durante o início das observações deste Caso, notou-se a presença da vorticidade anticiclônica sobre o Pacífico com núcleo de máxima localizado a  $120^\circ\text{W}$ , também foi perceptível a presença de uma faixa quase zonal localizada entre  $40^\circ\text{W}$  e  $100^\circ\text{W}$  de

vorticidade anticiclônica. Sobre o Atlântico Norte o máximo da vorticidade anticiclônica foi observado entre 40°W e 60°W (Figura 18a).

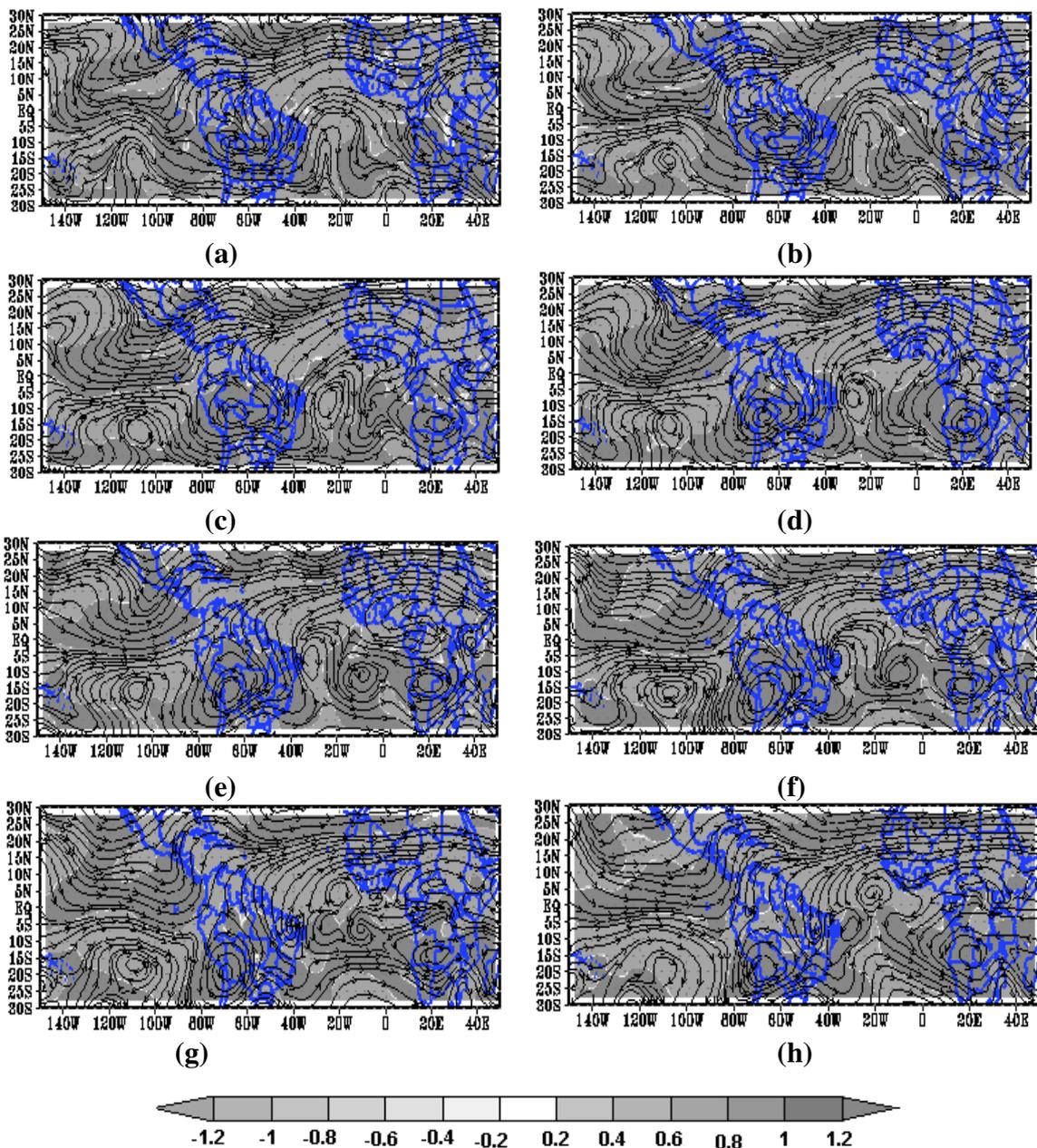
Na Figura 18b a vorticidade positiva sobre o Pacífico e Atlântico intensificou-se sobre o eixo do Cavado, porém diminuiu no núcleo mencionado anteriormente sobre o Pacífico Sul. A vorticidade ciclônica, em relação ao dia anterior, aumentou sobre o Pacífico Norte e sobre os Cavados do Pacífico Sul e Atlântico Sul.

À medida que a vorticidade anticiclônica da área de atuação da AB atingiu o máximo valor (Figura 18d), a vorticidade ciclônica na região do VCAN e do centro ciclônico do Pacífico manteve o mesmo padrão observado no dia anterior. Sobre o Pacífico Norte ocorreu a diminuição da vorticidade anticiclônica.

Na Figura 18e notou-se a diminuição da vorticidade anticiclônica a sudoeste do VCAN, sobre o Pacífico e Atlântico Norte.

Percebeu-se que as áreas de circulação ciclônica e anticiclônica continuam a apresentar a mesma configuração observada no dia anterior (Figura 18f). Já na Figura 18g e 18h ocorreu uma discreta desintensificação da vorticidade anticiclônica na região da AB e do Anticiclone da África, e um aumento na vorticidade ciclônica na região do VCAN, ocasionando a desconfiguração do sistema, padrão também observado por Paixão e Gandu (2000).

Outro fato a ser mencionado é que o centro ciclônico sobre o Pacífico apresentou um decaimento em sua vorticidade ciclônica e desconfigurou-se.



**Figura 18:** Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980.

#### 4.1.2.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do vento

Nas Figuras 19 e 20 são apresentados os campos das componentes rotacional (não divergente) ( $\vec{V}_\psi$ ), e divergente ( $\vec{V}_\chi$ ) do vento, respectivamente, em 200 hPa durante o período de 13/01/1980 a 20/01/1980.

O Campo da componente rotacional do vento é apresentado na Figura 19, onde a direção da componente rotacional é representada pelas setas em azul, é válido

mencionar que esta componente foi obtida através da relaxação dos campos de vorticidade.

Durante os dois dias que antecederam a formação do VCAN, notou-se que na região do Cavado do NEB a componente rotacional do vento apresentou-se direcionado para fora desta região (sinal negativo), a leste e oeste deste cavado ocorreram áreas positivas da componente rotacional onde o direcionamento seguia para o interior das mesmas. Comportamento similar foi observado sobre o cavado no Pacífico Sul, sendo que as áreas positivas também foram observadas na faixa equatorial deste Oceano. Na região do Pacífico e Atlântico Norte percebeu-se o predomínio dos valores positivos para esta componente (Figuras 19a e 19b).

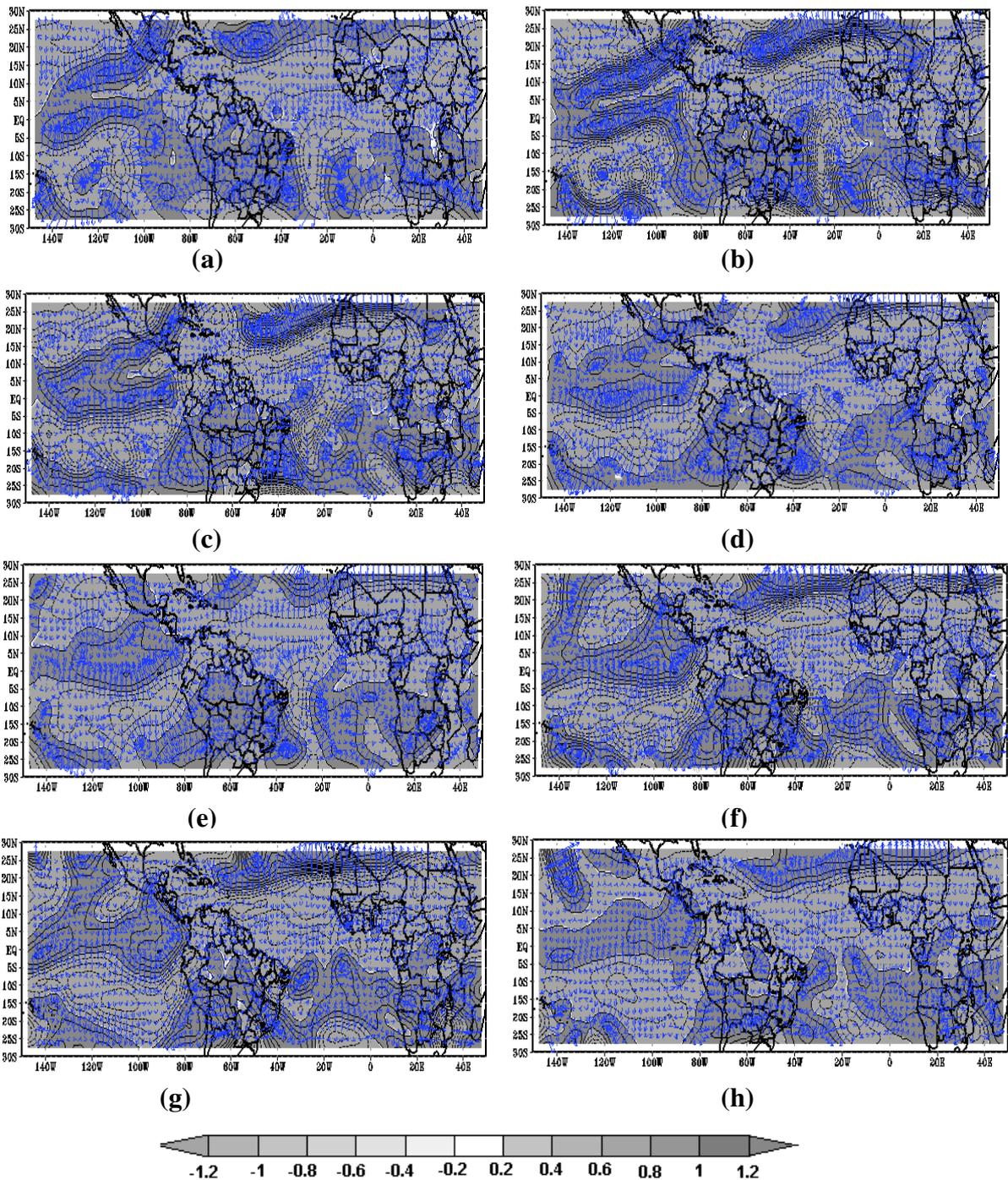
O padrão de distribuição espacial da componente rotacional do vento permaneceu inalterado mesmo com a configuração ciclônica do Vórtice. Sobre o continente a AB apresentou sinal positivo para a componente rotacional do vento, logo o direcionamento desta componente apresentou-se direcionado para o interior da região anticiclônica (Figura 19d).

Notou-se que a componente não-divergente ou rotacional seguiu das regiões de baixa pressão para as altas pressões, ou seja, a componente rotacional do vento tem seu direcionamento do interior das circulações ciclônicas para as anticiclônicas. Este padrão de configuração foi observado durante todo o período de atuação do VCAN.

Sobre o NEB observou-se na maior parte do tempo que a componente rotacional do vento estavam direcionados para esta região (positiva), apenas quando o VCAN aproximou-se e posicionou-se sobre o NEB, é que esta região inverteu o sinal e o direcionamento desta componente.

Na Figura 19g, quando o VCAN quase desconfigurando encontrava-se sobre o NEB, notou-se no Oceano Atlântico Sul adjacente a região, a presença de uma região anticiclônica apresentando valores máximos para a componente rotacional do vento e o sentido de escoamento desta componente apresentou-se direcionado para dentro desta região.

Com a desconfiguração do VCAN (Figura 19h) observou-se que a região da costa leste do Brasil apresentou valores máximos positivos para o rotacional do vento, comportamento similar também foi observado na área de atuação da AB.



**Figura 19:** Caso 1 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980 (setas em azul representam a direção da componente)

Na Figura 20 observa-se o comportamento da componente divergente do vento durante o período de atuação do Vórtice do Caso 1 da década de 1980 (13/01/80 a 20/01/80). Diferentemente da componente rotacional do vento, no campo da componente divergente não foi possível obter com precisão a localização dos centros de

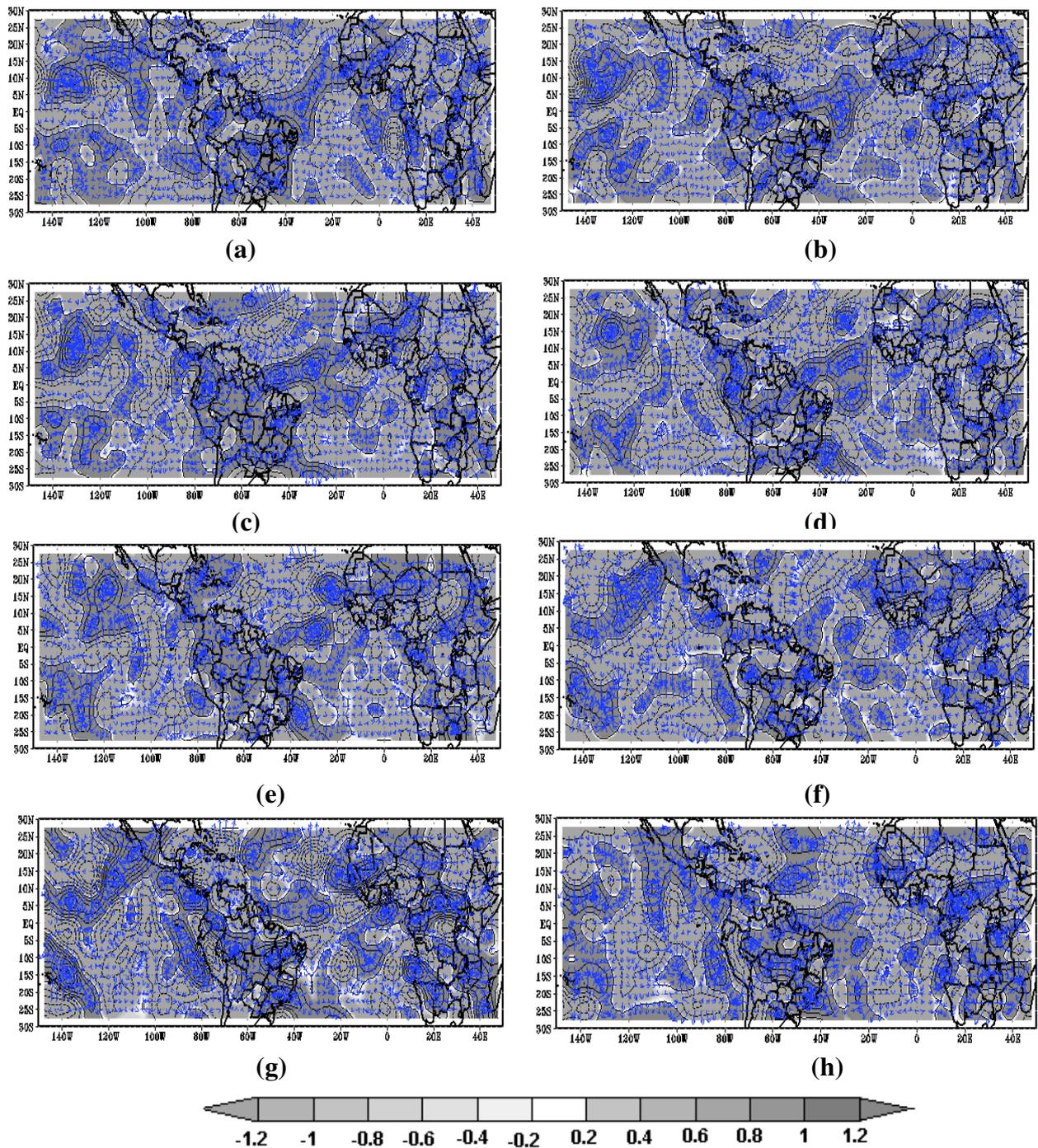
alta e baixa pressão, apenas conseguiu-se observar o direcionamento desta componente (setas em azul).

Durante o período de pré-formação do VCAN sobre o NEB observou-se o predomínio de valores positivos para esta componente, exceto o norte dos Estados do Rio Grande do Norte e Ceará, como pode ser observado na Figura 20b. Entre 10°S e 15°N, aproximadamente, notou-se uma área com os máximos valores positivos da componente divergente do vento.

O VCAN com sua forma circular definida (Figura 20e) apresentou o direcionamento da componente divergente do vento seguindo para fora da localidade de seu posicionamento inicial. Nesta ocasião a faixa litorânea apresentava valores negativos para a componente irrotacional.

Na região do Pacífico observou-se que desde a pré-formação do VCAN até a configuração do vórtice os valores positivos da componente divergente do vento diminuíram gradativamente, entretanto ao norte deste Oceano não foi observada uma variação considerável. Sobre o Atlântico os valores positivos desta componente apresentaram-se mais ao norte deste oceano.

Durante os dias de pré-formação e a desconfiguração do vórtice sobre a região litorânea do NEB e na faixa oceânica adjacente ao NEB houve predomínio de valores positivos para a componente divergente do vento, apenas durante a permanência do VCAN nesta região é que se observou uma inversão de sinais para esta componente.



**Figura 20:** Caso 1 (década de 1980). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 13 a 20 de janeiro de 1980 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.1.2.4. Precipitação

A seguir é apresentada a distribuição espacial dos totais pluviométricos diários observados durante o período de 16 a 19 de janeiro de 1980 para o NEB. Este intervalo de tempo foi escolhido em virtude da definição total da forma circular do VCAN, os períodos de pré-formação e desconfiguração do VCAN foram descartados nesta análise.

Como mencionado anteriormente, durante a ocorrência do Caso 1 da década de 1980 sobre as águas do Pacífico havia configuração de normalidade das TSM neste Oceano (SNAP).

O Vórtice no dia 16/01 estava localizado sobre o Atlântico e nesta ocasião a maior parte dos Estados que compõe o NEB apresentaram totais diários de chuva na ordem de 5mm/dia, exceto o extremo oeste de Pernambuco e Bahia que apresentaram um máximo de chuvas de 35mm/dia. Alguns núcleos de 25 mm/dia de precipitação também foram observados nos Estados do Ceará, Piauí, leste do Maranhão e na Bahia (Figura 21a).

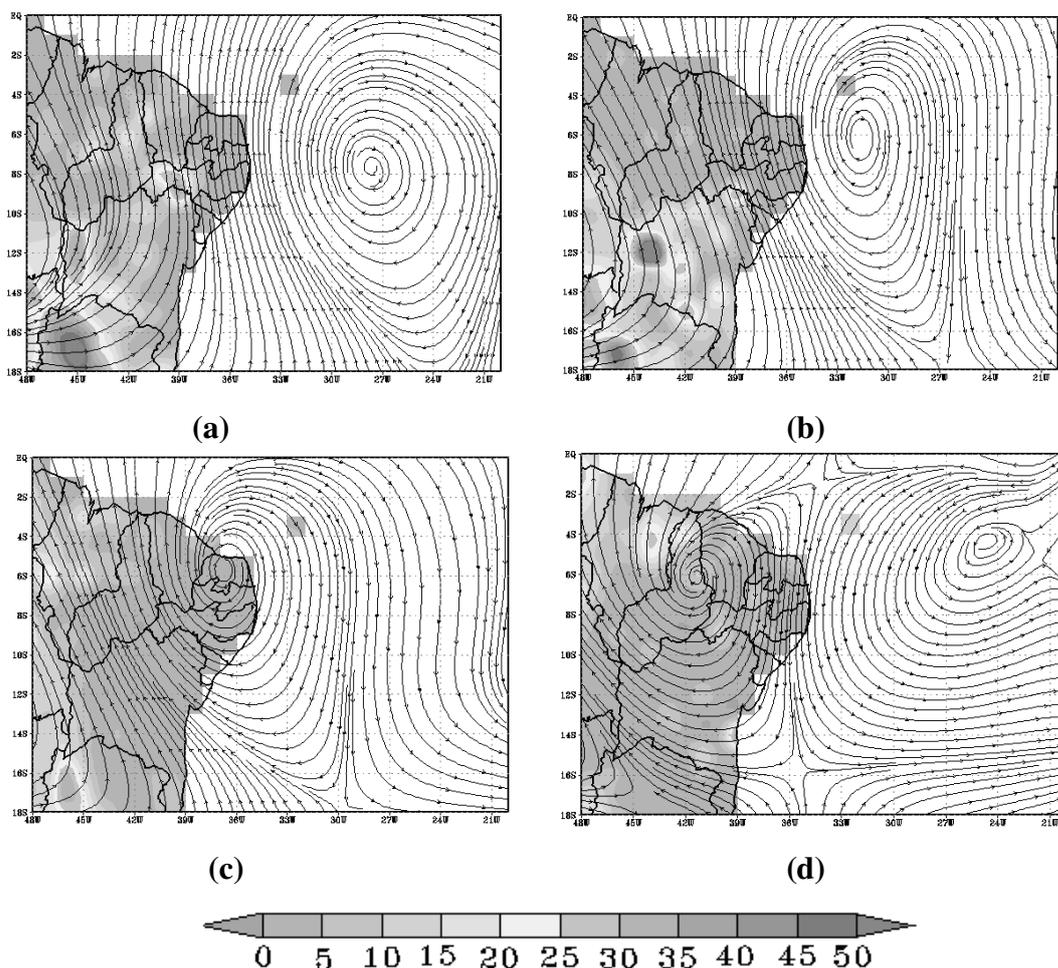
Deslocando-se para noroeste o VCAN posicionou seu centro próximo ao NEB e sua banda de nebulosidade sobre a região. Em virtude deste posicionamento era esperado um alto total pluviométrico sobre estas localidades, entretanto o que se observa na Figura 21b é que os totais observados não ultrapassaram 10 mm/dia. Os máximos totais de chuva ocorreram sobre o Estado da Bahia onde foi observada uma variação de 5 a 60 mm/dia, sendo que este máximo foi observado em um núcleo isolado sobre a parte oeste do Estado.

O que está de acordo com os estudos realizados por Gan (1982), Ramírez (1997) e Paixão (1999), onde mostraram que as chuvas durante os meses de dezembro a março, ocorridas na região noroeste do NEB, interior da BA e o semi-árido do Nordeste, são moduladas pelos VCAN.

Continuando sua trajetória para o interior do NEB, o VCAN posicionou seu centro de subsidência sobre o Estado do Rio Grande do Norte e parte da Paraíba, inibindo a formação de chuvas nestas localidades (valores inferiores a 5 mm/dia). A área oeste do NEB apresentou os maiores totais pluviométricos observados neste dia com uma variação de 5 a 50 mm/dia (Figura 21c).

Já em estágio de dissipação do VCAN (19/01/1980), os totais pluviométricos observados sobre o NEB não apresentaram uma diminuição significativa em relação ao dia anterior, onde observou-se que sobre a maior parte do NEB os totais ficaram em torno de 5 mm/dia, apenas em alguns núcleos espalhados pelos Estados da Bahia,

Pernambuco, Paraíba, Ceará, Piauí foram observados 10 mm/dia de chuvas. O norte do Estado do Maranhão apresentou um total pluviométrico em torno de 25 mm/dia.



**Figura 21:** Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB para o período de 16 a 19 de janeiro de 1980.

#### 4.1.3. Caso 2

Similar ao Caso anterior o VCAN classificado como Caso 2 da década de 1980 foi observado em SNAP. As observações iniciaram-se a partir do dia 30 de dezembro de 1981 (dois dias de antecedência ao início da formação circular do VCAN).

O VCAN posicionou-se inicialmente entre as latitudes de  $5^{\circ}\text{S}$  e  $15^{\circ}\text{S}$  e  $20^{\circ}\text{W}$  e  $30^{\circ}\text{W}$ , a partir do dia 1 de janeiro de 1982 mantendo-se configurado até o dia 4 do mesmo mês, quando veio a dissipar-se.

O Vórtice apresentou deslocamento no sentido de leste para oeste, de acordo com RAMÍREZ (1997) deslocamento classificado como regular. Entretanto este VCAN

não se posicionou sobre o NEB, permanecendo sobre o Atlântico Sul adjacente a esta região.

As Figuras 22a e 22b são representativas da fase de pré-formação do Vórtice (30 e 31 de dezembro de 1981). Nestes dias os padrões nos campos de linhas de corrente foram semelhantes. A AB posicionou seu centro sobre o Altiplano Boliviano, e a leste deste sistema observou-se o Cavado do NEB com uma discreta inclinação para leste, e no Pacífico Sul foi observado um centro ciclônico ( $120^{\circ}\text{W} - 140^{\circ}\text{W}$ ).

No dia seguinte (01/01/82) a oeste da Cordilheira dos Andes, a AB deslocou-se mais para o sul de sua posição inicial, e a leste deste sistema observou-se a presença do VCAN sobre o Atlântico Sul e a oeste dois centros ciclônicos, posicionados sobre o Pacífico Sul, o primeiro entre  $100^{\circ}\text{W}$  e  $110^{\circ}\text{W}$  (ainda em fase inicial) e o segundo entre  $120^{\circ}\text{W}$  e  $140^{\circ}\text{W}$  já visualizado desde as figuras anteriores (Figura 22c).

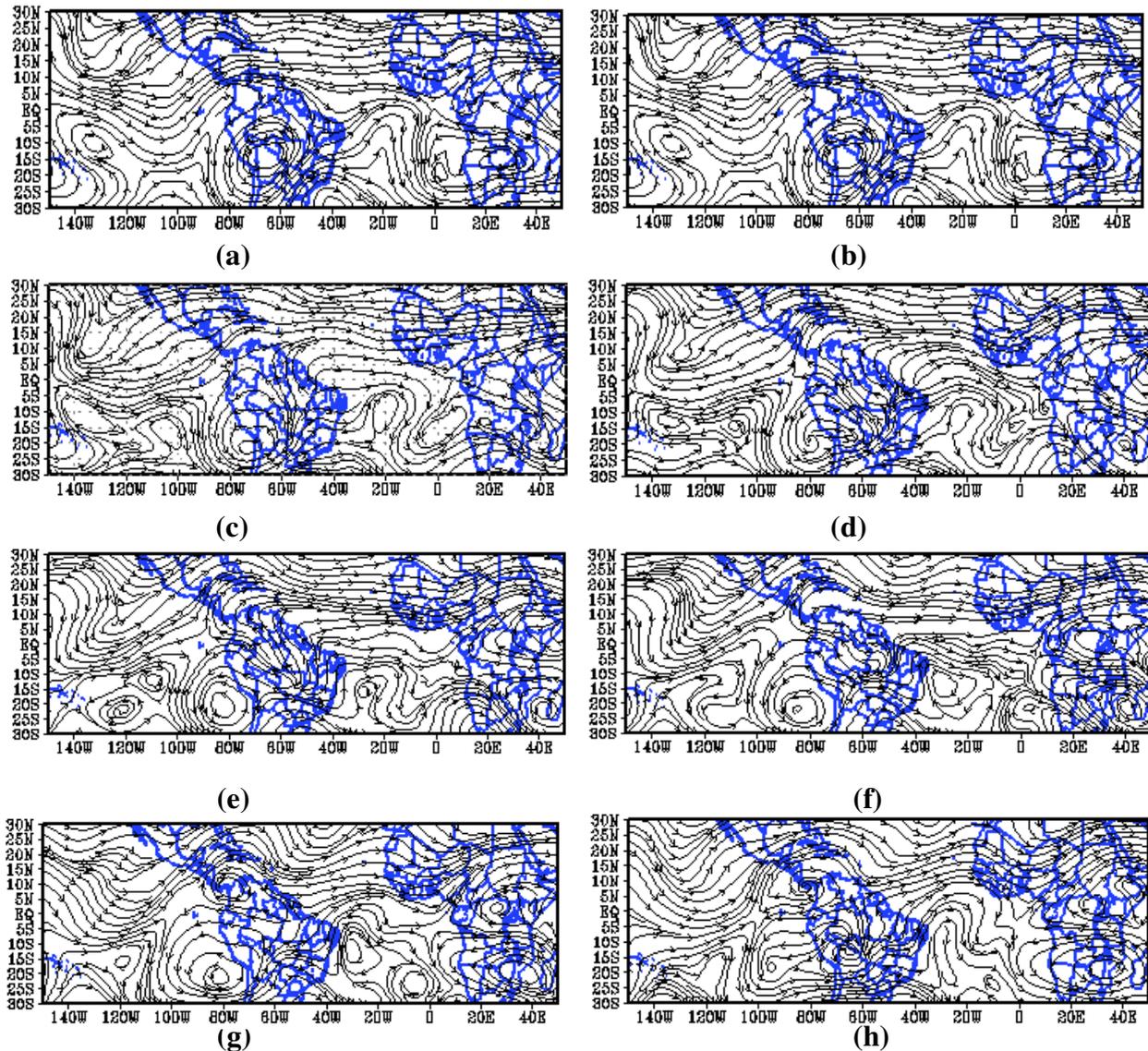
Contrariando as expectativas, o VCAN não se intensificou, e a AB deslocou-se para oeste, posicionando-se sobre o Pacífico Sul. Na região do Pacífico o primeiro centro ciclônico deslocou-se para o norte e o segundo não foi mais visível em nossa região de estudo, surgindo em seu lugar um centro de alta (Figura 22d).

Na Figura 22e o VCAN voltou a readquirir sua forma circular e apresentou deslocamento para oeste em direção ao NEB, porém, como mencionado anteriormente este sistema não atingiu a região. A leste do Vórtice percebeu-se a presença de outro centro ciclônico ( $20^{\circ}\text{W} - 0$ ). Sobre o Pacífico Sul a AB permaneceu estacionária e os centros ciclônico e anticiclônico, observados no dia anterior, desconfiguraram-se.

Durante o quarto dia de atuação do VCAN foi observada a presença do Anticiclone do Atlântico Norte (AAN). O centro ciclônico, a leste do VCAN (mencionado anteriormente) apresentou forma circular definida e começou a deslocar-se em direção ao Vórtice (Figura 22f).

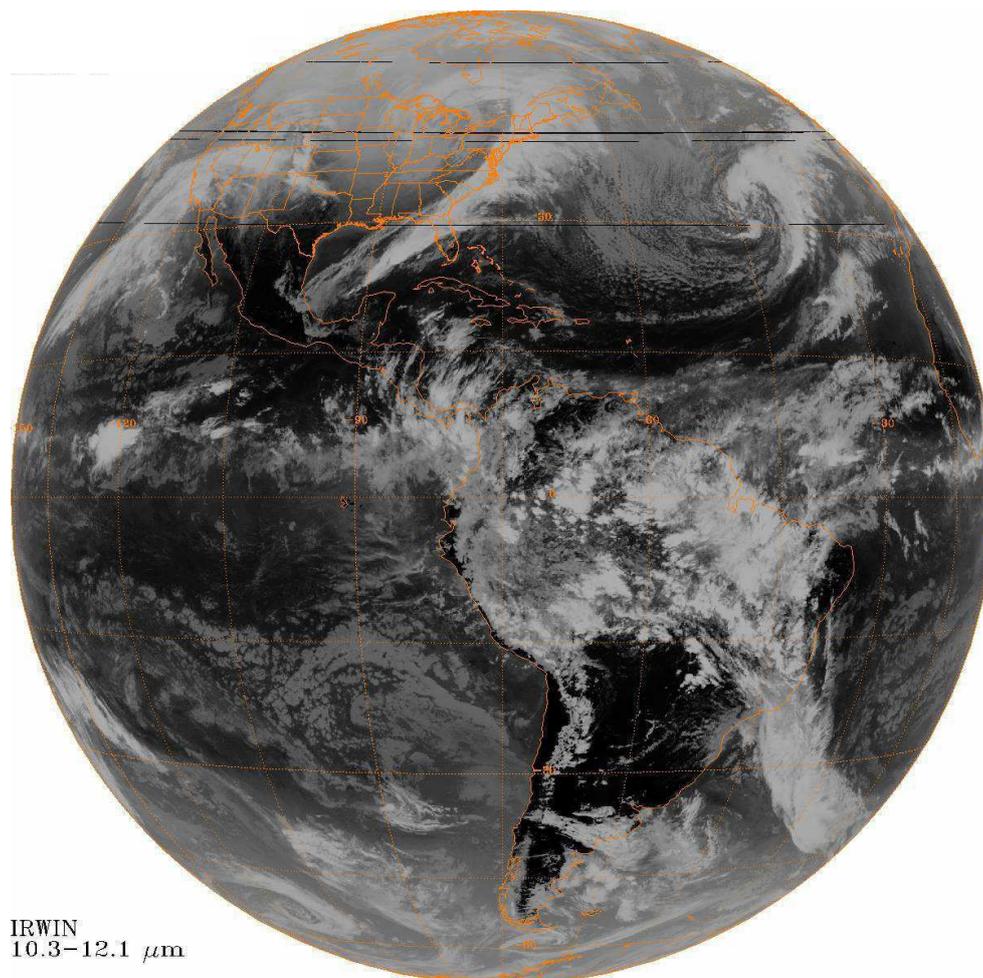
Na Figura 22g notou-se a desintensificação da AB e ao mesmo tempo percebeu-se a duplicação deste centro anticiclônico: o primeiro permaneceu sobre o Pacífico Sul e o segundo deslocou-se para leste (sobre o continente).

No dia posterior a esta duplicação foi observada a desconfiguração do centro de alta sobre o Pacífico e indícios de uma nova configuração da AB. O VCAN desconfigurou-se sobre o Atlântico e AAN permaneceu configurado e deslocou-se para o Pacífico (Figura 22h).



**Figura 22:** Caso 2 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 30 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982.

A Figura 23 apresenta a imagem de Satélite GOES – 5 para o dia 4 de janeiro de 1982 as 18:00 UTC, no canal Infravermelho, quarto dia de atuação do VCAN. Nesta imagem observou-se a ausência de nebulosidade sobre a parte leste do NEB e sobre o Atlântico Sul adjacente a região, apenas sobre o Atlântico adjacente mais ao norte do NEB é que percebeu-se a presença de uma banda de nebulosidade.



**Figura 23:** Imagem de Satélite GOES-5 (IR) para o dia 04/01/1982, as 18:00 UTC.

#### 4.1.3.1. Campo da Divergência Horizontal

Na Figura 24 é apresentada a distribuição espacial do campo de divergência horizontal no nível de 200 hPa para o intervalo de tempo compreendido entre 30 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982.

Os máximos movimentos divergentes horizontais foram observados sobre o Pacífico Norte ( $5^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$ ;  $100^{\circ}\text{W} - 140^{\circ}\text{W}$ ), por uma faixa de longitude que se estendeu desde  $80^{\circ}\text{W}$  até a África, e também sobre as regiões Norte, Sudeste e parte do NEB (Figura 24a).

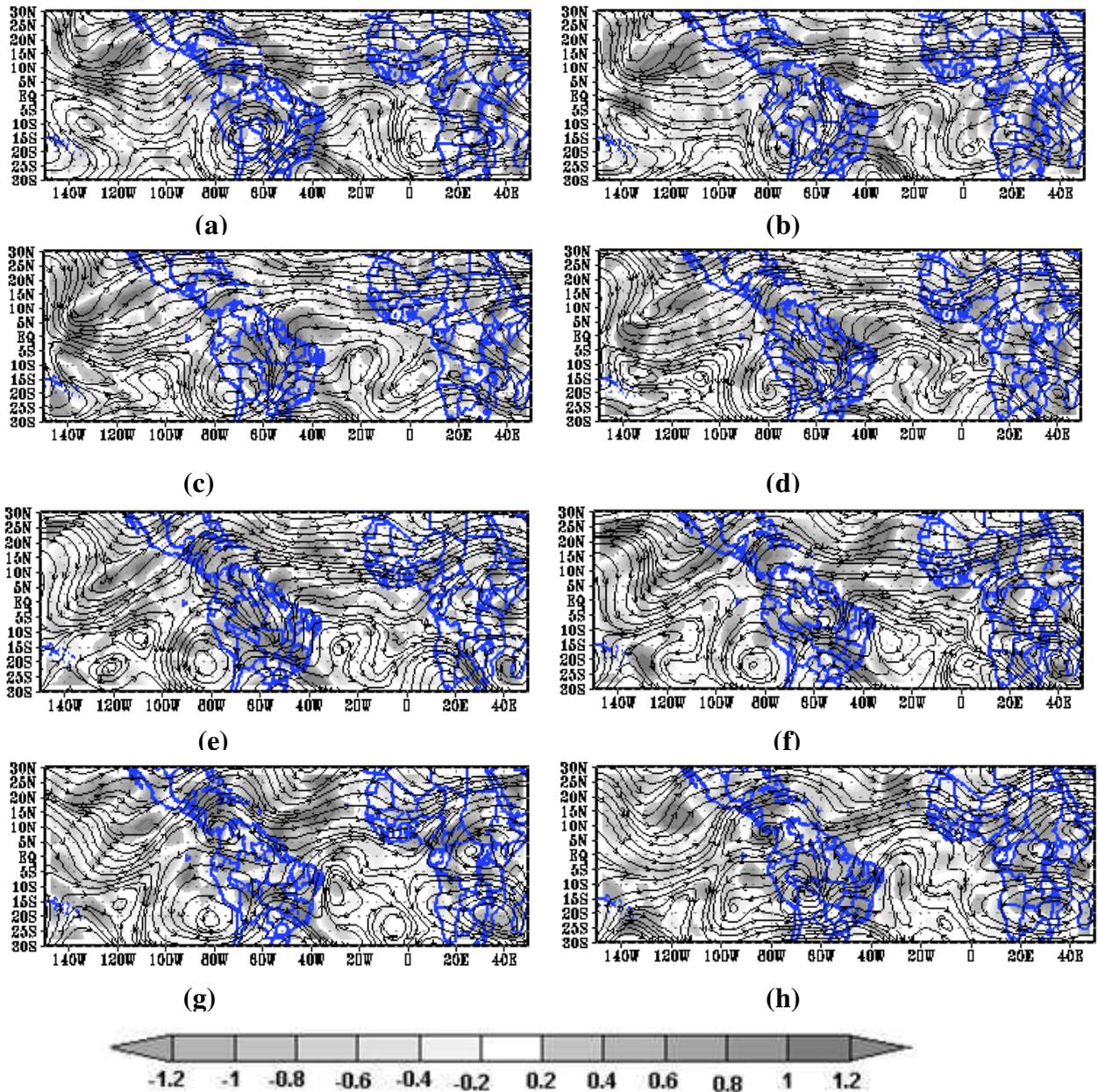
Durante o segundo dia que antecedeu a formação do VCAN a divergência sobre a região do Pacífico permaneceu com o mesmo padrão observado no dia anterior, porém, ao norte do centro ciclônico localizado nas águas do Pacífico Sul os movimentos divergentes intensificaram-se. Este aumento de divergência também foi observado sobre a América do Sul e Oceano Atlântico (Figura 24b).

Iniciada a forma circular do VCAN, notou-se sobre a América do Sul, exceto ao norte da região e sobre o Atlântico, a diminuição dos movimentos divergentes, ocorrendo convergência. Os movimentos convergentes também foram observados sobre o Pacífico, exceto entre as latitudes de 5°S e 5°N e longitudes de 130°W e 140°W (Figura 24c e 24d).

A partir da Figura 24e observou-se o aumento dos movimentos divergentes desde a região Norte do Brasil, estendendo-se pelas regiões Centro-oeste e Sudeste até o Atlântico Sul adjacente a esta região, esta região de máxima divergência foi observada nos dois dias seguintes.

Com a aproximação do VCAN no NEB, percebeu-se ao norte deste sistema e sobre o Atlântico Norte, o aumento dos movimentos divergentes, fato também observado sobre o Oceano Pacífico (Figura 24f e 24g).

Sem a presença do Vórtice nas proximidades do NEB notou-se a elevação da divergência horizontal sobre o interior do NEB (iniciada no dia anterior), no Atlântico Norte (20°W – 40°W) e sobre o Pacífico em 120°W (Figura 24h).



**Figura 24:** Caso 2 (década de 1980). Campo de linhas de corrente sobreposto ao campo de divergência horizontal ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982.

#### 4.1.3.2. Campo da Vorticidade

O Campo da Vorticidade em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982, é apresentado na Figura 25.

Durante o período de pré-formação do VCAN (30 e 31/12/81) notou-se por toda a área de estudo a predominância da vorticidade anticiclônica. Na região do Pacífico os máximos desta vorticidade foram observados entre as latitudes de  $10^{\circ}\text{N}$  –  $30^{\circ}\text{N}$ ;  $20^{\circ}\text{S}$  –  $30^{\circ}\text{S}$  e longitudes de  $120^{\circ}\text{W}$  –  $140^{\circ}\text{W}$ . A Alta da Bolívia e a Alta da

Angola (AA) também apresentaram o máximo valor para a vorticidade anticiclônica. Com relação a vorticidade ciclônica (negativa), percebeu-se o menor valor absoluto ocorreu na área de atuação do centro ciclônico posicionado no Pacífico Sul (Figura 25a e 25b).

Na Figura 25c observou-se que o Cavado do NEB manteve o máximo da vorticidade ciclônica, observada desde a fase de pré-formação do VCAN. Nesta ocasião, o Cavado começou a apresentar o início da forma circular do VCAN.

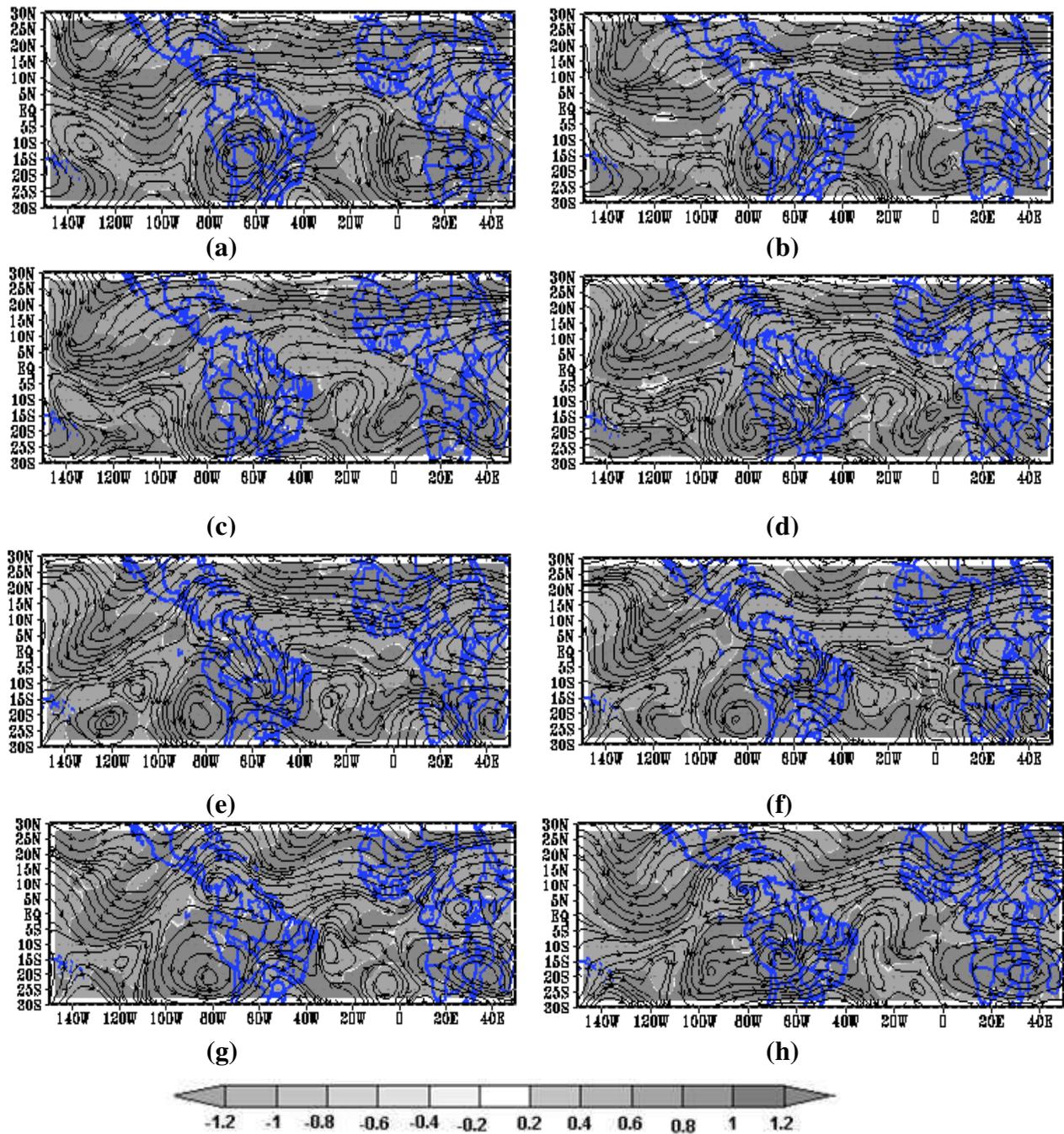
Ainda na Figura 25c, observou-se que o centro ciclônico localizado na região do Pacífico Sul, manteve o mesmo módulo da vorticidade ciclônica observada no VCAN.

Percebeu-se a diminuição da vorticidade ciclônica localizada a oeste da AB, e na área de atuação deste sistema percebeu-se também apresentou uma desintensificação da vorticidade anticiclônica (Figura 25d).

Nas Figuras 25e e 25f notou-se a intensificação da vorticidade anticiclônica por toda a área de estudo, e sobre o Brasil percebeu-se uma faixa de máxima vorticidade positiva que se estendeu desde a região centro oeste passando sobre o sudeste até o Atlântico Sul.

Durante o último dia de atuação do VCAN, foi observado o decréscimo considerável da vorticidade anticiclônica, inclusive na AB. Desintensificação similar também foi observada da vorticidade ciclônica por toda região (Figura 25g).

Na Figura 25h observou-se a desintensificação seguindo-se da duplicação da AB, em dois centros anticiclônicos. Percebeu-se que em relação ao dia anterior a vorticidade anticiclônica intensificou-se por toda área de estudo, e o VCAN desconfigurou-se.



**Figura 25:** Caso 1 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 30 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.1.3.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

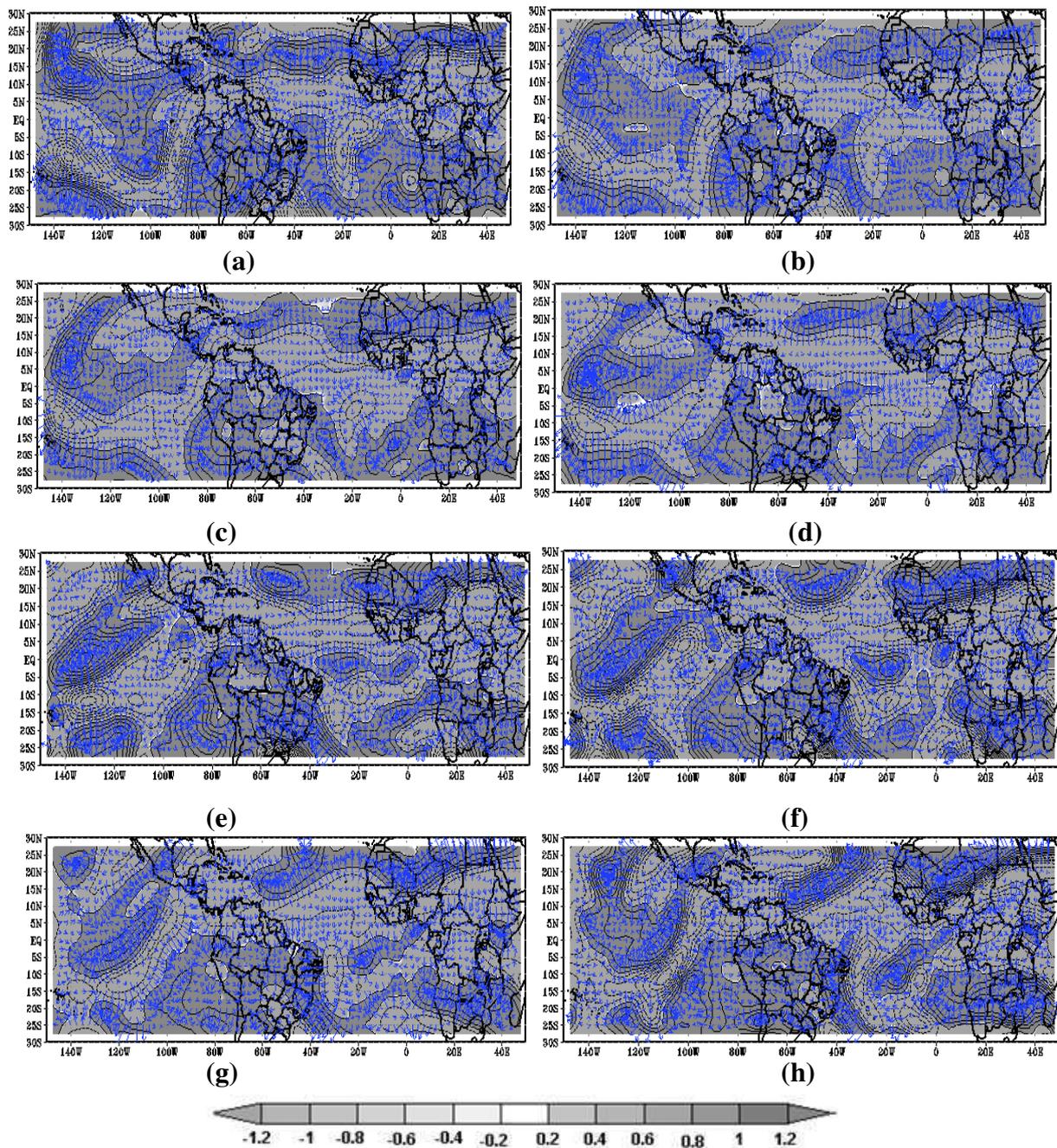
Na Figura 26 são analisados os campos da componente rotacional do vento em 200 hPa, ocorridos durante o Caso 2 da década de 1980 (31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982).

Durante a fase de pré-formação do VCAN (Figuras 26a e 26b) o Cavado do NEB apresentou a componente rotacional do vento direcionada (setas em azul) para localidades adjacentes a ele que apresentavam valores positivos para esta componente. Estas regiões serviram como centros de confluência da componente rotacional do vento. Comportamento semelhante ocorreu sobre a região do Pacífico Sul, onde o centro de baixa pressão, presente nesta bacia oceânica, direcionou a componente rotacional do vento para fora de sua área de atuação.

Ao norte de praticamente toda a área de estudo observou-se o predomínio de valores positivos para a componente rotacional do vento, logo esta componente estava direcionada para o interior destas localidades, as exceções observadas ocorreram no Estado do Maranhão e a oeste do Piauí, onde verificou-se sinal negativo da componente rotacional (Figuras 26a e 26b).

A região da AB apresentou sinal positivo e o direcionamento da componente do vento apresentou-se orientado para o interior da mesma. As regiões mencionadas anteriormente mantiveram o mesmo padrão de comportamento, exceto ao lado leste do NEB, que apresentou sinal negativo para a componente rotacional de vento (Figuras 26c e 26d).

Nas Figuras 26e e 26f o VCAN aproximou-se do NEB e com ele os valores negativos da componente rotacional do vento cobriram praticamente toda a região. Este padrão de posicionamento permaneceu até a desconfiguração total do VCAN. Nesta ocasião o NEB voltou a apresentar o direcionamento da componente rotacional para o interior de sua região, ou seja, valores positivos para esta componente.



**Figura 26:** Caso 2 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente)

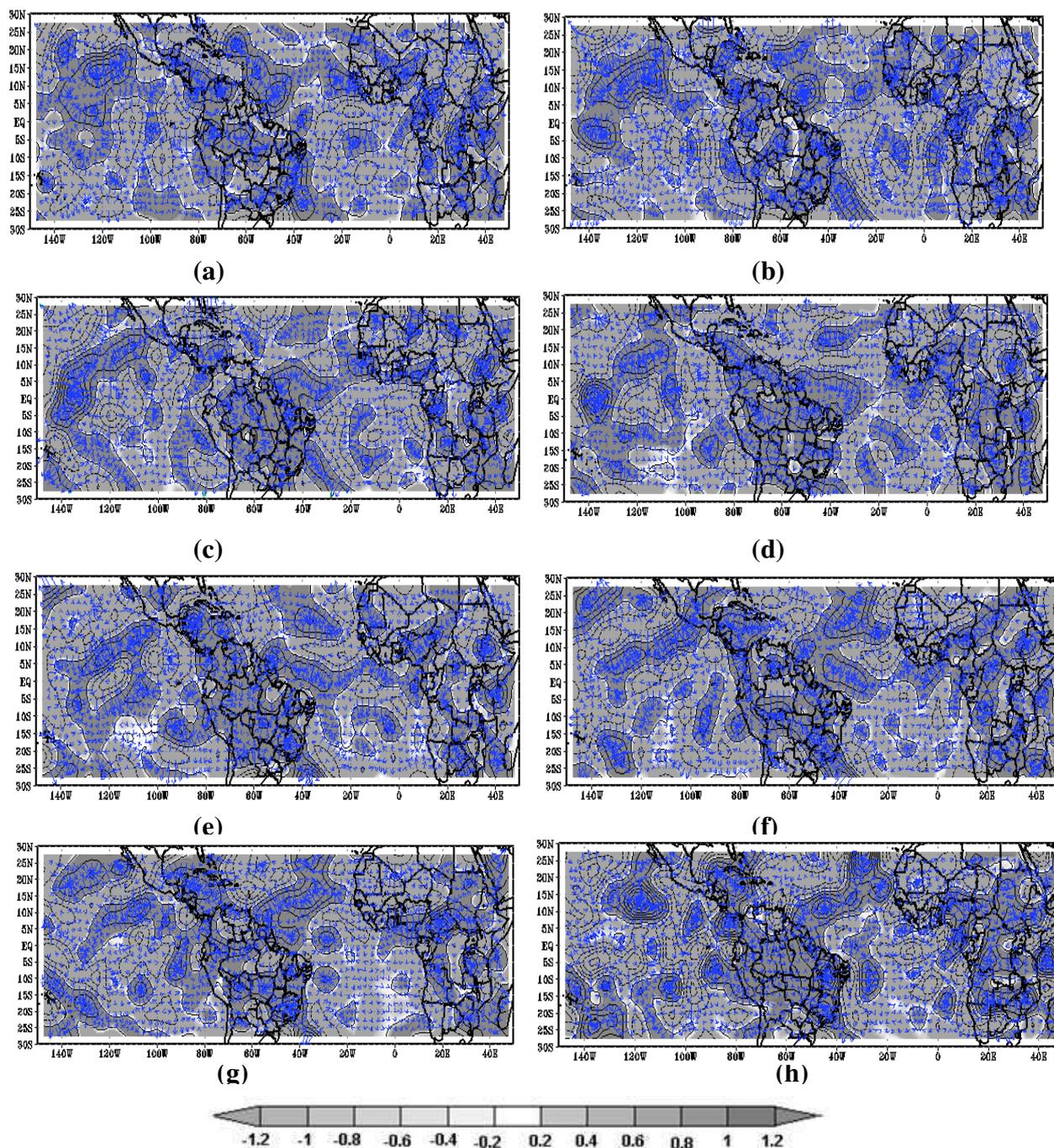
Como mencionando no Caso 1, no campo da componente divergente do vento não se obteve a perfeita localização dos centros de alta e baixa pressão. Notou-se que maior parte do Brasil apresentou valor máximo positivo da componente divergente do vento, exceto o norte do Pará, Estado do Amapá e o NEB, exceto os Estados do Piauí e Maranhão que apresentaram valores menores para esta componente.

O NEB durante a fase pré-formação do VCAN apresentou sinal positivo para a componente divergente do vento, similar a componente rotacional do vento.

Com a formação do VCAN, sobre o Atlântico Sul, observou-se uma inversão do sinal da componente divergente principalmente na faixa leste da região (Figuras 27c e 27d).

Nas Figuras 27f e 27g, observou-se o posicionamento do VCAN próximo ao NEB, percebeu-se a diminuição dos núcleos positivos da componente divergente do vento sobre o Atlântico Sul e sobre o NEB, o direcionamento desta componente apresentaram-se direcionados para fora desta região.

Com a desconfiguração total do VCAN (Figura 27h) o Brasil, exceto parte da região Sul e o NEB, apresentou valores negativos para a componente divergente do vento.



**Figura 27:** Caso 2 (década de 1980). Campos da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 31 de dezembro de 1981 a 6 de janeiro de 1982 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.1.3.4. Precipitação

Por permanecer localizado sobre o Atlântico Sul adjacente ao NEB, no Caso 2 da década de 1980 não foram observados totais pluviométricos sobre o NEB que possam ser atribuídos a ocorrência deste sistema.

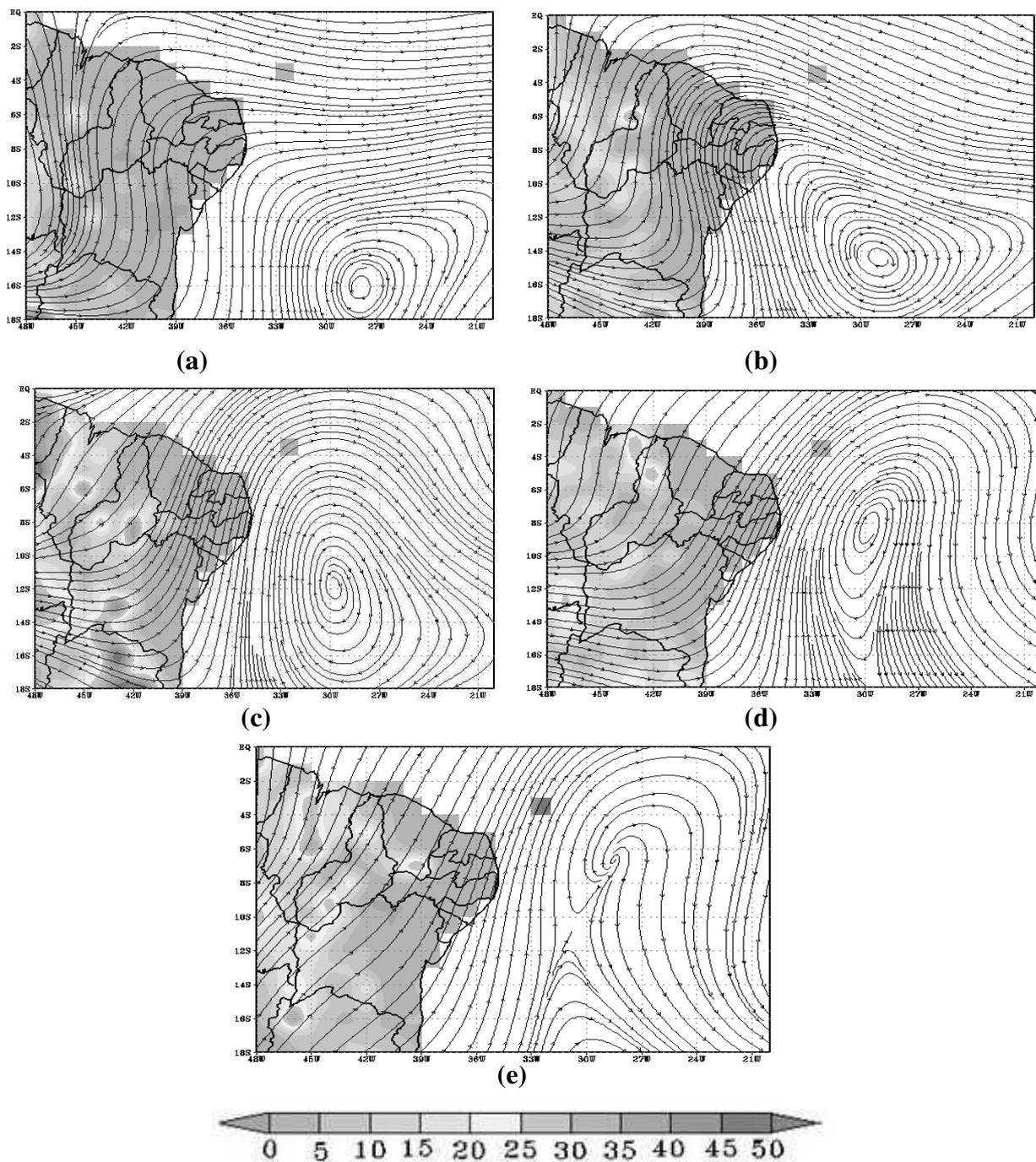
No dia 1° de janeiro de 1982 (Figura 28a) os totais diários de chuva observados sobre o NEB estiveram abaixo de 6 mm/dia, exceto em alguns pontos isolados localizados na costa oeste da Bahia, onde foram observados totais superiores a 12 mm/dia. Também percebeu-se a presença de um núcleo sobre a região central do Maranhão onde foram contabilizados 30 mm/dia de precipitação.

Similar ao dia anterior a distribuição espacial para o segundo dia (04/01/82) dos totais pluviométricos sobre o NEB não apresentou extremos esta região, o máximo valor observado (15 mm/dia) ocorreu sobre a parte sul do Estado do Maranhão e ao sul do Piauí (Figura 28b).

Na Figura 28c notou-se a intensificação dos totais de chuvas observados sobre a faixa oeste da Bahia e Pernambuco, fato também percebido ao sul do Piauí e sobre todo o Estado do Maranhão.

Durante o último dia de atuação do VCAN as áreas descritas no parágrafo anterior mantiveram os máximos totais pluviométricos observados, porém estes se apresentaram menos intensos. Nos demais Estados que compõe o NEB os totais de chuvas observados ficaram em torno de 3 mm/dia (Figura 28d).

O mesmo padrão de distribuição espacial dos totais pluviométricos observados no dia anterior manteve-se durante o processo de desconfiguração do vórtice, onde observou-se os máximos totais de chuvas localizaram-se sobre a faixa oeste do NEB (Figura 28e).



**Figura 28:** Caso 2(década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o Caso 2 da década de 80 (3 a 7 de janeiro de 1982).

#### 4.1.4. Caso 3

O VCAN classificado como Caso 3 da década de 1980 iniciou sua forma circular a partir do dia 18/02/1988 e permaneceu configurado até o dia 21 do referido

mês. Este é o primeiro evento a ser analisado neste trabalho tendo o evento El Niño configurado no Oceano Pacífico.

O acompanhamento deste Caso iniciou-se no dia 16/02/1988 (Figura 29a) seguindo até o dia 23 de fevereiro, dois dias após a desconfiguração do VCAN. Sobre a América do Sul, foi observada a presença da AB com sua forma circular definida e no Atlântico Sul adjacente ao NEB notou-se a presença do Cavado do NEB e a leste deste sistema, ao sul da África, a presença da Alta da Angola (AA). De acordo com Paixão e Gandu, (2000) este centro anticiclônico surge em função da convecção existente sobre este continente (Figuras 29a e 29b).

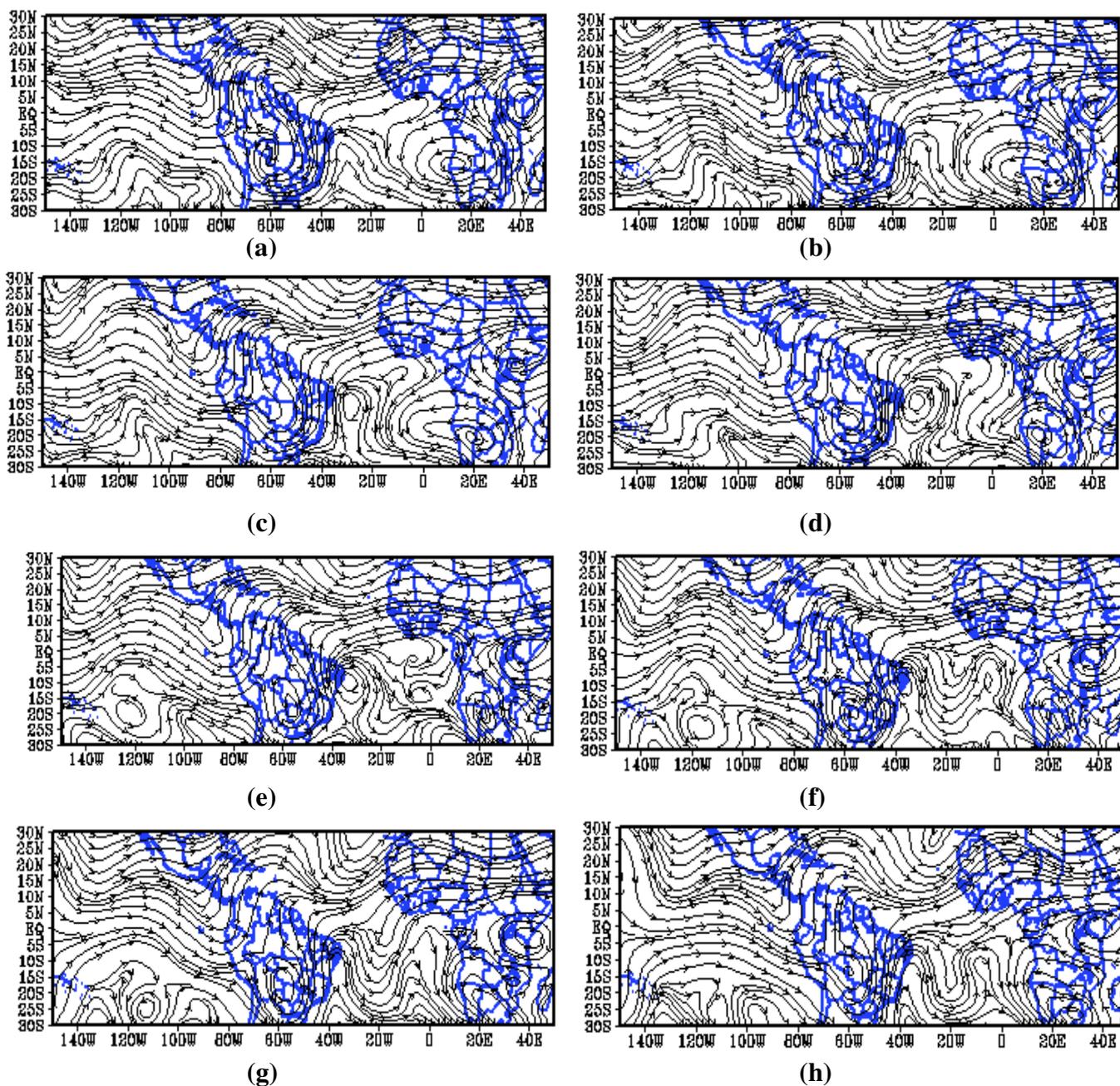
Na Figura 29c notou-se a desconfiguração da AB e em estágio inicial a presença do VCAN sobre o Atlântico Sul ( $5^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$ ;  $20^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{W}$ ). A Alta da Angola permaneceu configurada e estacionária. Neste caso não foi observado a presença do Anticiclone do Atlântico Norte (AAN).

O Vórtice intensificou-se e apresentou inclinação na direção sudoeste-nordeste. Este sistema manteve seu centro de subsidência sobre o Atlântico e sua banda de nebulosidade oeste sobre o NEB. A Alta da Bolívia reapareceu com sua forma circular bem definida, porém mais deslocada para leste de sua posição inicial, e a AA deslocou-se para leste de sua posição inicial, afastando-se do VCAN (Figura 29d).

Apresentando uma mudança de inclinação, o VCAN alinhou-se na direção norte-sul posicionando sua banda de nebulosidade no lado oeste mais para o interior do NEB. A Alta da Bolívia deslocou-se mais para o sul. Sobre a região do Pacífico ( $120^{\circ}\text{W} - 130^{\circ}\text{W}$ ) observou-se o início de um centro anticiclônico (Figura 29e).

O Vórtice apresentou indícios de desintensificação durante seu quarto dia de atuação, e posicionou seu centro de subsidência sobre os Estados Pernambuco, Alagoas e Sergipe, inibindo a formação de chuvas nestas localidades. A leste do Vórtice foi notado o início de uma circulação ciclônica ( $0^{\circ} - 10^{\circ}\text{W}$ ), que não intensificou-se desaparecendo no mesmo dia. A Alta da Bolívia voltou a se intensificar e apresentou discreto deslocamento para oeste (Figura 29f).

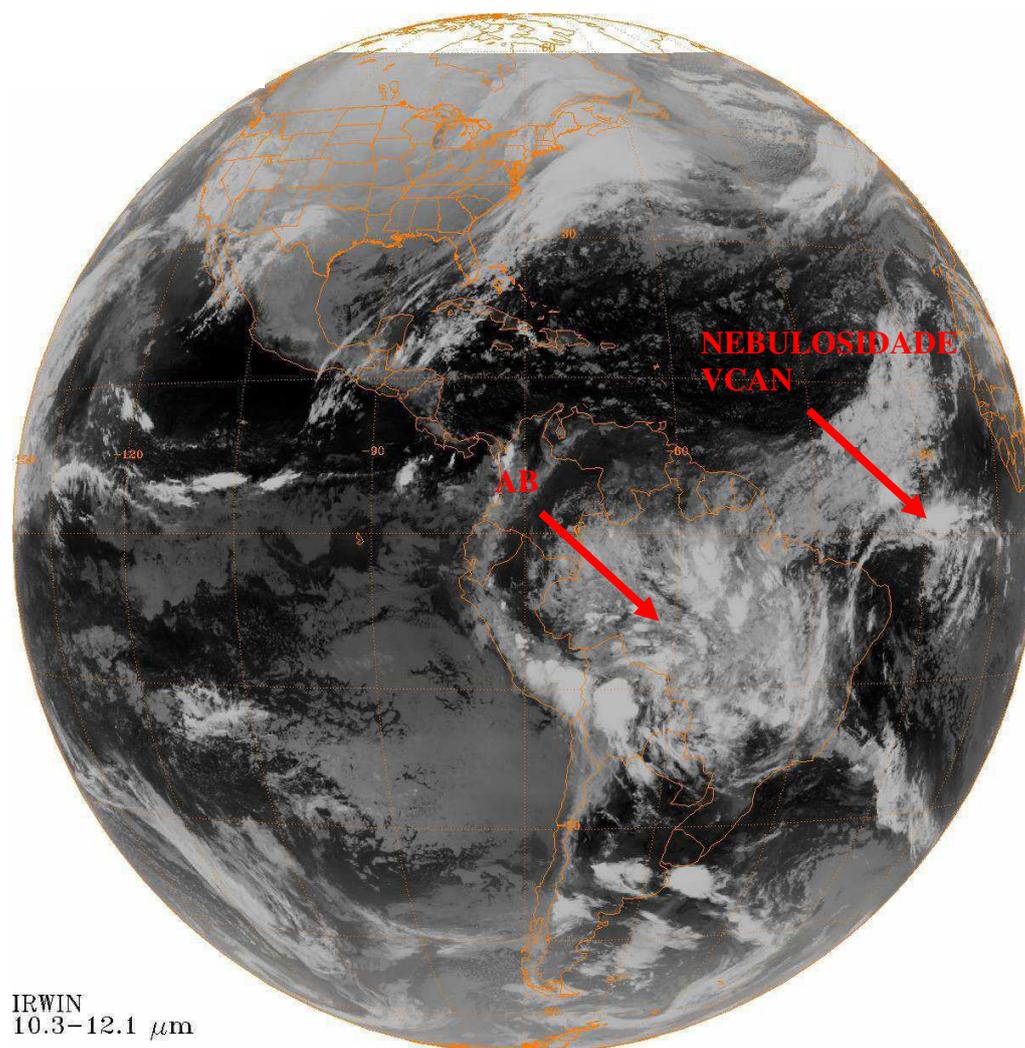
Nas Figuras 29g e 29h não mais se observou a presença do VCAN, que desconfigurou-se sobre o NEB. A Alta da Bolívia também desconfigurou-se e ao sul da África o AA manteve-se configurado.



**Figura 29:** Caso 3 (década de 1980). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.

Na Figura 30 é apresentada a imagem do satélite GOES-7 para o dia 19 de fevereiro de 1988 as 09:00 UTC. Nesta imagem observou-se a faixa de nebulosidade associada ao vórtice localizada sobre o Oceano Atlântico e uma pequena banda de nebulosidade sobre o interior NEB. O centro de subsidência desse sistema cobre grande parte leste do NEB, como pode ser observado na Figura 30.

Sobre a região central do Brasil observou-se a área de atuação da Alta da Bolívia.



**Figura 30:** Imagem de Satélite GOES-7 (IR) para o dia 19/02/1988, as 09:00 UTC.

#### 4.1.4.1. Campo da Divergência Horizontal

O campo da divergência horizontal para o Caso 3 da década de 1980 é discutido na figura a seguir, o período apresentado segue no dia 16 de fevereiro de 1988 até o dia 23 do referido mês.

Os máximos movimentos divergentes observado durante o dia 16, localizaram-se ao norte do Cavado do NEB, ao sul do Atlântico ( $20^{\circ}\text{W}$ ), a oeste da região Norte do Brasil e ao norte da África. Entre  $40^{\circ}\text{W}$  e  $60^{\circ}\text{W}$  sobre o Atlântico Norte observou-se movimentos convergentes, ou seja, divergência negativa. A Alta da Bolívia, ainda sem sua forma circular definida apresentou valores médios da divergência horizontal em sua porção central (Figura 31a).

As regiões descritas no parágrafo anterior, que apresentaram no segundo dia de atuação do VCAN (17/02/1988) os máximos movimentos divergentes apresentaram uma desintensificação, entretanto a região de convergência também descrita anteriormente aumentou sua área de atuação no sentido meridional. Na região do Pacífico Norte percebeu-se o aumento da divergência positiva entre as longitudes de 10°N e 15°N (Figura 31b).

Com o VCAN configurado (Figura 31c), foi perceptível o aumento dos movimentos divergentes sobre a região periférica norte do sistema. No Pacífico Norte a região de divergência máxima deslocou-se para oeste e a convergência observada sobre o Atlântico Norte apresentou um decréscimo em sua área de atuação. A região de atuação da AB apresentou maior divergência que a observada na região do AA.

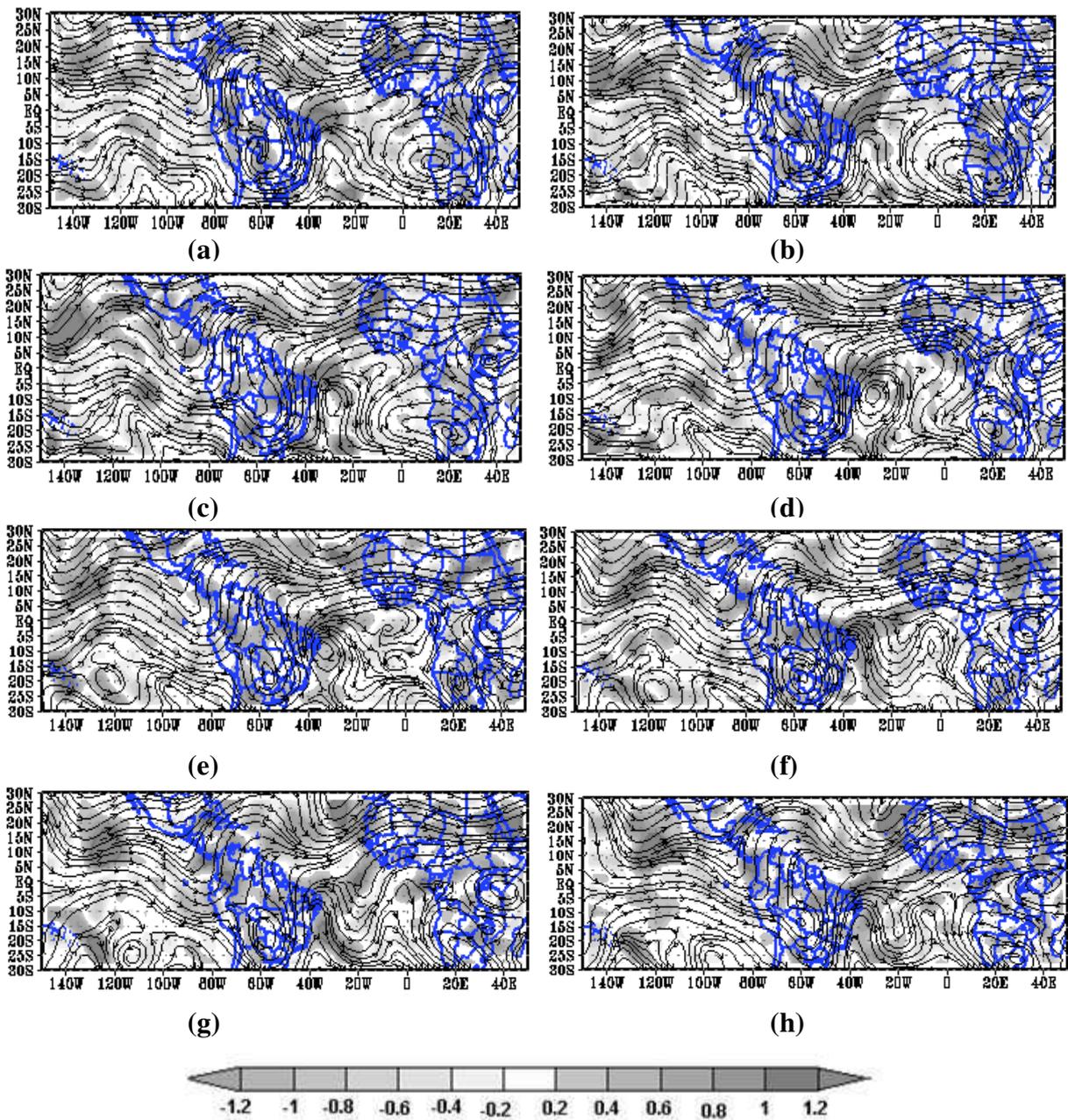
A divergência horizontal voltou a se intensificar por toda a área de estudo. Nos Estados do Maranhão e Piauí e sobre a área periférica norte do VCAN, posicionada sobre o Oceano, foram observados pontos isolados onde os movimentos divergentes apresentaram seu máximo valor absoluto (Figura 31d).

A Alta da Bolívia, pouco intensificada, apresentou uma diminuição dos movimentos divergentes sobre sua área de atuação. O VCAN agora mais deslocado para o NEB continuou a apresentar o mesmo padrão de divergência observado no dia anterior, ou seja, o máximo ocorreu ao norte deste sistema (Figura 31e).

Na Figura 31f observou-se nas localidades ao norte dos Estados do Maranhão, Piauí e Ceará o aumento dos movimentos divergentes, nesta ocasião o centro de subsidência do Vórtice posicionou-se sobre os Estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe. Ao norte do Continente Africano e sobre o Pacífico Norte também se percebeu o aumento da divergência, já a AB, apresentando forma circular melhor definida, manteve o mesmo padrão do dia anterior (Figura 31f).

No dia 22 de fevereiro (Figura 31g) a AB voltou a desconfigurar-se e o VCAN perdeu sua forma circular sobre o NEB restando apenas o Cavado sobre esta localidade. Os movimentos divergentes diminuíram sobre toda América do Sul e também no norte da África e o mínimo de convergência voltou a ser observado na região do Atlântico Norte.

Durante o último dia de observação deste Caso, observou-se a total desconfiguração da AB e do VCAN, e o aumento dos movimentos divergentes por toda a área de estudo (Figura 31h).



**Figura 31:** Caso 3 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.

#### 4.1.4.2. Campo da Vorticidade

Na Figura 32 foi analisado o campo da vorticidade em 200 hPa durante a ocorrência do Caso 3 da década de 1980 durante o período de 16/02/1988 a 23/02/1988.

Durante os dois dias que antecederam a formação do VCAN (Figuras 32a e 32b), observou-se o máximo da vorticidade anticiclônica sobre a América do Sul (na área de atuação da AB) e na região do Pacífico ( $20^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{N}$ ;  $130^{\circ}\text{W} - 140^{\circ}\text{W}$ ). O mínimo da vorticidade ciclônica foi percebido no eixo do Cavado do Pacífico Sul e a

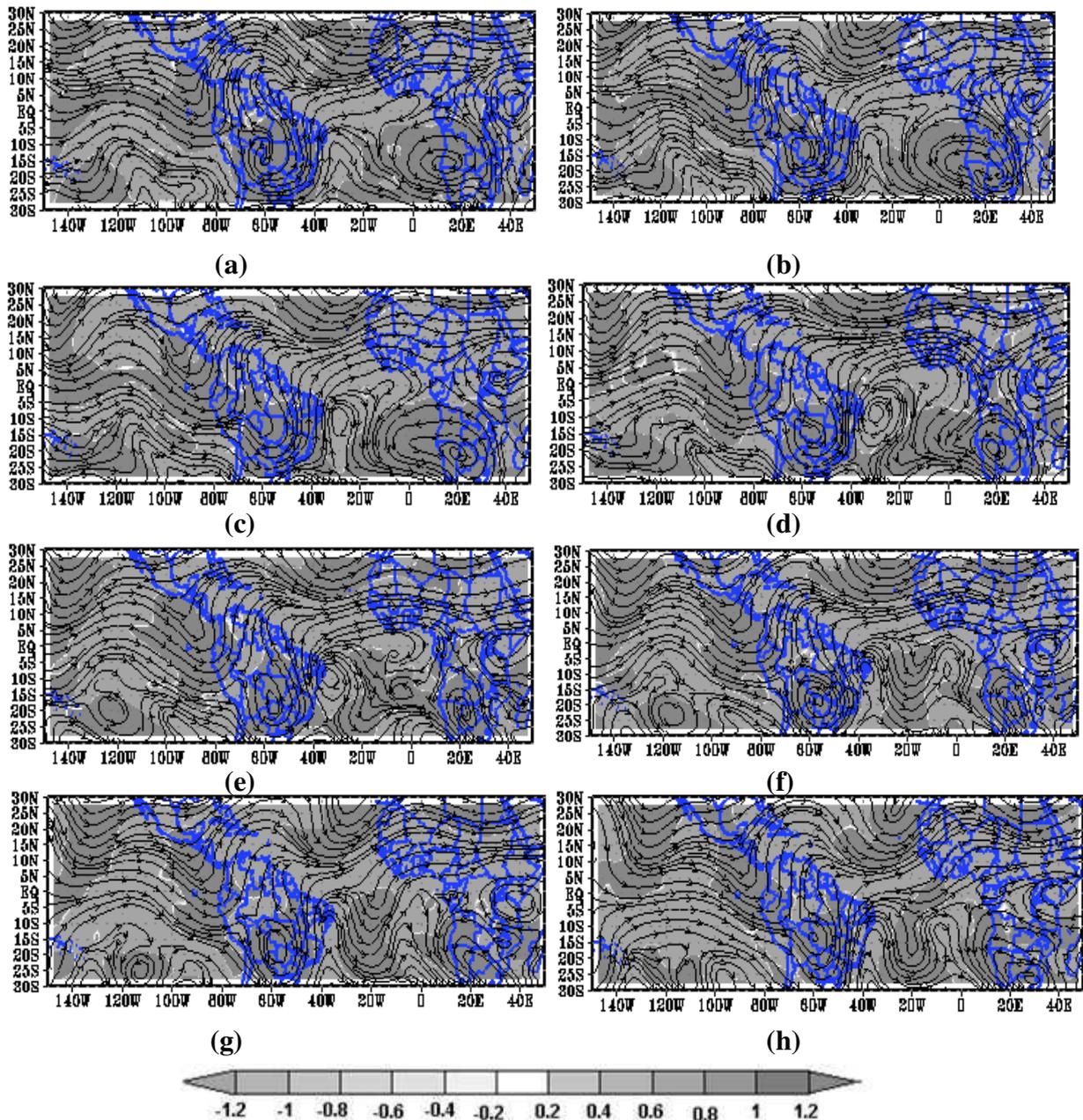
leste deste sistema, no Atlântico Norte (40°W - 70°W), no eixo do Cavado do NEB e ao norte da África.

Com o início da forma circular do VCAN o mínimo da vorticidade ciclônica ocorreu no centro deste sistema. Na região do Atlântico Norte notou-se o predomínio de vorticidade ciclônica, sobre o Brasil, a AB, pouco configurada manteve a vorticidade anticiclônica, porém, menos intensa que a observada durante os dias de pré-formação do VCAN (Figura 30c).

A área de atuação da AB e do AA apresentaram intensificação da vorticidade anticiclônica, no Pacífico também se observou o mesmo padrão de intensificação desta vorticidade. O VCAN com sua forma circular bem definida manteve a vorticidade ciclônica observada anteriormente (Figura 30d e 30e).

Na Figura 31f ocorreu uma desintensificação da vorticidade ciclônica por toda a área de estudo, inclusive na região do VCAN, já a vorticidade anticiclônica apresentou uma discreta intensificação.

Contrariando as expectativas de uma intensificação da vorticidade anticiclônica, observou-se o inverso onde foram observados os mínimos valores para esta vorticidade por toda a área de estudo (Figura 32g). Com esta diminuição notou-se a desconfiguração da AB e conseqüentemente do VCAN sobre o litoral do NEB (Figura 32h).



**Figura 32:** Caso 3(década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988.

#### 4.1.4.1. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

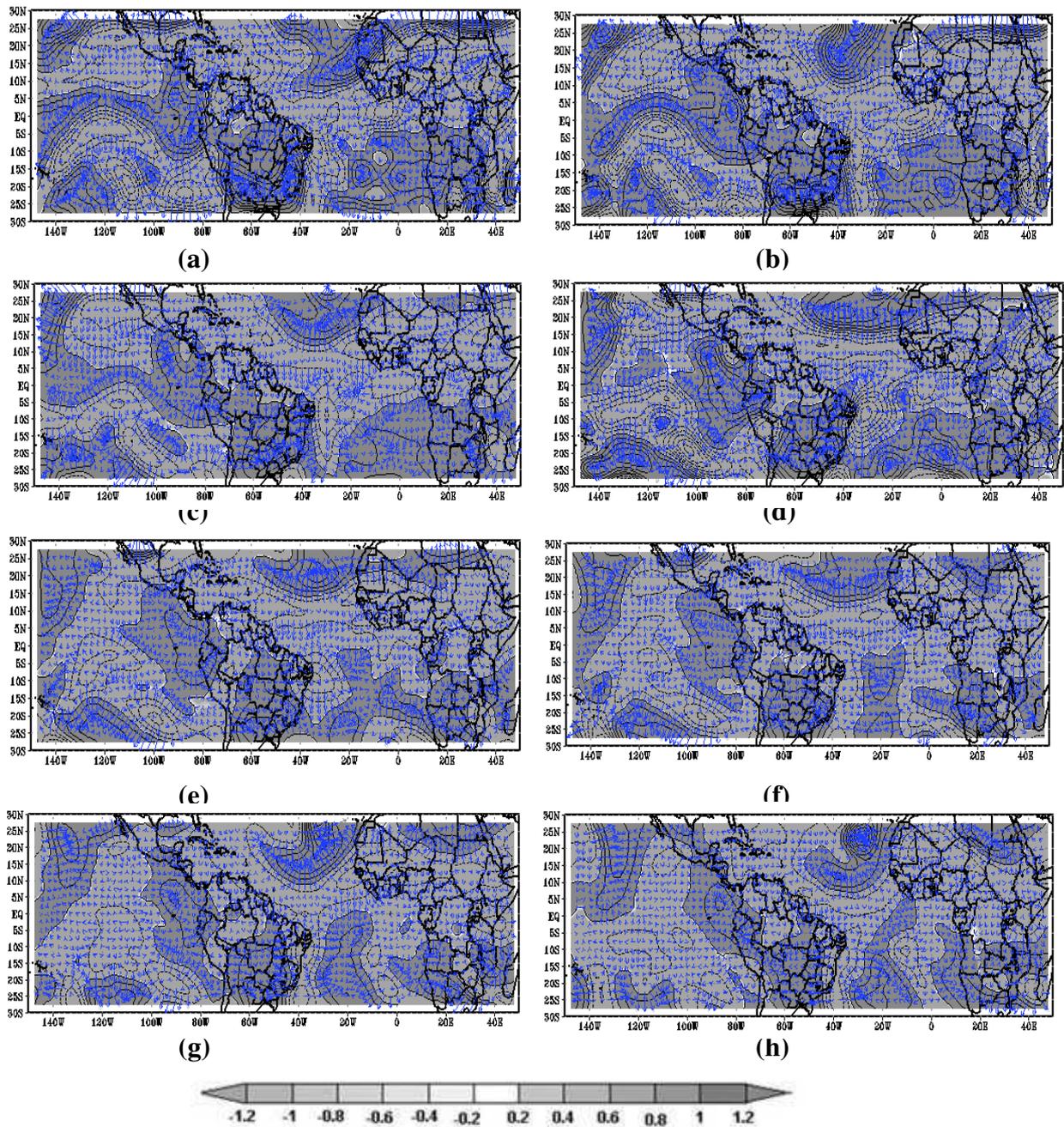
Os campos das componentes rotacional e divergente do vento para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988 são apresentados nas Figuras 32 e 33, respectivamente. Percebeu-se nas Figuras 32a e 32b na região do Cavado (Atlântico Sul), período de pré-formação do VCAN, que mesmo antes da configuração do VCAN, o direcionamento da componente rotacional do vento, indicada pelas setas em azul, apresentaram-se direcionadas para fora da área do Cavado do NEB, que apresentou sinal negativo para a

componente rotacional, logo a direção desta componente nesta região seguiu para regiões que apresentaram valor positivo para esta componente. Na região de atuação da AB observou-se o predomínio de valores positivos para a componente rotacional do vento, resultando no direcionamento desta componente para o interior da região. Este mesmo padrão de comportamento foi observado sobre as outras regiões ciclônicas e anticiclônicas observadas por toda área de estudo.

Na Figura 32c com o VCAN ainda em estágio inicial, observou-se que o centro de valores negativos da componente rotacional, localizado no vórtice, apresentou-se menos intenso, apresentando uma diminuição da saída desta componente. No dia seguinte (Figura 32d), percebeu-se a intensificação deste centro.

Com o deslocamento do VCAN para o interior do NEB, foi perceptível o deslocamento para oeste da componente rotacional positiva, que estava posicionada sobre esta região (Figura 32e e 32f).

Este mesmo padrão de comportamento foi observado durante os demais dias de acompanhamento deste Caso.



**Figura 33:** Caso 3 (década de 1980). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988 (setas em azul representam a direção da componente)

O campo da componente divergente do vento no Caso 3 da década de 1980, é apresentado na Figura 34, onde se observou a alternância dos valores positivos e negativos desta componente por toda a área de estudo.

Durante os dias de pré-formação do VCAN (Figura 34a e 34b), notou-se a predominância de valores positivos da componente divergente do vento sobre a maior

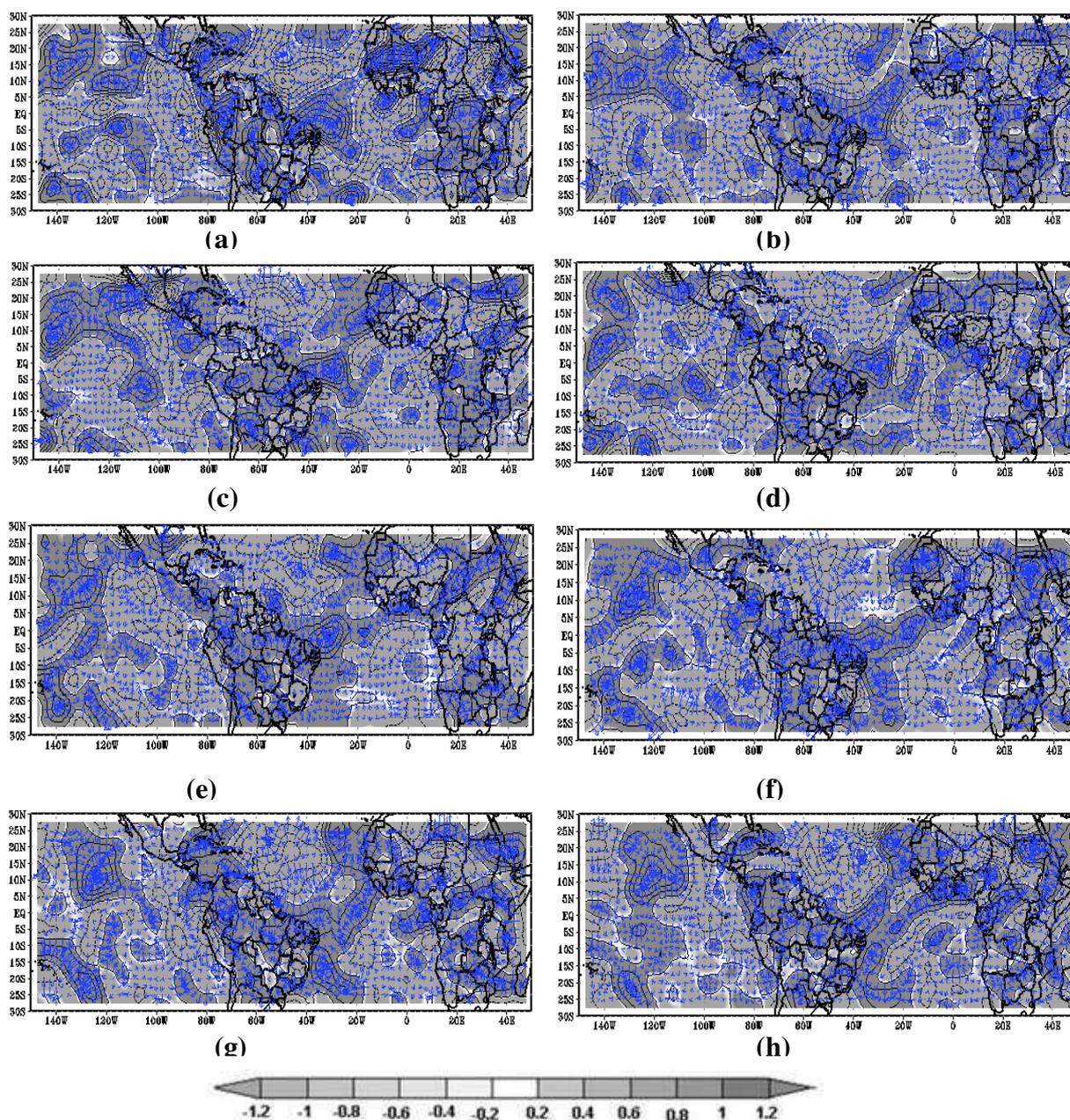
parte do Brasil, apenas o Estado da Bahia e parte das regiões Sudeste, Centro-oeste e Norte do Brasil apresentaram valores negativos para esta componente.

Na Figura 34c, primeiro dia de atuação do VCAN, percebeu-se comportamento similar da componente divergente apresentado no dia anterior, onde foi observado o deslocamento para oeste da componente divergente positiva sobre o Brasil.

Com o VCAN bem configurado e deslocando-se para o NEB foi observada a prevalência de valores positivos para a componente divergente sobre esta região (Figura 34d).

Este mesmo padrão foi observado durante os outros dias em que este sistema atuou na região, entretanto, é válido mencionar que durante o quarto dia de atuação do VCAN notou-se um núcleo sobre parte do Estado da Bahia cujo direcionamento da componente divergente estava saindo desta região, ou seja, esta componente apresentou sinal negativo (Figura 34f).

Durante os dois últimos dias de acompanhamento do Caso 3 (Figuras 34g e 34h), percebeu-se a permanência dos valores positivos da componente divergente sobre o NEB, exceto o Estado da Bahia que manteve o núcleo negativo para esta componente.



**Figura 34:** Caso 3(década de 1980). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 16 a 23 de fevereiro de 1988 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.1.4.2. Precipitação

Na Figura 35 são apresentados os totais pluviométricos observados durante o período de 17 a 21 de fevereiro de 1988, este intervalo de tempo justifica-se pelo fato do VCAN do Caso 3 ter apresentado sua forma circular bem definida durante este período.

A Figura 35a é representativa do dia primeiro dia de atuação do VCAN (18/02/1988). Neste dia o sistema encontrava-se posicionado sobre o Atlântico adjacente ao NEB, nesta ocasião os totais pluviométricos observados sobre o NEB

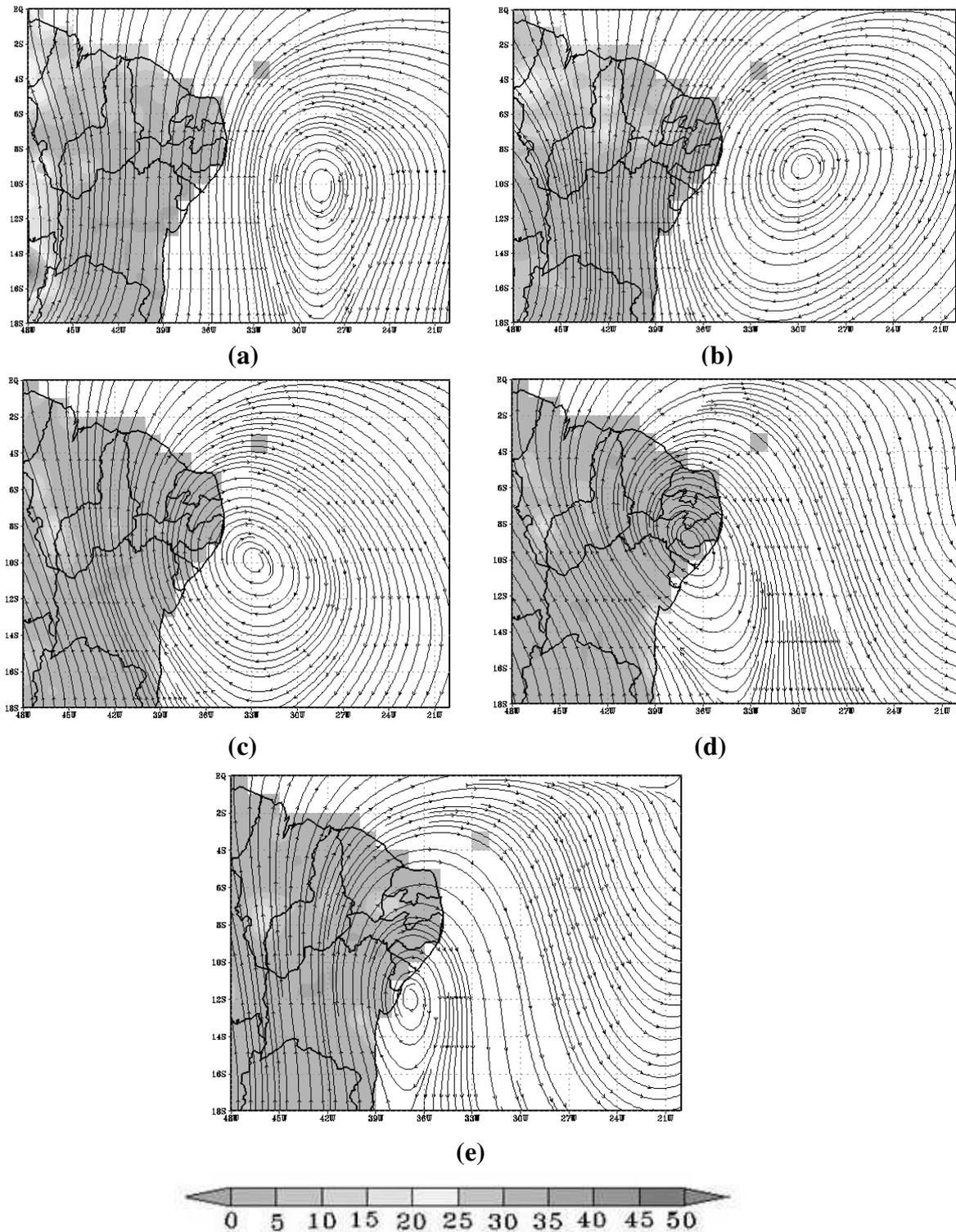
ficaram em torno de 15 mm/dia, porém, algumas localidades do Estado da Bahia e ao norte de Sergipe não foi contabilizada nenhuma chuva.

No dia seguinte (Figura 35b), o VCAN aproximou-se mais do NEB e posicionou sua banda periférica oeste sobre a costa leste da região. Devido à localização da faixa de nebulosidade deste sistema, esperava-se uma quantidade de precipitação mais intensa, entretanto os totais de chuva ficaram em torno de 3 mm/dia. Os máximos totais de precipitação foram observados ao norte dos Estados do Maranhão e Piauí, devido à localização do VCAN neste dia, estes totais não foram atribuídos a ocorrência deste sistema podendo ser oriundos da atuação da ZCIT, pois de acordo com Molion e Bernardo (2000) o principal mecanismo responsável pelas chuvas que ocorrem ao norte do NEB durante o período de fevereiro a maio é a ZCIT.

Durante o terceiro dia de atuação do Vórtice, a banda de nebulosidade permaneceu sobre o NEB, entretanto de acordo com os dados do NCEP, os totais de chuvas observados nesta região variaram de 2 a 4 mm/dia (Figura 35c).

No último dia de atuação do VCAN os máximos de chuva foram observados sobre a faixa litorânea sul do Estado da Bahia (18 mm/dia) e ao sul do Maranhão (16 mm/dia). Com o centro de subsidência do Vórtice posicionado sobre os Estados de Alagoas, e Pernambuco, os totais pluviométricos observados nestas localidades não ultrapassaram a 2mm/dia (Figura 35d).

Com a desconfiguração do VCAN as chuvas observadas sobre maior parte do NEB mantiveram o mesmo padrão, porém observou-se a redução dos totais pluviométricos observados sobre a faixa litorânea sul da Bahia e no Estado do Maranhão (Figura 35e). Como mencionado anteriormente o Caso 3 da década de 1980 ocorreu durante a ocorrência do El Niño, dentro deste contexto os baixos totais pluviométricos observados sobre o NEB, mesmo com a localização da banda de nebulosidade do VCAN, justificam-se pela ocorrência deste fenômeno.



**Figura 35:** Caso 3 (década de 1980). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 18 a 21 de fevereiro de 1988

#### 4.2. Vcan ocorridos no período de 1990 a 1999 (Década de 1990)

Na década de 1990 foram observados 35,37% de todos os casos de VCAN observados no NEB durante os 30 anos de análises, totalizando 110 ocorrências. Dentre estes 110 eventos apenas 21 casos (19,1%) não se formou sobre o Atlântico, tendo posicionamento inicial localizado sobre o NEB, cerca de 20% (22 casos) dos eventos que se iniciaram sobre o Atlântico Sul não atingiram o NEB, dissipando-se sobre este Oceano.

Durante estes dez anos observou-se que apenas 31 eventos de VCAN formaram-se entre o espaço de latitudes compreendido entre 0 e 10°S. Similar a década anterior a maior parte destes eventos (58,1%) ocorreu em SNAP e cerca de 25,81% durante eventos El Niño e apenas 16,1% em La Niña. Neste contexto 58,1% dos 31 eventos ocorreram quando as ATSM do Atlântico Sul apresentaram-se mais aquecidas.

Os Vórtices observados nesta década apresentaram um período de vida variando de um (01) a treze dias (13), sendo que o de menor duração ocorreu no mês de janeiro de 1990, e o de maior duração em janeiro de 1995. Na Tabela 04 são apresentados os Casos de VCAN, com suas respectivas durações e as condições das ATSM do Pacífico durante toda a década de 1990. Na tabela 05 são apresentados os períodos de duração do VCAN de acordo e as condições do Oceano Pacífico.

**TABELA 05:** Número e duração dos Casos de VCAN e condições da ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 1990.

Pacífico	Duração	VCAN (N°)	Pacífico	Duração	VCAN (N°)	Pacífico	Duração	VCAN (N°)
SNAP (58 eventos)	1 dia	1(1,72%)	EL NIÑO (35 eventos)	2 dias	1(2,86%)	LA NIÑA (17 eventos)	1 dia	-
	2 dias	8(13,8%)		3 dias	9(25,7%)		2 dias	5(29,4%)
	3 dias	19(32,7%)		4 dias	9(25,7%)		3 dias	1(5,9%)
	4 dias	7(12,1%)		5 dias	3(8,6%)		4 dias	-
	5 dias	9(12,52%)		6 dias	4(11,4%)		5 dias	5(29,4%)
	6 dias	4(6,9%)		7 dias	3(8,6%)		6 dias	3(17,7%)
	7 dias	6(10,3%)		9 dias	2(5,7%)		7 dias	1(5,9%)
	8 dias	1 (1,72%)		10 dias	1(2,86%)		8 dias	-
	9 dias	2 (3,5%)		11 dias	1(2,86%)		9 dias	1(5,9%)
	10 dias	1 (1,72%)		12 dias	1(2,86%)		11 dias	-
	-	-		13 dias	1(2,86%)		12 dias	1(5,9%)

Similar a década anterior, o movimento dos Vórtices observados apresentou-se regular (leste – oeste) em direção ao NEB, retornando posteriormente em sentido inverso para o Oceano onde vinham a dissipar-se.

Os três casos que serão apresentados na década de 1990 ocorreram em SNAP (Caso 1), e durante a ocorrência do fenômeno La Niña (Caso 2 e Caso 3).

#### 4.2.1. Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 1990

Durante a década de 1990 foram diagnosticadas 110 ocorrências de VCAN no NEB, entre estes, apenas 21 casos (19,09%) não se formaram sobre o Atlântico Sul, formando-se sobre o NEB. Dentre os casos formados no Atlântico cerca de 22 casos (20%) não atingiram o Nordeste do Brasil, dissipando-se sobre o Atlântico Sul.

Em relação a variação temporal destes eventos ficou em torno de 1 a 13 dias, sendo que o de menor duração (1 dia) ocorreu no dia 25 de janeiro de 1990 (5°S - 10°S; 40°W – 45°W). As condições oceânicas observadas durante este evento apresentaram Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP), ou seja, as ATSM não apresentaram nenhuma anomalia positiva ou negativa. Enquanto que sobre o Oceano Atlântico as ATSM apresentaram o mesmo sinal negativo tanto para o Atlântico Norte como para o Atlântico Sul, entretanto é válido mencionar que o maior resfriamento ocorreu sobre o Atlântico Norte.

O VCAN de maior duração (13 dias) foi observado no ano de 1995 durante o período compreendido de 23 janeiro a 4 fevereiro do referido ano, o Vórtice formou-se sobre o Atlântico Sul (10°S - 15°S; 30°W – 40°W). Nesta ocasião o Atlântico apresentou ATSM positiva tanto ao Norte como ao Sul, porém, o aquecimento maior foi observado na região do Atlântico Sul. No Pacífico estava configurado o El Niño, ou seja, havia um aquecimento anômalo nas regiões deste Oceano e as que apresentaram as maiores anomalias positivas foram as regiões Niño 4 e Niño 3.4.

Dentre os 110 casos da década de 1990, foram diagnosticadas 58 ocorrências (52,73%) de Vórtices em que se observou a SNAP., como pode ser observado na Tabela 06.

A seguir será apresentada uma análise mostrando o comportamento das ATSM observadas na região do Atlântico Norte e Sul, durante a ocorrência destes 58 eventos.

- Quando as ATSM apresentaram mesmo sinal (positivo ou negativo) para o Atlântico foram diagnosticados 27 casos, dentre os quais 17 casos (15,45%) ocorreram

quando as ATSM foram maiores sobre o Atlântico Norte e outros 10 casos (9,09%) quando estas foram maiores sobre a região do Atlântico Sul.

- Em situação de Dipolo Negativo ocorreram 23 casos (20,91%) e em situação inversa, quando observou-se ATSM positiva sobre o Atlântico Norte e negativa sobre o Atlântico Sul foram contabilizados 5 casos, ou seja, apenas 4,55% dos casos.

- Em uma situação ocorrida apenas no mês de fevereiro de 1991 as ATSM do Atlântico Norte e Sul apresentaram o mesmo valor numérico e mesmo sinal (- 0,05), ocorrendo 3 casos (2,73%) de VCAN.

Em condições de El Niño foram diagnosticados 36 casos de VCAN (32,73%), dos quais 13 casos (11,82%) ocorreram quando havia dipolo negativo no Atlântico e em 23 casos (20,93%) as ATSM apresentaram mesmo sinal no Atlântico (Norte e Sul). Nestes 36 casos não houve configuração de dipolo positivo no Atlântico.

Durante os eventos de La Niña da década de 1990, ocorreram 16 casos (14,55%) de VCAN sobre o NEB, dentre estes apenas 4 casos atingiram o NEB. Dentro da configuração de La Niña 4 casos (3,64%) ocorreram com dipolo positivo no Atlântico e em 12 casos (10,92%) as ATSM apresentaram mesmo sinal no Atlântico (Norte e Sul).

**TABELA 06:** Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 1990 a 1999.

ANO	MÊS	Nº CASOS	ATLÂNTICO	PACÍFICO
1990	Jan/Out/Nov	8	G>NORTE	Normal
	Fev/Mar	8	Dipolo Negativo	Normal
	Abr/Dez	3	G>SUL	Normal
1991	Jan	2	G>SUL	Normal
	Fev	3	ATSM IGUAIS	Normal
	Mar	3	Dipolo Negativo	Normal
	Dez	3	Dipolo Negativo	El Niño
1992	Jan/Fev	6	Dipolo Negativo	El Niño
	Dez	2	G>NORTE	Normal
1993	Jan/Fev	6	G>NORTE	Normal
	Mar	3	G>SUL	Normal
	Set/Nov/Dez	5	Dipolo Negativo	Normal
1994	Jan/Fev/Mar	7	Dipolo Negativo	Normal
	Out	2	G>NORTE	El Niño
	Nov/Dez	4	Dipolo Negativo	El Niño
1995	Jan/Fev/Mar	5	G>SUL	El Niño
	Dez	1	Dipolo Positivo	La Niña
1996	Jan	3	Dipolo Positivo	La Niña
	Fev/Mar	4	G>SUL	La Niña
	Nov	1	G>NORTE	La Niña
	Dez	1	Dipolo Positivo	Normal
1997	Jan/Fev	4	Dipolo Positivo	Normal
	Mar	1	G>NORTE	Normal
	Out	2	G>SUL	Normal
	Nov/Dez	5	G>SUL	El Niño
1998	Jan	4	G>SUL	El Niño
	Fev/Mar/Dez	7	G>NORTE	El Niño
1999	Jan/Fev/Mar	6	G>SUL	La Niña
	Dez	1	G>NORTE	La Niña

\*G>SUL: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Sul.

\*G>NORTE: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Norte.

Na Tabela 07 é apresentado o número de dias de SNAP, El Niño e La Niña ocorridos durante a década de 1990 e as frequências de ocorrências dos VCAN atuantes no NEB. É importante lembrar que só foram somados os meses em que foram diagnosticados os VCAN que atuaram no NEB ou sobre o Atlântico Sul adjacente.

De acordo com a tabela 07 observou-se que os casos de VCAN diagnosticados durante a década de 1990 foram mais frequentes em eventos El Niño, onde foi

contabilizado 1 caso a cada 11,75 dias. Durante a ocorrência de La Niña foi observado que os casos de VCAN eram diagnosticados em um intervalo de aproximadamente 19 dias. Em condições de SNAP percebeu-se que os VCAN ocorriam a cada 13,03 dias.

**TABELA 07:** Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1990.

<b>Década</b>	<b>N° casos</b>	<b>N° dias</b>	<b>Pacífico</b>	<b>Frequência (dias)</b>
1990	36	423	El Niño	11,75 dias/caso
	16	303	La Niña	18,93 dias/caso
	58	756	SNAP	13,03 dias/caso

A distribuição temporal das ATSM nas regiões do Pacífico Niño 1+2 e Niño 3 durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999 é apresentada no Gráfico 5.

O maior número de casos notificados durante o ano de 1990 ocorreu em março de 1995, como informado anteriormente. As ATSM durante estes eventos nas regiões Niño 1+2 e Niño 3 apresentaram um pequeno resfriamento, diferentemente das regiões Niño 4 e Niño 3.4 (que apresentaram-se positivas).

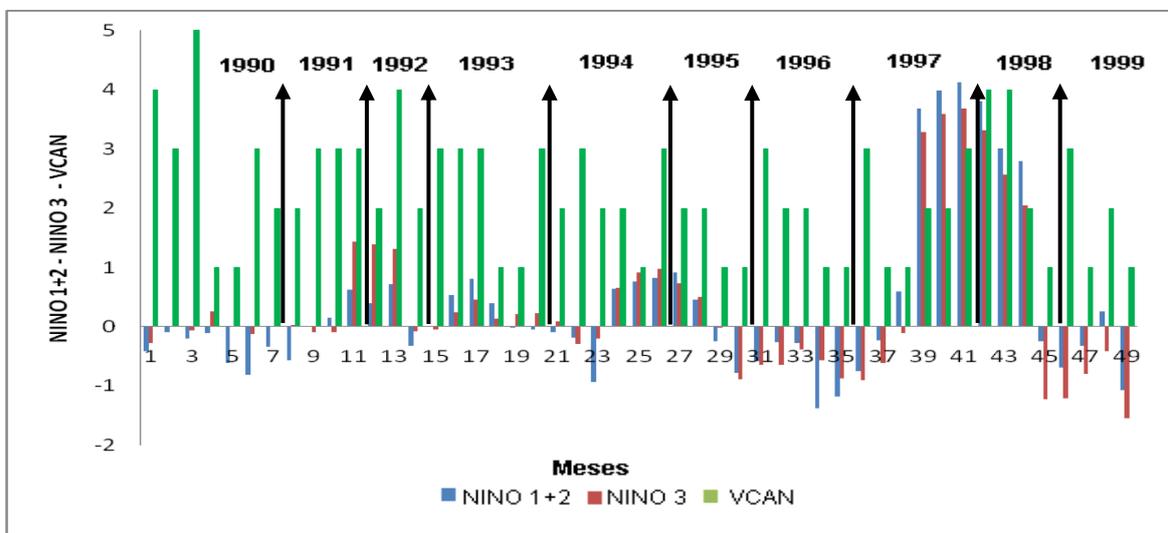
Durante todo o ano de 1990 as ATSM das regiões Niño 1+2 e Niño 3 apresentaram-se negativas, logo, havia um resfriamento nestas área da bacia do Pacífico, entretanto no mês de abril de 1990, durante a ocorrência de 1 VCAN, a região Niño 3 apresentou um discreto aquecimento.

No mês de dezembro de 1991, onde foram observados 3 casos de VCAN as ATSM das regiões Niño 1+2 e Niño 3 foram positivas e a Niño 3 apresentou uma elevação de aquecimento em torno de 0,80°C em relação a região Niño 1+2.

Similar ao comportamento das regiões Niño 4 e Niño 3.4, (analisadas no gráfico 06), durante o período três meses (dezembro - fevereiro de 1992) as regiões Niño 1+2 e Niño 3 apresentaram anomalias positivas, e a região Niño 3 apresentou anomalias positivas superiores as observadas na região Niño 1+2.

Entre os anos de 1993 e início de 1994 as ATSM oscilaram entre positivas e negativas nestas regiões e a partir de outubro de 1994 até fevereiro de 1995 estas duas regiões apresentaram anomalias positivas.

Durante o período de dezembro de 1995 a fevereiro de 1997 foram observadas ATSM negativas para as regiões Niño 1+2 e Niño 3, e nos anos de 1997 e 1998 prevaleceram as anomalias positivas para estas regiões. Neste último período a variação das notificações de VCAN ficaram em torno de 1 e 4 casos.



**Gráfico 05:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.

No gráfico 6 é apresentado o comportamento temporal das ATSM nas regiões da bacia do Pacífico Niño 4 e Niño 3.4, durante a década de 1990.

O maior número de ocorrências de Vórtices (5 casos) diagnosticados durante o ano de 1990 ocorreu no mês de março. Na ocasião destes eventos observou-se que as ATSM deste mês para a região Niño 4 apresentaram-se mais aquecidas que as observadas na região Niño 3.4.

Este mesmo padrão de configuração foi observado durante todo o ano de 1990, que apresentou um total de 19 notificações de VCAN atuando no NEB.

Durante o ano de 1991 foram notificados 11 casos de VCAN, nos meses de janeiro, fevereiro e março, foi observado o mesmo padrão de ATSM ocorrido durante o ano de 1990, entretanto, no mês de dezembro de 1991 notou-se o comportamento inverso das ATSM, ou seja, a região Niño 3.4 apresentou uma anomalia positiva superior a observada na região Niño 4. Fato também observado durante os meses de janeiro e fevereiro de 1992.

Com relação as notificações dos Vórtices ocorridos durante o período mencionado acima houve uma variação de 2 a 3 casos em cada mês, ocorrendo uma única exceção de 4 casos notificados no mês de fevereiro de 1992.

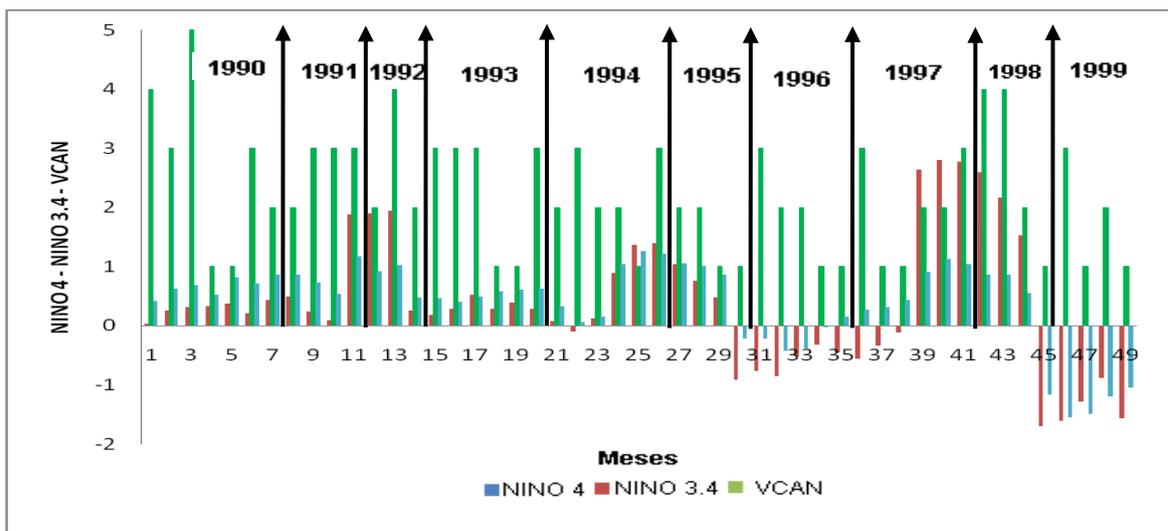
No ano de 1994 foram observados 13 casos de VCAN e as maiores ocorrências foram verificadas durante os meses de fevereiro e dezembro do referido ano, onde cada mês apresentou 3 casos de VCAN. Durante estes eventos constatou-se que no mês de fevereiro a região Niño 3.4 apresentou um discreto resfriamento em relação a Niño 4, em contrapartida, o mês de dezembro apresentou comportamento inverso das ATSM nestas regiões.

O ano de 1995 apresentou configuração da ATSM observada nos demais anos, ou seja, ATSM na região Niño 4 superior a Niño 3.4, a única exceção observada foi durante o mês de dezembro onde ocorreu resfriamento das ATSM nas duas regiões perdurando até novembro de 1996 (La Niña). Neste período o número total de casos notificados de Vórtices foi de 6 casos, ocorrendo uma variação de 1 a 3 casos em por mês.

Em 1997 foram contabilizados 12 casos de VCAN, e durante os meses de outubro, novembro e dezembro de 1997 as ATSM observadas na região Niño 3.4 apresentaram um aquecimento considerável em relação a região Niño 4. De acordo com o NCEP este aquecimento foi na ordem de  $1,73^{\circ}\text{C}$  no mês de outubro,  $1,67^{\circ}\text{C}$  em novembro e  $1,74^{\circ}\text{C}$  durante o mês de dezembro.

Este padrão das ATSM persistiu até março de 1998, com aquecimento superior a  $1,5^{\circ}\text{C}$ , e no ano de 1998 foram contabilizados 11 casos.

Durante o período compreendido entre os meses de dezembro de 1998, janeiro, fevereiro, março e dezembro de 1999, notou-se a configuração do evento La Niña, ou seja, resfriamento nas regiões Niño 4 e Niño 3.4, e o total de casos de VCAN observados reduziu-se a 8 casos.



**Gráfico 06:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.

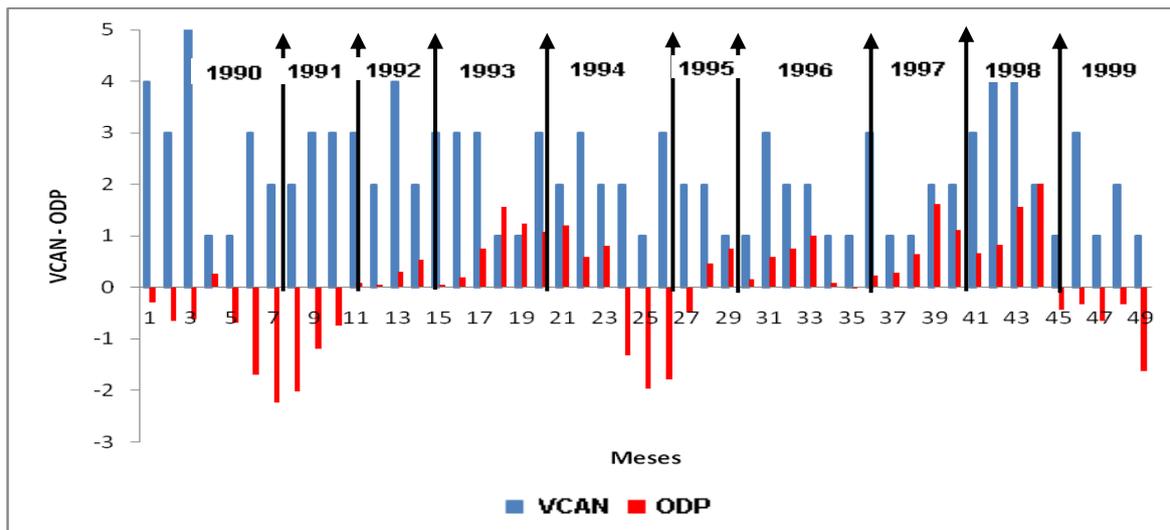
No Gráfico 07 é analisado o comportamento da ODP durante a década de 1990. Observou-se que a ODP, como dito anteriormente, estava em sua fase quente, entretanto os índices observados nesta década foram menores comparando-se com a década anterior.

Durante o ano de 1990 o IODP dos meses de ocorrência dos VCAN (janeiro, março, outubro e dezembro) apresentaram-se negativos, exceto o mês de abril, cuja anomalia ficou em torno de  $0,27^{\circ}\text{C}$  (JISAO, 2010). Neste ano o máximo de ocorrência ficou em 5 casos notificados de VCAN registrados durante o mês de março.

O ano de 1991 apresentou comportamento similar ao observado ao ano anterior, onde foram observados IODP negativos nos meses em foram registrados os VCAN (janeiro, fevereiro, março e dezembro). O máximo de ocorrências neste ano foi de 3 casos.

Durante os anos de 1992 e 1993, a maior ocorrência de Vórtice foi registrada no mês de fevereiro de 1992, nestes anos os IODP foram positivas em todos os casos notificados. No ano de 1994, apenas os meses de outubro, novembro, dezembro e janeiro de 1995 apresentaram IODP negativos.

No intervalo de 1995 a 1998 os IODP foram positivos e o máximo de ocorrências de Vórtices foi de 4 eventos, já no ano de 1999 ocorreu situação inversa com IODP negativo.



**Gráfico 07:** Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.

No Gráfico 08 é analisado o comportamento das ATSM sobre o Oceano Atlântico. O maior número de casos diagnosticados durante o ano de 1990 ocorreu no mês de março com 5 notificações, durante estes eventos sobre a bacia do Oceano Atlântico havia a configuração de dipolo negativo, logo, as ATSM observadas no Atlântico Sul apresentaram sinal positivo enquanto que sobre o Atlântico Norte estas foram negativas.

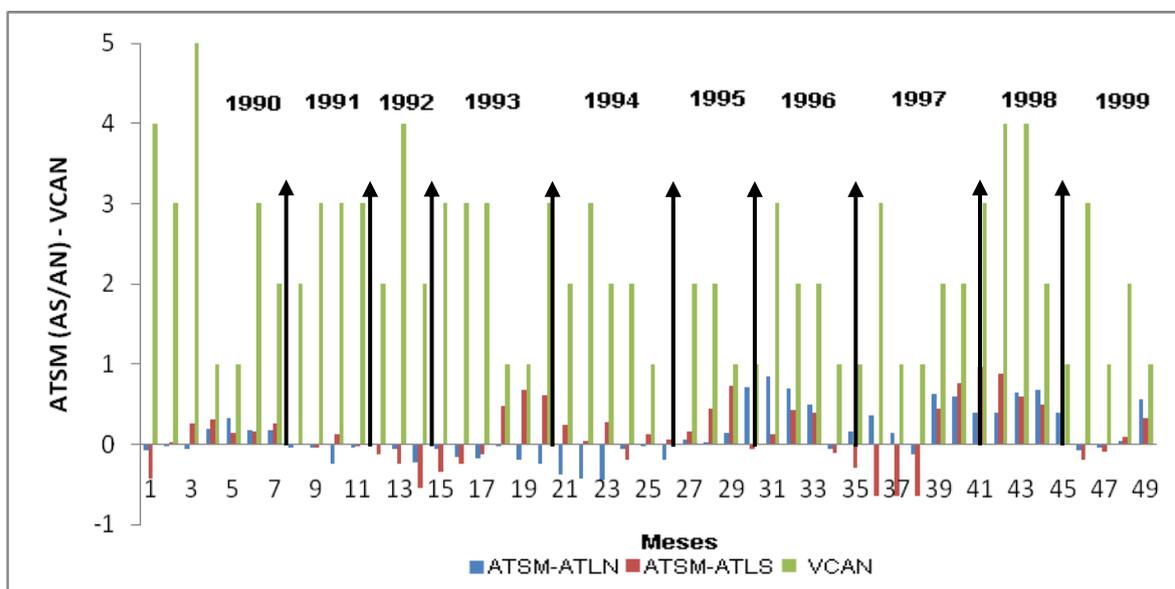
Na maior parte dos meses em que foram diagnosticados casos de VCAN durante o ano de 1990 as ATSM do Atlântico Norte e Sul apresentaram-se com o mesmo sinal positivo, ocorrendo apenas 1 caso (janeiro de 1990) em que as ATSM foram negativas para as duas regiões, prevalecendo neste caso a ATSM do Atlântico Norte.

No ano de 1991 as ATSM do Atlântico Norte e Sul não apresentaram um aquecimento ou resfriamento considerável, entretanto nos meses de janeiro, fevereiro e dezembro de 1992 e nos meses de janeiro, fevereiro e março de 1993 as ATSM nas duas bacias do Atlântico apresentaram sinal negativo.

Durante os meses de setembro, novembro e dezembro de 1993 seguindo-se por dois meses subsequentes (janeiro e fevereiro de 1994), havia sobre as águas do Oceano Atlântico a configuração de dipolo negativo, ou seja, as ATSM sobre o Atlântico Sul as encontravam-se mais aquecidas que a climatologia e as do Atlântico Norte abaixo da normal, gerando um gradiente de sul para norte.

O maior resfriamento das águas do Atlântico Sul ocorreu durante os meses de fevereiro, março e outubro de 1997.

Nos anos de 1997 e 1998, evento El Niño configurado, as ATSM permaneceram positivas tanto no Atlântico Norte como na bacia do Atlântico Sul.



**Gráfico 08:** Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 1990 a dezembro de 1999.

#### 4.2.2. Caso 1

O acompanhamento do Caso 1 da década de 1990 iniciou-se a partir do dia 3 de janeiro de 1990 seguindo-se até o dia 10 do referido mês, entretanto a forma circular característica do VCAN foi iniciada no dia 4 de janeiro permanecendo até o dia 8, quando o sistema iniciou sua desconfiguração.

Este caso classificado como Caso 1 da década de 1990 ocorreu em SNAP, como mencionado anteriormente, e diferentemente dos outros casos apresentados e discutidos nas secções passadas, a formação deste VCAN, não apresentou a AB bem configurada durante todo o período de atuação do sistema.

Este VCAN formou-se sobre o NEB (5°S – 15°S; 35°W – 40°W), ao contrário dos casos anteriores, inicialmente deslocou-se para leste, e em seguida retornou para leste, posicionando-se sobre o Atlântico, onde adquiriu uma forma circular mais definida e a partir do seu quarto dia de atuação, apresentou novamente o deslocamento para oeste em direção ao interior do NEB.

Durante a fase de pré-formação do VCAN, a AB não apareceu bem configurada, porém, notou-se a presença do Anticiclone do Atlântico Norte (AAN) (em estágio inicial) entre  $25^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$ , aproximadamente, e o anticiclone posicionado ao sul do Continente Africano (Alta da Angola (AA)), este último apresentando um posicionamento mais zonal (Figura 36a e 36b).

Na Figura 25c foi observado o início do centro ciclônico fechado sobre o cavado do NEB. A leste deste sistema observou-se a presença de um centro anticiclônico ( $10^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{W}$ ) pouco intenso. A AB apresentou uma configuração circular pouco definida e um pouco alongada posicionando-se ao sul do Brasil (Figura 36c).

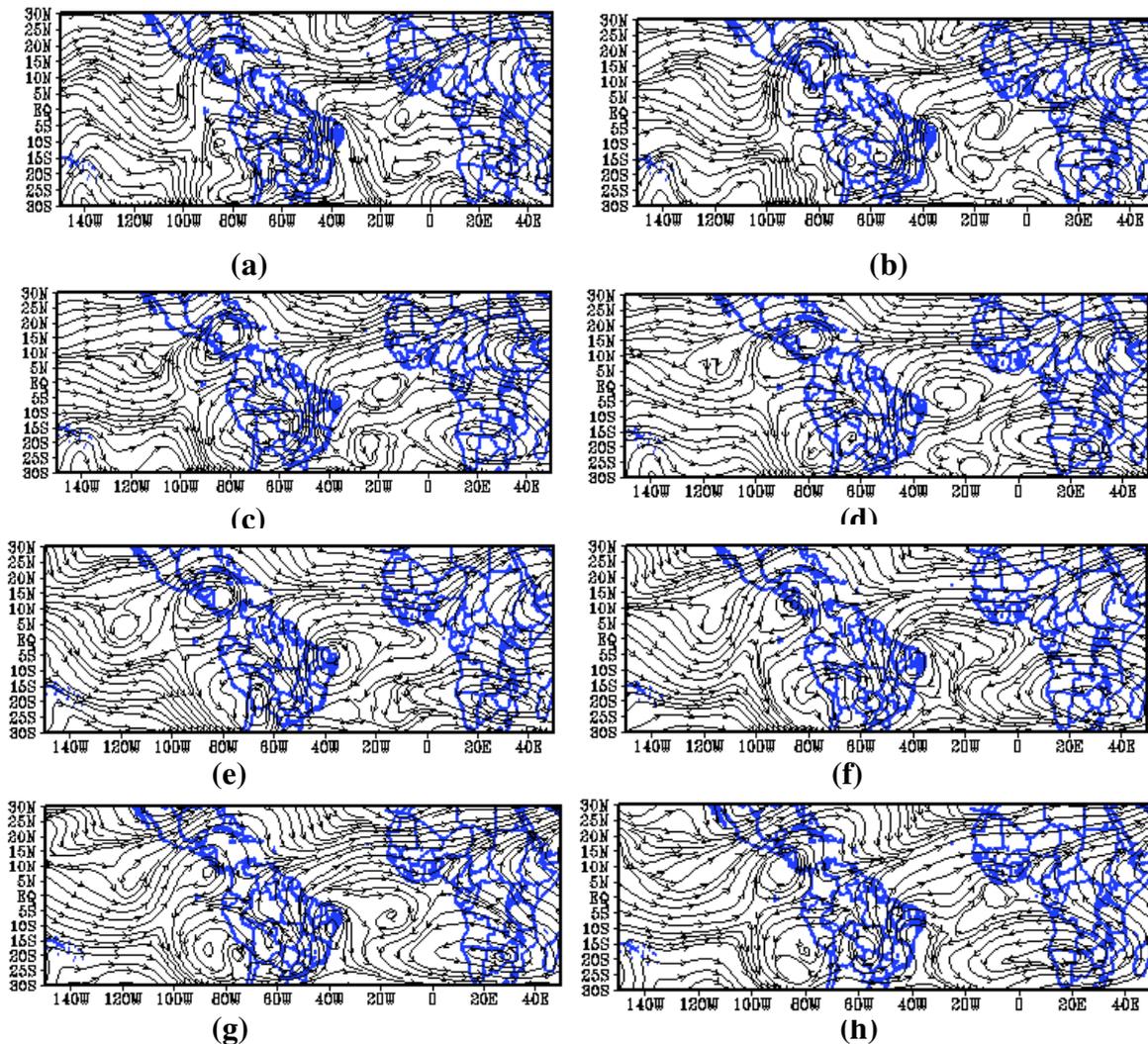
O centro ciclônico sobre o NEB, pouco configurado deslocou-se na direção nordeste, aonde veio a agregar-se a outra circulação ciclônica localizada sobre o Oceano Atlântico ( $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$  e  $10^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{W}$ ) formando um único centro de circulação ciclônica fechado, dando início ao VCAN (Figuras 36c e 36d).

O VCAN apresentou deslocamento no sentido nordeste - sudoeste atingindo o NEB. Observou-se que o AAN e a AA apresentam deslocamento similar ao do VCAN.

O centro de subsidência do VCAN posicionou-se sobre o Estado do Rio Grande do Norte e a leste do Ceará, neste momento o Vórtice apresentou uma configuração mais zonal e AB pouco intensa e sem configuração circular bem definida, permaneceu em sua posição inicial (Figura 36e).

Nas figuras 36f e 36g o VCAN com seu centro de subsidência localizado sobre o interior do NEB começou a deslocar-se para o sul desta região, dando início ao processo de desintensificação, perdendo sua circulação ciclônica.

Na Figura 36h foi observada a total desconfiguração do VCAN do Caso 1, durante este evento notou-se que a AB apresentou uma duplicação, transformando-se em dois centros anticiclônicos pouco intensos. O AAN manteve-se configurado, porém deslocado para oeste de sua posição inicial e o AA manteve sua configuração circular alongada, observada desde o início da formação do VCAN.



**Figura 36:** Caso 1(década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.

Neste caso não foi analisada a imagem de satélite em virtude da não disponibilização da mesma no site <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs> para o período de atuação deste VCAN.

#### 4.2.2.1. Campo da Divergência Horizontal

O campo da divergência horizontal em 200 hPa para o Caso 1 da década de 1990 é apresentado na Figura 37. Durante o período de pré-formação do VCAN observou-se que o máximo de divergência horizontal foi observado a nordeste do Cavado do NEB, ao sul e sudeste da AB e a oeste do continente Sul-Americano (Figura 37a).

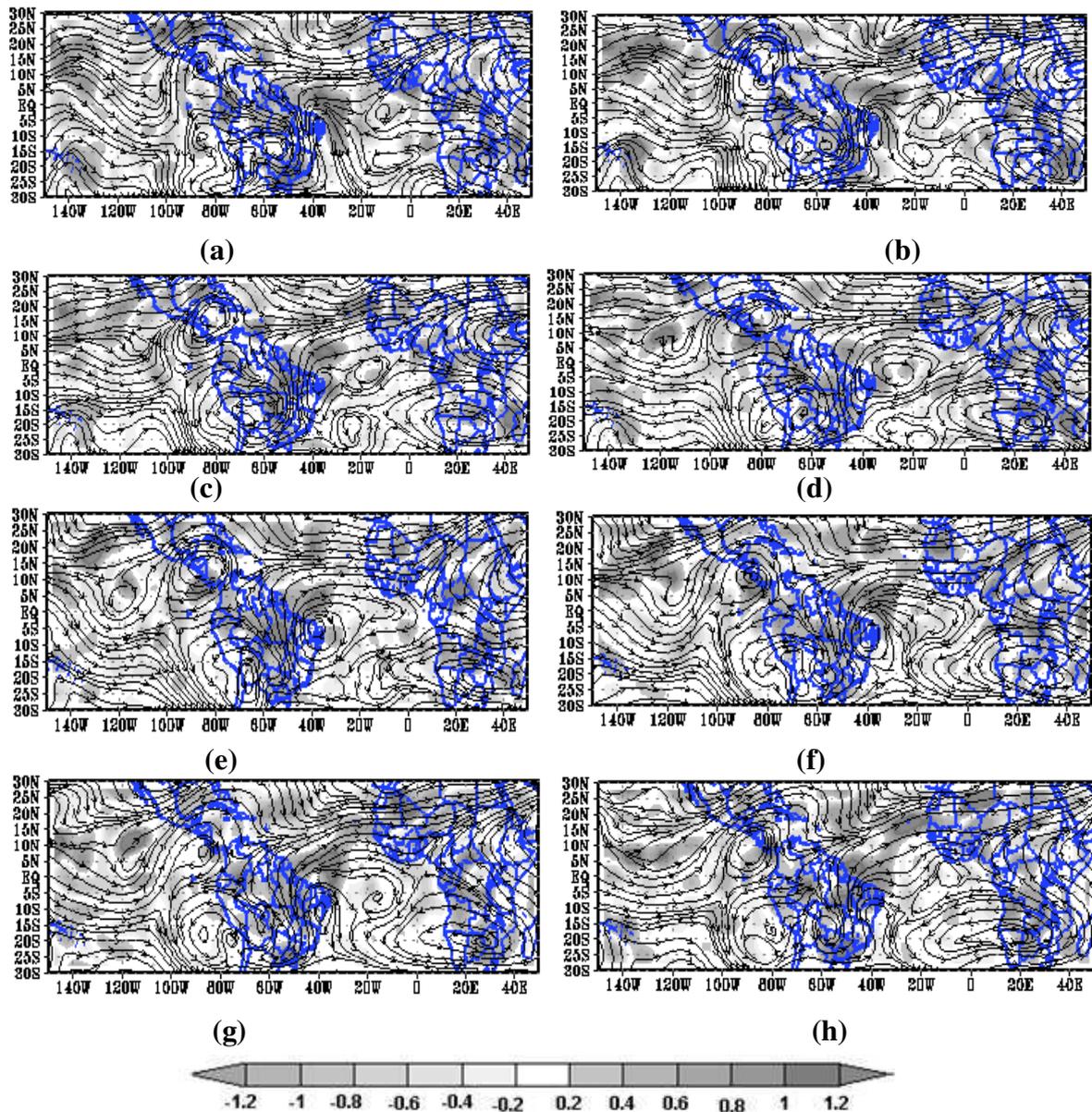
Com o Cavado dando indícios de uma circulação ciclônica observou-se um decréscimo considerável nos valores máximos de divergência das áreas citadas no parágrafo anterior. Já localidades com mínimos valores de divergência foram observadas no Hemisfério Norte e alguns núcleos existentes na região central do Oceano Pacífico e Atlântico (Figura 37b).

Quando o VCAN em estágio inicial apresentou inclinação para nordeste (Figura 37c), sobre as áreas ao norte, noroeste e oeste da atuação do sistema, observou-se uma elevação nos valores da divergência horizontal em relação ao dia anterior. Ainda nesta figura notou-se uma faixa quase meridional que se estendeu de aproximadamente 30°S a 10°N e 40°W a 60°W, com o máximo de divergência horizontal.

Os núcleos com o mínimo de divergência sobre o Hemisfério Sul, observados na Figura 37b não foram mais perceptíveis na Figura 37c.

Ao deslocar-se para o Oceano Atlântico o VCAN apresentou uma diminuição em seus valores de divergência, fato também observado na área de atuação da AB (Figura 37d). Ao apresentar sentido inverso de deslocamento (retornando para o continente), o Vórtice readquiriu valores divergentes máximos em sua região norte. O máximo de divergência também predominou sobre o continente da América do Sul, exceto na faixa litorânea banhada pelo Oceano Atlântico (Figura 37e).

Com a desconfiguração do Vórtice, observou-se o predomínio de divergência positiva e o máximo desta divergência localizou-se por uma área quase meridional que se estendeu de 30°S a 30°N e 60°W a 20°E, aproximadamente (Figura 37h).



**Figura 37:** Caso 1 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.

#### 4.2.2.2. Campos da Vorticidade

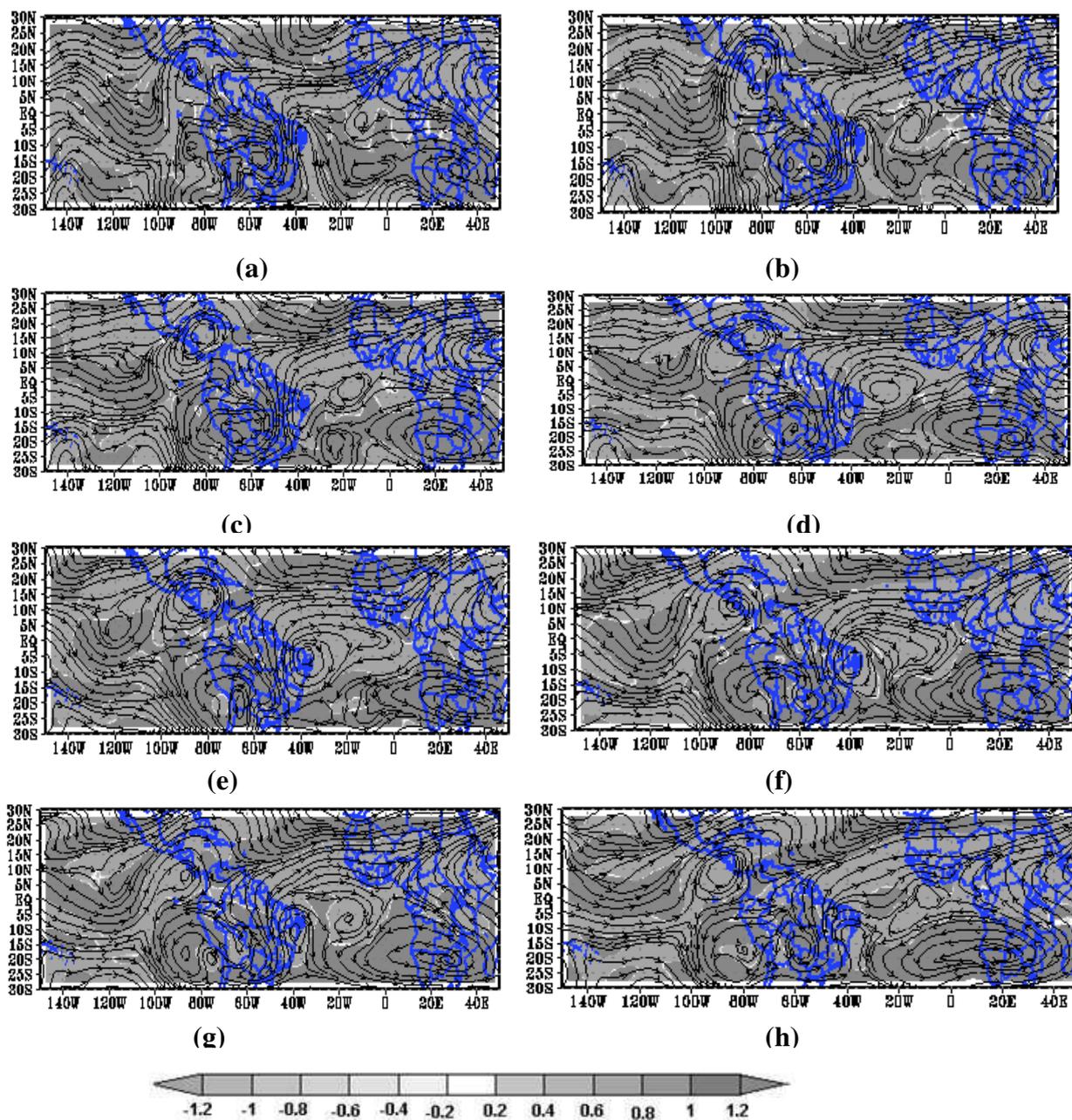
O mínimo de vorticidade ciclônica foi observado na região do Cavado do NEB e no centro ciclônico localizado em  $140^{\circ}\text{W}$  sobre o Oceano Pacífico Sul, confirmando que a presença de vorticidade negativa indica uma circulação ciclônica, corroborando com os resultados obtidos por Fedorova *et. al.*, (1999) e Alves (2001). Já a vorticidade anticiclônica máxima, foi observada no eixo de dois Cavados localizados no Hemisfério Norte (Figura 38a).

O VCAN e o AAN mantiveram sua vorticidade ciclônica, enquanto que o centro de alta localizado no Atlântico Sul apresentou um discreto decaimento em sua vorticidade anticiclônica, comportamento semelhante foi observado na área de atuação do AA (Figura 38b).

As regiões do AA e do eixo do Cavado localizado no Hemisfério Norte (com escoamento mais horizontal), adquiriram o máximo de vorticidade anticiclônica observado neste dia (Figura 38c). A região da AB manteve o mesmo módulo de vorticidade anticiclônica observado desde o dia de formação do VCAN.

O padrão de vorticidade observado manteve-se até a desconfiguração do VCAN, porém, notou-se que com o decaimento da vorticidade positiva da região do Anticiclone, sobre o continente africano, ocorreu uma elevação na vorticidade ciclônica do VCAN propiciando a desconfiguração do sistema.

Neste caso, pertencente à década de 1990, não se observou o máximo de vorticidade anticiclônica na região da AB durante todo o período de atuação do VCAN, ou seja, o escoamento de vorticidade anticiclônica da região da AB não influenciou na manutenção do VCAN, diferentemente dos outros casos analisados.



**Figura 38:** Caso 1(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990.

#### 4.2.2.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

O comportamento da componente rotacional do vento no Caso 1 da década de 1990 apresentou-se semelhante aos casos descritos anteriormente, onde regiões que apresentaram circulação ciclônica tiveram o sentido da componente rotacional do vento direcionado para o interior das circulações anticiclônicas.

Durante o período de pré-formação do VCAN sobre o NEB observou-se a predominância de valores negativos para a componente rotacional, enquanto que a maior parte do continente da América do Sul apresentou valores positivos. Valores

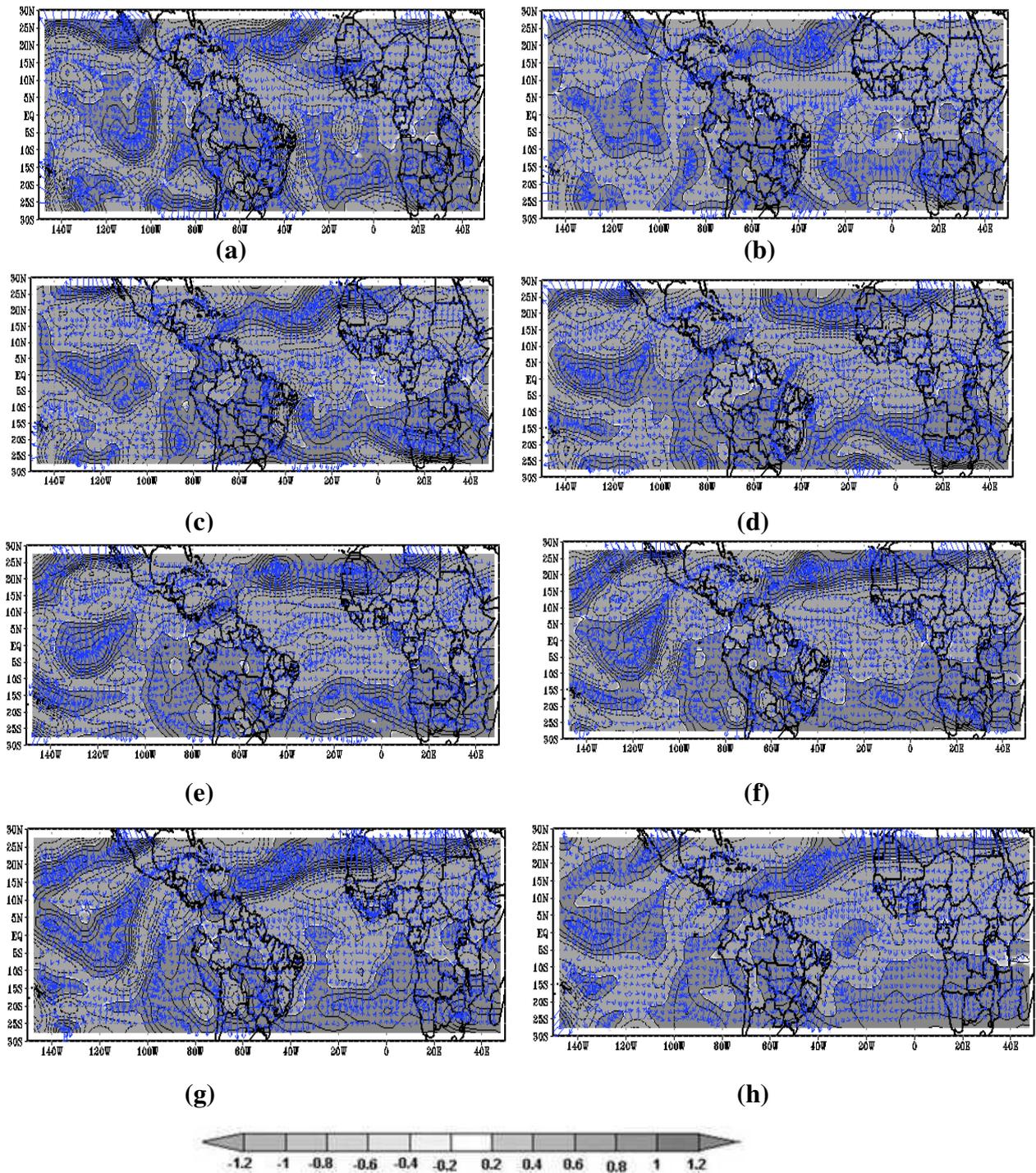
positivos também foram observados sobre o Oceano Atlântico, exceto sobre a região Equatorial (Figura 39a e 39b).

Ainda na Figura 39b notou-se na região do Atlântico Norte uma faixa de valores positivos da componente rotacional do vento que se estendeu de 60°W a 10°E, o sentido da componente nesta região apresentou-se direcionado para o interior da mesma.

À medida que o VCAN posicionou seu centro sobre as águas do Atlântico, ocorreu um discreto aumento na área de ocupação dos valores negativos da componente rotacional do vento na faixa litorânea e também no interior do Nordeste do Brasil (Figura 39c).

Durante todo o período do posicionamento do VCAN sobre o NEB (Figuras 39d, 39e e 39f) observou-se que a componente rotacional do vento apresentou-se negativa sobre esta região.

Nas Figuras 39g e 39h representativas do estágio final do VCAN, não foi observada nenhuma modificação em relação aos dias anteriores no padrão de distribuição desta componente.



**Figura 39:** Caso 1(década 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990 (setas em azul representam a direção da componente).

A componente divergente do vento do Caso 1 da década de 1990 apresentou uma variação entre valores positivos e negativos por toda área de estudo. Na Figura 40a foi observado sobre o Atlântico Sul adjacente ao NEB e faixa litorânea do Nordeste do

Brasil a predominância de valores positivos para a componente divergente do vento, onde o direcionamento desta componente seguia para o interior destas localidades.

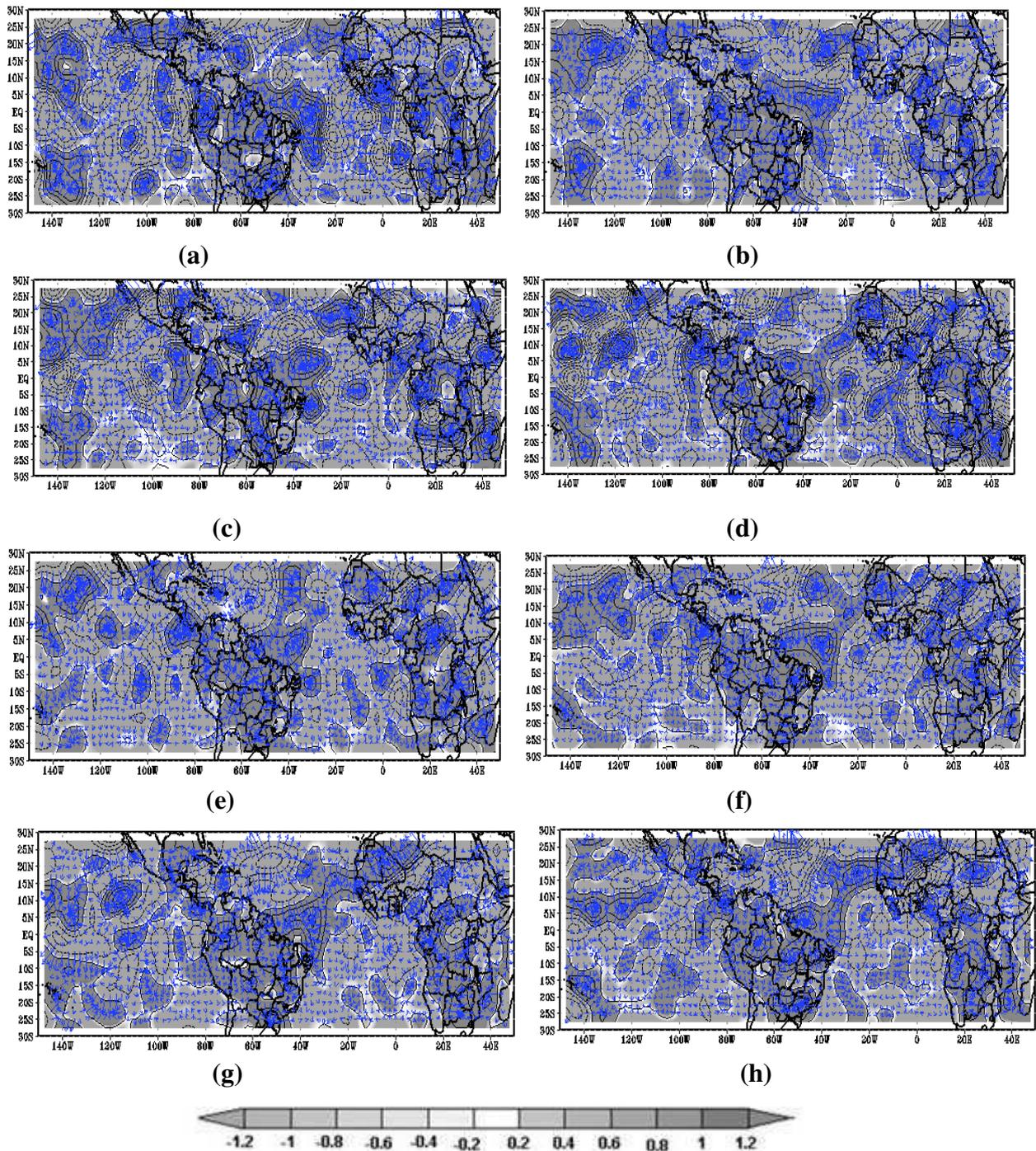
Ainda na mesma figura, sobre o Brasil houve a predominância de valores positivos para a componente divergente. Entretanto um pequeno núcleo com valores negativos para esta componente posicionou-se sobre o Estado de Rondônia, leste do Acre e pequeno trecho ao sul do Amazonas.

A faixa litorânea do NEB, onde o VCAN posicionou sua região periférica, manteve os valores positivos para a componente divergente, entretanto observou-se uma intensificação desta componente, como pode ser observado na Figura 40b. Também foi perceptível nesta figura o deslocamento para oeste da componente divergente positiva sobre a região Sudeste do Brasil.

Na Figura 40c observou-se o mesmo padrão de comportamento do dia anterior da componente divergente, exceto sobre a região Sudeste, que voltou a apresentar valores positivos para esta componente em praticamente toda sua área.

Com o deslocamento do VCAN de sua posição anterior (Figura 40d), os valores negativos da componente divergente ocupou maior parte do NEB e sobre o Atlântico Sul adjacente a esta região observou-se a permanência do núcleo positivo da componente divergente.

Este padrão apresentado no parágrafo anterior permaneceu durante todo o período em que o VCAN permaneceu sobre o NEB (Figuras 40e e 40f), entretanto durante a fase de decaimento do Vórtice, a componente divergente positiva voltou a ocupar todo o NEB, exceto a região do sul da Bahia, que permaneceu com valores negativos para a componente divergente do vento (Figuras 40g e 40h).



**Figura 40:** Caso 1(década 1990). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 3 a 10 de janeiro de 1990 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.2.2.4. Precipitação

O acompanhamento dos totais pluviométricos observados sobre o NEB durante a ocorrência do VCAN classificado como Caso 1 da década de 1990 foi iniciado a partir do dia 5 de janeiro de 1990.

O VCAN com sua forma circular definida encontrava-se posicionado sobre o Oceano Atlântico ( $20^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ ), neste dia não foram observados totais de chuvas

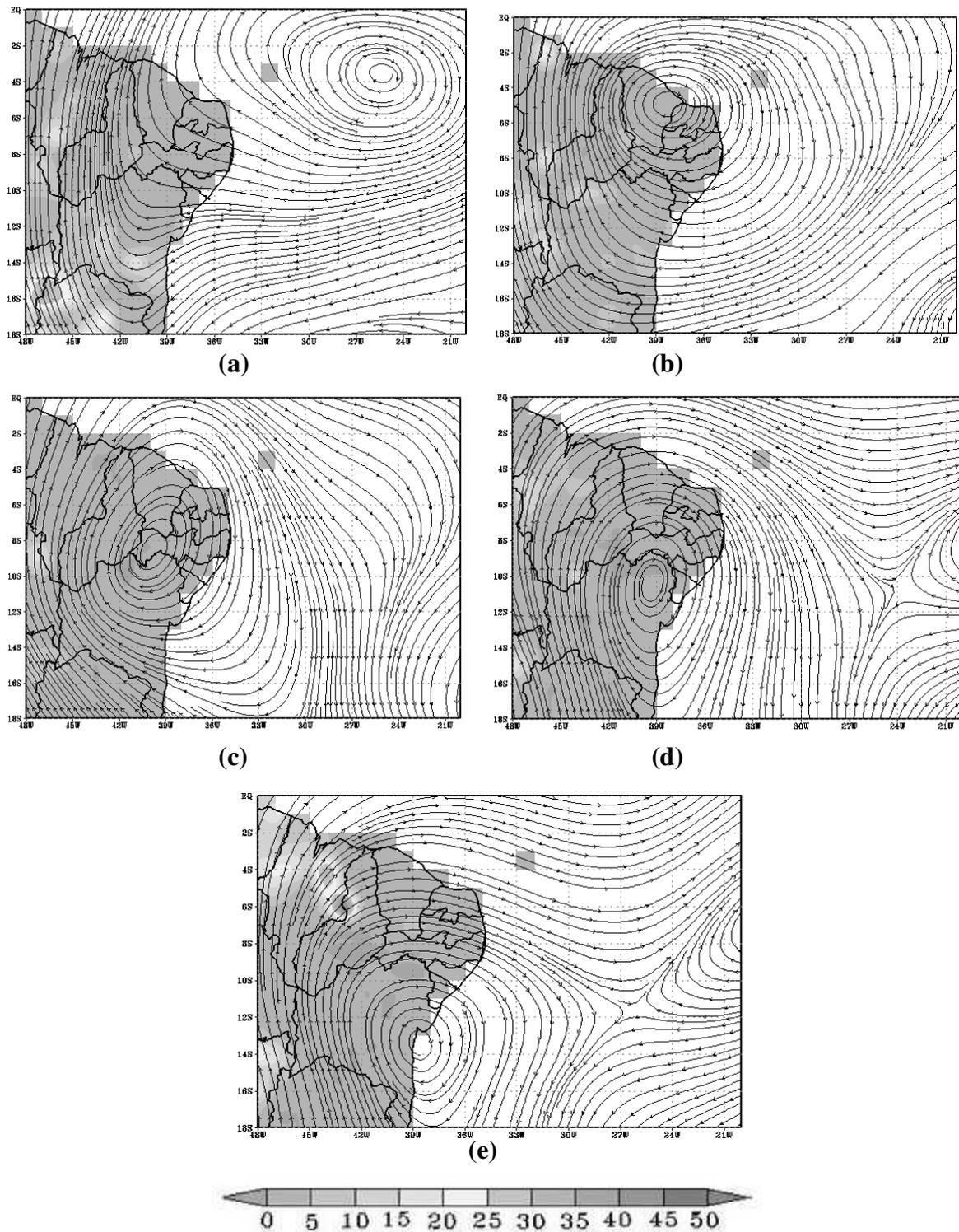
superiores a 10 mm/dia, visto que sobre a maior parte da região as chuvas variaram de 3 a 9 mm/dia. Apenas alguns núcleos individualizados localizados ao norte e ao sul dos Estados do Maranhão e da Bahia apresentaram precipitação líquida em torno de 20 mm/dia (Figura 41a).

Na Figura 41b o VCAN já se encontrava com seu centro de subsidência posicionado ao norte do Estado do Ceará, inibindo a formação de chuvas nesta localidade. Neste dia os totais pluviométricos por toda a região ficaram em torno de 2 mm/dia, exceto em algumas localidades ao sul e norte do Estado do Maranhão, sul do Piauí e o extremo norte e região central do Estado da Bahia onde foram observados valores superiores a 12 mm/dia. Ainda na Figura 41b percebeu-se que a banda periférica deste VCAN, ao posicionar-se sobre os Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba e sobre o extremo oeste do Ceará não propiciou a ocorrência de grandes volumes de chuvas.

Apresentando um deslocamento na direção Nordeste – Sudoeste (NE – SW), o VCAN deslocou-se rapidamente localizando seu centro de subsidência sobre o extremo oeste de Pernambuco (Figura 41c), neste dia os totais pluviométricos observados mantiveram-se similares ao dia anterior, sendo que o máximo de chuvas (4 mm/dia) ocorreu ao sul da Bahia.

Deslocando-se agora para Sudeste o VCAN posicionou-se sobre o norte da Bahia e o total de 12 mm/dia de chuvas ocorreu a oeste deste sistema, sobre o Maranhão e um pequeno núcleo ao sul do Piauí (Figura 41d).

Durante o último dia de atuação do VCAN (Figura 41e) a distribuição espacial dos totais pluviométricos manteve-se similar ao padrão do dia anterior, a exceção observada foram os máximos de chuvas (40 mm/dia) na faixa de transição entre os Estados do Maranhão e do Piauí.



**Figura 41:** Caso 1(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 5 a 9 de janeiro de 1990

#### 4.2.3. Caso 2

O Caso 2 da década de 1990 foi o primeiro caso a ser analisado sob a influência do evento La Niña. Este VCAN formou-se sobre a região do Atlântico Equatorial entre as latitudes de 5°S e 15°S e longitude de 10°W e 20°W no dia 24 de novembro de 1996 e apresentou-se configurado até o dia 29 de novembro do mesmo ano, onde veio a dissipar-se sobre o Atlântico Sul adjacente ao NEB.

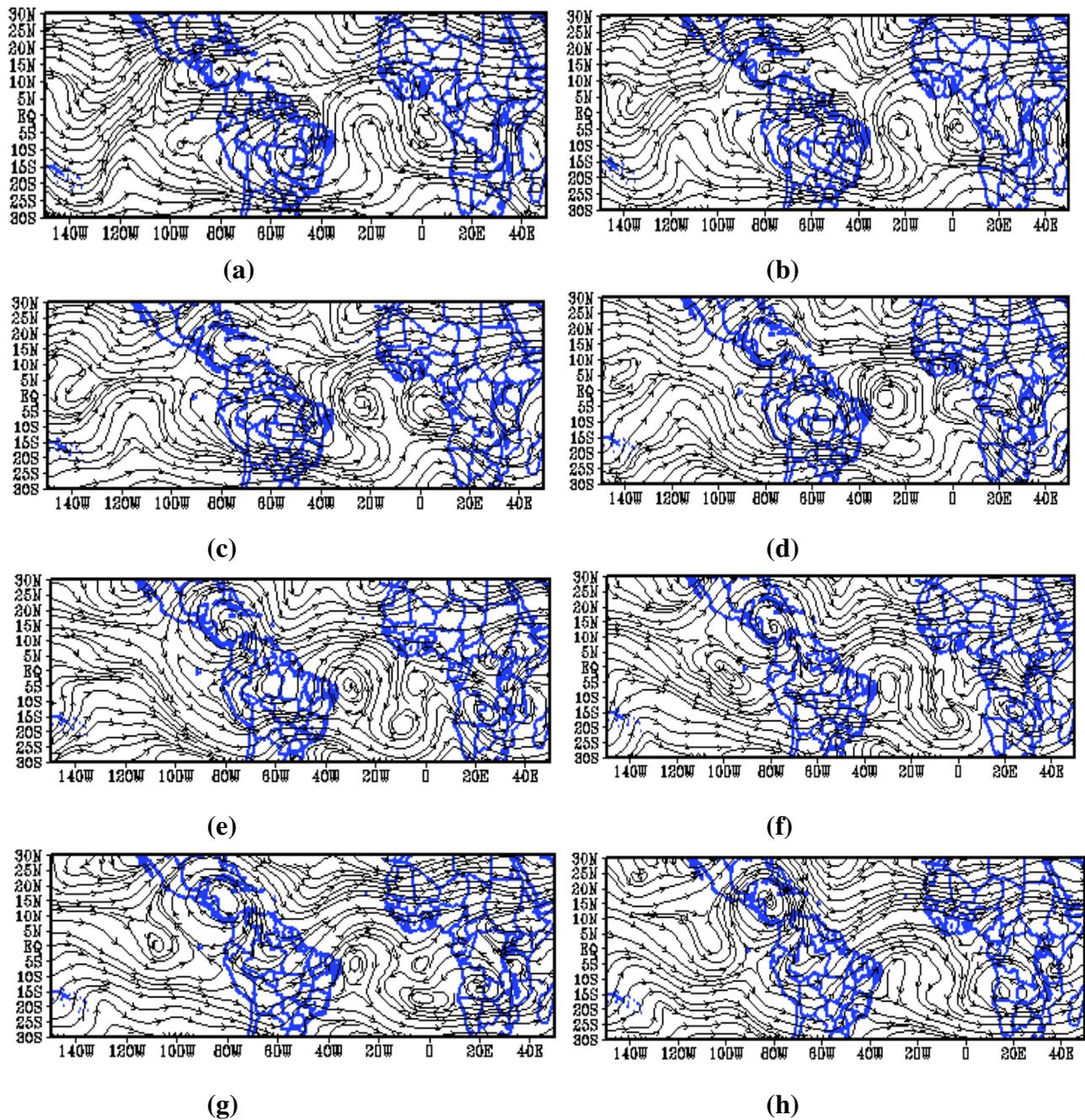
Durante a pré-formação do sistema (Figura 42a) observou-se a presença da AB, com sua circulação anticiclônica bem configurada sobre o Brasil, bem como o início da configuração do AAN. A leste do Cavado do NEB notou-se a presença de um anticiclone que veio a dissipar-se 3 dias após a formação do VCAN, como pode ser observado na Figura 30d.

O VCAN apresentou movimento regular (RAMÍREZ, 1997) na direção de leste para oeste, atingindo o litoral norte do NEB com sua região periférica no dia 26 de novembro. A Alta da Bolívia continuou a apresentar sua circulação anticiclônica, porém, um pouco mais alongada em seu sentido zonal. Ao sul do Continente Africano observou-se a presença do Anticiclone da Angola (AA), mais posicionado para leste do continente (Figura 42d).

No quarto dia de atuação, o VCAN apresentou indícios de desintensificação e manteve-se estacionário sobre o Atlântico adjacente ao NEB. Durante este dia foi observada a desconfiguração da AB sobre o continente e ao mesmo tempo a intensificação do AAN (Figura 42e).

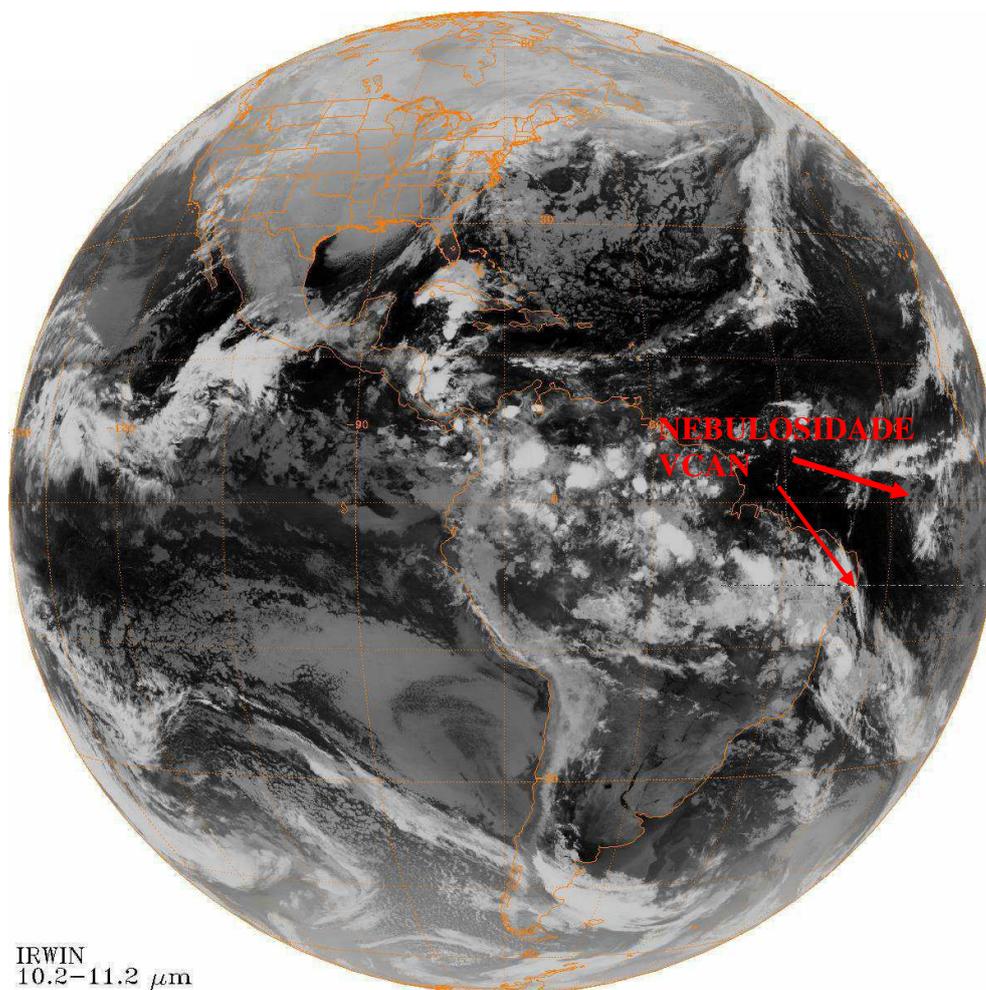
Com a desconfiguração da AB o escoamento de oeste tornou-se mais zonal e o VCAN começou a perder sua circulação ciclônica, iniciando seu decaimento. O Vórtice, em estágio final manteve-se posicionando sobre o Atlântico Sul (Figura 30g).

Na Figura 30h foi observada a total desconfiguração do VCAN e a presença apenas do AAN, bastante intensificado, e o AA apareceu mais deslocado para oeste de sua posição inicial.



**Figura 42:** Caso 2(década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.

Na Figura 43 observou-se a imagem do Satélite GOES 8 para o dia 26 de novembro de 1996 (terceiro dia de atuação do VCAN) as 05:45 UTC. Durante este dia o Vórtice permaneceu com seu centro de subsidência posicionado sobre a região do Atlântico Equatorial. Na imagem identificou-se a nebulosidade associada ao VCAN posicionada sobre o Atlântico e uma faixa de nebulosidade sobre o NEB.



**Figura 43:** Imagem de Satélite GOES-8 (IR) para o dia 26/11/1996, as 05:45 UTC.

#### 4.2.3.1. Campo da Divergência Horizontal

Os mínimos valores da divergência horizontal foram observados nas regiões sul, leste e oeste do Cavado do NEB, também foram observados pequenos núcleos individualizados sobre o eixo do Cavado no Hemisfério Norte e sobre o Oceano Pacífico. O máximo de divergência positiva ocorreu em uma faixa que englobou todo espaço de latitude da área de estudo e longitude de  $15^{\circ}\text{W}$  a  $40^{\circ}\text{W}$ , aproximadamente (Figura 44a).

Na Figura 44b, notou-se que com a formação do VCAN os movimentos divergentes positivos máximos posicionaram-se a noroeste deste centro ciclônico, e que a faixa citada no parágrafo anterior, apresentou considerável elevação, principalmente

sobre o Atlântico Norte, porém, percebeu-se um decréscimo na região da faixa localizada a sudoeste do Cavado deste Oceano.

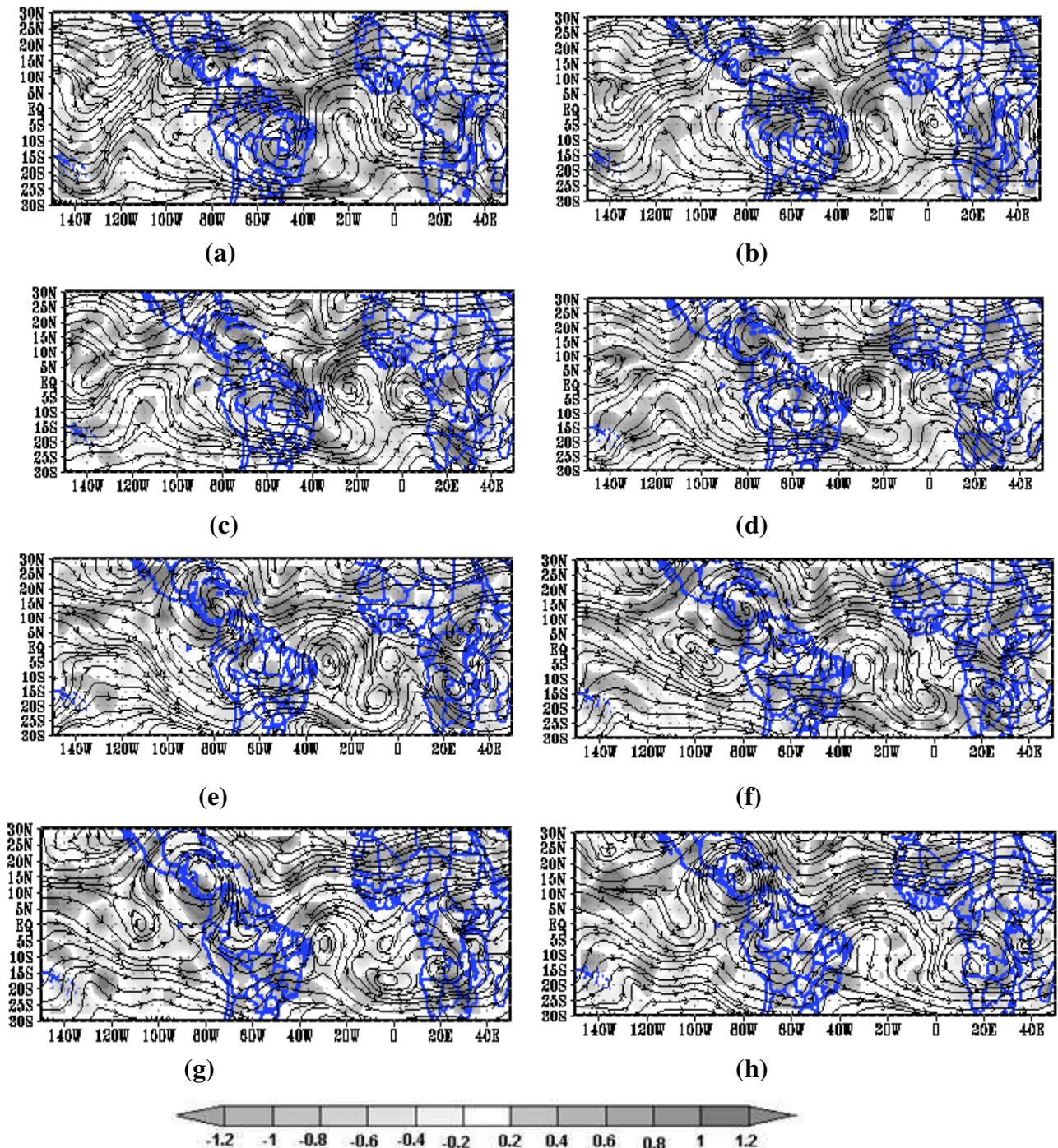
Sobre o continente, a AB apresentou-se inserida na faixa com máximos valores divergentes, exceto a região oeste da mesma. O AAN também apresentou o máximo de divergência positiva, entretanto em sua região periférica norte, houve predomínio de divergência negativa, como pode ser verificado na Figura 44c.

Com seu centro de subsidência posicionado sobre o Oceano Atlântico Sul, o VCAN apresentou um decréscimo de sua componente divergente sobre sua porção periférica que se estendeu de noroeste a nordeste do sistema, comportamento similar foi observado na região da AB (Figura 44d).

Com a desconfiguração da AB (Figura 44e) a componente divergente positiva diminuiu sobre o continente, porém a região do AAN manteve sua componente divergente inalterada.

Nas figuras subsequentes observou-se a diminuição dos valores divergentes positivos por toda a área estudo, inclusive na região do AAN e do VCAN, que começou a desintensificar-se a partir da Figura 44g.

Finalizada a circulação ciclônica do VCAN os valores divergentes variaram de positivos a negativos na região do Cavado do NEB, enquanto que AAN voltou a apresentar o máximo de divergência positiva.



**Figura 44:** Caso 2(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.

#### 4.2.3.2. Campo da Vorticidade

O mínimo da vorticidade ciclônica foi observado na região do Cavado do NEB e a leste do AAN. Já os máximos de vorticidade anticiclônica foram observados sobre a área de abrangência da AB, sobre o anticiclone (leste do Cavado do NEB), no eixo da

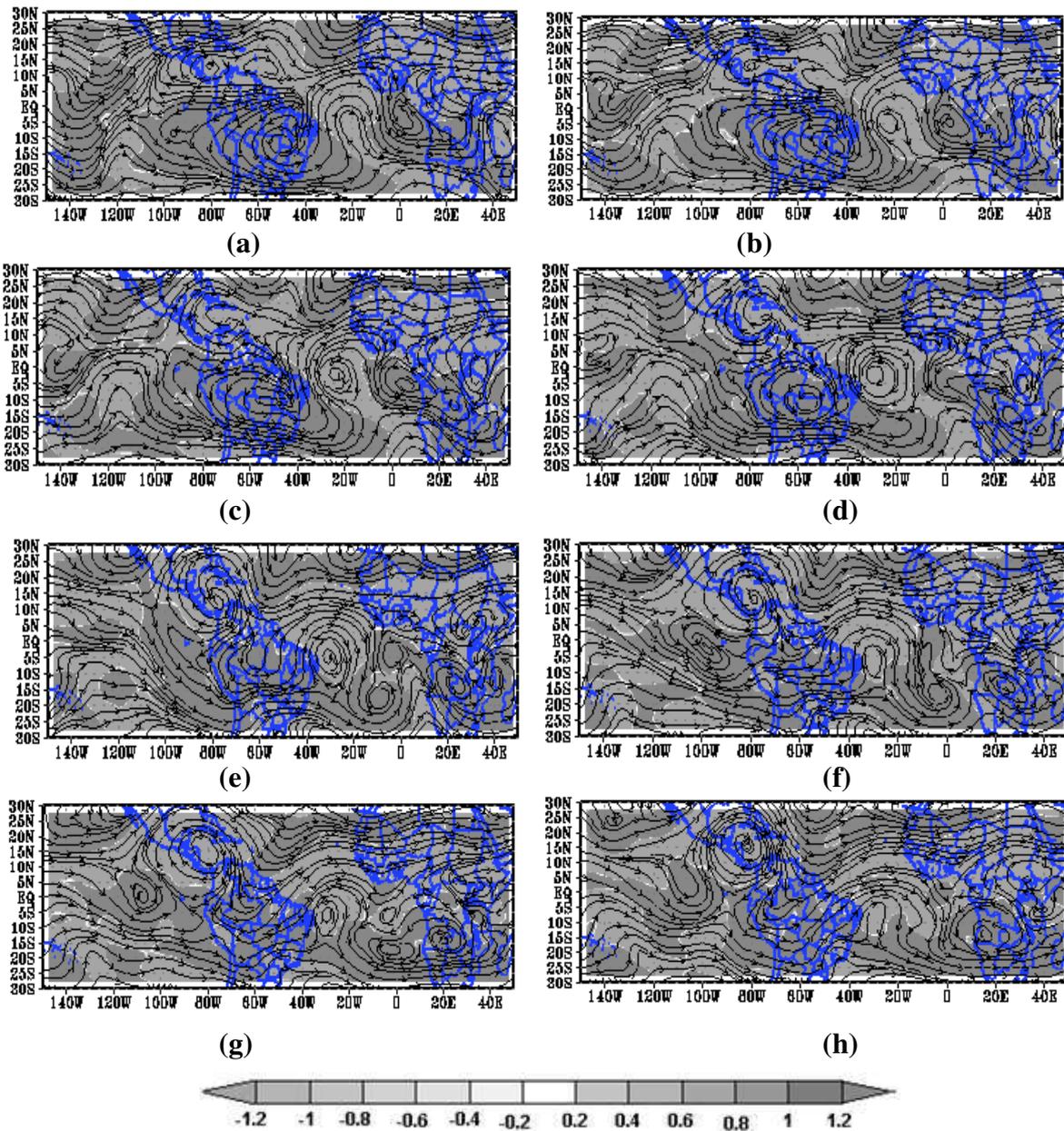
crista localizada sobre o Pacífico Sul na longitude de 140°W e também nas regiões do eixo do Cavado no Atlântico Norte e sobre a região norte do AAN (Figura 45a).

Na Figura 45b notou-se um enfraquecimento da vorticidade anticiclônica citada anteriormente, exceto nas regiões do eixo do Cavado no Atlântico Norte, ao norte do AAN e ao sul da área de atuação da AB.

O VCAN com sua vorticidade ciclônica, recebeu escoamento anticiclônico proveniente da região da AB, porém este sistema manteve seu módulo de vorticidade (Figura 45c). Sobre o continente foi observado um escoamento mais zonal de vorticidade anticiclônica (Figura 45d), entretanto, este apresentou-se menos intenso que o observado no dia anterior.

Na Figura 45e notou-se a diminuição de vorticidade negativa proveniente da região da Alta da Bolívia, já sem sua apresentar sua forma definida e o deslocamento do VCAN em direção sul do litoral do NEB, já o AAN manteve a vorticidade observada anteriormente.

Notou-se que com a diminuição da vorticidade anticiclônica, principalmente na região da AB, o VCAN perdeu sua característica ciclônica fechada, desconfigurando-se, logo isso implica em que o escoamento de vorticidade anticiclônica proveniente da AB interfere na manutenção do Vórtice (RAMÍREZ, 1997).



**Figura 45:** Caso 2(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996.

#### 4.2.3.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

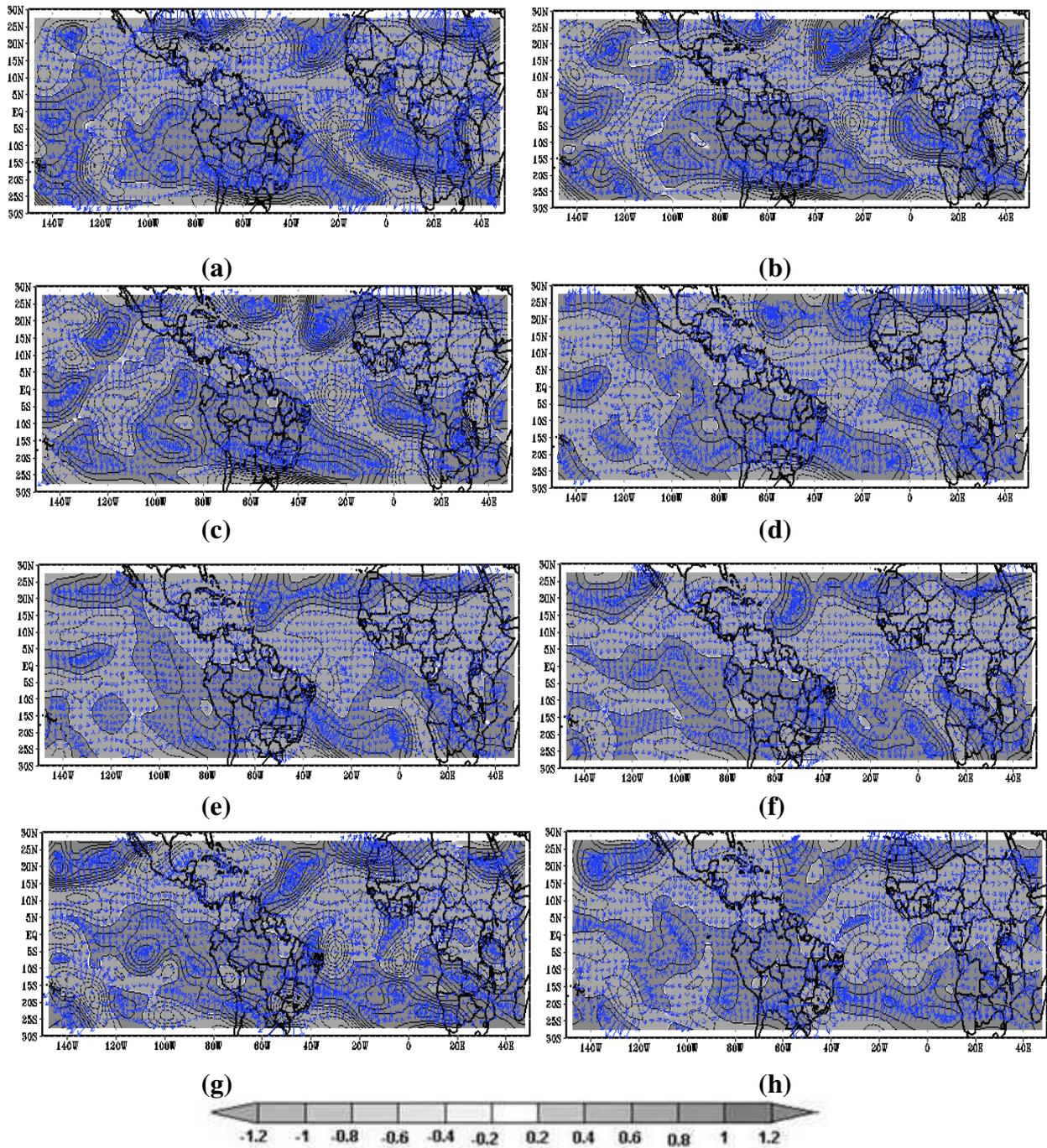
Na Figura 46a observou-se o dia de pré-formação do VCAN, na região do Cavado do NEB a direção da componente rotacional do vento seguiu para o centro anticiclônico localizado a leste do mesmo. A região de atuação da AB apresentou sinal positivo e absorveu a componente proveniente de regiões que apresentaram sinal negativo para a componente rotacional.

O Cavado no Hemisfério Norte com seu eixo localizado entre as latitudes de  $20^{\circ}\text{N}$  -  $30^{\circ}\text{N}$  e longitude de  $20^{\circ}\text{W}$  -  $40^{\circ}\text{W}$  apresentou o mesmo padrão observado na região da AB (Figura 46b).

No NEB a componente rotacional do vento apresentou sinal positivo durante o período de pré-formação do VCAN e durante a atuação do mesmo, mudando seu sinal para negativo apenas durante o processo de intensificação do sistema, sobre uma área localizada sobre os Estados do Maranhão, Ceará e Rio Grande do Norte (Figura 46d).

Durante o período de intensificação do VCAN, quando este atingiu o litoral do NEB, notou-se que a faixa litorânea onde a região periférica do Vórtice permaneceu, adquiriu valores negativos para a componente rotacional do vento e com a desintensificação do sistema os valores negativos desta componente atingiram a maior parte do NEB restando valores positivos apenas ao sul do Estado do Ceará e nos Estados de Sergipe e da Bahia.

De um modo geral, observou-se que as regiões que apresentaram circulação ciclônica são responsáveis pela difluência da componente rotacional do vento e as regiões com circulação anticiclônicas convergem esta componente.



**Figura 46:** Caso 2(década 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996 (setas em azul representam a direção da componente)

Na análise da componente divergente do vento observou-se que a área do Cavado do NEB foi marcada pela convergência desta componente. Na região oeste do mesmo, observou-se um centro onde a componente divergente seguia para convergir em regiões que apresentaram o máximo valor positivo para esta componente (Figura 47a).

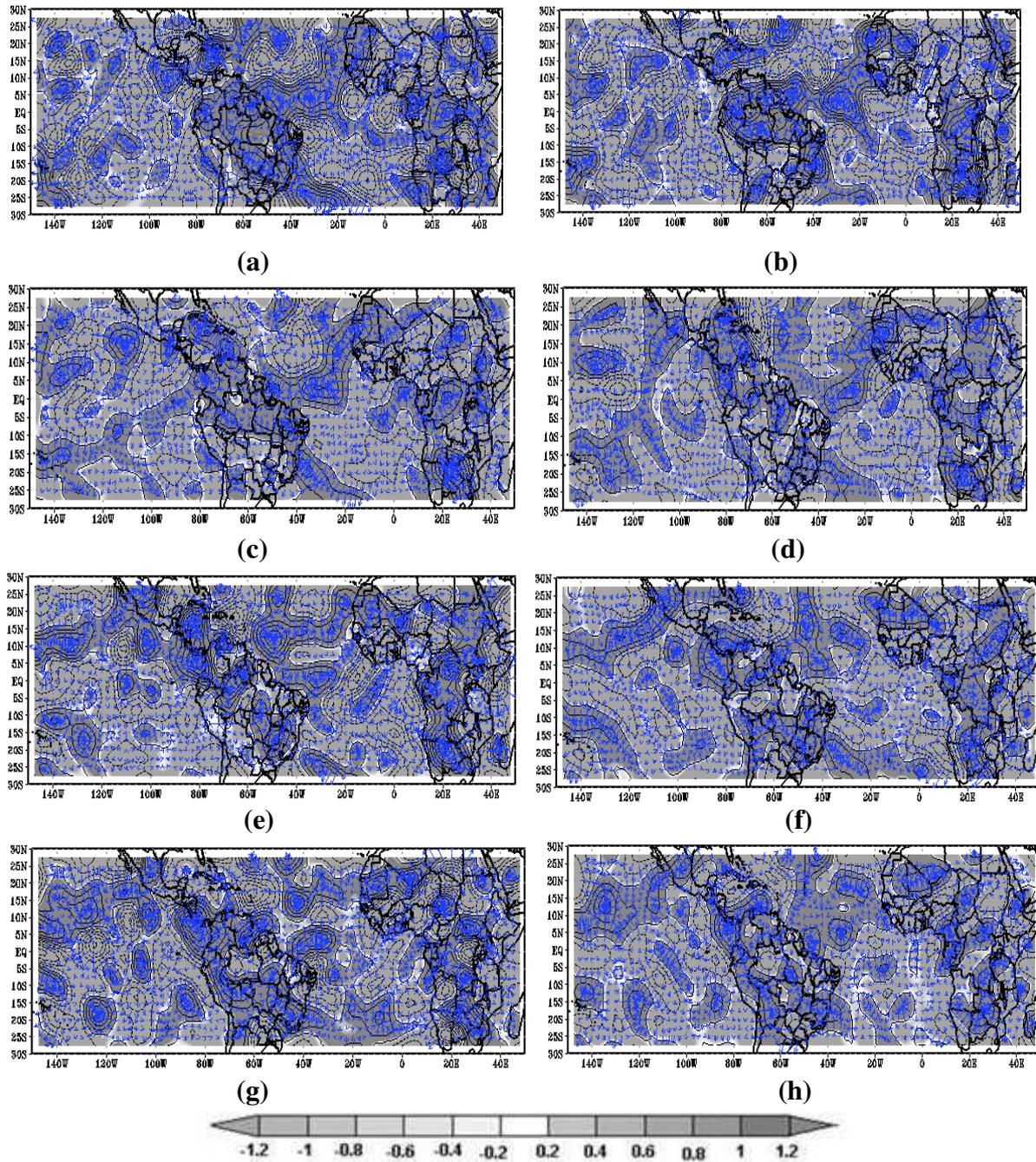
Com a formação ciclônica do VCAN (Figura 47b) nas regiões localizadas a nordeste e ao sul do Vórtice houve a ocorrência de valores positivos e confluência da componente divergente. Em seu lado leste o VCAN posicionado com sua região periférica sobre o centro descrito no parágrafo anterior, apresentou valores negativos para a componente divergente.

Ainda na Figura 47b o lado leste da área de atuação da AB apresentou valores positivos para a componente divergente enquanto que no lado oeste houve uma intercalação entre valores positivos e negativos.

Na Figura 47c a região positiva da componente divergente do vento deslocou-se para o norte do VCAN, apresentando nesta região uma maior confluência desta componente do vento. Sobre o continente os valores positivos posicionaram-se por uma faixa que se estendeu praticamente por todo o NEB, exceto a faixa litorânea e região Norte do Brasil.

Com a intensificação do VCAN a componente divergente positiva, que até então posicionava-se sobre o NEB, deslocou-se mais para o sul do País, entretanto, o lado oeste e o sul do Estado da Bahia, permaneceram com a componente divergente positiva (Figura 47d e 47e).

Durante a desconfiguração da AB a região central do Brasil permaneceu com o máximo valor positivo da componente divergente do vento, permanecendo este padrão até a desconfiguração total do VCAN.



**Figura 47:** Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 23 a 30 de novembro de 1996 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.2.3.4. Precipitação

Os totais pluviométricos observados no NEB ocorridos durante o VCAN do Caso 2 da década de 1990 são apresentados na Figura 48. O acompanhamento foi iniciado a partir do dia 26 de novembro, quando o VCAN já apresentava sua forma circular bem definida e encontrava-se posicionado sobre o Atlântico. Neste dia, em maior parte do NEB os totais pluviométricos ficaram em torno de 5 mm/dia, apenas

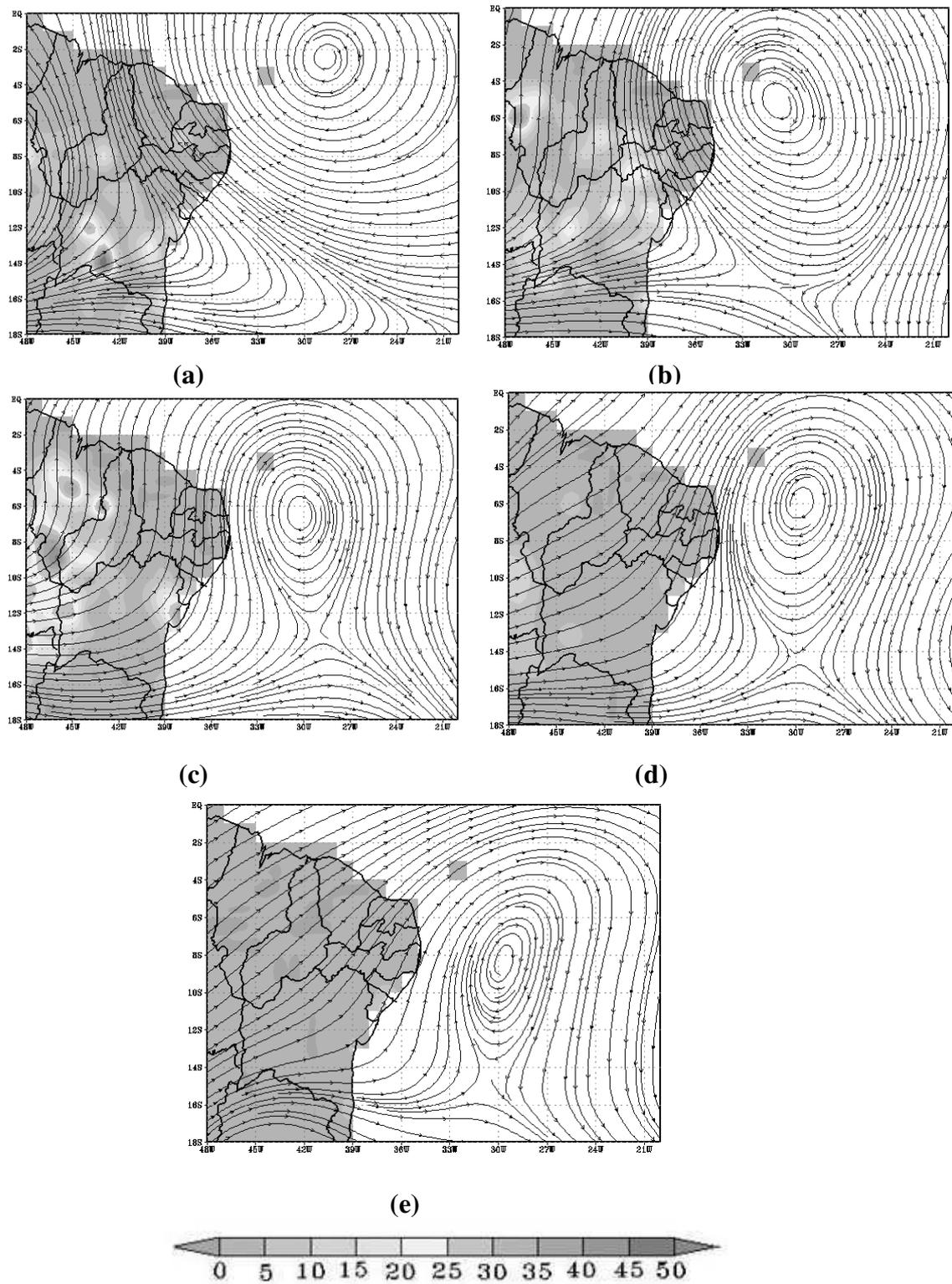
sobre o Estado da Bahia (oeste e faixa litorânea) é que foram observados chuvas variando de 10 a 45 mm/dia (Figura 48a).

Com o VCAN deslocando-se em direção ao NEB observou-se que os máximos de chuvas (15 a 20 mm/dia) ocorreram sobre a porção central do Estado do Piauí, sul do Ceará e extremo oeste dos Estados da Paraíba e de Pernambuco. Estes máximos também foram observados em praticamente todo o Estado da Bahia (Figura 48b). Ainda nesta figura observou-se a variação pluviométrica de 10 a 35 mm/dia a oeste do Estado do Maranhão.

Similar ao dia anterior os máximos de chuva continuaram a ser observados sobre o Estado do Maranhão (45 mm/dia) e no litoral norte da Bahia. Próximo a divisa com o Estado de Sergipe foi perceptível um núcleo cuja variação da precipitação oscilou de 10 a 35 mm/dia (Figura 48c).

O VCAN manteve-se estacionário sobre o Atlântico, nesta ocasião sobre praticamente todo o NEB os totais de chuvas observados foram inferiores a 2 mm/dia. As exceções observadas ocorreram em núcleos isolados (10 mm/dia) sobre oeste dos Estados do Maranhão, Alagoas e Sergipe, bem como ao sul da Bahia e oeste deste Estado (Figura 48d).

Durante o último dia de atuação do VCAN as chuvas observadas sobre o NEB não apresentaram grandes alterações em relação a sua distribuição espacial, apenas os núcleos descritos no parágrafo anterior se dissiparam, permanecendo apenas ao sul da Bahia, na divisa entre os Estados da Bahia, Sergipe e oeste de Alagoas (Figura 48e).



**Figura 48:** Caso 2 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 26 a 30 de novembro de 1996.

#### 4.2.4. Caso 3

Similar ao Caso anterior o VCAN do Caso 3 da década de 1990 ocorreu quando havia a configuração do evento La Niña sobre as águas do Pacífico. O Vórtice

iniciou sua forma ciclônica a partir do dia 01 de fevereiro de 1999 e permaneceu configurado até o dia 5 de fevereiro do mesmo ano, quando perdeu sua forma circular.

Neste Caso da década de 1990 foi observado que mesmo antes da configuração do VCAN a AB, bem configurada e posicionada sobre a América do Sul já se apresentava bastante intensificada, comportamento similar também foi observado com o Anticiclone da Angola (AA) posicionado ao sul da África (Figura 49a). Durante todo o período de atuação deste Vórtice não foi detectado a presença do Anticiclone do Atlântico Norte (AAN).

O centro ciclônico foi observado inicialmente sobre o Oceano Atlântico Sul ( $10^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$ ;  $10^{\circ} - 20^{\circ}\text{W}$ ) e apresentou uma discreta inclinação para oeste, como pode ser observado na Figura 49b.

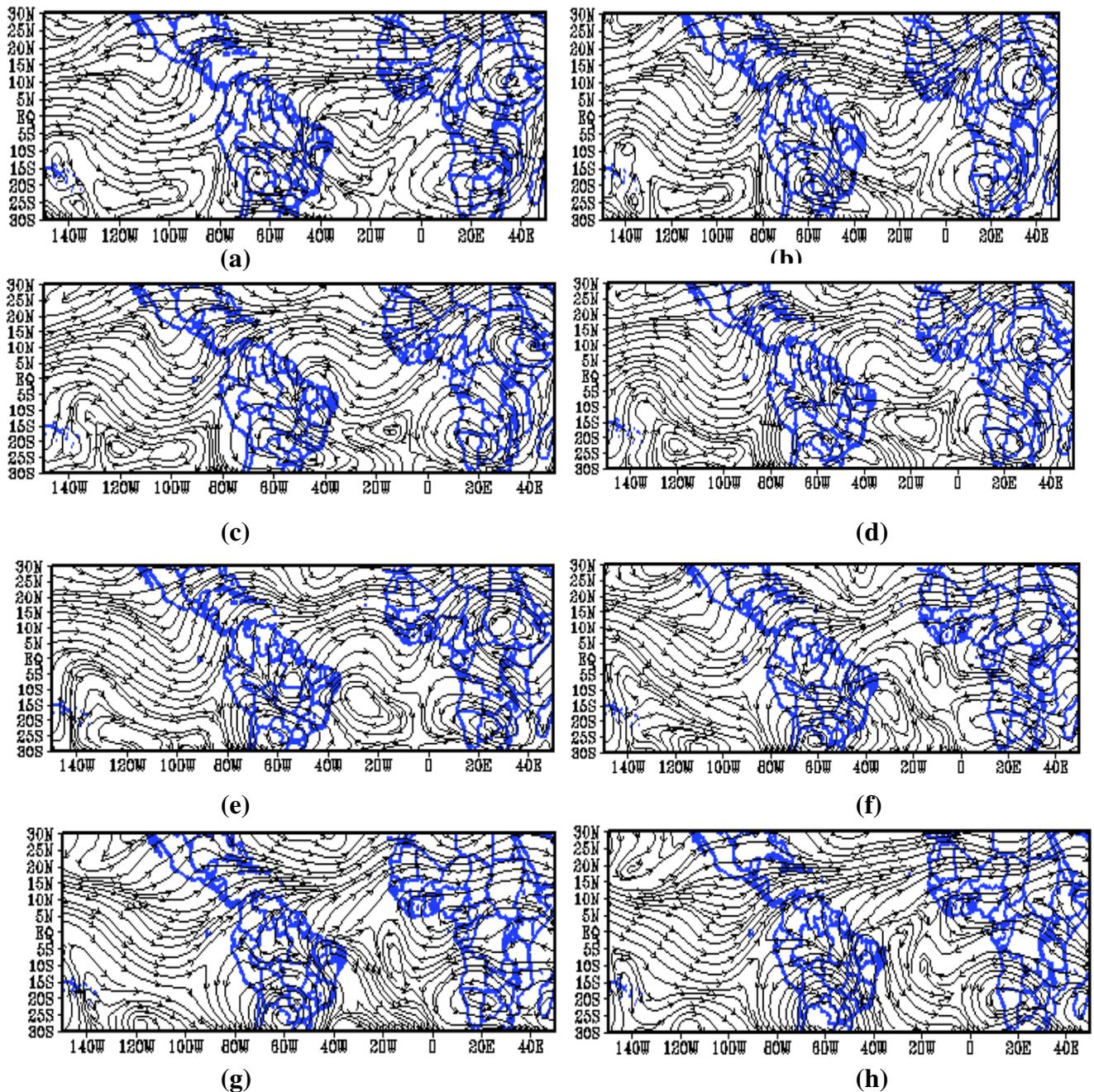
Sobre a região do Pacífico Sul notou-se a presença de um centro ciclônico (perceptível desde o dia anterior) localizado no espaço longitudinal compreendido entre  $100^{\circ}\text{W}$  e  $130^{\circ}\text{W}$  e latitude  $20^{\circ}\text{S}$  e  $30^{\circ}\text{S}$ , aproximadamente. O VCAN apresentou pequena intensificação, porém, permaneceu estacionário em sua posição inicial. A AB apresentou um discreto deslocamento para oeste e o AA permaneceu estacionário (Figura 49c).

Com a forma circular mais definida o VCAN começou a deslocar-se para oeste em direção ao NEB e a AB apresentou indícios de uma possível desintensificação (Figura 49d).

Na Figura 49e percebeu-se que a AB voltou a se intensificar e não mais apresentou uma forma alongada, voltando a sua forma circular e deslocando-se mais para o sul do Brasil. Ainda nesta figura, foi observado que a faixa de nebulosidade periférica do VCAN posicionou-se sobre os litorais dos Estados da Bahia, Sergipe e o sul de Alagoas, e o centro ciclônico do Pacífico deslocou-se mais para o sul.

O VCAN manteve seu centro de subsidência localizado sobre o Oceano Atlântico, inibindo os movimentos ascendentes sob esta região, e sua região periférica leste posicionou-se mais para o interior do NEB. A leste do VCAN observou-se o início da formação de uma circulação anticiclônica sobre o Atlântico entre as longitudes de  $0^{\circ}$  e  $20^{\circ}\text{W}$  (Figura 49f).

Nas Figuras 49g e 49h observou-se a fase final do VCAN onde o mesmo perdeu sua circulação ciclônica retornando ao Cavado do NEB. O anticiclone diagnosticado anteriormente a leste do VCAN permaneceu mesmo com a desconfiguração do Vórtice, e a AB e o AA mantiveram suas formas circulares.

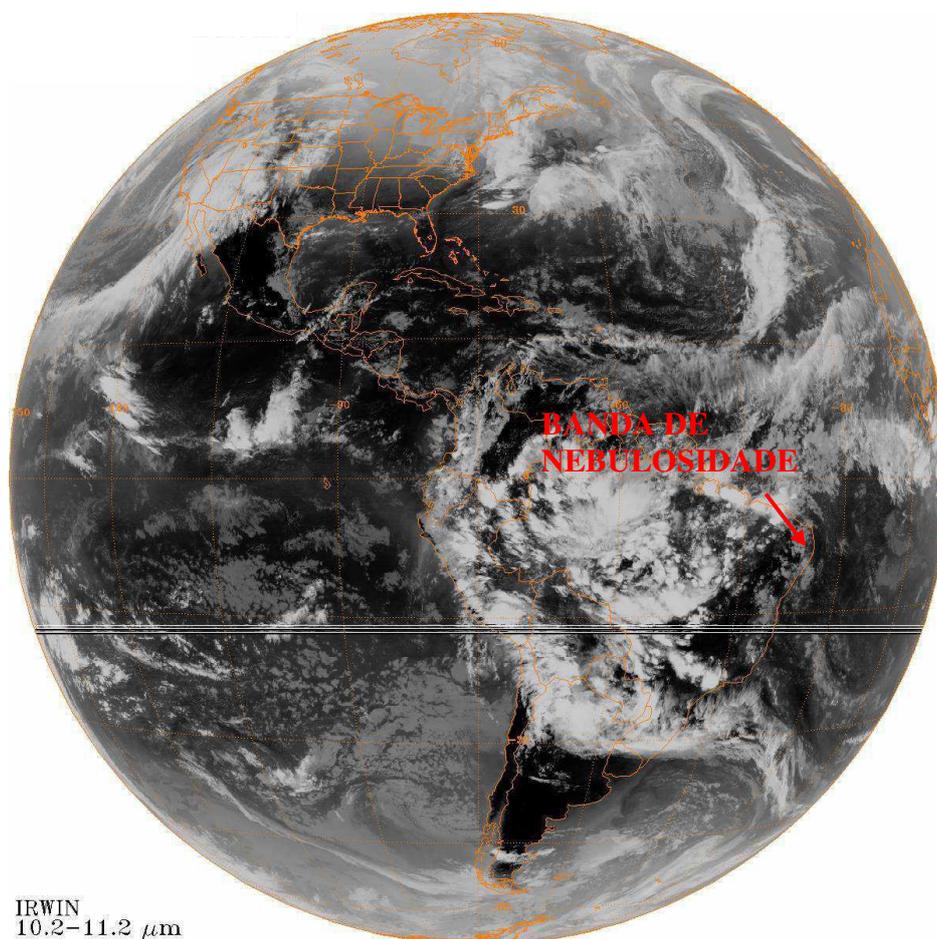


**Figura 49:** Caso 3(década 1990). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.

Na Figura 50 foi observado o quarto dia de atuação do VCAN do Caso 3 da década de 1990. Através da imagem do Satélite GOES – 8 para o dia 4/2/1999 às 21:00 UTC pode-se observar a grande quantidade de nebulosidade existente sobre toda área oeste da América do Sul, e sobre o Atlântico Equatorial a banda de nebulosidade associada a ZCIT também apareceu bastante destacada.

Por está com seu centro de subsidência sobre o Atlântico, como foi observado na Figura 49e, a banda de nebulosidade localizada a leste do sistema posicionou-se sobre o NEB como poder ser verificado na Figura 50.

Ao sul da América do Sul, onde foi localizada a AB notou-se a cobertura de nuvens bastante intensa associada a este sistema.



**Figura 50:** Imagem de Satélite GOES-8 (IR) para o dia 04/02/1999, as 21:00 UTC.

#### 4.2.4.1. Campo de Divergência Horizontal

Durante a fase de pré-formação do VCAN do Caso 3 da década de 1990, observou-se que o máximo da divergência ocorreu em áreas distintas distribuídas sobre o Pacífico Norte e Sul, América Central, parte da região Norte e Nordeste do Brasil e sobre o Atlântico Tropical adjacente ao NEB. No Atlântico Sul foi observado o mínimo dos movimentos divergentes (Figuras 51a e 51b).

A intensificação da divergência horizontal sobre o Pacífico e norte da América do Sul, foi observado na Figura 46c. Este mesmo padrão de intensificação também foi

notado sobre o Atlântico Equatorial e sobre a costa leste da África, entretanto sobre a área de atuação da AB observou-se um decréscimo dos movimentos divergentes em relação ao dia anterior.

O VCAN já com sua forma circular definida apresentou valores mínimos de divergência horizontal (Figura 51c).

Na Figura 51d observou-se um decréscimo dos movimentos divergentes observados sobre a região do Pacífico e da Cordilheira dos Andes. As regiões Norte e Nordeste do Brasil continuaram a apresentar o valor máximo para a divergência, porém, estes máximos apresentaram-se mais deslocado para leste de sua posição inicial.

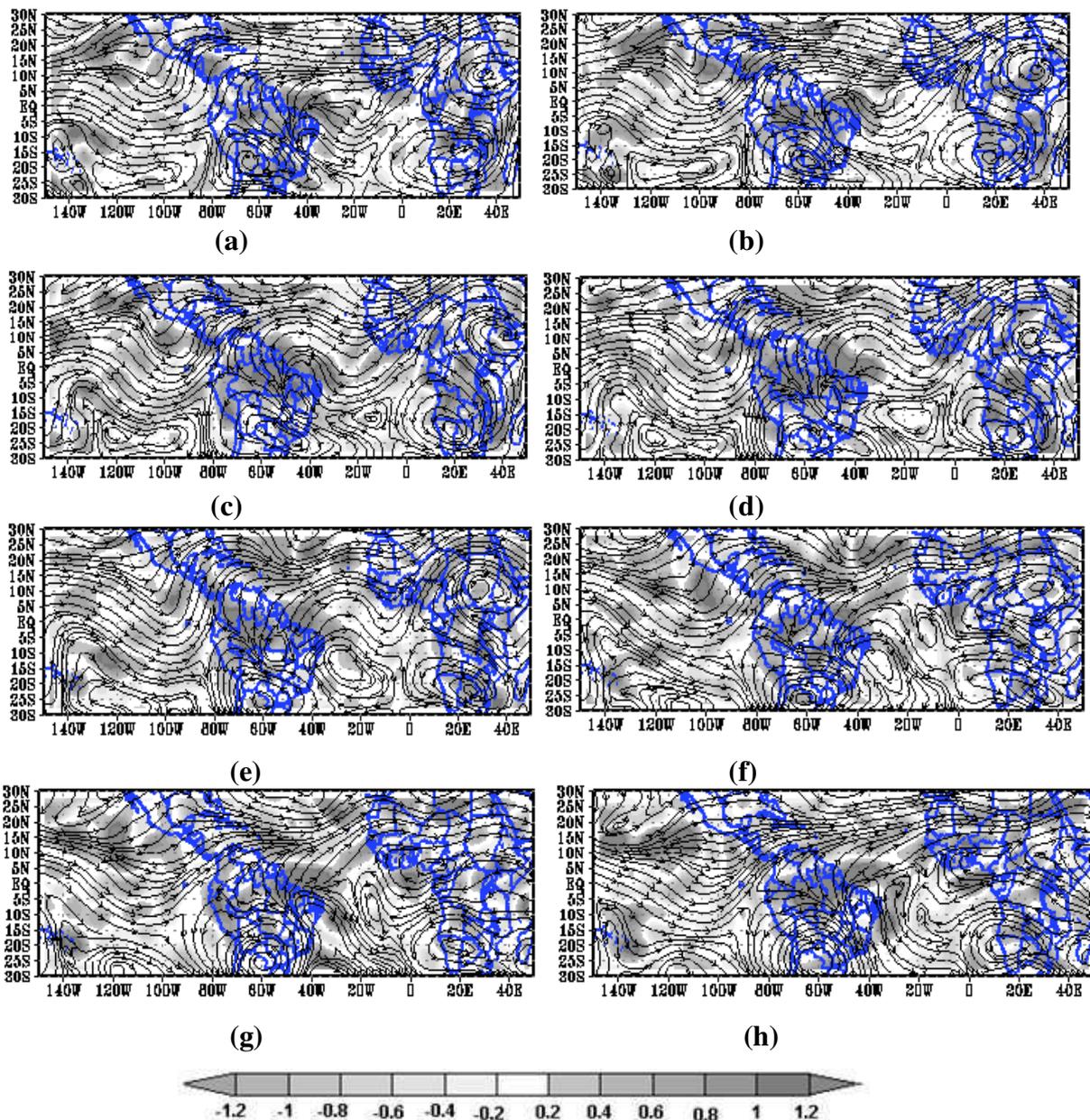
O mínimo negativo de divergência, ou seja, convergência, ocorreu no Hemisfério Norte entre as longitudes de  $60^{\circ}\text{W}$  e  $80^{\circ}\text{W}$ , desde o dia de pré-formação do VCAN (Figura 51d).

Os movimentos divergentes observados por toda a área de estudo apresentaram decréscimo considerável, inclusive sobre o Norte do Brasil, exceto ao norte do Estado do Amazonas que permaneceu com divergência máxima (Figura 51e). No VCAN foi observado uma discreta elevação da divergência atuante neste sistema.

Diferentemente do dia anterior os movimentos divergentes intensificaram-se por toda a área de estudo (Figura 51f). O Vórtice apresentou o mínimo de divergência horizontal em sua banda periférica oeste, já na área de atuação da AB observou-se intensificação deste movimento.

Na Figura 51g foi observado a desconfiguração do VCAN e paralelamente o decréscimo dos movimentos divergentes por toda a região de estudo, exceto a região equatorial (próximo ao NEB), leste do Cavado do Nordeste e em pontos isolados localizados sobre o Pacífico Sul e Norte e África.

Os máximos de divergência foram percebidos sobre o Atlântico Norte, ao norte da América do Sul, sobre o Atlântico e leste da África (Figura 51h).



**Figura 51:** Caso 3(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.

#### 4.2.4.2. Campo da Vorticidade

O campo da vorticidade em 200 hPa para o Caso 3 da década de 1990 é apresentado na Figura 52.

Nas Figuras 52a e 52b observou-se a fase inicial do VCAN, onde notou-se que a AB apresentou o máximo de vorticidade anticiclônica, este mesmo padrão também foi observado ao sul da África na área de atuação do AA. Ainda nestas figuras tem-se que sobre a região do Pacífico e sobre o Atlântico (Norte e Equatorial) ocorreu intensa

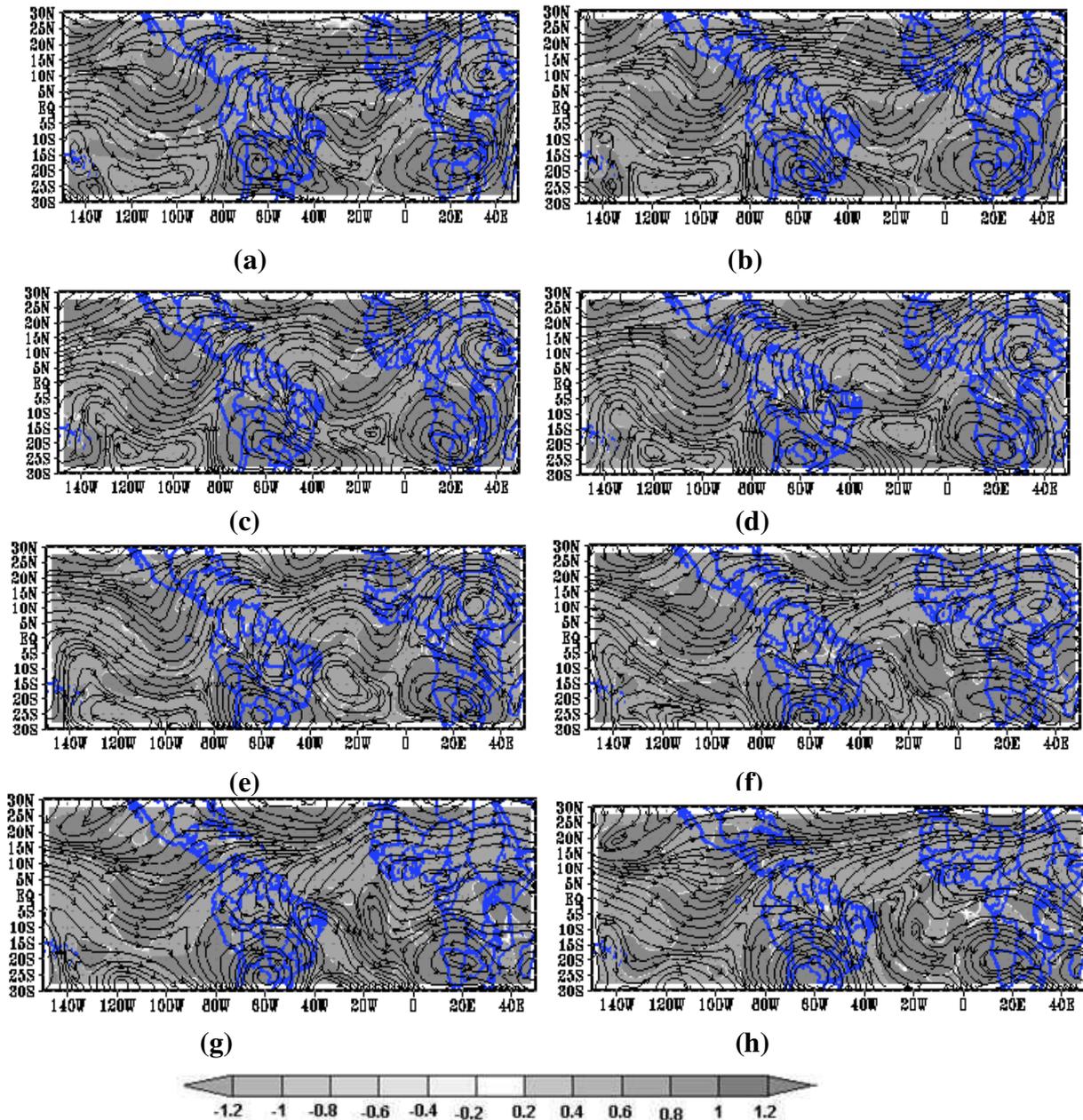
vorticidade anticiclônica. O VCAN e o Ciclone posicionado no Pacífico Sul apresentaram vorticidade ciclônica.

Com o VCAN apresentado sua forma circular definida, observou-se um decréscimo de intensidade considerável da vorticidade anticiclônica por toda a área de estudo inclusive na AB e no AA. O padrão da vorticidade ciclônica manteve-se similar ao observado no dia anterior (Figura 52c e 52d).

Durante os dias em que o VCAN manteve sua circulação ciclônica (Figuras 52e e 52f) não foi observada nenhuma alteração com relação ao padrão das vorticidades ciclônicas e anticiclônicas.

Nas Figuras 52g e 52h representativas da desconfiguração do VCAN notou-se que na região do Cavado do NEB ocorreu a prevalência de vorticidade ciclônica e a leste deste Cavado, a AB manteve-se configurada e com vorticidade anticiclônica, padrão similar foi observado a oeste do Cavado nas regiões dos anticiclones localizados no Atlântico Sul e sobre o continente da África.

No Atlântico Norte observou-se a presença de uma faixa que se estendeu de 80°W a 20°E de vorticidade ciclônica. Esta região surgiu desde o período que o VCAN mantinha sua forma circular, e permaneceu até a desconfiguração total do sistema (Figura 52h).



**Figura 52:** Caso 3 (década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999.

#### 4.2.4.3. Campo da Componentes Rotacional e Divergente do Vento

Na Figura 53 será apresentado o padrão de distribuição da componente rotacional do vento durante o período de pré-formação até a dissipação do VCAN do Caso 3 da década de 1990.

Na pré-formação do VCAN os Estados da Bahia, Sergipe, Alagoas e sul de Pernambuco apresentaram sinal negativo para a componente rotacional, logo o direcionamento desta componente seguia para fora destas localidades. Já os Estados

localizados ao norte do NEB apresentaram-se como zona de confluência para a componente rotacional indicado a existência de valores positivos para a componente rotacional nesta região (Figura 53a e 53b).

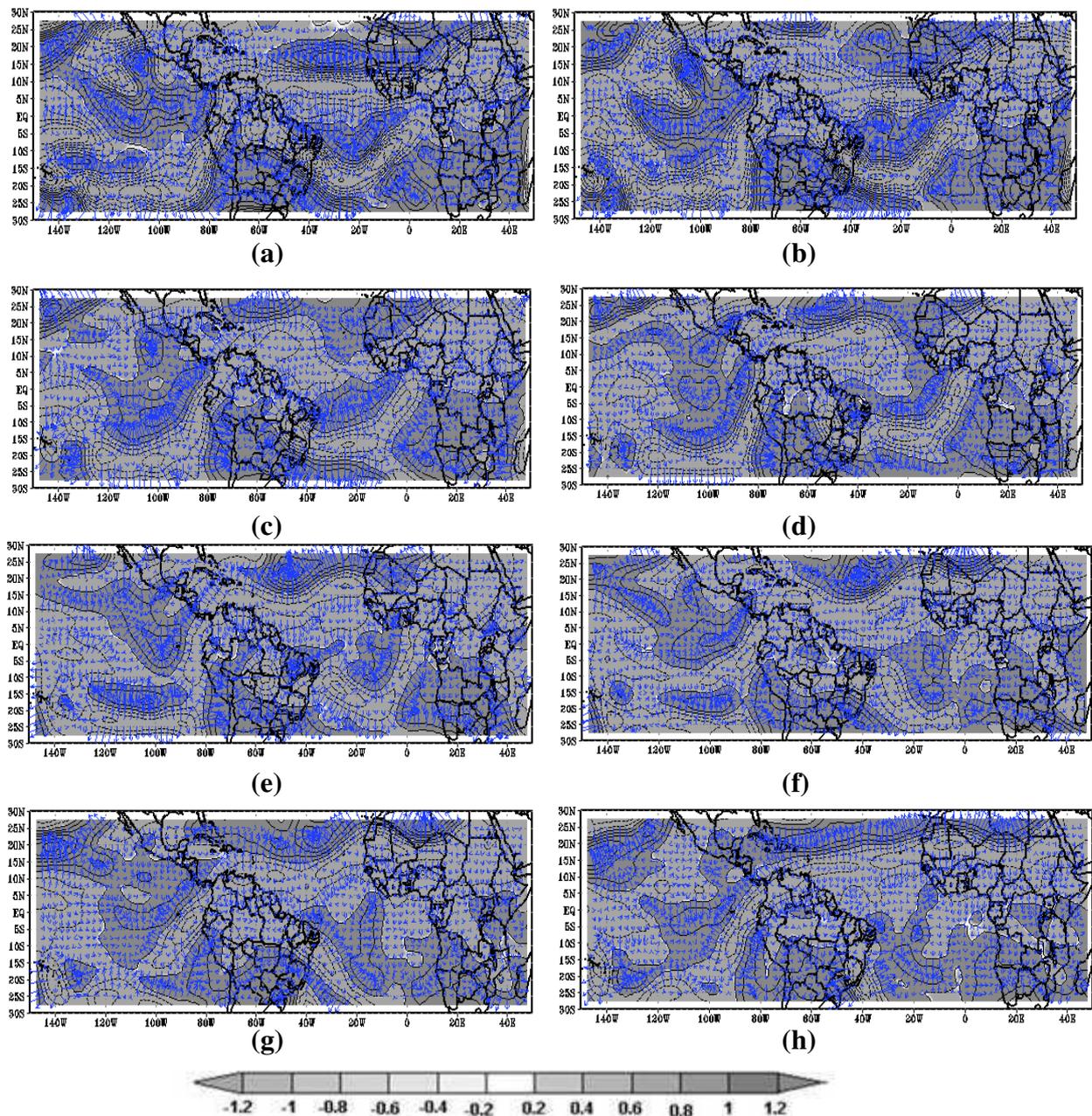
Ainda nestas figuras observou-se que a AB apresentou sinal positivo para a componente rotacional, bem como o AA, estas localidades apresentaram-se como zona de confluência para esta componente. No Pacífico Sul ( $80^{\circ}\text{W} - 130^{\circ}\text{W}$ ) a componente rotacional do vento saía desta região para confluírem próximo a região equatorial deste oceano. Mesmo padrão de confluência também foi observado no Atlântico Equatorial e sobre o Atlântico Norte entre  $15^{\circ}\text{N}$  e  $20^{\circ}\text{N}$ .

Durante o primeiro dia de atuação do VCAN totalmente configurado (2/02/1999), a região de atuação da AB e grande parte do NEB apresentaram sinal positivo para a componente rotacional do vento, entretanto foi observado que os Estados da Bahia, do Maranhão e parte do Piauí ocorreu sinal negativo para esta componente (Figura 53c).

Com a aproximação do VCAN da costa do NEB (Figura 53d), os valores positivos da componente rotacional do vento deslocaram-se mais para o sul do NEB, surgindo no entanto, um pequeno núcleo negativo localizado ao norte dos Estados do Rio Grande do Norte e Ceará. As demais regiões mencionadas nos parágrafos anteriores mantiveram o mesmo padrão de configuração observado no dia anterior.

Na Figura 48e a região periférica do VCAN posicionou-se sobre o NEB, nesta ocasião a componente rotacional negativa posicionou-se sobre parte do NEB e o Atlântico Sul adjacente ao Nordeste do Brasil, é válido mencionar que estas regiões antes eram ocupadas pela confluência desta componente, ou seja, sinal positivo para a componente rotacional do vento.

Com a desconfiguração total do vórtice (perda de sua circulação ciclônica) observou-se que o Cavado do NEB manteve o mesmo padrão da componente rotacional do vento (sinal negativo) observado enquanto havia VCAN, ou seja, esta região manteve a componente rotacional do vento direcionada para as localidades que apresentaram sinal positivo. A oeste do Cavado do NEB a AB continuou a apresentar confluência do rotacional do vento (Figura 53g e 53h).



**Figura 53:** Caso 3(década de 1990). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 31 de janeiro a 7 de fevereiro de 1999 (setas em azul representam a direção da componente)

A componente divergente do vento do Caso 3 da década de 1990 é apresentada na Figura 54.

Durante a pré-formação do VCAN observou-se que em praticamente toda a América do Sul ocorreu sinal positivo da componente divergente do vento e sentido da mesma (setas em azul) estava direcionado para o interior deste continente. Os Estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe apresentaram sinal negativo para a componente divergente, comportamento similar foi observado nos Estados do Espírito Santo, Rio de

Janeiro, na região leste e norte de Minas Gerais, bem como um núcleo sobre o Estado de Goiás (Figura 54a).

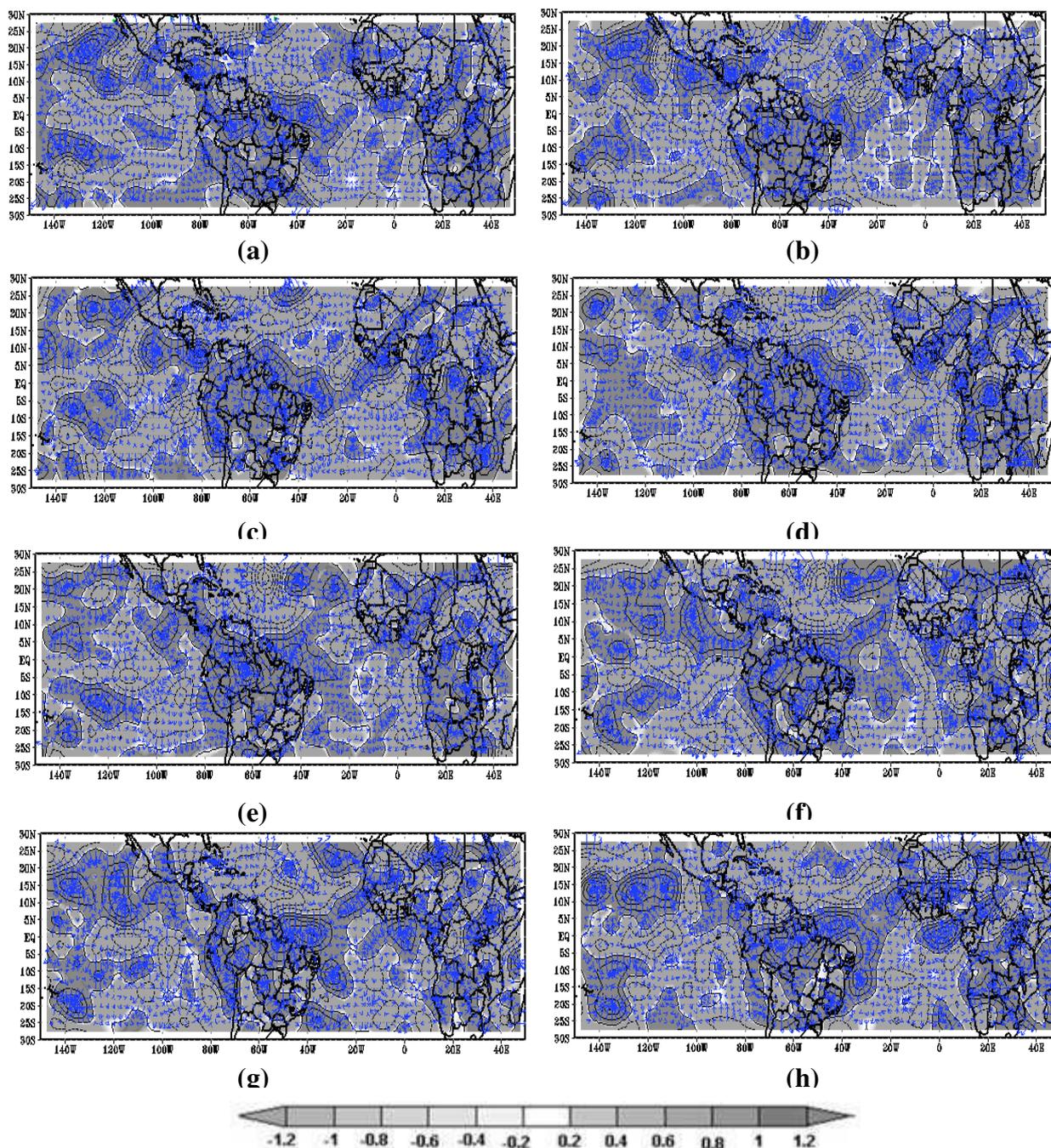
Ainda na Figura 54a, sobre a maior parte do Atlântico Sul, observou-se a presença de valores negativos para a componente divergente do vento, entretanto no espaço compreendido entre as latitudes de  $15^{\circ}\text{S}$  –  $20^{\circ}\text{S}$  e longitudes de  $10^{\circ}\text{W}$  –  $20^{\circ}\text{W}$  notou-se a presença de um núcleo de valores positivos para esta componente.

Na Figura 54b não foi observada nenhuma variação em relação ao dia anterior da componente divergente do vento, exceto sobre o NEB, onde foi observado o deslocamento para oeste dos valores positivos para esta componente.

Sobre a região do Atlântico notou-se a presença de uma área delimitada pelas latitudes de  $15^{\circ}\text{S}$  e  $25^{\circ}\text{S}$  e longitudes  $30^{\circ}\text{W}$  e  $10^{\circ}\text{E}$  com valores positivos para a componente divergente do vento (Figura 54d).

Durante o quarto dia de atuação do VCAN (4/02/1999) valores negativos da componente divergente do vento ocuparam os Estados de São Paulo, Espírito Santo, Bahia (exceto pequena faixa a oeste do Estado), Sergipe, Alagoas e parte de Pernambuco. Sobre a região do Atlântico prevaleceram os valores positivos (Figura 54e).

Na fase de desintensificação e desconfiguração do VCAN (Figuras 54g e 54h) os padrões da componente divergente do vento, permaneceram similares às observações dos dias anteriores.



**Figura 54:** Caso 3 (década de 1990). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 2 a 6 de fevereiro de 1999 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.2.4.4. Precipitação

Os totais pluviométricos observados sobre o NEB durante o período de 4 a 7 de fevereiro de 1999 são apresentados na Figura 55. A análise destes dias justifica-se por ser o período em que o VCAN do Caso 3 da década de 1990 apresentou-se melhor configurado e posicionou-se sobre o NEB.

O Vórtice em seu segundo dia de atuação encontrava-se localizado sobre o Atlântico, como pode ser observado na Figura 55a. Neste dia os totais pluviométricos observados sobre o NEB estiveram em torno de 5 mm/dia sobre a maior parte da região, apenas nos Estados do Maranhão e do Piauí é que foram observadas variações de chuvas em torno de 10 a 60 mm/dia, aproximadamente. A oeste do Estado da Bahia e em uma pequena área localizada sobre a faixa litorânea deste Estado foram registrados chuvas em torno de 15 mm/dia (Figura 55a).

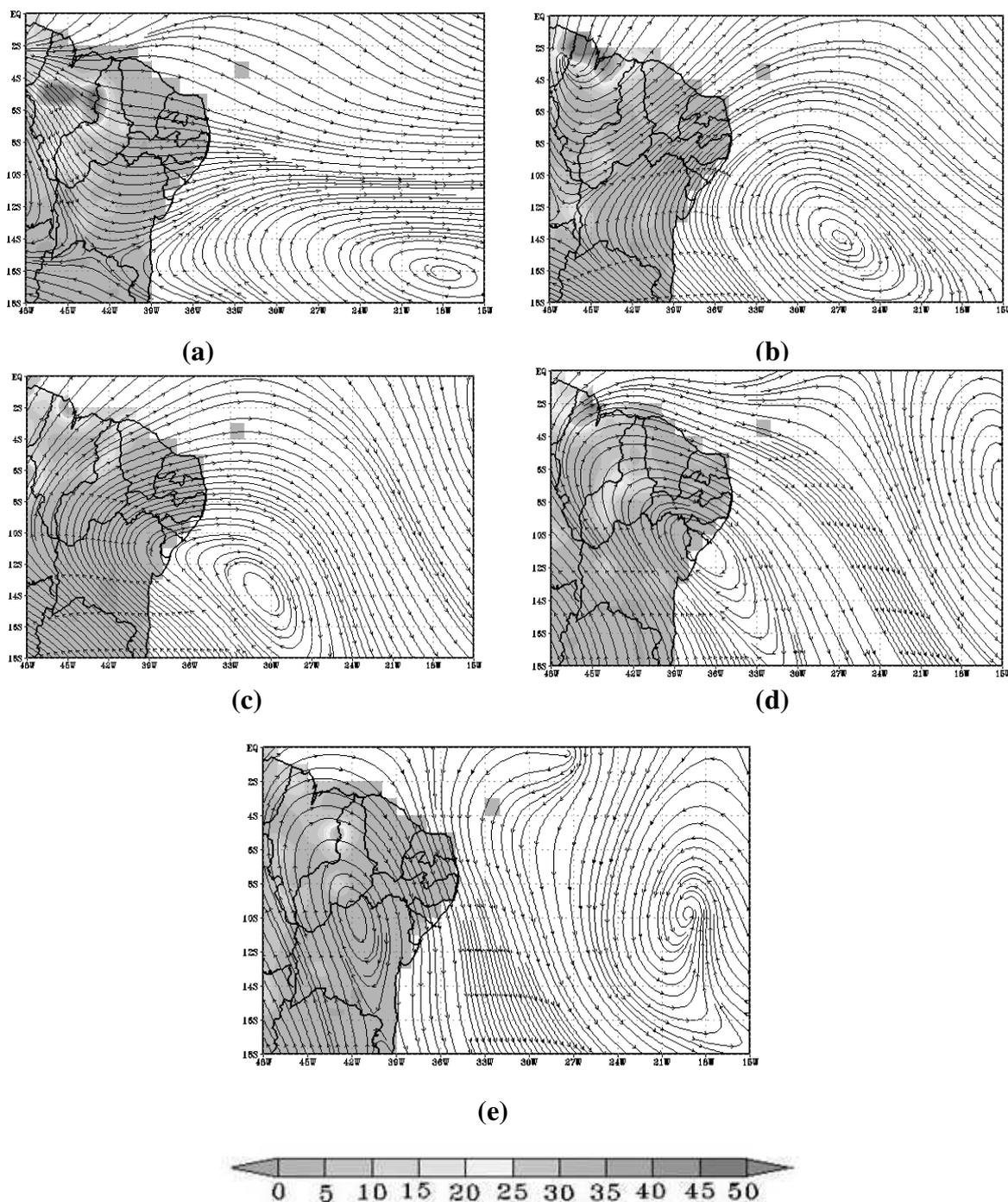
Na Figura 55b foi observado um rápido deslocamento do VCAN em direção ao NEB, entretanto, este ainda permaneceu sobre as águas do Atlântico durante seu terceiro dia de atuação. Similar ao dia anterior os máximos totais pluviométricos foram observados ao norte dos Estados do Maranhão e do Piauí. As demais localidades do NEB mantiveram-se os totais observados no dia anterior (5 mm/dia), apenas alguns núcleos de 10 a 15 mm/dia foram observados ao sul do Piauí e do Ceará.

Com uma pequena banda de nebulosidade posicionada sobre o Estado de Alagoas e Sergipe, o VCAN aproximou-se do NEB (Figura 55c) e a distribuição espacial das chuvas nesta região manteve-se inalterada em relação ao dia anterior. Os máximos permaneceram sobre os Estados do Maranhão e do Piauí, porém mais deslocados para a porção central destes Estados e também sobre o oeste do Ceará.

Continuando seu trajeto em direção ao interior do NEB, o VCAN posicionou seu centro de subsidência sobre os Estados de Alagoas e Sergipe. Os totais de chuvas observados sobre o NEB permaneceram os mesmos, apenas observou-se uma diminuição das chuvas observadas sobre o norte do Estado do Piauí, e uma elevação das chuvas sobre o sul do referido Estado (Figura 55d).

Na Figura 55e foi analisado o último dia de atuação do VCAN, percebeu-se uma intensificação dos totais de chuvas observados sobre a divisa dos Estados do Maranhão e do Piauí, bem como ao sul de Sergipe.

Considerando-se a ocorrência do fenômeno La Niña durante o VCAN do Caso 3 da década de 1990 eram esperados um maior volume de chuvas sobre o NEB durante a ocorrência deste evento, entretanto percebeu-se que os totais pluviométricos observados não apresentaram um volume significativo.



**Figura 55:** Caso 3(década 1990). Campo de linha de corrente sobreposto a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 2 a 7 de fevereiro de 1999.

### 4.3. Vcan ocorridos no período de 2000 a 2009 (Década 2000)

Em relação às duas décadas anteriormente discutidas, notou-se que a década de 2000 foi a que apresentou o menor número de casos de Vórtices diagnosticados sobre o NEB, totalizando apenas 81 casos. Entretanto esta foi a década que apresentou o menor

número de ocorrências, que não se posicionaram sobre o NEB, apenas 10 casos (12,35%).

Durante a década de 2000 apenas 13 casos observados se originaram entre as latitudes de 0 e 10°S. Dentre estes, 46,14% foi observado SNAP na região do Pacífico e diferentemente das décadas anteriores, durante a ocorrência destes eventos as ATSM do Atlântico apresentaram-se mais aquecidas sobre a bacia norte deste Oceano.

Os VCAN que se originaram sobre as águas do Atlântico Sul, durante os anos de 2001 (7 casos), 2003 (9 casos), 2005 (5 casos), 2008 (5 casos) e 2009 (8 casos), atingiram o NEB em todos os casos.

Os vórtices observados nesta década apresentaram um período de vida variando entre 1 a 14 dias. Dentre os 81 casos notificados em apenas 12 ocorrências os VCAN não se formaram sobre o Oceano Atlântico. Os Vórtices apresentaram um deslocamento regular.

Na tabela 08 são apresentados os períodos de duração do VCAN de acordo e as condições do Oceano Pacífico.

**TABELA 08:** Número e duração dos Casos de VCAN e condições da ATSM observadas no Oceano Pacífico durante a década de 2000.

Pacífico	Duração	VCAN (N°)	Pacífico	Duração	VCAN (N°)	Pacífico	Duração	VCAN (N°)
SNAP (31 eventos)	1 dia	-	EL NIÑO (27 eventos)	1 dia	1(3,7%)	LA NIÑA (23 eventos)	1 dia	-
	2 dias	-		2 dias	3(11,1%)		2 dias	1(4,35%)
	3 dias	10(32,3%)		3 dias	5(18,5%)		3 dias	7(30,43%)
	4 dias	3(9,7%)		4 dias	6(22,2%)		4 dias	3(13,04%)
	5 dias	5(16,1%)		5 dias	3(11,1%)		5 dias	2(8,7%)
	6 dias	4(12,9%)		6 dias	1(3,7%)		6 dias	2(8,7%)
	7 dias	1(3,2%)		7 dias	3(11,1%)		7 dias	4(17,4%)
	8 dias	3(9,7%)		8 dias	1(3,7%)		8 dias	-
	9 dias	2(6,45%)		9 dias	1(3,7%)		9 dias	1(4,35%)
	10 dias	2(6,45%)		10 dias	1(3,7%)		10 dias	2(8,7%)
	14 dias	1(3,2%)		11 dias	1(3,7%)		12 dias	1(4,35%)
	-	-		14 dias	1(3,7%)		-	-

Os Casos apresentados para esta década, ocorreram em episódios do evento La Niña (Caso 1) e El Niño (Caso 2 e 03).

Na Tabela 09 é apresentado o número de dias de SNAP, El Niño e La Niña ocorridos durante a década de 2000 e as frequências de ocorrências dos VCAN atuantes no NEB. É importante lembrar que só foram somados os meses em que foram diagnosticados os VCAN que atuaram no NEB ou sobre o Atlântico Sul adjacente.

De acordo com a tabela 09 observou-se que os casos de VCAN diagnosticados durante a década de 2000 foram mais frequentes em eventos El Niño, onde foi contabilizado 1 caso a cada 12,13 dias. Durante a ocorrência de La Niña foi observado que os casos de VCAN eram diagnosticados em um intervalo de aproximadamente 19,75 dias. Em condições de SNAP percebeu-se que os VCAN ocorriam a cada 17,61 dias.

**TABELA 09:** Número de casos e dias de VCAN, condições de ATSM observadas no Oceano Pacífico e a frequência de ocorrências dos vórtices ocorridos durante a década de 1990.

<b>Década</b>	<b>N° casos</b>	<b>N° dias</b>	<b>Pacífico</b>	<b>Frequência (dias)</b>
1990	30	364	El Niño	12,13 dias/caso
	20	395	La Niña	19,75 dias/caso
	31	546	SNAP	17,61 dias/caso

#### 4.3.1. Condições térmicas dos Oceanos Atlântico e Pacífico durante a década de 2000

A década de 2000 em relação às duas décadas anteriormente discutidas foi a que apresentou o menor número de casos notificados (81 eventos) de VCAN atuando sobre o NEB e nas proximidades desta região (Tabela 10), entretanto este foi o período no qual se constatou o maior número de eventos posicionando-se sobre o NEB, onde apenas 10 casos (12,35%) não atingiram o NEB, dissipando-se sobre as águas do Atlântico.

Semelhante as décadas de 80 e 90, a década de 2000 obteve o maior número de VCAN quando foi observada a Situação de Normalidade das Águas do Pacífico (SNAP), onde foram contabilizadas 31 ocorrências (38,27%).

Dentre estes eventos, 4 casos (4,94%) ocorreram quando houve um maior aquecimento na bacia do Atlântico Norte (Dipolo Positivo), e em 3 casos observou-se situação inversa, Dipolo Negativo.

Quando foi observado o mesmo sinal das ATSM nas duas bacias do Atlântico foram diagnosticadas 24 ocorrências de VCAN, sendo que em apenas 1 caso a ATSM foi maior ao Sul deste Oceano.

Durante os eventos El Niño da década de 2000 foram identificados 30 casos de VCAN, representando cerca de 34,07% dos casos notificados durante toda a década. Neste contexto de maior aquecimento das águas do Pacífico percebeu-se que cerca de 19,75% dos casos detectados (16 casos) ocorreu quando as ATSM do Atlântico apresentavam o mesmo sinal, porém estas apresentavam-se mais aquecidas ao Norte deste Oceano e outros 13 casos (16,05%) foram observados em situação inversa. Em apenas 1 ocorrência de VCAN observou-se a configuração de Dipolo Negativo no Atlântico.

Nos eventos La Niña, foram detectados 20 ocorrências de VCAN, 24,69% do total observado durante toda a década de 2000. Similar aos casos observados nos eventos El Niño as maiores ocorrências de VCAN foram quando as ATSM do Atlântico apresentaram mesmo sinal, porém quando as ATSM do Sul do Atlântico apresentaram-se mais aquecidas foram diagnosticados 15 casos de VCAN (18,52%), e quando o aquecimento foi maior na região Norte deste Oceano foram observados apenas 5 vórtices (6,17%).

**TABELA 10:** Ano, mês e sinal das ATSM do Atlântico e Pacífico, durante o período de 2000 a 2009.

ANO	MÊS	Nº CASOS	ATLÂNTICO	PACÍFICO
2000	Jan/Fev/Mar/Dez	9	G>SUL	La Niña
	Out	2	G>NORTE	La Niña
2001	Jan/Fev/Mar	4	G>SUL	La Niña
	Out/Dez	3	G>NORTE	Normal
2002	Jan/Fev/Mar	5	G>NORTE	Normal
	Nov	1	G>NORTE	El Niño
	Dez	5	G>SUL	El Niño
2003	Jan/Fev	6	G>SUL	El Niño
	Mar	1	Dipolo Negativo	El Niño
	Out	1	G>SUL	Normal
	Dez	1	G>NORTE	Normal
2004	Jan/Fev/Out/Dez	7	G>NORTE	Normal
2005	Jan/Mar	4	G>NORTE	El Niño
	Dez	1	Dipolo Positivo	Normal
2006	Jan	3	Dipolo Positivo	Normal
	Fev	2	G>NORTE	Normal
	Nov/Dez	3	G>NORTE	El Niño
2007	Jan/Fev/Mar	7	G>NORTE	El Niño
	Nov/Dez	3	G>NORTE	La Niña
2008	Jan	2	G>SUL	La Niña
	Dez	3	G>NORTE	Normal
2009	Jan	2	G>NORTE	Normal
	Fev/Mar	3	Dipolo Negativo	Normal
	Nov	1	G>NORTE	El Niño
	Dez	2	G>SUL	El Niño

\*G>SUL: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Sul.

\*G>NORTE: Gradiente da ATSM apresentam mesmo sinal nas duas bacias do Atlântico, porém são maiores sobre o Atlântico Norte.

As ATSM das regiões do Pacífico observadas durante a década de 2000, só serão apresentadas e analisadas para os meses que tiveram casos de VCAN diagnosticados.

Em relação às ATSM observadas nas regiões Niño 1+2 e Niño 3 durante o ano de 2000, observou-se nos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro ATSM negativas nestas duas regiões do Pacífico. Nestes meses perceberam-se que o maior resfriamento ocorreu na região Niño 3, exceto no mês de março. No ano de 2000 os

casos de VCAN iguais ou superiores a 3 eventos foram observados nos meses de janeiro e dezembro.

As ATSM negativas também foram observadas nos meses de janeiro, fevereiro, outubro e dezembro de 2001, porém durante no mês de março as ATSM apresentaram um discreto aquecimento em torno de  $0,9^{\circ}\text{C}$  na região Niño 1+2 e  $0,15^{\circ}\text{C}$  no Niño 3, de acordo com os dados do NCEP.

Durante o ano de 2001 as ATSM na região Niño 1+2 apresentaram um maior resfriamento em comparação com o Niño 3, e o número de ocorrências de VCAN não ultrapassou a 2 casos (Gráfico 09).

No ano de 2002 os meses de janeiro e fevereiro mantiveram as ATSM negativas, porém os meses de março, outubro e dezembro estas apresentaram-se positivas e o maior aquecimento foi percebido na região do Niño 3. Durante os meses de março, outubro e dezembro, percebeu-se que a região Niño 1+2 apresentou-se mais aquecida que o Niño 3 e a maior ocorrência de VCAN foi observada no mês de dezembro com 5 casos notificados.

As ATSM dos meses de janeiro, fevereiro e março de 2003 foram negativas sobre a região Niño 1+2 e positivas no Niño 3, nestas ocasiões percebeu-se que a maior ocorrência de VCAN (4 casos), ocorreu em janeiro. Os meses de outubro e dezembro as ATSM foram positivas nas duas regiões do Pacífico e mais aquecidas no Niño 3, porém o número de casos notificados foi de 1 evento em cada mês.

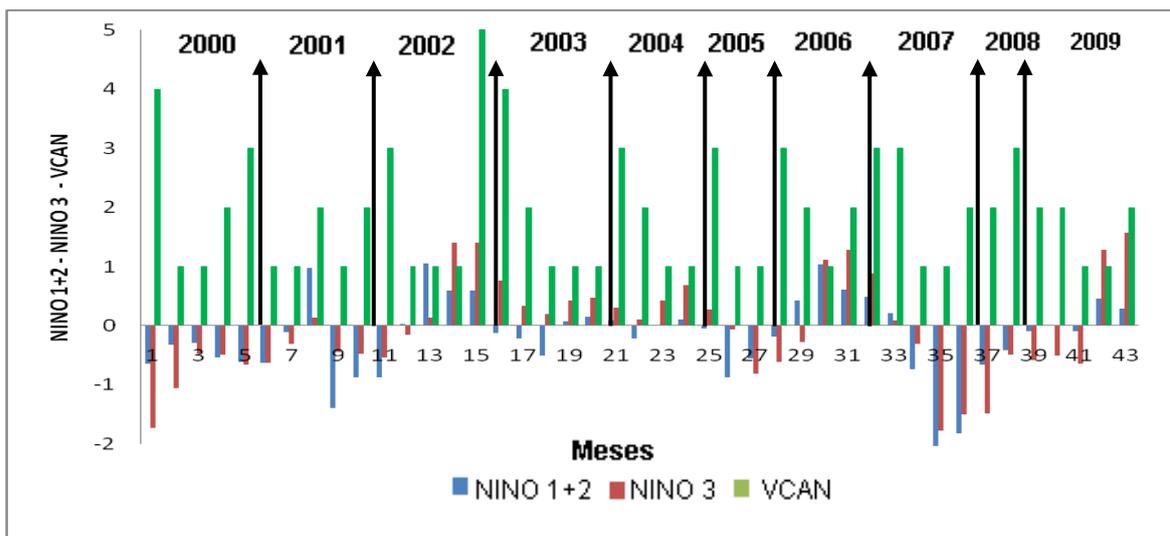
No ano de 2004 as duas regiões do Pacífico apresentaram ATSM positivas e mais aquecidas no Niño 3 (janeiro, outubro e dezembro), a maior ocorrência de VCAN (3 eventos) foi registrada no mês de janeiro. O mês de fevereiro apresentou ATSM positiva no NIÑO 3 e negativa no Niño 1+2, sendo notificados 2 casos neste mês.

Em janeiro de 2005 foram diagnosticadas 3 ocorrências de VCAN, e a ATSM observada na região Niño 3 apresentou aquecimento em torno de  $0,3^{\circ}\text{C}$  e o Niño 1+2 um discreto resfriamento de  $-0,04^{\circ}\text{C}$  neste mês. Os meses de março e dezembro de 2005 e janeiro de 2006 foram marcados por ATSM negativas nas duas regiões do Pacífico. Os meses fevereiro, novembro e dezembro de 2006 as ATSM inverteram o sinal, tornando-se positivas e mais aquecidas sobre a região Niño 3, nestes meses foram constatados 2 ocorrências de VCAN em cada mês.

Os meses de março (1 caso), novembro (1 caso), dezembro (2 casos) de 2007 apresentaram ATSM negativas nas duas regiões do Pacífico e o maior resfriamento ocorreu na região Niño 1+2. Já em 2008 durante os meses de janeiro e fevereiro

observou-se também sinal negativo sobre as duas regiões e o Niño 3 apresentou maior resfriamento o número de casos notificados foram de 2 e 3 casos, respectivamente.

No ano de 2009, observou-se nos meses de janeiro, fevereiro e março ATSM negativas nas regiões Niño 1+2 e Niño 3 (maior resfriamento) e os meses de novembro e dezembro foram marcados por ATSM positivas as duas regiões do Pacífico. Neste ano o maior número de casos notificados foi de 2 ocorrências (janeiro, fevereiro e dezembro).



**Gráfico 09:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.

De um modo geral as ATSM observadas durante a década de 2000 nas regiões Niño 4 e Niño 3.4 (Gráfico 10) comportaram-se de forma similar as ATSM observadas sobre as regiões Niño 1+2 e Niño 3, ocorrendo algumas exceções ao longo dos 10 anos que serão comentadas a seguir.

Durante o ano de 2000 as quatro regiões do Pacífico comportaram-se exatamente iguais, ambas apresentaram ATSM negativas em todos os meses que ocorreram os VCAN, entretanto é válido mencionar que as ATSM das regiões Niño 4 e Niño 3.4 apresentaram-se mais resfriadas que as regiões Niño 1+2 e Niño 3.

Em 2001 percebeu-se que apenas as ATSM dos meses de janeiro e fevereiro do Niño 4 e Niño 3.4 apresentaram mesmo sinal negativo observado nas regiões Niño 1+2 e Niño 3. A partir do mês de março começaram-se a observar diferenças no comportamento das ATSM das regiões Niño 4 e Niño 3.4, em relação as duas regiões analisadas no gráfico anterior.

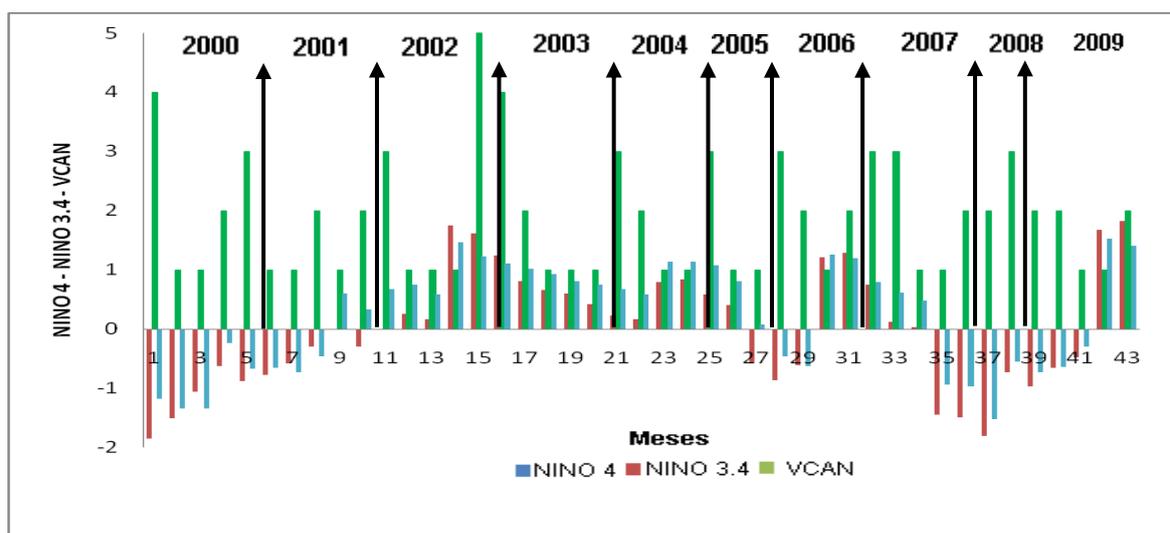
Em março de 2001 as ATSM foram negativas nas regiões Niño 4 e Niño 3.4, e positivas nas regiões Niño 1+2 e Niño 3, em outubro só foi observada ATSM (0,6°C) na região Niño 4, enquanto que na região Niño 3.4 não foi verificada anomalia. No mês de dezembro percebeu-se ATSM positiva no Niño 4 e negativa no Niño 3.4, enquanto as ATSM do Niño 1+2 e Niño 3 foram negativas.

No ano de 2002, apenas os meses de janeiro e fevereiro apresentaram discrepâncias das ATSM entre as quatro regiões do Pacífico. As regiões Niño 4 e Niño 3.4 apresentaram-se positivas enquanto que as regiões Niño 1+2 e Niño 3 apresentaram sinal inverso.

Em 2003 os meses de fevereiro e março apresentaram as ATSM das regiões Niño 4 e Niño 3.4 positivas, diferentemente das região Niño 1+2 (negativa). Fato semelhante também foi observado durante o mês de janeiro de 2004, onde apenas a ATSM da região Niño 1+2 foi negativa e as demais regiões do Pacífico apresentaram-se positivas.

A única diferença entre as quatro regiões do Pacífico em 2004, ocorreu durante o mês de fevereiro onde as regiões Niño 4 e Niño 3.4 foram positivas e apenas a região Niño 1+2 apresentou-se negativa. Situação similar foi observada durante os meses de fevereiro dos anos de 2005 e 2006.

A partir de novembro de 2007 até março de 2009 observou-se o resfriamento das regiões Niño 4 e Niño 3.4, este comportamento também foi observado nas regiões Niño 1+2 e Niño 3, porém foi mais intenso nas duas primeiras regiões.



**Gráfico 10:** Variabilidade temporal das ATSM nas regiões Niño 4, Niño 3.4 e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.

No Gráfico 11 é apresentado o comportamento temporal da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) durante a década de 2000.

No ano de 2000 percebeu-se que, exceto os meses de março e dezembro as ATSM apresentaram-se negativas, e o mês de janeiro foi o que apresentou à menor ATSM e o maior número de ocorrências de VCAN (4 casos) durante todo o ano de 2000.

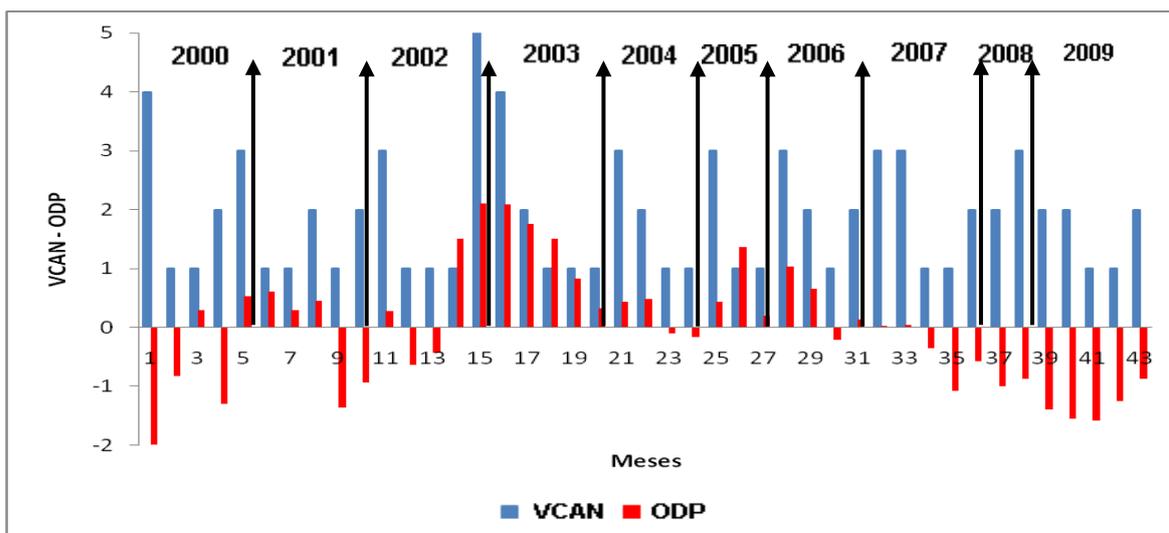
A partir de dezembro de 2000 as ATSM tornaram-se positivas permanecendo até o mês de março de 2001, onde foi observada a inversão de sinais durante os meses de novembro e dezembro de 2001, neste ano os casos de VCAN não ultrapassaram a 2 ocorrências por mês.

Em 2002 as ATSM oscilaram entre positivas e negativas, porém de acordo com o gráfico 11, o resfriamento das mesmas durante este ano foi menor que o ocorrido nos anos anteriores, porém no mês de dezembro percebeu-se que o aquecimento da TSM, em torno de  $2,1^{\circ}\text{C}$  (JISAO, 2010), foi o maior entre os três anos da década até então analisados, e neste mês foram notificados 5 eventos de VCAN.

Durante todo o ano de 2003 e início de 2004 as ATSM permaneceram positivas, apresentando um discreto resfriamento de  $-0,11$  e  $-0,17$  (JISAO, 2010) nos meses de outubro e dezembro, respectivamente.

ATSM positivas também foram observadas durante o ano de 2005 até o mês de fevereiro de 2006, quando observou-se um resfriamento no mês de novembro seguindo-se de um discreto aquecimento no mês de dezembro, que prosseguiu até o mês de fevereiro de 2007.

A partir de março de 2007 até dezembro de 2009 foi observado um período de resfriamento das ATSM, dentro deste período o número máximo de casos notificados foi de 3 ocorrências, observadas durante o mês de dezembro de 2008.



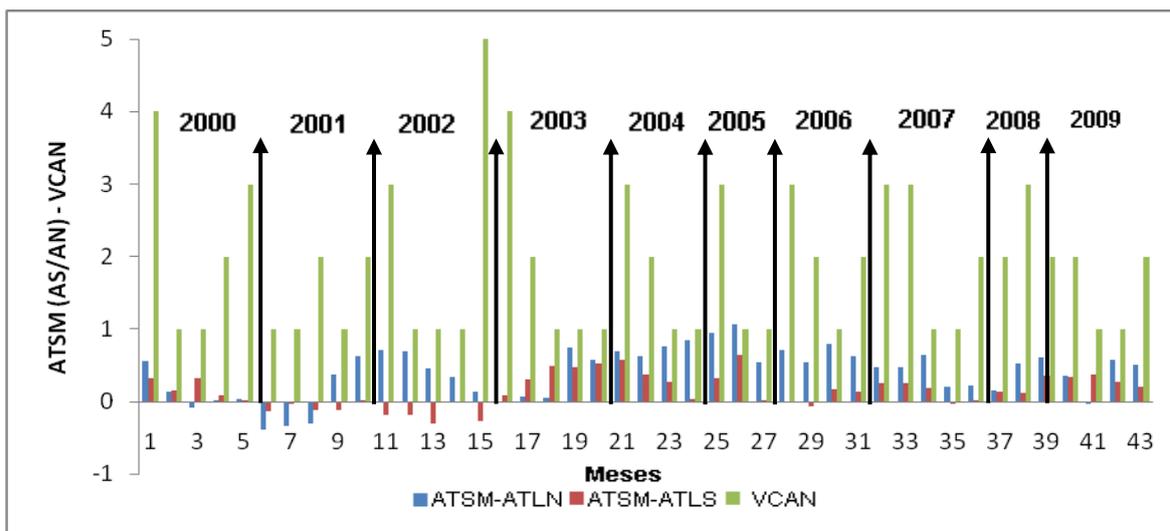
**Gráfico 11:** Variabilidade temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (IODP) e ocorrências de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.

As ATSM observadas sobre as bacias Norte e Sul do Oceano Atlântico durante os meses em que foram diagnosticados os VCAN da década de 2000 encontram-se dispostas no Gráfico 12. No ano de 2000 as ATSM tanto ao Norte como ao Sul deste Oceano foram positivas, apenas durante o mês de março do referido ano é que a ATSM do Atlântico Norte foi apresentada-se negativa, configurando-se o dipolo negativo.

Comportamento inverso foi observado nos meses de janeiro, fevereiro e março de 2001, onde as ATSM do Atlântico Norte e Sul apresentaram mesmo sinal, porém negativos, neste padrão de configuração a quantidade máxima de VCAN observada foi inferior a 3 casos mensais. No mês de outubro de 2001, observou-se a configuração do dipolo positivo sendo notificado apenas 1 evento do sistema.

Durante todo o ano de 2002, observou-se a configuração do dipolo positivo e o número máximo de VCAN foi de 5 eventos no mês de dezembro do referido ano. Em 2003 as ATSM voltaram a apresentar o mesmo sinal positivo nas duas bacias do Atlântico e o número máximo de notificações dos vórtices foi de 4 unidades ocorridos no mês de janeiro de 2003.

Este mesmo padrão de comportamento foi observado nos demais 6 anos que compõe a década de 2000, entretanto observou-se que nos meses de janeiro e fevereiro 2006 e novembro de 2007 ocorreu dipolo positivo e no mês de março de 2009 estava configurado o dipolo negativo.



**Gráfico 12:** Variabilidade temporal das ATSM do Oceano Atlântico Norte e Sul e ocorrência de VCAN durante o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2009.

#### 4.3.2. Caso 1

O Caso 1 da década de 2000 teve o início das observações no dia 12 de janeiro de 2000 e seguiu até o dia 20 do mesmo ano, porém o início da circulação ciclônica do vórtice só foi observado a partir dia 14 de janeiro.

Na Figura 56a foi observado o dia de pré-formação do VCAN. Nesta ocasião notou-se a presença do AAN e da AB localizada ao sul da América do Sul. Sobre o Pacífico Sul o cavado bem configurado posicionou-se entre  $90^{\circ}\text{W}$  e  $120^{\circ}\text{W}$ , e na costa leste do NEB observou-se a presença do cavado, ainda pouco configurado. Ao sul da África a AA já se apresentava com sua forma circular bem definida, e ao norte deste continente observa-se a presença de uma região anticiclônica ainda em estágio inicial.

No dia seguinte (13/01/2001) ainda não se observa o VCAN, notou-se a desconfiguração do AAN e do anticiclone localizado ao norte da África. Os demais sistemas permaneceram inalterados (Figura 56b).

A AB permaneceu estacionária em sua posição inicial e a leste deste sistema notou-se a presença (em estágio inicial) do VCAN sobre o Atlântico Sul entre as latitudes de  $5^{\circ}\text{S}$  e  $10^{\circ}\text{S}$  e longitudes de  $20^{\circ}\text{W}$  e  $30^{\circ}\text{W}$ . Sobre o Pacífico Sul o cavado mencionado nos parágrafos anteriores apresentou uma maior inclinação para oeste (Figura 56c).

Na Figura 56d o VCAN começou a apresentar forma circular (estágio inicial) apresentando uma inclinação para oeste, e ao norte da AB (sul do Pará), notou-se o início de uma circulação ciclônica.

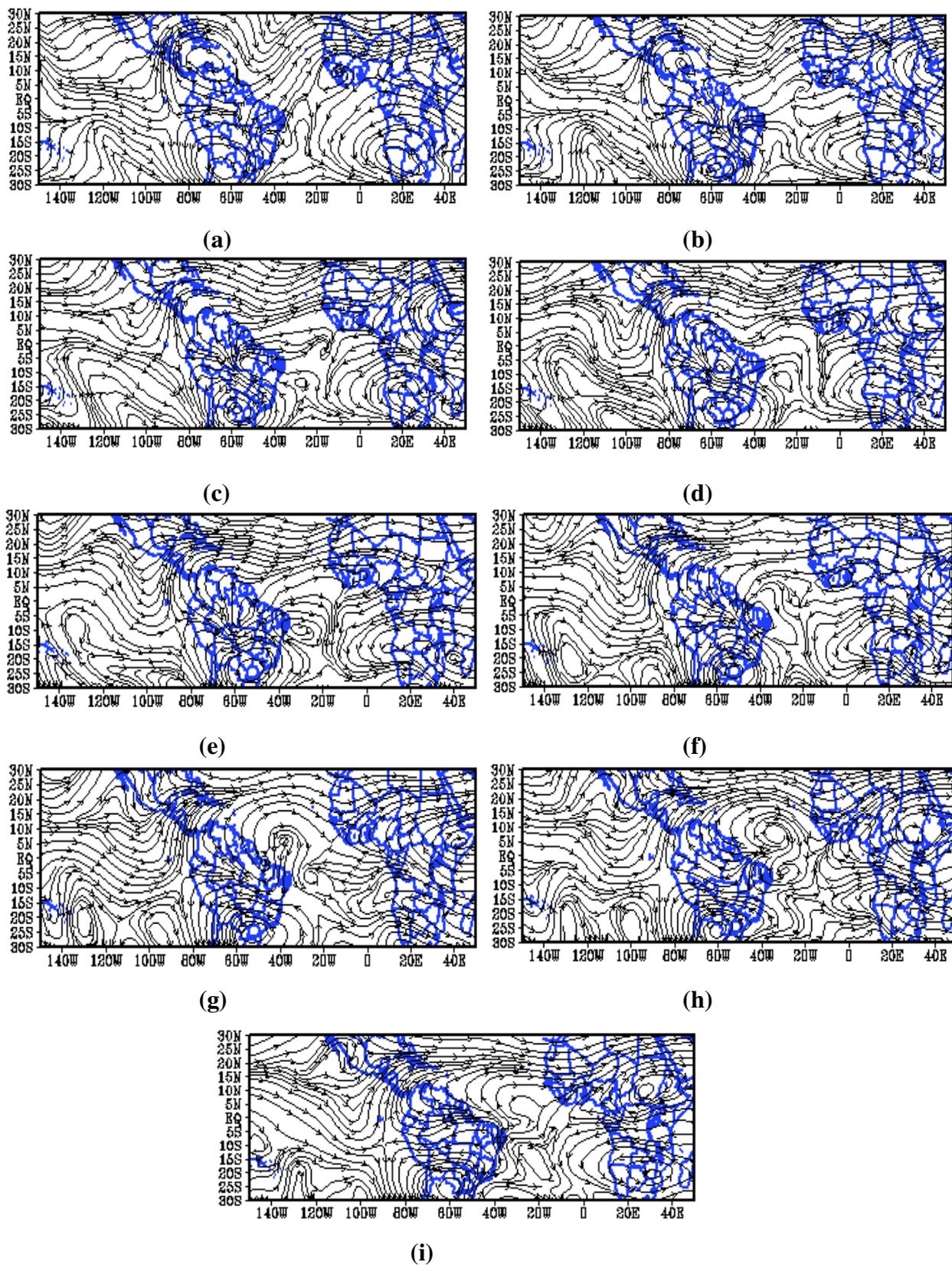
Durante o terceiro dia de atuação do VCAN (16/01/2000), o sistema já apresentava sua forma circular bem definida e seu centro de subsidência permaneceu sobre o Oceano Atlântico Sul, porém, um pouco mais deslocado para o norte de sua posição inicial (Figura 56e).

O centro da AB deslocou-se mais para o sul do Brasil e o centro ciclônico localizado ao norte da mesma, desintensificou-se e perdeu sua forma circular. O AA manteve sua forma alongada e permaneceu estacionário. O centro ciclônico posicionado ao sul do Pacífico apresentou indícios de uma duplicação (dois vórtices) (Figura 56f).

Ainda na Figura 56 f observou-se que com seu centro posicionado sobre o interior da região norte do NEB, o VCAN começou a perder sua circulação ciclônica, e AB se manteve configurada ao sul do Brasil, bem como a AA. Ao sul do Pacífico concluiu-se a duplicação do centro ciclônico (observado nas figuras anteriores) o primeiro posicionado entre  $20^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{S}$  e  $80^{\circ}\text{W} - 100^{\circ}\text{W}$ ; e o segundo entre  $10^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}$  e  $120^{\circ}\text{W} - 140^{\circ}\text{W}$ .

Com o VCAN totalmente desconfigurado observou-se sobre o Atlântico Equatorial o início de uma circulação ciclônica que apresentou uma intensificação no dia seguinte (Figuras 56g e 56h). A AB e o AA mantiveram-se configuradas bem como os centros ciclônicos localizados sobre o Pacífico Sul.

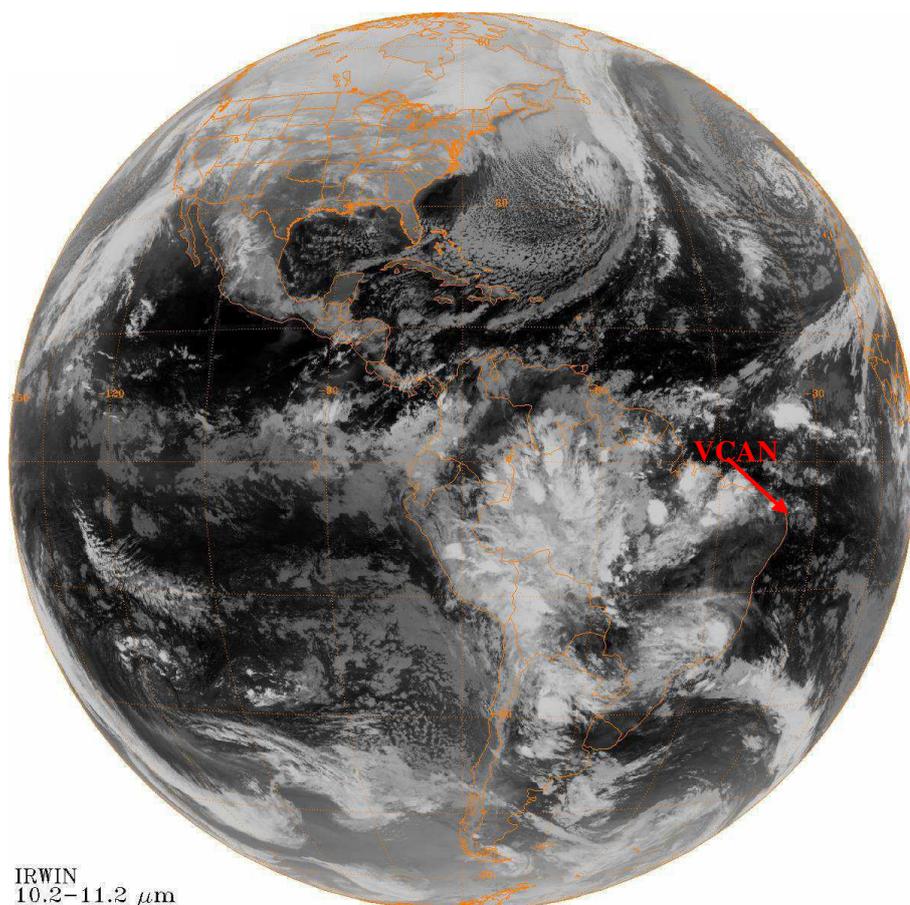
Na Figura 56i observou-se também o fim da circulação ciclônica sobre o Atlântico equatorial mencionada no parágrafo anterior.



**Figura 56:** Caso 1(década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.

Na Figura 57, foi analisada a imagem do Satélite GOES – 8 para o dia 16 de janeiro de 2000, terceiro dia de atuação do VCAN classificado como Caso 1 da década de 2000.

Durante este dia o vórtice posicionou seu centro de subsidência sobre o Oceano Atlântico Sul, adjacente a costa leste do NEB, e sua região periférica oeste localizou-se sobre os Estados de Sergipe, Alagoas e parte de Pernambuco. O lado periférico leste do VCAN posicionou-se sobre o Oceano Atlântico.



**Figura 57:** Imagem do Satélite GOES-8 (IR) para o dia 16/01/2000, às 05:45 UTC.

#### 4.3.2.1. Campo da Divergência Horizontal

Os movimentos divergentes observados durante o período de atuação do VCAN do Caso 1 da década de 2000 são apresentados na Figura 58. Durante a fase de pré-formação do VCAN notou-se que a máxima divergência horizontal ocorreu nas localidades descritas a seguir: Pacífico Norte, no Brasil entre as regiões Norte e Centro-Oeste, na região do Atlântico Equatorial e Norte e ao norte da África, a área de atuação leste da AB também apresentou máxima divergência horizontal (Figura 58a).

Ainda na fase de pré-formação do VCAN observou-se que os máximos movimentos divergentes descritos a cima, reduziram de intensidade por toda a área de estudo (Figura 58b).

Na fase inicial da circulação ciclônica do Vórtice, observou-se que sobre o Atlântico Sul prevaleceu à divergência horizontal média e convergência nesta região. Ao norte da área de estudo foi observada uma área que se estendeu de  $0^{\circ}$  a  $60^{\circ}$ W, aproximadamente, onde os movimentos divergentes intensificaram-se em relação ao dia anterior (Figura 58c).

O predomínio de movimentos convergentes sobre praticamente toda a área de estudo foi observado no dia 15/01/2001 (segundo dia de atuação do VCAN) a exceção foram núcleos divergentes localizados sobre o Oceano Pacífico, América do Sul, Atlântico Norte e norte da África (Figura 58d).

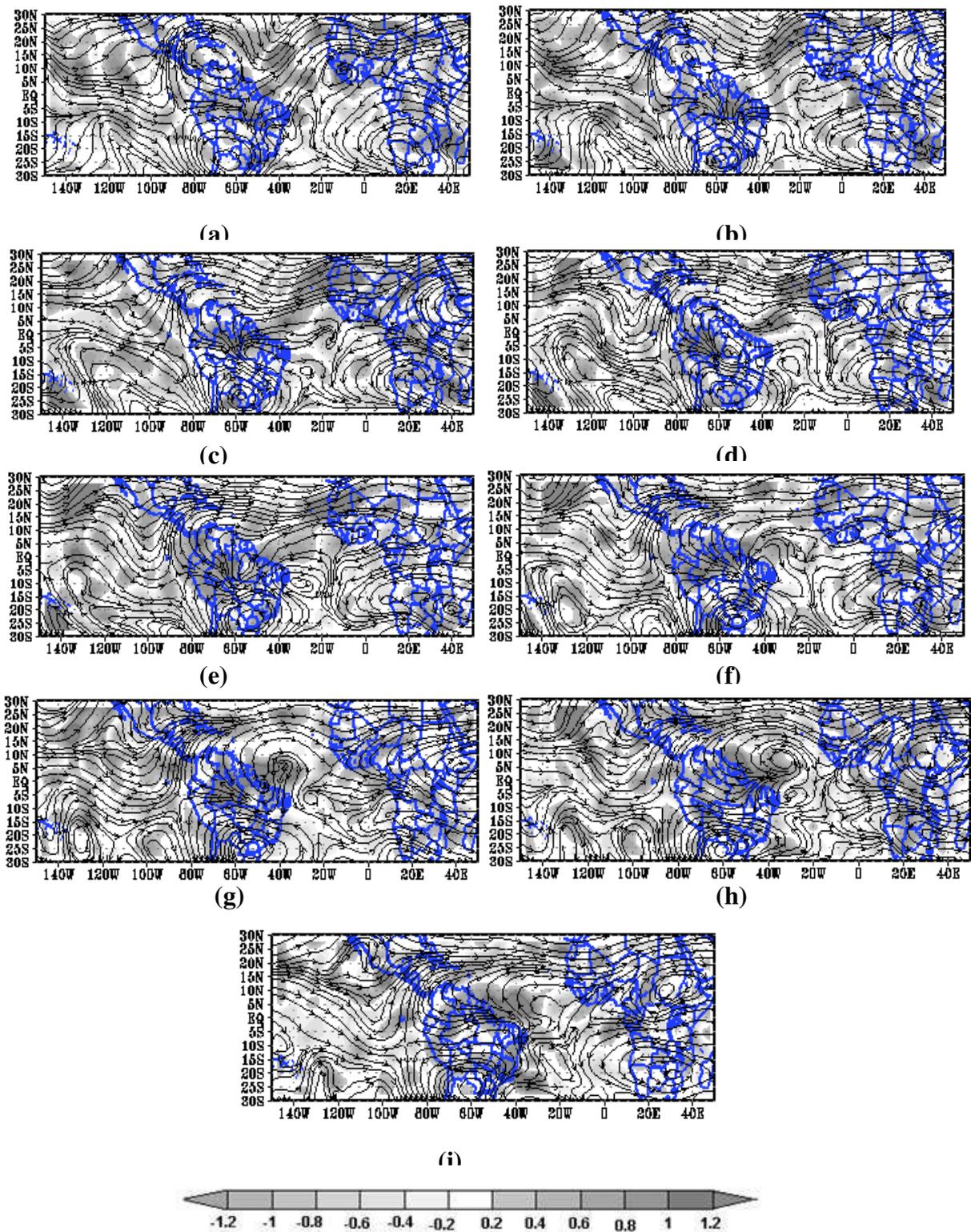
Na Figura 58e observou-se a intensificação dos movimentos divergentes, sendo os mais intensos localizados ao norte e sul do Pacífico, ao norte do Estado do Amazonas e sobre o continente africano. O vórtice apresentou divergência ao norte e sul da sua região periférica.

Em fase de desintensificação do VCAN (Figura 58f) foi observado uma diminuição dos movimentos divergentes por toda a área de estudo permanecendo apenas um núcleo com máxima divergência horizontal localizado na região do Pacífico Norte.

Com a total desconfiguração do VCAN, foi observado sobre a região Norte do Brasil o máximo de divergência horizontal e nas demais localidades que compõem a área de estudo o predomínio dos movimentos divergentes, porém menos intenso. Sobre o Atlântico Norte ( $20^{\circ}$ N –  $25^{\circ}$ N;  $60^{\circ}$ W –  $80^{\circ}$ W) foi observado o valor mínimo para a convergência observada durante este dia (Figura 58g).

Na Figura 58h a região Norte do Brasil apresentou um decréscimo considerável em sua divergência horizontal, bem como a divergência de toda área analisada foi desintensificada. A convergência descrita no parágrafo anterior apresentou um acréscimo na área de atuação (sentido zonal).

Durante o último dia de acompanhamento do Caso 1 da década de 2000 observou-se que em relação ao dia anterior, ocorreu um aumento dos movimentos divergentes (Figura 58i).



**Figura 58:** Caso 1 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.

#### 4.3.2.2. Campo da Vorticidade

O campo da vorticidade em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000 é apresentado na Figura 59, período de atuação do VCAN do Caso 1 da década de 2000.

Na figura 59a ainda não era perceptível a forma circular do VCAN, nesta ocasião observou-se que o mínimo de vorticidade ciclônica ocorreu sobre o eixo do cavado localizado no Pacífico Sul, no AAN e na região da crista localizada sobre o Atlântico Norte, a oeste deste sistema percebeu-se o máximo de vorticidade anticiclônica. Ao sul do NEB também foi observado o mínimo de vorticidade ciclônica bem como sob o eixo do cavado desta região. Na AB e ao sul da África onde se posicionava o AA foi observada vorticidade anticiclônica.

A vorticidade ciclônica manteve o mesmo padrão de comportamento observado no dia anterior, entretanto no eixo do cavado do Pacífico Sul o mínimo desta vorticidade apresentou-se mais ao norte deste sistema. O AAN mesmo em fase de desconfiguração manteve o mesmo padrão de vorticidade e a oeste deste tem-se o decréscimo de intensidade da vorticidade anticiclônica (Figura 59b).

Com o início da formação ciclônica do VCAN (14/01/2000) verificou-se a intensificação da vorticidade anticiclônica, como pode ser observado a oeste do cavado do Pacífico Sul, na área de atuação da AB e do AA e sobre o Atlântico Norte (20°W – 60°W), aproximadamente (Figura 59c).

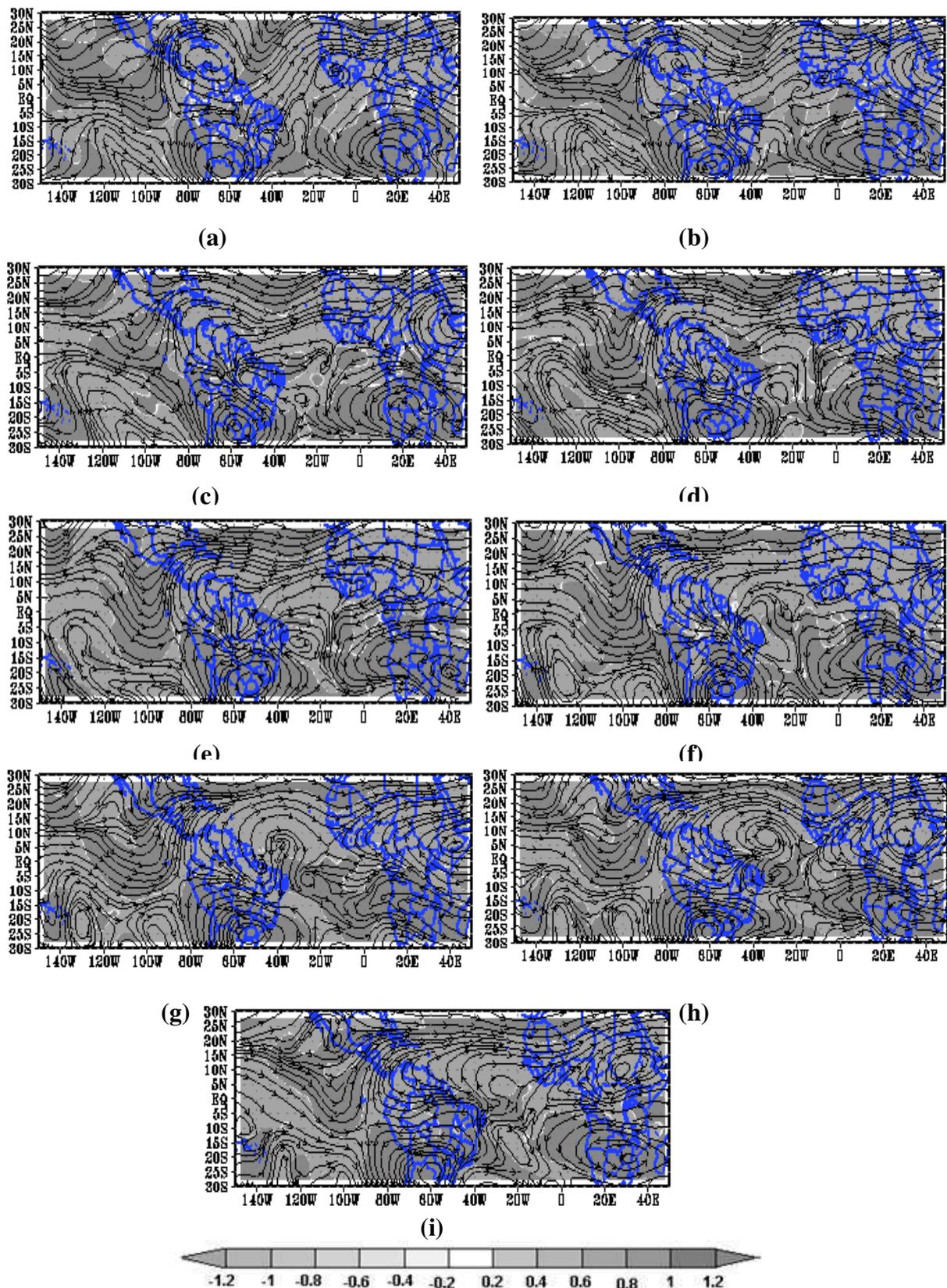
Ainda nesta figura percebeu-se que a vorticidade ciclônica que se encontrava ao sul do NEB deslocou-se mais para o interior da região e sobre a circulação ciclônica inicial do VCAN observou-se vorticidade ciclônica.

Na Figura 59d foi observada uma intensificação da vorticidade anticiclônica na AB. Este mesmo comportamento também foi observado a oeste do cavado (Pacífico Sul) e no Atlântico Norte (20°W– 40°W). O VCAN começou a desenvolver sua forma circular e manteve sua vorticidade ciclônica, porém mais intensa em seu lado leste.

A vorticidade anticiclônica reduziu sua intensidade nas regiões citadas no parágrafo anterior, exceto a oeste do cavado do Pacífico. O VCAN com sua circulação ciclônica totalmente definida apresentou o mesmo padrão de vorticidade ciclônica observado anteriormente (Figura 59e).

Durante a desconfiguração do VCAN, observou-se a uniformidade da intensidade da vorticidade anticiclônica observada por toda a área de atuação da AB. Nos centros ciclônicos localizados sobre o Pacífico Sul permaneceu a vorticidade

ciclônica observada desde a existência do cavado que originou estes centros (Figura 59g). Após o desaparecimento do VCAN, a AB manteve sua vorticidade anticiclônica (Figura 59h e 59i).



**Figura 59:** Caso 1 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000.

#### 4.3.2.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

A distribuição espacial da componente rotacional do vento em 200 hPa para o intervalo de tempo compreendido entre os dias 12 e 20 de janeiro de 2000 é apresentado na Figura 60.

Dois dias antes do surgimento do VCAN observou-se que na parte leste dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe ocorreram valores negativos para a componente rotacional do vento, indicando que nestas localidades a componente estava direcionada (setas em azul) para regiões que possuíam valores positivos da mesma. Sobre a Bahia, único Estado do NEB a apresentar em sua totalidade sinal negativo para a componente rotacional do vento observou-se a presença de um núcleo bastante definido do qual as setas indicativas do sentido da componente rotacional seguiam para fora desta localidade (Figura 60a).

Ainda na Figura 60a, a AB e o AA foram observados como regiões de confluência da componente rotacional do vento. Sobre o Pacífico Norte também prevaleceu valores positivos para esta componente, e ao sul deste Oceano, (região do cavado) ocorreram valores negativos. No Atlântico Norte, o eixo do cavado apresentou-se com sinal positivo para a componente rotacional, evidenciando que regiões que apresentam valores positivos servem como zona de confluência para a componente rotacional provenientes de outras localidades (negativas).

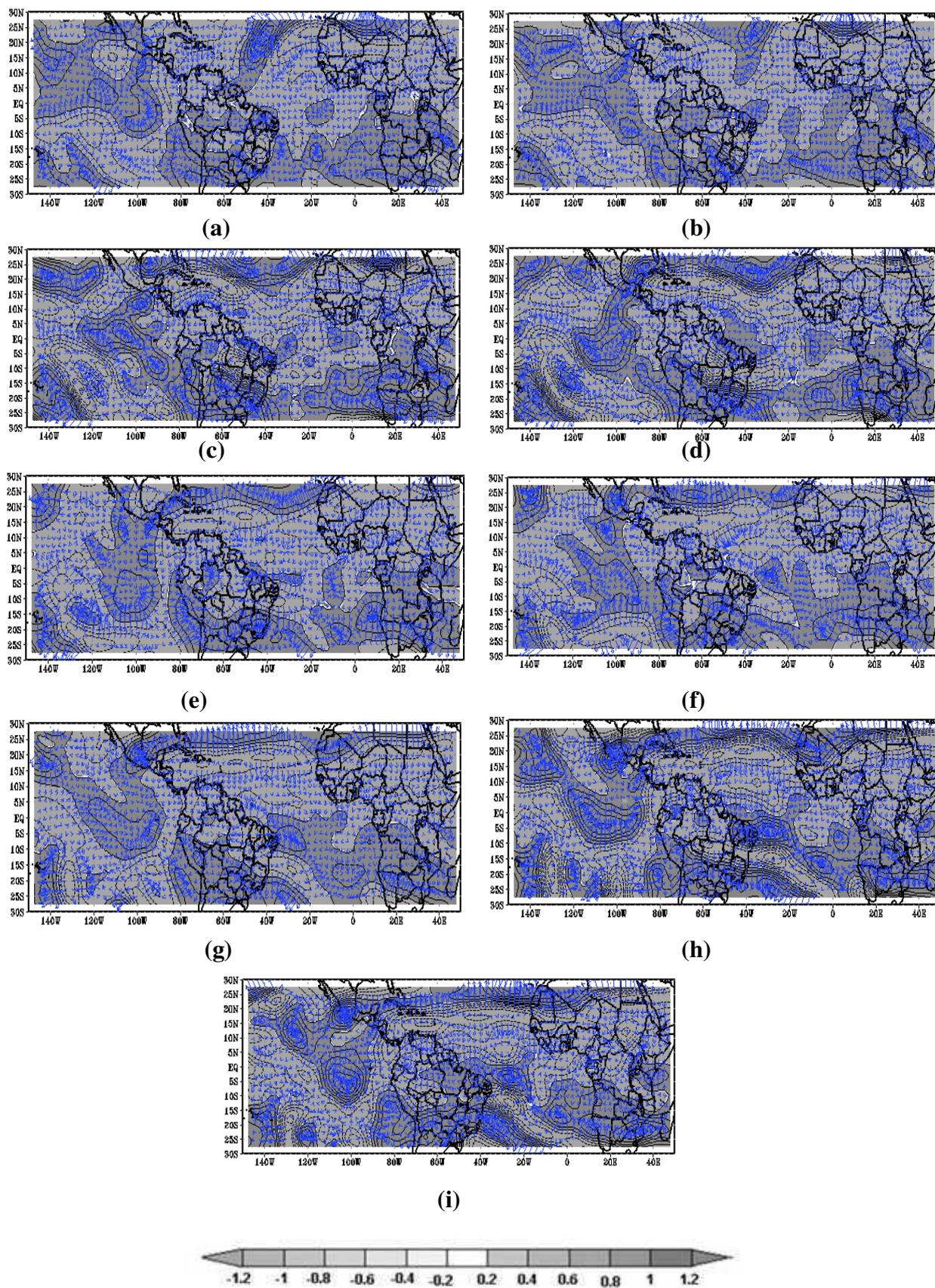
Sem a forma ciclônica do VCAN ainda definida (Figura 60b), observou-se que a distribuição dos valores positivos e negativos da componente rotacional do vento apresentou o mesmo padrão observado no dia anterior, a única ressalva é com relação à área de confluência observada sobre o cavado (Atlântico Norte), que apresentou uma diminuição de intensidade e de abrangência.

Com o VCAN já configurado e com sua aproximação da costa do NEB notou-se o deslocamento para o norte da componente rotacional positiva que se posicionava sobre o NEB. Ao norte da AB o centro ciclônico também apresentou sinal negativo para esta componente. Estes dois centros de baixa pressão apresentaram o direcionamento da componente rotacional do vento seguindo para fora dos mesmos (Figura 60d).

O NEB (exceto norte do Piauí e do Maranhão) apresentou sinal negativo para a componente rotacional do vento, com o avanço do VCAN para o interior da região. Sobre o Atlântico Equatorial, adjacente ao norte do NEB observou-se a diminuição da faixa positiva desta componente (Figura 60e).

Durante o último dia de atuação do VCAN (Figura 60f), todo o NEB apresentou o direcionamento da componente rotacional do vento seguindo para fora desta região. A área de atuação da AB manteve o mesmo padrão desde o primeiro dia de atuação do VCAN. Sobre o Atlântico Sul prevaleceu os valores positivos da componente rotacional do vento.

Dois dias após o término da atuação do vórtice notou-se o avanço dos valores positivos da componente rotacional do vento proveniente do Atlântico para o NEB, fazendo com que o NEB apresentasse confluência (Figuras 60h e 60i).



**Figura 60:** Caso 1 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 12 a 20 de janeiro de 2000 (setas em azul representam a direção da componente)

O comportamento da componente divergente do vento para o Caso 1 da década de 2000 (12 a 20 de janeiro de 2000) é apresentado na Figura 61.

Durante os dois dias que antecederam a formação do VCAN (12 e 13 de janeiro) notou-se que sobre o NEB e o Atlântico Sul (exceto um núcleo positivo adjacente ao litoral nordestino) a componente divergente do vento apresentou sinal negativo, o que permitiu o direcionamento desta componente para fora dessas localidades. A região de atuação da AB e a região Norte do Brasil apresentaram sinal positivo para esta componente durante os dois dias de observações (Figura 61a e 61b).

Ainda com relação ao dia 13 foi observado o avanço da componente divergente positiva proveniente da região norte do Brasil em direção ao NEB. O núcleo positivo do Atlântico Sul (mencionado no parágrafo anterior) expandiu-se para o Atlântico Norte por uma faixa que se estendeu desde 10°S até 30°N (Figura 61b).

Durante o primeiro dia de atuação do VCAN (14/01/2000), o NEB (exceto os Estados de Alagoas, Sergipe e Bahia) foi ocupado por valores positivos para a componente divergente do vento, logo nesta região os valores positivos seguiam para o interior da mesma. A faixa de valores positivos no Atlântico Norte, mencionada anteriormente, apresentou deslocamento para oeste (30°W para 50°W), e sobre o Atlântico Sul notou-se a presença de três núcleos de valores positivos para a componente divergente do vento (Figura 61c).

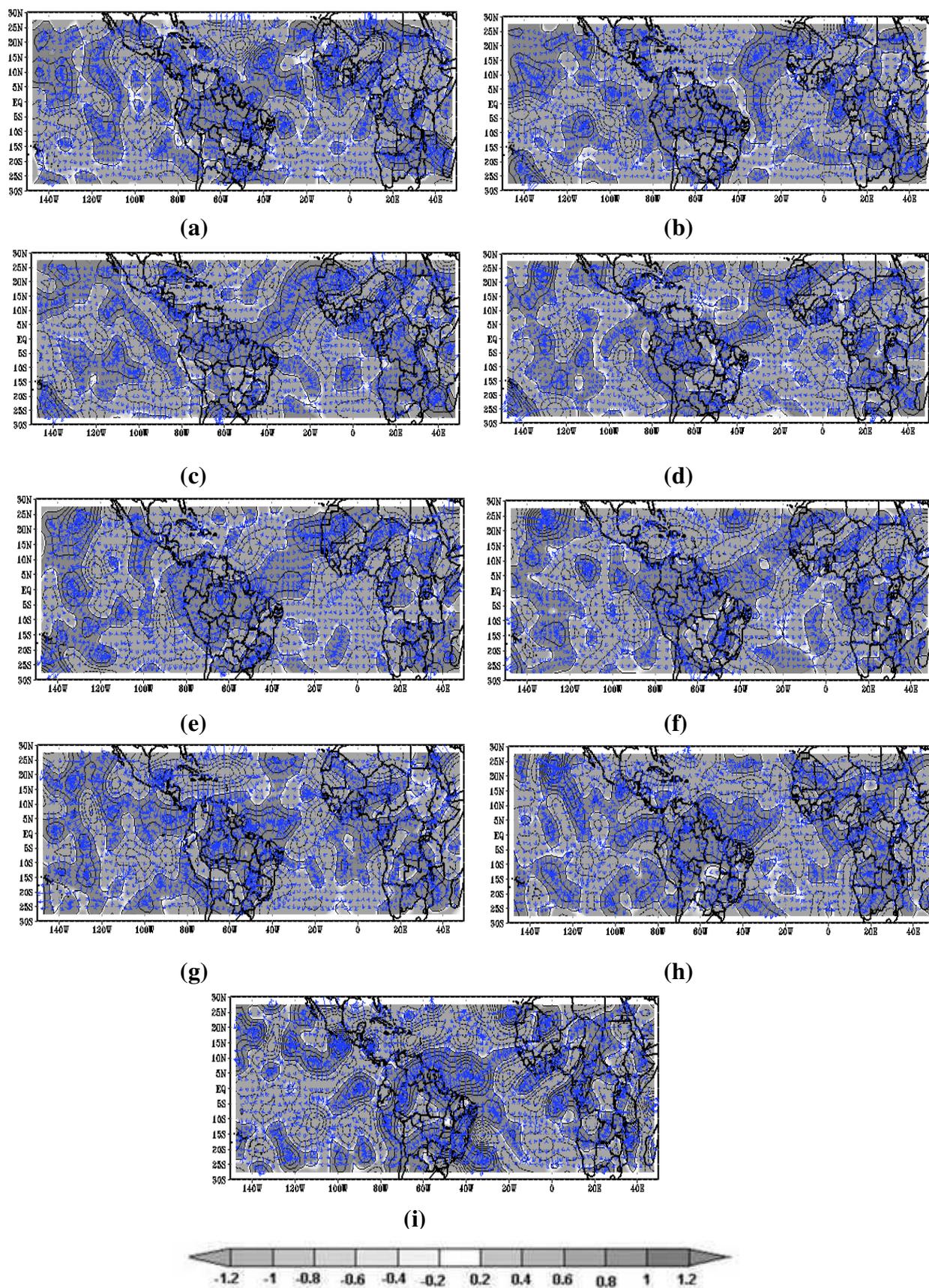
A maior parte do NEB apresentou sinal negativo para a componente divergente do vento. Sobre o Atlântico Sul notou-se uma diminuição dos núcleos positivos, entretanto, estes se tornaram menores e mais individualizados. No Atlântico Norte, a faixa positiva apresentou uma separação em dois núcleos interligados (Figura 61d).

Também nesta figura notou-se que sobre o continente da América do Sul os valores positivos da componente divergente estiveram mais localizados a oeste deste continente. Sobre o Pacífico Sul notou-se a presença de dois núcleos de valores negativos da componente.

Na Figura 61e, o comportamento da componente divergente apresentou-se similar ao dia anterior, porém, os dois núcleos negativos posicionados sobre o Pacífico Sul se uniram formando um único núcleo (0° - 20°S; 90°W - 100°W). No Atlântico Sul o núcleo positivo que estava adjacente ao litoral do NEB, apresentou deslocamento para leste, e a região sudeste do Brasil que no dia anterior apresentou sinal negativo para esta componente, teve a componente divergente direcionada para o interior da mesma.

Durante o último dia de atuação do VCAN (17/01/2000) a componente divergente positiva deslocou-se para leste alcançando parte da região do NEB, e sobre a região sudeste ocorreu movimento inverso desta componente. Sobre o Atlântico Sul percebeu-se a expansão dos núcleos positivos da componente divergente do vento (Figura 61f).

Nos dois dias subsequentes ao término do VCAN o padrão de distribuição da componente divergente do vento foi similar ao observado ao último dia de atuação do sistema.



**Figura 61:** Caso 1 (década de 2000). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 14 a 17 de janeiro de 2000 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.3.2.4. Precipitação

Na Figura 62 é apresentada a distribuição espacial das chuvas durante a ocorrência do VCAN do Caso 1 da década de 2000, no período de 15 a 18 de janeiro do referido ano.

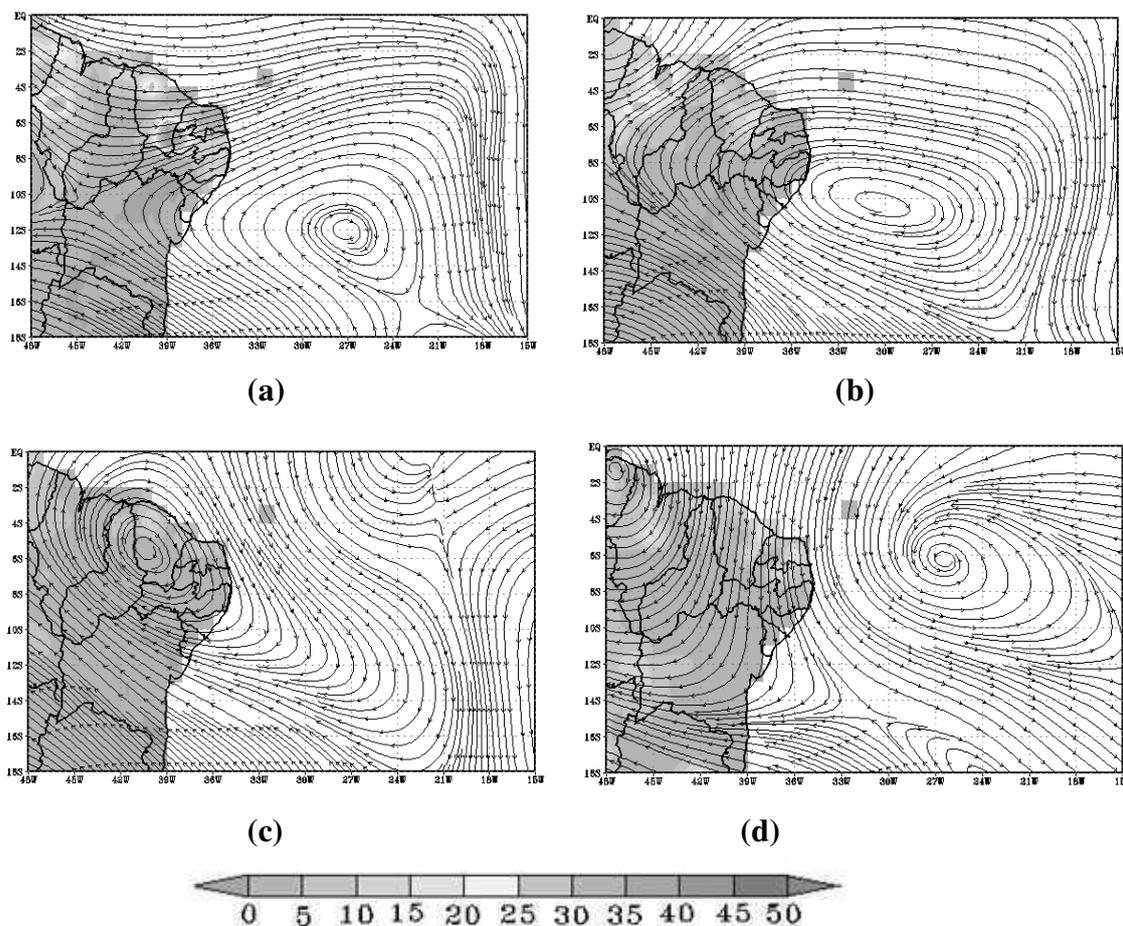
Os totais pluviométricos observados sobre o NEB durante o segundo dia de atuação do VCAN estiveram em torno de 5 mm/dia sobre a maior parte dos Estados que compõe a região, entretanto foi observado a leste dos Estados de Alagoas e de Pernambuco totais de chuvas em torno de 15 mm/dia. O Estado da Paraíba apresentou chuvas por toda sua extensão territorial sendo que o máximo de chuva (40 mm/dia) foi observado sobre a região oeste deste Estado. O norte do Piauí apresentou chuvas em torno de 10 mm/dia e a região oeste do Estado do Maranhão atingiu o máximo de chuvas 30 mm/dia (Figura 62a).

As chuvas observadas sobre o NEB durante o segundo dia de atuação do VCAN (Figuras 62a) não podem ser atribuídas à ocorrência deste sistema em virtude da localização do mesmo encontrar-se sobre o Atlântico Sul.

Com a aproximação do VCAN a costa leste do NEB, observou-se uma redução em relação ao dia anterior, dos totais de chuvas observados sobre os Estados de Alagoas, Pernambuco e Paraíba. No Ceará também foi perceptível esta redução, porém as chuvas observadas neste dia apresentaram uma melhor distribuição espacial por todo o Estado com uma variação de 6 a 15 mm/dia (Figura 62c). Ainda nesta figura percebeu-se a intensificação dos totais pluviométricos observados sobre o Maranhão.

Com o centro de subsidência localizado sobre os Estados do Ceará e Piauí, os totais de chuvas observados ao norte do NEB ficaram em torno de 6 mm/dia, apenas um núcleo localizado ao norte do Estado do Ceará apresentou um máximo de 12 mm/dia e sob a banda de nebulosidade oeste do VCAN os totais de chuvas ficaram em torno de 2 mm/dia (Figura 62d).

Passada a fase de atuação do VCAN observou-se o aumento dos totais pluviométricos observados sobre o norte dos Estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba tiveram um aumento na precipitação líquida observada por toda a extensão territorial. O extremo oeste de Pernambuco apresentou uma discreta elevação em suas chuvas e as demais localidades que compõe o NEB apresentaram redução em seus totais pluviométricos.



**Figura 62:** Caso 1(década de 2000). Distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 15 a 18 de janeiro de 2000.

#### 4.3.3. Caso 2

O Vórtice classificado como Caso 2 da década de 2000, ocorreu durante o fenômeno El Niño. Inicialmente o VCAN posicionou-se sobre o Atlântico Sul, ( $10^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$ ;  $30^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{W}$ ) e o acompanhamento deste caso foi iniciado a partir do dia 29 de novembro de 2007, entretanto a forma circular do sistema só foi detectada a partir do dia 01 de dezembro de 2007 mantendo-se configurado até o terceiro dia do mês.

Nos dois dias que antecederam ao início da forma circular do VCAN observou-se a presença da AB (pouco configurada) localizada sobre a região centro – oeste do Brasil. No litoral do NEB o Cavado do NEB apresentou-se com uma inclinação para o oeste da região e a leste deste sistema percebeu-se a presença de um segundo cavado localizado entre as longitudes de  $0^{\circ}$  a  $20^{\circ}\text{W}$  (Figuras 63a e 63b).

A Alta da Bolívia desconfigurou-se em sua localização inicial, e na região do cavado do NEB foi observada uma circulação ciclônica, ainda em estágio inicial. Sobre

o Pacífico Sul ( $60^{\circ}\text{W} - 100^{\circ}\text{W}$ ) foi observado também uma circulação ciclônica (Figura 63c).

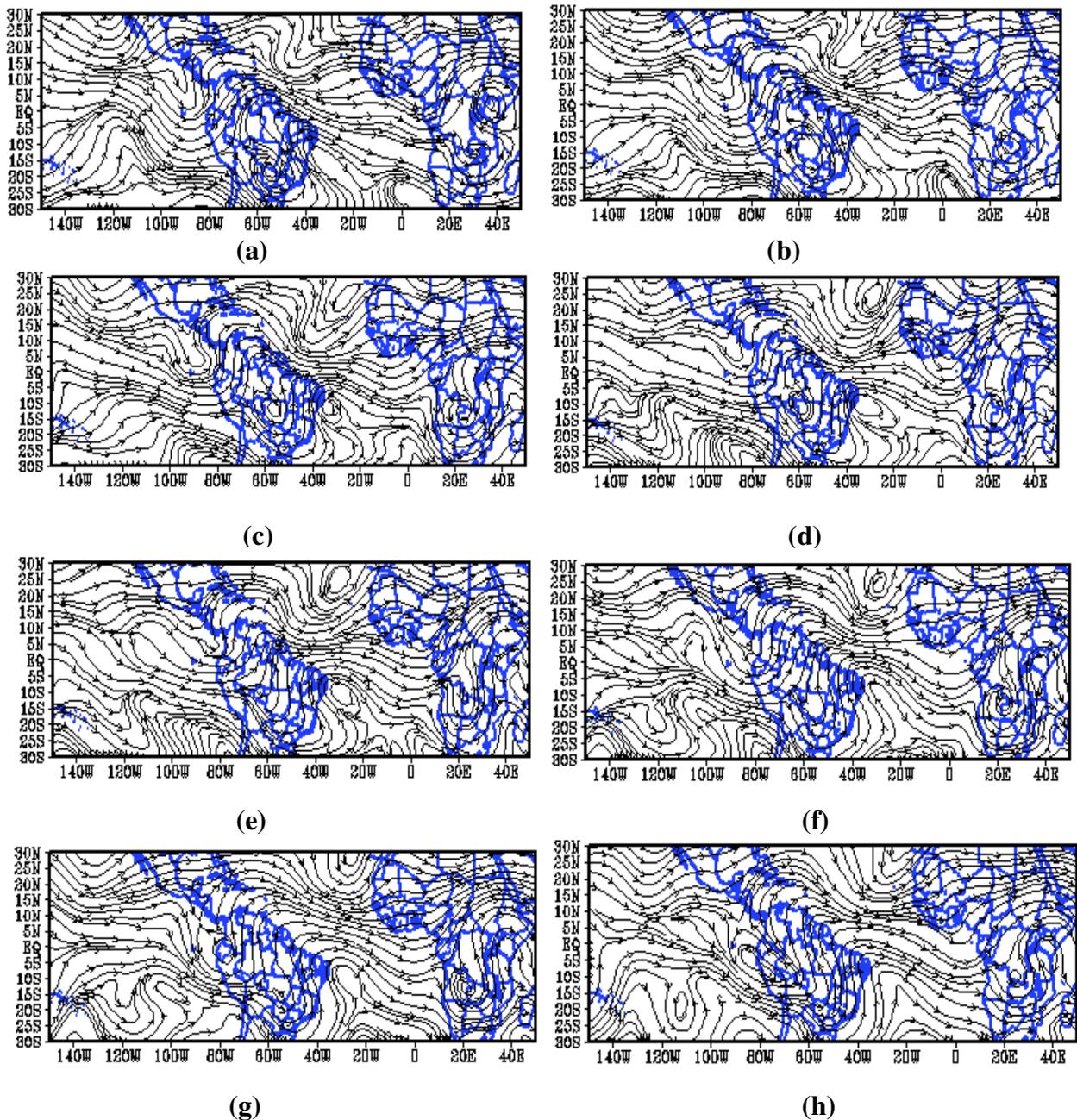
Sem a presença da AB, o VCAN não apresentou indícios de intensificação, mantendo apenas a forma circular ainda pouco configurada. O centro ciclônico localizado sobre o Pacífico Sul permaneceu bastante configurado e com um discreto deslocamento no sentido sudeste - noroeste em relação a sua posição inicial (Figura 63d).

Durante o terceiro dia de atuação do VCAN, o mesmo permaneceu estacionário em sua posição inicial e apresentou uma forma circular melhor definida que a observada no dia anterior, e sua faixa de nebulosidade oeste posicionou-se sobre o NEB (Figura 64e).

Na Figura 63f ocorreu a total desconfiguração do VCAN sobre o Atlântico, e no Pacífico Sul a presença do centro ciclônico ainda era perceptível.

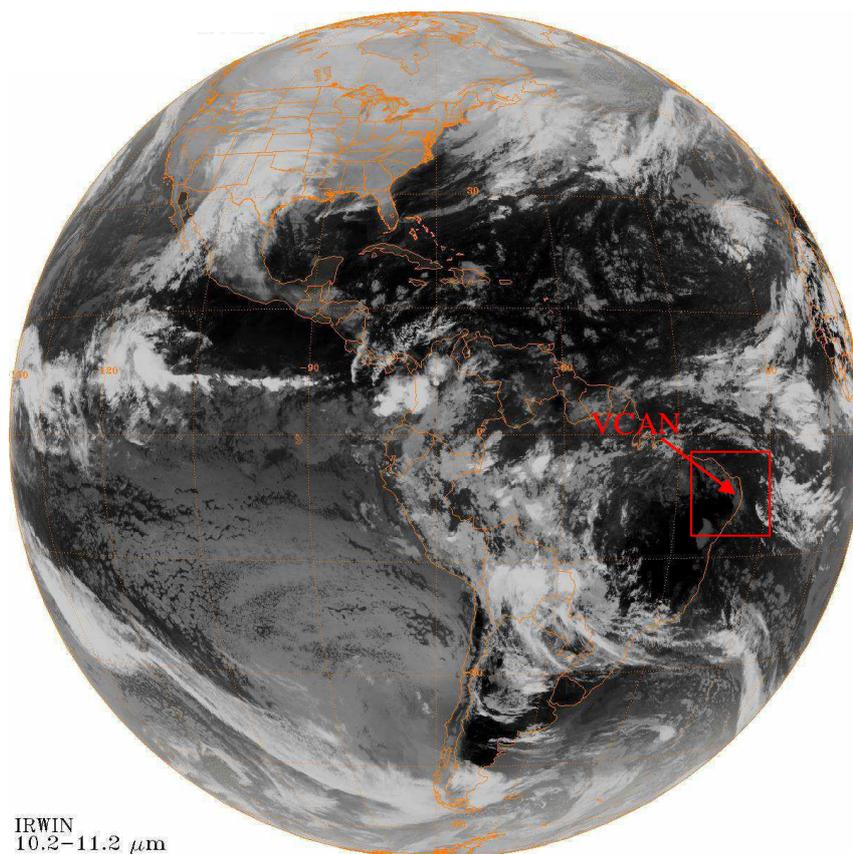
Neste Caso 2 da década de 2000, diferentemente dos casos anteriormente analisados, não foi observado a presença da AB (presente apenas na pré-formação do VCAN), do AA ou do AAN durante o período de atuação e dissipação do sistema, o que pode ter contribuído para o curto período de vida e intensidade do sistema.

Nas Figuras 63g e 63h, sem mais nenhum resquício do VCAN, observou-se apenas a presença do cavado do NEB, mantendo sua inclinação para oeste (como observada durante a fase de pré-formação do VCAN), e o centro anticiclônico ( $5^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$ ;  $60^{\circ}\text{W} - 80^{\circ}\text{W}$ ) ainda em estágio inicial.



**Figura 63:** Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 29 de novembro a 6 de dezembro de 2002.

A imagem do Satélite GOES-8 (Figura 64) para o dia 03/12/2002 é representativa do terceiro dia de atuação do VCAN do Caso 2 da década de 2000. Neste dia o vórtice apresentou sua melhor configuração circular e posicionou sua banda de nebulosidade sobre o NEB, como pode ser observado na Figura 64. Sobre a região do Atlântico adjacente a esta região percebeu-se a ausência de nebulosidade, o que pode ser justificado pelo posicionamento da área de subsidência do sistema neste dia.



**Figura 64:** Imagem do Satélite GOES-8 (IR) para o dia 03/12/2002, as 11:45 UTC.

#### 4.3.3.1. Campo da Divergência Horizontal

Durante os dois dias de pré-formação do VCAN do Caso 2 da década de 2000 foi observado que a máxima divergência horizontal prevaleceu ao norte dos Oceanos Atlântico e Pacífico, sobre o NEB, norte da América do Sul e sobre a área de atuação da AB (Figuras 65a e 65b).

Com o VCAN ainda em estágio inicial observou-se o decaimento dos movimentos divergentes nas áreas acima citadas, exceto no Pacífico Sul entre 130°W e 140°W e o aumento da convergência, inclusive no VCAN (Figura 65c).

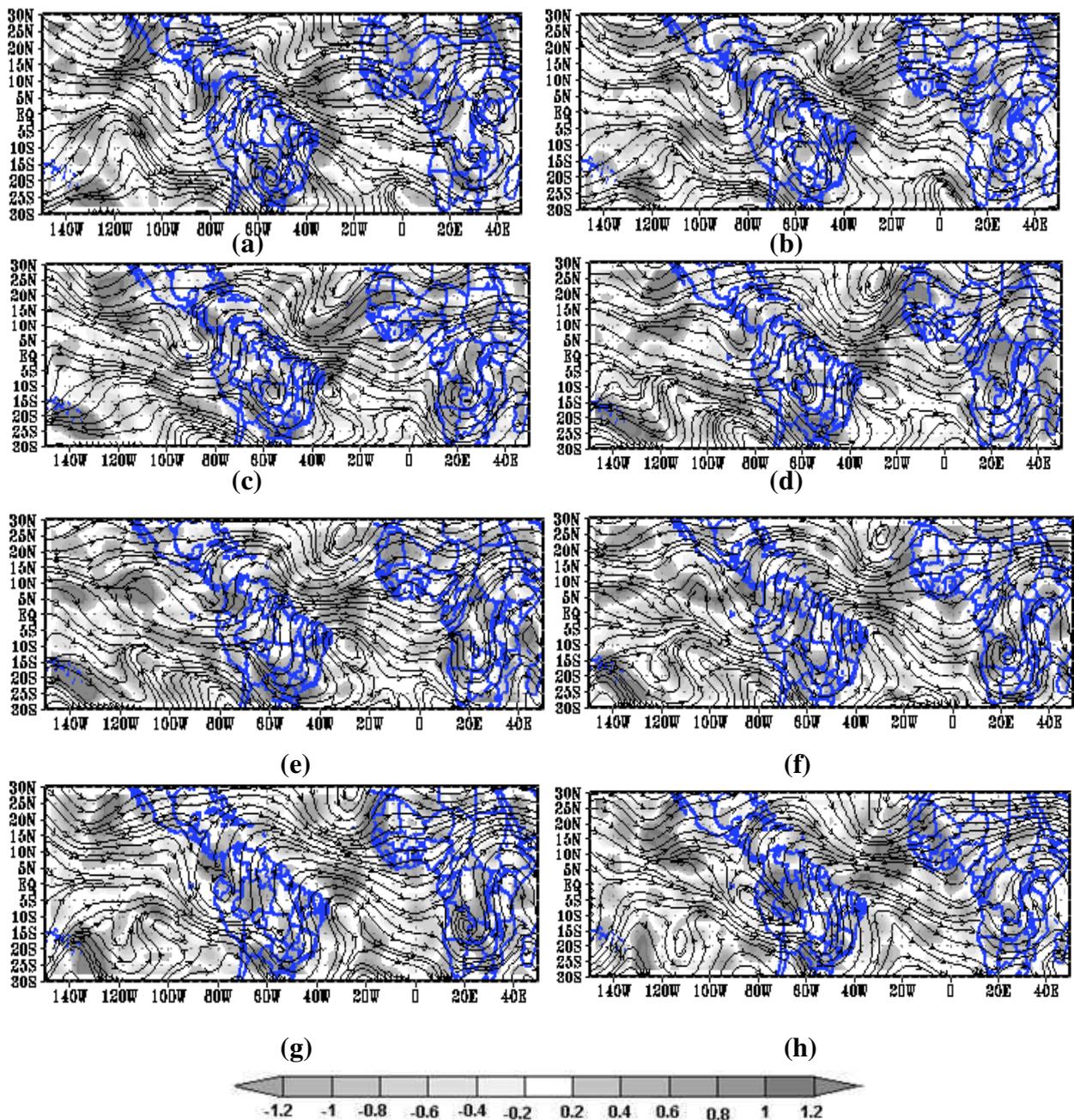
Durante o segundo dia de atuação do VCAN, a divergência horizontal voltou a se intensificar sobre pontos isolados localizados sobre o Pacífico Norte, sobre uma área que se estendeu do Atlântico adjacente ao norte do NEB até o norte da África e sobre a região Sul do Brasil (Figura 65d).

Na Figura 65e os movimentos convergentes continuam a prevalecer por toda área de estudo, e a máxima divergência horizontal foi observada sobre o Pacífico Norte entre 100°W e 120°W. Ao norte do VCAN, região destacada no parágrafo anterior, os

movimentos divergentes tiveram uma redução na intensidade da divergência apresentada no dia anterior.

Com a desconfiguração do vórtice, o padrão de distribuição dos movimentos divergentes e convergentes permaneceu similar ao dia anterior, apenas ocorrendo uma diminuição da divergência horizontal sobre o Pacífico Norte e uma intensificação sobre o sul deste oceano ( $130^{\circ}\text{W} - 140^{\circ}\text{W}$ ) (Figura 65f).

Nos dias seguintes a desconfiguração do VCAN observou-se que os movimentos divergentes intensificaram-se gradativamente (Figuras 65g e 65h).



**Figura 65:** Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 6 de dezembro de 2002.

#### 4.3.3.2. Campo da Vorticidade

Na Figura 66a foi observada a predominância da vorticidade anticiclônica mínima e máxima vorticidade ciclônica por toda a área de estudo dois dias antes da formação do VCAN. O cavado do NEB e o segundo cavado localizado sobre o Atlântico Sul apresentaram o mínimo valor absoluto para esta vorticidade. A vorticidade anticiclônica foi observada sobre a região dos dois cavados, o primeiro localizado sobre o Pacífico Norte e o segundo no Atlântico Norte e o sobre a área de atuação da AB, sendo que o cavado do Pacífico Norte apresentou o máximo valor absoluto ( $66 \text{ s}^{-1}$ ) para a vorticidade anticiclônica.

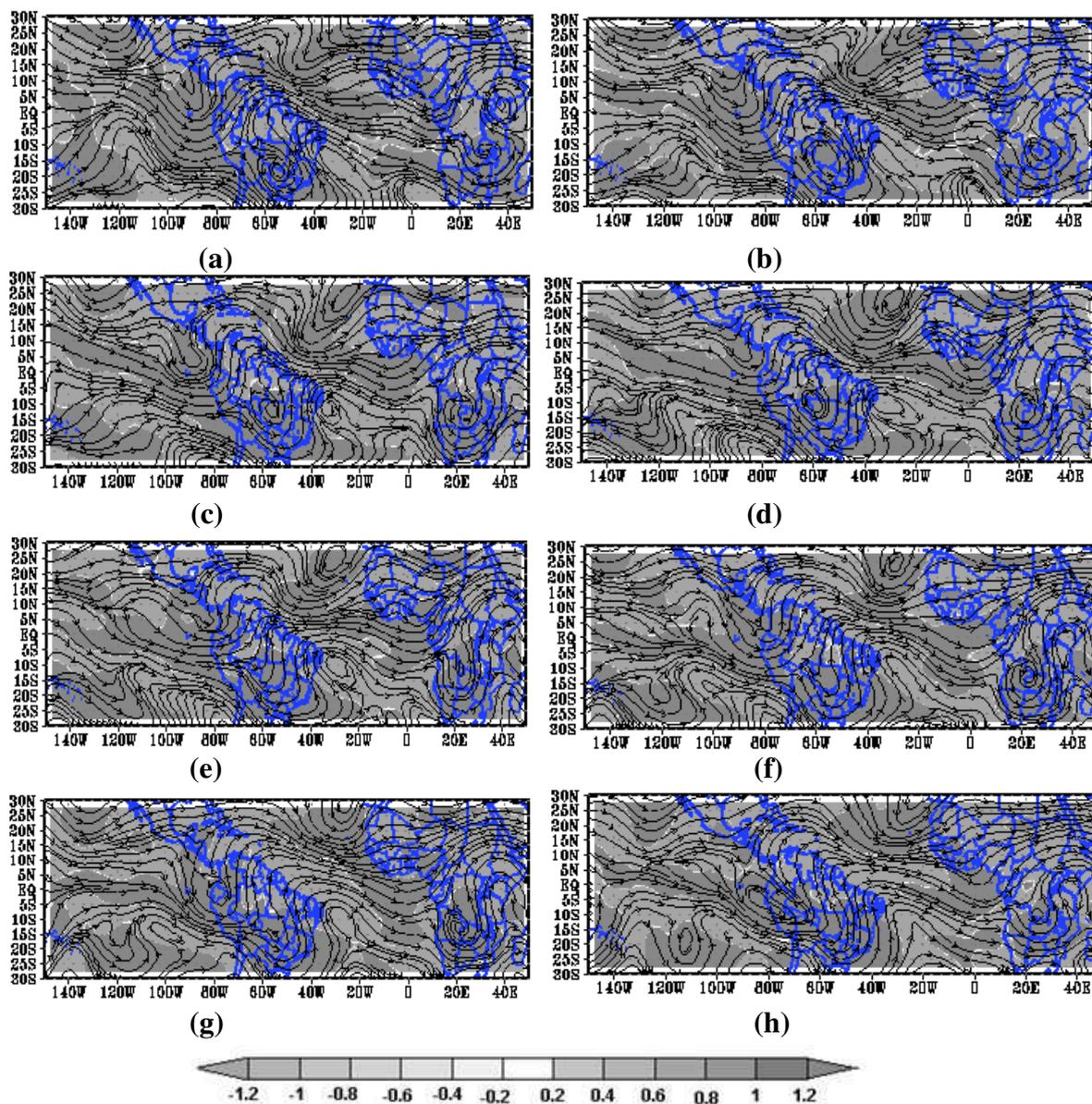
Ainda sem a detecção da forma circular do VCAN, observou-se uma diminuição da intensidade da vorticidade ciclônica sobre o Pacífico e Atlântico e um aumento da vorticidade anticiclônica principalmente na região do cavado localizado sobre o Atlântico Norte (Figura 66b).

Na região do Pacífico entre  $5^{\circ}\text{N}$  e  $20^{\circ}\text{N}$  observou-se uma redução intensidade da vorticidade anticiclônica em relação ao dia anterior (Figura 66c), situação inversa ocorreu ao sul deste Oceano na região da crista localizada entre  $110^{\circ}\text{W}$  e  $130^{\circ}\text{W}$ , onde ocorreu uma intensificação da vorticidade anticiclônica (Figura 66d). O centro ciclônico localizado a leste deste sistema apresentou uma diminuição em sua vorticidade ciclônica, também em relação ao dia anterior. O VCAN com sua forma circular já definida apresentou em sua porção norte o mínimo de vorticidade negativa. Sobre o Atlântico Norte no eixo do cavado observou-se a presença de um centro anticiclônico que apresentou a máxima intensidade de vorticidade anticiclônica (Figura 66d).

Na Figura 66e foi notória a intensificação da vorticidade anticiclônica sobre o Atlântico e Pacífico Sul. O VCAN apresentou o mesmo padrão de vorticidade ciclônica descrito no parágrafo anterior.

Com a desintensificação do VCAN o mínimo de vorticidade ciclônica predominou sobre a região do cavado do NEB e sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico a intensidade da vorticidade anticiclônica apresentou uma discreta redução. O centro ciclônico do Atlântico Norte, manteve a vorticidade anticiclônica máxima, porém mais concentrada ao sul deste sistema (Figura 66f).

No dia seguinte (Figura 66g) ocorreu uma intensificação da vorticidade anticiclônica por toda a área de estudo, reduzindo-se na figura representativa do dia posterior (Figura 66h).



**Figura 66:** Caso 2 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002.

#### 4.3.3.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

Durante a pré-formação do VCAN do Caso 2 da década de 2000 observou-se que a maior parte da América do Sul apresentou sinal positivo para a componente rotacional do vento, entretanto, sobre a região Norte e Nordeste do Brasil apresentaram sinal negativo e direcionada para fora destas regiões. No NEB e Atlântico adjacente a esta região, foi observada a presença de uma região apresentando componente rotacional negativa, fato também observado sobre o cavado localizado no Atlântico Sul (20°W – 20°E). Nestas regiões a componente rotacional seguia para localidades tanto a

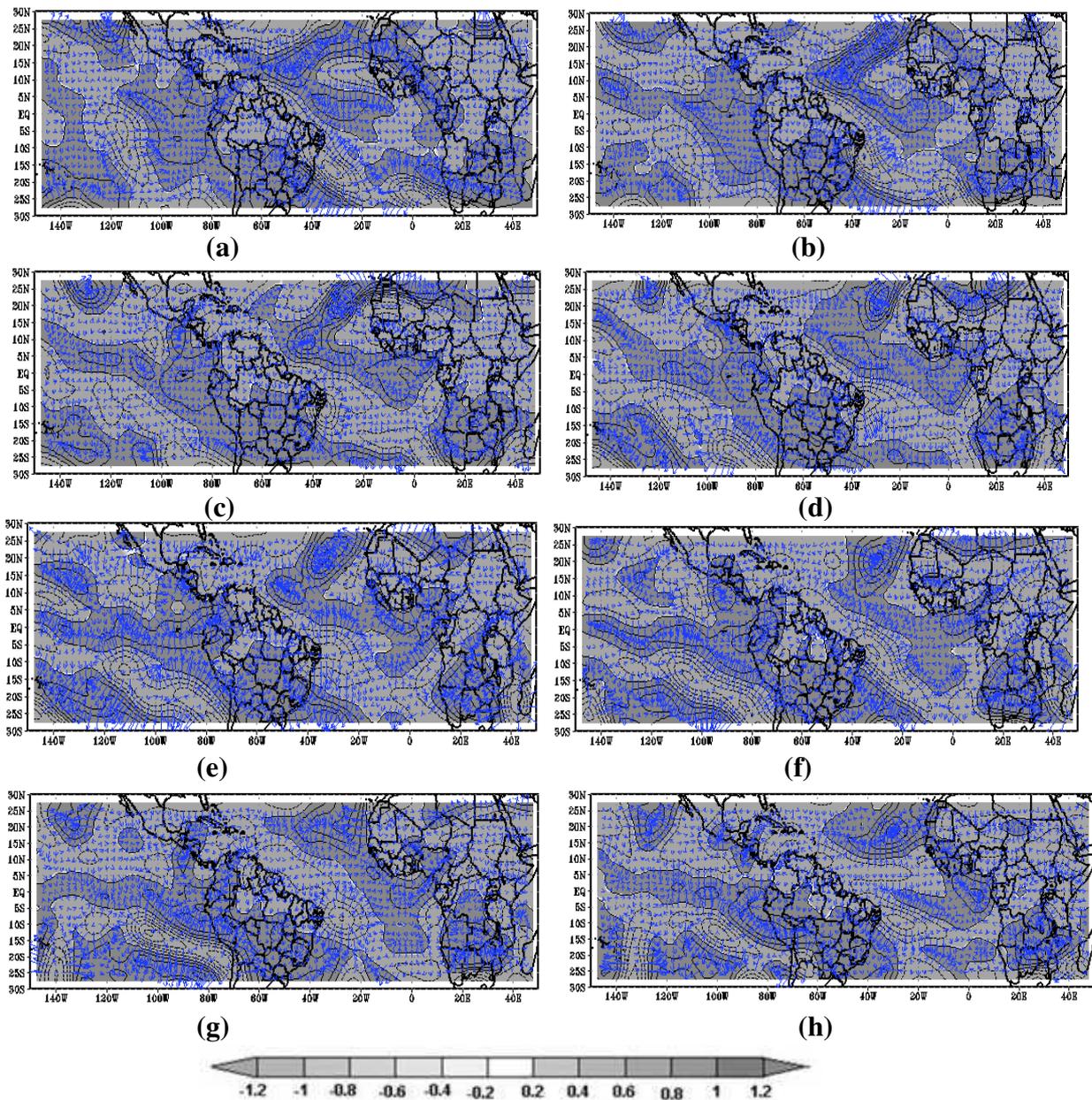
oeste como leste dos mesmos, que apresentaram sinal positivo para a componente rotacional (Figuras 67a e 67b).

Ainda nestas figuras, foi observado na região do Atlântico Equatorial e no eixo do cavado localizado no Atlântico Norte, a presença de uma região de confluência da componente rotacional do vento provenientes de localidades que apresentaram sinal negativo da mesma. Sobre o Pacífico, a leste e oeste do cavado, prevaleceram os valores positivos para a componente rotacional do vento, e no eixo do mesmo observou-se valor negativo.

Com o VCAN apresentando sua forma circular (ainda em estágio inicial) observou-se que a região negativa (descrita anteriormente) adquiriu uma forma mais circular e a componente rotacional do vento desta região seguia com mais intensidade para o lado oeste do mesmo, para a região Sudeste do Brasil e Atlântico Sul. As demais localidades da área em estudo apresentaram mesmo padrão de distribuição observado no dia anterior (Figura 67c).

Todas as áreas analisadas mantiveram o mesmo padrão da componente rotacional do vento, durante toda a fase de atuação do VCAN, como pode ser observado nas Figuras 67d, 67e e 67f.

Com a desconfiguração do VCAN o NEB manteve o mesmo sinal observado durante a fase de atuação do sistema e sobre o Atlântico adjacente ao NEB observou-se a permanência da região de valores negativos da componente rotacional do vento, que ora apresentava-se circular e outra mais alongada na direção zonal (Figuras 67g e 67h).



**Figura 67:** Caso 2 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002 (setas em azul representam a direção da componente)

A componente divergente observada durante a fase de pré-formação do VCAN do Caso 2 da década de 2000 é apresentada nas Figuras 68a e 68b.

No dia 29 de novembro de 2000 (Figura 68a) sobre o NEB observou-se a predominância de valores positivos para a componente divergente do vento, exceto ao norte do Ceará e ao sul da Bahia. No Atlântico adjacente a costa do NEB ocorreu à confluência da componente divergente do vento provenientes das regiões que apresentaram sinal negativo para a mesma.

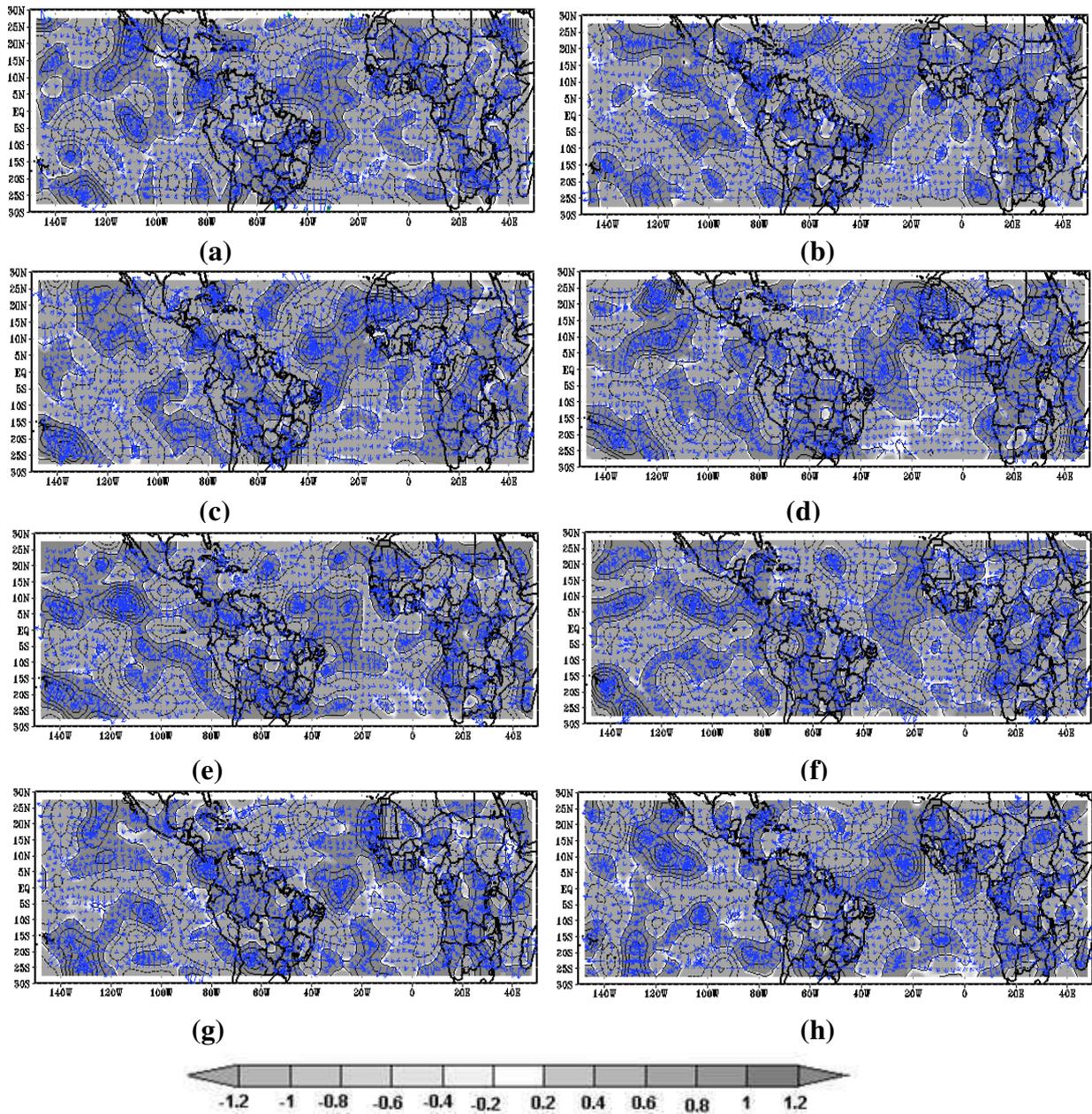
Na Figura 68b notou-se que a componente divergente positiva já ocupava praticamente todo o NEB, restando apenas uma pequena faixa de valores negativos ao sul da Bahia. A área de confluência sobre o Atlântico adjacente ao NEB deslocou-se mais para o norte estendendo-se até a África. No Pacífico Norte os valores positivos da componente divergente concentraram-se mais a leste deste Oceano, em relação ao dia anterior.

Durante o primeiro dia de atuação do VCAN (Figura 68c) a componente divergente positiva localizada sobre o NEB apresentou uma considerável redução em sua área de atuação, fato também observado sobre a região Norte do Brasil.

Com o vórtice em seu segundo dia de atuação, sobre o Atlântico Sul observou-se a maior ocorrência de valores negativos para a componente divergente do vento. Apenas próximo a costa sul da África e região adjacente ao NEB é que foram observadas áreas de confluência desta componente (Figura 68d).

Com o deslocamento do VCAN para as proximidades do NEB, observou-se que apenas o norte do Ceará, e os Estados do Piauí e Maranhão foram às únicas localidades desta região que apresentaram valores positivos para a componente divergente do vento. No Atlântico adjacente a esta região a zona de confluência, citada anteriormente, deslocou-se mais para leste de sua posição inicial (68e).

Nas demais figuras, foi observada a fase de decaimento e desconfiguração do VCAN, percebeu-se que o NEB manteve os valores negativos para a componente divergente do vento e o direcionamento desta componente seguiu para fora desta região.



**Figura 68:** Caso 2 (dec.2000). Campo da componente divergente do Vento em 200 hPa para o período de 29 de novembro a 06 de dezembro de 2002 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.3.3.4. Precipitação

O VCAN do Caso 2 da década de 2000 ocorreu quando estava configurado sobre o Pacífico o fenômeno El Niño, vários estudos (KILADIS e DIAZ, 1989; RAO e HADA, 1990; ARAGÃO, 1998; KAYANO e ANDREOLI, 2006; LUCENA, 2008) retratam a diminuição dos totais pluviométricos observados sobre o NEB durante a ocorrência deste fenômeno.

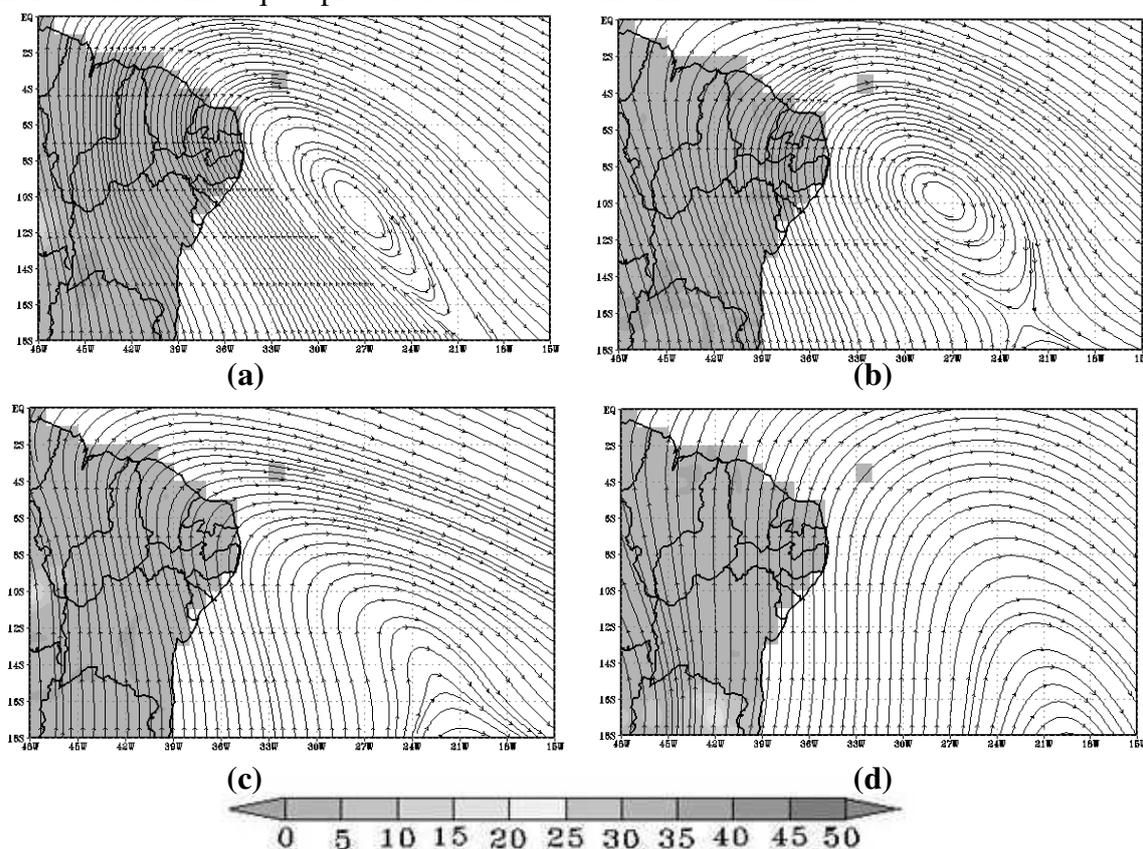
Durante o período em que o VCAN do Caso 2 da década de 2000 esteve configurado nas proximidades do NEB observou-se que os totais pluviométricos registrados nesta região foram inferiores a 15 mm/dia.

Na Figura 69a os totais de chuvas observados ficaram em torno de 2 mm/dia sobre a maior parte do NEB, apenas a costa leste do Paraíba e ao leste e norte do Estado do Rio Grande do Norte as chuvas atingiram o máximo de 4 mm/dia. Ao sul do Maranhão foi observado uma variação dos totais pluviométricos de 2 a 6 mm/dia.

No segundo dia de atuação do VCAN notou-se a redução dos totais de chuvas observados sobre o norte e leste do Estado do Ceará e sobre o litoral da Paraíba. Nos Estados do Maranhão e Piauí os volumes de chuvas mantiveram-se similares ao dia anterior, porém mais deslocados para o sul destes Estados (Figura 62b).

Com o deslocamento do VCAN para oeste do Atlântico observou-se a redução das chuvas ao norte da Bahia e oeste de Sergipe. Os máximos de chuvas descritos no parágrafo anterior apresentaram uma redução de 9 mm/dia (Figura 62c).

Na Figura 62d foi observada a desconfiguração do VCAN, neste dia sobre praticamente todo o NEB os máximos de chuvas observados não ultrapassaram a 1 mm/dia, exceto na porção central da Paraíba, extremo norte do Rio Grande do Norte e norte do Maranhão que apresentaram chuvas em torno de 3 mm/dia.



**Figura 69:** Caso 2 (década de 2000). Campos de linhas de correntes sobrepostos a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB para o período de 4 a 7 de dezembro de 2002

#### 4.3.4. Caso 3

Similar ao caso anteriormente discutido, o VCAN do caso 3 da década de 2000 ocorreu sob a influência do fenômeno El Niño e sobre as águas do Atlântico as ATSM observadas apresentaram mesmo sinal nas duas bacias deste Oceano, porém estas foram mais aquecidas ao Norte deste Oceano.

O acompanhamento deste Caso foi iniciado a partir do dia 25 de janeiro de 2005, porém o VCAN só apresentou sua forma circular a partir do dia 29 mantendo-se configurado até o dia 1 de fevereiro de 2005.

No dia 25/02, dois dias antes da formação do VCAN observou-se a presença da AB, apresentando uma forma circular mais alongada no sentido zonal e seu centro posicionado sobre a região Sudeste do Brasil. Na costa leste do NEB, o cavado apresentava indícios de uma forma circular. Ao sul da África destacou-se a presença do AA e no Pacífico Sul a presença do cavado foi observada entre 100°W e 120°W (Figura 70a).

Na Figura 70b a AB apresentou-se melhor definida, porém ainda alongada zonalmente. Observou-se um discreto deslocamento deste sistema para oeste de sua posição inicial. O cavado do NEB não mais apresentou a forma circular, porém manteve-se configurado no Atlântico adjacente ao NEB, apresentando uma inclinação para oeste.

Ainda na Figura 70b observou-se que o cavado do Pacífico Sul e o AA mantiveram-se configurado e estacionários em suas posições iniciais.

Dois dias após o início das observações, foi detectada a presença do VCAN (ainda em estágio inicial) posicionado entre as latitudes de 5°N e 10°S e longitudes de 20°W e 30°W. A AB manteve-se configurada e continuou a deslocar-se para oeste e o AA não apresentou modificações em seu deslocamento e intensidade. No Pacífico Sul observou-se a presença de um centro ciclônico no cavado mencionado anteriormente (Figura 70c).

O VCAN intensificou-se, como pode ser observado na Figura 70d, e posicionou sua banda de nebulosidade leste sobre o NEB mantendo seu centro de subsidência sobre o Atlântico. O AA apresentou um discreto deslocamento para o leste do Continente Africano e o centro ciclônico do Pacífico Sul permaneceu inalterado em sua posição inicial (Figura 70d).

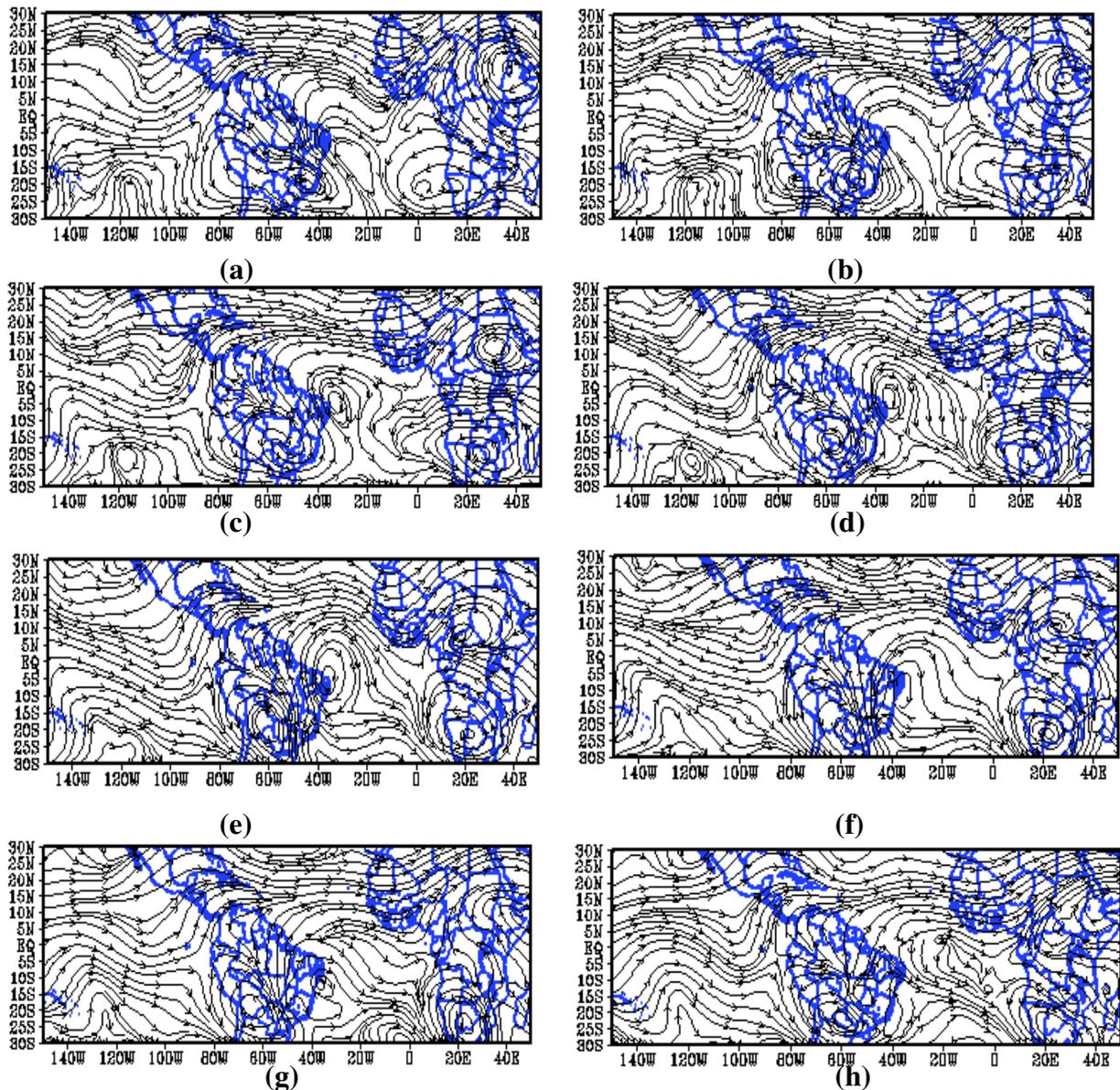
Durante o terceiro dia de atuação do VCAN, observou-se o deslocamento deste sistema para o interior do NEB, localizando parte de seu centro de subsidência sobre o

norte desta região. Também se percebeu o deslocamento da AB para sudoeste de sua posição anterior. Sobre o Pacífico Sul não foi mais perceptível a presença do centro ciclônico e o AA manteve-se inalterado (Figura 70e).

O VCAN desintensificou-se e continuou a deslocar-se, agora para o sul do NEB, deslocamento similar foi observado na AB e no AA, na África. No Pacífico Sul o cavado deslocou-se para oeste e apresentou discreta inclinação nesta mesma direção (Figura 70f).

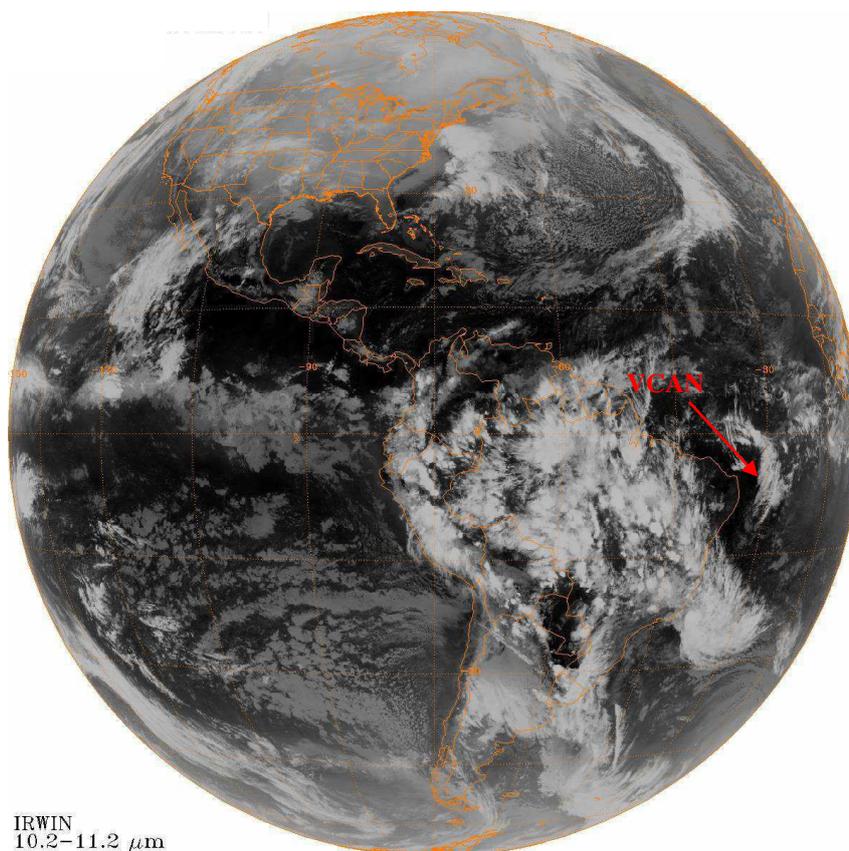
Na Figura 70g observou-se o estágio final do VCAN que apresentou deslocamento em direção ao Atlântico. A AB menos intensificada deslocou-se para norte de sua posição anterior, e no Atlântico Sul entre 10°E e 20°W foi observada a presença de um centro ciclônico. No sul da África o AA manteve-se configurado.

Durante o último dia de acompanhamento do Caso 3 da década de 2000 (Figura 70g) não foram mais observados nenhum resquício do VCAN. A AB manteve-se configurada e estacionária. O centro ciclônico do Atlântico Sul deslocou-se para oeste de sua posição anterior e mais ao sul da África o AA manteve-se configurado, porém menos intenso.



**Figura 70:** Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente (200 hPa) para o período de 27 de janeiro a 3 de fevereiro de 2005.

A banda de nebulosidade oeste do VCAN do Caso 3 da década de 2000 encontra-se visivelmente destacada na Imagem do Satélite GÓES 12 do dia 30 de janeiro de 2005 as 23:45 UTC (Figura 71). Neste dia de acordo com o campo de linha de corrente anteriormente observado observou-se que o Vórtice encontrava-se posicionado sobre o Atlântico e com parte de seu centro de subsidência sobre o NEB. Este centro de subsidência é caracterizado pela ausência de nebulosidade como pode ser verificado na figura a seguir.



**Figura 71:** Imagem do Satélite GOES-12 (IR) para o dia 30/01/2005, as 23:45 UTC.

#### 4.3.4.1. Campo da Divergência Horizontal

No VCAN do caso 3 da década de 2000, observaram-se que durante a fase de pré-formação deste sistema os máximos movimentos divergentes ocorreram sobre o Pacífico Norte ( $100^{\circ}\text{W} - 110^{\circ}\text{W}$ ) e Sul ( $140^{\circ} - 150^{\circ}\text{W}$ ) e ao norte da América do Sul. Sobre a área de atuação da AB e norte do cavado sobre o NEB perceberam-se movimentos divergentes não muito intensos (Figura 72a).

Ainda na fase de pré-formação (Figura 72b) na AB, no Atlântico ao norte do cavado do NEB e na região central deste sistema, observou-se uma discreta intensificação dos movimentos divergentes. Fato também observado sobre a área de atuação do anticiclone da Angola (AA) ao sul da África e no centro ciclônico localizado ao norte deste continente.

Na Figura 72c já era perceptível a presença do VCAN posicionado sobre o Atlântico adjacente ao NEB, nesta ocasião notou-se um desintensificação da divergência horizontal observada sobre o Norte da América do Sul, área de atuação da

AB e sobre o NEB, entretanto a divergência manteve-se intensificada ao norte da África e Pacífico Norte.

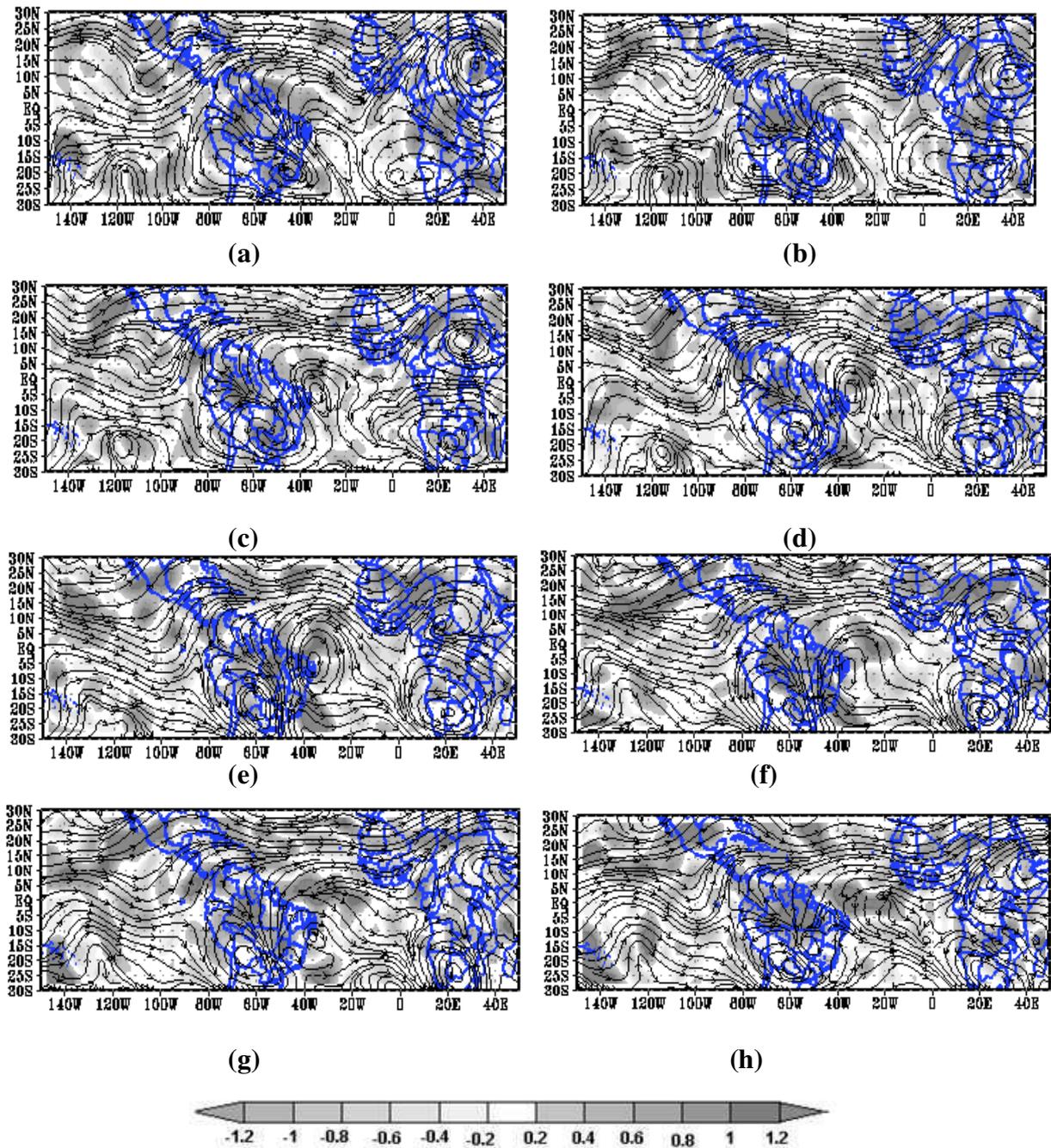
Com sua forma circular mais definida (Figura 72d), o VCAN apresentou intensificação da divergência horizontal em sua região periférica (Nordeste). Também percebeu-se um aumento considerável dos movimentos divergentes sobre a região Norte do Brasil e sobre o Atlântico Sul (20°W – 40°W). A leste do VCAN sobre o Atlântico foi observado o predomínio de convergência, inclusive sobre parte da área de atuação do AA.

Com seu centro de subsidência mais deslocado para o interior do NEB, observou-se o decréscimo da divergência horizontal observada na região periférica do VCAN (mencionada no parágrafo anterior), e o aumento da divergência foi perceptível sobre a região periférica norte deste sistema (Figura 72e).

Ainda na Figura 72e observou-se a intensificação da divergência horizontal sobre o norte da África, nos Oceanos Atlântico Norte (30°W-40°W) e Pacífico Norte (120°W - 140°W), na região Norte do Brasil e parte oeste do NEB. No Atlântico Sul, a região com máxima divergência horizontal mencionada anteriormente, manteve-se conservada, porém um pouco mais deslocada para o norte de sua posição inicial.

Já apresentando indícios de desintensificação o VCAN apresentou uma diminuição dos movimentos divergentes em sua região periférica. No Atlântico Sul observou-se que o núcleo de máxima divergência detectado anteriormente sobre este Oceano, deslocou-se para a região Sudeste do Brasil. A intensificação da divergência horizontal foi observada sobre o Estado de Rondônia e também no Pacífico Norte (Figura 72f).

Na Figura 72g observou-se a desconfiguração total do VCAN e notou-se a intensificação da divergência horizontal por toda a área de estudo, exceto sobre o Sudeste do Brasil e o Estado de Rondônia, que apresentaram uma diminuição em seus movimentos divergentes. No dia seguinte (Figura 72h) observou-se padrão similar ao dia anterior da distribuição espacial da divergência horizontal.



**Figura 72:** Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da divergência horizontal ( $10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 3 de fevereiro de 2005.

#### 4.3.4.2. Campo da Vorticidade

Durante a fase de pré-formação do VCAN do Caso 3 da década de 2000 (Figura 73a) o máximo de vorticidade anticiclônica foi observada sobre a área de atuação da AB como também, no AA, ao norte da África e sobre o Pacífico Norte entre  $100^{\circ}\text{W}$  e  $120^{\circ}\text{W}$ . A vorticidade ciclônica foi observada sobre o cavado do NEB, no

Pacífico Norte e Sul (na região do cavado do Pacífico e a leste deste) e no Atlântico Norte entre 50°W e 70°W.

Na Figura 73b, ainda durante a pré-formação do VCAN, observou-se a desintensificação da vorticidade anticiclônica nas áreas mencionadas no parágrafo anterior e a intensificação da vorticidade ciclônica.

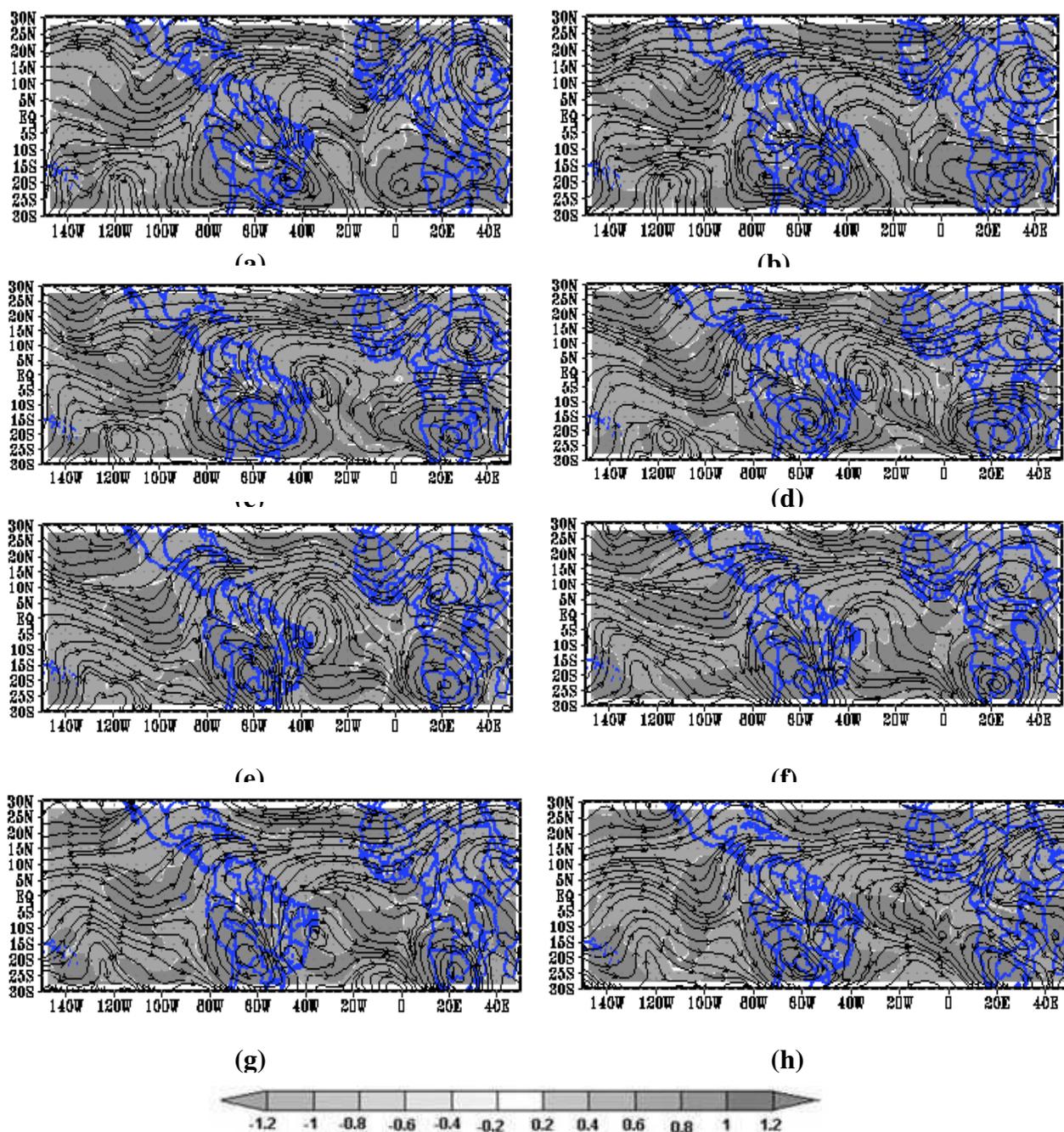
No primeiro dia de atuação do VCAN percebeu-se a intensificação da vorticidade anticiclônica na região do Pacífico Norte e Equatorial, sobre o Atlântico Norte, no AA e na América do Sul, sendo que a máxima vorticidade anticiclônica foi observada sobre a área de atuação da AB e na região do Atlântico Sul adjacente ao Sudeste do Brasil. A vorticidade ciclônica mínima foi observada no centro do VCAN e na área do centro ciclônico do Pacífico Sul (Figura 73c).

Os movimentos divergentes descritos no parágrafo anterior mantiveram-se, porém a divergência desintensificou-se na área de atuação da AB, sobre o Pacífico Sul e sobre o Atlântico Sul adjacente a região Sudeste do Brasil. A vorticidade ciclônica observada sobre o centro do VCAN conservou a mesma intensidade e no centro ciclônico do Pacífico Sul percebeu-se a intensificação desta vorticidade (Figura 73d).

Na Figura 73e foi perceptível a desintensificação da divergência horizontal observada por toda a área de estudo, exceto ao norte dos Oceanos Pacífico e Atlântico e sobre o norte da África. Na região do Pacífico Sul notou-se o predomínio da vorticidade ciclônica e sobre a área de atuação do VCAN.

Durante o estágio de desconfiguração do VCAN foi observado o mesmo padrão de configuração observado no dia anterior, entretanto merece destaque a região do eixo do cavado localizado no Pacífico Sul que apresentou um decréscimo de  $-2 \text{ s}^{-1}$  a  $-50 \text{ s}^{-1}$  em sua vorticidade ciclônica (Figura 73f).

Na fase final de acompanhamento do VCAN do Caso 3 da década de 2000 (Figuras 73g e 73h) observou-se a desintensificação da vorticidade anticiclônica e o aumento da vorticidade ciclônica por toda a área de estudo.



**Figura 73:** Caso 3 (década de 2000). Campo de linha de corrente sobreposto ao campo da vorticidade ( $s^{-1}$ ) em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005.

#### 4.3.4.3. Campo da Componente Rotacional e Divergente do Vento

A componente rotacional do vento durante o acompanhamento do Caso 3 da década de 2000 é apresentada na Figura 74.

Durante a fase de pré-formação do VCAN observou-se sobre o Atlântico, entre as latitudes de 5°S e 30°S e longitudes de 0 e 20°W a presença de um centro de valores negativos para a componente rotacional e o direcionamento desta componente apresentou-se para fora da região, padrão semelhante foi observado sobre o NEB

(Figura 74a). Ainda nesta figura notou-se uma pequena região de valores negativos localizada entre o norte do Mato Grosso, sul do Pará e o Estado de Rondônia. Na área de atuação da AB e do AA observou-se a confluência da componente rotacional do vento, bem como a presença de uma faixa de valores positivos que se estendeu desde o Pacífico até  $20^{\circ}\text{W}$ , aproximadamente. Na região do cavado do Pacífico também foi perceptível a presença de um centro de valores negativos para a componente rotacional.

Na Figura 74b, percebeu-se a diminuição ( $50^{\circ}\text{W}$  -  $80^{\circ}\text{W}$ ) da faixa de valores positivos, descrita no parágrafo anterior. Na região do Pacífico também foi observada esta redução e no Atlântico Sul não ocorreu nenhuma alteração significativa. Sobre o Brasil foi observado o deslocamento para oeste do centro de valores negativos.

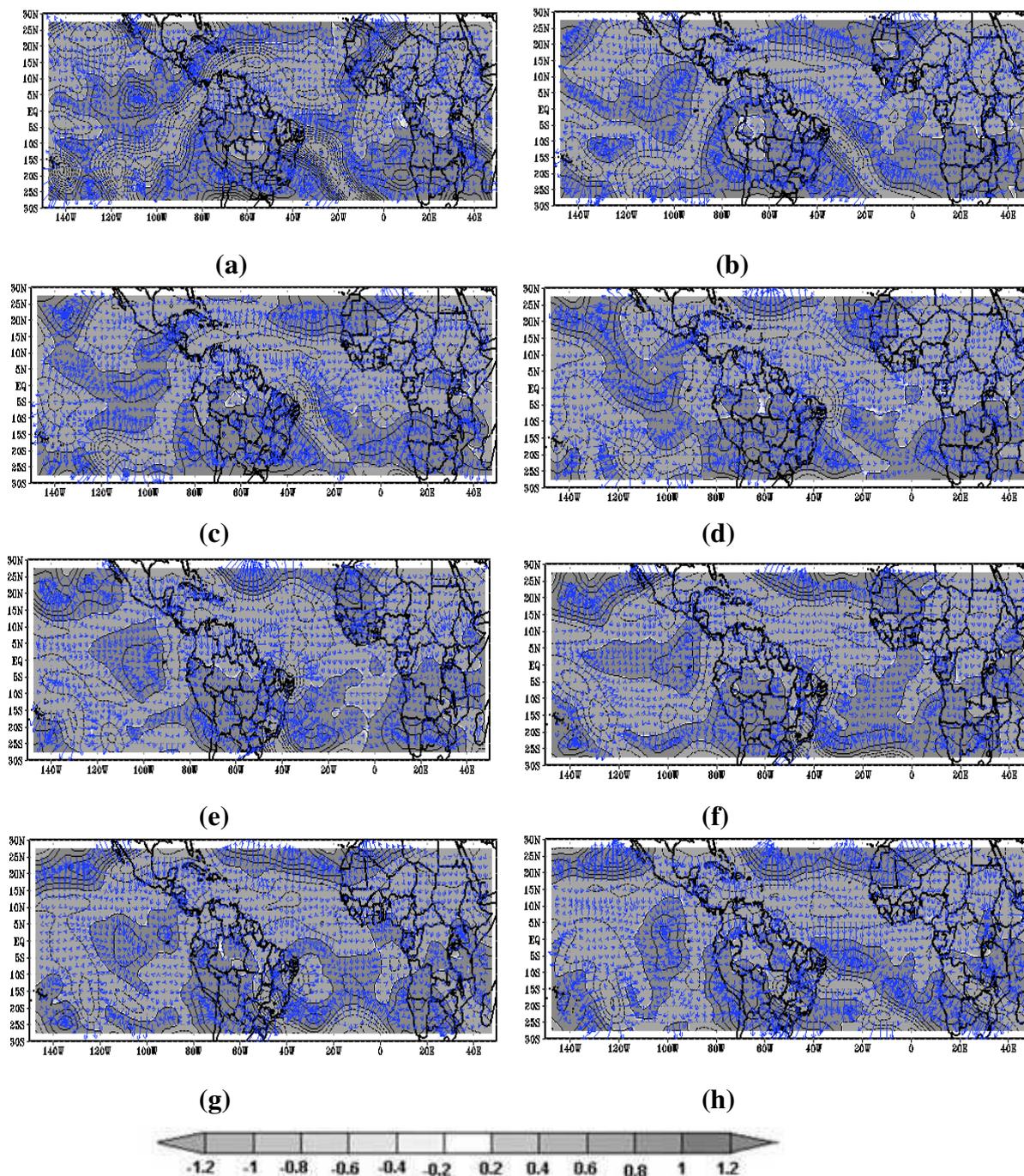
No primeiro dia de atuação do VCAN (Figura 74c), notou-se que o centro de valores negativos localizado na faixa litorânea do NEB apresentou deslocamento para norte. A componente rotacional positiva observada sobre a área de atuação da AB deslocou-se em direção ao NEB.

Na Figura 74d, segundo dia de atuação do VCAN foi observado que o centro de valores negativos localizado sobre a faixa litorânea do NEB, desintensificou-se e deslocou-se para o interior da região. Neste dia percebeu-se que grande parte das regiões Norte e Sudeste do Brasil também apresentaram sinal negativo para a componente rotacional do vento.

O centro de valores negativos posicionado sobre o NEB deslocou-se mais para o norte, posicionando-se entre a região e o Oceano. Com a nova localização deste centro percebeu-se o retorno dos valores positivos da componente rotacional do vento para os Estados da região Sudeste e parte do NEB (Figura 74e).

Durante o último dia de atuação do VCAN (Figura 74f) observou-se o retorno do centro para o interior do NEB e com ele o deslocamento dos valores positivos para o sul da região.

Nos últimos dias de acompanhamento do Caso 3, o NEB manteve o mesmo padrão para a componente rotacional, porém é válido salientar que na Figura 74h, observou-se a presença de valores positivos para a componente rotacional do vento sobre o norte do NEB.



**Figura 74:** Caso 3 (década de 2000). Campo da componente rotacional do vento em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005 (setas em azul representam a direção da componente)

Durante a fase de pré-formação do VCAN do Caso 3 da década de 2000, foram observados valores positivos para a componente divergente do vento e o direcionamento da mesma seguiu para o interior de praticamente todo o Brasil (Figura 75a), as exceções observadas foram em três núcleos individualizados localizados sobre o Mato Grosso, extremo oeste do Estado do Pará e a oeste da Bahia. No Atlântico Sul observou-se a

predominância de valores negativos para a componente divergente e o direcionamento da componente nesta região seguia para localidades que apresentaram valores positivos, exceto entre 30°W e 40°W.

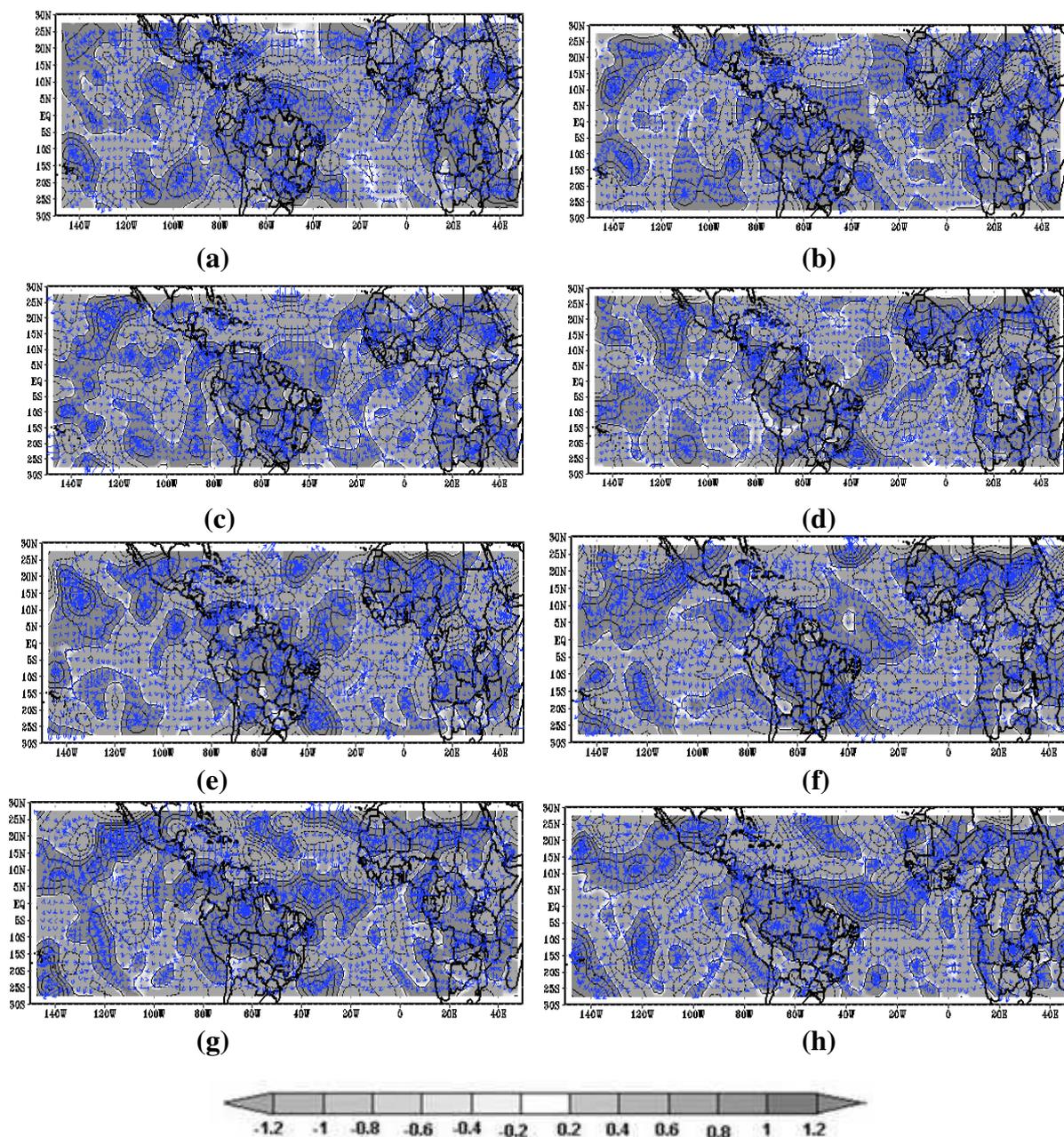
Na Figura 75b, ainda representativa da fase de pré-formação, percebeu-se o avanço da componente divergente negativa em direção ao NEB e parte da região Sudeste do Brasil. No Atlântico observou-se o aumento dos valores positivos da componente divergente.

Durante o primeiro dia de atuação do VCAN, a componente divergente do vento apresentou-se positiva em grande parte do NEB, apenas o sul dos Estados do Maranhão, Piauí e Alagoas e toda a Bahia e Sergipe apresentaram sinal negativo para esta componente (Figura 75c).

Apresentando a forma circular totalmente definida, o VCAN em seu segundo dia de atuação encontrava-se posicionado sobre o Atlântico adjacente ao norte do NEB, percebeu-se que exceto na faixa litorânea dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, os demais Estados que compõem o NEB apresentaram a componente divergente do vento positiva (Figura 75d).

À medida que o VCAN deslocava-se para o interior do NEB, percebeu-se que a componente divergente do vento positiva deslocava-se para oeste da região, logo se constatou que valores positivos da componente divergente não estão associados aos VCAN, e os valores negativos prevalecem sobre a área de atuação deste sistema.

Durante a fase de desintensificação e desconfiguração do VCAN foi observado que os valores positivos da componente divergente do vento voltaram a se posicionar sobre o NEB (Figuras 75g e 75h).



**Figura 75:** Caso 3 (década de 2000). Campo da componente divergente do vento em 200 hPa para o período de 27 de janeiro a 03 de fevereiro de 2005 (setas em azul representam a direção da componente)

#### 4.3.4.4. Precipitação

Os totais pluviométricos observados sobre o NEB durante a atuação do VCAN do caso 3 da década de 2000 são apresentados na Figura 76. No primeiro dia de atuação do vórtice (29/01/2000) percebeu-se que o mesmo encontrava-se posicionado sobre o Atlântico adjacente ao norte do NEB, em virtude desta localização as precipitações observadas no NEB, neste dia, não podem ser atribuídas à ocorrência deste sistema. A

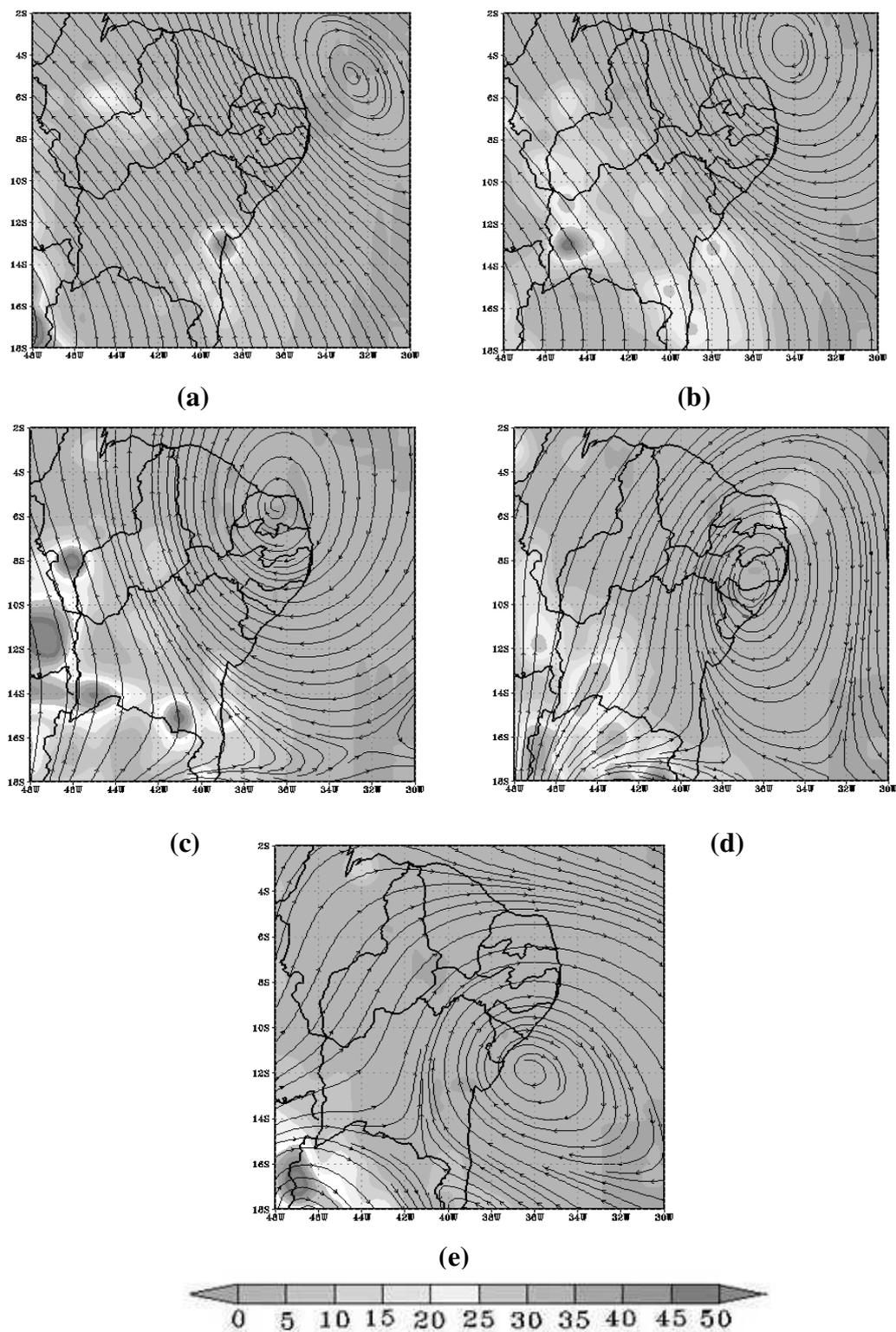
precipitação observada na região apresentou uma variação de 5 a 25 mm/dia sobre toda a região, sendo que este máximo foi observado apenas entre a divisa dos Estados do Maranhão e Piauí. Sobre a região central do Ceará, no extremo oeste dos Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, na faixa litorânea da Bahia e ao sul do Estado de Sergipe foram observados cerca de 15 mm/dia de chuvas (Figura 76a).

Na Figura 76b, notou-se o deslocamento do VCAN em direção ao NEB, resultando no posicionamento de uma parte da banda de nebulosidade oeste do sistema sobre o Estado do Rio Grande do Norte. Contrariando as expectativas esta região não apresentou volumes consideráveis de chuvas. Neste dia as chuvas concentraram-se basicamente sobre o Estado da Bahia, onde se registrou uma variação de 5 a 40 mm/dia, e ao sul dos Estados do Maranhão e Piauí (15 a 25 mm/dia).

Com o VCAN posicionado sobre o interior do NEB, não foram observadas grandes alterações nos volumes de chuvas observadas na região em relação ao dia anterior. Os máximos registrados permaneceram sobre a Bahia, mais ao sul do Estado, porém as localidades ao norte, oeste e parte da faixa litorânea deste Estado reduziram seus totais de chuvas. Ao sul do Maranhão e Piauí as chuvas mantiveram-se, porém menos intensa em relação ao dia anterior (Figura 76c).

O vórtice em seu quarto dia de atuação deslocou-se para sul do NEB e posicionou seu centro de subsidência sobre os Estados de Pernambuco e Alagoas. Observou-se que não apenas nestes dois Estados os totais pluviométricos foram reduzidos, mas em toda região onde se percebeu um total de 5 mm/dia de chuvas (Figura 76d). Apenas a zona de transição entre o Estado da Bahia e a região Sudeste do Brasil apresentaram chuvas variando de 15 a 40 mm/dia, no extremo oeste da Bahia (Figura 76d).

Durante o último dia de atuação do VCAN, o sistema deslocou-se mais para o sul e em direção ao Atlântico, aonde posteriormente veio a dissipar-se. Neste dia os totais de chuvas observados ficaram em torno de 5 mm/dia, sobre maior parte do NEB, em apenas alguns núcleos isolados localizados a oeste do Maranhão, entre o Ceará e Rio Grande do Norte e a oeste e sul da Bahia é que foram observados cerca de 15 mm/dia de chuvas (Figura 76e).



**Figura 76:** Caso 3(década de 2000). Campos de linhas de correntes sobrepostos a distribuição espacial da precipitação (mm/dia) observada sobre o NEB durante o período de 29 de janeiro a 2 de fevereiro de 2005.

#### 4.5 Análise de Componentes Principais (ACP)

Os resultados obtidos após a aplicação da metodologia da Análise de Componentes Principais encontram-se sintetizados nas tabelas e gráfico a seguir:

Através dos Testes de Bartlett e Kaiser – Meyer – Olkin (KMO) foi realizada a medida de adequação da amostra, ou seja, através destes testes foi possível a comparação dos coeficientes de correlação parcial, que variam de 0 a 1. Quanto mais próximo da unidade, mais adequada é a amostra. Em nossos resultados observou-se que o valor calculado foi de 0,887, indicando uma boa adequação da amostra, como pode ser observado na Tabela 11.

O teste de esfericidade de Bartlett indica a presença ou ausência de correlação entre as variáveis. A estatística de Qui-quadrado calculada para esse teste foi significativa ao nível de 0,00, indicando presença de correlação.

**TABELA 11:** Testes de Bartlett e KMO

Medida de adequação da amostra, KMO (Kaiser – Meyer – Olkin)	0,887
Teste de Esfericidade de Bartlett	Qui-quadrado
Sig.	0,000

No que concerne a ACP observa-se na Tabela 12 que foram extraídos 2 Componentes Principais (CP) com o *Eigenvalue* ou Autovalor ou ainda Valor próprio maiores que 1. Estas 2 CP explicam cerca de 59,4% da variância dos dados.

**TABELA 12:** Total Variância explicada

Componente	Eigenvalues Iniciais			Extração das CP na Matriz sem Rotação			Extração das CP na Matriz com Rotação		
	Total	Variância (%)	Acumulada (%)	Total	Variância (%)	Acumulada (%)	Total	Variância (%)	Acumulada (%)
1	3,594	44,931	44,931	3,594	44,931	44,931	3,368	42,102	42,102
2	1,154	14,427	59,357	1,154	14,427	59,357	1,380	17,255	59,357
3	,989	12,366	71,723						
4	,861	10,759	82,482						
5	,813	10,163	92,645						
6	,514	6,422	99,067						
7	,068	,856	99,923						
8	,006	,077	100,000						

Método de Extração: Análise de Componentes Principais

Na Tabela 13 são apresentadas as CP extraídas de cada variável, vale salientar que estas CP são resultados da matriz principal sem rotação.

Através desta tabela foi possível o cálculo da variância total explicada por cada CP separadamente. Este cálculo consistiu na soma dos quadrados de cada valor, dividido pelo número total de componentes. Como resultados obteve-se que a 1ªCP explicou aproximadamente cerca de 45,3% da variância total, e a 2ªCP cerca de 14%. A soma das duas CP totalizou 59,3% da variância total, como foi observado na Tabela 12.

Ainda de acordo com a Tabela 13 observou-se que a 1ªCP foi a componente que apresentou valores positivos para todas as variáveis, logo a variável dependente (VCAN) com relação a 1ªCP é diretamente proporcional a todas as variáveis independentes (AATLN, AATLS, NIÑO 1+2, NIÑO 3, NIÑO 4, NIÑO 3.4, PDO) porém as que as mais contribuíram para esta CP foram as regiões NIÑO 1+2, NIÑO 3, NIÑO 4, NIÑO 3.4.

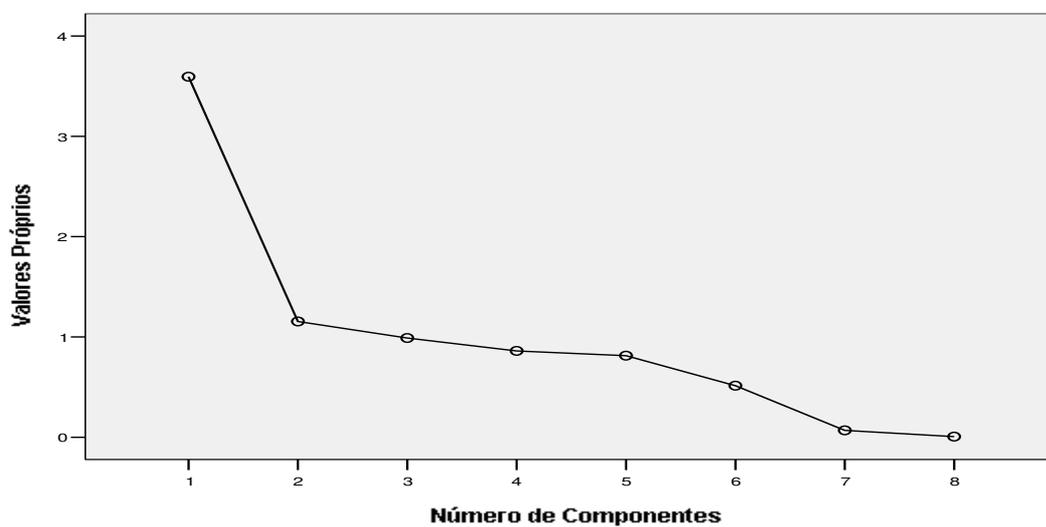
Com relação a 2ªCP foram observados valores positivos e negativos para as variáveis independentes, e dentre todas as variáveis analisadas a AATLS foi a que ofereceu melhor contribuição (positivamente) para a 2ªCP. Assim a variável dependente (VCAN) com relação a 2ªCP, é diretamente proporcional a AATLS, NIÑO 1+2, e a ODP e inversamente proporcional a AATLN, NIÑO 3, NIÑO 4 e NIÑO 3.4.

**TABELA 13:** Extração das Componentes Principais (CP)

Variáveis	Componentes	
	1	2
VCAN	, 195	, 591
AATLN	, 313	-, 259
AATLS	, 187	, 703
NINO12	, 840	, 125
NINO3	, 969	-, 032
NINO4	, 818	-, 302
NINO34	, 966	-, 141
ODP	, 422	, 340

A análise do Gráfico 13 nos permitiu de forma visual detectarmos as 2 CP que melhor explicaram a variância total de todas as variáveis. Esta detecção consistiu no critério da horizontalidade, (SHARMA, 1996; MOROCO, 2003). Este critério consiste na escolha de todas as componentes que apresentem um declive considerável, onde a linha que as uni não seja horizontal e cujo autovalor ou valor próprio da ACP seja igual ou superior a 1.

Tendo como base o critério da horizontalidade observou-se no Gráfico 13 que as 2 primeiras CP (1° e 2°), apresentaram autovalores  $\geq 1$ , como visto anteriormente estas duas CP explicaram cerca de 45,3% da variância (1°CP) e 14 % (2°CP), logo estas variáveis são bem representativas do conjunto de respostas originais.



**Gráfico 13:** Gráfico Autovalores significativos.

**CAPÍTULO 5****CONCLUSÕES**

---

**5 CONCLUSÕES**

De acordo com os resultados obtidos, constatou-se que independentemente da década analisada, os casos de VCAN ocorreram com maior frequência durante eventos El Niño, onde percebeu-se que em média a cada 12 dias um caso de VCAN era diagnosticado.

Os vórtices observados em SNAP foram observados em média a cada 15 dias, e nos eventos La Niña a frequência dos VCAN foi de 1 caso a cada 17 dias.

Em SNAP foram observados de 47,88% dos dias de ocorrência dos vórtices e nos eventos EL Niño, foram observados 34,1% de todas as ocorrências de VCAN, e as maiores notificações deste sistema foram observadas quando as ATSM das regiões Niño 1+2 e Niño 3.4 apresentaram-se mais aquecidas que as das regiões Niño 3 e Niño 4, ou ainda quando estas quatro regiões do Pacífico apresentavam sinal positivo. Cerca de 10% destes casos formaram-se e dissiparam-se sobre o Atlântico, sem atingir o NEB.

Durante os trinta anos de análise constatou-se que em cerca de 23,34% dos dias de notificação dos VCAN foi observado o fenômeno La Niña, e nesta ocasião foram diagnosticados apenas 20,2% das ocorrências de vórtices no NEB.

Ainda com relação às ATSM do Pacífico percebeu-se que quando a ODP apresentou seus índices positivos e ao mesmo tempo eventos EL NIÑO, foram registradas mais ocorrências de VCAN sobre o NEB, que em situação inversa.

Em relação às ATSM do Oceano Atlântico, concluiu-se que as anomalias do Atlântico Sul exerceram maior influência nas ocorrências dos vórtices, principalmente em períodos de SNAP. E dentre os 311 casos analisados apenas 25,1% dos eventos, formaram-se e dissiparam-se sobre o Atlântico sem atingir o NEB.

A área preferencial para a formação dos vórtices foi sobre o Atlântico Tropical (15°S – 25°S), porém 28,7% dos eventos observados formaram-se próximos a zona equatorial deste Oceano (0° - 10°S). Estes resultados estão de acordo com os estudos de Ramírez (1997) e Coutinho (2008).

Sazonalmente, o verão foi à estação que apresentou o maior número de eventos de VCAN sobre o NEB e o mês de janeiro apresentou o maior número de ocorrências

deste sistema, onde verificou-se 31,2% dos 311 casos acompanhados, seguindo-se dos meses de fevereiro (21,9%) e dezembro (19,6%).

Com relação ao deslocamento dos VCAN, os resultados encontrados foram semelhantes aos de Ramírez (1997), onde o deslocamento preferencial seguiu de leste (Oceano) para oeste em direção ao NEB e depois retornando para o Oceano, apenas em alguns casos formados sobre o NEB é que se percebeu em sentido contrário.

A observação das componentes rotacional e divergente do vento permitiu-nos a constatação da forma antagônica que estas duas componentes apresentam seus fluxos, ou seja, a componente rotacional tem seu fluxo direcionado dos centros anticiclônicos para os centros ciclônicos, ao mesmo tempo em que a componente divergente tem seu fluxo direcionado dos centros de baixa para os centros de alta pressão, logo estas duas componentes funcionam de forma inversa durante todas as fases do VCAN.

Nos processos de formação, atuação e dissipação dos Vórtices foram perceptíveis as presenças da Alta da Bolívia (cerca de 90% dos eventos) do Anticiclone da Angola e do Anticiclone do Atlântico Norte, este último foi observado em grande parte dos eventos que ocorreram em eventos LA NIÑA.

Os totais pluviométricos observados sobre o NEB durante a ocorrência dos VCAN apresentaram uma grande variabilidade em decorrência do posicionamento destes sistemas na região.

Percebeu-se que quando o centro de subsidência do VCAN encontrava-se posicionado sobre o interior do NEB, os totais de chuvas foram inferiores a 5 mm/dia, concordando com os resultados obtidos por Chaves e Cavalcanti (2001) e Silva (2005). Entretanto quando a banda de nebulosidade oeste dos vórtices encontrava-se sobre o NEB os totais de chuvas observados foram superiores a 30 mm/dia, contudo observou-se em alguns casos, mesmo quando a banda de nebulosidade oeste encontrava-se sobre o NEB os totais de chuvas observados variaram de 5 a 8 mm/dia.

Através da análise estatística, que buscou enfatizar os resultados já encontrados em relação as ATSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico, concluiu-se que as duas primeiras Componentes Principais (CP) obtidas através da ACP, explicaram mais de 50% da variabilidade das ocorrências de VCAN em função das ATSM destes Oceanos.

Verificou-se que estas duas componentes confirmaram os resultados, onde se observou que em condições de SNAP as ATSM do Atlântico Sul contribuem para um maior número de ocorrências dos Vórtices, fato evidenciado na 2ª Componente. Já em

condições de EL NIÑO a 1º componente mostrou que as quatro regiões do Pacífico são as que melhor explicam a variabilidade do número de VCAN.

Diante do exposto conclui-se que os fenômenos acoplados oceano-atmosfera atuam de forma determinante na dinâmica dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam no Nordeste do Brasil.

#### **SUGESTÕES**

- Realizar uma análise dos padrões de VCAN em eventos El Niño, La Niña e Situação de Normalidade do Pacífico;
- Investigar os VCAN, através de uma análise cruzada, entre eventos El Niño, La Niña e Situação de Normalidade do Pacífico e Gradiente negativo, positivo e neutro do Atlântico;
- Observar os padrões atmosféricos característicos associados à ocorrência de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil, buscando um modelo conceitual da formação e ciclo de vida desse sistema.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

ALVES, J. M. B. Um Vórtice de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico adjacente no verão de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.16, n.1,115-122, 2001.

ALVES, J.M.B.; REPELLI, C. A. As chuvas na bacia Amazônica e temperatura dos oceanos adjacentes. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia. **Anais** Belo Horizonte, v. 2, p. 114-118, 1992.

ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A.; MELLO, N. G. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 8, n. 1, p. 22-30,1993.

AMBRIZZI, T.; DE SOUZA, E.B.; PULWARTY, R.S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American seasonal rainfall.. In: Henry F. Diaz; Raymond S. Bradley. (Org.). *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. 1 Ed, Netherlands: **Kluwer Academic Publishers**, p. 203-235. 2004.

ANDREOLI, R. V. **Variabilidade e Previsibilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical**. 224p. (INPE-9557-TDI/883). Tese (Doutorado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

ANDREOLI, R. V, KAYANO M. T. Tropical pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over Northeastern Brazil. *International Journal of Climatology* DOI: 10.1002/joc.1341. 2006.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.1, p.63-74. 2007.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; GUEDES, R. L.; OYAMA, M.D.; ALVES, M. A. S. A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19 (3), p. 337-344, 2004.

ANJOS, R. J. **Caracterização das Circulações Rotacional e Divergente e as Energias associadas sobre o Setor Tropical da América do Sul para dois meses de 1978**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal da Paraíba (UFPB). Campina Grande/PB. 105p. 1994.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1975.

ARAGÃO, J. O. R. **A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Niño.** Colorado: National Center for Atmospheric Research/CT-100, 144p. Ph. D Thesis. 1986.

ARAGÃO, J. O. R. O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. **Bulletin de l'Institut français d'études andines.** 27 (3): 839-844, 1998.

ARAÚJO, R.A.F; **Morbidades em Função de Variáveis Meteorológicas em Campina Grande-PB.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG).91p. 2007.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D.C. **El Niño e La Niña:** impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 110 p.; 2003.

BJERKNES, J. A. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus** , v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966.

BJERKNES, J. A. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BRAGA, C. C. **Inter-relações entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste Brasileiro.** 2000. 129p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

CAMPETELLA, C.; POSSIA, N. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181-191, April 2006.

CARTON, J. A.; CAO, X.; GIESE, B. S.; da SILVA, A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean, **Journal of Physical Oceanography**, v. 26,p.1165-1175, July 1996.

CARTON, J.A.; HUANG, B. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, 24, 888-893, 1994.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul.** Dissertação de Mestrado/INPE, São José dos Campos, Fev., 1989.

CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre sistemas de bloqueios no hemisfério sul.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 82 p. (INPE -2638-TDL/14).1982.

CAVIEDES CN. **Secas and el niño: two simultaneous climatical hazards in South America.** *Proceedings of the Association of American Geographers* **5:** 44–49. 1973.

CHANG, P.; JI, L.; LI, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, p. 516-518, Feb. 1997.

CHAVES, R. R. **Conexões entre a temperatura da superfície do oceano atlântico e a convecção de verão sobre a América do sul e áreas adjacentes.** Tese de Doutorado – São José dos Campos: INPE, (INPE-10426-TDI/923). 204p., 2003.

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over Southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.129, n. 10, p. 2614-2626, 2001.

CHU, P. S. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil – Tropical Atlantic sector, **J. Meteor. Soc. Japan**, v.26, n.2, p.363-369, 1984.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS M. A. F.; NOBRE C. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v.123, n. 11, p.3163-3174, 1995.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia.** Dissertação de Mestrado, São José dos Campos: INPE; (INPE-15460-TDI/1422), 119p. 2008.

DA SILVA, L. A. A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005. 131 p.; (INPE-14488-TDI/1169)

DEAN, G. A. **The three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil.** São José dos Campos, INPE, (LAFE-164). 1971.

DE MARIA, M. Linear response of a stratified tropical latent and sensible heat for the development of a high presatrnosphere to convective forcing. **Journal Atrnospheric Science**, 42: sure system over the tropical Andes, in the sunrner. Meteor.1944- 1959. 1985.

DE SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 113-122, 2004.

DOMMENGET, D.; LATIF, M. Interannual to decadal variability in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 777-792, Feb. 2000.

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

ENFIEDL , D.B.; MAYER, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its realtion to the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**,102, 929-945, 1997.

FEDOROVA, N; CARVALHO, M.H; FEDOROV, D. Formação de vórtices observados no campo de nebulosidade sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.2,15-27,1999.

FERREIRA, N.J.; CHAN, C.S.; SATYAMURTY, P. Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11.,2000, Rio de Janeiro. **Anais eletrônicos...** p. 462-466. 1 CD-ROM. 1990.

FERREIRA, N. J.; LACAVA, C. I.V.; SOBRAL, Z.R. A climatological study of convective cloudbands in the northeastern Brazil. Part I: preliminary analysis. *Australian Meteorological Magazine*. v. 50, p. 105-113. 2001.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e sua Simulação com Modelos Numéricos**. Tese de Doutorado em Meteorologia. Instituto de Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 1997

FOLLAND, C.K.; COLMAN, A.W.; ROWELL, D.P.; DAVEY, M.K. predictability of Brazil rainfall and real – time forecast skill, 1978-89. *Journal of Climate*, 14(9), 1937-1958, 2001.

FOLLAND, C. K., PARKER, D. E.; PALMER , T. N., **Sahel rainfall and worldwide sea temperatures**, 1901– 85, *Nature*, 320, 602–607. (1986).

FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. U. S. Weather Bureau, Southern Region. **Technical memorandum**. n. 28, Oct. 1966.

FRANK, N. L. On the energetic of cold lows. In: Symposium on the Tropical Meteorology, Honolulu, june 2-11, 1970. **Proceedings**. Honolulu, American Meteorological Society, p. EIV I – EIV 6. 1970.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Dipolo da TSM do Atlântico (1964-2009)**. Disponível em: <[http://www.funceme.br/DEMETS/pirata/dipolo/dipole\\_servain.gif](http://www.funceme.br/DEMETS/pirata/dipolo/dipole_servain.gif)> Acesso em: 5jan 2010.

GAN, M.A. Um estudo observacional sobre as baixa frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, INPE, S.J. Campos, Brasil. (INPE - 2685 - TDL/126), 1983.

GAN, M.A; KOUSKY, V.E. **Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. São José dos Campos, INPE, (INPE -2579-PRE/227). 1982.

GAN, M. A; KOUSKY, V. E: Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 92.651, p. 19-28, Junho 1986.

GANDU, A. W. e GEISLER, J. A Primitive Equations Model Study of the effect of Topography on the Summer circulation over tropical South America. *Journal Atmospheric Science*, 48(16): 1991.

GANDÚ, A; SILVA DIAS P.L. Simulação numérica da influência da convecção no Pacífico e na África sobre a circulação na América do Sul. In VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 18 a 25 de outubro de 1994.

GARCIA, S. R. **Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: relações com a oscilação decadal do Pacífico**. Dissertação de Mestrado – São José dos Campos: INPE, (INPE-14093-TDI/1076). 142p. ; 2006.

GARREAUD, R. D.; BATTISTI, D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern tropospheric circulation, **Journal of Climate**, 12, 2113-2123, 1999.

GIANNINI A, SARAVANAN R, CHANG P. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of nordeste rainfall. **Climate Dynamics** 22: 839–855, Doi: 10.1007/s00382–004–0420–2. 2004.

GORDON, H. R.; MOREL, A. **Remote assessment of ocean colour for interpretation of satellite visible imagery: a review**. In: **Lecture notes on Coastal and estuarine Studies**. New York: Springer-Verlag, 1983.

GUTMAN, G. J., SCHWERDTFEGER, W. **The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in Summer**, Jg. Heft , 18(3), Mai., 1965.

HARZALLAH, A.; ARAGÃO, J.O.R. e SADOURNY, R. Interannual rainfall variability in Northeast Brazil: observation and model simulation. **International Journal of Climatology**, v. 16, p. 816-876, 1996.

HASTENRATH, S. Variations in low- latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202-215, Fev.1976.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle : mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1097-1107, June 1984.

HASTENRATH, S. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v.3, n. 8, p. 893-904, Aug. 1990.

HASTENRATH, S. Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the Northeast Brazil-Tropical Atlantic setor. **Journal of Geophysical Research**, v. 105 (D6), p. 7327-7335, 2000.

HASTENRATH, S., Dipoles: temperature gradients, and tropical climate anomalies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 5, p. 735-738, May 2002.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 743-758, Apr. 1993.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil, Quarterly **Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, 77-92, 1977.

HAYKIN, S. *Neural Networks – A Comprehensive Foundation*. IEEE press. Ontário. (1994).

HOLTON, HAYNES, J. P.; MCINTYRE, M., DOUGLAS, A.; RODD. L.; PFISTER, L. Stratosphere-troposphere exchange. **Rev. Geophysical.**, v. 33, p. 403-439, Nov. 1995.

HOTELLING, H. Analysis of a Complexo f Statistical Variables into Principal Components. **Journal of Education Psychology**, v. 24, pp.417-441.1933.

HUANG, B.; SHUKLA, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography** , v. 27, n. 8, p. 1693-1712, Feb. 1997.

ITO, M.F.; CARBONELL, S.A.M.; MOURA, R.R; ITO, M.A. Avaliação de genótipos de feijão quanto à resistência a raças de *Colletotrichum lindemuthianum*. VII Congresso Nacional de Pesquisa de Feijão,Viçosa. **Resumos** v.1, p.169-171, 2002.

JISAO. JOINT INSTITUTE FOR THE STUDY OF THE ATMOSPHERE AND OCEAN. **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. Disponível em: < <http://jisao.washington.edu/pdo/>> Acesso em: Outubro 2010.

JOHNSON, D. R.; SNOOK, J. S. A quasi-Lagrangian analysis of the mass and angular momentum balance of an upper troposphere vortex over eastern Brazil. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, 1., São José dos Campos, Brazil. Preprints... Boston, MA: **American Meteorological Society**, p. 210-214.1983.

JOHNSON, R. A., WICHERN, D. W. **Applied Multivariate Statistical Analysis**, New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 5ed., 797p. 2002.

JONES, C; HOREL, J. D. A Circulação da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**; Vol. 5(1), 379-387, 1990.

KALNAY, E.;KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAN, M.; EBISUZAKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, Boston, 77 (3), 437-470, 1996.

KANE, R.P. Prediction of droughts in North-east Brazil: Role of ENSO and use of periodicities. **International Journal of Climatology**, v. 17, p. 655-65, 1997.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal Geophysical Research-Oceans**, v. 109, n. C11011, Nov. 2004.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal Climatology**. 27: 531–540, 2007.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, vol. 111, D13101, doi:10.1029/2005JD006142, 2006.

KAYANO, M. T.; OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatologie**. 29: 1439–1448, 2009.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two constrating years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477-488, Set. - Oct. 1988.

KENTARCHOS, A.; ROELOFS, G.; LELIEVED, J.; CUEVAS, E. On the origin of elevated ozone concentrations at Izana observatory during the last days of March 1996: A model study. *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 3699-3702, 2000.

KILADIS, G.; DIAZ, H. F. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 9, p. 1069-1090, Mar. 1989.

KILADIS, G.; WEICKMANN, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, 120, 1900-1923, 1992.

KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; LAU, N-C. Remote Sea Surface Temperature Variations during .ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. **Journal of Climate**, v. 12, n. 4, p. 917-932, Feb. 1999.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**., v.107, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 56, 1978.

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

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T.; CAVALCANTI, I.F.A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4, n. 2, p. 351-363, Dec. 1989.

KREULS, R.; FRAEDRICH, K. & RUPRECHT, E.R. An aerological climatology of South Amerlca. **Meteor. Rundsch.**, 28: 17-24. 1975.

KRISHNAMURTI, T. N. Tropical East-West Circulations During the Northern Summer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 28, p. 1342-1347. 1972.

LENTERS, J. D.; COOK, K.H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 24, 656-677. 1997.

LIEBMANN, B.G.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence Zone. **Journal of Climate**, 12, 1877-1891, 1999.

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

LIU, Z.; WU, L.; GALLIMORE, R.; JACOBS, R. Search for the origins of Pacific decadal climate variability, **Geophysical Research Letters** , v. 29, n. 10, Art. nº 1404, May.2002.

LOUGH, J. M. Tropical Atlantic sea-surface temperatures and rainfall variations in Sub-Saharan Africa. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 3, p. 561-570, Mar. 1986.

LOURENÇO, M.C.M., FERREIRA, N.J., GAN, M.A. Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical, **Climanálise Especial 10 anos**, 163-167. 1996.

LUCENA, D. B. **Influência da temperatura do mar próximo à costa leste na precipitação do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba-UFPB, 56p, 2001.

LUCENA, D. B. **Impacto dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima do Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Meteorologia). Centro de Tecnologia e Recursos Naturais (CTRN). Campina Grande/PB, UFCG. 2008.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, June 1997.

MARKHAM, C. G.; McLAIN, D. R. Sea Surface Temperature Related To Rain In Ceara, Northeastern Brazil. **NATURE**, V. 265, N. 5592, P. 320-323, JAN. 1977.

MEHTA, V. Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal timescales. Part I: The Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 11, n. 9, p. 2351-2375, Sept. 1998.

MÉLICE, J.L.; SERVAIN, J. The Tropical Atlantic Meridional SST Gradient Index and its relationships with SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, 20(5), 447 – 464, 2003.

MINGOTI, S.A. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada**. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 295p. 2001.

MINOBE, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific, **Progress in Oceanography**, v. 47, n. 2-4, p. 381-408, Oct. 2000.

MISHRA S. K.; RAO, V. B. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Part A, v. 127(577), p. 2329-2351, 2001.

MISHRA S. K.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; Genesis of the Northeast Brazil Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex: A primitive equation Barotropic instability study. **American Meteorological Society**, p. 1-14, Jan. 2007.

MISHRA, V.B; RAO, V.B.; GAN, M. A. Structure and Evolution of the Large-Scale Flow and an Embedded Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex over Northeast Brazil. **Journal American Meteorological Society**. Monthly Weather Review, V. 129, Issue 7 pp. 1673-1688, July, 2001.

MOLION, L.C.B. , BERNARDO, S.O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **In: Anais** do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro (RJ), p.1334-1342, 2000.

MOLION, L. C. B; BERNARDO, S, O; Uma revisão dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

MOLION, L. C. B. Aquecimento global, el niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do pacífico. *Revista Climanalise*, ano 3, n.1, p. 1-5, 2005.

MO, K.C.; HAKKINEN, S. Interannual variability in the tropical Atlantic and linkages to the Pacific. **Journal Climate**, v.14, n.12, p.2740-2762, 2001.

MOROCO, J. A análise Estatística, com a utilização do SPSS. Edições Silabo, Lisboa. 2003.

MOURA, A. D; SHUKLA, J. On the Dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Science**, v.38, p. 2653-2675, 1981.

MOURA, G. B. de A.; LACERDA, F. F.; ARAGÃO, J. O. R. de.; PASSAVANTE, J. Z. de O.; SOUZA, I. A. de.; LACERDA, F. R.; FERREIRA, M. A. F.; FERREIRA, F. F.; SILVA, C. V. Relação entre Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico (área do Dipolo) e Pacífico com Anomalias de Precipitação do Setor Leste do Nordeste do Brasil: Parte I. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, XI, 1999, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBMET, 1999a. 1 CDROM.

MOURA, G. B. de A.; LACERDA, F. F.; ARAGÃO, J. O. R. de.; PASSAVANTE, J. Z. de O.; SOUZA, I. A. de.; LACERDA, F. R.; FERREIRA, M. A. F.; FERREIRA, F. F.; SILVA, C. V. Relação entre Temperatura da Superfície do Oceano Atlântico (área do Dipolo) e Pacífico com Anomalias de Precipitação do Setor Leste do Nordeste do Brasil: Parte II. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, XI, 1999, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBMET, 1999b. 1 CDROM.

MOURA, G. B. de A. ; ARAGÃO, J. O. R. de.; MELO, J. S. P de.; SILVA, A. P. N. da. Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos

oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.4, p.462–469, 2009

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, v. 24, n. 4, p. 336-342, 1972.

NEELIN, J. D.; BATTISTI, D. S.; HIRST, A. C.; JIN, F. F.; WAKATA, Y.; YAMAGATA, T.; ZEBIAK, S. E. ENSO theory. **Journal Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14260-14290, June 1998.

NIETO, R. GIMENO, L., DE LA TORRE, L., RIBERA, P., BARRIOPEDRO, D., HERRERA, R. G., SERRANO, A., GORDILHO, A., REDANO, A., LORENTE, J. Interannual variability of cut-off low systems over the European sector: The role of blocking and the Northern Hemisphere circulation modes. **Meteorology Atmospheric Physical.**, v. 96, p. 85-101, 2006.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic basin.** University of Maryland, 151 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) –University of Maryland at College Park, 1993.

NOBRE, P. Oscilações Intrasazonais nos Trópicos e Variações Pluviométricas sobre o Nordeste do Brasil em 1999. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. 11, Rio de Janeiro. 2000. **Anais.** Rio de Janeiro: SMET, 2000.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. **The climatology of droughts and drought prediction, the effect of climatic variation on agriculture. assessments in semiarid regions.** Dordrecht: Kluwer Ac. Pub., v. 2, 1988.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, Oct. 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, 125, 279-291, 1997.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do Vórtice ciclônico de ar superior no Nordeste do Brasil.** 103p. (USP108). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo - Instituto Nacional de Geofísica e Ciências Atmosféricas (USP-IAG), São Paulo, 1999.

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil (Parte I). In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., , Rio de Janeiro. **Anais eletrônicos...** p. 3422-3428. 1 CD- ROM. 2000.

PALMÉN, E. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. **Tellus**, v. 1, p. 22-31, 1949.

PALMER, C. E. On High-level Cyclones Originating in the Tropics. **American Geophys. Union**, v. 32, n. 5, p. 683-695, Oct. 1951.

PEZZI L.P, CAVALCANTI JFA. The relative importance of ENSO and tropical atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics* 17: 205–212. 2001.

PHILANDER, S. G. El Niño, La Niña and the southern oscillation. San Diego – CA: Academic Press. **International Geophysics Series**. 293p, 1990.

PHILANDER, S. G. El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. **Academic Press**, Londres, 289p., 1991.

RAMAGE, C. S. The tropical cyclone. **Journal of Geophysical Research**, v. 4, p. 1401-1411, Apr. 1962.

RAMÍREZ, M.C.V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. São José dos Campos, Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. p.104, 1997.

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. (INPE-10582-PRE/604412). **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88, Apr. 1999.

RAO, V. B. e BONATTI, J. P. On the oringin of upper tropospheric cyclonic vórtices in the South Atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and atmospheric physics**, v. 37, p. 11-16, 1987.

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. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 77, n. 1, p. 63-75, Feb. 1999.

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; BARBOSA, T. F. Impact of high potential vorticity intrusions into the tropical upper troposphere in South Atlantic on precipitation over Northeast Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.34, Jan. 2007.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.42, p. 81-91, 1990.

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

RICKS, E. L. On the structure and maintenance of high tropospheric cold-core cyclones of the tropics. **Unpublished master's thesis**. University of Chicago, p. 31, 1959.

RENCHER, A. C. **Methods of Multivariate Analysis**. John Wiley and Sons, 2ed., 740p. 2002.

ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C. Interannual and decadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, 128 (8), 2947-2957, 2000.

RONCHAIL, J; GALLAIRE, R. Enso and rainfall along the zongo valley (Bolivia) from the altiplano to the Amazon basin. **International Journal Of Climatology**, **26**: 1223–1236, 2006.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug. 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 3, p. 268-284, Mar. 1989.

SADLER, J. **The upper tropospheric circulation over the global tropics**. Dept. of Meteorology, University of Hawaii, UHMET 75-05: 35 pp. 1975.

SALVADOR, M. A. **A OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (PDO) E O REGIME DE CHUVAS NA COSTA LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO (NEB)**. Dissertação (Mestrado em METEOROLOGIA) – ICAT- Universidade Federal de Alagoas (UFAL). 98p. 2006.

SARAVANAN, R.; CHANG, P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**. 13(13), 2177-2194, 2000.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. **Tropics-South America**. Chapter in Meteorology of the Southern Hemisphere. In: D.J. Karoly e D.G. Vincent. ed. **Meteorological Monograph** Boston: American Meteorology Society, Chapter 3<sup>a</sup>. p.119-139, 1998.

SCREMIN, M. A. A. **Método para Seleção do Número de Componentes Principais com base na Lógica Difusa**. Tese de Doutorado em Engenharia de Produção, Universidade Federal de Santa Catarina. 124p. 2003.

SCHWERDTFEGER, W. “**Climates of Central and South America**”. World Survey of Climatology. v.12, páginas 01 à 145. 1976.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and the some applications. *Journal Geophysical Research*, v.96, n.8, p.15137-15146, 1993.

SERVAIN, J. Simple climatic indexes for the tropical Atlantic-Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, v. 96, n. C8, p. 15137-15146, Aug. 1991.

SERVAIN, J.; WAINER, I.; McCREARY JR., J. P.; DESSIER, A. Relationship between the equatorial and meridional modes of climate variability in the tropical Atlantic. **Geophysical research letters**, 26(4), 485-488, February 15, 1999.

SHARMA, S. **Applied Multivariate Techniques**. John Wiley & Sons, 1996.

SILVA, A.B.P. **Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste do Brasil**. Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT). Maceió/AL, UFAL-MS/004. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 2002.

SILVA, L. A. A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 131 p.; (INPE-14488-TDI/1169). 2005.

SILVA, L.F. **Precipitação do norte e nordeste brasileiro e padrões de temperatura da superfície e pressão ao nível do mar: relações com as fases do El Niño/oscilação sul e oscilação decadal do pacífico.** Dissertação de Mestrado – São José dos Campos: INPE, (INPE-14080-TDI/1068). 95p.; 2006.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas convectivos de mesoescala sobre o sul do Brasil. **Climanálise**, ed. esp., p. 173-82, 1996.

SILVA DIAS, P.L.; SCHUBERT, W.H. & DE MARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal Atmospheric Science**. 40: 2689-2707. 1983.

SIMPSON, R. H. Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology**. v. 9, p. 24-35, Oct. 1951.

SINGLETON, A. T; REASON, C. J. C. Variability in the characteristics of cut-off lows pressure systems over subtropical southern Africa. **International Journal of Climatology**. v. 27, p. 295-310, Sept. 2007.

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

SOUZA, E.B.; ALVES, J.M.B.; REPELLI, C.A. Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na estação chuvosa do Semi-árido Nordeste. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 6(2), 277-283, 1998.

SOUZA FILHO, J. B. O. **Análise de Componentes Principais em Sistemas de Sonar.** Dissertação de Mestrado em Engenharia Elétrica, COPPE/UFRJ, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 171p. 2002.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19(2): p. 113-122, 2004.

STRANG, D. M. G. **Análise climatológica da pluviometria do Nordeste brasileiro.** Relatório SUDENE. Mapas Temáticos do Atlas IAE - M - 02 / 72, Centro Técnico Aeroespacial. Climatológico do Estado do Ceará. SUDEC, São José dos Campos-SP, 29p., 1972.

STUDZINSKI, C. **Um estudo da precipitação na região Sul do Brasil e a sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical Sul.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 99 f. 1995.

TOURRE, Y. M.; RAJAGOPALAN, B.; KUSHNIR, B. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2285-2299, Aug. 1999.

UVO, C. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil**. 1989. 99 p. (INPE-4887-TDL/378). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

UVO, C.B.; REPELLI, C.A.; ZEBIAK, S.E.; KUSHNIR, Y. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. **J. Climate**, v.11, p.551-562, 1998.

VENEGAS, S.A; MYSAK, L.A. STRAUB, D. N. Evidence for interannual and intercadal climate variability in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters** **23**: 2673-2676.1997.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, 109, 599–610. 1981.

WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2010- 2019, Sept. 1996.

WAGNER, R. E.; DA SILVA, A. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. **International Journal of Climatology**, v. 14, n. 2, p. 179-199, Mar. 1994.

WALKER, G. T. **Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world-weather**. Memoirs of the Indian Meteorological Department 24(Part 4) 75–131, 1923.

WALKER, G. T. **Correlation in seasonal variations of weather. IX. A further study of world weather**. Memoirs of the Indian Meteorological Department 24(Part 9) 275–332. . 1924.

WALKER, G. T. Review of “**Climate through the Ages. A Study of Climatic Factors and Climatic Variations**” by C. E. P. Brooks. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 53 321–323. 1928.

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. **Journal of Climate**, v.15, p.1516-1535, 2002.

WANG, C. Atmospheric Circulation Cells Associated with the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 399 – 419, Feb. 2002a.

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1516-1536, July 2002b.

WANG, C.; PICAUT, J. Understanding ENSO Physics—A Review. In: WANG, C.; XIE, P.; J. A. (eds), **Earth's Climate: The Ocean Atmosphere Interaction**. AGU, Geophysical Monograph Series, v. 147, p. 21-48, AGU, Washington, 2004.

WARD, M. N.; FOLLAND, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 7, p. 711-743, Nov. 1991.

WARNE, K., PRASAD, G., REZVANI, S., MAGUIRE, L. **Statistical and Computational Intelligence Techniques for Inferential Model Development: a Comparative Evaluation and a Novel Proposition for Fusion**. Engineering Applications of Artificial Intelligence, v. 17, n8, PP. 871-886. 2004.

WEARE, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103, 467-478, 1977.

XAVIER, T. de Ma. B. S.; XAVIER, A. F. S. **Quantis para séries pluviométricas do Estado do Ceará e caracterização de períodos secos ou excepcionalmente chuvosos: 1964-1998**). Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Fortaleza. Ceará, p.33.1998.

XIE, S-P.; PHILANDER, S. G. H. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in eastern Pacific. **Tellus**, v. 46A, p. 340-350, 1994.

XIE, S-P.; TANIMOTO, Y.; NOGUCHI, H.; MATSUNO, T. How and Why climate variability differs between the tropical Atlântic and Pacific. **Geophysical Research Letters**. v. 26, n. 11, p.1609-1612, June 1999.

ZHANG, Y., J.M. WALLACE, D.S. BATTISTI, ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **J. Climate**, 10, 1004-1020. 1997.

ZEBIAK, S. E. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, 6, 1567-1586, 1993.

## ANEXOS

- As Tabelas contidas neste Anexo apresentam os 311 casos diagnosticados durante os trinta anos de análises e contêm o resumo, com dia, mês e ano de ocorrência dos VCAN e as localizações geográficas iniciais dos mesmos. Estes eventos foram separados por décadas de 80, 90 e 2000.

- As linhas destacadas em cinza representam os VCAN que atingiram o NEB, enquanto que as linhas em branco os eventos que não atingiram esta região.

### ANEXO 1

**TABELA 14:** Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 1980 (janeiro de 1980 a dezembro de 1989).

ANO	PERÍODO DE VIDA		LOCALIZAÇÃO INICIAL		
	INÍCIO	TÉRMINO	DURAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE
1980	1/jan	2/jan	2 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	4/jan	6/jan	6 DIAS	0 <sup>0</sup> - 20 <sup>0</sup> S	0 <sup>0</sup> - 20 <sup>0</sup> W
	8/jan	12/jan	5 DIAS	20 <sup>0</sup> - 40 <sup>0</sup> S	5 <sup>0</sup> W - 15 <sup>0</sup> W
	15/jan	18/jan	4 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	23/jan	26/jan	4 DIAS	20 <sup>0</sup> S - 25 <sup>0</sup> S	0 <sup>0</sup> - 20 <sup>0</sup> W
	5/fev	8/fev	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	0 <sup>0</sup> - 20 <sup>0</sup> W
	11/fev	12/fev	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	20/fev	24/fev	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	26/fev	1/mar	5 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	3/mar	4/mar	2 DIAS	20 <sup>0</sup> S - 25 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	15/mar	16/mar	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	40 <sup>0</sup> W - 50 <sup>0</sup> W
	21/mar	23/mar	3 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	50 <sup>0</sup> W - 55 <sup>0</sup> W
	20/set	23/set	3 DIAS	5 <sup>0</sup> N - 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	24/out	25/out	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	37 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	9/nov	12/nov	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S - 25 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W
14/dez	20/dez	7 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	10 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W	
30/dez	7/jan	9 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W	
1981	1/jan	6/jan	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	8/jan	9/jan	2 DIAS	20 <sup>0</sup> S - 10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	11/jan	17/jan	7 DIAS	1 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	1/fev	5/fev	5 DIAS	15 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	6/fev	16/fev	11 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	12/mar	22/mar	11 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	0 <sup>0</sup> - 10 <sup>0</sup> W
	17/out	20/out	4 DIAS	0 <sup>0</sup> S - 5 <sup>0</sup> S	18 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W
1982	1/jan	4/jan	4 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	6/fev	8/fev	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 10 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	24/nov	28/nov	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	10 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W
	20/dez	21/dez	2 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
23/dez	26/dez	4 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W	
1983	5/jan	7/jan	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	8/jan	14/jan	7 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 10 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W - 30 <sup>0</sup> W
	20/jan	25/jan	6 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 25 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W
	28/jan	31/jan	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S - 30 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	1/fev	2/fev	2 DIAS	10 <sup>0</sup> S - 20 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W - 40 <sup>0</sup> W
	11/fev	19/fev	9 DIAS	5 <sup>0</sup> S - 15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W
20/fev	23/fev	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S - 10 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W - 20 <sup>0</sup> W	

	2/mar	9/mar	8 DIAS	5°S -25°S	16°W - 20°W
	20/mar	21/mar	2 DIAS	10°S -15°S	25°W - 30°W
	19/out	22/out	4 DIAS	5°S -10°S	25°W - 30°W
	23/out	25/out	3 DIAS	0° -5°S	25°W - 40°W
	15/nov	26/nov	12 DIAS	0° -5°S	20°W -30°W
	4/dez	8/dez	5 DIAS	5°S - 10°S	20°W -30°W
	11/dez	16/dez	6 DIAS	0° - 15°S	20°W -30°W
	18/dez	21/dez	4 DIAS	5°S - 10°S	35°W -40°W
	22/dez	24/dez	3 DIAS	10°S - 20°S	20°W -25°W
1984	8/jan	10/jan	3 DIAS	10°S- 15°S	25°W - 40°W
	11/jan	13/jan	3 DIAS	0°- 10°S	20°W - 30°W
	17/jan	24/jan	8 DIAS	0°- 10°S	25°W - 40°W
	1/fev	4/fev	5 DIAS	0°- 10°S	15°W - 20°W
	14/fev	16/fev	3 DIAS	0°- 10°S	20°W - 30°W
	24/fev	25/fev	2 DIAS	0°- 5°S	15°W - 20°W
	10/out	11/out	2 DIAS	5°S- 10°S	35°W - 40°W
	5/nov	6/nov	2 DIAS	0°S- 10°S	30°W - 40°W
	13/nov	16/nov	4 DIAS	5°S- 5°N	20°W - 30°W
	4/dez	6/dez	3 DIAS	0°- 5°S	38°W - 40°W
15/dez	19/dez	5 DIAS	0°- 10°S	20°W - 40°W	
1985	13/jan	14/jan	2 DIAS	10°S- 15°S	20°W - 30°W
	19/jan	22/jan	4 DIAS	5°S- 15°S	25°W - 30°W
	25/jan	26/jan	2 DIAS	5°S- 20°S	20°W - 30°W
	27/jan	31/jan	5 DIAS	5°S- 15°S	30°W - 40°W
	1/fev	4/fev	4 DIAS	0°- 5°S	18°W - 20°W
	12/fev	17/fev	6 DIAS	0°- 15°S	0°W - 20°W
	24/fev	29/2/1985	6 DIAS	0°- 15°S	20°W - 30°W
	28/mar	30/mar	3 DIAS	10°S- 15°S	30°W - 40°W
	14/nov	14/nov	1 DIA	5°S- 15°S	40°W - 50°W
	23/dez	26/dez	4 DIAS	5°S- 20°S	20°W - 30°W
27/dez	30/dez	4 DIAS	15°S- 10°S	20°W - 30°W	
1986	5/jan	12/jan	8 DIAS	5°N- 10°S	20°W - 40°W
	13/jan	15/jan	8 DIAS	5°S- 15°S	15°W - 20°W
	19/jan	22/jan	4 DIAS	0°- 20°S	40°W - 50°W
	5/fev	8/fev	4 DIAS	0°- 10°S	20°W - 30°W
	16/fev	19/fev	4 DIAS	0°- 15°S	20°W - 30°W
	21/mar	24/mar	4 DIAS	5°S- 10°S	20°W - 30°W
	5/abr	7/abr	3 DIAS	5°S- 10°S	40°W - 45°W
	12/out	14/out	3 DIAS	0°S- 10°S	20°W - 30°W
	22/nov	23/nov	2 DIAS	5°S- 10°S	30°W - 40°W
	29/nov	1/dez	3 DIAS	25S- 15°S	25°W - 30°W
4/dez	7/dez	4 DIAS	5°S- 10°S	30°W - 40°W	
12/dez	19/dez	8 DIAS	0°- 5°S	20°W - 30°W	
1987	4/jan	7/jan	4 DIAS	5°S- 20°S	30°W - 40°W
	9/jan	13/jan	5 DIAS	10°S- 25°S	20°W - 25°W
	16/jan	18/jan	3 DIAS	10°S- 20°S	20°W - 25°W
	19/jan	21/jan	3 DIAS	5°S-15°S	30°W -40°W
	25/jan	28/jan	4 DIAS	10°S-20°S	30°W -40°W
	30/jan	4/fev	6 DIAS	10°S-20°S	20°W -30°W
	5/fev	10/fev	6 DIAS	10°S-20°S	15°W -20°W
	16/fev	22/fev	7 DIAS	10°S-15°S	20°W -30°W
	10/mar	14/mar	5 DIAS	5°S-15°S	18°W -20°W
	14/mar	17/mar	4 DIAS	10°S-20°S	30°W -40°W
26/out	28/out	3 DIAS	0°-10°S	30°W -40°W	
9/dez	11/dez	3 DIAS	10°S-15°S	15°W -20°W	
1988	2/jan	9/jan	8 DIAS	10°S- 20°S	15°W - 25°W
	10/jan	16/jan	7 DIAS	5°S- 10°S	15°W - 20°W
	17/jan	21/jan	7 DIAS	10°S- 15°S	25°W - 30°W
	24/jan	26/jan	3 DIAS	5°S- 15°S	30°W - 40°W
	27/jan	29/jan	3 DIAS	5°S- 5°S	10°W - 20°W
	31/jan	3/fev	3 DIAS	0°- 5°S	0°W - 20°W
	5/fev	7/fev	3 DIAS	0°- 10°S	30°W - 45°W
	11/fev	12/fev	2 DIAS	5°S- 15°S	30°W - 40°W
13/fev	15/fev	3 DIAS	5°S- 10°S	30°W - 40°W	

	18/fev	21/fev	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W - 30 <sup>o</sup> W
	10/mar	12/mar	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 5 <sup>o</sup> N	20 <sup>o</sup> W - 25 <sup>o</sup> W
	29/out	1/nov	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 5 <sup>o</sup> N	40 <sup>o</sup> W -50 <sup>o</sup> W
	24/dez	26/dez	3 DIAS	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	40 <sup>o</sup> W -45 <sup>o</sup> W
	28/dez	28/dez	1 DIA	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	30/dez	31/dez	2 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
1989	9/jan	12/jan	4 DIAS	0 <sup>o</sup> - 15 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	20/jan	22/jan	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	23/jan	25/jan	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	26/jan	29/jan	4 DIAS	20 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	38 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	30/jan	2/fev	4 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	8/fev	14/fev	7 DIAS	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	15/fev	16/fev	2 DIAS	0 <sup>o</sup> - 5 <sup>o</sup> S	38 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	24/fev	26/fev	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	27/fev	2/mar	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	0 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	10/mar	15/mar	6 DIAS	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	10/set	11/set	2 DIAS	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W
	15/nov	16/nov	2 DIAS	15 <sup>o</sup> S- 25 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	20/nov	23/nov	4 DIAS	0 <sup>o</sup> - 10 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	31/dez	2/jan	3 DIAS	15 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W

## ANEXO 2

**TABELA 15:** Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 1990 (janeiro de 1990 a dezembro de 1999).

ANO	PERÍODO DE VIDA			LOCALIZAÇÃO INICIAL	
	INÍCIO	TÉRMINO	DURAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE
1990	4/jan	8/jan	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	10/jan	15/jan	6 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	38 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	16/jan	19/jan	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	25/jan	25/jan	1 DIA	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	40 <sup>o</sup> W -45 <sup>o</sup> W
	2/fev	6/fev	5 DIAS	15 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	15/fev	19/fev	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	25/fev	29/fev	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W
	1/mar	3/mar	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	6/mar	8/mar	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	11/mar	13/mar	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	40 <sup>o</sup> W -45 <sup>o</sup> W
	19/mar	21/mar	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W
	30/mar	1/abr	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	9/abr	12/abr	4 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	14/out	17/out	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	2/nov	3/Nov	2 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	45 <sup>o</sup> W -50 <sup>o</sup> W
	6/nov	10/Nov	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	16/nov	19/Nov	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
15/dez	17/dez	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W	
22/dez	24/dez	3 DIAS	0 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	50 <sup>o</sup> W -55 <sup>o</sup> W	
1991	13/jan	19/jan	7 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	26/jan	3/fev	9 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	6/fev	8/fev	3 DIAS	15 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	11/fev	15/fev	5 DIAS	0 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	40 <sup>o</sup> W -45 <sup>o</sup> W
	16/fev	24/fev	9 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	1/mar	2/mar	2 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	4/mar	9/mar	6 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	23/mar	26/mar	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	13/dez	17/dez	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W
1992	21/dez	23/dez	3 DIAS	0 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	27/dez	29/dez	3 DIAS	0 <sup>o</sup> S- 10 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	11/jan	17/jan	7 DIAS	5 <sup>o</sup> S- 15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	20/jan	25/jan	6 DIAS	10 <sup>o</sup> S- 20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W

	3/fev	8/fev	6 DIAS	20 <sup>0</sup> S- 25 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	11/fev	15/fev	5 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	22/fev	24/fev	3 DIAS	15 <sup>0</sup> S- 20 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -45 <sup>0</sup> W
	18/fev	22/fev	5 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	12/dez	15/dez	4 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	29/dez	31/dez	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
1993	4/jan	13/jan	10 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	21/jan	26/jan	7 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	29/jan	1/fev	4 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 25 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	7/fev	12/fev	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	15/fev	19/fev	5 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 25 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	25/fev	27/fev	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	2/mar	4/mar	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	17/mar	19/mar	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 10 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -35 <sup>0</sup> W
	25/set	26/set	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	8/nov	9/nov	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	1/dez	2/dez	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	21/dez	27/dez	7 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	29/dez	31/dez	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
1994	5/jan	6/jan	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	10/jan	12/jan	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 10 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	1/fev	3/fev	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	38 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	12/fev	13/fev	2 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 20 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	20/fev	26/fev	7 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	5/mar	9/mar	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	22/mar	24/mar	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	40 <sup>0</sup> W -45 <sup>0</sup> W
	22/out	25/out	4 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	31/out	1/nov	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 10 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	21/nov	24/nov	4 DIAS	0 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	17/dez	19/dez	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S- 10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	22/dez	28/dez	7 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	29/dez	31/dez	3 DIAS	15 <sup>0</sup> S- 25 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
1995	1/jan	11/jan	11 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	23/jan	4/fev	13 DIAS	10 <sup>0</sup> S- 15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	5/fev	8/fev	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S- 25 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	10/fev	16/fev	7 DIAS	0 <sup>0</sup> S- 5 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	6/mar	9/mar	4 DIAS	15 <sup>0</sup> S-25 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	27/dez	4/jan	9 DIAS	10 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
1996	10/jan	15/jan	6 DIAS	10 <sup>0</sup> S-25 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	19/jan	25/jan	7 DIAS	5 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	29/jan	30/jan	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -35 <sup>0</sup> W
	4/fev	8/fev	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -35 <sup>0</sup> W
	20/fev	21/fev	2 DIAS	0 <sup>0</sup> -10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	5/mar	10/mar	6 DIAS	15 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	11/mar	15/mar	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	24/nov	29/nov	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
19/dez	21/dez	3 DIAS	5 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W	
1997	4/jan	9/jan	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	15/jan	17/jan	3 DIAS	10 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	22/jan	24/jan	3 DIAS	10 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	28/jan	4/fev	8 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	15/fev	19/fev	5 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	35 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	2/mar	8/mar	7 DIAS	10 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	18/out	19/out	2 DIAS	5 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
	30/out	6/nov	7 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	13/nov	16/nov	4 DIAS	5 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	25 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	18/nov	20/nov	3 DIAS	10 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -40 <sup>0</sup> W
	3/dez	12/dez	10 DIAS	0 <sup>0</sup> S-10 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	15/dez	20/dez	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	30 <sup>0</sup> W -35 <sup>0</sup> W
	23/dez	31/dez	9 DIAS	15 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	0 <sup>0</sup> W -20 <sup>0</sup> W
1998	1/jan	12/jan	12 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	13/jan	15/jan	3 DIAS	10 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	15 <sup>0</sup> W -25 <sup>0</sup> W
	18/jan	21/jan	4 DIAS	10 <sup>0</sup> S-20 <sup>0</sup> S	20 <sup>0</sup> W -30 <sup>0</sup> W
	29/jan	3/fev	6 DIAS	5 <sup>0</sup> S-15 <sup>0</sup> S	40 <sup>0</sup> W -45 <sup>0</sup> W

	10/fev	13/fev	4 DIAS	5°S-15°S	0° W -45°W
	14/fev	16/fev	3 DIAS	10°S-20°S	20° W -30°W
	18/fev	21/fev	4 DIAS	5°S-15°S	20° W -25°W
	24/fev	3/mar	9 DIAS	5°S-15°S	30° W -40°W
	10/mar	12/mar	3 DIAS	15°S-30°S	20° W -30°W
	16/mar	19/mar	4 DIAS	5°S-15°S	20° W -30°W
	19/dez	23/dez	5 DIAS	10°S-20°S	15° W -20°W
1999	2/jan	13/jan	12 DIAS	5°S-15°S	20° W -30°W
	15/jan	17/jan	3 DIAS	5°S-10°S	30° W -40°W
	25/jan	26/jan	2 DIAS	10°S-15°S	30° W -40°W
	1/fev	5/fev	5 DIAS	10°S-15°S	10° W -20°W
	14/mar	15/mar	2 DIAS	5°S-15°S	20° W -30°W
	29/mar	1/abr	2 DIAS	5°S-10°S	20° W -25°W
	17/dez	21/dez	5 DIAS	5°S-20°S	25° W -30°W

### ANEXO 3

**TABELA 16:** Resumo dos VCAN observados sobre o NEB durante a década de 2000 (janeiro de 2000 a dezembro de 2009).

ANO	PERÍODO DE VIDA			LOCALIZAÇÃO INICIAL	
	INÍCIO	TÉRMINO	DURAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE
2000	3/jan	9/jan	7 DIAS	5°S-20°S	30° W -40°W
	11/jan	13/jan	3 DIAS	5°S-10°S	25° W -30°W
	14/jan	17/jan	4 DIAS	5°S-10°S	20° W -30°W
	21/jan	30/jan	10 DIAS	5°S-20°S	15° W -20°W
	4/fev	15/fev	12 DIAS	5°S-15°S	20° W -30°W
	14/mar	17/mar	4 DIAS	5°S-20°S	20° W -25°W
	12/out	16/out	5 DIAS	10°S-15°S	30° W -35°W
	24/out	26/out	3 DIAS	15°S-20°S	30° W -40°W
	4/dez	10/dez	7 DIAS	5°S-15°S	15° W -20°W
	16/dez	18/dez	3 DIAS	15°S-20°S	30° W -40°W
2001	21/dez	4/jan	5 DIAS	5°S-10°S	20° W -30°W
	8/jan	16/jan	9 DIAS	20°S-25°S	25° W -30°W
	15/fev	20/fev	6 DIAS	10°S-20°S	25° W -30°W
	11/mar	13/mar	3 DIAS	5°S-15°S	30° W -40°W
	29/mar	30/mar	2 DIAS	5°S-15°S	25° W -30°W
	29/out	31/out	3 DIAS	10°S-15°S	30° W -40°W
	2/dez	9/dez	8 DIAS	5°S-20°S	15° W -20°W
2002	21/dez	26/dez	6 DIAS	15°S-20°S	15° W -20°W
	5/jan	9/jan	5 DIAS	5°S-15°S	15° W -20°W
	17/jan	23/jan	7 DIAS	5°S-20°S	15° W -20°W
	24/jan	31/jan	8 DIAS	10°S-15°S	20° W -30°W
	1/fev	14/fev	14 DIAS	10°S-20°S	15° W -20°W
	26/mar	28/mar	3 DIAS	5°S-15°S	30° W -40°W
	28/nov	29/nov	2 DIAS	10°S-20°S	20° W -30°W
	1/dez	3/dez	3 DIAS	10°S-15°S	30° W -40°W
	10/dez	16/dez	7 DIAS	0°-15°S	20° W -30°W
	17/dez	19/dez	3 DIAS	5°S-15°S	15° W -20°W
2003	26/dez	27/dez	2 DIAS	5°S-20°S	15° W -20°W
	30/dez	3/dez	5 DIAS	5°S-15°S	20° W -25°W
	5/jan	11/jan	7 DIAS	5°S-15°S	15° W -20°W
	12/jan	19/jan	8 DIAS	5°S-15°S	15° W -20°W
	21/jan	24/jan	4 DIAS	10°S-20°S	20° W -25°W
	28/jan	2/fev	6 DIAS	15°S-20°S	15° W -20°W
	7/fev	15/fev	9 DIAS	15°S-20°S	20° W -40°W
	20/fev	24/fev	5 DIAS	10°S-20°S	25° W -30°W
13/mar	17/mar	5 DIAS	10°S-20°S	35° W -40°W	
27/out	28/out	3 DIAS	10°S-20°S	35° W -42°W	

	5/dez	14/dez	10 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
<b>2004</b>	4/jan	6/jan	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	16/jan	25/jan	10 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	28/jan	31/jan	4 DIAS	10 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	8/fev	12/fev	5 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	19/fev	23/fev	5 DIAS	15 <sup>o</sup> S-25 <sup>o</sup> S	18 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	27/out	29/out	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	21/dez	26/dez	6 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
<b>2005</b>	12/jan	12/jan	1 DIA	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	38 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	19/jan	22/jan	4 DIAS	5 <sup>o</sup> N-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	29/jan	1/fev	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	14/mar	17/mar	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	10/dez	14/dez	5 DIAS	0 <sup>o</sup> -15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
<b>2006</b>	12/jan	14/jan	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	25/jan	27/jan	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	30/jan	2/fev	4 DIAS	15 <sup>o</sup> S-25 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W
	8/fev	13/fev	6 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	14/fev	21/fev	8 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	28/nov	4/dez	7 DIAS	10 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	11/dez	17/dez	7 DIAS	0 <sup>o</sup> -15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
24/dez	2/jan	10 DIAS	10 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -25 <sup>o</sup> W	
<b>2007</b>	14/jan	16/jan	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	18/jan	24/jan	7 DIAS	5 <sup>o</sup> S-25 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	25/jan	4/fev	11 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	6/fev	9/fev	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	17/fev	19/fev	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	20/fev	23/fev	4 DIAS	15 <sup>o</sup> S-30 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	22/mar	24/mar	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	14/nov	16/nov	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	9/dez	11/dez	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
28/dez	31/dez	4 DIAS	10 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W	
<b>2008</b>	21/jan	23/jan	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	29/jan	3/fev	6 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	12/dez	14/dez	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	30 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	17/dez	19/dez	3 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	27/dez	1/jan	6 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W
<b>2009</b>	5/jan	12/jan	9 DIAS	0 <sup>o</sup> -5 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	28/jan	31/jan	4 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	8/fev	10/fev	3 DIAS	10 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	14/fev	18/fev	5 DIAS	10 <sup>o</sup> S-20 <sup>o</sup> S	20 <sup>o</sup> W -30 <sup>o</sup> W
	20/mar	22/mar	9 DIAS	5 <sup>o</sup> S-10 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	5/nov	8/nov	4 DIAS	10 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	35 <sup>o</sup> W -40 <sup>o</sup> W
	30/nov	13/dez	14 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	15 <sup>o</sup> W -20 <sup>o</sup> W
	30/dez	31/dez	2 DIAS	5 <sup>o</sup> S-15 <sup>o</sup> S	25 <sup>o</sup> W -35 <sup>o</sup> W