



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



Nº de ordem: MET-UFAL-MS-075

**VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS E CORRENTE DE JATO DO
NORDESTE BRASILEIRO EM ANOS DE EL NIÑO E LA NIÑA**

HENRIQUE FUCHS BUENO REPINALDO

Maceió - Alagoas
Abril - 2010

HENRIQUE FUCHS BUENO REPINALDO

**VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS E CORRENTE DE JATO DO
NORDESTE BRASILEIRO EM ANOS DE EL NIÑO E LA NIÑA**

Dissertação submetida ao colegiado do curso de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Natalia Fedorova

Maceió - Alagoas
Abril – 2010

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Maria Auxiliadora G. da Cunha

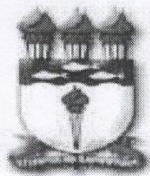
R425v Repinaldo, Henrique Fuchs Bueno.
 Vórtice ciclônico em altos níveis e corrente de jato do nordeste brasileiro em anos de El Niño e La Niña / Henrique Fuchs Bueno Repinaldo, 2010.
 xxv, 108 f. : il., grafs., tabs., mapas.

 Orientadora: Natalia Fedorova.
 Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2010.

 Bibliografia: f. 93-104.
 Anexos: f. 105-108.

 1. Meteorologia. sinótica 2. Ventos – Nordeste, Brasil. 3. Análise - Estatística.
 4. El Niño. I. Título.

CDU: 551.555(812/813)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-075.

***“VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS E CORRENTE DE JATO DO
NORDESTE BRASILEIRO EM ANOS DE EL NIÑO E LA NIÑA.”***

Henrique Fuchs Bueno Repinaldo

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Profª. Drª. Maria Luciene Dias de Melo
(Coordenadora e membro interno)

Profª. Drª. Natalia Fedorova
(Orientadora)

Profª. Drª. Matilde Nicolini
(Membro interno - UBA)

Abril /2010

Dedico a minha esposa Cintia,
meus avós Zair e João Adão (*in memoriam*)
minha mãe Jeane
e aos meus sogros Solange e Paulinho.

AGRADECIMENTOS

A minha orientadora e professora Dr^a. Natalia Fedorova e ao Professor Dr. Vladimir Levit pela amizade, conhecimento transferido e competência na orientação desta dissertação.

Aos membros da banca examinadora: Dr^a. Maria Luciene Dias de Melo e Dr^a. Matilde Nicolini pela paciência, sugestões e correções.

Aos professores do ICAT que de alguma forma colaboraram com essa dissertação.

Aos colegas de mestrado, de sinótica e amigos fora da universidade, principalmente: Alan, Ana Carla (Carlotinha), André (Radar), Darlan, Eliton, Fabio, Maicon, Marlise, Marcio Henrique, Vinicius Pinho, Vinicius (Japa).

Ao tio Paulo e a madrinha Denise pela ajuda no início dessa fase em Maceió, e pelo conhecimento e incentivo.

Ao amigo e professor Vilson Dias de Ávila, pelo conhecimento em Meteorologia Dinâmica, conhecimentos “gerais” e pela amizade e incentivo durante os anos de graduação e mestrado.

Ao Sr. Joilson de Lima Cedrim pela recepção e ajuda indispensáveis para a realização do mestrado em Maceió.

A secretária da Pós-Graduação Thays Santos Silva pela disposição e competência.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo auxílio financeiro concedido.

*"Viva como se fosse morrer amanhã.
Aprenda como se fosse viver para sempre."*
(Gandhi)

REPINALDO, Henrique Fuchs Bueno. Vórtice Ciclônico em Altos Níveis e Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro em anos de El Niño e La Niña. Orientadora: Prof^a. Dr^a. Natalia Fedorova Maceió-AL: ICAT/UFAL, 2010. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

RESUMO

A ligação entre Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) e a Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB), foi analisada durante 9 anos entre 1988-2000, divididos em períodos de El Niño, La Niña e Neutro. Através dos produtos de reanálise do NCEP, e imagens do satélite METEOSAT no canal infravermelho, foram observados 167 VCAN's, em grande maioria originados sobre o oceano Atlântico, com uma duração média de 4 dias, não apresentando variabilidade significativa em anos de El Niño e La Niña. Dos VCAN's observados, aproximadamente 54%, estavam associados a correntes de ar superiores a 20m.s^{-1} em sua periferia, essas correntes são chamadas de CJNEB. Em anos de El Niño, foi observado um aumento dos casos de CJNEB associados à VCAN, enquanto que em anos de La Niña, o número de ocorrências foi praticamente o mesmo que em anos neutros. As CJNEB apresentaram intensidade de até 40m.s^{-1} , e as direções mais observadas foram de sul, sudeste, noroeste e oeste. Assim, foram identificados 3 padrões de ocorrência de CJNEB, denominadas de Meridional, Zonal e Transversal. A CJNEB Meridional ocorre na periferia oeste do VCAN, geralmente sobre o continente, apresentando os movimentos ascendentes no lado oeste da corrente. A CJNEB Zonal ocorreu sobre a periferia norte do VCAN, apresentando movimentos ascendentes entre a CJNEB e o Jato Subtropical do Hemisfério Norte (JSTHN). E finalmente, a CJNEB Transversal, que apresentou dois tipos de correntes, uma de sudeste e outra de noroeste. Nesses casos, o eixo do VCAN apresentou uma inclinação para oeste, e os movimentos ascendentes foram observados na periferia do VCAN, onde os ventos foram mais fracos. Assim, três casos foram escolhidos a fim de representar os padrões observados e investigar os movimentos verticais, comparando com a nebulosidade nas imagens de satélites, onde foi observado em ambos os casos, que os movimentos ascendentes inexistem ou são muito fracos na região mais intensa da CJNEB ("Jet Streak").

Palavras-Chave: Meteorologia sinótica, Ventos- Nordeste, Brasil , Análise – Estatística, El Niño.

REPINALDO, Henrique Fuchs Bueno. Upper Tropospheric Cyclonic Vortex and Brazilian Northeast Jet Stream in El Niño and La Niña years. Manager: Prof^a. Dr^a. Natalia Fedorova Maceió-AL: ICAT/UFAL, 2010. Dissertation (Master in Meteorology).

ABSTRACT

The connection between Upper Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV) and Brazilian Northeast Jet Stream (BNEJS) was analyzed for 9 years between 1988 and 2000, separated by El Niño, La Niña and Neutral years. Through the reanalysis products from NCEP, and METEOSAT satellite images in the infrared channel, were observed 167 UTCVs, most of them originated over the Atlantic Ocean with an average last of 4 days and showed no significant variability in years of El Niño and La Niña. Approximately 54% of the observed UTCVs were associated to air currents superior than 20m.s^{-1} in its periphery, these currents are called BNEJS. In El Niño years was observed an increase of BNEJS cases associated to UTCV, while in La Niña years, the number of occurrences was practically the same as in neutral years. The BNEJS showed intensity up to 40 m.s^{-1} , and the most observed wind directions were from south, southeast, northwest and west. Thus, 3 patterns of occurrence of BNEJS were identified, named Meridional, Zonal and Transversal. The Meridional BNEJS occurs in the UTCVs west periphery, usually over the continent, showing the upward movements between the BNEJS and the Northern Subtropical Jet Stream (NSJS). And finally, the transversal BNEJS, showed two kinds of currents, one from southeast and another from northwest. In these cases, the UTCVs axis showed an inclination to west and the upward movements were observed in the UTCVs periphery, where the winds were weaker. Thus, three cases were chosen to represent the observed patterns and investigate the vertical movements, comparing to the cloudiness in the satellite images, where was observed, in both cases, that the upward movements doesn't exists or are too weak in the jet streak BNEJS area.

Key words: Synoptic Meteorology, Winds – Northeast, Brazil, Statistical – analysis, El Nino.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	V
AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO	VIII
ABSTRACT	IX
SUMÁRIO	X
LISTA DE FIGURAS	XII
LISTA DE TABELAS	XXI
LISTA DE SÍMBOLOS	XXII
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	XXIII
1- INTRODUÇÃO	1
2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN)	3
2.1.1 Origem e Formação	3
2.1.2 Estrutura vertical	8
2.1.3 Manutenção do vórtice e energética	10
2.1.4 Deslocamento e Tempo de Vida	11
2.1.5 Nebulosidade e Precipitação associada	13
2.2 Corrente de jato	14
2.2.1 Jato Subtropical (JST)	15
2.2.2 Movimentos verticais na Corrente de Jato	17
2.2.3 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB)	20
2.3 El Niño Oscilação Sul (ENOS)	21

3- DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Dados	23
3.2 Metodologia	24
3.2.1 Escolha do período	24
3.2.2 Identificação dos VCAN's	25
3.2.3 Identificação da CJNEB	27
3.2.4 Padrões de Circulação	27
3.2.5 Estudo de casos	28
3.2.6 Softwares utilizados	29
4- RESULTADOS E DISCUSSÕES	30
4.1 Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN)	30
4.2 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB) associado à VCAN	34
4.3 Padrões de circulação da CJNEB	39
4.3.1 CJNEB Meridional	39
4.3.2 CJNEB Zonal	48
4.3.3 CJNEB Transversal	55
5- ESTUDO DE CASOS	65
5.1 CJNEB Meridional	65
5.2 CJNEB Zonal	73
5.3 CJNEB Transversal	81
6- CONCLUSÕES E SUGESTÕES	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
ANEXO A - Oceanic Niño Index (ONI)	105
ANEXO B - Scripts GrADS	107

LISTA DE FIGURAS

		(Pag.)
Figura 2.1 -	Seqüência esquemática para a formação de vórtices ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul. Fonte: Adaptado de Varejão e Silva (2005).	(5)
Figura 2.2 -	Esquema de um corte vertical do vórtice ciclônico no Atlântico Sul Fonte: Kousky e Gan (1981).	(8)
Figura 2.3 -	Esquema de linhas de corrente em 200 hPa mostrando o VCAN e os sistemas sinóticos associados. Fonte: Adaptado de Ramirez (1996).	(12)
Figura 2.4 -	Representação esquemática da circulação meridional e as correntes de jato associadas. Fonte: Adaptado de NWS/NOAA.	(14)
Figura 2.5 -	Representação esquemática do eixo da corrente de jato (Jet Streak). As linhas tracejadas são isotacas em (m/s). Fonte: Adaptado de Medina (1976).	(15)
Figura 2.6 -	Modelo conceitual da circulação transversal na entrada e saída da corrente de jato para o Hemisfério Norte, indicando as regiões de convergência e divergência em altos níveis. As linhas tracejadas indicam as linhas de corrente e as contínuas são isotacas. Fonte: Adaptado de Beebe e Bates (1955).	(17)
Figura 2.7 -	Modelo conceitual da circulação transversal na entrada e saída da corrente de jato com curvatura ciclônica (a) e anticiclônica (b) para o Hemisfério Norte, indicando as regiões de convergência e divergência em altos níveis. As linhas tracejadas indicam as linhas de corrente e as contínuas são isotacas. Fonte: Adaptado de Beebe e Bates (1955).	(18)

- Figura 2.8 -** (a) Padrão idealizado do movimento ageostrófico nas entrada e saída da corrente de jato para o Hemisfério Sul; (b) Circulação transversal direta (entrada); (c) Circulação transversal indireta (saída). Fonte: Adaptado de Guedes (1985).(19)
- Figura 2.9 -** Linhas de correntes e magnitude (colorido) em 200 hPa no dia 21/01/1992, mostrando a CJNEB a leste do Nordeste Brasileiro. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(21)
- Figura 3.1 -** Localização da área de seleção dos VCAN's, indicando o NEB e o Oceano Atlântico adjacente considerado.(26)
- Figura 4.1 -** Distribuição mensal dos casos de VCAN que se formaram no NEB e oceano Atlântico Tropical Sul.(31)
- Figura 4.2 -** Posição do centro dos VCAN's que passaram pelo NEB no momento de sua gênese em ano de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).(33)
- Figura 4.3 -** Distribuição mensal da razão (%) entre dias VCAN e dias de VCAN-CJNEB.(36)
- Figura 4.4 -** Frequência das velocidades observadas no Núcleo de Velocidade Máxima da CJNEB, em $m.s^{-1}$. A frequência e dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.(37)
- Figura 4.5 -** Frequência das direções do eixo observados da CJNEB. A frequência e dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.(38)
- Figura 4.6 -** Linhas de correntes e magnitude (sombreado) em 200 hPa no dia 4/01/1992, mostrando o eixo do VCAN inclinado para oeste. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(38)

- Figura 4.7 -** Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) em 200 hPa dos casos de CJNEB Meridional. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato, e a linha tracejada o eixo do VCAN. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(40)
- Figura 4.8 -** Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das latitudes 5°S (a), 10°S (b) e 20°S (c), indicados na figura 4.7. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(41)
- Figura 4.9 -** Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo da longitude 40°W (a) e 30°W (b), indicados na figura 4.7. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(43)
- Figura 4.10 -** Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} (sombreado) dos casos de CJNEB Meridional. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(45)
- Figura 4.11 -** Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Meridional em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).(46)
- Figura 4.12 -** Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados à CJNEB Meridional.(47)

- Figura 4.13** - Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Meridional, em $m.s^{-1}$. A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.(48)
- Figura 4.14** - Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa dos casos de CJNEB Zonal. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(49)
- Figura 4.15** - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em $m.s^{-1}$ (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em $Pa.s^{-1}$ (sombreado) ao longo da longitude $20^{\circ}W$ (a) e $35^{\circ}W$ (b), indicados na figura 4.14. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(51)
- Figura 4.16** - Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em $m.s^{-1}$ (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em $W.m^{-2}$ (sombreado) dos casos de CJNEB Zonal. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(52)
- Figura 4.17** - Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Zonal em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).(53)
- Figura 4.18** - Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5}s^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados à CJNEB Zonal.(54)
- Figura 4.19** - Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Zonal, em $m.s^{-1}$. A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.(54)

- Figura 4.20** - Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento (m.s^{-1}) em 200 hPa dos casos de CJNEB Transversal. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato, e a linha tracejada o eixo do VCAN. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(56)
- Figura 4.21** - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das longitudes 45°W (a), 40°W (b), 35°W (c) e 30°W (d), indicados na figura 4.20. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(57)
- Figura 4.22** - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das latitudes 05°S (a), 10°S (b) e 15°S (c), indicados na figura 4.20. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(59)
- Figura 4.23** - Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} (sombreado) dos casos de CJNEB Transversal. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(61)
- Figura 4.24** - Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Transversal em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).(62)
- Figura 4.25** - Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados à CJNEB Transversal.(63)

- Figura 4.26** - Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Transversal, em m.s^{-1} . A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.(64)
- Figura 5.1** - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) em 500 hPa (contornos vermelhos); (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 19/01/1992. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(66)
- Figura 5.2** - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 20/01/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(67)
- Figura 5.3** - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) em 500 hPa (contornos vermelhos): (a) 21/01 e (c) 22/01; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 21/01 e (d) 22/01. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(68)
- Figura 5.4** - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 23/01 e (c) 24/01; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 23/01 e (d) 24/01. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(70)

- Figura 5.5 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 25/01/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(71)
- Figura 5.6 -** Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa (contornos) e advecção de temperatura (K/dia) no nível de 925 hPa (sombreado), nos dias que precedem a formação do ciclone: (a) 21/01/1992 e (b) 22/01/1992. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(73)
- Figura 5.7 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 17/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(74)
- Figura 5.8 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 18/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(75)
- Figura 5.9 -** Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 19/03 e (c) 20/03; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 19/03 e (d) 20/03. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(77)

- Figura 5.10 -** Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 21/03 e (c) 22/03; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 21/03 e (d) 22/03. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(79)
- Figura 5.11 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 23/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(80)
- Figura 5.12 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 14/11/1990. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(82)
- Figura 5.13 -** (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 15/11/1990. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(82)

Figura 5.14 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 16/11 e (c) 17/11; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 16/11 e (d) 17/11. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(85)

Figura 5.15 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 18/11 e (c) 19/11; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 18/11 e (d) 19/11. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.(87)

LISTA DE TABELAS

	(Pag.)
Tabela 3.1 - Informações sobre disponibilidade de dados e geração dos satélites METEOSAT. Fonte: GIBBS/NOAA.	(24)
Tabela 3.2 - Períodos de estudo de acordo com a fase do ENOS baseado no Oceanic Niño Index (ONI).	(25)
Tabela 4.1 - Ocorrências de VCAN na área de estudo e o número de dias, relacionados com os períodos de El Niño, La Niña e neutros. A porcentagem relaciona o numero de casos em cada período com o total.	(30)
Tabela 4.2 - Tempo de vida médio (dias) dos VCAN's durante os anos de El Niño, La Niña e neutros.	(32)
Tabela 4.3 - Total de ocorrências de VCAN-CJNEB e o número de dias, relacionados com os períodos de El Niño, La Niña e Neutros. Os números entre parênteses correspondem aos totais de VCAN's. A porcentagem relaciona o numero de casos com CJNEB em cada período com o total de VCAN's.	(35)
Tabela 4.4 - Distribuição mensal dos casos de VCAN-CJNEB. Os números entre parênteses correspondem aos totais de VCAN's.	(35)

LISTA DE SÍMBOLOS

u	-Componente Zonal do vento (m.s^{-1})
v	-Componente Meridional do vento (m.s^{-1})
ω	-Movimento vertical em coordenadas isobáricas (Pa.s^{-1})

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	-Alta da Bolívia
AN	-Alta do Norte
BI	-Bifurcação Inter-hemisférica
CAN	-Cavado de Altos Níveis
CAPE	-Convective Available Potential Energy
CCM	-Complexo Convectivo de Mesoescala
CJNEB	-Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
CJP	-Corrente de Jato Polar
CLM	-Cavado de Latitudes Médias
COLA	-Center for Ocean-Land-Atmosphere Interaction
CONV	-Convergência
CPC	-Climate Prediction Center
CPN	-Cavado do Pacífico Norte
DIV	-Divergência
E	-Leste
ECMWF	-European Centre for Medium Range Weather Forecast
ENOS	-El Niño Oscilação Sul
EQ	-Equador
ESRL	-Earth System Research Laboratory
F	-Frio
GrADS	-Grid Analysis and Display System
HN	-Hemisfério Norte
HS	-Hemisfério Sul

IOS	-Índice de Oscilação Sul
IR	-Infravermelho
JST	-Jato Subtropical
JSTHN	-Jato Subtropical do Hemisfério Norte
JSTHS	-Jato Subtropical do Hemisfério Sul
N	-Norte
NCAR	-National Center for Atmospheric Research
NCEP	-National Centers for Environmental Prediction
NE	-Nordeste
NEB	-Nordeste Brasileiro
NOAA	-National Oceanic and Atmospheric Administration
NVM	-Núcleo de Vento Máximo (<i>Jet Sreak</i>)
NW	-Noroeste
NWS	-National Weather Service
OAR	-Oceanic and Atmospheric Research
ONI	-Oceanic Niño Index
OS	-Oscilação Sul
PNMM	-Pressão ao Nível Médio do Mar
PSD	-Physical Sciences Division
Q	-Quente
ROLE	-Radiação de Onda Longa Emergente
S	-Sul
SE	-Sudeste
SW	-Sudoeste
TSM	-Temperatura da Superfície do Mar

V	-Vórtice
VCAN	-Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
W	-Oeste
WV	-Vapor d'Água
ZCAS	-Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	-Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região nordeste do Brasil (NEB) é influenciada por diversos sistemas meteorológicos que afetam as condições de tempo, tais como frentes frias (KOUSKY, 1979), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (UVO, 1989), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY E GAN, 1981), linhas de instabilidade (COHEN et al., 1995), ondas de leste (FERREIRA et al., 2000) e outros.

O VCAN ou baixa fria é um sistema de circulação ciclônica que ocorre frequentemente no verão austral e é definido como sistema de baixa pressão em grande escala, formado na alta troposfera, e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (GAN, 1982). O VCAN exerce um papel muito importante no regime de precipitação do NEB. Durante os meses de verão, o VCAN é o principal produtor de chuva em regiões localizadas sobre a sua periferia, quando se posiciona sobre o NEB pode contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente.

Muitos trabalhos foram desenvolvidos com o intuito de entender melhor sua estrutura, mecanismos de formação, deslocamento, movimentos verticais entre outros processos (DEAN, 1971; ARAGÃO, 1975; VIRJI, 1981; KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ, 1996). Alguns desses estudos verificaram a existência de fortes ventos na periferia do VCAN, onde a intensificação dos ventos num determinado setor do vórtice pode indicar a direção do seu deslocamento (RAMIREZ, 1996). Gomes (2003) estudou correntes de jato em altos níveis próximo ao NEB, chamadas de Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB), onde em alguns casos estiveram associadas à VCAN's.

Assim o objetivo geral desse estudo é investigar a relação entre a CJNEB e o VCAN assim como a sua frequência em anos de El Niño e La Niña.

Os objetivos específicos são:

- Fazer uma análise da ocorrência, duração, origem dos VCAN's observados no NEB em anos de El Niño e La Niña para o período de estudo (1988-2000).
- Fazer uma análise da ocorrência, intensidade, sentido da CJNEB associados à VCAN's em anos de El Niño e La Niña para o período de estudo (1988-2000).
- Determinar padrões de circulação da CJNEB associada à VCAN.
- Realizar estudo de casos para investigar os movimentos verticais e a nebulosidade associada em cada padrão de VCAN-CJNEB.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN)

As baixas frias denominadas de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) são sistemas sinóticos fechados de baixa pressão que se formam na alta troposfera, onde o centro desta circulação é mais frio que sua periferia (GAN, 1982). Na literatura as baixas frias também são chamadas de baixas desprendidas, ciclones subtropicais, baixas de Palmém, ciclones tropicais de altos níveis e ciclone kona.

2.1.1 Origem e Formação

Os primeiros estudos sobre VCAN's, desenvolvidos para o Hemisfério Norte, foram feitos por Palmén (1949), Palmer (1951), Simpson (1952), Ricks (1959) e Frank (1966, 1970). Palmén (1949) observou vórtices que se originavam através de cavados associados a bolsões de ar frio que se desprendiam de sua região fonte. Simpson (1952) observou que as tempestades do tipo “kona” (tempestades de inverno em áreas secas no Hawaii) sobre o Pacífico leste apresentavam as mesmas características que os vórtices observados por Palmén (1949).

Palmer (1951) encontrou características similares na região tropical, em alguns casos a circulação dos VCAN's de origem tropical foi semelhante aos ciclones desprendidos nos subtrópicos, mas com diferente processo de formação, já que não envolveram ar polar em nenhum de seus estágios de vida (PALMÉN et al. (1958) citado por PÁLMEN E NEWTON, 1969).

De acordo com sua origem e formação dois tipos de vórtices ciclônicos foram constituídos: de Palmén e de Palmer (FRANK, 1970). Os de Palmém surgem em

qualquer época do ano principalmente no inverno e é originado nos subtropicais (PALMER 1951; SIMPSON, 1952), já os de Palmer são de origem tropical e ocorrem na primavera verão e outono (FRANK, 1970; KOUSKY e GAN, 1981). Os vórtices ciclônicos originados nos trópicos diferem dos de Palmém nos seguintes aspectos (PALMER, 1951):

- a) Originam-se acima de 9000 m, em latitudes bem baixas (próximas ao equador);
- b) Podem permanecer na região tropical por longos períodos;
- c) Deslocam-se, no Hemisfério Norte, para nordeste no cinturão de 20° – 30° de latitude, podendo permanecer estacionário por longos períodos;
- d) Ao se deslocarem para latitudes mais altas, geralmente se intensificam;

Na América do Sul, os primeiros indícios destes vórtices ciclônicos, foram detectados nas proximidades do NEB sobre o Atlântico Sul (DEAN, 1971; ARAGÃO, 1975; VIRJI, 1981). Sua formação ocorre principalmente durante o verão austral, sendo janeiro o mês de máxima frequência (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ, 1996), devido ao escoamento da alta troposfera sobre a América do Sul ser anticiclônico (GAN e KOUSKY, 1986). Em termos de variabilidade interanual Ramirez (1996) não observou grande relação entre o número de ocorrências de VCAN's e os anos de El Niño e La Niña.

Os VCAN's na América do sul podem se formar sobre regiões oceânicas (faixa tropical do Atlântico Sul) ou sobre o continente (leste do Brasil). Todavia, a frequência de formação dos VCAN sobre as áreas oceânicas é bem maior (85%) do que sobre as áreas continentais (RAMIREZ, 1996). Analisando por estações do ano, Ramirez percebeu que na primavera o mês que apresenta maior número de VCAN é setembro, originando-se sobre o continente. Ao passo que no outono, isso ocorre em abril, enquanto no verão o número de VCAN se formando nas regiões continentais é raro.

De acordo com o mecanismo de formação dos VCAN's proposto por Kousky e Gan (1981), os vórtices se formam corrente abaixo da amplificação de uma crista. Essa amplificação ocorre devido a uma forte advecção de ar quente em baixos níveis provocada pela entrada de um sistema frontal nos subtrópicos. A convecção organizada pela frente fria contribui para liberação de calor latente, intensificação da crista (KOUSKY e GAN, 1981) e consequentemente amplificação do cavado a leste da crista. Os estágios de desenvolvimento deste mecanismo podem ser visto na figura 2.1.

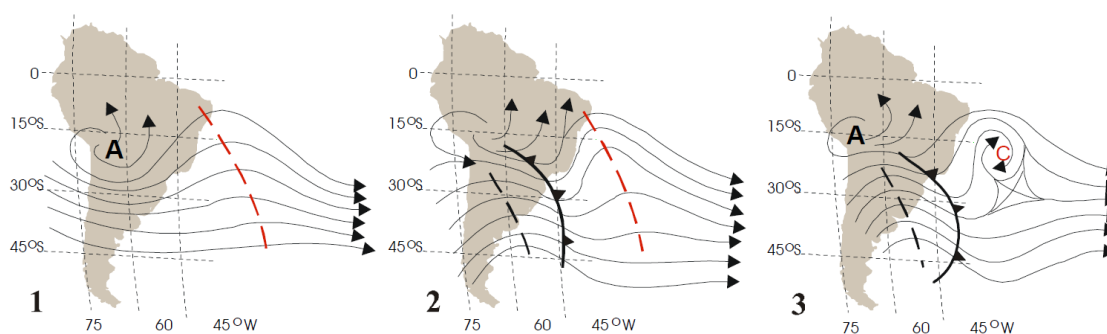


Figura 2.1- Sequência esquemática para a formação de vórtices ciclônicos em 200hPa no Atlântico Sul.

Fonte: Adaptado de Varejão e Silva (2005).

Segundo Ramirez (1996), de um total de 80 VCAN's observados no verão, originados no Atlântico Tropical Sul e leste do NEB, 84% originaram-se pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981), enquanto os 16% restantes formam-se devido a amplificação de cavados provenientes do HN. Nestes casos a crista associada à AB, a oeste do vórtice ciclônico, poderia ser amplificada pelos cavados provenientes do Pacífico Norte ou Atlântico Norte, compondo um alinhamento na direção NW-SE ou NE-SW com a AB. Dos 16%, outros poucos VCAN tiveram formação associada ao escoamento de leste vindo do HN, e neste caso os sistemas surgiram de cavados invertidos que se originaram sobre o Oceano ao sul em 5°S.

Paixão (1999) constatou mais três padrões de formação dos VCAN na região do Atlântico Tropical. O primeiro padrão denominado de “formação Africanas I e II” e a “formação mista” foram estudados por Paixão e Gandu (2000), que analisaram

estudaram 13 episódios do VCAN referentes ao verão de 1995-1996 e classificaram quanto a sua formação como descrita a seguir:

a) Formação clássica – ocorre pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981), que está associado à intensificação da crista em altos níveis e ao deslocamento de frentes frias para latitudes baixas.

b) Formação alta – a formação do VCAN, neste caso, 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, resultando na formação de um cavado a norte/noroeste desse anticiclone. Este tipo de formação concorda com o resultado de Ramirez et al. (1999).

c) Formação africana I – a formação deste tipo de vórtice ocorre devido à intensificação da convecção na África, que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis. Esses anticiclones aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos, sendo formado a sudoeste da bifurcação interhemisférica.

d) Formação africana II – neste caso, atribui-se à formação do vórtice ao deslocamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara.

A “formação mista” definida por Paixão e Gandu (2000), foi aplicada a casos em que inicialmente atuava um mecanismo de formação e logo depois outro mecanismo tornava-se predominante.

Em termos percentuais aproximadamente 46% formaram-se pelo mecanismo clássico, enquanto que, os demais respondem por 54%, sendo 18% para cada um dos três mecanismos (PAIXÃO e GANDU, 2000).

Outro possível mecanismo de formação de VCAN no NEB, descrito por Barbosa (2006) seria os eventos de intrusão onde ocorre a quebra da onda de Rossby que transportam

línguas de ar dos subtropicais para os trópicos, misturando o ar tropical e subtropical (WAUGH e POLVANI, 2000; WAUGH e FUNATSU, 2003; WAUGH, 2005). Foi verificado que vento zonal de oeste intenso (superior a 10 m/s próximo ao equador) propicia formação de “duto de oeste”, onde estes ventos são favoráveis à propagação da onda de Rossby (HORINOCHI et al., 2000) e quebra desta onda, denominado de evento de intrusão (WAUGH e POLVANI, 2000). Os resultados de Barbosa (2006) mostraram que esses eventos podem induzir a formação de ciclones em altos níveis. Nos dois casos estudados o evento de intrusão formou uma ondulação no campo do vento em 200 hPa sobre o oceano Atlântico. Essa ondulação é caracterizada pela formação de um cavado em altos níveis, e posteriormente ocorre a formação de uma circulação ciclônica fechada no período de desintensificação do sistema de intrusão. Os anos com maior número destes eventos apresentaram fortalecimento do ciclone em altos níveis (BARBOSA, 2006; RAO et al., 2007).

Alguns estudos em relação ao período de pré-vórtice podem ser destacados, Mishra et al. (2001) estudaram o comportamento dinâmico durante quatro dias antes (pré-vórtice) da formação de um vórtice formado sobre o NEB que perdurou 5 dias. Uma intensa região de cisalhamento positivo horizontal do vento foi desenvolvida ao longo do período de pré-vórtice coincidindo com a região do cavado do Atlântico Sul. A região de cisalhamento horizontal do vento apresentou característica meridional (zonal) de escala de 1000 km (3000 km). Segundo Mishra et al. (2001), esta região satisfaz à condição necessária para haver instabilidade barotrópica e seu desenvolvimento está associado à intensificação da AB, intensificação do cavado do Atlântico Sul e à presença de um cavado transiente sobre o Oceano Atlântico Tropical.

Outro estudo de Mishra e Rao (2001) foi feito sobre a energética de um caso de VCAN formado no NEB durante os períodos de pré-vórtice (1-4 de janeiro de 1993) e de atuação (5-10 de janeiro de 1993) do sistema. Estes encontraram que o desenvolvimento de uma região de cisalhamento horizontal do vento, antes do VCAN em formação, foi um reflexo do acentuado crescimento da energia cinética zonal durante o período de pré-vórtice. O desenvolvimento de uma intensa crista a leste da AB e a presença de um

cavado na região equatorial funcionaram como precursores para a formação do VCAN, e contribuíram para o acentuado crescimento da energia cinética zonal. Isto indicou que o fluxo zonal de grande escala na alta troposfera satisfaz uma condição necessária para haver instabilidade barotrópica no período de pré-vórtice. Através da análise da variação temporal das componentes energéticas, foram verificados que: (1) o rápido decréscimo da energia cinética zonal, (2) o rápido crescimento da energia cinética da perturbação a uma mesma magnitude da anterior, (3) o repentino crescimento do transporte de momentum da perturbação de valores maiores de u (v) para valores menores, e (4) o intenso aumento da conversão da energia barotrópica de energia cinética zonal para energia cinética da perturbação acompanharam a formação do VCAN, indicando a instabilidade barotrópica como um possível mecanismo de formação deste sistema. A instabilidade barotrópica é sugerida como um mecanismo de desenvolvimento de distúrbios transientes de escala sinótica sobre o oeste do Pacífico (COLTON, 1973 citado por MISHRA et al., 2001).

2.1.2 Estrutura vertical

O VCAN caracteriza-se por um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, e ar quente ascendendo em sua periferia, assim desenvolvendo uma circulação térmica direta (RAMAGE, 1962; FRANK, 1966; FRANK, 1970; KOUSKY e GAN, 1981; GAN, 1983) ocasionando na transformação de energia potencial em energia cinética. Um esquema da estrutura vertical do VCAN proposto por Kousky e Gan (1981) é ilustrado na figura 2.2.

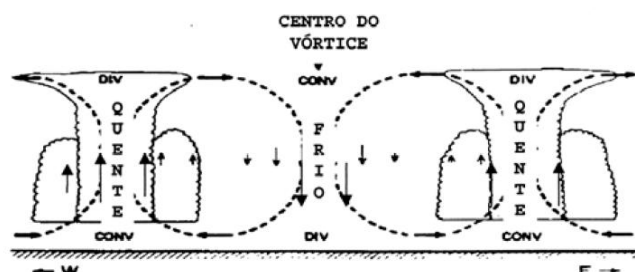


Figura 2.2 - Esquema de um corte vertical do vórtice ciclônico no Atlântico Sul.
Fonte: Kousky e Gan (1981).

Analisando 114 VCAN's no Atlântico Tropical Norte, Frank (1970) encontrou relação direta entre a intensidade do ciclone e sua extensão vertical. Suas análises mostraram que a maioria dos sistemas permaneceram concentrados na troposfera superior (entre 200 e 300 hPa) e apenas 10% dos casos se estenderam até a superfície. Kelley e Mock (1982) analisaram 117 VCAN's no Pacífico Tropical Norte e observaram que estavam confinados entre 700 e 100 hPa.

Aragão (1975) observou que os VCAN's na América do sul estendem-se desde o nível de 700 hPa até o nível de 300 hPa. Johnson e Snook (1983) mostraram que inicialmente os VCAN's estendem-se desde 100 hPa para baixo até aproximadamente 500 hPa, possuindo inclinação de oeste para leste, com isso eles sugeriram a presença de processos baroclínicos. Observaram ainda que algumas vezes a circulação do vórtice é alinhada na vertical. Ramirez (1996) observou que a porcentagem de vórtices confinados em 200-300 hPa e os que se estendem a 500 hPa é similar, poucos chegam a 700 hPa e a sua circulação fechada inclina-se para oeste com a altura, estando de acordo com o estudo de Johnson e Snook (1983).

Paixão (1999) também verificou o comportamento da inclinação do eixo dos VCAN's, constatando que existe uma enorme variação nessa inclinação com a altura durante o ciclo de vida do VCAN. Para a maioria dos casos estudados, encontrou-se, nos estágios iniciais do ciclo de vida, uma inclinação de oeste para leste com a altura, mudando no decorrer do período até estabelecer um padrão sem inclinação ou com inclinação de leste para oeste com a altura.

Em termos de variabilidade interanual Ramirez (1996) encontrou uma relação entre a extensão vertical (profundidade) e os extremos da Oscilação Sul (El Niño e La Niña). Os VCAN's observados nos verões de El Niño (1982-1983; 1988-1989) foram mais profundos e persistentes comparados com os vórtices observados em anos da La Niña (1984-1985; 1988-1989).

2.1.3 Manutenção do vórtice e energética

Frank (1970) analisou quantitativamente o balanço de energia dos vórtices sobre o Oceano Atlântico Norte, onde foi mostrado que os ciclones são mantidos pela circulação térmica direta, através da conversão de energia potencial disponível em energia cinética. Estes resultados também foram encontrados por Kelley e Mock (1982) para o Oceano Pacífico Tropical. Kousky e Gan (1981) concluíram que 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. Eles 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.

Mishra et al. (2001) sugerem que a instabilidade barotrópica do escoamento pode ser um possível mecanismo de formação do VCAN e de manutenção (MISHRA e RAO, 2001). Eles 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.

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 algumas situações a energia cinética zonal é convertida em energia cinética da perturbação, concluindo que nessas situações ocorria instabilidade 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.

2.1.4 Deslocamento e Tempo de Vida

Simpson (1952) determinou que o deslocamento dos vórtices era irregular, e que estes podiam se deslocar tanto para leste como para oeste. Analisando VCAN's no oeste do Pacífico Tropical Norte na estação quente, Chen e Chou (1993) determinaram que eles se deslocavam para oeste com um tempo médio de vida de 6,3 dias.

Frank (1966) e Gan (1983) notaram que as trajetórias dos VCAN, apesar de irregulares, seguiam um padrão circular anti-horário, iniciando a trajetória circular sobre o Atlântico Sul nas latitudes subtropicais. Em algumas situações, quando os VCAN's penetraram o continente a trajetória era interrompida, pois devido o aquecimento da superfície, os sistemas chegavam a dissipar (KOUSKY e GAN, 1981). Estes observaram tendência dos VCAN em se moverem de leste para oeste entre as latitudes de 10° e 20°S, e de oeste para leste ao sul de 25°S. Segundo Fedorova (2008) os VCAN's de origem subtropical na América do Sul deslocam-se de oeste para leste cruzando os Andes em direção a Argentina, Paraguai e sul do Brasil.

Ramirez (1996) mostrou que o deslocamento pode ser regular ou irregular. Os irregulares estavam associados à Alta do Norte (AN) e a Bifurcação Inter-hemisférica (BI) durante quase todo ciclo de vida. Nestes casos os Cavados em Latitudes Médias (CLM) associados a sistemas frontais influenciavam no deslocamento. Os VCAN's de deslocamento regular se deslocavam para o NEB ou para o centro do continente e em alguns casos alcançavam a costa oeste da América do Sul, nestas situações durante o deslocamento dos vórtices em direção ao NEB, a AB prolongava uma crista em direção ao sudeste do Brasil e Oceano Atlântico. Estes sistemas sinóticos são exemplificados na figura 2.3.

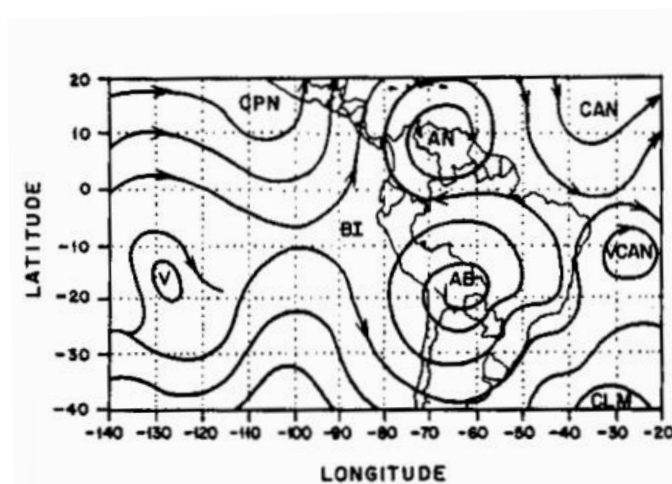


Figura 2.3 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa mostrando o VCAN e os sistemas sinóticos associados.

Fonte: Adaptado de Ramirez (1996).

Segundo Ramirez (1996), o tempo de vida dos VCAN's varia de acordo com a estação do ano. Nos meses de verão o tempo de vida é maior, já nas estações de primavera e outono a duração é menor. O tempo de vida médio é 7,1 dias, mas em VCAN's individuais podem ter uma duração maior (18 dias) ou menor (3 dias).

Campetella e Possia (2006) estudaram 177 VCAN's no sul da América do Sul e observaram que aproximadamente 90% dos casos duraram de 2 a 3 dias, embora os eventos continentais tendiam a ser mais longos.

Singleton e Reason (2007) observaram a variabilidade dos vórtices ao sul ao continente Africano, onde a persistência é muito semelhante, com mais de 50% dos vórtices durando apenas 1-2 dias, e menos de 10% duraram mais de quatro dias. Estes resultados são similares aos encontrados por Price e Vaughan (1992), em que os vórtices de latitudes subtropicais, tendem a ter um tempo de vida relativamente curto.

2.1.5 Nebulosidade e Precipitação associada

A nebulosidade associada ao VCAN difere em cada caso, em geral não é simétrica e sim tende a se concentrar no lado leste e noroeste do VCAN no Hemisfério Norte (PALMÉN, 1949). Os VCAN's podem ser secos ou acompanhados de bastante nebulosidade e precipitação. Frank (1966) observou que a nebulosidade associada aos VCAN's variava consideravelmente e dependia da intensidade e profundidade do sistema sinótico, com tendência a ser concentrada na periferia do mesmo. Kelley e Mock (1982) observaram que a maior concentração da nebulosidade localizava-se a leste e a sul do centro do VCAN, assemelhando-se a um padrão de nebulosidade tipo vírgula encontrado por Sadler (1967) citado por Kelley e Mock, (1982).

No Hemisfério Sul sobre o Atlântico Tropical, a maior atividade convectiva associada ao VCAN é encontrada na sua periferia, na direção do seu deslocamento, quando o sistema se desloca sobre águas quentes ou se aproxima do continente e formam nuvens cumulonimbus na região central do VCAN. Quando os VCAN's se aproximam do Nordeste Brasileiro, ocorre a formação de nebulosidade no lado norte e inexistência de nebulosidade no seu centro (KOUSKY E GAN,1981).

Silva (2005) estudou a influência dos VCAN's na precipitação no Nordeste Brasileiro e verificou que quando a borda do VCAN está a uma distância entre 1000 e 2000 km de um determinado local, a frequência de precipitações moderadas e fortes aumenta neste local.

Prakki e Seluchi (2007) buscaram explicações da precipitação que esteve associada ao VCAN formado no lado polar do Jato Subtropical (JST) na América do Sul. Estes notaram que o índice de levantamento e os valores de Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), durante o estágio de maturidade do sistema, não foram suficientemente altos para explicar o total de precipitação observado. Entretanto, processos dinâmicos ocorridos na troposfera média e inferior foram estudados através

do vetor Q que puderam explicar o movimento ascendente e o campo de precipitação associado.

2.2 Corrente de jato

A corrente de jato é um escoamento de ar na alta troposfera ou estratosfera, onde o Núcleo de Vento Máximo (NVM) apresenta valores superiores a 30 m/s. Ela ocorre próximo a tropopausa, entre 9 e 13 Km de altura limitando-se a poucos milhares de metros de profundidade vertical e dezenas de quilômetros de extensão horizontal (FEDOROVA, 1999). Dois tipos de correntes, ambos na descontinuidade da tropopausa, têm sido amplamente estudados, a Corrente de Jato Polar (CJP) também chamado de jato frontal que se forma entre a Célula Polar e de Ferrel, e a Corrente de Jato Subtropical (JST), formada entre a Célula de Ferrel e a de Hadley conforme é mostrado na figura 2.4.

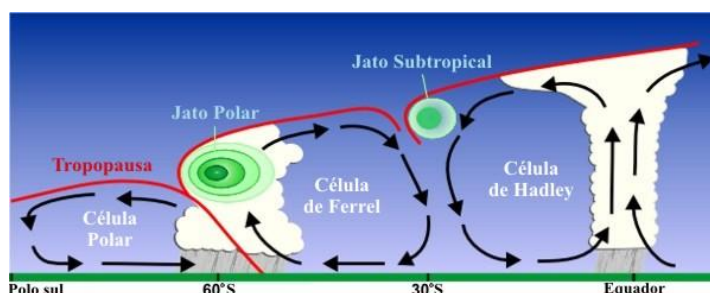


Figura 2.4 - Representação esquemática da circulação meridional e as correntes de jato associadas.

Fonte: Adaptado de NWS/NOAA.

Os “Jet Streaks” (figura 2.5) são conhecidos como os Núcleos de Ventos Máximos (NVM), já que a velocidade do vento no jato não é uniforme em toda sua extensão horizontal. Esses núcleos estão embebidos ao longo do eixo do jato e podem atingir ou superar velocidades de 65 m/s. Normalmente, esses núcleos deslocam-se ao longo do eixo, no mesmo sentido do vento (MEDINA, 1976), mas a velocidade do vento no NVM de uma corrente de jato é maior do que a velocidade com que este núcleo se move. Esses NVM encontram-se presentes nos regimes de escoamento extratropical e,

devido a sua importância como precursores de ciclogênese e tempos severos, tem recebido significativa atenção dos cientistas (CARLSON, 1991; BLUESTEIN, 1993).

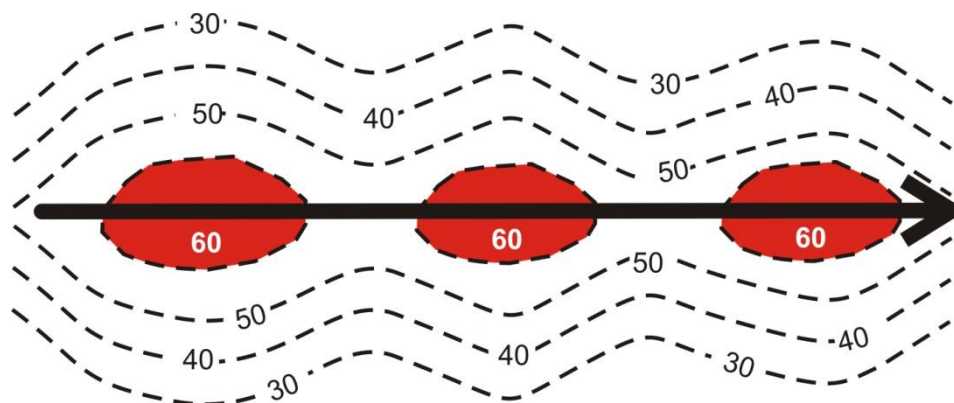


Figura 2.5 - Representação esquemática do eixo da corrente de jato (Jet Streak). As linhas tracejadas são isotacas em (m/s).
Fonte: Adaptado de Medina (1976).

2.2.1 Jato Subtropical (JST)

O JST está associado à circulação meridional de Hadley, normalmente encontrando-se acima da porção descendente dessa célula, entre as latitudes de 20°S e 35°S. Esse jato é mais desenvolvido na estação de inverno onde a circulação média meridional é mais intensa (HASTENRATH, 1991). Segundo Palmém e Newton (1969), a circulação de Hadley é um dos principais mecanismos para a manutenção do JST.

Esta corrente é semi-permanente e a sua posição média desloca-se em direção ao Equador no período de inverno e em direção aos pólos no verão, assim como toda a circulação atmosférica, devido a posição do sol. No hemisfério sul, há menor variação sazonal da intensidade do jato, quando comparada com hemisfério norte (PALMÉN E NEWTON, 1969).

Sua estrutura é assimétrica no campo de vento e temperatura em torno do eixo. Próximo a tropopausa a distribuição de temperatura é mais complicada, porque a altura da tropopausa no ar frio é menor que no ar quente. Nos níveis em que a troposfera está em

uma massa de ar e a estratosfera em outra, ocorre o nivelamento da temperatura e nos níveis mais altos o gradiente de temperatura inverte seu sinal (FEDOROVA, 1999).

Em termos de estrutura espacial, o JST apresenta uma estrutura horizontal maior do que a CJP. Isto é esperado pela diferenças de latitudes destas correntes. Porém a extensão vertical é menor que a CJP, muitas vezes estando concentrado numa camada de profundidade menor que 100 hPa. A ruptura da tropopausa subtropical e o JST determinam um limite entre o ar tropical e o ar de latitudes médias. Abaixo do nível da corrente de jato, uma zona baroclinica, às vezes chamada zona frontal subtropical, é tomada como fronteira de massas de ar (PALMÉN E NEWTON, 1969).

Sua influência na América do Sul tem sido largamente estudada. Pezzi e Cavalcanti (1994) fizeram uma análise climatológica sobre a posição e variação latitudinal do JST sobre parte da América do Sul, no trimestre de inverno (JJA). Nesse estudo foram usados 10 anos de dados diários (1980-1989), provenientes do European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), entre as latitudes de 60°S a 20°S e longitude de 40°W a 80°W. Eles observaram que a área em que o vento no JST é mais intenso foi na região compreendida pelas latitudes 20°-30°S.

Pezzi et al. (1996), também realizaram um trabalho sobre a climatologia da corrente de jato sobre a América do Sul para o período de 1985 a 1994. Foi observado que no trimestre de verão o JST desaparece prevalecendo a CJP ou extratropical, no trimestre de outono ela apresenta-se bem definida e em processo de intensificação chegando no trimestre de inverno em sua máxima intensidade na América do Sul e perdendo força durante o trimestre de primavera adquirindo curvatura anticiclônica em resposta ao aparecimento da Alta da Bolívia.

Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, estudos observacionais como realizados por Nobre et al.(1986), Severo (1994) e Severo et al. (1994), mostram que dentre os sistemas meteorológicos responsáveis por chuvas intensas, estão aqueles em que é sugerida uma interação entre o JST e sistemas frontais em baixos níveis. Palmén (1949) estudou esta

associação e segundo o autor a divergência e a convergência em altos níveis associada com ondas atmosféricas deveriam em geral ser mais pronunciada em regiões de ventos fortes.

2.2.2 Movimentos verticais na Corrente de Jato

É de grande interesse o estudo das circulações existentes nas correntes de jato, devido a sua relação com a atividade convectiva. A existência de uma corrente de jato garante que algum processo de ajuste dos campos da massa esteja ocorrendo na entrada e saída do NVM do jato, devido ao aumento ou diminuição de velocidade nestas regiões.

Riehl et al.(1952) ilustraram um modelo de circulação transversal (figura 2.6) nas vizinhanças da corrente de jato na alta troposfera. Beebe e Bates (1955) introduziram os efeitos de curvatura. Uma revisão sobre essa circulação vertical da corrente de jato foi feita por Reiter (1969), onde ele restabelece o interesse em sistemas de tempo que se desenvolvem nas vizinhanças do jato na alta troposfera. Outros modelos conceituais mostrando a existência de circulações transversais em torno da corrente de jato foram apresentados por Uccellini e Jonhson (1979), Mattocks e Bleck (1986).

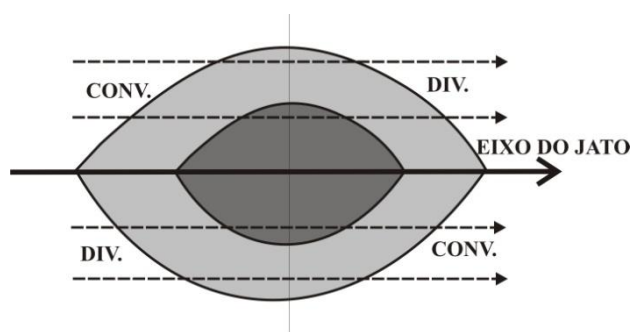


Figura 2.6 - Modelo conceitual da circulação transversal na entrada e saída da corrente de jato para o Hemisfério Norte, indicando as regiões de convergência e divergência em altos níveis. As linhas tracejadas indicam as linhas de corrente e as contínuas são isotacas.

Fonte: Adaptado de Beebe e Bates (1955).

Beebe e Bates (1955) sugeriram que uma corrente de jato com curvatura ciclônica teriam divergência e convergência mais pronunciadas no lado ciclônico (figura 2.7a). O oposto é verdadeiro para jatos com curvatura anticiclônica (figura 2.7b). Esse efeito de curvatura também foi estudado por Moore e Vanknowe (1992), onde eles utilizaram um modelo simples de duas camadas de equações primitivas e encontraram que a corrente de jato com ambas as curvaturas ciclônica e anticiclônica, é acompanhada por um padrão de duas células de movimento vertical, o qual é significativamente maior que o encontrado no padrão de quatro células na corrente de jato retilínea. E ainda observaram que a curvatura anticiclônica gera divergência a leste do eixo da crista e convergência à oeste (HS).

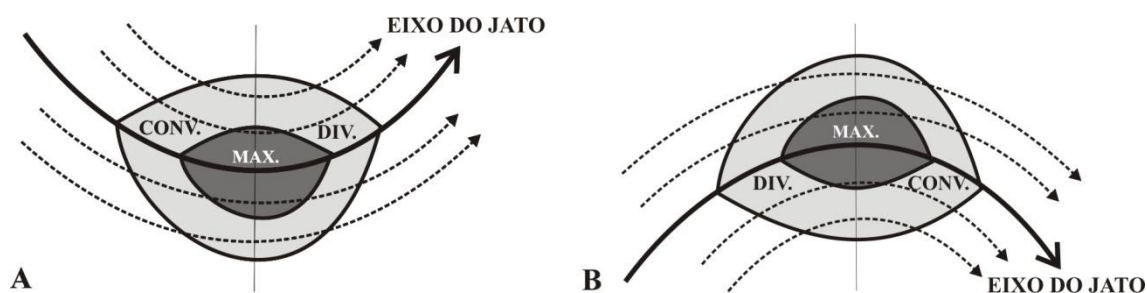


Figura 2.7 - Modelo conceitual da circulação transversal na entrada e saída da corrente de jato com curvatura ciclônica (a) e anticiclônica (b) para o Hemisfério Norte, indicando as regiões de convergência e divergência em altos níveis. As linhas tracejadas indicam as linhas de corrente e as contínuas são isotacas.

Fonte: Adaptado de Beebe e Bates (1955).

Através da figura 2.8 (a) podemos ver que na entrada da corrente de jato ocorre uma aceleração da parcela de ar implicando numa componente ageostrófica do vento negativa, sendo direcionada para menores alturas geopotenciais (em direção ao pólo). Na saída da corrente de jato ocorre o oposto, a parcela de ar desacelera implicando numa componente ageostrófica positiva, direcionada para maiores alturas geopotenciais (em direção ao equador). Assim na entrada da corrente de jato existe uma circulação térmica direta onde ascende ar quente no lado equatorial do jato e descende ar frio no lado polar (figura 2.8 b). Já na saída da corrente de jato a circulação térmica é indireta,

com ar frio ascendente no lado polar do jato e ar quente subsidente no lado equatorial (figura 2.8 c).

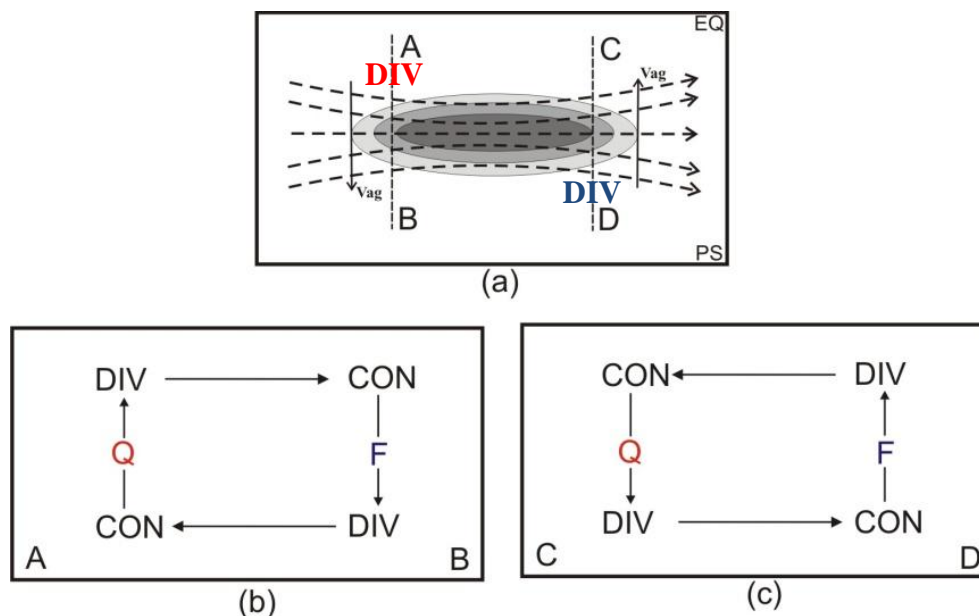


Figura 2.8 - (a) Padrão idealizado do movimento ageostrófico na entrada e saída da corrente de jato para o Hemisfério Sul; (b) Circulação transversal direta (entrada); (c) Circulação transversal indireta (saída).

Fonte: Adaptado de Guedes (1985).

Clapp e Winston (1951), estudando as correntes de jato no Hemisfério Norte, sugeriram que na região de confluência e aceleração da corrente de jato ocorrem mudanças de energia cinética provenientes do fornecimento de energia potencial e interna. Holopainem (1978) mostrou o mecanismo de circulação ageostrófica em termos de balanço de energia cinética. Segundo o autor o JST é mantido pelo balanço entre a geração de energia cinética, pela circulação ageostrófica, e pela divergência do fluxo de energia cinética. Mahlman (1973), estudando o balanço de energia cinética na corrente de jato polar revelou que a circulação transversal direta é provavelmente forte para manter a corrente de jato contra a dissipação, mas não o bastante para transportar uma grande quantidade de energia lateral.

2.2.3 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB)

Alguns estudos mostraram a existência de correntes de ventos fortes em altos níveis, entre o setor nordeste da Alta da Bolívia (AB) e o setor sudoeste do VCAN (possivelmente associado ao jato subtropical), que contribuem para manutenção do vórtice (RAMIREZ, 1996). Virji (1981) também observou que os ventos com componente sul entre a AB e o Cavado em Altos Níveis (CAN) podem alcançar velocidades superiores a 20 m.s^{-1} .

Gomes (2003) estudou estas correntes de ar forte em altos níveis próximo ao nordeste brasileiro, onde em alguns casos atingiram a velocidade de 50 m.s^{-1} no período de inverno. Em alguns casos durante o verão, o autor observou a ligação das correntes de jato dos hemisférios Sul e Norte, esta ligação contribuiu para a formação do VCAN. Quando a CJNEB esteve associada ao VCAN reprimiu seus movimentos ascendentes na periferia oeste do vórtice formando movimentos subsidentes fracos.

Células de circulação, criadas pela CJNEB e pelos ventos Alísios, foram responsáveis pela formação de movimentos ascendentes que contribuíram para formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) a leste do Estado de Alagoas (FEDOROVA et al. 2005). Outros sistemas sinóticos mostraram ligações segundo Campos e Fedorova (2006): VCAN's no Hemisfério Sul (continente e oceano), VCAN do Hemisfério Norte, Vórtices de Médios Níveis e Corrente de Jato de Baixos Níveis. Alguns destes sistemas sofreram mudança na estrutura devido às circulações transversais da CJNEB. Um exemplo de CJNEB pode ser visto na figura 2.9.

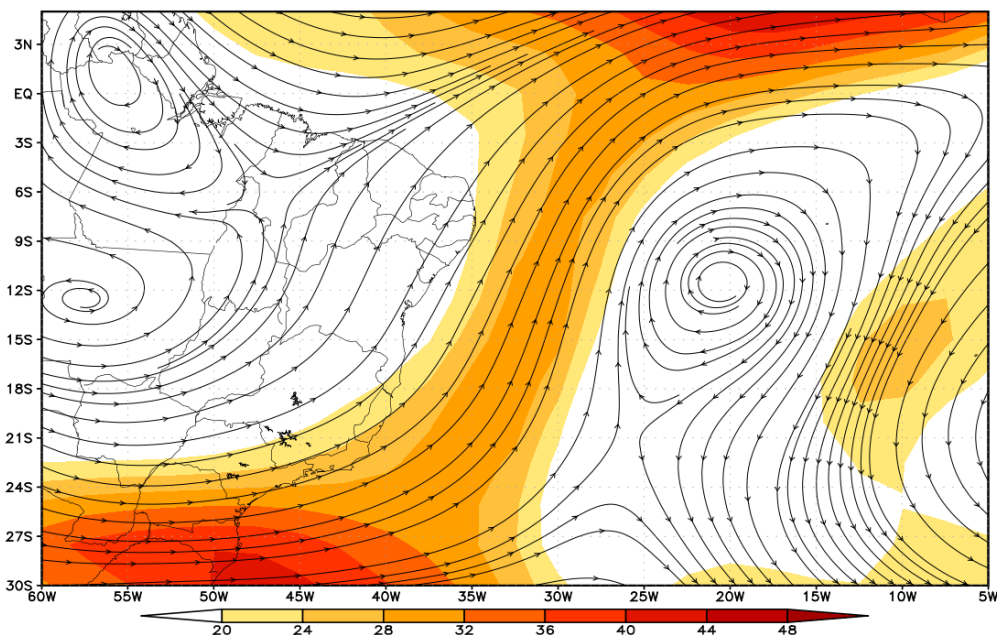


Figura 2.9 - Linhas de correntes e magnitude (colorido) em 200 hPa no dia 21/01/1992, mostrando a CJNEB a leste do Nordeste Brasileiro. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

2.3 El Niño Oscilação Sul (ENOS)

Um regime oscilatório de grande escala chamado de Oscilação Sul (OS) foi definido por Walker (1923, 1924, 1928) e Walker e Bliss (1930, 1932, 1937). Usando as relações em fase e fora de fase da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) eles definiram que este regime oscilatório de grande escala, é caracterizado por um balanço leste-oeste de anomalia de PNMM entre o oceano Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália). Já o aquecimento e resfriamento anormal das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico equatorial central e leste é chamado de El Niño e La Niña, respectivamente (RASMUSSON e CARPENTER, 1982).

Bjerknes (1966, 1969) foi o primeiro a propor uma conexão entre o El Niño e a OS e assim tem sido considerado como um fenômeno interanual que envolve interações oceânicas e atmosféricas associadas com a circulação de Walker no Pacífico.

Atualmente, os trabalhos se referem ao fenômeno acoplado oceânico/atmosférico ENOS, como um evento global de grande escala.

O fenômeno ENOS pode ser quantificado (intensidade e fase) pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que representa a diferença de anomalia de PNMM entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália). Esse índice está relacionado com as mudanças na circulação atmosférica nos baixos níveis da atmosfera, em consequência do aquecimento ou resfriamento das águas superficiais na região. Valores negativos (positivos) do IOS são indicadores da fase negativa (positiva) do ENOS com a ocorrência de El Niño (La Niña). As condições oceânicas e atmosféricas geralmente oscilam entre estas duas fases extremas (PHILANDER, 1990).

Mudanças na circulação atmosférica provocadas pelo fenômeno ENOS são responsáveis pela variabilidade da precipitação na América do Sul. No NEB a diminuição da precipitação durante a estação chuvosa durante períodos de 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 Atlântico Tropical e a área continental do NEB (HASTENRATH, 1976; KOUSKY et al., 1984; KAYANO et al., 1988; RAO e HADA, 1990).

Outros efeitos em resposta ao ENOS podem ser vistos na região sul e sudeste do Brasil onde há uma tendência de ocorrer precipitação acima do normal. Kousky e Cavalcanti (1984) argumentaram que o aumento na precipitação da Região Sul do Brasil durante o ENOS se deve em parte ao JST sobre o Oceano Pacífico. O JST se caracteriza pela presença de ventos mais intensos, sendo muitas vezes responsáveis pelo desenvolvimento ou intensificação de sistemas convectivos que estejam nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Podendo também favorecer a formação de uma situação de bloqueio, impedindo o deslocamento de sistemas frontais, fazendo com que permaneçam estacionados sobre a região provocando aumento da precipitação.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados utilizados foram as reanálises do *National Centers for Environmental Prediction – National Centers for Atmosphere Research* (NCEP/NCAR), para o período entre 1988 a 2000, estes dados estão disponíveis no site <http://www.cdc.noaa.gov/>. Este conjunto de dados tem resolução horizontal de 2,5° de longitude e 2,5° de latitude e 17 níveis isobáricos na vertical, entre 1000 hPa e 10 hPa. As variáveis utilizadas foram as componentes zonal (u) e meridional do vento (v) em m.s^{-1} , movimento vertical (ω) em Pa.s^{-1} , Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa e Temperatura (T) em kelvin, além de Vorticidade em 200 hPa (s^{-1}) derivada das componentes zonal e meridional do vento, para quatro horários diários (00, 06, 12 e 18 UTC). Maiores detalhes sobre este conjunto de dados são encontrados em Kalnay et al. (1996).

Os dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} estão dispostos numa resolução horizontal de 2,5° de latitude e 2,5° de longitude, fornecida pela (NOAA/OAR/ESRL PSD), Boulder, Colorado, E.U.A., a partir de seu site no <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Esses dados são obtidos diretamente das informações coletadas pelos satélites de órbita polar NOAA e passam por uma etapa de análise, de consistência e de interpolação espacial. Maiores informações em Liebmann e Smith (1996).

Para identificação da nebulosidade foram usadas imagens no canal espectral infravermelho (IR) e vapor d'água (WV) dos satélites METEOSAT disponíveis de acordo com o período (tabela 3.1), para quatro horários diários (00, 06, 12, 18 UTC). Essas imagens estão disponíveis na internet, pelo site <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>.

Tabela 3.1 - Informações sobre disponibilidade de dados e geração dos satélites METEOSAT.

Satélite	Localização Primária	Período de registro disponível	Bandas disponíveis
METEOSAT -2	0°	31/08/1983 – 24/08/1988	Visível, WV e IR
METEOSAT -3	0°	24/08/1988 – 19/06/1989	Visível, WV e IR
METEOSAT -4	0°	19/06/1989 – 04/02/1994	Visível, WV e IR
METEOSAT -5	0°	01/01/1994 – 01/02/1997	Visível, WV e IR
METEOSAT -6	0°	13/02/1997 – 20/01/2000	Visível, WV e IR
METEOSAT -7	0°	31/05/1998 – Atual	Visível, WV e IR

Fonte: GIBBS/NOAA.

3.2 Metodologia

3.2.1 Escolha do período

Os eventos de ENOS (El Niño Oscilação Sul) foram determinados de acordo com o Índice Oceânico Niño (ONI – Oceanic Niño Index), calculado pelo CPC/NOAA (Anexo A). Trata-se de uma média móvel de três meses de anomalias de TSM para a região Niño 3.4 do Pacífico Central (5°N-5°S e 120°-170°W). Eventos “quentes”(“frios”), indicando a ocorrência de El Niño (La Niña), são definidos quando ocorre uma anomalia positiva (negativa) em 0,5°C durante pelo menos cinco meses consecutivos. Estes eventos ainda podem ser subdivididos em intensidade: Eventos fracos, com anomalias entre 0,5 e 0,9°C, moderados, de 1,0 a 1,4°C, e fortes, maiores que 1,4°C (NOAA,2006). Assim os períodos foram escolhidos de modo que todos tivessem a mesma duração, e os mesmos meses, afim de não prejudicar as comparações (tabela 3.2).

Tabela 3.2 - Períodos de estudo de acordo com a fase do ENOS baseado no Oceanic Niño Index (ONI).

FASE (ENOS)	PERÍODO	INTENSIDADE
EL NIÑO	JUL/91 - MAR/92	Forte
	JUL/94 - MAR/95	Moderado
	JUL/97 - MAR/98	Forte
LA NIÑA	JUL/88 - MAR/89	Forte
	JUL/98 - MAR/99	Moderado
	JUL/99 - MAR/00	Moderado
NEUTRO	JUL/89 - MAR/90	-
	JUL/90 - MAR/91	-
	JUL/96 - MAR/97	-

3.2.2 Identificação dos VCAN's

A identificação do VCAN pode ser feita através de métodos subjetivos, um deles é através de Imagem de Satélite no canal espectral infravermelho, usado em estudos feitos por Kousky e Gan (1981) e Ramirez (1997). Esses métodos apresentam dificuldade para identificar aqueles sistemas que não apresentam nebulosidade associada (denominado VCAN's secos). Nesses casos é possível utilizar, quando disponível, imagens de satélite no canal do vapor d'água. A vantagem do uso destas imagens neste canal é que as regiões mais secas (tonalidade escura) ou mais úmidas (tonalidade clara) ao redor do centro do sistema podem ser vistas perfeitamente, favorecendo a identificação de sistemas que não estão associados à nebulosidade (VCAN seco).

Outro método subjetivo de identificação do VCAN é feita através das linhas de corrente e vortacidade no nível de 200 hPa. Esse método define o início do VCAN a partir do aparecimento de circulação ciclônica fechada, e o término com o desaparecimento desta circulação, restando apenas um cavado (RAMIREZ, 1997).

Coutinho (2008) comparou esses métodos subjetivos entre os anos de 2002-2006, e identificou um total de 118 VCAN's num total de 539 dias através da análise de imagens de satélite, enquanto que o método de identificação através de linhas de corrente e vorticidade, identificou 135 VCAN's e 567 dias de atuação.

Assim nesse estudo optou-se por utilizar o método subjetivo de identificação através de composições de linhas de corrente e vorticidade em 200 hPa durante os anos de 1988 – 2000. O VCAN foi selecionado a partir do dia em que apresentou uma região de circulação ciclônica fechada ao longo de pelo menos um dia, e o seu término ao fim da circulação ciclônica fechada.

Os VCAN's que em algum momento do ciclo de vida, estiveram posicionados na região compreendida pelo NEB e oceano Atlântico adjacente (figura 3.1), foram selecionados para o estudo. Entende-se como a posição do VCAN a região do seu centro, obtido através das coordenadas geográficas do centro da circulação do vórtice em cada dia de atuação.

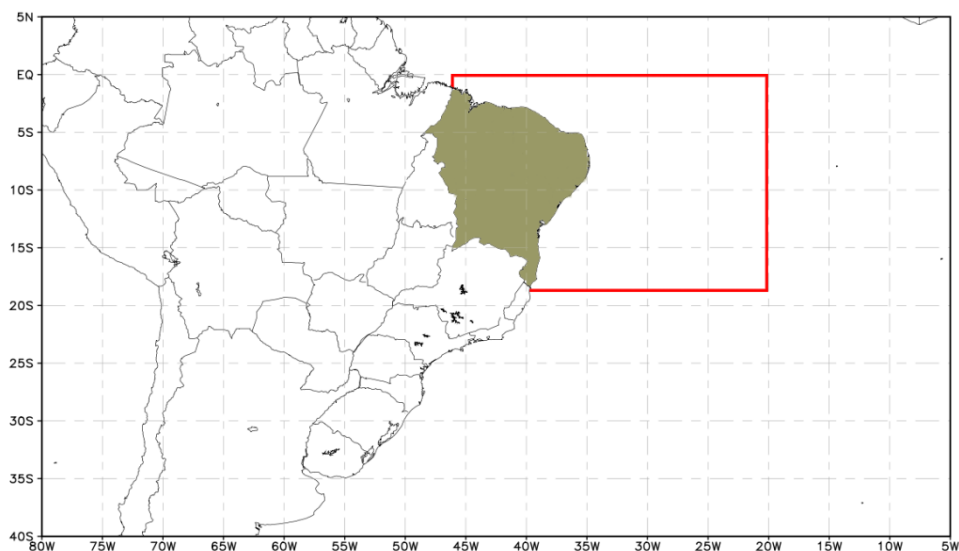


Figura 3.1 - Localização da área de seleção dos VCAN's, indicando o NEB e o oceano Atlântico adjacente considerado.

3.2.3 Identificação da CJNEB

Para identificação da CJNEB, após a seleção dos casos de VCAN's, foram utilizados composições de linhas de correntes e magnitude do vento em 200 hPa, derivados dos dados de reanálise do NCEP – NCAR, através das componentes zonal (u) e meridional (v).

Segundo Fedorova (2001), as correntes de jato são definidas como ventos na alta troposfera, superiores a 30 m.s^{-1} . Virji (1981) observou ventos fortes superiores a 20 m.s^{-1} na periferia dos VCAN's. Com o intuito de analisar a influência na estrutura do VCAN de ventos menos intensos que aqueles definidos como limiar para uma corrente de jato, foram selecionados os casos levando em conta a intensidade dos ventos superiores a 20 m.s^{-1} na periferia do VCAN, e de acordo com esse limiar defini-se a CJNEB.

3.2.4 Padrões de Circulação

Para definir os padrões de circulação, foram usados apenas os dias em que a CJNEB esteve posicionada sobre o NEB, assim foram agrupados de acordo com a direção da CJNEB sobre o NEB e com similaridade na circulação em 200 hPa. Nos casos meridionais foram agrupados as CJNEB de sul e sudoeste, as zonais de oeste e as transversais de sudeste e noroeste.

Para criar as composições médias de linhas de corrente, magnitude do vento, omega, Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), assim como as secções verticais, foram usados as médias diárias dos dados de reanálise do NCEP-NCAR. Após o agrupamento dos casos foi feita a média entre eles. Em casos que apresentavam dias corridos, primeiramente foi feito a média destes dias, para depois fazer a média do caso inteiro, como exemplifica a equação 3.1. O script usado para fazer estas composições pode ser visualizado no Anexo B.

$$\bar{M} = \frac{\left(\left(\frac{Dia1+Dia2+Dia3+Dia4}{4} \right) + Dia\ 10 \right)}{2} \quad (3.1)$$

Como se sabe, ROLE é a radiação emitida pela Terra em direção ao espaço. Assim, dependendo de sua magnitude pode-se saber a temperatura do corpo que emitiu determinada radiação. Uma das características das nuvens convectivas é possuírem topos relativamente altos e frios. Assim, associam-se baixos valores de ROLE as nuvens convectivas, numa boa aproximação. Então para determinar a atividade convectiva, determinou-se a composição média em cada padrão descrito acima, usando apenas valores de ROLE inferiores a 240 W.m^{-2} , por representarem nebulosidade convectiva nos trópicos (KOUSKY, 1985).

3.2.5 Estudo de casos

Para o estudo do comportamento dos movimentos ascendentes associados ao VCAN em casos associados à CJNEB, foram selecionados três casos distintos. Através dos campos de linhas de corrente em 200 hPa, foram selecionados os casos que apresentaram CJNEB mais intensa, e que representassem os padrões de CJNEB encontrados, e juntamente com as imagens de satélite, verificou-se a atividade convectiva associada ao sistema VCAN-CJNEB.

As composições no estudo de caso, apresentam os campos de linhas de corrente e magnitude do vento em 200 hPa, juntamente com movimento vertical (ω) em 500 hPa. A magnitude dos ventos acima de 50 m.s^{-1} apresenta sombreamento diferente, para melhor identificar mudanças de intensidade no núcleo das correntes de jato.

3.2.6 Softwares utilizados

Todas as composições de linhas de corrente, magnitude do vento, vorticidade, ômega, ROLE, foram gerados com o pacote gráfico *Grid Analysis and Display System* (GrADS) (DOTY, 1992). Esse software foi desenvolvido pelo *Center for Ocean Land Atmosphere Interaction* (COLA) e está disponibilizado na homepage <http://grads.iges.org>.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN)

Na tabela 4.1 são mostrados os resultados referentes á todos os VCAN's selecionados segundo os critérios discutidos no Capítulo 3. Durante os 9 anos de estudo foram selecionados 167 VCAN's, onde em anos neutros ocorreram cerca de 34,1 % dos casos. A partir destes resultados notou-se um discreto aumento em anos de El Niño (\uparrow 3,0%), assim como uma discreta diminuição em anos de La Niña (\downarrow 5,3%). Estes resultados estão de acordo com Ramirez (1996), onde o autor relata que não há uma grande variabilidade na quantidade de VCAN's em anos de El Niño e La Niña. Em relação aos dias em que ocorreram os VCAN's (tabela 4.1), os resultados acompanham o número de ocorrências, assim em relação aos anos neutros há um aumento no número de dias em anos de El Niño (\uparrow 3,2%), e uma diminuição de dias em anos de La Niña (\downarrow 4,6%). Isto significa que a duração média dos VCAN's é praticamente a mesma independente do período.

Tabela 4.1 - Ocorrências de VCAN na área de estudo e o número de dias, relacionados com os períodos de El Niño, La Niña e neutros. A porcentagem relaciona o número de casos (n) em cada período com o total (Σ).

	Casos		Dias	
	n	%	n	%
EL NIÑO	62	37,1	347	37,0
LA NIÑA	48	28,8	274	29,2
NEUTRO	57	34,1	317	33,8
Σ	167		938	

A figura 4.1 apresenta a distribuição mensal dos VCAN's presentes na área de estudo. Observa-se que em anos de El Niño os VCAN's começaram a se formar já em julho, atingindo sua máxima frequência nos meses de dezembro, fevereiro e março, esses meses apresentaram 11 casos cada, o que representa uma média de 3,6 casos por ano. No período neutro os VCAN's começaram a se formar mais tarde, a partir de setembro, e alcançando a média de 4 VCAN's por ano no mês de dezembro. Em anos de La Niña os VCAN's começaram a se formar no mês de agosto, alcançando sua maior frequência nos meses de janeiro e fevereiro com 11 e 10 casos, respectivamente. A queda de casos em anos de La Niña observados anteriormente na tabela 4.1, se dá principalmente nos meses de setembro, outubro, novembro e dezembro. Estes resultados mostram que independente do período a maior frequência de VCAN's no NEB é nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, confirmando os resultados de Gan (1982) e Ramirez (1996).

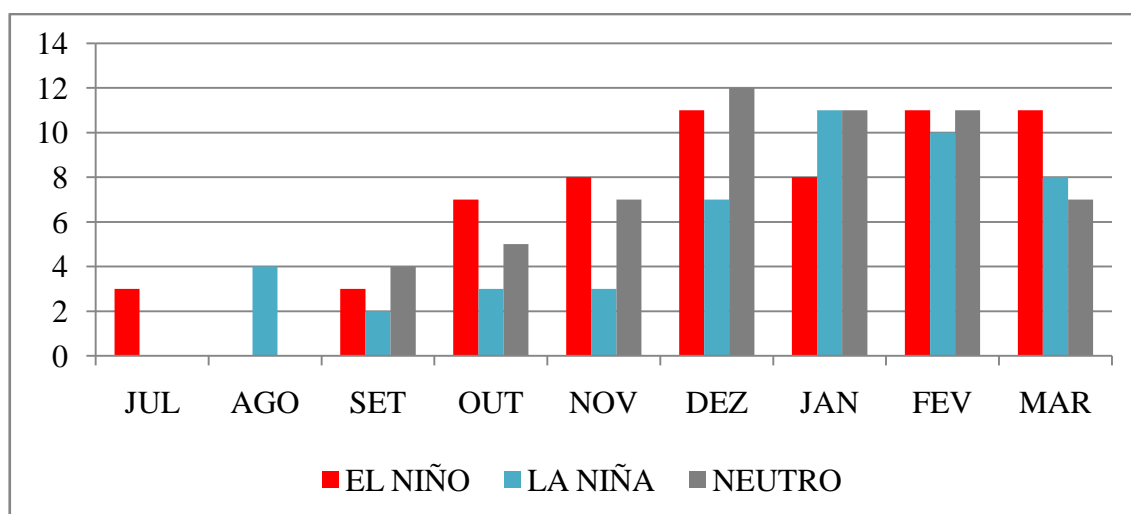


Figura 4.1 - Distribuição mensal dos casos de VCAN que se formaram no NEB e oceano Atlântico Tropical Sul.

O tempo de vida de um VCAN varia dependendo da estação do ano e do mês. Eles possuem tempo de vida maior no verão e menor na primavera e inverno (RAMIREZ, 1996). Na tabela 4.2 é apresentado o tempo de vida médio, onde em anos de El Niño, durante os meses de janeiro e fevereiro os VCAN's em média são mais duradouros, mesmo resultado visto para anos neutros. Em anos de La Niña, apesar de ocorrerem menos VCAN's no verão, eles tem um tempo de vida maior, principalmente em dezembro e janeiro. Visto individualmente os VCAN's apresentaram duração de até 27 dias em um ano de El Niño e 26 dias em ano neutro.

Tabela 4.2 - Tempo de vida médio (dias) dos VCAN's durante os anos de El Niño, La Niña e neutros.

	TEMPO DE VIDA									
	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	\bar{M}
EL NIÑO	2,7	0,0	4,0	3,7	5,3	6,1	7,8	7,6	4,1	5,2
LA NIÑA	0,0	1,8	1,0	3,0	2,3	8,1	8,3	6,2	4,9	4,4
NEUTRO	0,0	0,0	2,3	3,0	5,4	3,8	7,8	7,1	6,3	5,1
\bar{M}	2,7	1,8	2,4	3,2	4,3	6,0	7,9	7,0	5,1	

Em relação à origem dos VCAN's que chegam ao NEB, eles podem se formar sobre regiões oceânicas (Atlântico Sul) ou sobre o continente, grande parte destes sobre o NEB. A maioria (68,2%) teve como origem o oceano e apenas 31,7% sobre o continente. Analisando os casos de acordo com os episódios de ENOS, os anos de La Niña tiveram mais VCAN's originados no oceano (72,9%), em anos neutros e em anos de El Niño, os VCAN's originados sobre o oceano representaram 68,4% e 64,5%, respectivamente. Observa-se que os VCAN's que passaram sobre o NEB, de origem continental, apenas 17% deles tiveram sua gênese fora do NEB. Estes resultados se aproximam dos apresentados por Ramirez (1996), onde 85% dos VCAN's foram originados no oceano, e podem ser visualizados na figura 4.2

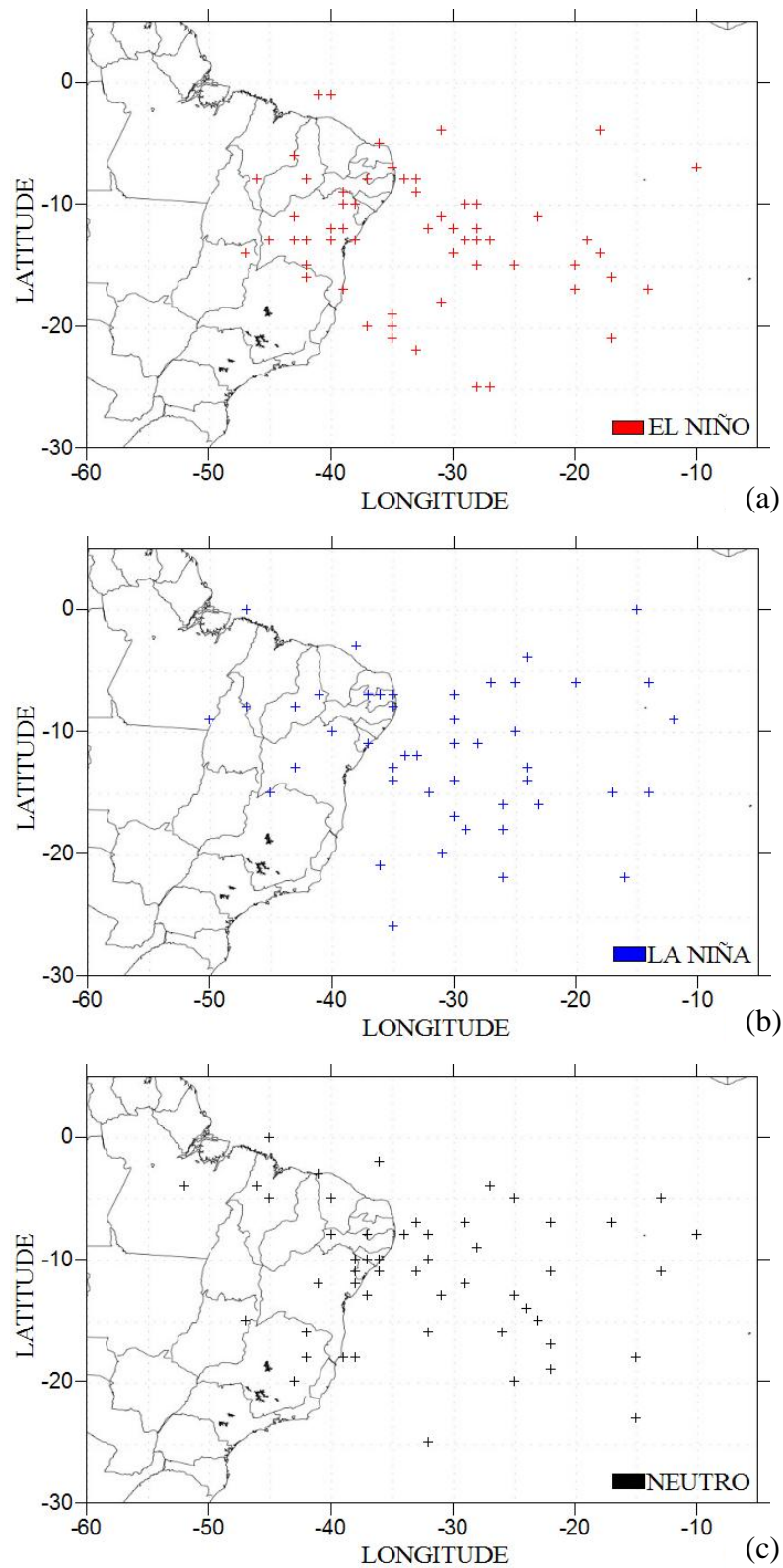


Figura 4.2 - Posição do centro dos VCAN's que passaram pelo NEB no momento de sua gênese em ano de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).

4.2 Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB) associado à VCAN

Nesta seção será discutida a relação entre a CJNEB e VCAN sobre e próximo ao NEB, durante 9 anos divididos em períodos de El Niño, La Niña e Neutros. As correntes de jato foram selecionadas de acordo com a metodologia descrita no capítulo 3, em dias que ocorreram VCAN's na área delimitada para o estudo.

A tabela 4.3 mostra novamente os casos e os dias de VCAN que passaram sobre ou próximo ao NEB, juntamente com os dados relativos a ocorrência de VCAN e CJNEB. No total foram observados 167 VCAN's e destes, 90 casos estavam associados a fortes correntes em sua periferia (CJNEB), ou seja, mais da metade dos casos (53,9 %). Em número de dias, essa razão cai para 31,4 % devido que, a CJNEB raramente tem a mesma duração do VCAN, principalmente em casos em que o VCAN tem um período longo de vida. Fazendo uma análise de acordo com o período de ENOS, os anos de El Niño foram os que mais apresentaram casos de CJNEB associados à VCAN (66,1%) e foram observados em 41,2 % dos dias com VCAN nesse período. Ao contrário do que foi observado em anos de El Niño, no período de La Niña, a CJNEB esteve associada em 45,8% dos casos e 21,2% dos dias que ocorreram VCAN. No período Neutro o número de casos e dias esteve entre os de El Niño e La Niña com 47,4% e 29,7% respectivamente. Em comparação aos anos Neutros, nota-se que em anos de El Niño, o aumento de casos de VCAN foi de apenas ($\uparrow 3,0\%$) e o aumento nos casos de VCAN-CJNEB foi bem maior ($\uparrow 15,5\%$). Em anos de La Niña houve uma diminuição nos casos de VCAN ($\downarrow 5,3\%$), que foi similar a diminuição de casos de VCAN-CJNEB ($\downarrow 5,6\%$).

Tabela 4.3 - Total de ocorrências de VCAN-CJNEB e o número de dias, relacionados com os períodos de El Niño, La Niña e Neutros. Os números entre parênteses correspondem aos totais de VCAN's. A porcentagem relaciona o número de casos (*n*) e dias (*n*) com CJNEB em cada período, com o total de VCAN's.

	Casos		Dias	
	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%
EL NIÑO	41 (62)	66,1	143 (347)	41,2
LA NIÑA	22 (48)	45,8	58 (274)	21,2
NEUTRO	27 (57)	47,4	94 (317)	29,7
Σ	90 (167)	53,9	295 (938)	31,4

Através da tabela 4.4 e possível observar que independente do período, há um aumento de casos de VCAN-CJNEB à medida que se aproxima dos meses de verão, esse período coincide com os meses que os VCAN's são mais profundos, podendo chegar ao nível de 500 hPa segundo Ramirez (1996). Esse aumento ocorre principalmente a partir de novembro atingindo a máxima frequência no mês de dezembro em anos de El Niño. Em anos de La Niña o mês de janeiro foi o que apresentou o maior número de casos. Já no período neutro não há um grande crescimento nos casos, os meses de máxima frequência foram dezembro e janeiro. O aparecimento de CJNEB associado à VCAN foi observado a partir do mês de setembro para períodos de El Niño e Neutro, e outubro para La Niña.

Tabela 4.4 - Distribuição mensal dos casos de VCAN-CJNEB. Os números entre parênteses correspondem aos totais de VCAN's.

	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR
EL NIÑO	0 (3)	0 (0)	2 (3)	3 (7)	7 (8)	9 (11)	4 (8)	9 (11)	7 (11)
LA NIÑA	0 (0)	0 (4)	0 (2)	3 (3)	3 (3)	5 (7)	8 (11)	4 (11)	1 (8)
NEUTRO	0 (0)	0 (0)	1 (4)	1 (5)	4 (7)	6 (12)	6 (11)	5 (11)	4 (7)

Analisando mensalmente a razão entre os dias de VCAN e VCAN-CJNEB (figura 4.3), nota-se que em anos de El Niño a razão é maior durante a maioria dos meses, com exceção do mês de novembro onde mais de 80% dos dias que houve VCAN em anos de La Niña, a CJNEB esteve associada. Nos demais meses a duração da CJNEB em relação à duração dos VCAN's foi maior e crescendo ao longo dos meses desde setembro até março. Nos anos neutros o mês de novembro é o que a razão foi maior (40%). Estes resultados mostram que em anos de El Niño além de mais casos de VCAN, e mais casos de CJNEB associados, as correntes também são mais persistentes durante o tempo de vida do VCAN.

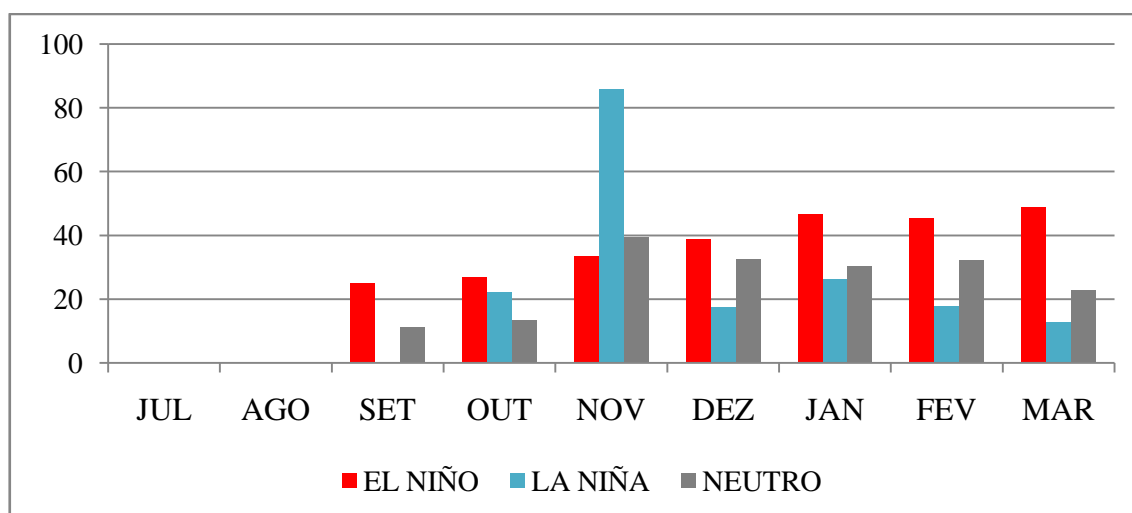


Figura 4.3 - Distribuição mensal da razão (%) entre dias VCAN e dias de VCAN-CJNEB.

A velocidade do Núcleo de Ventos Máximos (NVM) da CJNEB, também chamado de “Jet Streak” é mostrada na figura 4.4, onde se pode observar que em anos de El Niño a maior parte das correntes tiveram a velocidade do NVM de 28 m.s^{-1} , também nesse período foi que ocorreu a maior parte de correntes acima de 28 m.s^{-1} . Em anos de La Niña as correntes foram mais fracas, em sua maior parte seu NVM não passou de 24 m.s^{-1} . Neste período não foi observado correntes com velocidades superiores a 32 m.s^{-1} . No período Neutro as correntes com velocidade abaixo de 28 m.s^{-1} foram as mais observadas, em contrapartida, a maioria dos casos de correntes acima de 32 m.s^{-1}

aconteceram neste período. Estes resultados coincidem com o período (El Niño) em que a Corrente de Jato Subtropical, na América do Sul, esta mais intensa (ARKIN, 1982; KOUSKY et al., 1984; CRUZ, 1998), demonstrando uma possível ligação com a CJNEB.

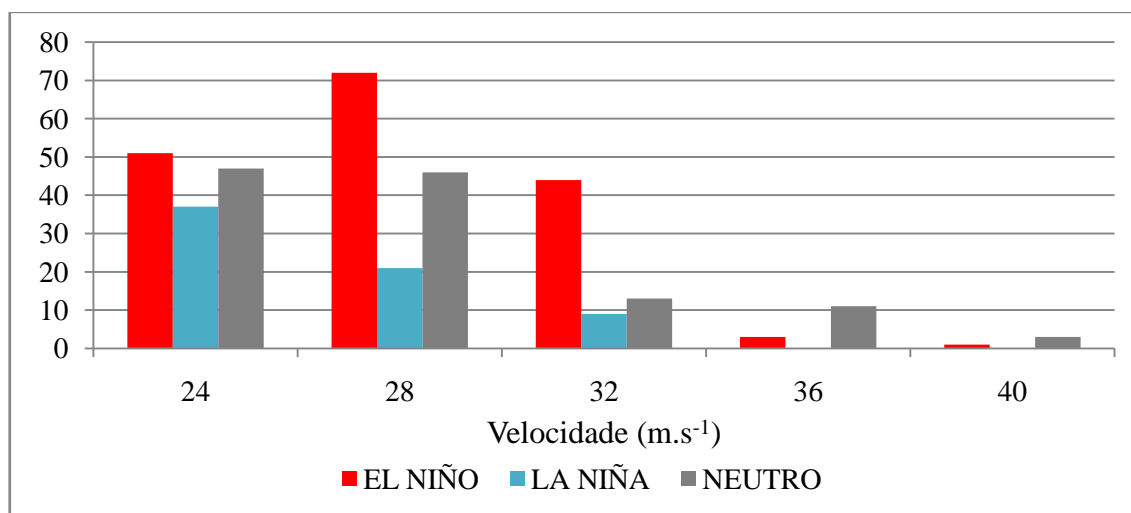


Figura 4.4 - Frequência das velocidades observadas no Núcleo de Velocidade Máxima da CJNEB, em m.s⁻¹. A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.

A direção predominante do eixo da CJNEB (figura 4.5), depende muito do período de ENOS. As correntes mais observadas foram de sul (S), sudeste (SE), noroeste (NW) e oeste (W). Em anos de El Niño as correntes mais observadas foram de NW e W, mas também houve numerosos casos de correntes de S e SE. Ao contrário, em anos de La Niña houve uma predominância de correntes de S e SE. Em anos neutros, igualmente aos anos de La Niña, as correntes mais observadas são de S, SE e também NW. Em nenhum momento foi observado correntes de nordeste (NE) e leste (E), isto se deve a estas correntes fluírem contra o escoamento predominante em altos níveis que é de oeste, e ao eixo dos VCAN's que sobre o NEB, somente inclinaram-se para oeste como pode ser visto na figura 4.6.

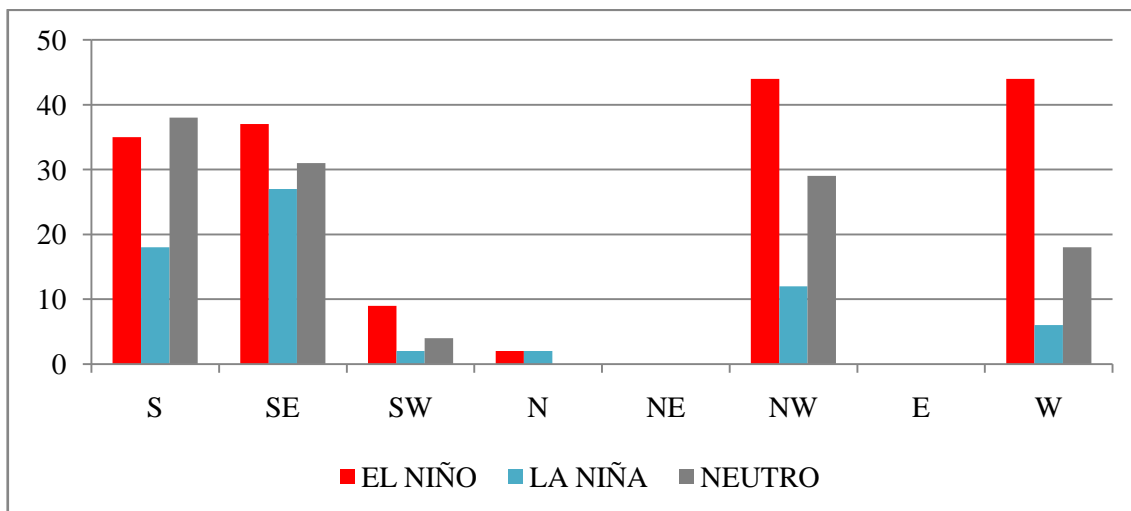


Figura 4.5 - Frequência das direções do eixo observados da CJNEB. A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.

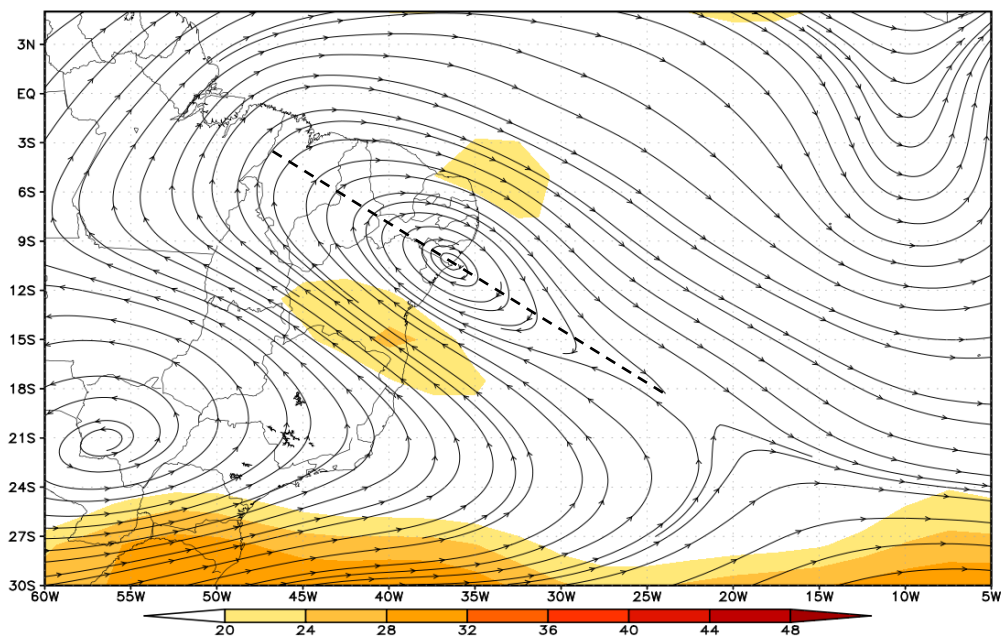


Figura 4.6 - Linhas de correntes e magnitude (sombreado) em 200 hPa no dia 4/01/1992, mostrando o eixo do VCAN inclinado para oeste.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

4.3 Padrões de circulação da CJNEB

Após analisar a CJNEB associada aos VCAN's, observou-se que além de direções diferentes, existiam também padrões bem distintos de circulação em altos níveis, que determinavam a direção da CJNEB. Assim os casos similares foram agrupados determinando três tipos de padrões para os casos de VCAN-CJNEB: Meridional, Zonal e Transversal.

4.3.1 CJNEB Meridional

Esta corrente de jato é apresentada na figura 4.7, aparecendo num padrão de circulação clássico do verão austral, onde a Alta da Bolívia (AB), com sua circulação anticiclônica bem definida, esteve centrada ao norte de sua posição climatológica para o verão, em 14°S e 61°W , estendendo sua crista ao longo do continente até o oceano Atlântico. A circulação ciclônica associada ao VCAN encontra-se a leste do NEB, com a região de difluência entre a AB e o VCAN ao longo de 5°S . A posição do VCAN é determinante para que a CJNEB Meridional esteja posicionada sobre o NEB, como foi observado em alguns casos em que o VCAN esteve posicionado sobre o NEB, esta corrente não se formou devido a proximidade com a AB, onde o eixo do VCAN se inclina para oeste. A CJNEB Meridional forma-se sempre no setor oeste da periferia do VCAN, por isso a necessidade do VCAN estar posicionado na costa leste do NEB ou sobre o oceano adjacente para essa corrente se formar. Outra característica importante é a inclinação do eixo do VCAN, que deve se manter o mais meridional possível, o que mantém o setor oeste do VCAN com ventos de sul e sudoeste sobre o NEB.

A corrente de Jato Subtropical do Hemisfério Sul (JSTHS) esteve enfraquecida sobre o continente e com um fluxo bem zonal, com seu núcleo máximo de vento centrado entre 35°S e 45°S . Já o Jato Subtropical do Hemisfério Norte (JSTHN), com seu núcleo de velocidade máxima centrado em 15°N , sobre o oceano Atlântico Tropical Norte, é observado entrando no continente africano sobre a região entre o norte da África e a África ocidental. Essa posição do JSTHN sobre o oceano parece ser uma condição

determinante para ocorrer VCAN-CJNEB Meridional. Em alguns casos houve a ligação entre as correntes de jato subtropicais do Hemisfério Sul e Norte através da CJNEB Meridional.

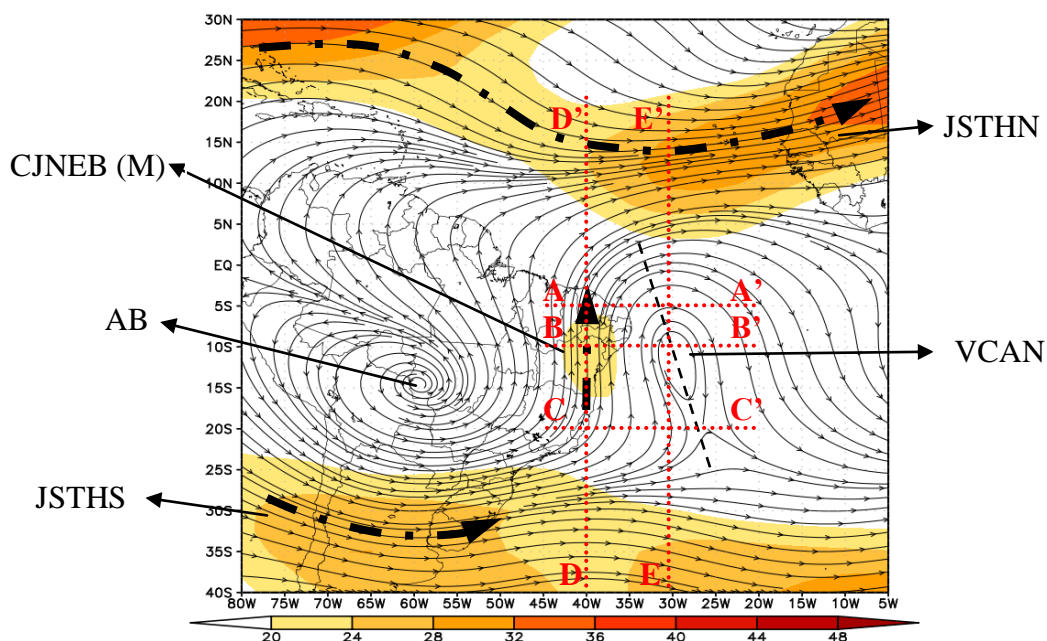


Figura 4.7 - Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 200 hPa dos casos de CJNEB Meridional. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato, e a linha tracejada, o eixo do VCAN. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

A figura 4.8 (a,b,c) mostram as seções verticais das linhas de correntes, velocidade do vento e velocidade vertical (ω), nas regiões de entrada, saída e sobre a CJNEB Meridional. As seções mostram a localização do núcleo da corrente entre os níveis de 200 e 100 hPa, e o fluxo meridional de sul associado à CJNEB se estende desde 100 hPa até aproximadamente 400 hPa, acompanhando a circulação do VCAN que apresenta a mesma profundidade, com seu eixo inclinando para noroeste com a altura (figuras 4.8b, 4.9b). Na região de saída e sobre a CJNEB (figura 4.8a,b), abaixo de 500 hPa, é possível observar que o fluxo de leste é predominante até a superfície, este fluxo

esta associado ao anticiclone subtropical do Atlântico sul, favorecendo o transporte de umidade do oceano para o continente.

Notam-se nas seções verticais através da velocidade vertical (ω), movimentos ascendentes desde a superfície até o nível da CJNEB, com exceção da região de entrada da corrente de jato, onde os movimentos ascendentes começam acima de 900 hPa (figura 4.8c). Os movimentos ascendentes foram observados ao longo do setor oeste da CJNEB, apresentando um desvio para oeste desde a superfície (figura 4.8a,b), esse vento vertical apresentou velocidades de até $-0,12 \text{ Pa.s}^{-1}$. Os movimentos descendentes característicos no centro dos VCAN's não foram observados na média.

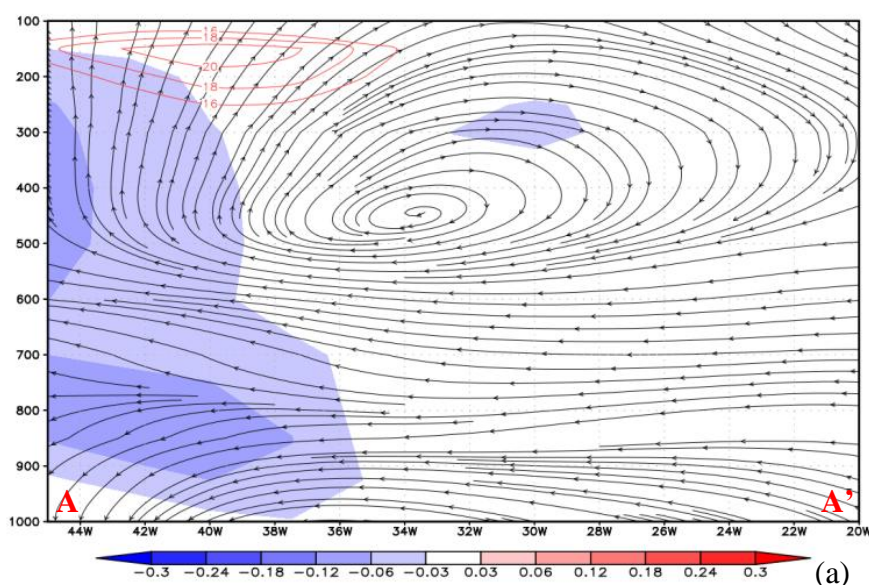


Figura 4.8 - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das latitudes 5°S (a), 10°S (b) e 20°S (c), indicados na figura 4.7. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente.

Fonte de dados: NCEP/NCAR. (continua)

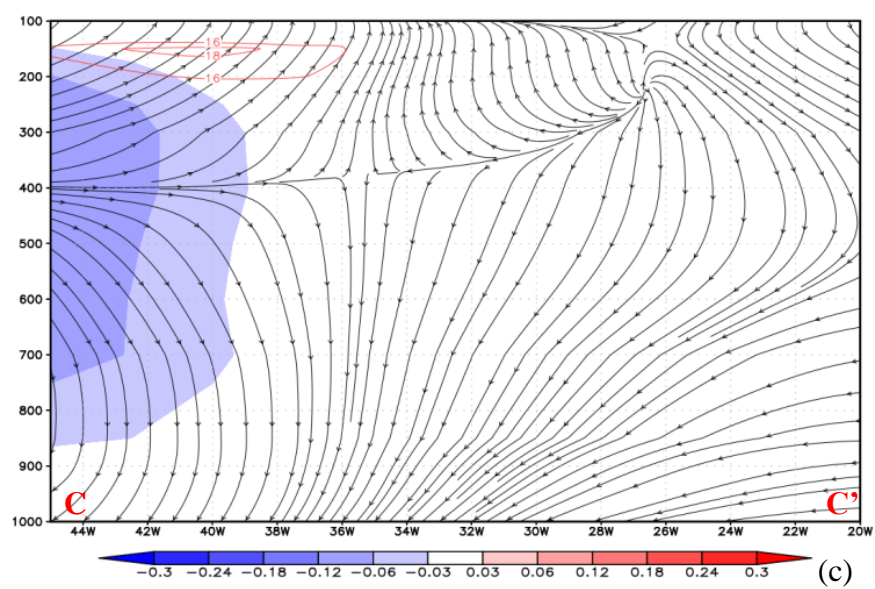
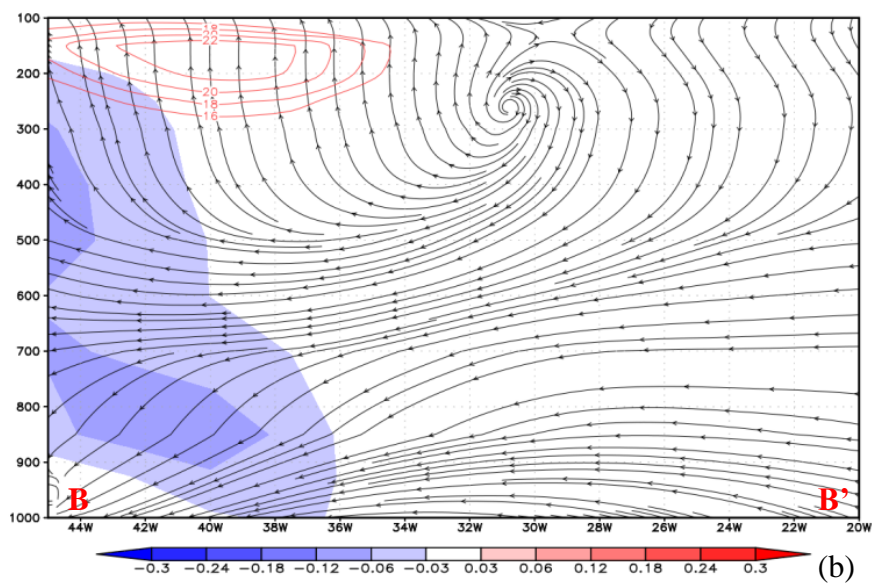


Figura 4.8 - Conclusão

A figura 4.9 (a,b), mostra o corte vertical meridional sobre o eixo da CJNEB, sobre o eixo do VCAN, e através das correntes de jato subtropicais do Hemisfério Sul e Norte, onde são observados movimentos verticais ascendentes entre o lado equatorial do JSTHS e a entrada da CJNEB, e também entre o lado equatorial do JSTHN e a região de saída da CJNEB. Na região entre a CJNEB e o JSTHN ficou evidente a circulação termicamente direta que ocorre na região de entrada das correntes de jato (FEDOROVA, 2008), nesse caso no JSTHN, onde também há uma interação com a região de movimentos ascendentes na periferia do VCAN (RAMAGE, 1962; FRANK, 1966; FRANK, 1970; KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1983) e com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

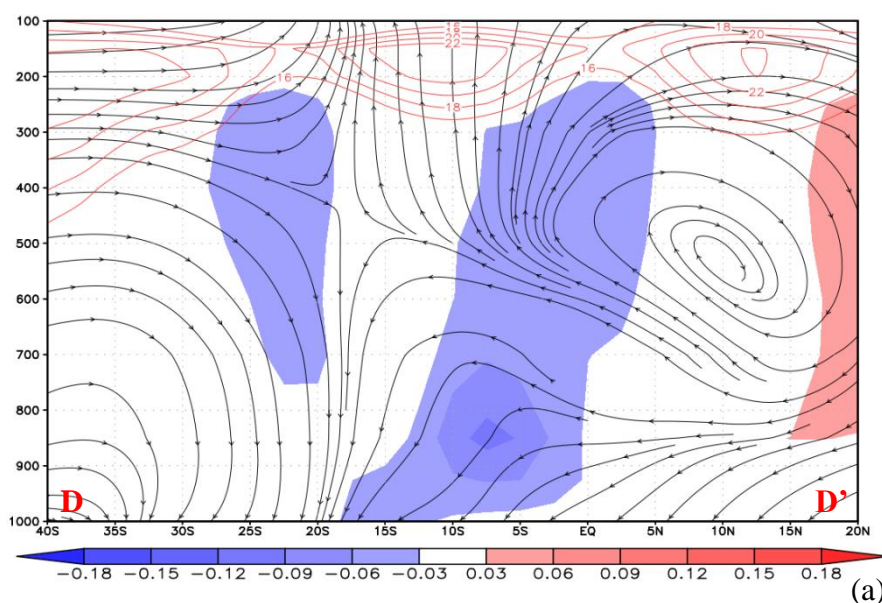


Figura 4.9 - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo da longitude 40°W (a) e 30°W (b), indicados na figura 4.7. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente.

Fonte de dados: NCEP/NCAR. (continua)

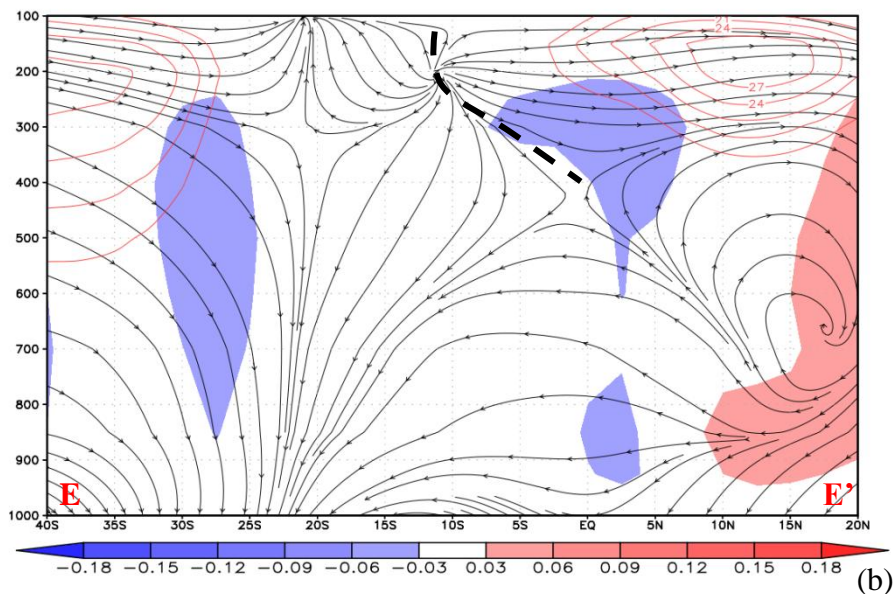


Figura 4.9 – Conclusão.

Através da Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) podemos observar a atividade convectiva na figura 4.10. A nebulosidade associada ao VCAN encontra-se no setor a oeste da CJNEB, indicada por valores de ROLE inferiores a 240 W.m^{-2} , indicando nuvens convectivas. No setor norte do VCAN, a nebulosidade associada à ZCIT, com valores de ROLE entre 240 e 210 W.m^{-2} , aparece mais organizada. Estes resultados são importantes, pois associam as regiões de movimentos ascendentes mostradas anteriormente, com as regiões que se formaram nebulosidade. A nebulosidade da ZCIT, mais organizada, pode estar relacionada com os movimentos ascendentes observados entre o setor norte do VCAN e a região equatorial na entrada da CJSHN.

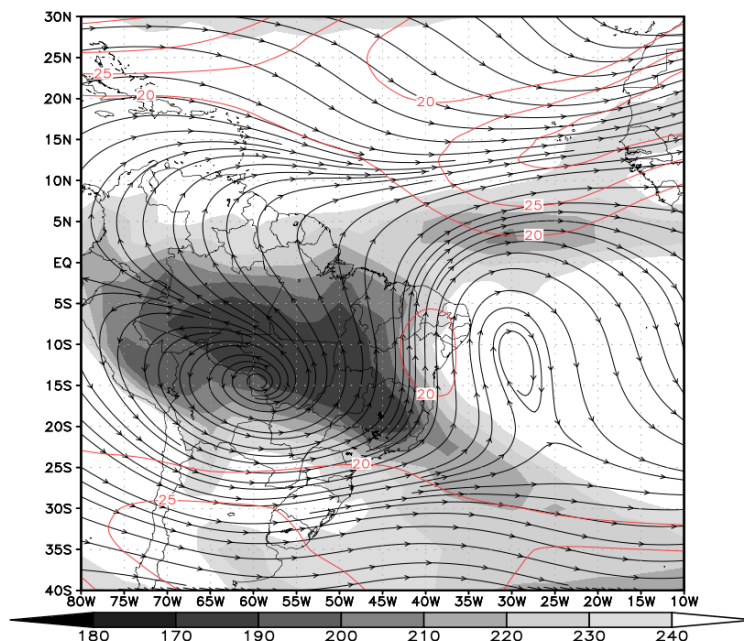


Figura 4.10 - Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} (sombreado) dos casos de CJNEB Meridional.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Como visto anteriormente a nebulosidade associada ao VCAN, é formada na periferia e distante do seu centro. Silva (2005) observou que as precipitações são mais intensas a uma distância entre 1000 e 2000 Km da borda do VCAN, neste caso a borda do VCAN foi considerada a região mais próxima do centro do vórtice em que a vorticidade seja nula. Assim pode-se observar na figura 4.11 que o centro dos VCAN's associados com CJNEB Meridional, estiveram em grande parte posicionados sobre o oceano, em anos de El Niño (figura 4.11a) na maioria dos casos, o centro do VCAN esteve posicionado a leste de 30°W , o mesmo ocorreu em anos de La Niña (figura 4.11b), mas em menor quantidade. Em anos neutros (figura 4.11c), o centro dos VCAN's estiveram posicionados na maioria dos casos a oeste de 30°W , ou seja, mais próximos ou sobre o NEB, neste caso é menor a atividade convectiva sobre o NEB.

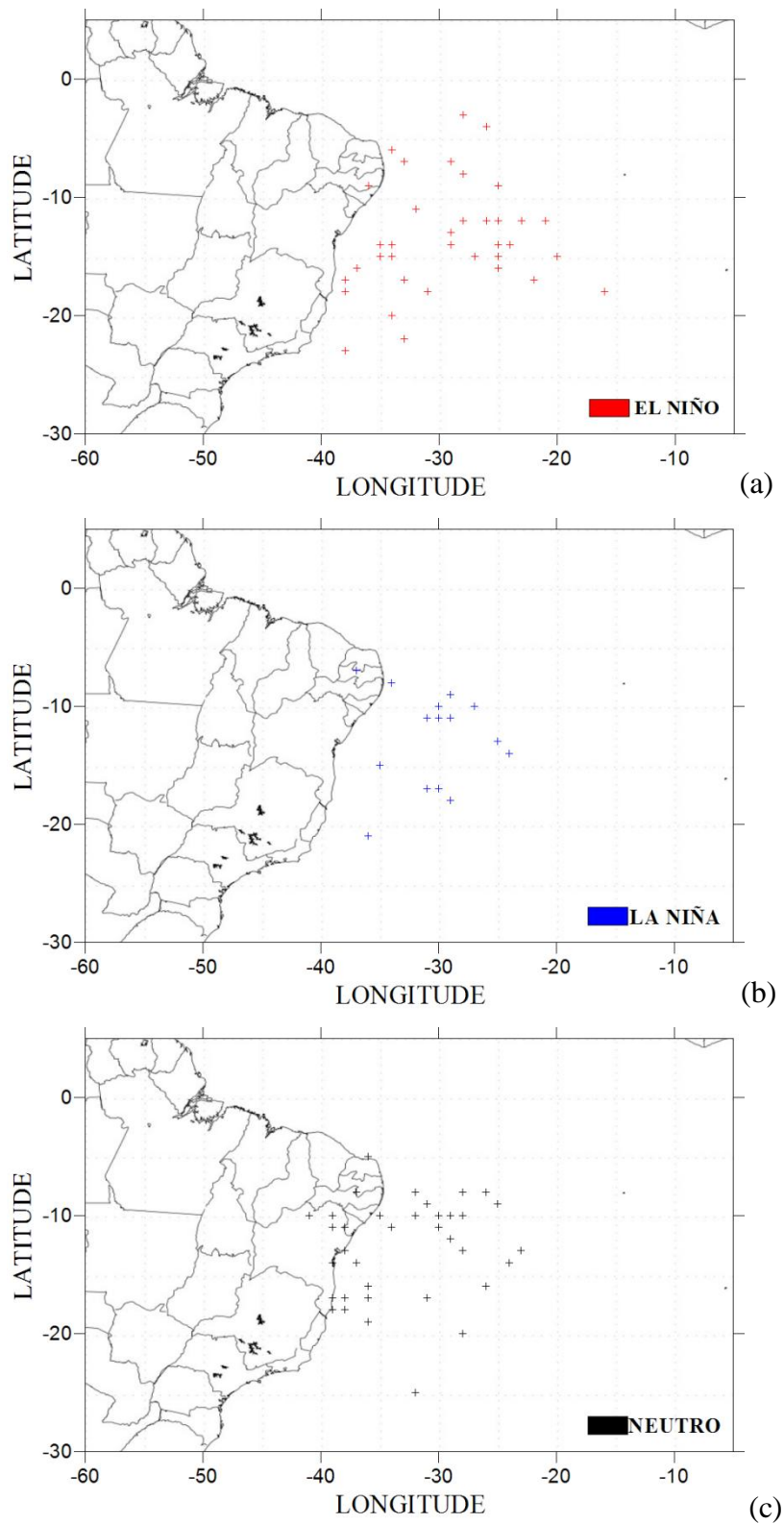


Figura 4.11 - Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Meridional em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).

A figura 4.12 apresenta o número de ocorrências da vorticidade ciclônica diária (intensidade) dos VCAN's associados à CJNEB Meridional. Observa-se que nestes casos os ciclones assumiram intensidades que variam de $-4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ a $-11 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. As maiores ocorrências estão entre $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de intensidade, em anos de El Niño. Em anos de La Niña os VCAN's foram mais fracos, e a maioria dos casos teve vorticidade de $-7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Assim como em anos de El Niño, nos anos neutros as maiores ocorrências foram entre $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de intensidade, mas nesse período foram observados VCAN's com vorticidade de $-11 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. A intensidade da CJNEB, que nesse caso foi mais intensa em anos neutros, atingiu velocidades de 40 m.s^{-1} , enquanto que em anos de El Niño e La Niña apresentou casos com velocidades entre 24 e 32 m.s^{-1} (figura 4.13).

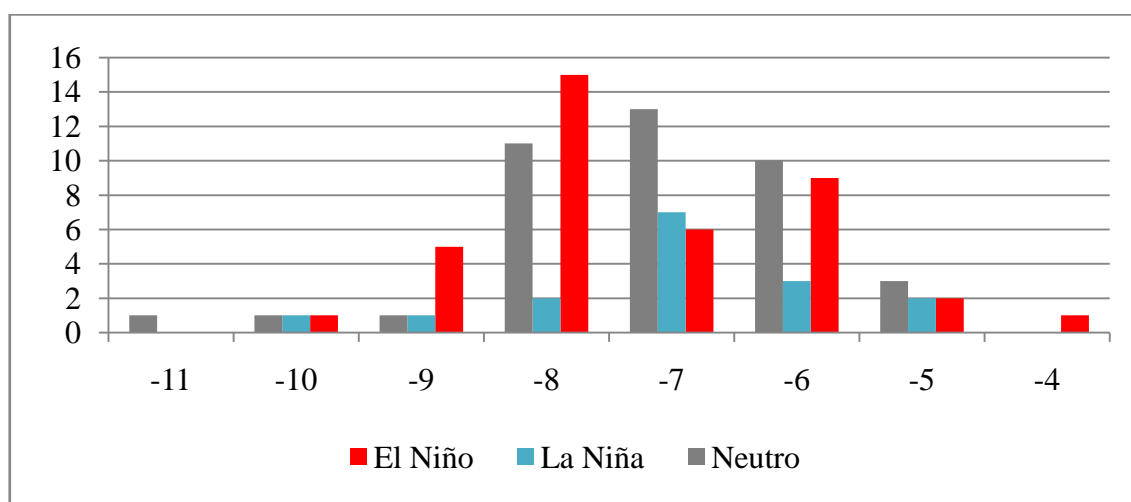


Figura 4.12 - Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados a CJNEB Meridional.

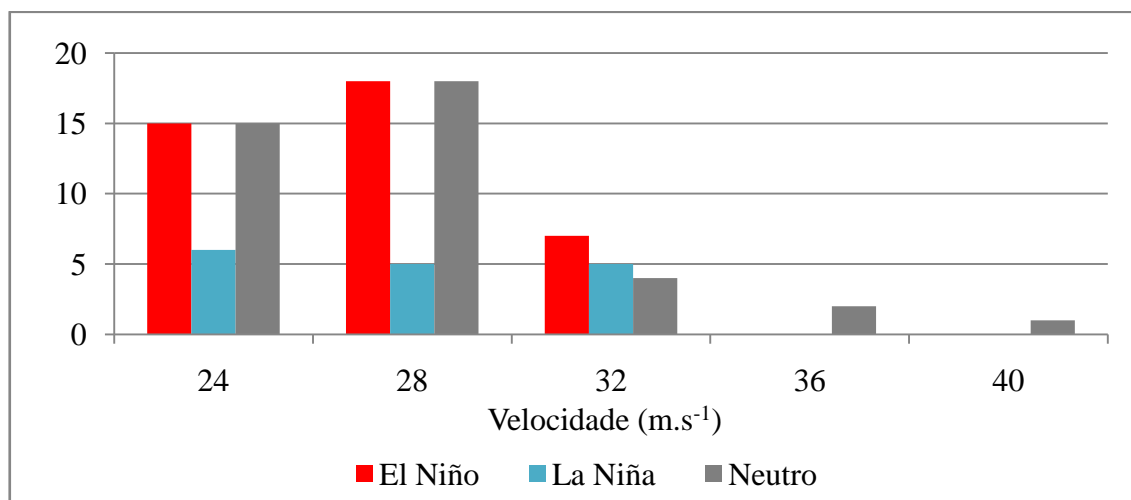


Figura 4.13 - Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Meridional, em m.s⁻¹. A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.

4.3.2 CJNEB Zonal

A CJNEB Zonal apresentada na figura 4.14 é uma corrente zonal com ventos predominantes de oeste. Seu posicionamento ocorreu sobre parte do NEB e oceano Atlântico adjacente, e mostrou ter uma configuração bem singular. A Alta da Bolívia (AB) centrada em 12°S e 64°W, ao contrário do caso da CJNEB Meridional, não estende uma crista ao longo do continente, assim o escoamento mais zonal ao sul da AB favorece o aparecimento da CJNEB Zonal. Em alguns casos, a AB não esteve presente, apresentando apenas uma bifurcação do escoamento, assim o escoamento em altos níveis sobre a América do Sul, se apresentava mais zonal, contribuindo para formação de CJNEB Zonal mais intensa. Já o VCAN, esteve posicionado mais ao sul em relação aos VCAN's associados à CJNEB Meridional. Como a CJNEB Zonal forma-se no setor norte do VCAN, este deve estar posicionado preferencialmente abaixo de 10°S para que a CJNEB Zonal esteja posicionada sobre ou próximo ao NEB. Neste caso não importa se o VCAN está posicionado sobre o continente ou oceano.

A corrente de Jato Subtropical do Hemisfério Sul (JSTHS) esteve com um fluxo bem zonal ao sul de 40°S, principalmente sobre o oceano Atlântico, aparentemente mais

intensa que no caso da CJNEB Meridional no campo médio. Já o Jato Subtropical do Hemisfério Norte (JSTHN), com seu núcleo de velocidade máxima entre 10° e 20°N, sobre o oceano Atlântico Tropical Norte, é observado entrando no continente Africano sobre a região entre o norte da África e a África ocidental. Essa configuração mostrou-se bem similar ao caso da CJNEB Meridional, porém neste caso o JSTHN no campo médio foi mais intenso. A presença do JSTHN sobre o oceano Atlântico Tropical aparenta ser determinante para a sua formação. Em alguns casos houve um acoplamento entre JSTHN e a CJNEB Zonal.

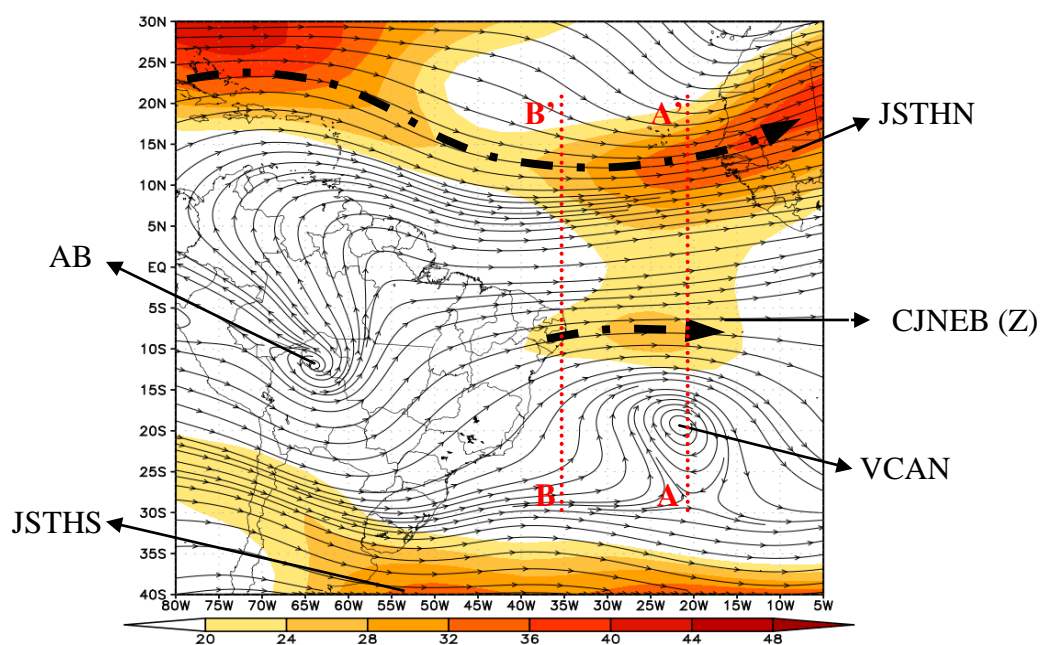


Figura 4.14 - Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa dos casos de CJNEB Zonal. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

As figuras 4.15 (a,b) mostram as seções verticais das linhas de correntes, velocidade do vento e velocidade vertical (ω), nas regiões de entrada, saída da CJNEB Zonal. As seções mostram a localização do núcleo da corrente, próximo ao nível de 200, e o fluxo zonal de oeste associado à CJNEB, se estende desde 100 hPa até aproximadamente 300 hPa, acompanhando a circulação do VCAN que neste caso foi observado até aproximadamente 500 hPa, com seu eixo inclinado para o sul com a altura (figura 4.15b). Na região de saída da CJNEB (figura 4.15 b), abaixo de 600 hPa, é possível observar que o fluxo de leste é predominante até a superfície, este fluxo está associado ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul, favorecendo o transporte de umidade do oceano para o continente, como no caso da CJNEB Meridional. Neste caso não foi observado movimentos verticais significativos na saída da CJNEB, apenas movimentos subsidentes ao norte do JSTHN, estes movimentos verticais não estão associados ao VCAN ou a CJNEB.

Na entrada da CJNEB Zonal (figura 4.15 a), é possível observar uma grande região com movimentos ascendentes localizada entre 5°S e 5°N, entre a CJNEB e o JSTHN, com uma velocidade vertical chegando a $-0,09 \text{ Pa.s}^{-1}$, entre 600 e 200 hPa, entretanto o movimento ascendente desde a superfície é mais fraco comparado com o caso da CJNEB Meridional. Neste caso também fica evidente os movimentos verticais na região de entrada do JSTHN.

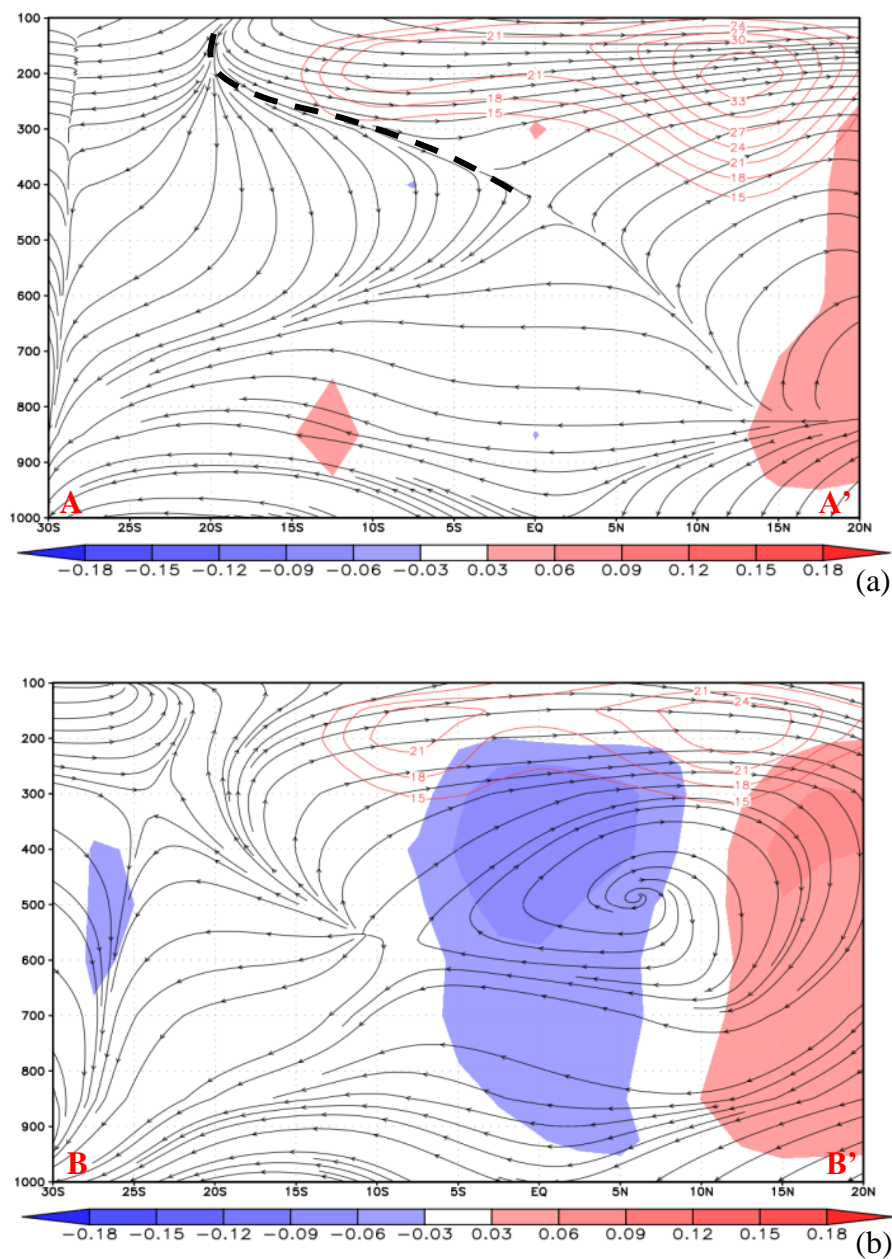


Figura 4.15 - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo da longitude 20°W (a) e 35°W (b), indicados na figura 4.14. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Na figura 4.16, podemos observar que alguma atividade convectiva relacionada com o sistema VCAN-CJNEB ocorre na entrada da corrente com valores de ROLE abaixo de 240 W.m^{-2} . A região com nebulosidade é a mesma de movimentos ascendentes descritos anteriormente, onde foram observados somente na região de entrada da CJNEB, e mesmo assim mais fracos em relação ao caso da CJNEB Meridional, considerando os movimentos desde níveis mais baixos. A região de maior atividade convectiva mostrada na figura 4.16, pode estar associada com a Alta da Bolívia e divergência neste nível.

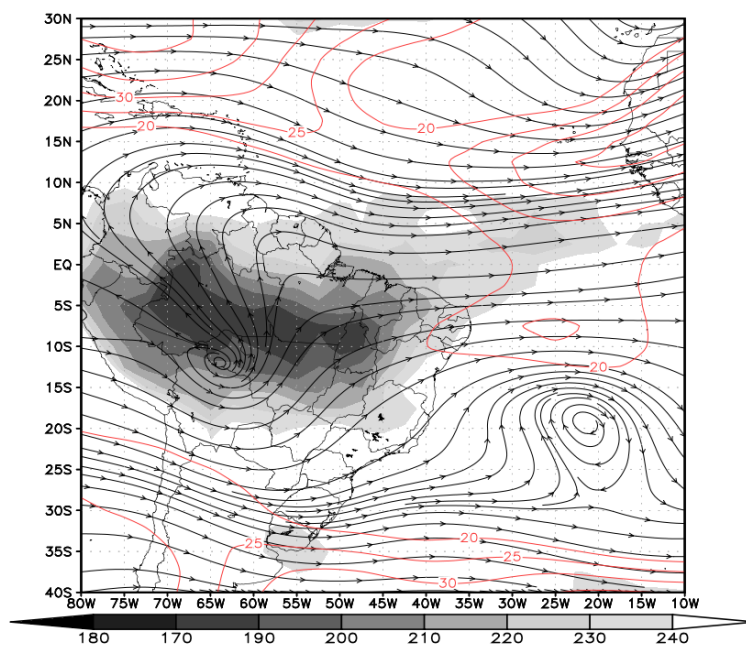


Figura 4.16 - Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} (sombreado) dos casos de CJNEB Zonal.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Nos casos de CJNEB Zonal, o centro dos VCAN's na grande maioria permaneceu no oceano, e ao sul de 10°S . Em anos de El Niño ocorreram à maioria dos casos, enquanto que em anos de La Niña apenas 2 eventos foram registrados (figura 4.17 a,b,c).

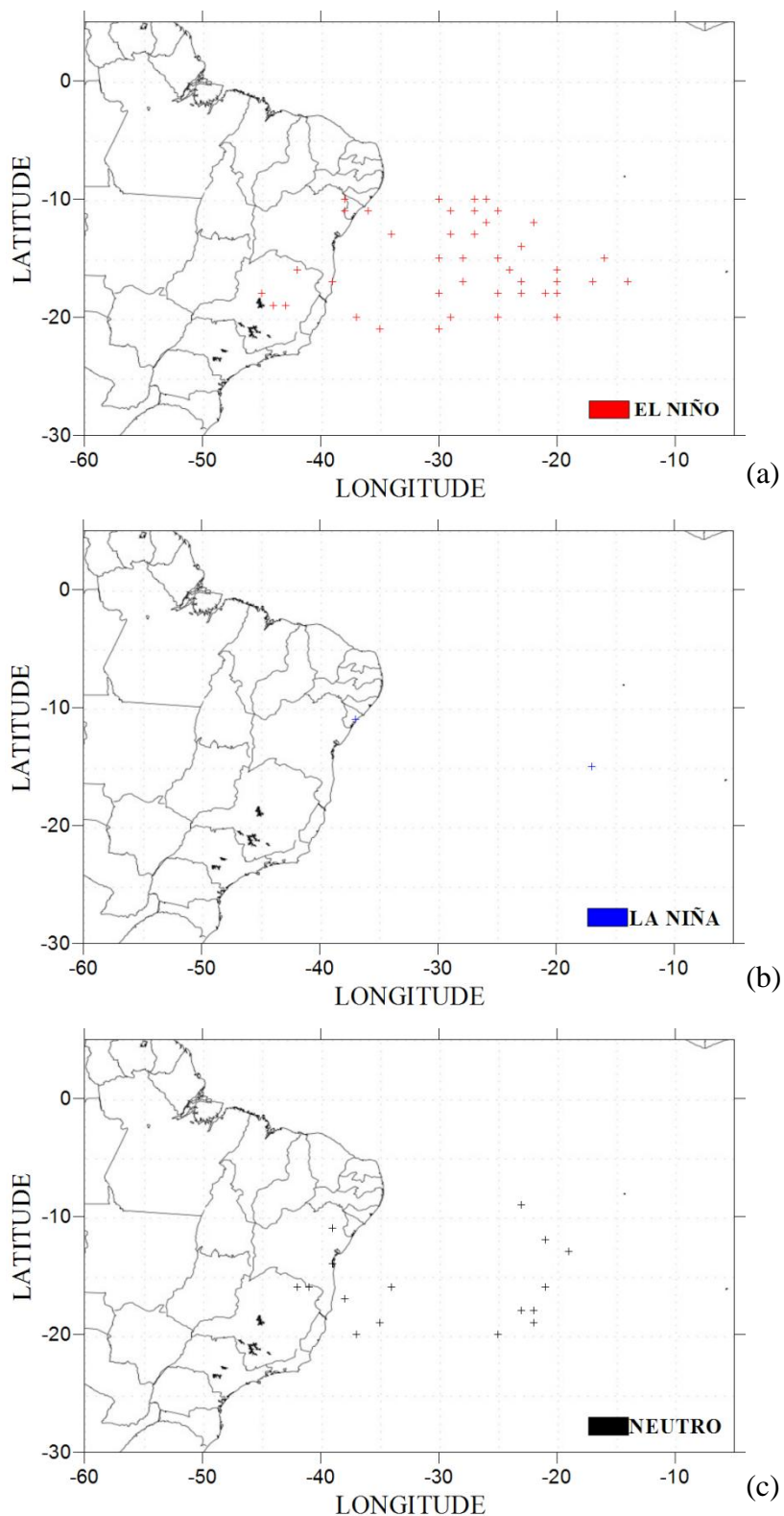


Figura 4.17 - Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Zonal em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).

A Figura 4.18 apresenta o número de ocorrências da vorticidade ciclônica diária (intensidade) dos VCAN's associados à CJNEB Zonal. Observa-se que nestes casos os ciclones assumiram intensidades que variam de $-4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ a $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, em geral mais fracos que nos casos de CJNEB Meridional. As maiores ocorrências estão entre $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e $-7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de intensidade, em anos de El Niño e La Niña. Nos anos neutros as maiores ocorrências foram entre $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de intensidade. A intensidade da CJNEB Zonal nesse caso foi mais intensa em anos de El Niño, atingindo velocidades de 40 m.s^{-1} , enquanto que em anos de La Niña e neutros apresentou casos com velocidades entre 24 e 32 m.s^{-1} (figura 4.19).

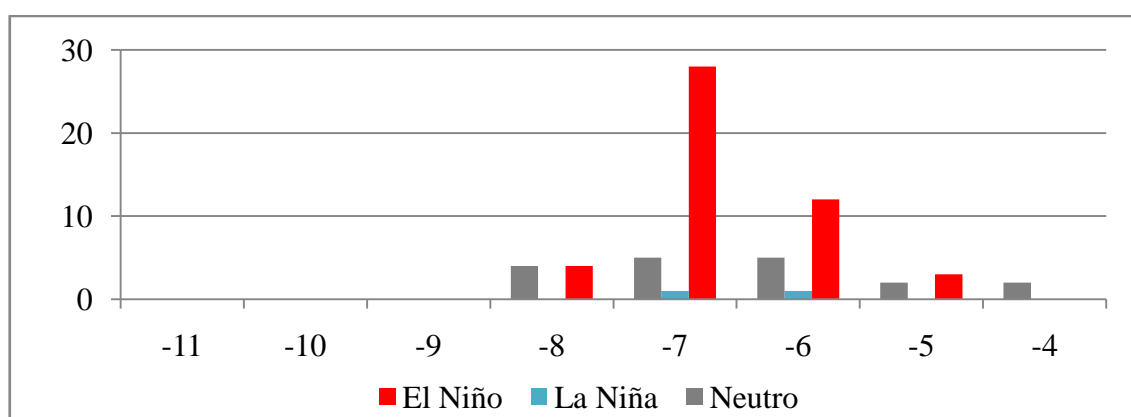


Figura 4.18- Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados à CJNEB Zonal.

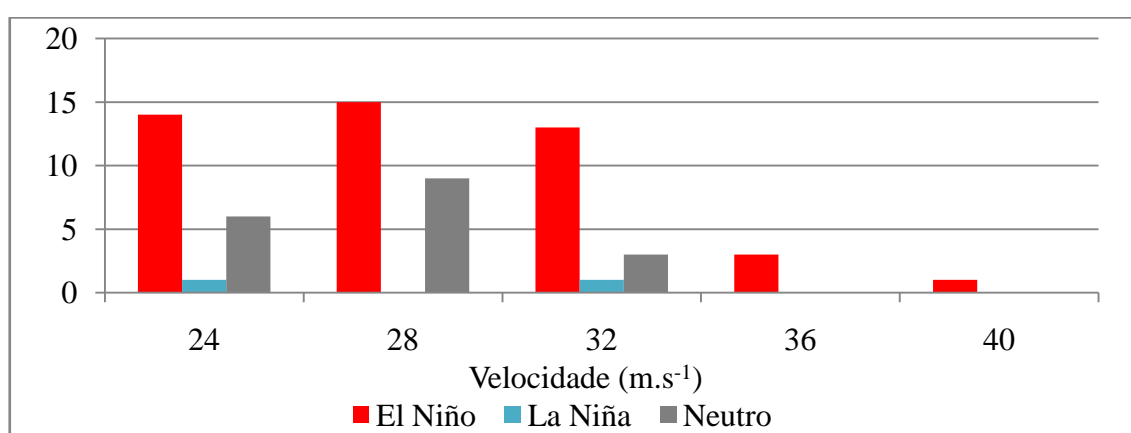


Figura 4.19- Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Zonal, em m.s^{-1} . A frequência é dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.

4.3.3 CJNEB Transversal

A CJNEB Transversal associada à VCAN é apresentada na figura 4.20. Nestes eventos o centro do VCAN esteve posicionado sobre o continente, ou muito próximo a ele, com o eixo do VCAN na direção sudeste-noroeste. A AB bem configurada e posicionada sobre o oeste da Bolívia estendeu sua crista, com eixo no sentido noroeste-sudeste, até o oceano Atlântico. Devido a essa configuração a região de difluência esteve posicionada sobre a Amazônia. Em alguns casos a leste do VCAN, foi observada uma circulação anticiclônica bem definida, que pode ser notada no campo médio através da crista (curvatura anticiclônica) a leste do VCAN.

Esse padrão mostra que existem duas correntes associadas ao mesmo VCAN. No sentido sudeste - noroeste, sobre o sudeste Brasileiro, é a CJNEB chamada de Transversal (1), outra CJNEB a nordeste do VCAN, com sentido noroeste-sudeste, geralmente posicionada sobre a região do NEB é chamada de Transversal (2). Tanto a CJNEB Transversal (1) como a (2), podem se posicionar sobre o NEB, isso depende do posicionamento latitudinal do VCAN. Nesses casos o VCAN não deve estar muito afastado do continente, para que essas correntes se posicionem sobre o NEB.

O campo médio mostrou um JSTHS, posicionado entre 30°S e 40°S, mais intenso sobre o continente Sul Americano em relação aos outros casos de CJNEB. Já o JSTHN esteve posicionado mais ao norte, mas houve casos em que suas ramificações penetraram no Hemisfério Sul, acoplando-se à CJNEB Transversal, estando de acordo com o modelo conceitual proposto por Gomes (2003). Neste caso o JSTHN entrando no oeste do Continente Africano foi pouco observado, não havendo ligação com a gênese da CJNEB Transversal.

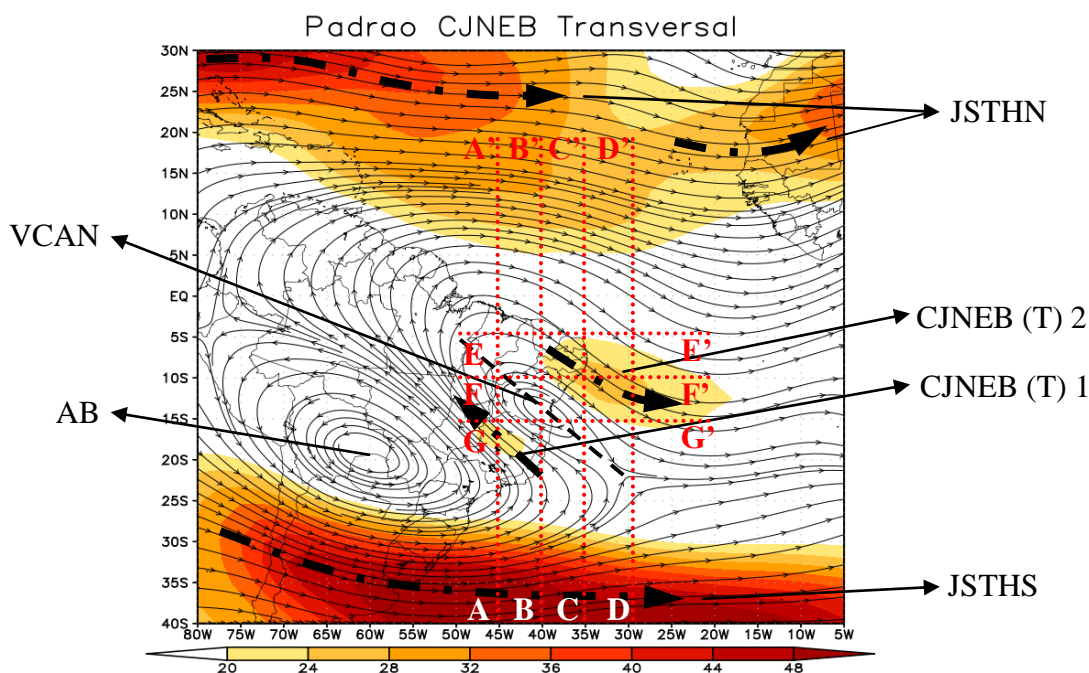


Figura 4.20 - Campo médio de linhas de corrente e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) em 200 hPa dos casos de CJNEB Transversal. As setas traço-pontilhadas indicam correntes de jato, e a linha tracejada o eixo do VCAN. As linhas pontilhadas (vermelho) marcam a posição dos cortes verticais. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Na figura 4.21 são apresentados os perfis verticais meridionais do campo médio, onde se pode observar a estrutura vertical do VCAN desde 400 hPa até 100 hPa, com seu eixo bem alinhado verticalmente (figura 4.21 b). A CJNEB Transversal (1) na figura 4.21 (a) aparece com o escoamento de SE confinada em 200 hPa, assim como a Transversal (2), com escoamento de NW (figura 4.21 c, d). Os movimentos ascendentes mais intensos, desde a superfície, são observados entre 10°S e o EQ, principalmente entre 40° e 45°W (figura 4.21 a, b). Quanto mais próximo da CJNEB Transversal (2) os movimentos ascendentes tornam-se mais escassos e fracos (figura 4.21 c, d). Igualmente aos outros casos de CJNEB, o escoamento de leste abaixo das CJNEB e do VCAN predomina em médios e baixos níveis.

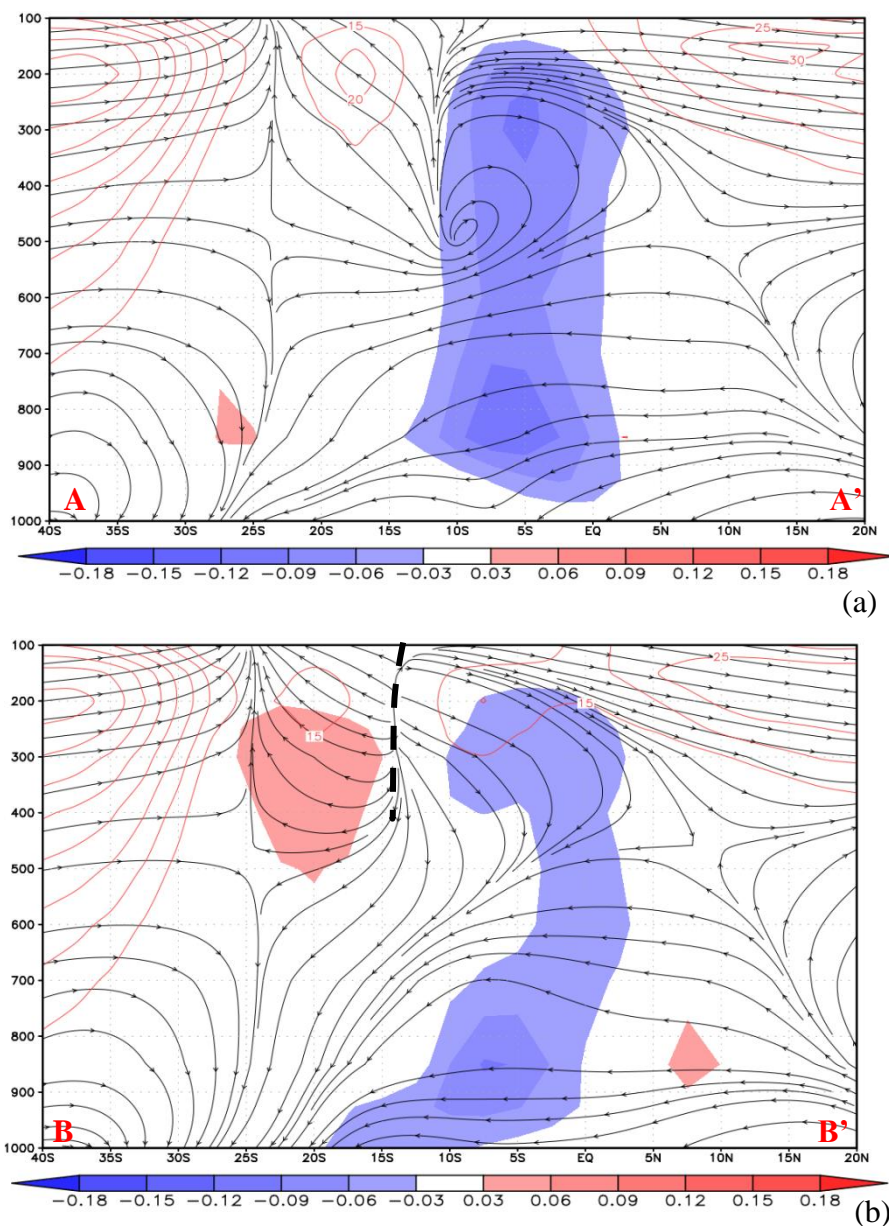


Figura 4.21 - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das longitudes 45°W(a), 40°W (b), 35°W (c) e 30°W (d), indicados na figura 4.20. A linha tracejada indica o eixo do VCAN. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente. Fonte de dados: NCEP/NCAR. (continua)

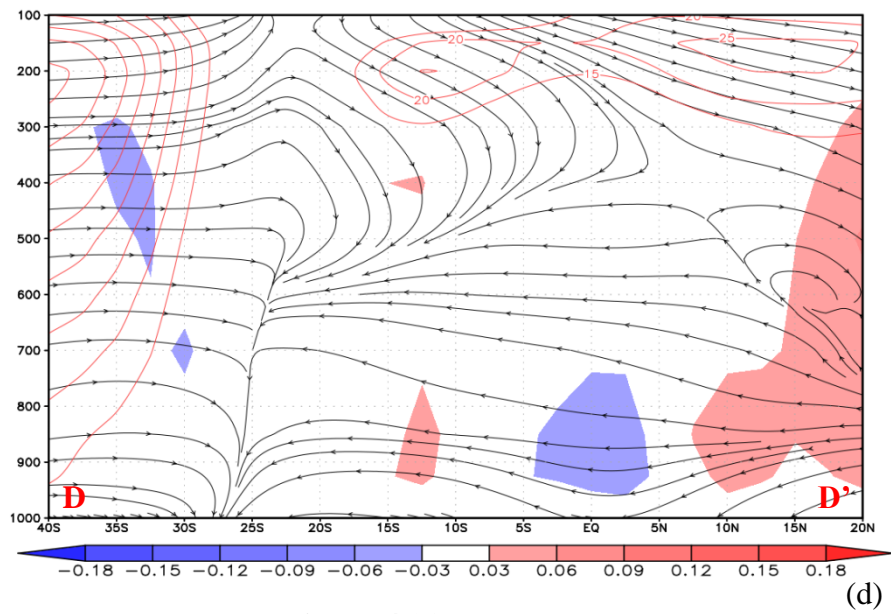
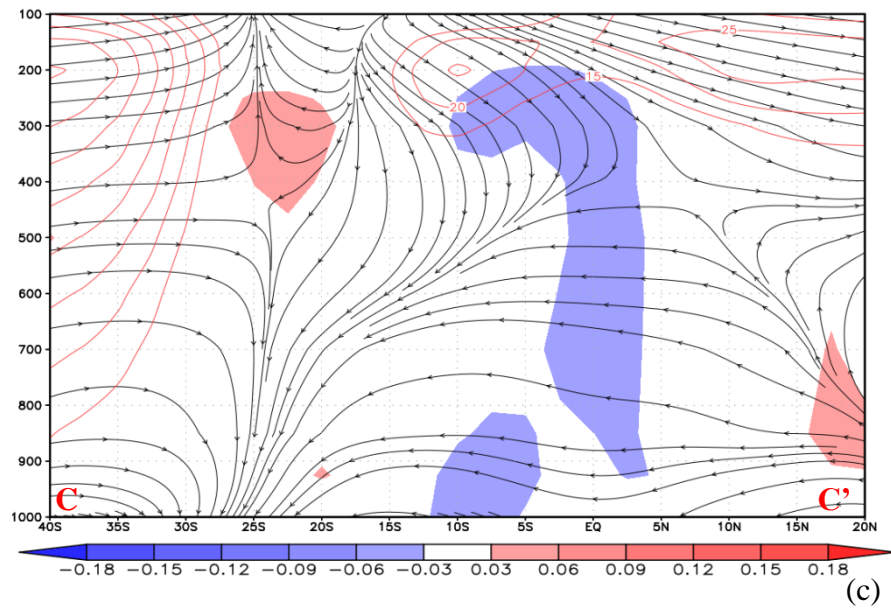


Figura 4.21 – Conclusão.

Na figura 4.22 são apresentados os perfis verticais zonais do campo médio, onde ao longo de 05°S (figura 4.22 a) e 10°S (figura 4.22 b), é possível observar uma grande região com movimentos ascendentes desde a superfície, com núcleos chegando a $-0,12 \text{ Pa.s}^{-1}$. Estes movimentos começam desde 50°W e diminuem ao se aproximar da região onde esta posicionada a CJNEB Transversal (2). Já na região da CJNEB Transversal (1) (figura 4.22 c), não é mais observado movimentos ascendentes. Assim é possível determinar que a região favorável para formação de nebulosidade, é compreendida pelo setor norte e nordeste da periferia do VCAN, onde não há a formação da CJNEB.

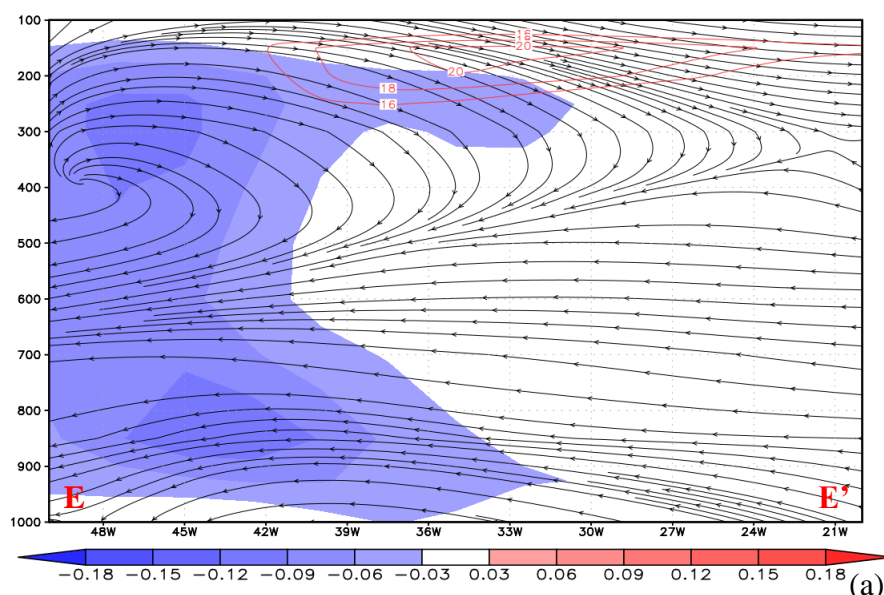


Figura 4.22 - Seção vertical do campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e velocidade vertical (ω) em Pa.s^{-1} (sombreado) ao longo das latitudes 05°S (a), 10°S (b) e 15°S (c), indicados na figura 4.20. Os valores de ω negativos (azul) e positivos (vermelho), indicam movimentos ascendentes e descendentes respectivamente.

Fonte de dados: NCEP/NCAR. (continua)

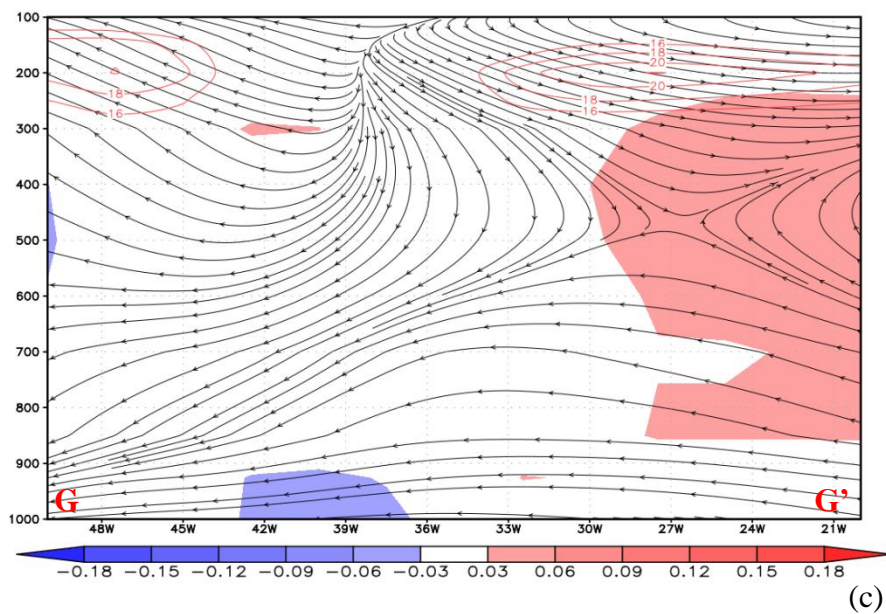
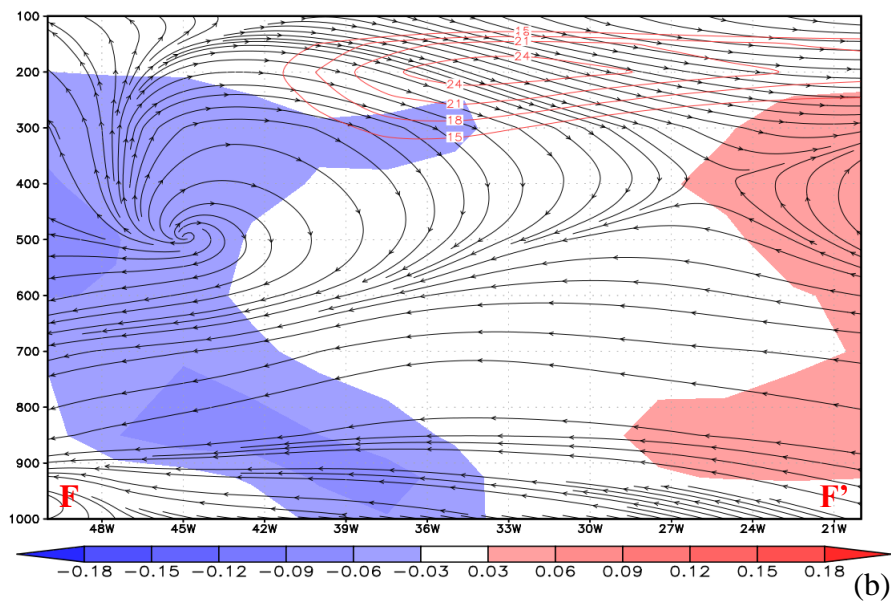


Figura 4.22 - Conclusão

Através da figura 4.23 é possível observar que a nebulosidade associada ao VCAN encontra-se na região da periferia, a norte e nordeste do VCAN, indicada por valores de ROLE inferiores a 240 W.m^{-2} . Esta região está compreendida entre a saída da CJNEB Transversal (1) e a entrada da CJNEB Transversal (2). Estes resultados mostram que essas regiões são as mesmas com movimento ascendentes mostradas anteriormente, assim é possível determinar a região potencialmente favorável à formação de nebulosidade em casos de VCAN associados com CJNEB transversal.

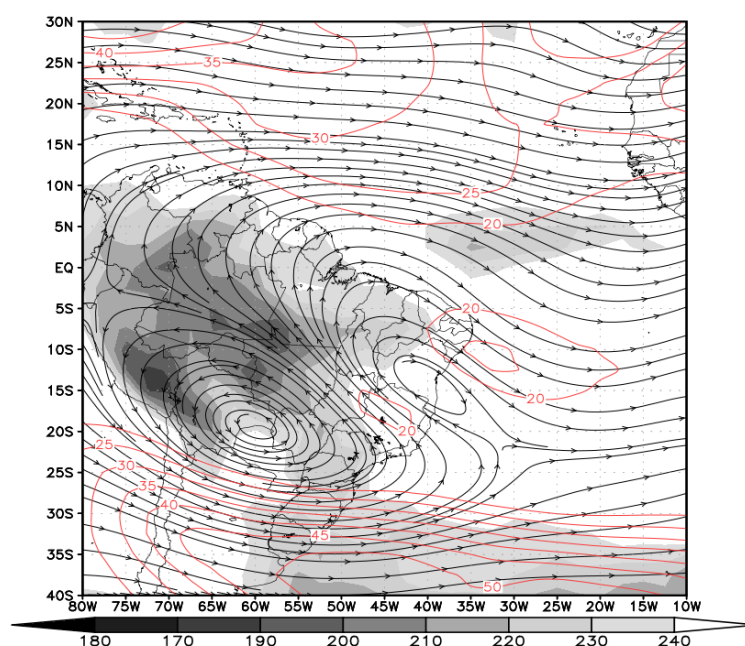


Figura 4.23 - Campo médio das linhas de corrente, magnitude do vento em m.s^{-1} (contornos em vermelho) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) em W.m^{-2} (sombreado) dos casos de CJNEB Transversal. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Analisando a posição do centro dos VCAN's (figura 4.24 a,b,c), a grande maioria está posicionada sobre o continente, com exceção em anos de El Niño, onde aconteceram vários casos sobre o oceano. Nesse caso é possível notar que em anos de El Niño (figura 4.24a) os VCAN's estiveram posicionados mais ao norte favorecendo, sobre o NEB, a formação de CJNEB Transversal (1). Já em anos neutros (figura 4.24c) os VCAN's posicionaram-se mais ao sul, favorecendo a formação da CJNEB Transversal (2) sobre o NEB.

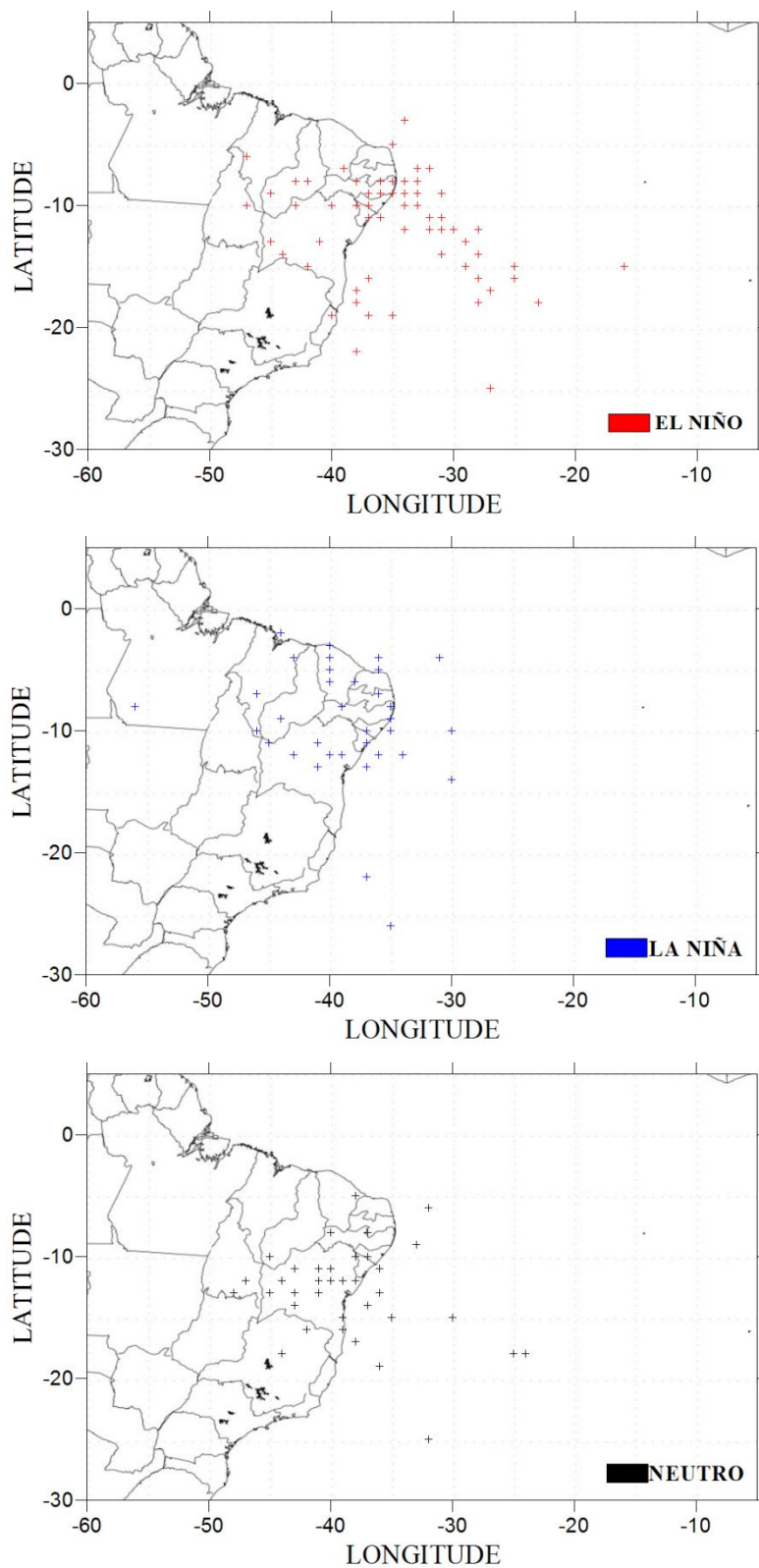


Figura 4.24 - Posição do centro dos VCAN's associados à CJNEB Transversal em anos de El Niño (a), La Niña (b) e Neutro (c).

A Figura 4.25 apresenta o número de ocorrências da vorticidade ciclônica diária (intensidade) dos VCAN's associados à CJNEB Transversal. Observa-se que nestes casos os ciclones assumiram intensidades que variam de $-4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ a $-13 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. As maiores ocorrências, em ambos os períodos estão entre $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ de intensidade. Em anos de El Niño os VCAN's foram mais fracos, e todos os casos teve vorticidade superior a $-9 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Já em anos de La Niña houve casos em que a vorticidade chegou a $-10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, mas no período Neutro foram observados VCAN's com vorticidade de $-13 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, sendo os VCAN's mais intensos deste estudo. A intensidade da CJNEB, que nesse caso também foi mais intensa em anos neutros, atingiu velocidades de 40 m.s^{-1} , e apresentou a maior quantidade de casos acima de 36 m.s^{-1} , enquanto que em anos de El Niño e La Niña, apresentou casos com velocidades entre 24 e 32 m.s^{-1} (figura 4.26).

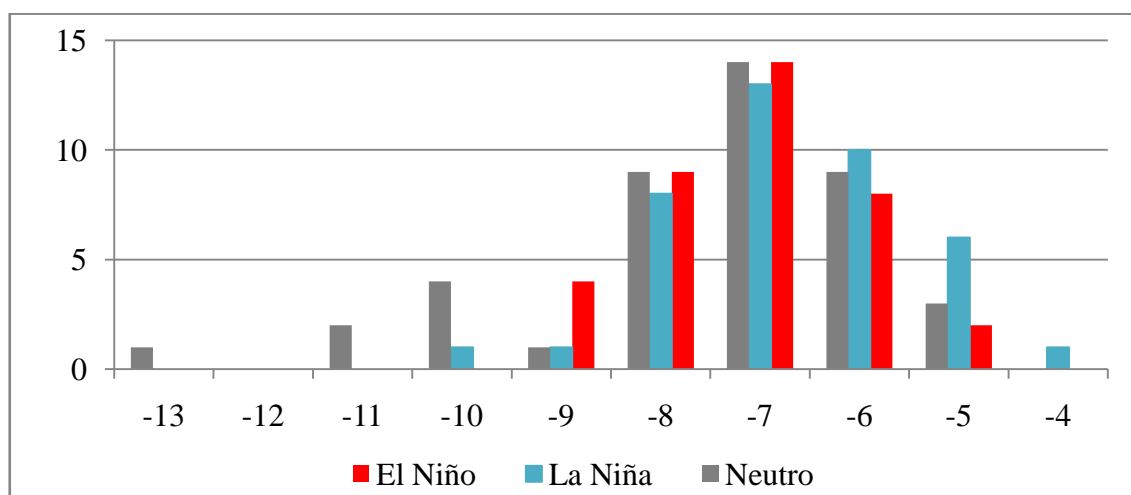


Figura 4.25 - Número de ocorrências versus intensidade ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) dos eventos ciclônicos associados à CJNEB Transversal.

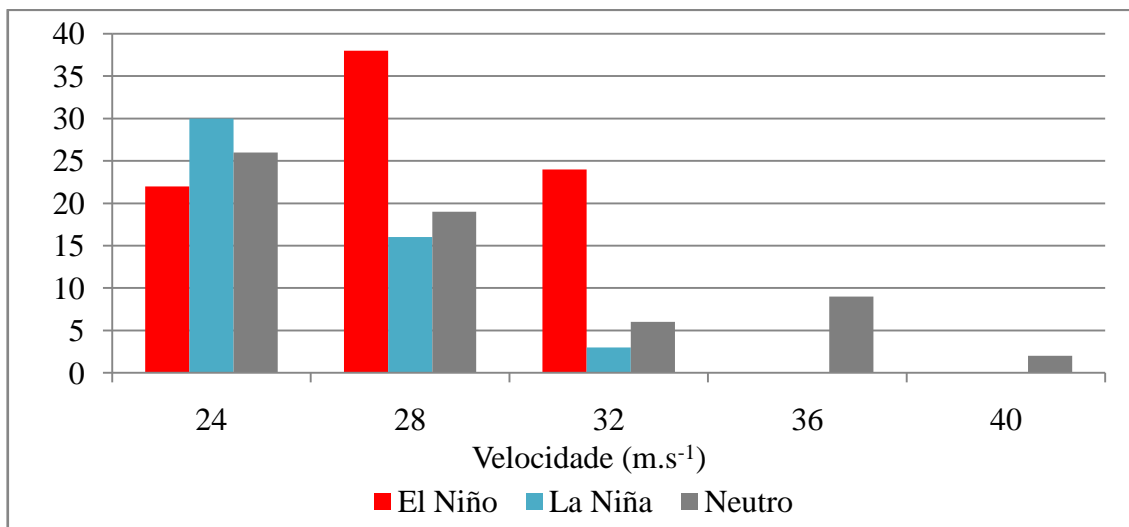


Figura 4.26 - Frequência das velocidades observadas no NVM da CJNEB Transversal, em m.s⁻¹. A frequência e dada em dias, mas cada dia pode conter duas correntes simultâneas.

CAPÍTULO 5

ESTUDO DE CASOS

5.1 CJNEB Meridional

Esta seção apresenta um caso de VCAN-CJNEB Meridional próximo ao NEB entre os dias 20 e 25 de janeiro de 1992. Este caso foi escolhido para representar o padrão observado anteriormente e mostrar ligação inter-hemisférica entre o JSTHS e o JSTHN através da CJNEB Meridional.

A figura 5.1 (a,b) é referente ao dia pré-vórtice, onde é possível observar o Cavado em Altos Níveis (CAN), posicionado sobre o oceano Atlântico e a Alta da Bolívia sobre o continente, praticamente na mesma posição observada no padrão da CJNEB Meridional. O JSTHS posicionado entre 35° e 25°S sobre o Uruguai e sul do Brasil, com uma intensidade de até 44 m.s⁻¹, desloca uma ramificação menos intensa em direção ao norte através do CAN, assim como à leste do CAN é possível observar a entrada de outra ramificação do JSTHS. No HN o JST aparece sobre o oeste do continente Africano e oceano Atlântico adjacente, assim como a Alta do Norte, que foi observado no padrão apenas como uma crista. As regiões de movimentos ascendentes em 500 hPa, estão localizados na extremidade do cavado chegando a -0,10 Pa.s⁻¹ (figura 5.1a).

Nota-se na figura 5.1 (b) que a nebulosidade observada associada a um sistema frontal em superfície, apresenta uma curvatura anticiclônica associada a Alta Subtropical do Atlântico Sul. No litoral do NEB a nebulosidade apresenta uma estrutura linear localizada na região de saída da ramificação do JSTHS mencionado anteriormente. Outra região com nebulosidade associada ao CAN é observada no seu setor leste, região esta localizada na entrada da outra ramificação do JSTHS.

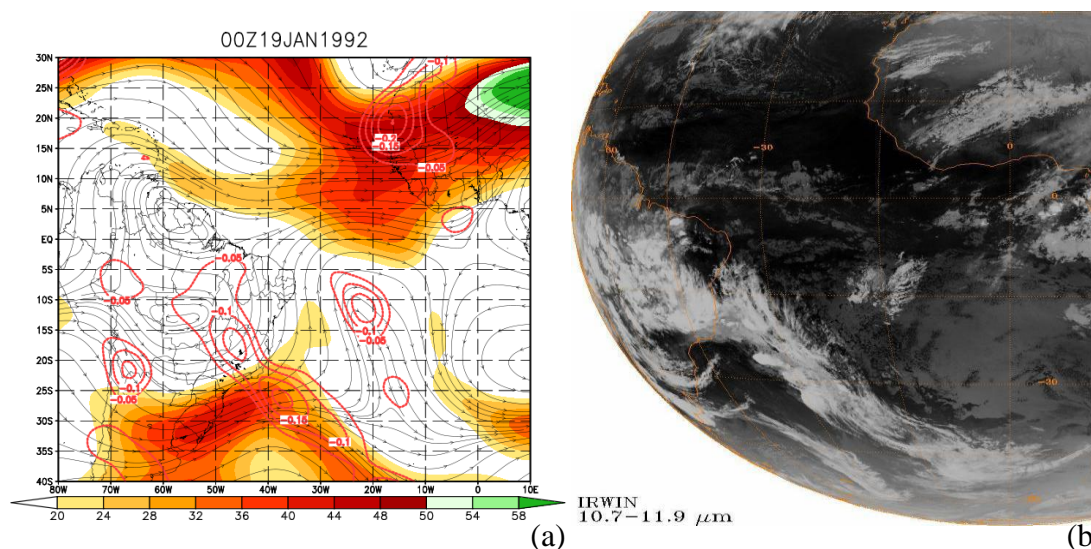


Figura 5.1 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) em 500 hPa (contornos vermelhos); (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 19/01/1992.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 20 de janeiro (figura 5.2a) ocorreu a formação do VCAN, posicionado sobre o oceano Atlântico em 15°S e 20°W . Entre o NEB e o VCAN é observada a CJNEB Meridional com ventos vindos do sul em direção ao norte, com uma intensidade máxima 28 m.s^{-1} quase ligada ao JSTHN. O JSTHS permaneceu praticamente na mesma posição e intensidade do que no dia anterior, diferentemente da JSTHN, que nesse dia intensificou sobre o oceano com velocidades superiores a 58 m.s^{-1} no seu núcleo. Os movimentos ascendentes foram observados na mesma posição do dia anterior, agora entre o centro do VCAN e a região de saída da CJNEB, porém com menor intensidade ($-0,05 \text{ Pa.s}^{-1}$). A Alta da Bolívia e a Alta do Norte permaneceram na mesma posição indicadas no dia anterior (pré-vórtice).

Na imagem de satélite a nebulosidade do sistema frontal não aparece mais organizada, principalmente na região da CJNEB. Neste dia é possível observar duas linhas de nebulosidade bem definidas, uma entre o centro do VCAN e a CJNEB (25°W) e outra entre o NEB e a CJNEB (35°W), definindo bem a região da CJNEB Meridional (figura 5.2b).

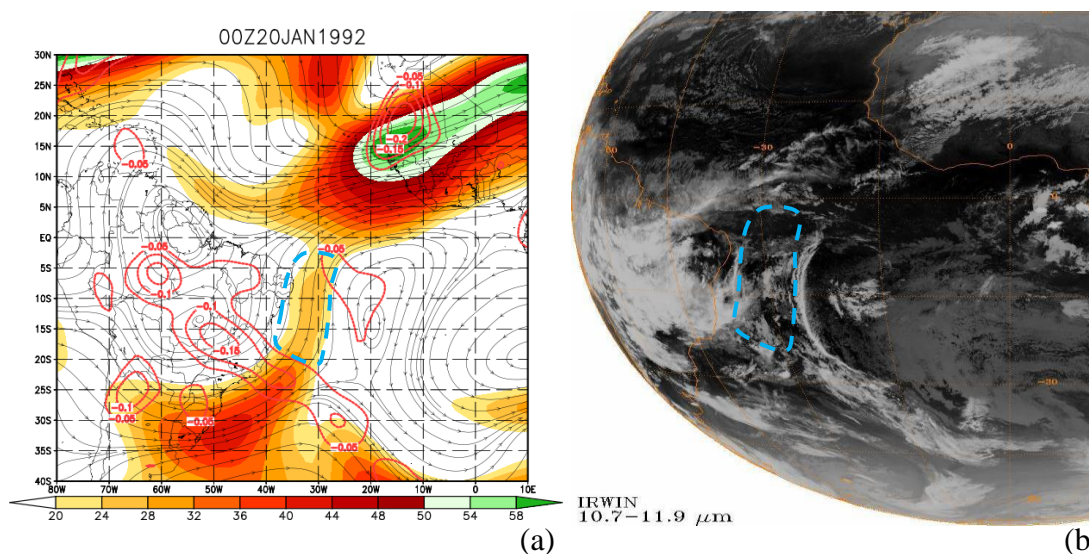


Figura 5.2 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 20/01/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 21 de janeiro (figura 5.3a) ocorreu a ligação entre os JST's do HS e HN através da CJNEB Meridional. Neste dia a CJNEB atingiu a maior intensidade para este caso (36 m.s^{-1}), posicionada entre o NEB e o VCAN. A área do “jet streak” do JSTHN aumentou de tamanho mantendo a velocidade acima de 58 m.s^{-1} , e o JSTHS mantém sua posição e intensidade. A Alta da Bolívia e a Alta do Norte mantiveram suas posições desde o dia do pré-vórtice dando suporte a CJNEB Meridional. Essa configuração permaneceu inalterada no dia 22 de janeiro (figura 5.3c).

Os movimentos ascendentes observados nos dias anteriores entre a CJNEB e o JSTHN, praticamente não existem mais, pois a CJNEB mantém praticamente sua velocidade constante. Na saída do JSTHS, a leste da região Sul do Brasil, os movimentos ascendentes começaram a intensificar no dia 21/01 (figura 5.3a) e no dia 22/01 (figura 5.3c) a velocidade vertical chegou a $-0,30 \text{ Pa.s}^{-1}$, isto devido a difluência causada pela divisão do JSTHS em duas ramificações.

Na imagem de satélite do dia 21 de janeiro (figura 5.3b) é possível ver a nebulosidade associada à CJNEB Meridional, principalmente entre a borda da corrente e o VCAN, assim como sobre o NEB, onde uma fina estrutura linear de nuvens na borda da CJNEB Meridional é observada. Já no dia 22 de janeiro (figura 5.3d) apenas no setor leste da corrente é possível observar nebulosidade.

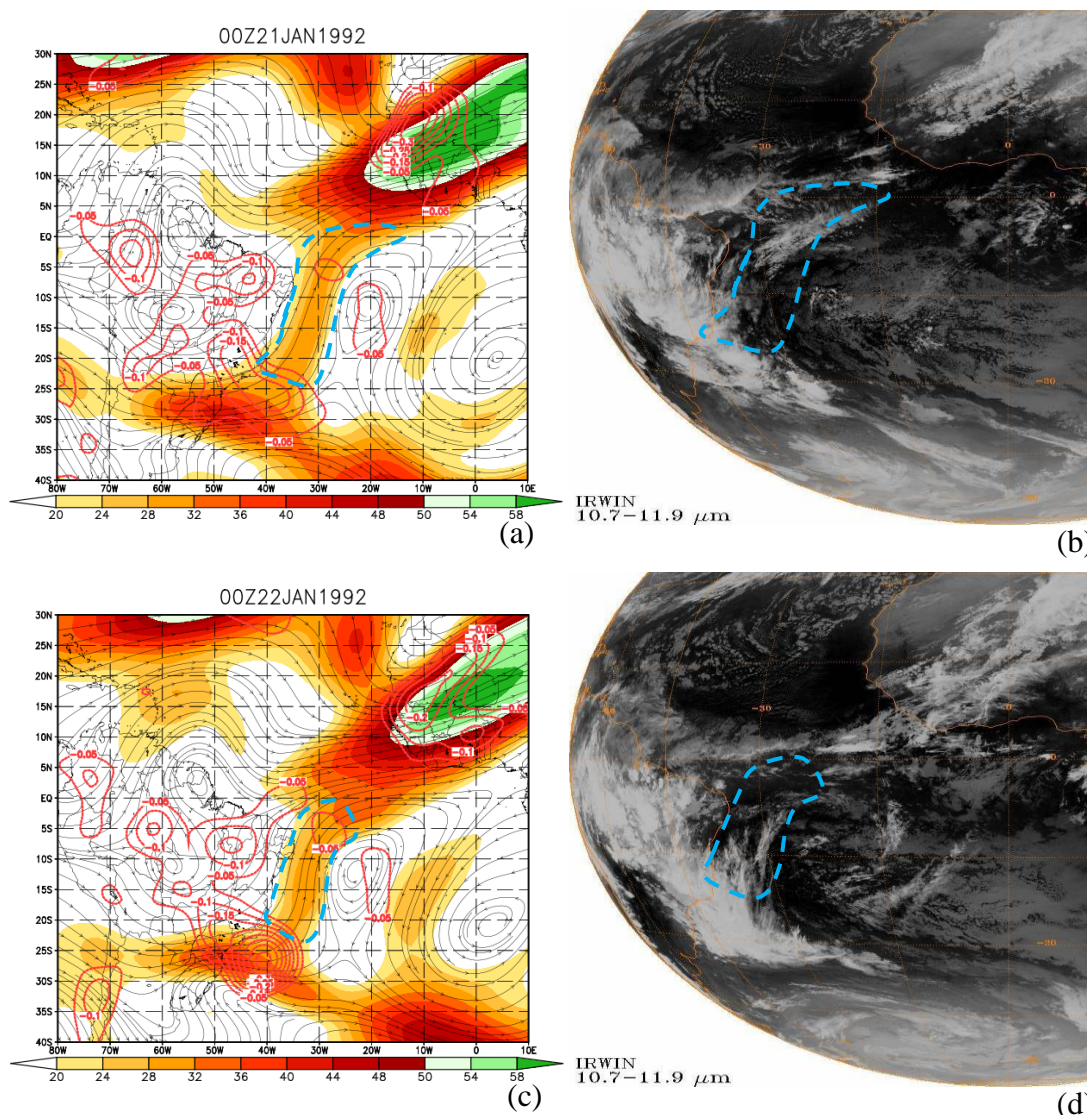


Figura 5.3 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) em 500 hPa (contornos vermelhos): (a) 21/01 e (c) 22/01; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 21/01 e (d) 22/01. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

A partir do dia 23 de janeiro (figura 5.4a) ocorreu o desligamento da CJNEB Meridional do JSTHS, assim como o enfraquecimento do JSTHN sobre o oceano, e do JSTHS na região sul do Brasil. A Alta da Bolívia e a Alta do Norte, que passaram quatro dias estacionadas, não aparecem mais com a circulação anticiclônica fechada, apenas cristas. A CJNEB Meridional manteve sua intensidade, e continuou acoplada ao JSTHN. No dia 24 de janeiro (figura 5.4c), a CJNEB Meridional começa a enfraquecer, e o VCAN inclina-se levemente para oeste, ocorrendo assim a separação da JSTHN.

Os movimentos ascendentes a partir do dia 23 de janeiro (figura 5.4a) voltaram a aparecer, principalmente no setor norte do VCAN, onde no dia 24 de janeiro (figura 5.4c) chegou a $-0,15 \text{ Pa.s}^{-1}$. Na região de difluência, sobre o oceano em 30°S , os movimentos ascendentes mantiveram-se intensos até o dia 24/01.

Tanto no dia 23 (figura 5.4b) como no dia 24 de janeiro (figura 5.4d), na região da CJNEB Meridional, a quantidade de nebulosidade observada, apresentou textura granulosa e filamentosa. A nebulosidade mais convectiva foi observada sobre o continente e ao sul da CJNEB Meridional, onde ocorreu a formação de um ciclone em baixos níveis.

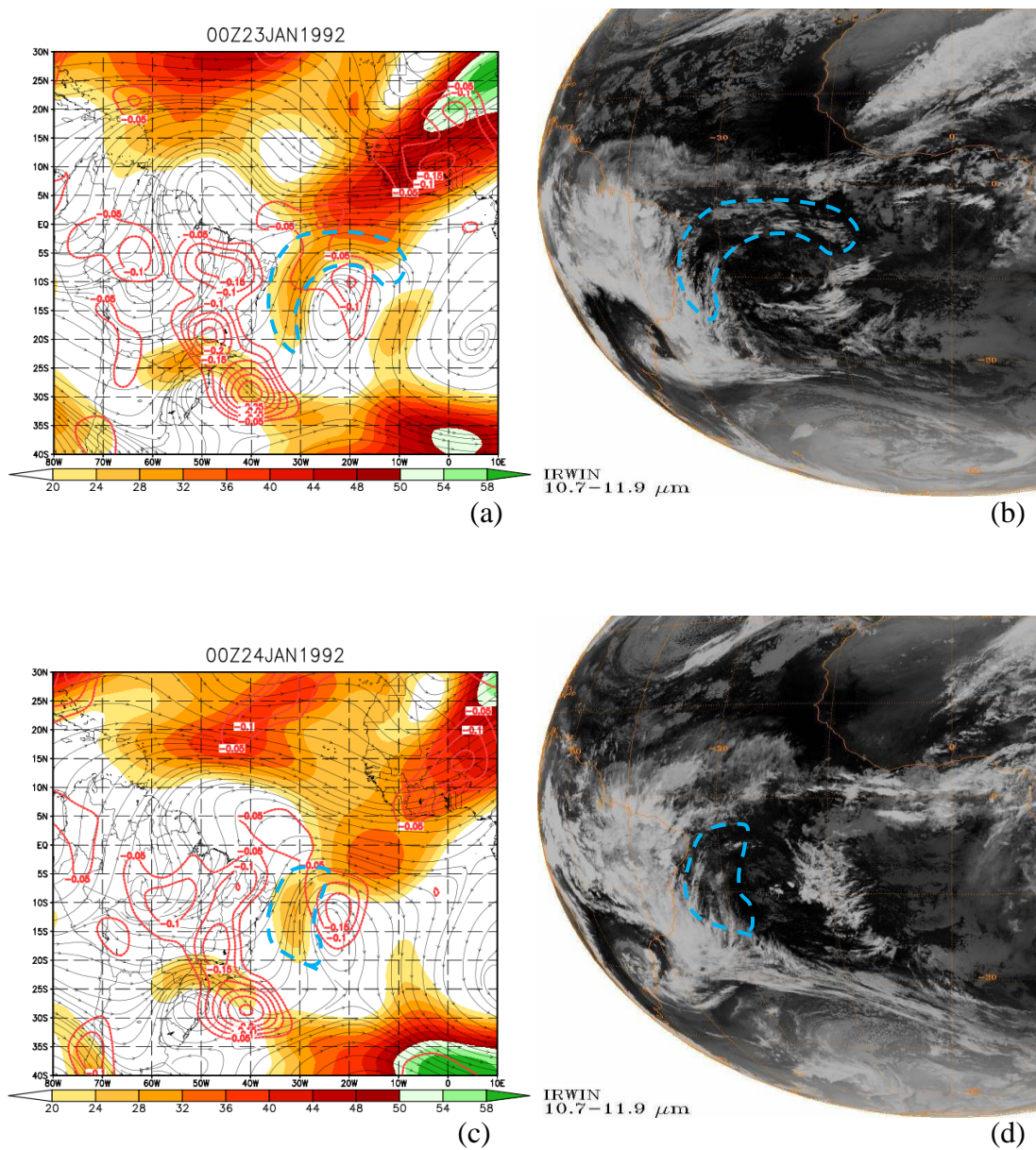


Figura 5.4 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 23/01 e (c) 24/01; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 23/01 e (d) 24/01. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

O último dia em que o VCAN apresentou circulação fechada foi no dia 25 de janeiro, assim a sua duração foi de seis dias. Nesse dia (figura 5.5a) os principais sistemas presentes no padrão de VCAN-CJNEB Meridional não são mais observados. A CJNEB Meridional, mais enfraquecida, continua na mesma posição desde sua gênese. Os movimentos ascendentes estão localizados entre o setor norte do VCAN e a região de saída da CJNEB Meridional. A nebulosidade na região da CJNEB Meridional, nesse último dia, ficou localizada principalmente nas regiões de entrada e saída da corrente, e sobre o continente (figura 5.5b).

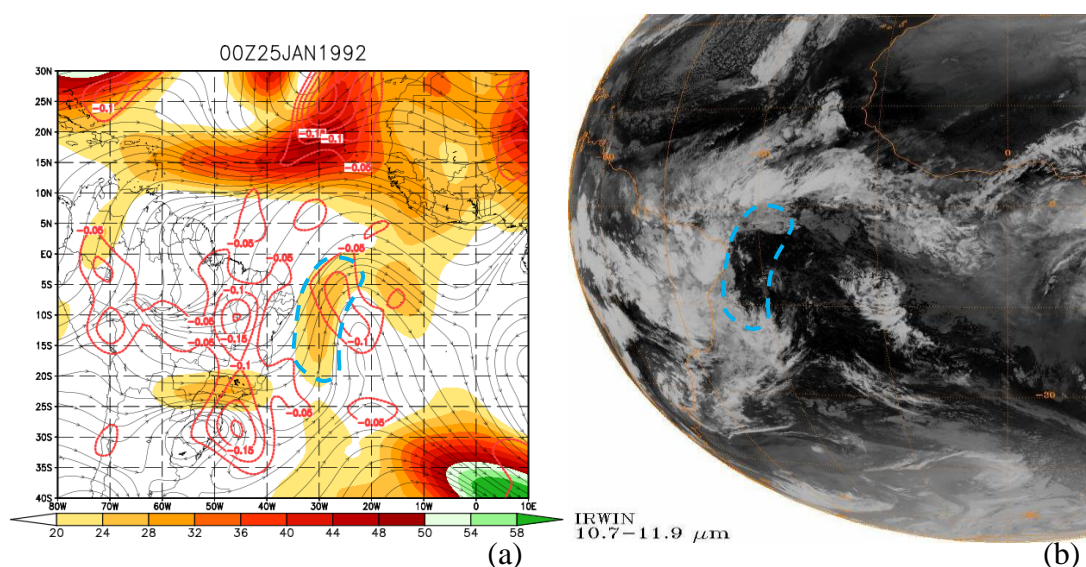


Figura 5.5 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 25/01/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

Em resumo o VCAN esteve associado à CJNEB Meridional em todo o seu ciclo de vida, e praticamente estacionário, contrariando os resultados obtidos por Ramirez (1996), onde foi observado que o VCAN permanece quase estacionário, apenas quando toda sua periferia apresentar ventos fortes, e se desloca para o setor com ventos mais intensos.

A ligação entre os JST's do HS e HN através da CJNEB Meridional ocorreu a partir do segundo dia e perdurou por dois dias. Nos dias de ligação, o JSTHN intensificou sobre o oceano e na costa oeste da África, assim como o JSTHS ficou mais fraco nesses dias.

Os movimentos ascendentes diminuíram a medida que a CJNEB Meridional se acoplava com o JSTHN, assim que houve a separação eles voltaram a se intensificar. A nebulosidade associada ao VCAN-CJNEB Meridional apareceu de forma linear no sentido da corrente e preferencialmente em sua borda.

Uma peculiaridade apresentada nesse caso foi a formação de um ciclone em superfície ao sul da CJNEB Meridional. A difluência na região da bifurcação do JSTHS que contribuiu para a formação da CJNEB Meridional, foi observada durante os dias 20, 21 e 22 de janeiro, provocando fortes movimentos ascendentes nesta área principalmente no dia 22, em consequência houve o abaixamento da pressão em superfície, e a formação do ciclone observado na imagem de satélite. Nota-se na figura (figura 5.6 a,b) que os dias que antecedem a formação do ciclone a advecção de temperatura é fraca na região do cavado, assim a difluência em altos níveis teve importante participação no processo ciclogénico.

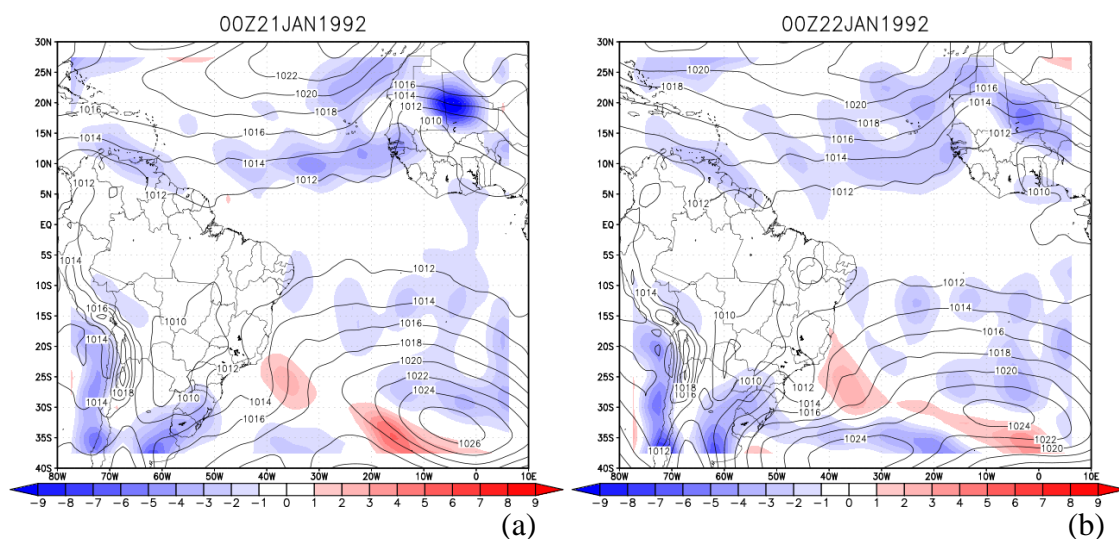


Figura 5.6 - Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa (contornos) e advecção de temperatura (K/dia) no nível de 925 hPa (sombreado), nos dias que precedem a formação do ciclone: (a) 21/01/1992 e (b) 22/01/1992. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

5.2 CJNEB Zonal

Esta seção apresenta um caso de VCAN-CJNEB Zonal próximo ao NEB entre os dias 18 e 22 de março de 1992. Este caso foi escolhido para representar o padrão observado anteriormente e mostrar a ligação inter-hemisférica entre o JSTHN e a CJNEB Zonal.

No dia 17 de março na figura 5.7 (a) (pré-vórtice), é observado o Cavado em Altos Níveis (CAN) com eixo entre 30° e 20°W. A Alta da Bolívia, não aparece bem configurada, favorecendo um fluxo bem zonal sobre a América do Sul entre 10° e 20°S, essa condição pode ser fundamental para a formação deste tipo de CJNEB. Outra região com ventos superiores a 20 m.s⁻¹ pode ser observada sobre o Brasil entre 15° e 20°S.

O JSTHS apresenta um fluxo bem zonal ao sul de 35°S, e diferente do caso da CJNEB Meridional, não tem ramificações, enquanto que o JSTHN está posicionado sobre o continente Africano, mas devido a um cavado sobre o oceano Atlântico Norte, sua região de entrada está próxima ao NEB e acoplada a CJNEB. Assim os movimentos ascendentes observados em 500 hPa (figura 5.7a), estão localizados entre as regiões

com ventos acima de 24 m.s^{-1} do JSTHN e da CJNEB. Na figura 5.7 (b) é possível observar a nebulosidade no lado equatorial da CJNEB Zonal, assim como a nebulosidade associada ao JSTHN.

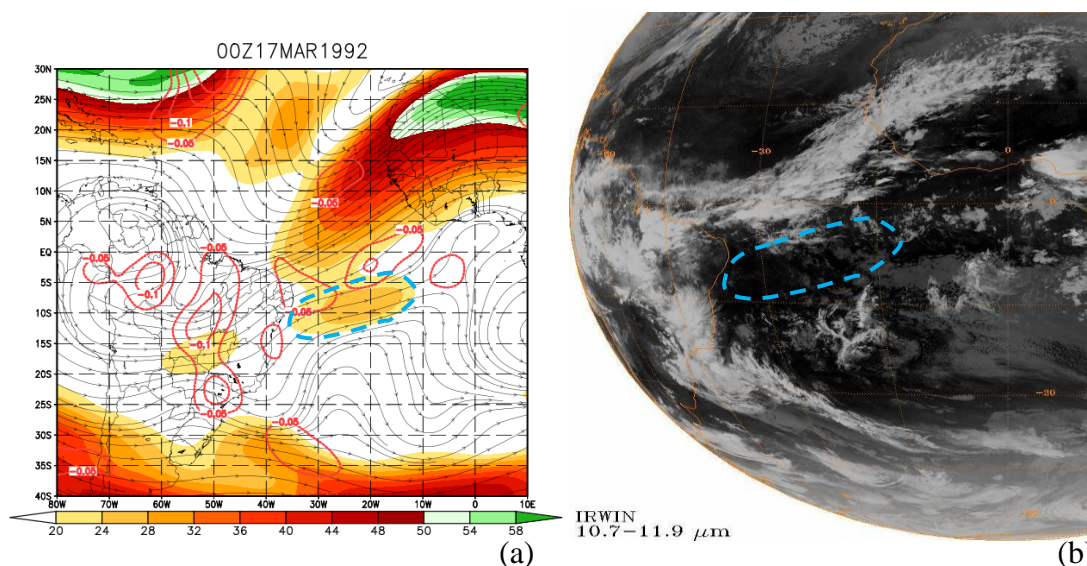


Figura 5.7 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 17/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 18 de março ocorreu a formação do VCAN (figura 5.8a), como visto no padrão da CJNEB Zonal, ele está posicionado mais ao sul do que no caso da CJNEB Meridional, nesse caso o seu centro está entre 15° e 20°S . A Alta da Bolívia, com a circulação anticiclônica centrada sobre a região Norte do Brasil, estende uma crista passando sobre a Bolívia e a Argentina, tornando o escoamento menos zonal comparado com o dia anterior. A CJNEB Zonal associada ao VCAN, continua ligada ao JSTHN e posicionada sobre o oceano a leste do NEB. Outra corrente de ventos superiores a 20 m.s^{-1} , posicionada agora sobre o NEB, se aproxima da CJNEB Zonal indicando uma fusão futura.

Os movimentos ascendentes mantiveram sua intensidade de $-0,05 \text{ Pa.s}^{-1}$, no lado equatorial da CJNEB Zonal, principalmente nas regiões de entrada e saída, onde os ventos são inferiores a 24 m.s^{-1} (figura 5.8a). A nebulosidade associada à CJNEB Zonal aparece somente no lado equatorial, juntamente com a nebulosidade da ZCIT e do JSTHN. As linhas tracejadas mostram a posição da CJNEB Zonal (figura 5.8b).

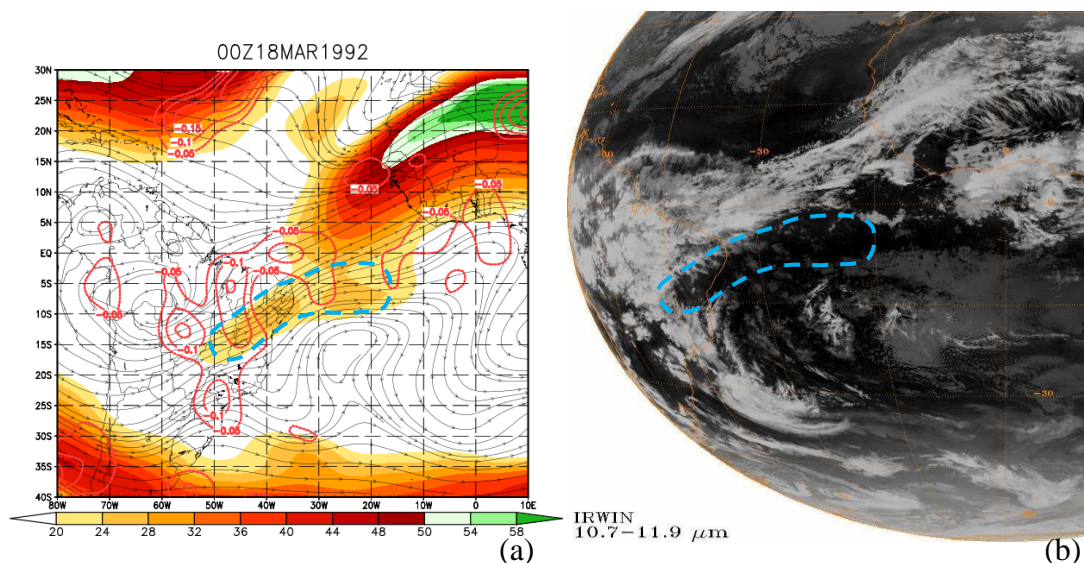


Figura 5.8 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 18/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 19 de março, a Alta da Bolívia praticamente manteve sua posição enquanto que o VCAN deslocou-se lentamente para oeste. Os dois núcleos de ventos acima de 20 m.s^{-1} uniram-se, tornando a CJNEB Zonal mais intensa, com ventos em seu núcleo chegando a 32 m.s^{-1} . Nesse dia, o cavado associado ao JSTHN, diminuiu de amplitude e desloca-se para oeste fazendo com que a entrada do JSTHN, que antes localizava-se perto do equador, agora se posicionasse próximo a latitude de 10°N sobre o oceano (figura 5.9a).

Já no dia 20 de março a CJNEB Zonal atinge sua maior intensidade, com ventos em seu núcleo chegando a 40 m.s^{-1} . Neste dia o núcleo da corrente deslocou-se para oeste, assim como o VCAN voltou a se deslocar também para oeste, posicionando-se em 20°W . O cavado no HN volta a perder amplitude e se deslocar para oeste, fazendo com que o JSTHN também se desloque para noroeste, assim praticamente ocorre o desligamento da CJNEB Zonal (figura 5.9c).

Os movimentos ascendentes no dia 19 de março (figura 5.9a) aumentaram de intensidade, mas ficaram restritos entre as regiões de entrada da CJNEB Zonal e o JSTHN, assim como foi mostrado pelo padrão do VCAN-CJNEB Zonal. Já no dia 20 de março toda a região de entrada da CJNEB Zonal apresentou movimentos ascendentes que variavam desde $-0,05$ a $0,15 \text{ Pa.s}^{-1}$ (figura 5.9c).

A nebulosidade associada à CJNEB Zonal no dia 19 de março ficou concentrada mais no lado equatorial da corrente, enquanto que no HN foi possível observar uma grande quantidade de nuvens na região do JSTHN (figura 5.9b). Já no dia 20 de março (figura 5.9d) houve um aumento da nebulosidade sobre o NEB, onde estava posicionada a região de entrada da CJNEB Zonal, principalmente no lado equatorial, onde foi observado núcleos de movimentos ascendentes em 500 hPa.

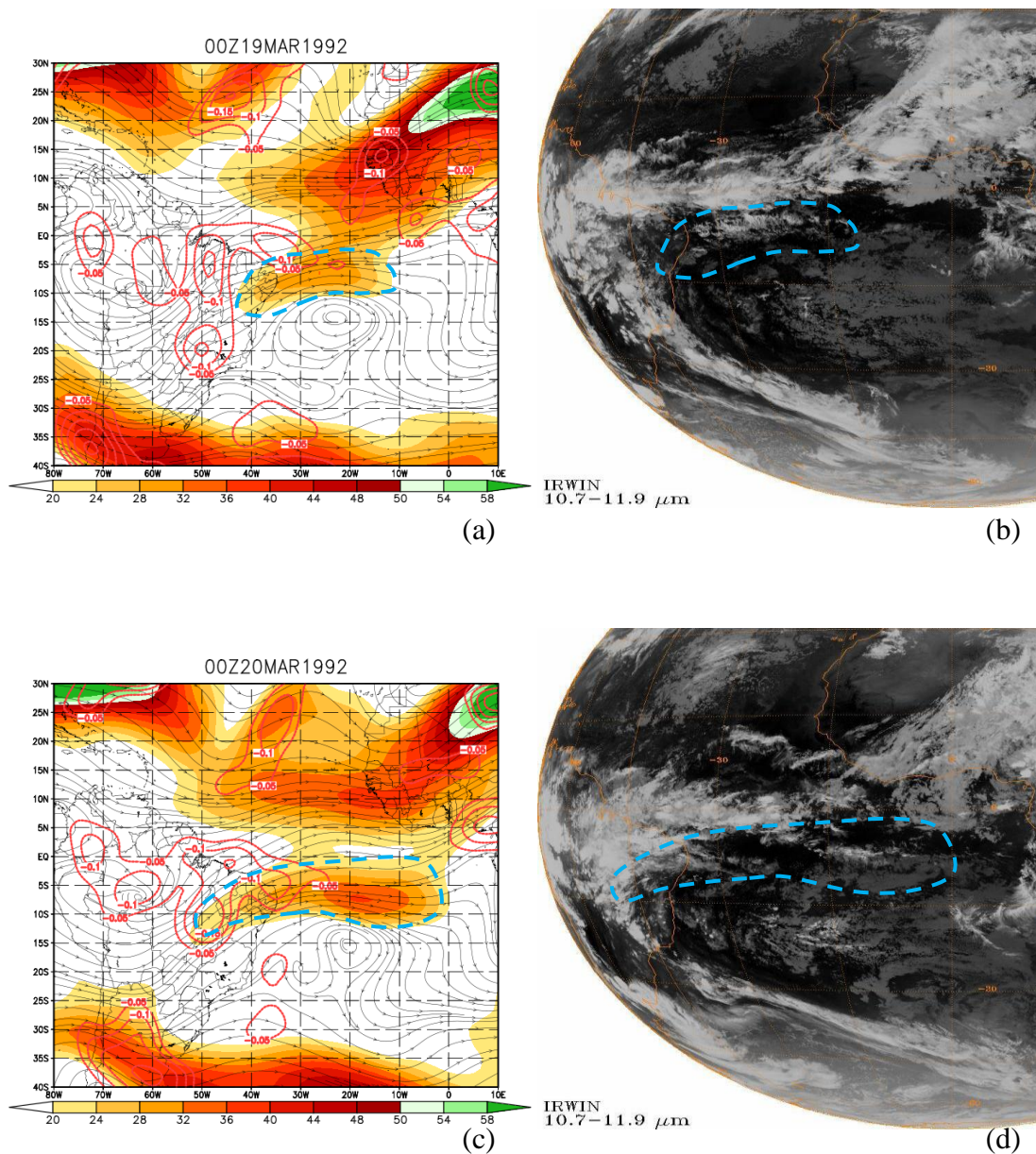


Figura 5.9 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 19/03 e (c) 20/03; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 19/03 e (d) 20/03. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 21 de março (figura 5.10a) a CJNEB Zonal começou a enfraquecer, enquanto que o JSTHN voltou a intensificar. O VCAN permanece posicionado em 17°S e 20°W e no lado oeste surge um anticiclone, assim amplificando o cavado a leste do Brasil. Sobre o Chile e Argentina um cavado começa a amplificar e se deslocar para leste fazendo com que o JSTHS se desloque em direção ao Brasil e intensifique. Os movimentos ascendentes neste dia foram menos observados, somente vistos na entrada da CJNEB Zonal e sobre o centro-norte do Brasil aonde os movimentos ascendentes chegaram a $-0,10 \text{ Pa.s}^{-1}$.

No dia 22 de março (figura 5.10c) a CJNEB continuou enfraquecendo, assim como o VCAN, que também começou a enfraquecer após a formação do anticiclone, que nesse dia se intensificou amplificando mais ainda o cavado na costa do Brasil. O JSTHN continuou intensificando, principalmente sobre o continente Africano, e o JSTHS se deslocando em direção ao Brasil, devido ao deslocamento do cavado sobre o Chile e Argentina. Os movimentos ascendentes continuaram na região de entrada da CJNEB Zonal, porém no lado equatorial e com intensidade chegando a $-0,15 \text{ Pa.s}^{-1}$.

A nebulosidade no dia 21 de março (figura 5.10b) esteve presente praticamente em toda a região da CJNEB Zonal, com maior densidade sobre o NEB, onde esteve posicionada a região de entrada da corrente. Já no dia 22 de março (figura 5.10d) a nebulosidade foi observada em maior quantidade em torno de 30°W, no lado equatorial da CJNEB Zonal.

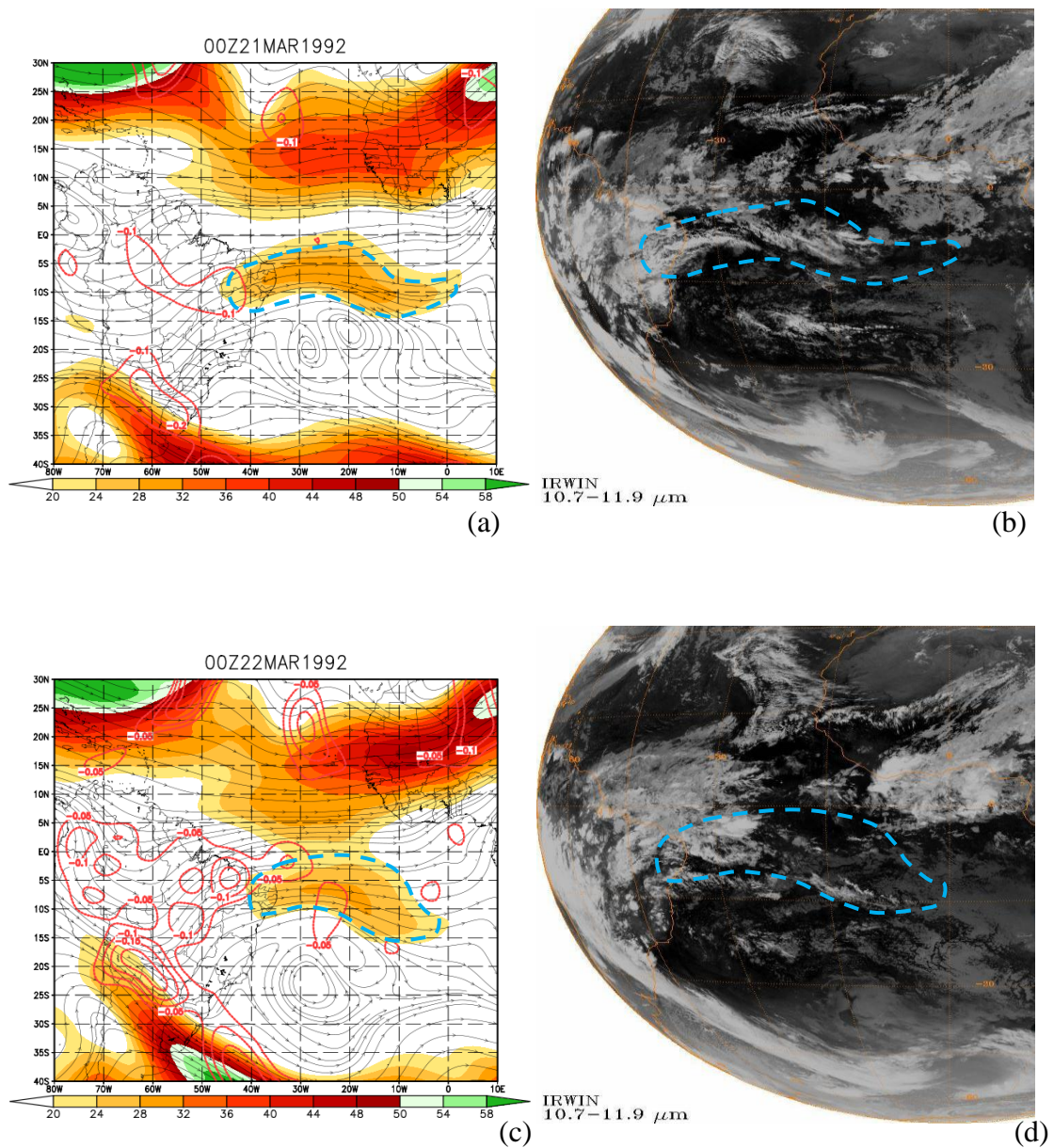


Figura 5.10 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$: (a) 21/03 e (c) 22/03; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 21/03 e (d) 22/03. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.
 Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 23 de março (figura 5.11a), foi o último em que o VCAN apresentou circulação ciclônica fechada, nesse dia o núcleo de velocidade máxima da CJNEB Zonal apresentou-se bem afastado do continente entre as longitudes 20°W e 10°W. Próximo ao litoral do Brasil um novo vórtice ciclônico se formou, e analisando os dias anteriores sugere-se que o seu mecanismo de formação foi do tipo “Alta” como descrita por Paixão e Gandu (2000). Nesse dia o JSTHN continuou intensificando sobre a África, enquanto que o JSTHS avançava sobre a região Sul do Brasil e também se intensificava.

Os movimentos ascendentes (figura 5.11a) como nos outros dias mantiveram-se principalmente na região de entrada da CJNEB Zonal, e a nebulosidade (figura 5.11b) foi observada em grande parte da CJNEB Zonal, desde o NEB até 15°W, ou seja, na região entre a entrada da corrente e o seu núcleo de velocidade máxima.

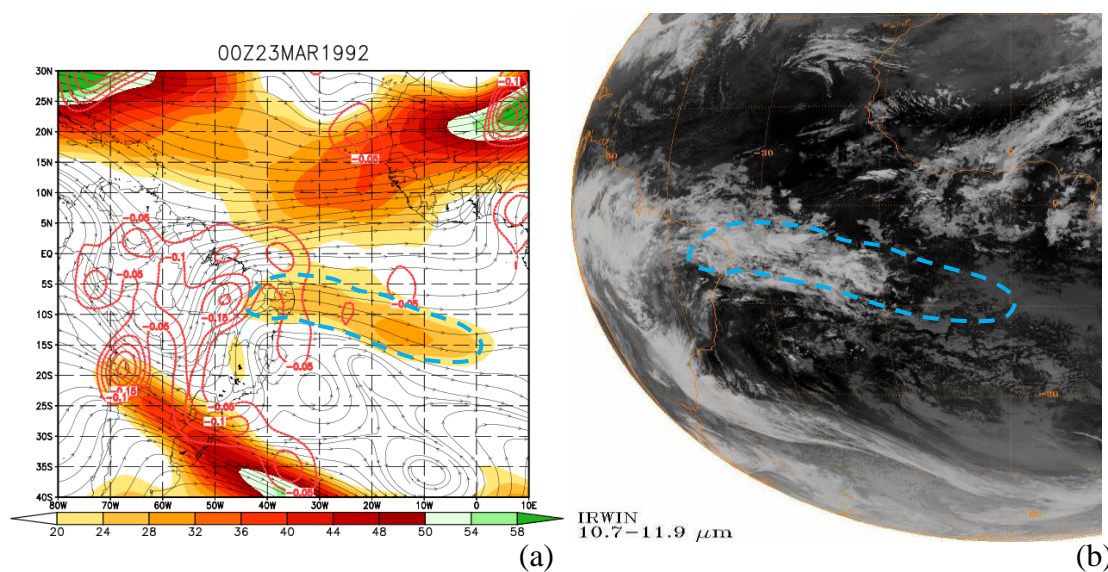


Figura 5.11 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 23/03/1992. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

A CJNEB Zonal esteve associada ao VCAN em todo seu ciclo de vida, que durou seis dias e sua trajetória apresentou um deslocamento no sentido horário, afastando-se do continente, ao contrário dos VCAN's observados por Frank (1966) e Gan (1983). A ligação entre os JSTHN e a CJNEB Zonal ocorreu em alguns dias, mas não demonstrou uma clara influência entre elas. A região de entrada do JSTHN no dia do “pré-vórtice” esteve na sua posição mais próxima ao NEB durante esse evento, devido a presença de um cavado bastante amplificado que penetrou no HS. O JSTHS permaneceu nos primeiros dias numa posição bem zonal sobre o continente, e ao longo dos dias penetrou na região Sul do Brasil, através de um cavado sobre o Chile e Argentina. A nebulosidade associada ao VCAN-CJNEB Zonal não apresentou um padrão, mas preferencialmente ocorreu na região mais fraca da corrente, fora do “Jet Streak”.

5.3 CJNEB Transversal

Esta seção apresenta um caso de VCAN-CJNEB Transversal próximo e sobre o NEB entre os dias 15 e 19 de novembro de 1990. Este caso foi escolhido por ter sido um dos mais intensos e representar o padrão observado anteriormente.

No dia 14 de novembro (figura 5.12a), é o dia que antecede a formação do VCAN (pré-vórtice). Nesse dia a presença do CAN pode ser observada sobre o oceano Atlântico, desde 40°S passando sobre o NEB e terminando sobre a Amazônia. A Alta da Bolívia, deslocada da posição em relação aos outros tipos de CJNEB é observada sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Neste caso é possível notar duas regiões com ventos fortes associados ao CAN, uma de sudeste e outra de oeste com intensidade chegando a 32 e 36 m.s⁻¹ respectivamente.

O JSTHN comparado aos outros casos de CJNEB apresentou uma extensão horizontal menor e menos intensa, e esteve associado a um vórtice ciclônico no HN. Já o JSTHS apresentou uma circulação anticiclônica, com ventos no seu núcleo superiores a 58 m.s⁻¹. Uma ramificação desviada pelo CAN pôde ser observada sobre o NEB, sendo uma condição inicial para formação deste tipo de CJNEB (figura 5.12a).

Os movimentos ascendentes no nível de 500 hPa, associados ao CAN-CJNEB, ocorreram entre o CAN e a CJNEB, chegando a $-0,10 \text{ Pa.s}^{-1}$, enquanto que movimentos mais fortes ($-0,15 \text{ Pa.s}^{-1}$) foram observados entre a CJNEB e o JSTHN, onde ocorreu difluência entre as duas correntes. Assim como pode-se ver na imagem de satélite (figura 5.12b), a região com maior nebulosidade se encontra na região de difluência entre o JSTHN e a CJNEB. Outra região com nebulosidade em forma linear e filamentosa é observada na região da mesma CJNEB.

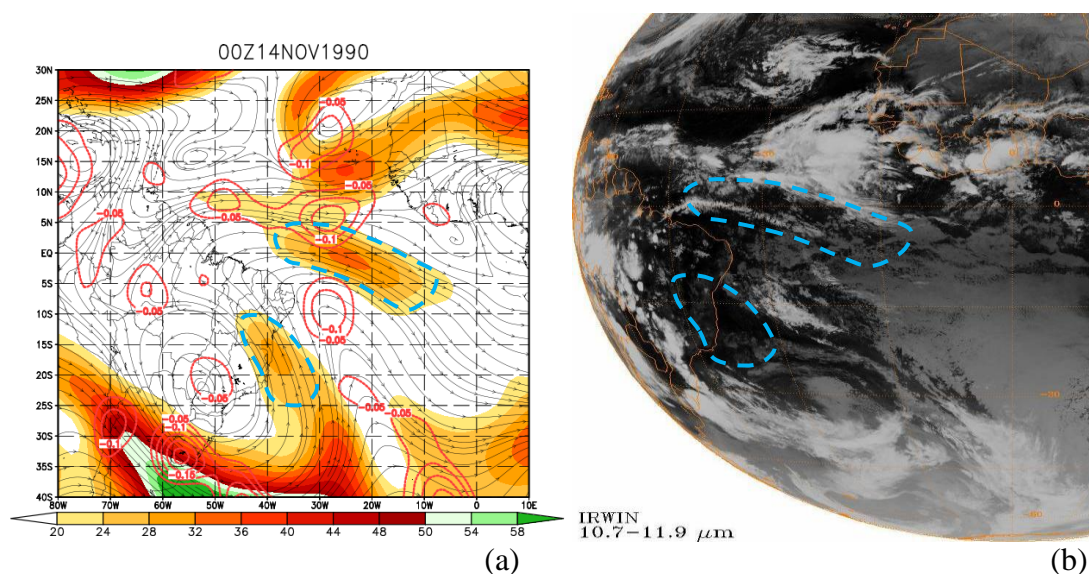


Figura 5.12 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 14/11/1990. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.
Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 15 de novembro (figura 5.13a), ocorre a formação do VCAN, como no padrão de VCAN-CJNEB Transversal, ele se formou próximo ou mesmo sobre o NEB com um eixo no sentido sudeste-noroeste. A Alta da Bolívia centralizada em 54°W e 23°S , apresentou uma crista que se estendeu até o oceano Atlântico chegando a 20°W . Assim é possível observar duas correntes em ambos os lados do VCAN, uma é a CJNEB Transversal (1) com sentido sudeste-noroeste entre a Alta da Bolívia e o VCAN, e outra

com sentido noroeste-sudeste, chamada de CJNEB Transversal (2). Nesse primeiro dia, ao contrário dos outros tipos de CJNEB, ambas as correntes atingiram sua máxima intensidade com ventos chegando a 36 m.s^{-1} . Os JST's do HN e HS, não apresentaram uma clara mudança em relação ao dia anterior (pré-vortice), apenas a formação de um VCAN no HN pelo lado equatorial da JSTHN.

Os movimentos ascendentes na figura 5.13 (a), foram observados principalmente na região de entrada da CJNEB Transversal (2), com alguns núcleos de $-0,10 \text{ Pa.s}^{-1}$. Outra região de movimentos ascendentes, esteve localizada na região entre a AB e a CJNEB Transversal (1), devido a difluência entre a AB e o VCAN. A nebulosidade nesse dia (figura 5.13b), como no dia anterior, apareceu em forma linear e textura filamentosa sobre a CJNEB Transversal (1). Outra região com nebulosidade foi observada nas proximidades do centro do VCAN.

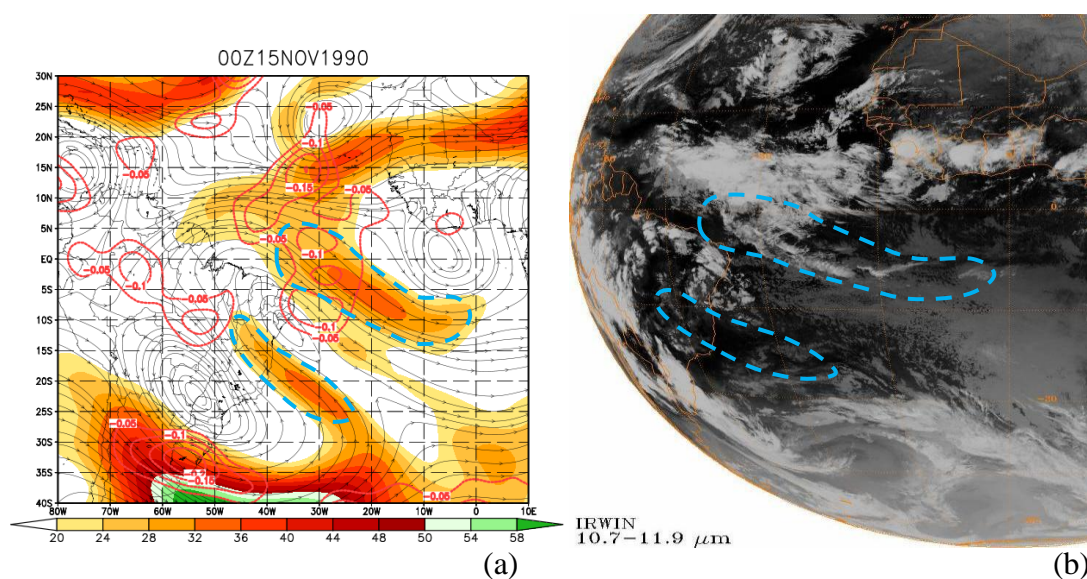


Figura 5.13 - (a) Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} ; (b) Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR para o dia 15/11/1990. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB.

Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 16 de novembro (figura 5.14a), o VCAN se deslocou para sudoeste, assim como a Alta da Bolívia, fazendo com que o eixo de sua crista ficasse zonal. Nesse dia a CJNEB Transversal (2) perdeu intensidade, em contrapartida surgiu outra corrente de jato zonal entre 5°N e 10°N, acoplada a ela. A CJNEB Transversal (1) perdeu a ligação que tinha com uma ramificação do JSTHS, e também perdeu intensidade. No dia 17 de novembro (figura 5.11c) o VCAN se deslocou para oeste e a inclinação do seu eixo se tornou mais meridional. A Alta da Bolívia praticamente não se deslocou, diminuindo a distância entre ela e o VCAN, em consequência houve uma intensificação das correntes, principalmente na CJNEB Transversal (1).

Os movimentos ascendentes no dia 16 de novembro praticamente não existiram na região do VCAN e das CJNEB, com exceção de alguns núcleos de $-0,05 \text{ Pa.s}^{-1}$ (figura 5.14a). Já no dia 17 de novembro, os movimentos ascendentes se intensificaram, principalmente na região da periferia do VCAN entre as duas CJNEB, aonde chegaram a $-0,10 \text{ Pa.s}^{-1}$ (figura 5.14c).

A nebulosidade no dia 16 de novembro (figura 5.14b), na região da CJNEB Transversal (1), ainda apresentou uma textura filamentosa. Já na região da borda do VCAN, sobre o norte da região do NEB, uma densa massa de nuvens começou a se formar. No dia 17 (figura 5.11d), as regiões das duas CJNEB apresentaram nebulosidade, enquanto que na periferia do VCAN, onde os ventos foram inferiores a 20 m.s^{-1} , a nebulosidade aumentou significativamente.

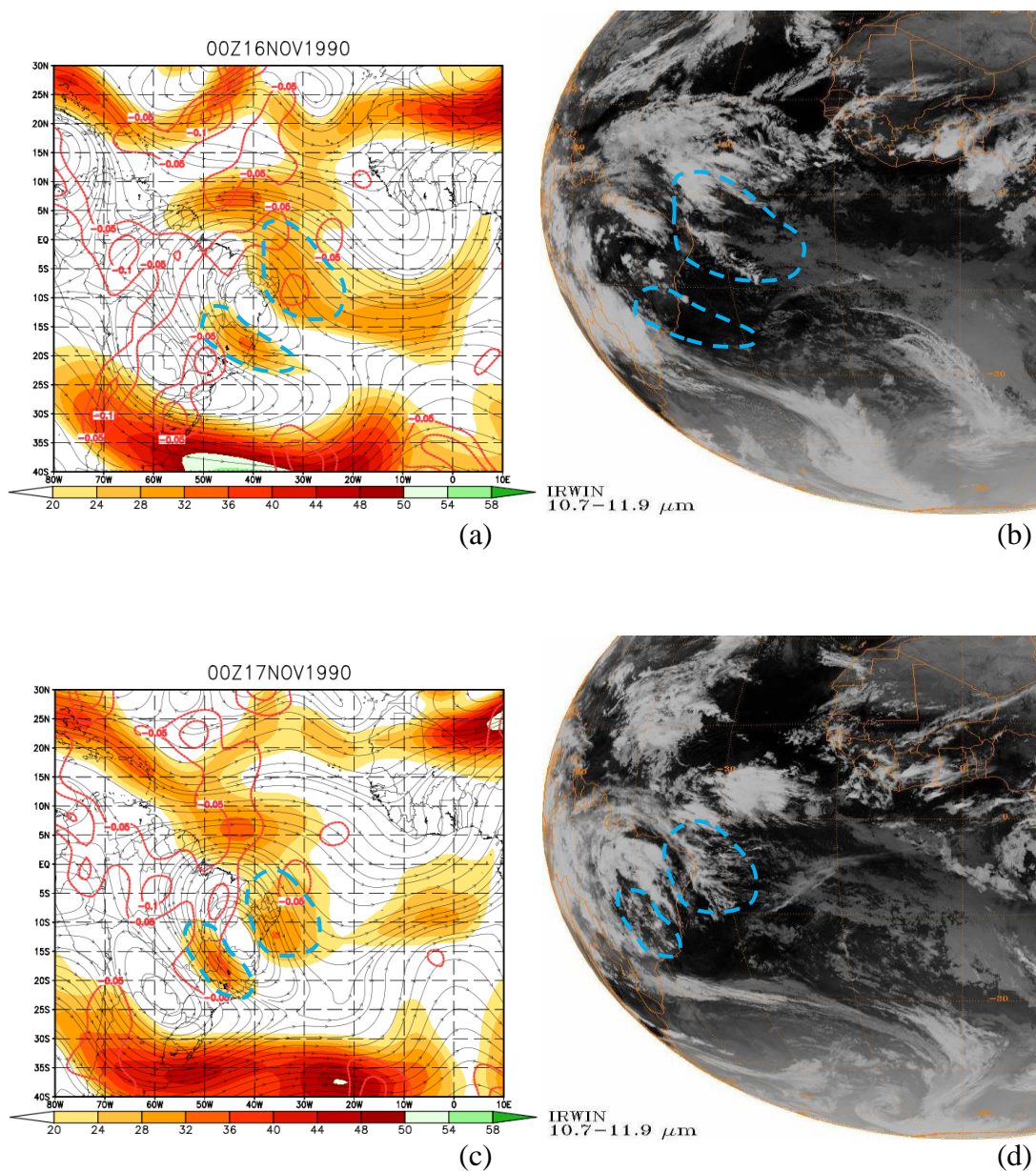


Figura 5.14 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em m.s^{-1} e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em Pa.s^{-1} : (a) 16/11 e (c) 17/11; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 16/11 e (d) 17/11. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

No dia 18 de novembro (figura 5.15a), o VCAN e a Alta da Bolívia voltaram a se deslocar para oeste, fazendo com que as duas correntes estivessem posicionadas sobre o continente. As CJNEB começaram a enfraquecer, e o vento no núcleo não passou de 32 m.s^{-1} . Uma ramificação do JSTHN, com ventos próximos a 36 m.s^{-1} , deslocou-se em direção ao HS, enquanto que o JSTHS sofreu um enfraquecimento. Já no dia 19 de novembro (figura 5.15c), ocorreu o último dia de circulação fechada do VCAN, nesse dia o seu centro encontrou-se praticamente fora do NEB, e as correntes de jato associadas, não existiram ou estiveram muito afastadas do NEB. O JSTHN através de uma ramificação penetrou no HS, passando próximo ao NEB, e o JSTHS atingiu a menor intensidade durante a ocorrência da VCAN-CJNEB Transversal.

Em relação aos movimentos ascendentes, no dia 18 de novembro (figura 5.15a), os mais intensos continuaram a ocorrer na periferia do VCAN entre as duas CJNEB. Já no dia 19 de novembro (figura 5.15c), a região de movimentos ascendentes aumentou com a ausência da CJNEB Transversal (2), porém foram menos intensos.

No dia 10 de novembro (figura 5.15b), em praticamente toda a região do VCAN, foram observadas nuvens com textura granulosa e filamentosa, enquanto que no dia 18 de novembro (figura 5.15d), com a extinção da CJNEB Transversal (2), novamente uma densa massa de nuvens se formou no norte do NEB, região essa com ventos inferiores a 20 m.s^{-1} .

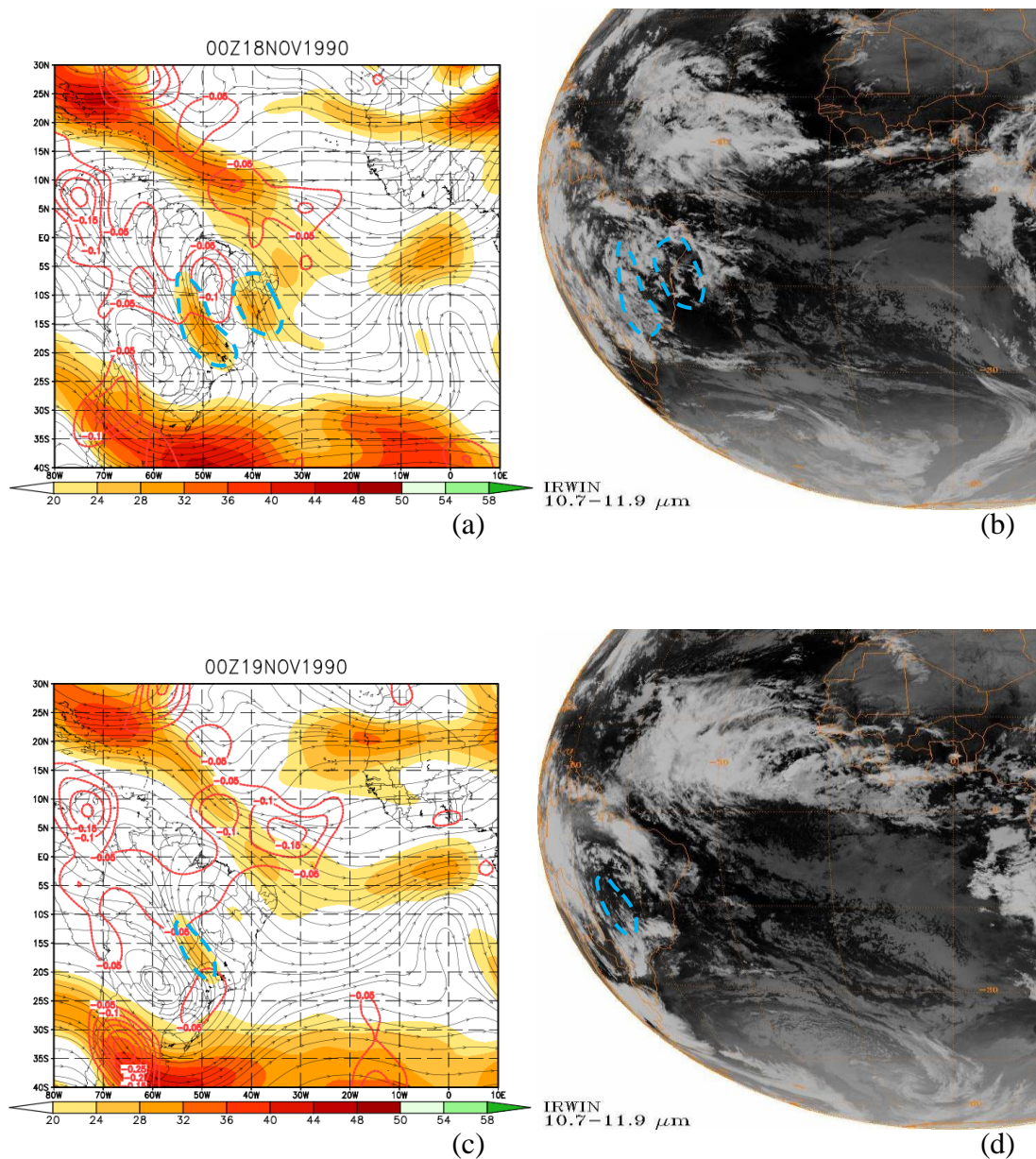


Figura 5.15 - Campo de linhas de correntes, magnitude do vento no nível de 200 hPa (sombreado) em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ e velocidade vertical ascendente ($\omega < 0$) no nível de 500 hPa (contornos vermelhos) em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$: (a) 18/11 e (c) 19/11; Imagem do satélite METEOSAT-4 no canal IR: (b) 18/11 e (d) 19/11. A região tracejada em azul mostra a posição da CJNEB. Fonte de dados: NCEP/NCAR.

O VCAN nesse caso durou cinco dias, e em todo seu ciclo de vida, foi observado ventos acima de 20 m.s^{-1} em sua periferia. Das correntes observadas, uma no sentido sudeste-noroeste, chamada de CJNEB Transversal (1), foi mais intensa e duradoura que a corrente de noroeste-sudeste, chamada de CJNEB Transversal (2). A trajetória do VCAN foi em direção ao sudoeste, e se comparado com os outros casos foi o que teve o maior deslocamento. Estes resultados concordam com Ramirez (1996), que observou que os VCAN's se deslocam na direção do setor com ventos mais intensos em sua periferia.

Inicialmente a CJNEB Transversal (1) surgiu de uma ramificação do JSTHS, e após a formação do VCAN, houve o desligamento. Já o JSTHN com uma extensão horizontal menor que os outros casos, não apresentou uma clara influência na formação da CJNEB Transversal (2), apesar de haver uma interação entre elas durante este caso.

Os movimentos ascendentes em 500 hPa, foram observados principalmente nas regiões de entrada e saída das CJNEB, mas principalmente na região da periferia onde os ventos foram inferiores a 20 m.s^{-1} , assim as maiores regiões com nuvens convectivas foram observadas nesse setor.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

- Análises dos VCAN's

Neste trabalho foram detectados 167 VCAN's, onde a maioria ocorreu em anos de El Niño (37,1%), e a maior frequência foi observada em dezembro, fevereiro e março. Enquanto que em anos de La Niña, houve uma redução dos casos (28,7%), e a maior parte dos casos ocorreram de dezembro a março.

Durante o Verão os VCAN's são mais duradouros, tanto em anos de El Niño como em La Niña, onde a duração média foi de aproximadamente oito dias em janeiro. Cabe ressaltar que observando individualmente um VCAN pode durar semanas, como nesse estudo foi observado um caso com a duração de 27 dias.

A formação dos VCAN's ocorreu na maioria das vezes sobre o oceano Atlântico, em anos de La Niña, 72,9 % foram originados no oceano, já em anos de El Niño foram 64,5 %. Dos VCAN's que se formaram no continente, apenas 17 % tiveram origem fora do NEB.

- Análises dos VCAN's-CJNEB

Dos 167 VCAN's observados neste trabalho, 53,9% dos casos apresentaram ventos superiores a 20 m.s^{-1} na sua periferia, esses ventos estão associados à CJNEB. Em anos de El Niño, onde houve a maioria dos casos de VCAN, mais da metade deles estava associado à CJNEB (66,1%), enquanto que em anos de La Niña 45,8% dos casos estavam associados à VCAN.

Em relação à intensidade das CJNEB associadas à VCAN's, 94,9% dos dias as velocidades não ultrapassaram 32 m.s^{-1} , e apenas em anos de El Niño e neutros as velocidades chegaram a 40 m.s^{-1} .

As direções da CJNEB mais observadas foram de sul, sudeste, noroeste e oeste, representando 94,4% dos dias em que a CJNEB associada à VCAN foi observada. A CJNEB com ventos de nordeste e leste não foram observados.

- Análises dos padrões de circulação

Foram observados três tipos distintos de VCAN-CJNEB:

-As de sudeste e sul foram chamadas de Meridionais. Esse tipo de CJNEB ocorre no setor oeste do VCAN, e pode se posicionar tanto no oceano Atlântico como sobre o continente, dependendo da posição do VCAN. Nesse caso o VCAN apresentou um eixo quase meridional, e em alguns casos ocorreu à ligação entre os JST's do HS e HN através da CJNEB.

- As correntes de oeste foram chamadas de Zonais. Nesse tipo de CJNEB, os ventos mais intensos ocorrem no setor norte do VCAN, e também podem ocorrer tanto no oceano Atlântico como no continente. Nesse caso a Alta da Bolívia não se apresenta bem configurada, favorecendo um escoamento mais zonal na América do Sul, e para que a CJNEB se posicione sobre ou próximo ao NEB, o centro do VCAN deve preferencialmente estar posicionado abaixo de 10°S . Em alguns casos houve a ligação da CJNEB com o JSTHN.

- As correntes de sudeste e noroeste foram chamadas de Transversais (1) e (2) respectivamente. Nesse caso o VCAN tem seu eixo inclinado para oeste, e posicionado próximo ou sobre o NEB. Em alguns casos foi observada uma ramificação do JSTHN, penetrar no HS.

Os movimentos ascendentes e as regiões com ROLE inferior a 240 W.m^{-2} em ambos os tipos de CJNEB, foram observados nas regiões da periferia do VCAN em que a CJNEB não esteve presente, ou esteve fora do “Jet Streak”.

Os VCAN's mais intensos foram aqueles associados à CJNEB Transversal, apresentando casos com vorticidade de $-13 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, enquanto que os menos intensos foram as CJNEB Zonais, entretanto todos os tipos de CJNEB apresentaram casos com ventos chegando a 40 m.s^{-1} .

- Estudo de Casos

Os casos apresentaram o que foi observado nos padrões, onde ocorreu a inibição dos movimentos ascendentes mais intensos, nas regiões da periferia dos VCAN's, onde a CJNEB foi mais intensa, principalmente na região do “Jet Streak”. Assim a nebulosidade mais intensa ocorreu fora dessas regiões.

O caso da CJNEB Meridional, onde foi apresentada a ligação dos JST's do HS e HN, através da CJNEB, foi observada uma ciclogênese em superfície na região onde ocorria a bifurcação do JSTHS, que ajudou a formar a CJNEB. Devido a essa situação houve uma forte difluência em altos níveis, intensificando os movimentos ascendentes na região, e isso resultou no abaixamento da pressão em superfície. Assim a formação desta CJNEB teve importante participação no processo ciclogênico.

Assim como foi observado nesse estudo, é de grande importância para a previsão do tempo o estudo de correntes intensas na periferia do VCAN, de modo que o conhecimento desses setores onde os movimentos ascendentes são mais intensos, implica num melhor prognóstico das regiões vulneráveis a chuvas mais intensas.

- Sugestões para trabalhos futuros

- Analisar a influência da CJNEB no deslocamento e formação dos VCAN's.
- Analisar a influência de sistemas no HN na formação da CJNEB.
- Analisar a influência da CJNEB nas Correntes de Jato do HN.
- Analisar as trocas de energia inter-hemisférica através da CJNEB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

ARKIN, P.A. 1982. The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.110, p.1393-1404.

BARBOSA, T. F. **Intrusão de vortacidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil.** (INPE-14170-TDI/1087). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

BEEBE, R.G.; BATES, F.C. A mechanism for assisting in the realisation of convective instability. **Monthly Weather Review**, v.83, n. 11, p.1-10, Jul. 1955.

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.

BLUESTEIN, H.B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes.** Oxford: University Press, 1993. V.2.

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.

CAMPOS, A. M. V.; FEDOROVA, N. **Corrente de jato do nordeste brasileiro**. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

CARLSON, T.N. **Mid-latitude weather systems**. London: Harper Collins Academic, 1991.

CHEN, G.; CHOU, L. An investigation of cold vortices in the upper troposphere over the western North Pacific during the warm season. **Monthly Weather Review**, p. 1436-1448, Julho 1993.

CLAPP, P. F.; WINSTON, J. S. A case study of confluence as related to the Jet stream. **Journal of Meteorology**, v.8, p. 231-243, 1951.

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.

COLTON, D. E. Barotropic scale interactions in the tropical upper troposphere during the northern Summer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 287-1402, 1973.

CRUZ, G. S. **Manutenção zonal da corrente de jato sobre a América do Sul**. 1998. 100 p. (INPE-9656-TDI/849). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1998.

COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de Altos níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. 2008. 119 p. (INPE-15460-TDI/1422). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.

DEAN, G. A. The three dimensional wind structure over South América and associated rainfall over Brazil. São José dos Campos, INPE, 1971. (LAFE-164).

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

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica. Volume 1**. Pelotas: Editora e Gráfica Universitária, UFPel, 1999. P. 260.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica. Volume 2**. Pelotas: Editora e Gráfica Universitária, UFPel, 2001. P. 242.

FEDOROVA, N. ET AL. **CJNEB e múltiplos fenômenos meteorológicos adversos no Estado de Alagoas do Brasil no dia 15 de junho de 2003**. In: IX Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires, 2005.

FEDOROVA, N. **Sinótica III: Frentes, correntes de jato, ciclones e anticiclones**. Maceió: Editora UFAL, 2008. P. 169.

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. 2000. p. 462-466. 1 CD-ROM.

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 energetics of cold lows. Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology. **American Meteorological Society**, EIV 1 – EIV 6, June 1970.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico sul e leste do Brasil.** 1982. 80p. (INPE-2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1983.

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.

GIBBS/NOAA. Disponível em: < <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/gibbs/satellite-info.html> > Acesso em: janeiro de 2010.

GOMES, H. B. **Estudo da Corrente de Jato próximo do Estado de Alagoas.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Maceió, p. 113, 2003.

GUEDES, R.L. **Condições de grande escala associado a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul.** São Paulo. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo, 1985.

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.: **Climate dynamics of the tropics.** Updated ed. from Climate and Circulation of the Tropics. Kluwer Academic Publishers, 1991. 488p.

HOLOPAINEN, E. A Diagnostic Study of the Kinetic Energy of the Long Term Meanflow and the associated Transient Fluctuations in the atmosphere. **Geophysica**, v.15, n. 12, p. 125-145, 1978.

HORINOUCI, T.; SASSI, F.; BOVILLE, B. Synoptic-scale Rossby waves and geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research.**, v. 105, n. D21, p. 26579-26592, Nov. 2000.

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., 1983, São José dos Campos, Brazil. Preprints.. Boston, MA: **American Meteorological society**, 1983. p. 210-214.

KALNAY, E., KANMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G. ; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A. ; REYNOLDS, R. ; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 77, n.3, p.437-471, Mar. 1996.

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. - out. 1988.

KELLEY, W.E.; MOCK, D.R. A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the western North Pacific. **Monthly Weather Review**, 471-480, junho 1982.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9 p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. L. Upper tropospheric cyclonic vortices in the subtropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, Nov. 1981.

KOUSKY, V.E., CAVALCANTI, I.F.A., Evento El Niño Oscilação Sul: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v.36, n. 11, p. 1888-1899. 1984.

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. 36, n. 5, 490-504, Oct. 1984.

KOUSKY V. E . Atmospheric Circulation Changes Associated With Rainfall Anomalies Over Tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, n.113, n.11,p.120-128, 1985.

LIEBMANN, B.; SMITH, C.A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bul. Amer. Met. Soc.** v. 77, p. 1275-1277, 1996.

MAHLMAN, J.D. On the maintenance of the polar front jet stream. **Journal of the Atmospheric Sciences** , v. 30, p. 544-557, May. 1973.

MATTOCKS, C.; BLECK, R. Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during the initial stages of lee cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, 2033-2056, 1986.

MEDINA, M. **Meteorologia básica sinóptica**. Madrid: Paraninfo, 1976.

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1673-1688, 2001.

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.

MOORE, J.T.; VANKNOWE, G.E. The effect of jet-streak curvature on kinematic fields. **Monthly Weather Review**, v.120, n.11, p. 2429-2441, Nov. 1992.

NOAA. Climate Prediction Center. Cold and warm episodes by season. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml> Acesso em: Julho 2008.

NOBRE, C. A., A. S. DE OLIVEIRA AND E. K. NEVES. **Precipitation and circulation anomalies in South América and the 1982-83 El Niño/southern oscillation episode**. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 4., Brasília, 1986. Anais. São José dos Campos: INPE, 1986. v. 1, p 339-345.

NWS, NOAA. **National Weather Service**. Disponível em: <<http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/index.htm>> Acesso em: janeiro de 2010.

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., 2000, Rio de Janeiro. Anais. 2000. p. 3422-3428. 1 CD- ROM.

PALMÉN, E. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. **Tellus**, v. 1, p. 22-31, 1949.

PALMÉN, E. H, RIEH, H., VUORELA, L. On the meridional circulation and release of kinetic energy in the tropics. **Journal of Meteorology**; v. 15, n. 3; p. 271-277; June 1958.

PALMÉN, E., NEWTON C.W.: **Atmospheric circulation systems**. New York: Academic Press., 1969. 603p.

PALMER, C. E. On High-level Cyclones Originating in the Tropics. **American Geophysical Union**, v. 32, n. 5, p. 683-695, Oct. 1951.

PEZZI, L.P., E CAVALCANTI, I. F. A. **O jato subtropical sobre a América do Sul no período de 1980 a 1989**. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., Belo Horizonte, 1994. Anais. São José dos Campos: INPE, 1994. v.2, p.148-151.

PEZZI, L.P., ROSA, M.B., BATISTA, N.N.M. A corrente de jato subtropical sobre a América do Sul. **Climanálise Edição Especial Outubro/1996**. Edição especial comemorativa de 10 anos.

PHILANDER, S.G.H. **El Niño, La Niña and the southern oscillation**. Califórnia: Academic Press Inc, p.293, 1990.

PRAKKI, S.; SELUCHI, M. E. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South América. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 3-4, p. 203-220, Jun. 2007.

PRICE JD, VAUGHAN G. Statistical studies of cut-off low systems. **Annales De Geophysique**, 96-102, 1992.

RAMAGE, C. S. The tropical cyclone. **Journal of Geophysical Research**, v. 4, p. 1401-1411, Apr. 1962.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. 1996. 132p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

RAMIREZ, 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.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16, 1987.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

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.

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea-surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354-384, May. 1982.

REITER, E. R. **Jet stream meteorology**. Chicago: The University of Chicago Press, 1969. 515p.

RIEHL, H., BADNER, J., HOYDE, J.E. Forecasting in the middle latitudes. Meteorological Monographs. **American Meteorological Society**, v.1, n..5, 1952. 80p.

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.

SADLER, J.C. **The Tropical Upper Tropospheric Trough as a Secondary Source of Typhoons and a Primary Source of Tradewind Disturbances.** Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu, 44pp. 1967 .(Rep. No. 67-12).

SEVERO, D. L. **Estudo de casos de chuvas intensas em Santa Catarina.1994.** 118p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 1994. (INPE – 5682-TDI/568).

SEVERO, D. L., M. A. GAN E N. J. FERREIRA. **Estudo de casos de chuvas intensas associado a enchentes na região do Vale do Itajaí, em Santa Catarina..In.** Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., Belorizonte, 1994. Anais. São José dos Campos: INPE, 1994. v.2, p. 561-564.

SILVA, L. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** 109p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

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.

SIMPSON, R. H. Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology.** v. 9, p. 24-35, Fev. 1952.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower level tropospheric jet streaks and implications of the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review,** 682-703, 1979.

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.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia Versão Digital 1. In: *Perturbações Atmosféricas*. Recife. 2005. p. 444-446.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South América Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, v.109, p.599–610. Mar. 1981.

WALKER, G. T. Correlation in seasonal variations of weather, VIII. **Memoirs of the Indian Meteorological Department**, v. 24, n. 4, p. 75-131, 1923.

WALKER, G. T. Correlations in seasonal variations of weather IX. **Memoirs of the Indian Meteorological Department**, v.24, p.333-345, 1924.

WALKER, G. T. World weather II. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v.11, n. 17, p. 97-106, 1928.

WALKER, G.; T., BLISS E. W. World weather IV. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 3, n. 24, p. 81-95, 1930.

WALKER, G.; T., BLISS E. W. World weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4, n. 36, p. 53-84, 1932.

WALKER, G.; T., BLISS E. W. World weather VI. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4, n. 39, p.119-139, 1937.

WAUGH, D. W., POLVANI, L. M. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical Research**. Letter, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, Dec. 2000.

WAUGH, D. W; FUNATSU, B. M. Intrusions into the tropical upper troposphere: Three-dimensional structure and accompanying ozone and OLR distributions. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 60, n. 4, p. 637 – 653, Feb. 2003.

WAUGH, D. W. Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity. **Journal of Geophysical Research**, vol 110, n. D 11, p. 1-7, June 2005.

ANEXO A - Episódios quentes (vermelho) e frios (azul), baseados no Oceanic Niño Index (ONI). WE=Weak El Niño (Fraco), ME=Moderate El Niño (Moderado), SE=Strong El Niño (Forte) WL=Weak La Niña (Fraco), ML=Moderate La Niña (Moderado), SL= Strong La Niña (Forte)

ENSO Type	Season													
	1949	1950	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ
WL	1950	1951	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	0.2
WE	1951	1952	0.4	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	-0.1
	1952	1953	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5
	1953	1954	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	-0.1	-0.5	-0.7	-0.7
ML	1954	1955	-0.8	-1.0	-1.2	-1.1	-1.1	-1.1	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.0
SL	1955	1956	-1.0	-1.0	-1.4	-1.8	-2.0	-1.9	-1.3	-0.9	-0.7	-0.6	-0.6	-0.6
WL	1956	1957	-0.7	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-0.8	-0.5	-0.1	0.3	0.6	0.7	0.9
SE	1957	1958	0.9	0.9	0.9	1.0	1.2	1.5	1.7	1.5	1.2	0.8	0.6	0.5
	1958	1959	0.3	0.1	0.0	0.0	0.2	0.4	0.4	0.5	0.4	0.2	0.0	-0.2
	1959	1960	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2
	1960	1961	-0.1	0.0	-0.1	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1	0.1	0.2
	1961	1962	0.0	-0.3	-0.6	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4
WL	1962	1963	-0.3	-0.3	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6	-0.3	0.0	0.1	0.1	0.3
WE	1963	1964	0.6	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	0.8	0.4	-0.1	-0.5	-0.8	-0.8
ML	1964	1965	-0.9	-1.0	-1.1	-1.2	-1.2	-1.0	-0.8	-0.4	-0.2	0.0	0.3	0.6
SE	1965	1966	1.0	1.2	1.4	1.5	1.6	1.5	1.2	1.0	0.8	0.5	0.2	0.2
	1966	1967	0.2	0.0	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.6	-0.5	-0.3	0.0
WL	1967	1968	0.0	-0.2	-0.4	-0.5	-0.4	-0.5	-0.7	-0.9	-0.8	-0.7	-0.3	0.0
WE	1968	1969	0.3	0.4	0.3	0.4	0.7	0.9	1.0	1.0	0.9	0.7	0.6	0.5
WE	1969	1970	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8	0.7	0.5	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.3
ML	1970	1971	-0.6	-0.8	-0.9	-0.8	-0.9	-1.1	-1.3	-1.3	-1.1	-0.9	-0.8	-0.8
WL	1971	1972	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9	-0.7	-0.4	0.0	0.2	0.5	0.8
SE	1972	1973	1.0	1.3	1.5	1.8	2.0	2.1	1.8	1.2	0.5	-0.1	-0.6	-0.9
SL	1973	1974	-1.1	-1.3	-1.4	-1.7	-2.0	-2.1	-1.9	-1.7	-1.3	-1.1	-0.9	-0.8
WL	1974	1975	-0.6	-0.5	-0.5	-0.7	-0.9	-0.7	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.9	-1.1
SL	1975	1976	-1.2	-1.3	-1.5	-1.6	-1.7	-1.7	-1.6	-1.2	-0.8	-0.6	-0.5	-0.2
WE	1976	1977	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.6	0.5	0.2	0.2	0.2	0.4
WE	1977	1978	0.4	0.4	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.4	0.0	-0.3	-0.4	-0.4

(continua)

ANEXO A - Conclusão

	1978	1979	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	-0.1
	1979	1980	0.0	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
	1980	1981	0.2	0.0	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3
	1981	1982	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.3	0.6	0.7
SE	1982	1983	0.7	1.0	1.5	1.9	2.2	2.3	2.3	2.0	1.5	1.2	1.0	0.6
	1983	1984	0.2	-0.2	-0.6	-0.8	-0.9	-0.7	-0.4	-0.2	-0.2	-0.3	-0.5	-0.4
WL	1984	1985	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1	-0.9	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6
	1985	1986	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	0.0
ME	1986	1987	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.2
ME	1987	1988	1.4	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1	0.7	0.5	0.1	-0.2	-0.7	-1.2
SL	1988	1989	-1.3	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-1.9	-1.7	-1.5	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4
	1989	1990	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
	1990	1991	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.8
SE	1991	1992	1.0	0.9	0.9	1.0	1.4	1.6	1.8	1.6	1.5	1.4	1.2	0.8
	1992	1993	0.5	0.2	0.0	-0.1	0.0	0.2	0.3	0.4	0.6	0.7	0.8	0.7
	1993	1994	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.5
ME	1994	1995	0.6	0.6	0.7	0.9	1.2	1.3	1.2	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2
WL	1995	1996	0.0	-0.2	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	-0.1
	1996	1997	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	0.0	0.4	0.8	1.3
SE	1997	1998	1.7	2.0	2.2	2.4	2.5	2.5	2.3	1.9	1.5	1.0	0.5	0.0
ML	1998	1999	-0.5	-0.8	-1.0	-1.1	-1.3	-1.4	-1.4	-1.2	-0.9	-0.8	-0.8	-0.8
ML	1999	2000	-0.9	-0.9	-1.0	-1.1	-1.3	-1.6	-1.6	-1.4	-1.0	-0.8	-0.6	-0.5
WL	2000	2001	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.1
	2001	2002	0.2	0.2	0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8
ME	2002	2003	0.9	1.0	1.1	1.3	1.5	1.4	1.2	0.9	0.5	0.1	-0.1	0.1
	2003	2004	0.4	0.5	0.6	0.5	0.6	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5
WE	2004	2005	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
	2005	2006	0.4	0.3	0.2	-0.1	-0.4	-0.7	-0.7	-0.6	-0.4	-0.1	0.1	0.2
WE	2006	2007	0.3	0.5	0.6	0.9	1.1	1.1	0.8	0.4	0.1	-0.1	-0.1	-0.1
ML	2007	2008	-0.1	-0.4	-0.7	-1.0	-1.1	-1.3	-1.4	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4
	2008	2009	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.3	-0.6	-0.8	-0.7	-0.5	-0.1	0.2	0.6

Fonte: <http://ggweather.com/enso/oni.htm>

ANEXO B – Scripts

```

'reinit'

'sdfopen CAMINHO DO ARQUIVO.nc
'sdfopen CAMINHO DO ARQUIVO2.nc'

'set display color white'
'c'

***** Grade
'set lon 280 350'
'set lat -40 20'
***** Paleta de cores
*light yellow to dark red
'set rgb 21 255 250 170'
'set rgb 22 255 232 120'
'set rgb 23 255 192 60'
'set rgb 24 255 160 0'
'set rgb 25 255 96 0'
'set rgb 26 255 50 0'
'set rgb 27 225 20 0'
'set rgb 28 192 0 0'
'set rgb 29 165 0 0'
'set rgb 50 255 255 255'
***** Intervalo de Dados

'set clevs 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50'
'set ccols 0 0 22 22 23 23 24 24 25 25 26 26 27 27 28 28 29 29'
'set cmax 45'
'set cmin 20'
'set cint 2'

*****

'set mpdset brmap_hires'

'set map 1 1 1'

'set grid on'

'define
UM= ((ave (uwnd, t=1, t=5) +ave (uwnd, t=10, t=13) +ave (uwnd, t=15, t=25) +
uwnd(t=40))/4) '

'define
VM= ((ave (vwnd.2, t=1, t=5) +ave (vwnd.2, t=10, t=13) +ave (vwnd.2, t=15, t=25) +
vwnd.2(t=40))/4) '

'set gxout shaded'

'd mag(UM, VM) '

```

```
'set gxout stream'  
'set cthick 1'  
'set strmden 5'  
'd UM;VM'  
'run cbarn'  
'draw title  LEGENDA DA FIGURA'  
'gxyat CAMINHO DE SAÍDA DA IMAGEM.png'
```