



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE – 6608 – TDI / 618**

**PADRÕES CLIMÁTICOS DOS VÓRTICES CICLÔNICOS EM  
ALTOS NÍVEIS NO NORDESTE DO BRASIL**

Maria Cleofé Valverde Ramirez

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelos Drs. Mary Toshie Kayano e Nelson Jesus Ferreira, aprovada em dezembro de 1996.

INPE  
São José dos Campos  
1996

551.515.2(812/813)

VALVERDE RAMÍREZ, M. C.

Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em  
altos níveis no Nordeste do Brasil / M. C.

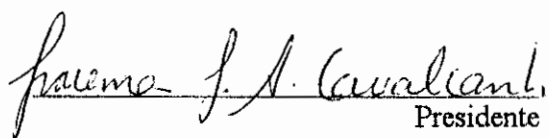
Valverde Ramírez. - José dos Campos: INPE, 1997.

132 p. - (INPE-6408-TDI/618)

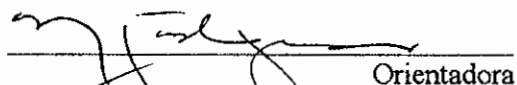
1. Vórtices. 2. Ciclones. 3. Climatologia. 4.  
Funções ortogonais. 5. Equações empíricas. 6.  
Região Nordeste. I. Título.

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

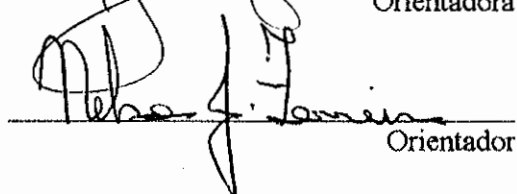
Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

  
Presidente

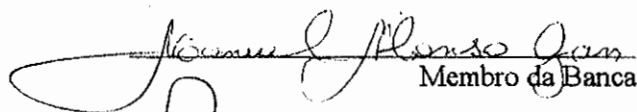
Dra. Mary Toshie Kayano

  
Orientadora

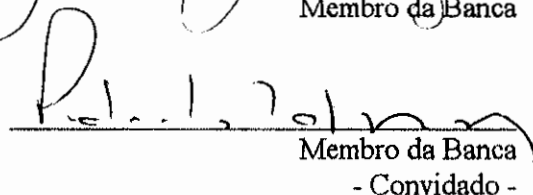
Dr. Nelson Jesus Ferreira

  
Orientador

Dr. Manoel Alonso Gan

  
Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias

  
Membro da Banca  
- Convidado -

Candidato: Maria Cleofé Valverde Ramirez

São José dos Campos, 04 de dezembro de 1996



Ao meu pai, Martín  
a minha mãe, Mercedes  
a minha tia, Julia  
e a meus irmãos

meu reconhecimento e gratidão.



## **AGRADECIMENTOS**

Viver é um eterno agradecer. A todo instante nos defrontamos com situações de gratidão. Hoje, em especial, muito mais preciso dizer muito obrigada:

Aos meus orientadores, Dra. Mary Toshie Kayano e Dr. Nelson Jesus Ferreira pelo incentivo e orientação durante o desenvolvimento desta dissertação.

Ao Coordenador da Posgraduação na pessoa do Dr. Manoel Alonso Gan, e aos professores do curso de Meteorologia do INPE, pelo estímulo e auxílio no desenvolvimento deste estudo.

Aos meus colegas do curso, pelo seu companheirismo e amizade sempre presentes durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao pessoal de computação por seu auxílio em varias etapas deste trabalho.

A Sueli, Aparecida Paula e Enrique por sua amizade e carinho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos no país.

E finalmente a todos os amigos que direta ou indiretamente contribuíram para meu crescimento e caminharam comigo nessa longa jornada. Muito Obrigado





## RESUMO

Neste trabalho foram estudados os padrões de circulação associados aos vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN's) sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Tropical Sul. Utilizou-se as análises diárias do modelo de previsão de tempo do ECMWF e imagens de satélite meteorológicos. Os resultados climatológicos para o período janeiro de 1980 - dezembro de 1989 confirmam que os VCAN's formam-se na alta troposfera, apresentando máxima vorticidade ciclônica em 200 hPa e um centro frio em 300 hPa. A maioria dos VCAN's origina-se sobre o Atlântico Tropical sendo mais frequentes nos meses de verão. Geralmente os VCAN's estendem-se para baixo até 500 hPa, e raramente chegam até 700 hPa. Eles inclinam-se com a altura para o oeste, e o centro frio está localizado a leste ou sudeste do centro do vórtice. O tempo de vida médio é de 7,1 dias. Nos anos de "El Niño" os VCAN's são mais profundos na vertical, enquanto nos anos de "La Niña" são confinados nos altos níveis. Confirmou-se que os VCAN's originam-se a partir da amplificação da crista associada a Alta da Bolívia (AB). Essa amplificação pode ser causada pela incursão de sistemas frontais de latitudes médias, ou por cavados do Pacífico Norte ou do Atlântico Norte que se alinham com a AB na direção NW-SE ou NE-SW. Os VCAN's podem ter um deslocamento regular ou irregular. Cavados de latitudes médias associados a sistemas frontais e uma bifurcação interhemisférica a noroeste da América do Sul podem causar deslocamento irregular. Para VCAN's com deslocamento regular é comum observar a presença de um anticiclone nos altos níveis do Atlântico Sul relacionado com a Zona de Convergência do Atlântico Sul. O primeiro modo da análise das Funções Ortogonais Empíricas da vorticidade relativa em 200 hPa apresenta um padrão de ondas estendendo-se desde a costa leste sul americana até o Atlântico Sul com orientação SW-NE. Este modo representa o cavado de latitudes médias, crista amplificada e VCAN, sugerindo que ocorre transferência de momentum e energia na direção SW-NE. Para uma área menor inserida no domínio de estudo, o primeiro modo representa o VCAN sobre o oceano e para o segundo modo, o VCAN sobre o Nordeste. Mapas das correlações entre as amplitudes destes modos e as séries temporais da vorticidade relativa filtrada para toda a área de estudo, indicam uma relação entre o cavado do Pacífico Sul (120°W e 140°W) e o padrão de ondas no leste da América do Sul. Assim a presença deste cavado teria alguma contribuição na formação do VCAN.



## CLIMATIC PATTERNS OF UPPER LEVEL CYCLONIC VORTEX OVER NORTHEAST BRAZIL

### ABSTRACT

In this work the circulation patterns associated with upper level cyclonic vortices (VCAN's) over the Northeast Brazil and Tropical South Atlantic have been studied. Results from the synoptic climatology for the period January 1980 - December 1989 confirm that VCAN's form in the upper troposphere, with maximum cyclonic vorticity at 200 hPa and a cold core at 300 hPa. Most of the VCAN's originate over Tropical Atlantic, and they are more frequent during the summer months. In general the VCAN's extend downward to 500 hPa and rarely they reach 700 hPa. They have westward inclination with height and the cold core is located to the east or southeast of their center. The average life time is 7.1 days. During El Niño years, the VCAN's are deeper in the vertical, while during La Niña years they are confined at upper levels. It has been confirmed that VCAN's originate from the amplification of the ridge associated with the Bolivian high (BH). Such amplification can be caused by the incursion of the midlatitude frontal systems, or by troughs in the North Pacific or in the North Atlantic aligned with BH in NW-SE or NE-SW directions. The VCAN's can present regular or irregular displacements. Midlatitude trough associated with frontal systems and an interhemispheric bifurcation at the northwest of the South America can cause irregular displacement. For VCAN's with regular displacement it was common to observe the presence of a South Atlantic upper level anticyclone which is related to the South Atlantic Convergence Zone. The first mode of the empirical orthogonal function analysis of the relative vorticity at 200 hPa presents a wave like pattern extending from the South American eastern coast towards the South Atlantic with a SW-NE orientation. This mode represents the midlatitude trough, the amplified ridge and the VCAN suggesting that occur momentum and energy propagation in the SW-NE direction. For a small area within the study domain, the first mode represents the VCAN over the ocean and the second mode, the VCAN over Northeast. Maps of correlations between the amplitudes of these modes and the filtered time series of the relative vorticity for the whole area of study indicate a relationship between the South Pacific trough (120°W - 140°W) and the wave like pattern over eastern South America. Thus, the presence of this trough might have some contribution on the VCAN formation.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xv
LISTA DE TABELAS.....	xix
LISTA DE SIGLAS.....	xxi
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
<b>CAPÍTULO 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>05</b>
2.1 Origem e Formação.....	05
2.2 Estrutura Vertical.....	10
2.3 Energética e Mecanismo de Manutenção.....	11
2.4 Distribuição da Nebulosidade.....	13
2.5 Deslocamento dos Vórtices.....	14
<b>CAPÍTULO 3 DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>17</b>
3.1 Dados.....	17
3.2 Metodologia.....	18
3.2.1 Climatologia.....	18
3.2.2 Padrões da Circulação Associada aos Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis Determinados Objetivamente.....	20
<b>CAPÍTULO 4 RESULTADOS.....</b>	<b>23</b>
4.1 Climatologia.....	23
4.2 Padrões da Circulação Associada à Formação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.....	30
4.3 Deslocamento dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.....	43
4.3.1 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com Deslocamento Irregular.....	46

	<u>Pág.</u>
4.3.2 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis com Deslocamento Regular.....	51
4.3.2.1 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que se Deslocam até o Centro do Continente.....	51
4.3.2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que se Deslocam até Nordeste do Brasil.....	57
4.4 Análise das Funções Ortogonais Empíricas.....	59
4.4.1 Verão de 1982-1983.....	68
4.4.2 Verão de 1986-1987.....	70
4.4.3 Verão de 1984-1985.....	72
4.4.4 Verão de 1988-1989.....	74
4.4.5 Verão de 1980-1981.....	76
4.4.6 Verão de 1981-1982.....	78
4.4.7 Verão de 1983-1984.....	80
4.4.8 Verão de 1985-1986.....	82
4.4.9 Verão de 1987-1988.....	84
<b>CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</b>	<b>87</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>93</b>
<b>APÊNDICE A - Filtros.....</b>	<b>101</b>
<b>APÊNDICE B - Funções Ortogonais Empíricas.....</b>	<b>103</b>
<b>APÊNDICE C - Períodos de Ocorrência de Formação de VCAN's para o Verão.....</b>	<b>109</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Vórtice ciclônico de altos níveis localizado na região Nordeste do Brasil. Imagem do satélite meteorológico GOES, dia 16 de Janeiro de 1981 as 03:16 UTC no canal infravermelho. A seta mostra a provável localização do centro do vórtice.....	07
2.2 - Sequência esquemática para a formação de vórtice ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul.....	08
3.1 - Áreas utilizadas neste estudo.....	22
4.1 - Perfil vertical da anomalia da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e vorticidade ( $\text{sec}^{-1} \times 10^{-5}$ ) no centro do VCAN. Os valores são médias temporais das anomalias de um caso ocorrido no período 10-21 de janeiro de 1981.....	27
4.2 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa que mostram a formação do vórtice nos dias: a) 01/01/88, b) 02/01/88, c) 02/04/88 e d) 03/04/85.....	31
4.3 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa, mostrando VCAN's associados a a) AB com extensão quase zonal, b) AB com extensão simétrica, e c) AB com extensão meridional.....	34
4.4 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa, mostrando a BI: a) com centros de circulação fechada e b) com ausência de circulação fechada a nordeste da BI.....	37
4.5 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa no dia 05/02/82 ilustra o ingresso do CLM pelo continente.....	40
4.6 - Campo de vento em 200 hPa com: a) ventos circundando um VCAN em fase de intensificação no dia 01/02/81, b) ventos intensificando-se no setor oeste do VCAN no dia 02/02/81 e c) ventos fortes no lado polar do VCAN no dia 03/02/81.....	42
4.7 - Seções longitude versus tempo da vorticidade relativa para o nível de 200 hPa nos períodos a) 02-16/01/88 (latitude $7,5^{\circ}\text{S}$ - irregular), b) 08-21/01/81 (latitude $10^{\circ}\text{S}$ - regular) e c) 02-11/01/87 (latitude $12^{\circ}\text{S}$ - regular).....	45

	<u>Pág.</u>
4.8 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associados a dois CLM's influenciando no deslocamento do VCAN.....	48
4.9 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associado a um CLM que se alinha rapidamente com o VCAN influenciando em seu deslocamento.....	50
4.10 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associada a uma situação de VCAN com deslocamento regular até centro de continente.....	54
4.11 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associada a VCAN's com deslocamento até a costa oeste da América do Sul.....	56
4.12 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associada a VCAN's que se deslocam sobre o setor Nordeste da Alta do Atlântico Sul (AT).....	58
4.13 - Configuração do Modo 1 para vortacidade relativa no nível de 200 hPa para o verão. A seta mostra o padrão de ondas no Pacífico sudeste e leste da América do Sul (Os "loadings" estão multiplicados por $10^3$ ).....	61
4.14 - Amplitudes correspondentes ao modo 1 da Fig. 4.13.....	63
4.15 - Variância corrida das amplitudes mostradas na Fig. 4.14.....	63
4.16 - Configuração das anomalias da vortacidade relativa no nível de 200 hPa para o verão: a) Modo 1 e b) Modo 2.....	64
4.17 - Padrão de correlação para o verão de 1982-1983 para a) Modo 1 b) Modo 2.....	69
4.18 - Padrão de correlação para o verão de 1986-1987 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	71
4.19 - Padrão de correlação para o verão de 1984-1985 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	73
4.20 - Padrão de correlação para o verão de 1988-1989 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	75
4.21 - Padrão de correlação para o verão de 1980-1981 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	77
4.22 - Padrão de correlação para o verão de 1981-1982 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	79
4.23 - Padrão de correlação para o verão de 1983-1984 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	81



	<u>Pág.</u>
4.24 - Padrão de correlação para o verão de 1985-1986 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	83
4.25 - Padrão de correlação para o verão de 1987-1988 para: a) Modo 1 b) Modo 2.....	85
A1 - Função resposta do filtro de Lanczos passa- banda, com as frequências de corte $fc_1=1/20$ (dia <sup>-1</sup> ) e $fc_2=1/5$ (dia <sup>-1</sup> ) e 31 funções peso.....	102



## LISTA DE TABELAS

		<u>Pág.</u>
4.1 -	Total de VCAN's observados nas latitudes tropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil. Os números entre parêntese correspondem aos que se formam sobre o continente (leste do Brasil).....	24
4.2 -	Total de VCAN's por estações do ano. Os números entre parênteses correspondem aos que se formam sobre continente (leste do Brasil).....	25
4.3 -	Nível de formação, extensão vertical e tempo de vida médio dos VCAN's para o período de 1980-1989.....	28
4.4 -	Posição geográfica (N, S, E, W, NE, SE, NW, SW, CENTRO) do núcleo frio em relação ao centro de circulação fechada do VCAN no nível de 300 hPa para o período de 1980-1989.....	29
4.5 -	Total de VCAN's conforme seu deslocamento.....	44
C1.-	Períodos de ocorrência de formação de VCAN's para o verão. Os números entre parênteses indicam o número de dias. As letras entre parênteses indicam a primeira letra do mês (anterior ou posterior).....	109



## LISTA DE SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AN	Alta do Norte
AT	Anticiclone do Atlântico Sul
BI	Bifurcação Inter-hemisférica
CAN	Cavado do Atlântico Norte
CLM	Cavado de Latitudes Médias
CNE	Cavado do Nordeste
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions
CPN	Cavado do Pacífico Norte
CPS	Cavado do Pacífico Sul
DJF	Dezembro-janeiro-fevereiro
E	Leste
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
GrADS	Grids Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho
MAM	Março-abril-maio
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
S	Sul
SE	Sudeste
SF	Sistema Frontal
SON	Setembro-outubro-novembro
SW	Sudoeste
UTC	Unidade de tempo de referência
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas houve um avanço considerável no aprimoramento dos modelos de circulação geral da atmosfera, com a finalidade de produzir previsões de tempo confiáveis. Entretanto, para melhor explorar o potencial dos produtos destes modelos, ainda é necessário conjugá-los aos conhecimentos da climatologia dinâmica e termodinâmica dos sistemas de escala sinótica que atuam numa determinada região.

Um dos sistemas meteorológicos observado nos trópicos e subtropicais que há anos tem despertado a atenção dos meteorologistas é o vórtice ciclônico em altos níveis (VCAN). Este sistema desempenha um papel importante na troca de energia entre as regiões tropicais e extratropicais. Os VCAN's nos subtropicais do Hemisfério Norte (HN) foram estudados mais extensivamente. Os primeiros trabalhos sobre este assunto foram apresentados por Palmén (1949), Palmer (1951) e Frank (1966). Em termos gerais, estes estudos mostraram que os vórtices têm um centro frio e sua origem e desenvolvimento pode diferir de um local para outro.

Os primeiros estudos observacionais sobre VCAN's no Atlântico Sul tropical foram feitos por Dean (1971) e Aragão (1975). Eles mostraram que as chuvas

excessivas no Nordeste do Brasil e suas vizinhanças podem estar relacionadas aos VCAN's. Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) utilizando dados meteorológicos convencionais, análises de modelos de previsão de tempo e imagens de satélite definiram diversos aspectos relacionados à origem, formação e deslocamento dos VCAN's. Estes sistemas formam-se no Oceano Atlântico Sul e na costa leste brasileira e se deslocam para oeste.

Embora o comportamento e estrutura dos VCAN's que atuam no Nordeste do Brasil tenham sido investigados anteriormente, existem vários aspectos a eles relacionados, como por exemplo manutenção e deslocamento, que necessitam ser melhor estudados. Neste trabalho será estabelecida uma climatologia de ocorrência de casos com uma série de dados mais longa do que a usada por Kousky e Gan (1981) e Gan (1982), incluindo novos aspectos relacionados à sua extensão vertical e níveis de formação. Será também estabelecida uma climatologia sinótica para determinar padrões característicos da circulação de altos níveis. Além disso, será utilizada a técnica estatística das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) para objetivamente estabelecer os padrões associados à formação dos VCAN's. Esta técnica tem sido bastante utilizada em Meteorologia para se estudar os padrões atmosféricos dominantes relacionados com fenômenos de várias escalas de tempo e espaço (Legler, 1983).

Assim, este trabalho tem como objetivo geral estabelecer os principais padrões da circulação atmosférica associados aos VCAN's. Especificamente pretende-se:



- determinar os padrões climáticos da circulação atmosférica relacionados à formação e deslocamento dos VCAN's, para uma área que compreende o Atlântico Tropical Sul e Nordeste Brasileiro,

- determinar a evolução temporal destes padrões;

- investigar as relações destes padrões e de sua evolução com outros sistemas sinóticos, como por exemplo a Alta da Bolívia (AB), sistemas frontais (SF's),

- investigar possíveis conexões dos VCAN's do Atlântico Tropical Sul com a circulação do Hemisfério Norte e sistemas de tempo formados sobre a região Tropical do Pacífico Leste.



## CAPÍTULO 2

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 2.1 Origem e Formação

Os primeiros estudos observacionais sobre a origem e formação dos VCAN's foram desenvolvidos para o HN. Conforme sua origem e formação, destacam-se dois tipos de vórtices: os de Palmén e os de Palmer (Frank, 1970).

Os vórtices tipo Palmén, formam-se quando bolsões de ar frio associados com extensos cavados no ar superior se desprendem e são confinados no lado equatorial da corrente média dos ventos de oeste (Palmén, 1949). Eles são mais comuns na primavera, inverno e outono, e raramente ocorrem no verão. As tempestades "Kona" no Pacífico leste são geralmente deste tipo (Simpson, 1952). Simpson as chamou de ciclones subtropicais e mostrou que estas tempestades se originam conforme o modelo de Palmén, sendo sempre precedidas pela injeção de ar frio dos altos níveis através da ação dos cavados de grande amplitude no escoamento polar de oeste.

O segundo tipo de vórtice, detectado por Palmer (1951), forma-se em latitudes tropicais, acima de 10 Km de altura, principalmente durante os meses de verão e raramente é observado durante o inverno. Ocasionalmente as

baixas nos altos níveis intensificam-se para baixo na vertical. Este tipo de vórtice ciclônico pode permanecer estacionário nos trópicos por longo tempo. Durante a sua passagem para latitudes mais altas, eles usualmente intensificam-se. Palmer sugeriu que algumas vezes a circulação pode assemelhar-se a dos vórtices desprendidos de latitudes médias, mas os vórtices tropicais não se originam pelo mesmo processo, pois, estes aparecem primeiro em latitudes tropicais e não envolvem ar polar em nenhum de seus estágios (Palmer et al. (1956) citado por Palmém e Newton, 1969). Estes vórtices formam-se dentro dos cavados do Pacífico e Atlântico tropical e os processos dinâmicos pelos quais estes bolsões de ar frio aparecem na alta troposfera ainda não são completamente entendidos. Colton (1973), num estudo de interações de escala barotropical na alta troposfera tropical no verão do HN, sugeriu que os VCAN's formam-se dentro dos cavados como resultado da instabilidade barotropical não-linear de curto prazo.

Na América do Sul os primeiros indícios da existência dos VCAN's foram mostrados através de estudos das características da circulação troposférica. Vórtices ciclônicos foram detectados no Atlântico Sul nas proximidades do Nordeste do Brasil (Dean, 1971; Aragão, 1975; Virji, 1981). Os vórtices formam-se principalmente durante o verão, sendo janeiro o mês da máxima ocorrência e formam-se nas proximidades do eixo do cavado médio em 200 hPa no Atlântico Sul. Eles são geralmente encontrados entre  $20^{\circ}$ - $60^{\circ}$ W e  $0^{\circ}$ - $30^{\circ}$ S (Gan, 1982). A Figura 2.1 ilustra a presença de um vórtice sobre o Nordeste do Brasil no dia 16 de janeiro de 1981.

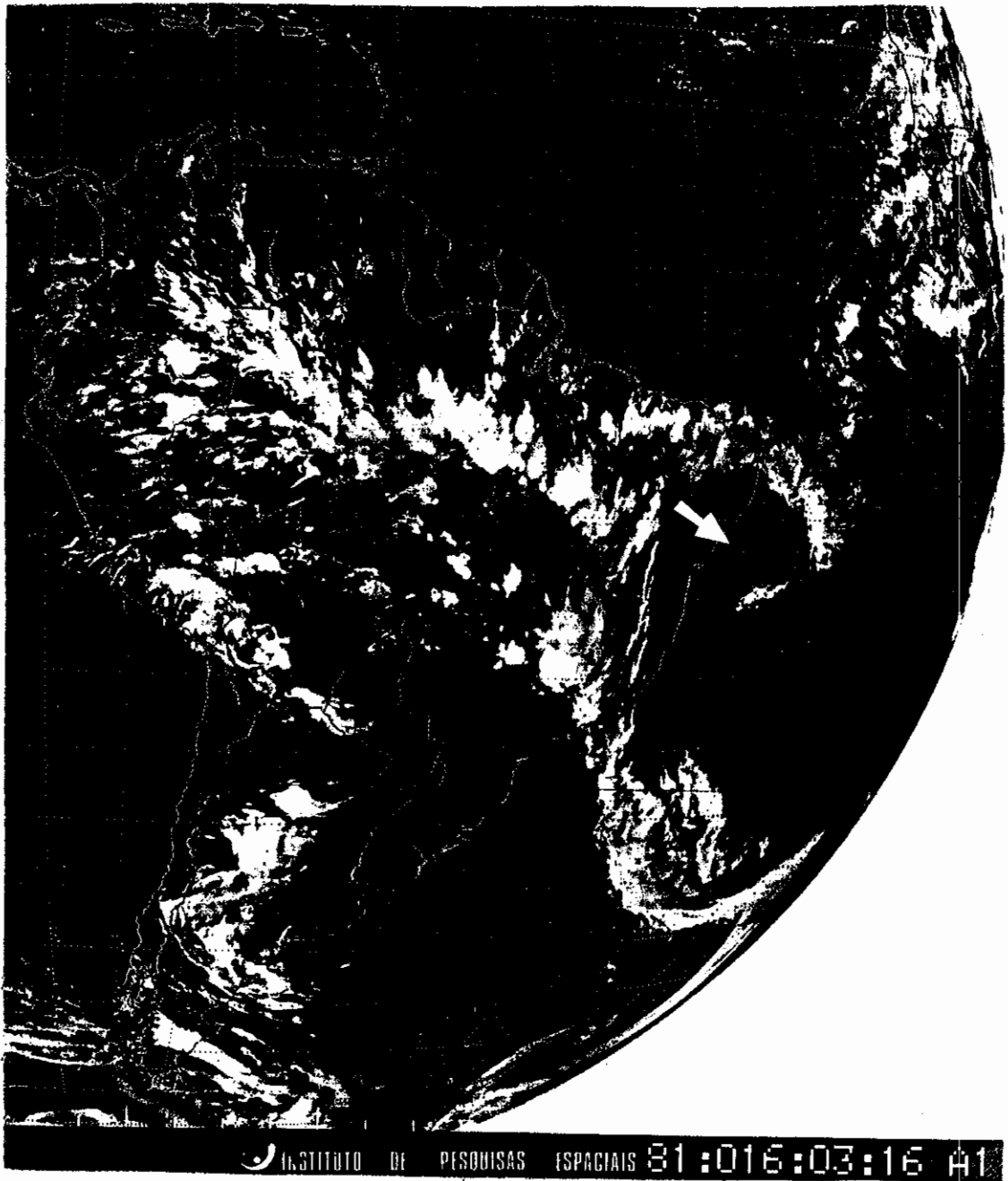


Fig. 2.1 - Vórtice ciclônico de altos níveis localizado na região Nordeste do Brasil. Imagem do satélite meteorológico GOES, dia 16 de Janeiro de 1981 as 03:16 UTC, no canal infravermelho. A seta mostra a localização do centro do vórtice.

De acordo com o mecanismo de formação dos VCAN's, proposto por Kousky e Gan (1981) os vórtices formam-se corrente abaixo da amplificação de uma crista em 200 hPa. Essa amplificação é devida a uma forte advecção de ar quente em 850 hPa, próxima à costa sudeste do Brasil (Johnson e Snook, 1983). Uma frente fria ativa oriunda de latitudes médias que se desloca para os trópicos, poderia provocar esta advecção na região que precede a chegada da frente. Assim, a frente fria organiza a convecção que contribui através da liberação de calor latente para intensificação da crista (Kousky e Gan, 1981). Como consequência, ocorre a amplificação do cavado em altos níveis a leste da crista e a posterior formação do vórtice. Gan (1982) sugeriu que a gênese dos vórtices estaria relacionada com a propagação de energia no sentido SW-NE. Kousky e Gan (1981) apresentaram um esquema dos estágios de desenvolvimento do VCAN conforme mostrado na Figura 2.2.

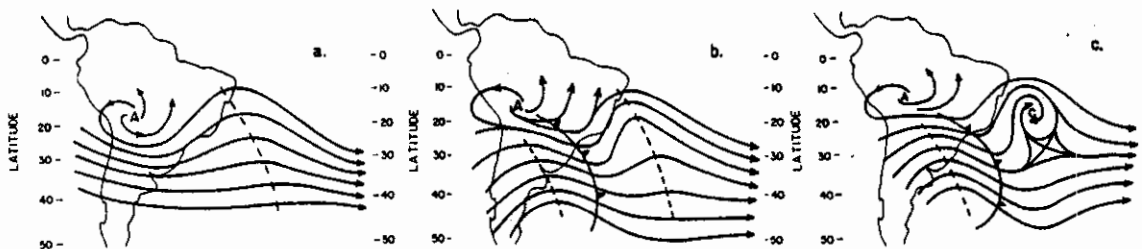


Fig. 2.2 - Sequência esquemática para a formação de vórtices ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul.

FONTE: Kousky e Gan (1981), p. 545.

Gan (1982) enfatizou que nem todos os VCAN's têm o mecanismo de formação descrito acima. Dean (1971), ao constatar a presença de vórtices ciclônicos sobre a região Nordeste do Brasil nos níveis de 300 e 200 hPa, sugeriu que seu aparecimento está relacionado com a circulação média de ambos os hemisférios. Ele sugeriu que inicialmente há uma diminuição da intensidade dos ventos de leste na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical, causada pela substituição desses por ventos de oeste provenientes do HN. Essa substituição tem início a partir do mês de outubro e, à medida que os ventos de oeste se espalham sobre o Nordeste do Brasil e sobre o Atlântico Tropical Sul, a depressão ciclônica média aparece inicialmente em 200 hPa e depois em 300 hPa. Resultados similares foram encontrados por Silva Dias et al. (1983) ao simular o escoamento de verão na alta troposfera tropical sobre a América do Sul. Utilizando uma fonte de calor transiente, eles observaram que paralelamente à formação do cavado que origina o VCAN, surgem ventos do oeste provenientes do HN entre  $10^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$  na latitude  $10^{\circ}\text{N}$ .

Gandú (1993) estudou a influência da convecção no Pacífico e na África sobre a circulação da América do Sul. Ele utilizou um modelo dinâmico tridimensional não linear de equações primitivas, em coordenadas sigma. Foram utilizadas três fontes térmicas localizadas sobre a América do Sul, África e Pacífico Equatorial, respectivamente. Entre os resultados obtidos, destaca-se uma melhor definição do cavado de altos níveis sobre Nordeste Brasileiro, assim, o vórtice que origina-se associado a este cavado estaria influenciado pela convecção sobre a África.

## 2.2 Estrutura Vertical

Em termos de estrutura vertical, Frank (1970) analisou 114 VCAN's no Atlântico Tropical Norte. Ele encontrou uma correlação direta entre a intensidade do ciclone, indicada pela sua extensão na vertical, e as condições de tempo. As análises de Frank mostraram que a maioria desses vórtices é confinada na alta troposfera e somente 10% atingem a superfície. Os vórtices confinados na alta troposfera (acima de 500 hPa) não estão associados com nebulosidade significativa. Por outro lado, os vórtices que se estendem para baixo até a superfície tem nebulosidade associada. Carlson (1967) afirmou que estes sistemas mesmo não sendo detectados nos campos de ventos nos níveis baixos podem ser detectados nos campos de temperatura nesses níveis, com uma configuração similar a um cavado frio nos ventos de leste, que se intensifica com a altura. Kelley e Mock (1982) analisaram 117 vórtices ciclônicos no oeste do Pacífico Tropical Norte e mostraram que estes estão confinados entre 700 e 100 hPa.

Os VCAN's têm um núcleo frio na alta troposfera em aproximadamente 300 hPa, que pode estar localizado ao norte (Kelley e Mock, 1982), ou ao nordeste (Carlson, 1967; Erickson, 1971) do centro do VCAN. Carlson observou que o centro da circulação fechada tende a inclinar-se para nordeste de cima para baixo.

Através do método das composições, aplicado a 117 VCAN's no oeste do Pacífico Tropical Norte, Kelley e



Mock (1982) mostraram que ao noroeste do centro do ciclone são observados movimentos subsidentes e um mínimo de nebulosidade, enquanto ao sudeste, movimentos ascendentes e um máximo de nebulosidade. O movimento vertical máximo ocorre aproximadamente em 300 hPa.

Na América do Sul, os VCAN's sobre a região Nordeste do Brasil estendem-se desde o nível de 700 hPa até o nível de 300 hPa (Aragão 1975). O núcleo de ar frio encontra-se nos níveis médios (Kousky e Gan, 1981). Johnson e Snook (1983) observaram que inicialmente os vórtices estendem-se para baixo até aproximadamente 500 hPa, com uma inclinação vertical para baixo de oeste para leste, sugerindo a presença de processos baroclínicos. Posteriormente, a circulação do vórtice torna-se alinhada na vertical.

### **2.3 Energética e Mecanismos de Manutenção**

As análises da estrutura vertical dos VCAN's indicam que estes possuem uma circulação térmica direta, isto é, ocorrem movimentos subsidentes de ar mais frio no centro e movimentos ascendentes de ar mais quente nas bordas (Frank, 1970; Kelley e Mock, 1982; Kousky e Gan, 1981; Whitfield e Lyons, 1992).

O balanço de energia dos vórtices foi analisado quantitativamente por Frank (1970) sobre o Oceano Atlântico (Ilhas do Caribe) e por Kelley e Mock (1982),

sobre o oeste do Pacífico Tropical Norte. Estes estudos mostraram que os ciclones são mantidos pela conversão de energia potencial disponível em energia cinética através de movimentos descendentes no centro frio e que um mecanismo energético exterior não seria necessário. Assim, a energia potencial disponível seria gerada por aquecimento diabático, principalmente, pela liberação de calor de condensação.

Para explicar a manutenção do centro frio, em vista do aquecimento pelo movimento subsidente, foi sugerido que o resfriamento radiacional diferencial entre o centro seco do vórtice sem nebulosidade e a vizinhança úmida com nebulosidade é a mais provável fonte de ar frio (Frank, 1970; Pellisier, 1972).

Para os VCAN's no Nordeste brasileiro, Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) também chegaram à conclusão de que o mecanismo para a manutenção destes vórtices é a conversão de energia potencial em cinética. Eles, afirmam que o gradiente térmico horizontal no vórtice pode ser mantido pelas perdas radiativas no centro do vórtice e a liberação de calor latente pelos cumulonimbus na periferia do vórtice.

Outras hipóteses surgiram para explicar os mecanismos de manutenção dos vórtices ciclônicos de altos níveis. Rao e Bonatti (1987) calcularam os termos de troca de energia barotrópica a partir de observações convencionais, para investigar a importância da

instabilidade barotrópica na geração de VCAN's sobre a região Nordeste do Brasil e áreas adjacentes do Atlântico Sul. Eles encontraram em algumas situações que a energia cinética zonal é convertida em energia cinética da perturbação, o que os levou a concluir que nestes dias ocorria instabilidade barotrópica. Porém calcularam a taxa de crescimento para as ondas mais instáveis e encontraram um valor muito baixo. Assim, eles sugeriram que além da instabilidade barotrópica, outros mecanismos tais como a liberação de calor latente de condensação, a formação de centros ciclônicos corrente abaixo da AB e a interação com latitudes médias poderiam ser também importantes.

#### **2.4 Distribuição da Nebulosidade**

Palmer (1951) e Frank (1970) mostraram que existe uma relação direta entre a nebulosidade e a extensão vertical da circulação ciclônica. Frank (1970), através de imagens do satélite meteorológico TIROS-N, notou que a nebulosidade concentra-se na periferia do vórtice de forma assimétrica, sendo que a nebulosidade mais densa localiza-se a leste do centro do vórtice. Kelley e Mock (1982) encontraram concentração de nebulosidade a leste e ao sul do centro da baixa, e a região de mínima nebulosidade ao norte e oeste. Esta configuração assemelha-se a um padrão de nebulosidade tipo vírgula encontrado por Sadler (1967, citado por Kelley e Mock, 1982), mas associada a VCAN's bem desenvolvidos.

Num estudo recente sobre VCAN's, Chen e Chou (1993) especificaram tipos de nebulosidade obtidos através de nefoanálises sobre o oeste do Pacífico Tropical Norte, durante o verão do HN. A maior porcentagem de nebulosidade encontra-se nos setores sudeste e nordeste e a menor no setor noroeste. As nuvens dos tipos cúmulos e cirrus foram as mais dominantes em cada setor.

Na América do Sul sobre o Nordeste Brasileiro a nebulosidade mais intensa associada a um vórtice ciclônico encontra-se na direção de seu movimento (Kousky e Gan, 1981). Além disso, em vários casos são observados cumulonimbus ao noroeste do centro do ciclone em 200 hPa. Isto geralmente ocorre quando o vórtice oriundo do Oceano Atlântico desloca-se sobre o continente. O aquecimento nos níveis baixos associado com o ar mais frio nos níveis altos e médios, favorece uma situação suficientemente instável para vencer o efeito de subsidência geral.

## **2.5 Deslocamento dos Vórtices**

Com relação ao deslocamento dos vórtices, Simpson (1952) determinou que o deslocamento dos VCAN's era irregular, e que estes podiam se deslocar tanto para leste como para oeste. Mais tarde, Sugi e Kanamitsu (1982) e Chen e Chou (1993) analisando VCAN's no oeste do Pacífico Tropical Norte determinaram que eles deslocavam-se para oeste com uma velocidade média de 4,1 m/s e possuíam um tempo médio de vida de 6,3 dias.

Na América do Sul, sobre o Nordeste brasileiro, os VCAN's têm uma tendência para deslocarem-se com uma trajetória circular anti-horária, iniciando o círculo nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul (Gan, 1982). Gan utilizou a equação de vorticidade para analisar o deslocamento dos vórtices ciclônicos e determinou os valores dos termos da equação da vorticidade na vizinhança do centro do vórtice. Ele sugeriu que o termo beta e o da divergência favorecem o deslocamento da baixa fria para oeste. Gan afirmou que se um VCAN permanecer acoplado ao escoamento das latitudes médias, estará sujeito à advecção da vorticidade relativa, e sua circulação não será simétrica. Nesse caso, o termo predominante seria a advecção de vorticidade relativa e, portanto, o vórtice se deslocaria para leste. Quando estiver em latitudes mais baixas, completamente desprendido do escoamento das latitudes médias, o vórtice possuirá circulação simétrica e a advecção de vorticidade planetária predominará sobre a relativa. Neste caso prevalece o termo beta, e o VCAN terá deslocamento para oeste.



## CAPÍTULO 3

### DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Dados

Foram utilizadas análises diárias do modelo de previsão de tempo do European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF), para o período de 1980 a 1989. Estes dados estão arquivados no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os parâmetros utilizados são as componentes zonal e meridional do vento e temperatura, para alguns níveis padrão (700, 500, 300, e 200 hPa) no horário das 12:00 UTC. Tais dados estão em pontos de grade, cuja resolução é de 2,5 graus de latitude e de longitude. A área de estudo, está compreendida entre 20°W-140°W e 20°N-40°S (Fig. 3.1). Foram utilizadas também, imagens do satélite GOES-5 E/W para o período de 1980-1983 e 1986-1989 no canal infravermelho (IR) e do satélite NOAA-9 para o período de 1984-1985 no canal IR nos horários das 06:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00 e 00:00 UTC.

É importante lembrar que os dados do ECMWF sofreram mudanças dentro do período de análise utilizado neste estudo (1980-1989). As mais marcantes ocorreram em 21 de setembro de 1982, com a introdução dos efeitos diabáticos na inicialização e em 01 de maio de 1985 com o aumento da resolução do modelo para T106 ("T" se refere a

um truncamento triangular e 106 é o número de onda) alterando a parametrização física que influenciou nas variáveis relacionadas à umidade. Assim, estas mudanças no sistema de análise e de previsão do ECMWF geraram maiores impactos na componente divergente do campo do vento horizontal e na velocidade vertical associada, variáveis estas não utilizadas no presente trabalho (Trenberth, 1992).

### **3.2 Metodologia**

#### **3.2.1 Climatologia**

A climatologia estatística dos VCAN's sobre a região do Atlântico Sul Tropical e costa leste do Brasil foi estabelecida para as estações de primavera (setembro, outubro e novembro - SON), verão (dezembro, janeiro e fevereiro - DJF) e outono (março, abril e maio - MAM) do Hemisfério Sul (HS), para o período de janeiro 1980 a dezembro 1989. Esta climatologia foi determinada subjetivamente visualizando-se os campos diários de vento, linhas de corrente, vortacidade e anomalias de temperatura nos níveis de 200, 300, 500 e 700 hPa, através da rotina Grid Analysis and Display System (GrADS) do Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA) (Doty, 1992)

O critério usado para definir o início de um VCAN foi a ocorrência de um centro fechado de circulação horária sobre a região do Atlântico Sul Tropical ou costa



leste do Brasil e o critério usado para definir o seu término foi o desaparecimento do centro fechado, restando apenas um cavado.

A posição do núcleo frio e o nível onde este é mais intenso foram determinados pelos campos de anomalias espaciais de temperatura. Para um dia fixo, as anomalias de temperatura, são relativas à média espacial de temperatura na área de estudo. As anomalias espaciais são calculadas em cada ponto de grade e para cada dia.

Tendo em vista que as variáveis foram visualizadas para diversos níveis, pode-se inferir características sobre a extensão vertical da circulação ciclônica fechada e o nível em que os VCAN's se formam. Além disso, apresenta-se também o tempo de vida dos VCAN's para cada mês do ano. Para estimar o tempo de vida médio, a soma dos dias de duração dos VCAN's num dado mês, foi dividida pelo número total de VCAN's do mês.

Para complementar o estudo, os períodos com VCAN's foram analisados usando as imagens do satélite GOES-5 E/W e NOAA-9 no canal IR, e para alguns anos, no canal de vapor de água. No estágio inicial, os VCAN's detectados através das análises de circulação, geralmente não eram visíveis nas imagens IR. Entretanto, após alguns dias o vórtice apresentava nebulosidade em forma de vírgula, que aumentava de acordo com a intensificação da circulação ciclônica. Para os períodos nos quais havia disponibilidade de imagens do canal do vapor de água, os VCAN's foram

identificados nestas imagens desde o estágio inicial. Em alguns casos, os VCAN's originaram-se em 500 hPa, e depois estenderam-se na vertical até 200 hPa. Nestes casos eles foram observados nas imagens IR desde os primeiros dias de vida.

Os padrões de circulação associados à formação e deslocamento dos VCAN's foram determinados com base principalmente no escoamento em 200 hPa, e somente para o verão.

### **3.2.2. Padrões de Circulação Associadas aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Determinados Objetivamente**

Uma análise objetiva foi feita para o verão (dezembro, janeiro e fevereiro), época na qual existe maior ocorrência de vórtices (Kousky e Gan, 1981). Nesta análise utilizou-se a componente vertical da vorticidade relativa. Tal variável foi usada por representar melhor a intensidade da circulação ciclônica ou anticiclônica e por que reflete a dinâmica dos sistemas que atuam nos trópicos. A vorticidade relativa em coordenadas esféricas foi calculada em cada ponto de grade usando-se diferenças finitas centradas. A expressão utilizada foi:

$$\xi = \frac{\partial v}{a \cos \theta \partial \lambda} - \frac{\partial u}{a \partial \theta} + \frac{u \tan \theta}{a}$$

onde:

$\xi$  = vorticidade relativa ( $s^{-1}$ )

$v$  = componente meridional do vento (m/s)

$a$  = raio médio da terra (m)

$\varnothing$  = latitude (radianos)

$\lambda$  = longitude (radianos)

$u$  = componente zonal do vento (m/s)

Inicialmente, calculou-se a anomalia diária da vorticidade relativa no nível de 200 hPa em relação à média climatológica de cada verão (três meses). Isto foi feito separadamente para os nove verões. Para focalizar oscilações com períodos de 5 a 20 dias, as anomalias diárias de cada verão foram filtradas, utilizando um filtro "passa-banda" de Lanczos (Duchon, 1979). Para determinar o número de funções peso e as frequências de corte deste filtro, foram feitos vários testes analisando a resposta do filtro. Os detalhes do filtro encontraram-se no Apêndice A.

Funções ortogonais empíricas (EOF) das anomalias diárias de vorticidade filtrada para os nove verões foram calculadas para a área de estudo e para uma área menor inserida nesta. A área menor esta compreendida entre  $50^{\circ}W-20^{\circ}W$  e  $5^{\circ}N-20^{\circ}S$  e utilizou-se a resolução original dos dados. Para a área de estudo em si, selecionou-se as séries a cada  $5^{\circ}$  graus em latitude e longitude. A área pequena foi escolhida para isolar o VCAN. A Figura 3.1 mostra a área de estudo e a área pequena inserida na de estudo.

As amplitudes (componentes principais) obtidas nas análise da área pequena ( $50^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$  e  $5^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{S}$ ) foram correlacionadas com as séries temporais das anomalias diárias da vorticidade relativa filtrada em cada ponto de grade da área de estudo.

Para avaliar as diferenças entre os nove verões as correlações foram feitas separadamente para cada verão, ou seja considerando a parte da série de amplitudes de cada verão e as séries das anomalias de vorticidade filtrada correspondentes. Os detalhes matemáticos da técnica das EOF encontraram-se no Apêndice B.

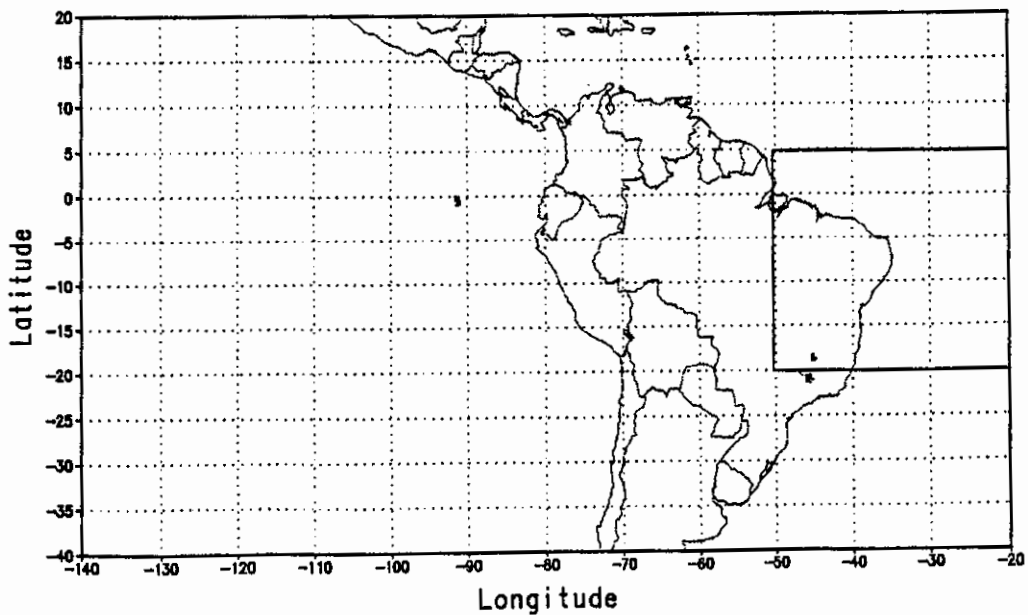


Fig. 3.1 - Áreas utilizadas neste estudo

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS

#### 4.1 Climatologia

As Tabelas 4.1 e 4.2 mostram o total de VCAN's no Atlântico Tropical Sul e leste do Brasil para cada mês e estação do ano. Observa-se que a maior frequência de VCAN's ocorre no verão, sendo janeiro o mês que apresenta o maior número. Este resultado concorda com os obtidos por Gan (1982). De um total de 173 VCAN's, 46% foram observados nos meses de verão, enquanto, que nas outras estações (primavera e outono), a porcentagem observada é aproximadamente de 27%. Os meses que apresentam a menor frequência de ocorrência são maio (final do outono) e setembro (início da primavera). Em termos de variabilidade interanual, o ano de 1986 apresentou maior ocorrência de VCAN's. Não se observou relação clara entre o número de VCAN's e os anos de "El Niño" ou "La Niña".

Observou-se que os VCAN's podem formar-se sobre regiões oceânicas (faixa tropical do Atlântico Sul), ou sobre o continente (leste do Brasil). A maioria deles (85%) forma-se sobre o oceano, e poucos originam-se sobre o continente. Analisando por estações do ano, na primavera, setembro é o mês que apresenta maior número de VCAN's originando-se sobre o continente, e no outono isto ocorre em abril (Tabela 4.1).

TABELA 4.1 - TOTAL DE VCAN'S OBSERVADOS NAS LATITUDES TROPICAIS DO ATLÂNTICO SUL E LESTE DO BRASIL. OS NÚMEROS ENTRE PARÊNTESES CORRESPONDEM AOS QUE SE FORMAM SOBRE O CONTINENTE (LESTE DO BRASIL)

Ano	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	Total
Jan	2	3	3	2	4	2	4	3	4	3 (1)	30 (1)
Fev	1	3	2	2	3	3	4 (1)	2	2	4	26 (1)
Mar	4	2	2	2	1	4	2 (2)	1 (1)	3	3	24 (3)
Abr	1 (1)	2 (1)	1	2 (1)	1	3 (1)	3 (1)	3	2	-	18 (5)
Mai	-	1 (1)	-	-	1	-	2 (1)	1	-	-	5 (2)
Set	-	-	-	-	1 (1)	1 (1)	1 (1)	2 (2)	-	2	7 (5)
Out	3	-	2	3 (1)	2	1	3 (2)	2	1 (1)	-	17 (4)
Nov	2	2	2	2	3 (1)	2 (1)	4	1	2 (1)	2	22 (3)
Dez	1	2	4 (2)	2	3	2	2	3	3	2	24 (2)
Tot	14 (1)	15 (2)	16 (2)	15 (2)	19 (2)	18 (3)	25 (8)	18 (3)	17 (2)	16 (1)	173 (26)

TABELA 4.2 - TOTAL DE VCAN'S POR ESTAÇÕES DO ANO. OS NÚMEROS ENTRE PARÊNTESES CORRESPONDEM AOS QUE SE FORMAM SOBRE O CONTINENTE (LESTE DO BRASIL)

Ano	Verão(DJF)	Ano	Primavera(SON)	Outono(MAM)
80	3			
80-81	7	80	5	5
81-82	7	81	2	5
82-83	8	82	4	3
83-84	9	83	5	4
84-85	8	84	6	3
85-86	10	85	4	7
86-87	7	86	8	7
87-88	9	87	5	5
88-89	10	88	3	5
1989	2	89	4	3
Total	80(4)		46(12)	47(10)

Conforme mostrado na Tabela 4.3 a maioria dos VCAN's (87%) origina-se na alta troposfera (200-300 hPa). Este resultado concorda com os obtidos por Frank (1970) e Kousky e Gan (1981). Os vórtices que se formam em 500 hPa e depois estendem-se até 300 e 200 hPa são poucos (12%). Por outro lado, os VCAN's que se originam em baixos níveis (700 hPa) para posteriormente estenderem-se aos altos níveis são raros.

Com relação à extensão vertical, a Tabela 4.3 mostra que do total de 173 VCAN's, existe uma porcentagem quase igual daqueles que permanecem nos altos

níveis (200-300 hPa) e dos que se estendem até 500 hPa. Nos meses de dezembro e janeiro ocorre uma porcentagem mais elevada de VCAN's que se estendem até 500 hPa, enquanto nos meses de fevereiro, março e outubro a porcentagem de VCAN's que permanecem nos altos níveis (200-300 hPa) é maior. Os VCAN's que se estendem até 700 hPa são raros.

Como as análises diárias foram visualizadas em quatro níveis, ano a ano, foi possível observar uma aparente relação entre a extensão vertical dos VCAN's e extremos da Oscilação do Sul. Nos verões de "El Niño" (1982-1983; 1986-1987) os VCAN's foram mais intensos, e apresentaram maior extensão vertical da circulação fechada, até 500 hPa, e nos verões dos anos de "La Niña" (1984-1985; 1988-1989) estiveram mais confinados nos altos níveis estendendo-se na vertical até 300 hPa.

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 nas estações de primavera e outono. Notar que na Tabela 4.3 é apresentado o tempo de vida médio, mas VCAN's individuais podem ter duração maior (18 dias) ou menor (3 dias). Em relação ao período de ocorrência dos VCAN's para o verão foi construída uma tabela que se encontra no Apêndice C.

Em termos da estrutura térmica, a anomalia mais fria associada aos VCAN's, foi detectada no nível de 300 hPa, tendendo a se localizar nos setores leste e sudeste do centro da circulação fechada (Tabela 4.4). A



Figura 4.1 mostra o perfil vertical da anomalia média da temperatura e o perfil vertical da anomalia média da vorticidade relativa para um caso de VCAN. A anomalia mais fria encontra-se no nível de 300 hPa, e a anomalia mais negativa de vorticidade associada a uma máxima vorticidade ciclônica encontra-se no nível de 200 hPa. Observou-se que em geral, a circulação fechada inclina-se para oeste com altura.

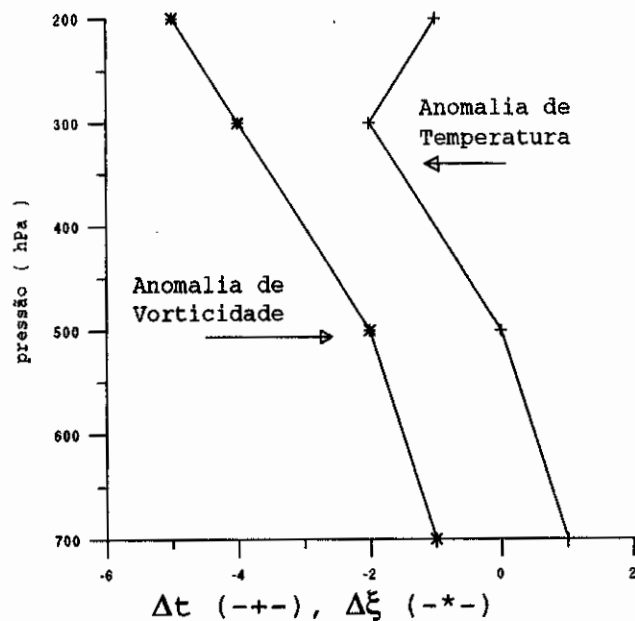


Fig. 4.1 - Perfil vertical da anomalia da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e vorticidade ( $\text{sec}^{-1} \times 10^{-5}$ ) no centro do VCAN. Os valores são médias temporais das anomalias de um caso ocorrido no período 10-21 de Janeiro de 1981.

TABELA 4.3 - NÍVEL DE FORMAÇÃO, EXTENSÃO VERTICAL E TEMPO DE VIDA MÉDIO DOS VCAN'S PARA O PERÍODO DE 1980 - 1989

Mês	Nível de Formação			Extensão Vertical			Vida Média dias
	Altos 200-300 hPa	Médios 500 hPa	Baixos 700 hPa	200- 300 hPa	200- 500 hPa	200- 700 hPa	
Jan	30	-	-	11	16	3	10,5
Fev	25	1	-	16	10	-	10,6
Mar	19	4	1	14	6	4	7,6
Apr	14	4	-	9	6	3	4,8
Mai	5	-	-	4	-	1	4,6
Set	7	-	-	6	1	-	4,6
Out	14	2	1	12	5	-	5,6
Nov	19	3	-	7	13	2	6,0
Dez	17	6	1	2	20	2	9,5
Total	150	20	3	81	77	15	t=7,1

TABELA 4.4 - POSIÇÃO GEOGRÁFICA (N, S, E, W, NE, SE, NW, SW, CENTRO) DO NÚCLEO FRIO EM RELAÇÃO AO CENTRO DE CIRCULAÇÃO FECHADA DO VCAN NO NÍVEL DE 300 HPA, PARA O PERÍODO DE 1980-1989

MES	N	S	E	W	NE	SE	NW	SW	CENTRO
Jan	-	1	2	1	-	7	-	1	-
Fev	-	3	2	-	-	4	-	-	1
Mar	-	4	2	-	3	3	-	-	1
Abr	-	2		1	-	4	-	1	-
Maio	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Set	-	-		-	-	-	-	1	1
Out	-	-	3	-	-	1	-	-	-
Nov	-	-	5	-	-	3	-	-	-
Dez	-	2	2	-	1	2	-	3	1
Total	-	12	17	2	4	24	-	6	4

#### 4.2 Padrões de Circulação Associados a Formação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

A análise climatológica mostrou que de um total de 80 VCAN's observados em períodos de verão, 84% originaram-se conforme o mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981) (Figura 2.2), enquanto que os 16% restantes formam-se devido a amplificação de cavados provenientes do HN. Assim, a crista associada à AB a oeste do vórtice ciclônico, pode ser também amplificada por um cavado proveniente do Pacífico Norte ou Atlântico Norte que se alinha com a AB na direção NW-SE ou NE-SW. Estes cavados são mais freqüentes na primavera e outono. A Figura 4.2 exemplifica esse tipo de interação. Para o caso em que o cavado do Pacífico Norte (CPN) alinha-se com a AB (Figura 4.2a-b), inicialmente o CPN intensifica-se, estendendo-se até o hemisfério oposto conectando-se com a AB. Esta conexão parece contribuir na amplificação do setor sudeste da AB, com a posterior formação de VCAN's. A Figura 4.2c-d, exemplifica um caso em que o cavado do Atlântico Norte alinha-se com a crista contribuindo para a formação do VCAN. Dos Anjos (1995), encontrou resultados similares para um estudo de caso na primavera.

Dos 16% dos casos restantes, observou-se poucos casos de VCAN's que se originam no escoamento de leste provenientes do HN. Estes formam-se de cavados invertidos e originam-se sobre o oceano ao norte de 5°S. Em seus primeiros dias de desenvolvimento permanecem dentro do escoamento de leste, porque a crista associada à AB amplifica-se em seu setor leste até 20°W, separando o

vórtice do escoamento de oeste. Quando um cavado de latitudes médias (CLM) em seu ingresso à latitudes baixas consegue quebrar a crista, o CLM conecta-se com o vórtice.

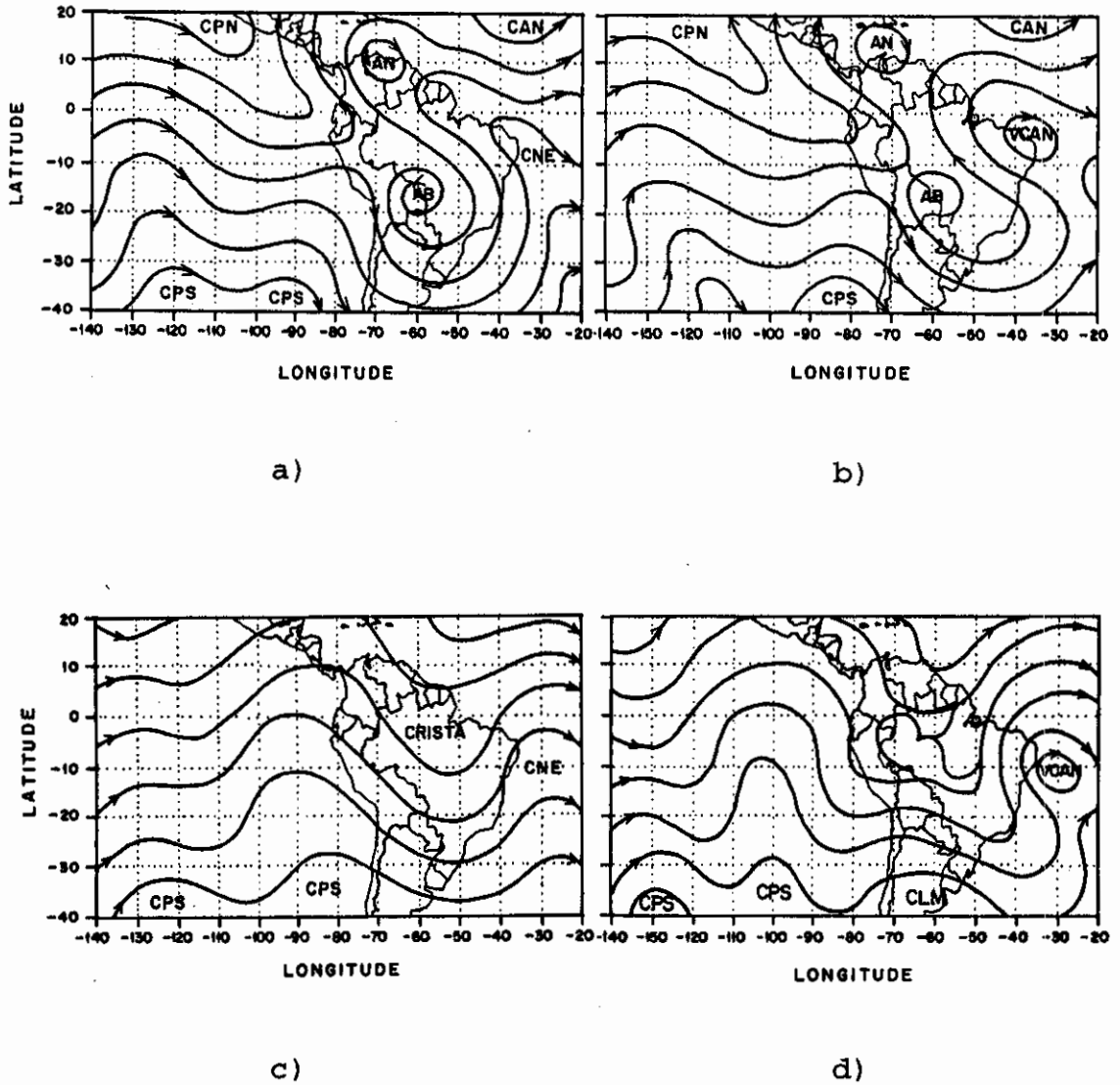


Fig. 4.2 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa que mostram a formação do vórtice nos dias : a) 01/01/88, b) 02/01/88 c) 02/04/85 d) 03/04/85.

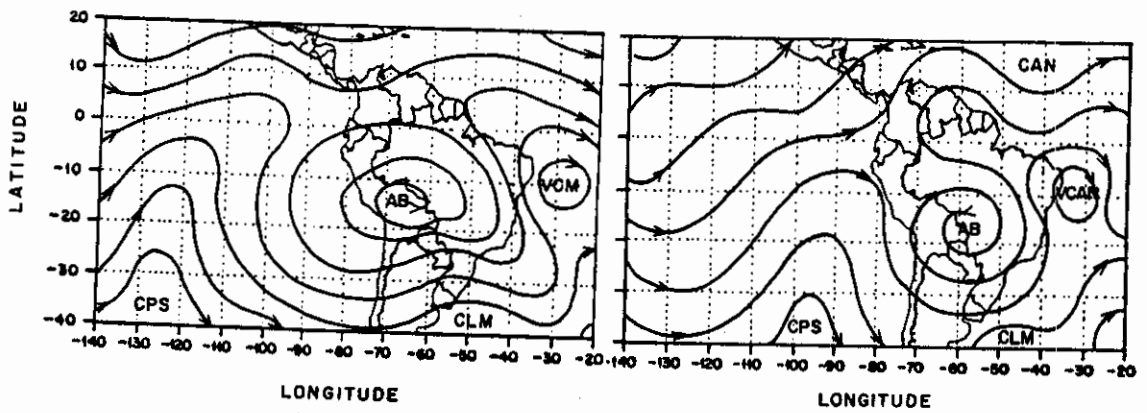
O desenvolvimento e deslocamento de VCAN's podem estar condicionados principalmente às seguintes características do escoamento em 200 hPa: AB e crista associada, bifurcação inter-hemisférica (BI), intensificação dos cavados do Pacífico Norte (CPN), Pacífico Sul (CPS) e Atlântico Norte (CAN), incursão dos cavados de latitudes médias (CLM's) para latitudes baixas e ventos fortes associados aos VCAN's. Estas características do escoamento serão descritas a seguir:

**- Alta da Bolívia (AB) - Cavado**

No verão a presença do dipolo AB/cavado nos altos níveis é uma característica do escoamento troposférico na América do Sul. A AB possui um centro quente que se localiza aproximadamente em  $17^{\circ}\text{S}, 65^{\circ}\text{W}$  enquanto, que o cavado ao leste da AB possui um centro frio (Virji, 1981). A AB e o cavado são mantidos pela liberação de calor latente proveniente da convecção na Amazônia (Kousky e Kagano, 1981; Carvalho, 1989). Estas características observacionais foram confirmadas por simulações numéricas. Silva Dias et al. (1983) simularam características do escoamento troposférico usando uma fonte de calor transiente na região tropical da América do Sul centrada em  $11^{\circ}\text{S}$ , com um raio de cerca de 750 Km e uma escala de tempo de um dia. Os resultados indicaram que muitos aspectos da circulação atmosférica nos altos níveis poderiam ser explicados pelas propriedades dispersivas das ondas de Rossby e ondas mixtas de Rossby-gravidade. Eles reproduziram o sistema AB/cavado em resposta à forçante térmica, e sugeriram que a formação do cavado ao leste da

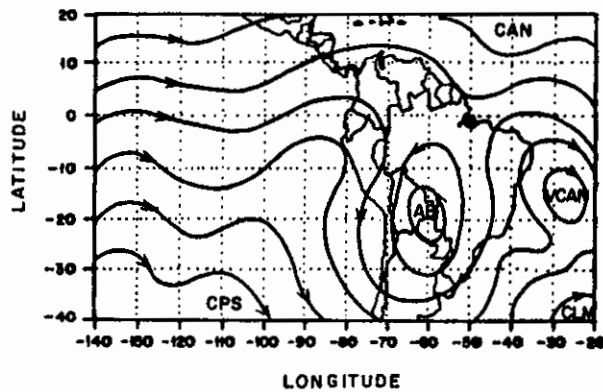
AB é também causada pela dispersão para leste da onda curta de Rossby. Obregón (1991) em concordância com essas afirmações, encontrou um trem de ondas no campo da vorticidade relativa sobre os trópicos da América do Sul com características de ondas de Rossby. Assim, ele sugeriu que a propagação de energia proveniente da AB estaria contribuindo na gênese dos VCAN's.

No presente trabalho, análises diárias do campo de vento nos altos níveis indicaram que dependendo da posição e extensão do dipolo AB-cavado, os VCAN's apresentam comportamentos diferentes. Foram identificados três tipos de configuração da AB associada ao desenvolvimento do VCAN: AB com ampla extensão zonal (Figura 4.3a), AB com extensão quase meridional (Figura. 4.3c) e AB com uma extensão simétrica (Figura. 4.3b). No caso da AB com ampla extensão zonal, Silva Dias et al. (1983) sugerem que a AB se estende para oeste devido à dispersão das ondas longas de Rossby.



a)

b)



c)

Fig. 4.3 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa, mostrando VCAN's associados a a) AB com extensão quase zonal, b) AB com extensão simétrica c) AB com extensão meridional.



## - Bifurcação Inter-Hemisférica (BI)

A BI é definida neste estudo como uma separação do escoamento zonal de oeste nos altos níveis envolvendo as circulações do HN e HS a noroeste da América do Sul. Esta separação do escoamento pode ocorrer na faixa compreendida entre  $5^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{S}$  e  $70^{\circ}\text{W}$ - $90^{\circ}\text{W}$ , a sudeste da qual encontra-se a AB e a nordeste um outro sistema de alta pressão chamada neste trabalho de Alta do Norte (AN) localizada no HN (Figura. 4.4a). Entretanto, podem ocorrer situações nas quais a BI não está associada com centros fechados no seu lado leste (Figura. 4.4b). Quando a BI está associada a centros fechados, esta pode ter uma orientação de N-S, NE-SW ou de NW-SE e pode existir independente da ocorrência do VCAN. Se durante o desenvolvimento de um VCAN existir uma BI com extensão quase meridional e apresentando a AN, o VCAN pode ter pouco deslocamento.

Virji (1981), num estudo observacional do campo do vento extraído de animação de imagens de satélite meteorológico, observou fluxo do ar anticiclônico proveniente da AB penetrando no HN entre  $50^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$ , durante o verão. Em  $5^{\circ}\text{N}$  este fluxo torna-se rapidamente de sudoeste adquirindo velocidades de até 30m/s em torno de  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $45^{\circ}\text{W}$  sugerindo a presença do jato subtropical do HN. Assim, esta característica da circulação em altos níveis observada por Virji estaria contribuindo para que o escoamento do oeste no setor  $80^{\circ}\text{W}$  e equador se torne divergente formando a BI. Casarin (1982), num estudo sobre bloqueios no HS, observou uma bifurcação similar a noroeste da América do Sul, e afirmou que esta era causada pela AB. Para um estudo de

caso, ele observou que simultaneamente à ocorrência desta bifurcação sobre a América do Sul existia uma bifurcação sobre o Pacífico Tropical Sul (115°W e 140°W) e um bloqueio sobre a parte oeste do Atlântico Tropical Sul (vizinhanças da costa leste do Brasil). Ele sugeriu que a ocorrência deste bloqueio contribuiu para a persistência da bifurcação a oeste da América do Sul.

A BI comumente observada a noroeste da América do Sul também foi bem representada em simulações numéricas. Gandú (1993) ao incluir três fontes de calor localizadas na América do Sul, África e no Pacífico Oeste (Indonésia), conseguiu uma melhor simulação da difluência ao oeste da América do Sul do que com a fonte de calor só na Amazônia para um modelo de domínio tropical. Gandú indicou que aparentemente o escoamento difluente é devido a influência da convecção na Indonésia.

A existência do par simétrico de anticiclones: AB no HS e AN no HN, associados a BI observada neste estudo é explicada em estudos teóricos apresentados por Gill (1980) e Silva Dias et al. (1983). Eles afirmaram que a formação do par simétrico de anticiclones é uma manifestação da onda de Rossby simétrica, gerada como resposta a uma fonte de calor centrada sobre o equador.

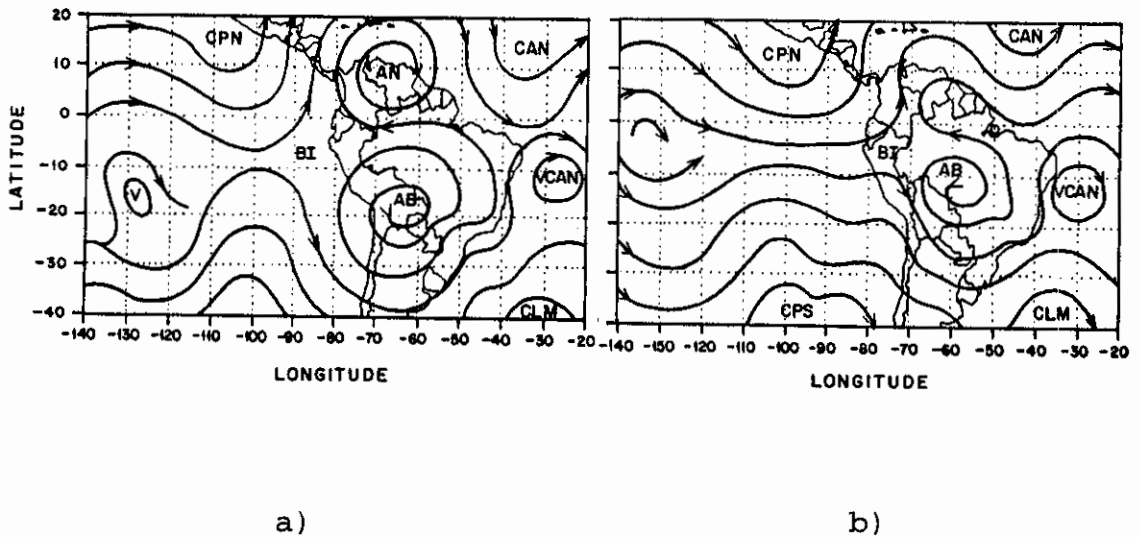


Fig. 4.4 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa mostrando a BI: a) com centros de circulação fechada e b) com ausência de circulação fechada a nordeste da BI.

**- Intensificação do Cavado do Pacífico Norte (CPN), Cavado do Pacífico Sul (CPS) e Cavado do Atlântico Norte (CAN)**

Como visto anteriormente, foram observados cavados e cristas associados à formação dos VCAN's no Atlântico Sul, sobre o setor do Oceano Pacífico da área de estudo. Obregon (1991), num estudo da variabilidade e das teleconexões espaciais e temporais do campo de vorticidade relativa durante o verão do HS, evidenciou cinco áreas de

vorticidade relativa extremas. Duas áreas relacionadas à Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), uma das quais em 120°W-130°W e 25°S-35°S, e as outras áreas relacionadas à AB, VCAN e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Obregon encontrou na faixa espectral, com período maior do que 10 dias, alta correlação positiva da vorticidade relativa entre as ZCAS e os VCAN's na região do Atlântico Sul. Ele encontrou evidências de teleconexões entre a ZCPS e a ZCAS. Os resultados de Obregon sugerem que pode existir uma relação entre a ZCPS e a formação de VCAN's. Esta foi uma das razões pela qual a área de estudo compreendeu grande parte do Oceano Pacífico.

As análises do escoamento em 200 hPa mostraram que quando os CPN, CPS ou CAN intensificam-se e estendem-se na direção equatorial ou mesmo para o hemisfério oposto, contribuem para o desenvolvimento de VCAN's. Uma configuração do escoamento típica para VCAN's que permaneciam estacionários (3-4 dias) ou tinham pouco deslocamento, era a simultânea amplificação na direção meridional dos CPN e CPS e dos CAN e o CNE associado ao VCAN. Estes cavados alinham-se entre si na direção N-S formando uma BI muito bem definida (Figura 4.4a). Esta configuração assemelha-se a um padrão de circulação estacionário discutido por Matsuno (1966), representada por ondas de Rossby confinadas nas regiões do Pacífico e Atlântico Equatorial.

**- Incursão dos Cavados de Latitudes Médias (CLM's) para Latitudes Baixas**

A incursão de CLM's para os trópicos pode influenciar de diferentes maneiras a formação e desenvolvimento de VCAN's. Além de contribuir para a formação de VCAN's (Kousky e Gan, 1981), quando penetram pelo continente (40°W-70°W) e estendem-se até as latitudes baixas, podem fracionar a AB durante o desenvolvimento do vórtice. Assim, o núcleo da AB é deslocado para o oeste, originando outra crista no seu lado leste impedindo a entrada do vórtice para o continente (Figura 4.5). Geralmente os CLM's que apresentam este tipo de comportamento estão associados a SF's. Oliveira (1986) notou que a AB geralmente desloca-se para oeste devido à passagem de SF's sobre continente, sendo que o cavado associado ao SF desenvolve-se em todos os níveis.

Quando os CLM's não são suficientemente intensos, eles deslocam-se zonalmente ao sul da AB sem interferir no deslocamento normal de um VCAN. A influência dos CLM's no deslocamento de VCAN's será discutida posteriormente.

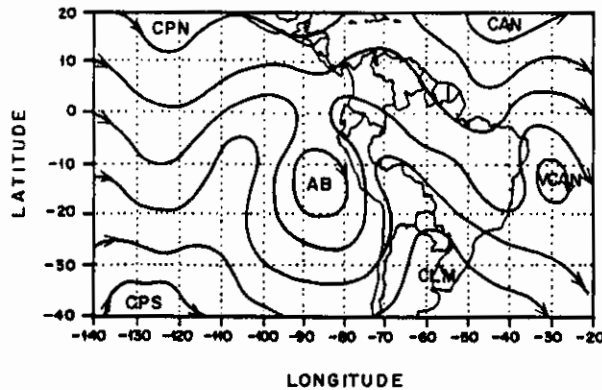


Fig. 4.5 - Esquema de linhas de corrente em 200 hPa no dia 05/02/82, ilustra o ingresso do CLM pelo continente

#### - Ventos Fortes Associados aos VCAN's

Quando um VCAN é circundado por ventos relativamente fortes em toda sua periferia, nos primeiros dias de seu desenvolvimento, permanece quase estacionário (Figura 4.6a). Se os ventos intensificarem-se apenas num determinado setor, o vórtice se deslocará naquela direção. No exemplo apresentado na Figura 4.6b, a intensificação é notável no setor sudoeste do vórtice. Para VCAN's com extensão quase meridional, na fase de desenvolvimento, os ventos mais fortes ocorrem no lado oeste. Por outro lado, quando apresentam extensão quase zonal os ventos fortes estão em seu lado polar (Figura 4.6c). Na fase de dissipação ocorrem ventos fracos em toda a sua periferia.

Quando os VCAN's deslocam-se sobre o Nordeste do Brasil (Figura 4.6c) é comum observar a intensificação dos ventos de SE na região entre o setor nordeste da AB e o setor sudoeste do vórtice. Por outro lado, quando os ventos nesse setor debilitam-se, o VCAN inicia sua dissipação. Isto sugere que os ventos fortes nesse setor (possivelmente associado ao jato subtropical), contribuem para a manutenção do vórtice. Virji (1981), também observou que os ventos com componente do sul na região entre o centro da AB e o cavado de altos níveis podem alcançar em certas ocasiões velocidades superiores a 20 m/s.

As características do escoamento mencionadas anteriormente não são independentes uma das outras, elas podem atuar conjuntamente na formação e desenvolvimento do vórtice.

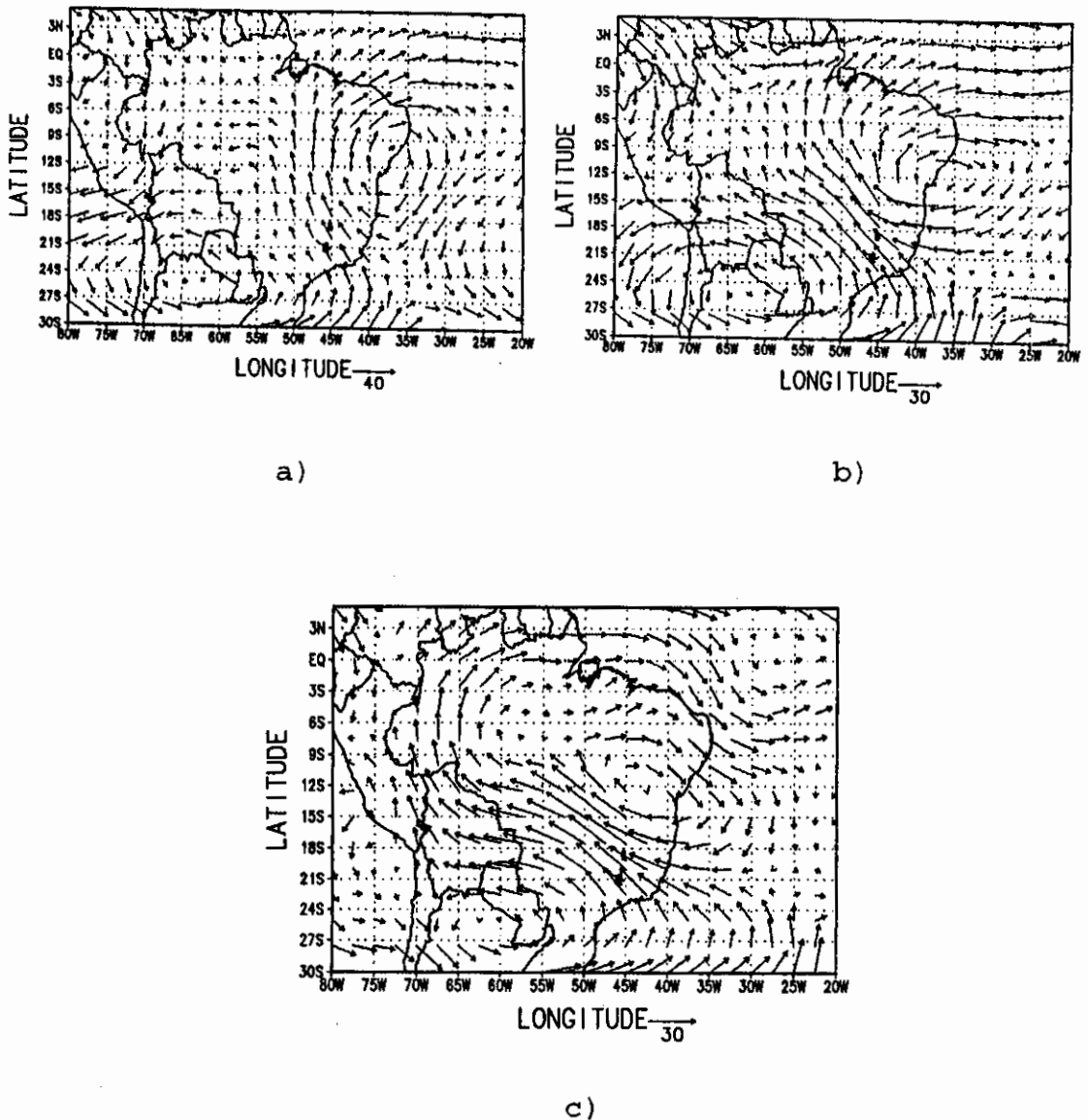


Fig. 4.6 - Campo de vento em 200 hPa a) ventos circundando um VCAN em fase de intensificação no dia 01/02/81, b) ventos intensificando-se no setor sudoeste do VCAN no dia 02/02/81, c) ventos fortes no lado polar do VCAN no dia 03/02/81.



### 4.3 Deslocamento dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

O deslocamento típico dos VCAN's ainda constitui-se num aspecto não bem estabelecido. Os VCAN's geralmente apresentam um deslocamento irregular (Simpson, 1952), com uma tendência maior a movimentarem-se para oeste. Estudos dos termos da equação da vorticidade em 200 hPa, sugerem que a advecção de vorticidade planetária explica melhor o deslocamento do vórtice para oeste (Sugi e Kanamitsu, 1982; Gan, 1982 e Chen e Chou, 1993).

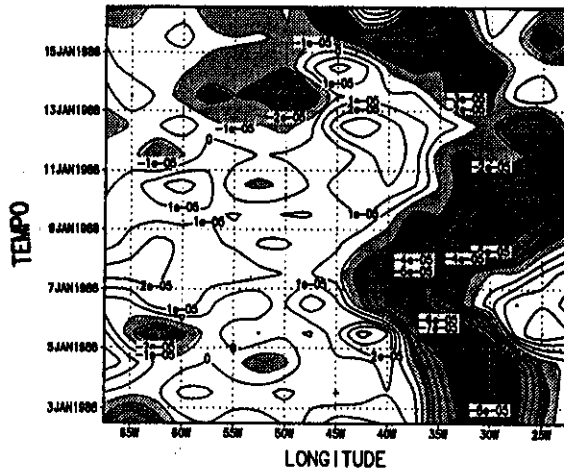
No presente estudo o deslocamento do VCAN é analisado a partir das características do padrão de circulação mencionado anteriormente. Considera-se este aspecto importante para se estabelecer modelos conceituais que possam auxiliar o monitoramento desse fenômeno. Notou-se que os VCAN's podem ter tanto deslocamento regular como irregular. Deslocamento regular foi definido como sendo aquele que ocorre para oeste; quando ao se deslocar, a direção de propagação muda de oeste para leste, então o deslocamento é denominado irregular, podendo ter componentes de sul ou de norte. A Tabela 4.5 apresenta o total de VCAN's de acordo com o deslocamento. Do total de 80 VCAN's observados durante o verão, 41 apresentaram deslocamento regular. Neste caso, alguns vórtices deslocam-se até o centro de continente e mesmo até a costa oeste da América do Sul, mas a maioria chega só até o Nordeste do Brasil.

TABELA 4.5 - TOTAL DE VCAN'S CONFORME SEU DESLOCAMENTO

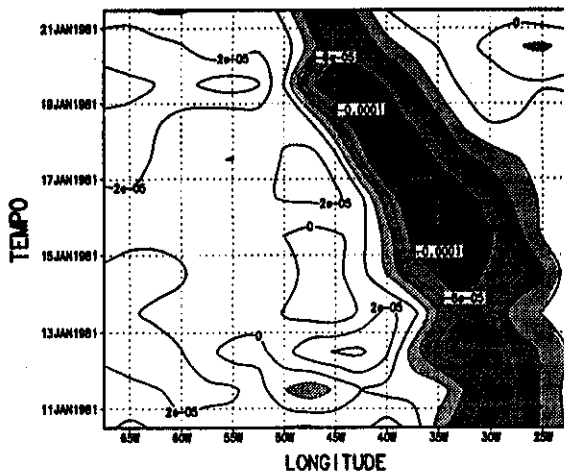
Verões	Deslocamento dos VCAN's			
	Irregular	Regular		
		Nordeste	*continente	Costa oeste
Verões 80-89	39	24	12	5

\* até o centro do continente

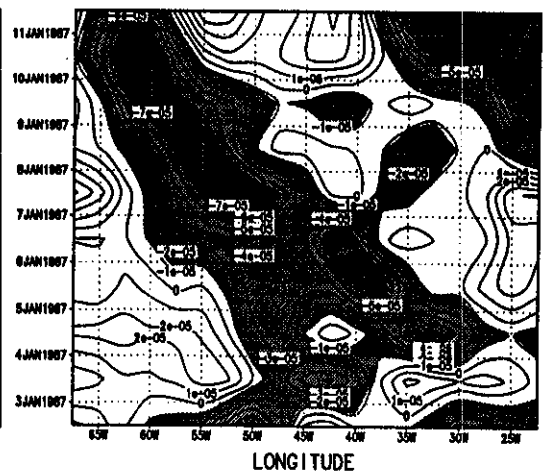
Para exemplificar os dois tipos de deslocamento mencionados anteriormente, foram construídas seções longitude versus tempo da vorticidade relativa para o nível de 200 hPa para três casos de VCAN's. A Figura 4.7a ilustra um vórtice com deslocamento irregular, e mostra que a vorticidade relativa negativa inicialmente estende-se para o oeste e a partir do dia 8, desloca-se para leste. VCAN's com deslocamento regular são ilustrados nas Figuras 4.7b,c. O VCAN da Figura 4.7b movimentam-se até Nordeste do Brasil e o da Figura 4.7c movimenta-se até o centro do continente (65°W). Em ambos os casos observa-se que a vorticidade negativa estende-se para oeste com o tempo.



a)



b)



c)

Fig. 4.7 - Seções longitude versus tempo da vorticidade relativa para o nível de 200 hPa nos períodos: a) 02-16/01/88 (latitude  $7.5^{\circ}\text{S}$  - irregular), b) 08-21/01/81 (latitude  $10^{\circ}\text{S}$  - regular) e c) 02-11/01/87 (latitude  $12^{\circ}\text{S}$  - regular).

A seguir pretende-se explicar como o padrão de circulação influencia no deslocamento dos VCAN's.

#### **4.3.1 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com Deslocamento Irregular**

VCAN's com deslocamento irregular movimentam-se em geral numa área compreendida entre o Atlântico Sul e o Nordeste do Brasil, embora alguns movimentem-se apenas sobre o Atlântico Sul. Além disso, durante o tempo de vida destes VCAN's, a BI esta presente, com ventos relativamente fortes circundando o setor sul e sudeste da AB. Neste caso os setores norte e nordeste da AN estão possivelmente associados aos jatos subtropicais de ambos hemisférios. Quando a AN não está presente, o setor norte da BI apresenta um escoamento meridional conforme esquematizado na Figura 4.4b. A AB geralmente apresenta uma extensão simétrica ou meridional. A incursão de CLM's em altos níveis associados a SF's aparentemente colabora para o deslocamento irregular de VCAN's. Uma vez formado o VCAN, foram identificados duas situações típicas da circulação atmosférica, as quais serão descritas e ilustradas a seguir:

##### **A) Dois CLM's Influenciando o Deslocamento do VCAN**

Durante o tempo de vida de um VCAN a passagem de CLM's influencia o seu deslocamento. A evolução do escoamento atmosférico em 200 hPa neste caso é apresentado em quatro etapas. Inicialmente, o CLM ingressa

entre  $40^{\circ}\text{W}$ - $60^{\circ}\text{W}$ , estende-se até  $30^{\circ}\text{S}$  e amplifica o setor sudeste da crista associada a AB na direção SE-NW. Como consequência, o VCAN adquire a mesma orientação deslocando-se para o oeste (Figura 4.8a). Quando o CLM sofre amplificação meridional estendendo-se até  $25^{\circ}\text{S}$ , o setor leste da crista associada a AB adquire uma orientação mais meridional com ventos de sul. Isto faz com que o VCAN adquira essa mesma orientação, deslocando-se para leste (Figura 4.8b). Em seguida, o CLM em seu deslocamento para leste atinge o mesmo meridiano que o VCAN (Figura 4.8c). Posteriormente, um novo CLM incursionando pelo Atlântico Sul entre  $40^{\circ}\text{W}$ - $60^{\circ}\text{W}$ , amplifica a crista no sentido NW-SE e conseqüentemente desloca o VCAN para oeste (Figura 4.8d). Finalmente, o VCAN dissipa-se sobre continente, devido ao aquecimento da superfície e ao calor latente liberado pelos cumulonimbus situados perto do centro do vórtice (Kousky e Gan, 1981).

Na situação descrita anteriormente, é aparente a contribuição do CLM associado ao SF na manutenção do VCAN. Os CLM's que incursionam pela costa sul do Brasil mantém amplificado o setor leste da AB (crista). Nos meses de verão, os SF's nas regiões sul e sudeste do Brasil, freqüentemente assumem a forma de uma faixa com direção aproximada de NW-SE até o Noroeste do Brasil associados a cavados em altos níveis (Oliveira, 1986). Além disso, os SF's organizam e interagem com a convecção tropical da Amazônia. Assim, a liberação de calor latente mantém intensa a AB e contribui para a formação da AN originando uma BI com orientação N-S. Os SF's associados a CLM's em altos níveis que ultrapassam  $30^{\circ}\text{S}$  e incursionam pelo sul do Brasil, permanecem alguns dias nesta região

adquirindo posteriormente uma orientação meridional ao continuarem seu deslocamento para leste. Estes VCAN's apresentam um tempo de vida maior que 8 dias. Assim, o deslocamento de um CLM do meridiano  $60^{\circ}\text{W}$  até  $40^{\circ}\text{W}$ , geralmente tem um tempo de duração de 2 a 3 dias. Observou-se também que um CLM no meridiano  $40^{\circ}\text{W}$  pode permanecer estacionário por alguns dias ( $\sim 2$  dias), e depois continuar movimentando-se até alinhar-se com o VCAN, num intervalo de tempo aproximado de 3 a 5 dias.

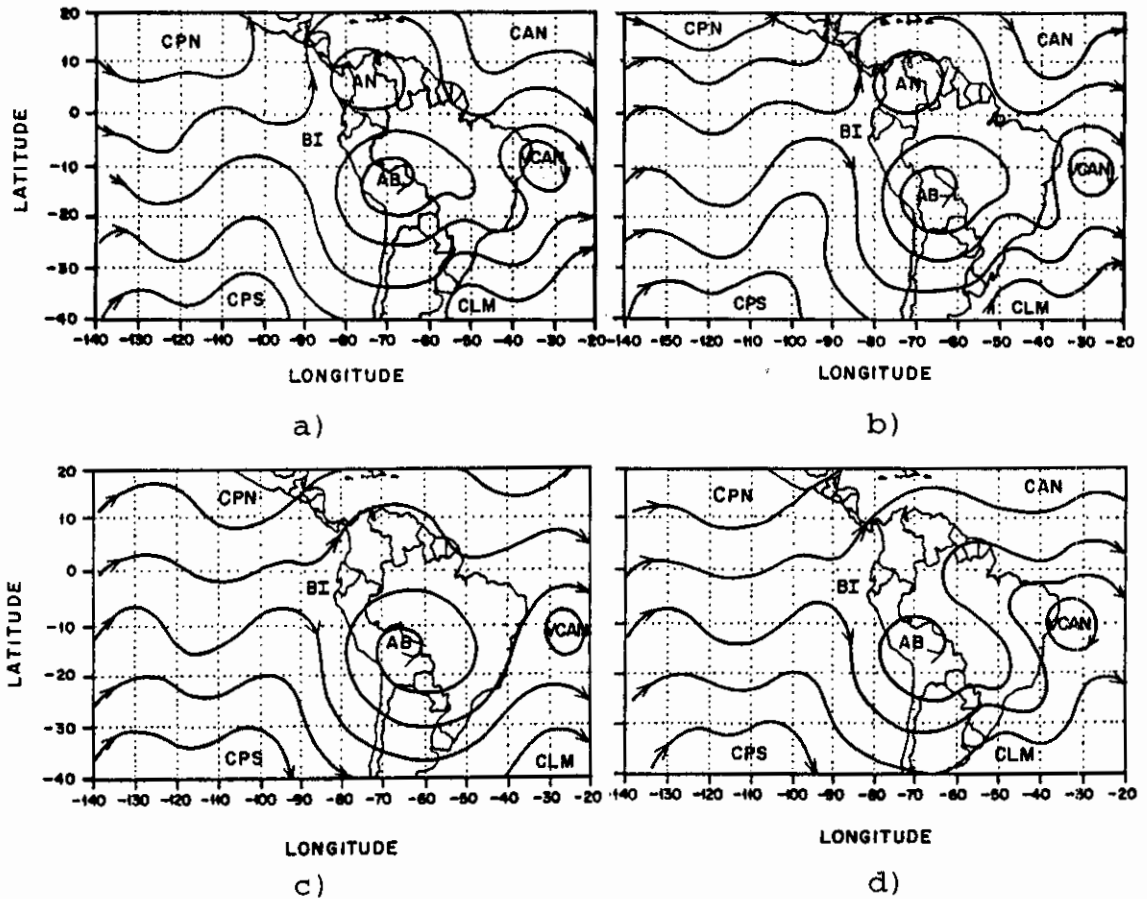


Fig. 4.8 - Sequência esquemática da circulação de altos níveis (200 hPa) associada a dois CLM's influenciando no deslocamento do VCAN.

**B) CLM's Que se Movimentam Rapidamente da Região Entre 40°W-60°W Para o Atlântico Sul.**

Geralmente estes VCAN's tem um tempo de vida curto (menor que 8 dias). Inicialmente o CLM ingressa entre 40W°-60°W sobre a região do Atlântico Sul com uma orientação SE-NW, e amplifica a crista no mesmo sentido e movimenta o VCAN para oeste (Figura 4.9a). Posteriormente, o CLM com orientação meridional amplifica-se até 20°S (Figura 4.9b) e ao deslocar para leste (Figura 4.9c), alinha-se meridionalmente com o VCAN deslocando-o para leste (Figura 4.9d). Finalmente, o VCAN enfraquece sobre oceano, restando apenas um cavado. Nesta situação, o CLM consegue alinhar-se com o VCAN num período aproximado de 3 a 4 dias.

Na situação descrita anteriormente, a crista no setor leste/sudeste da AB não sofre muita amplificação. No entanto, observam-se AB e AN intensas e associadas a uma BI bem definida. Carvalho (1989), através da análise dos coeficientes de correlação entre séries de vorticidade na região da AB e do cavado do Nordeste, mostrou que a intensificação da AB não leva à intensificação do cavado do Nordeste. Ela encontrou maior correlação na região a leste da AB e a oeste do cavado. Esta afirmação poderia também, explicar o fato de não haver uma maior intensificação do setor leste/sudeste da AB (crista), o que contribuiu em parte para a desintensificação do VCAN e sua rápida absorção pelo CLM.

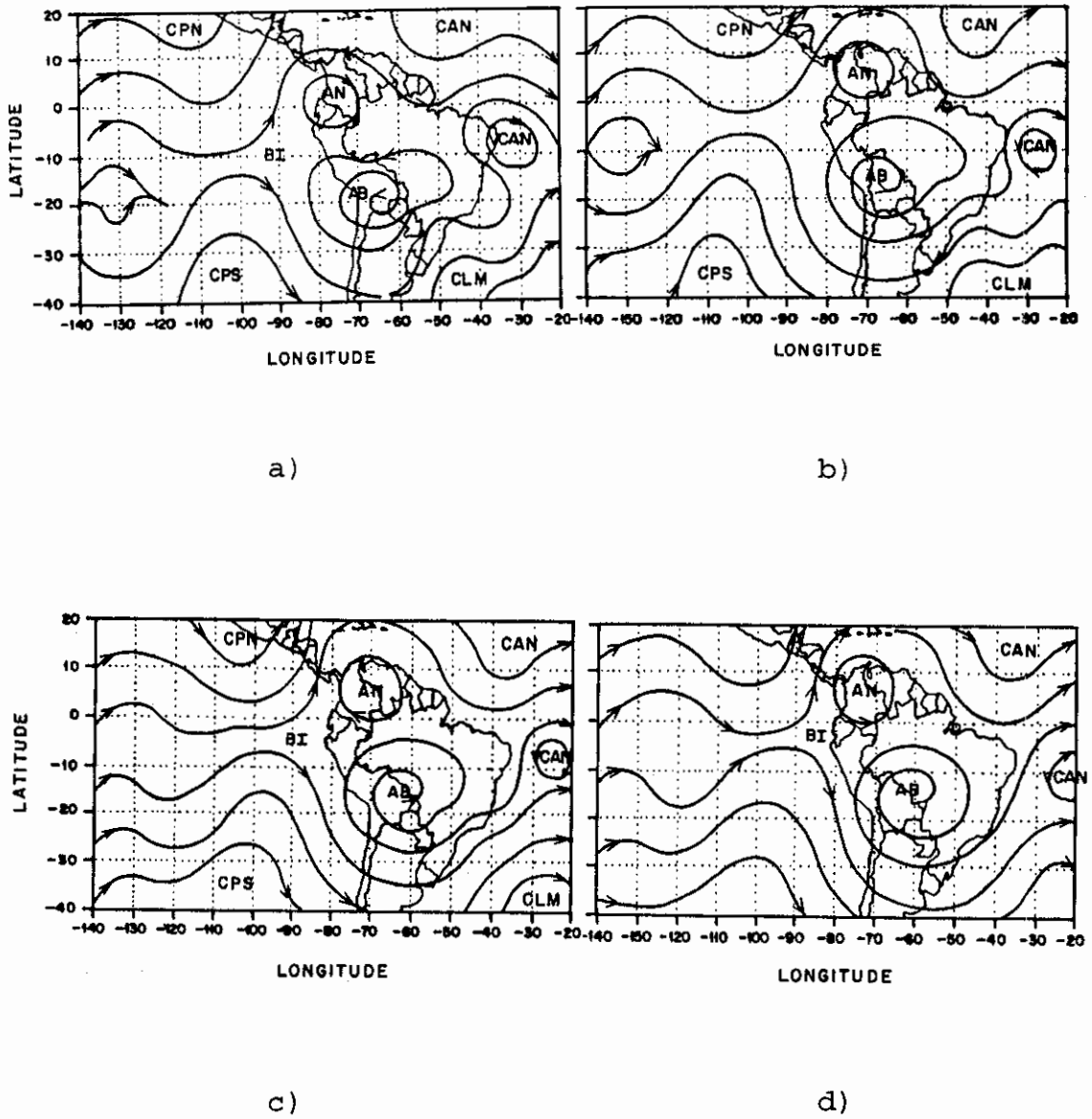


Fig. 4.9 - Seqüência esquemática da circulação de altos níveis associada a um CLM que se alinha rapidamente com o VCAN influenciando em seu deslocamento.



As duas situações descritas acima, para o escoamento troposférico associado a VCAN's com deslocamento irregular do VCAN foram as mais comuns. A situação do tipo "A" é mais freqüente.

#### **4.3.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis com Deslocamento Regular**

Esses VCAN's geralmente são mais intensos, estendem-se na vertical até 500 hPa e diferenciam-se dos demais porque geralmente a AN associada à BI não é freqüentemente observada. Quando a AN é observada, a BI tem uma orientação de NW-SE, isto é, a AN encontra-se deslocada para oeste. Além dos VCAN's com deslocamento regular que atingem a região leste e Nordeste do Brasil, existem outros que se deslocam até o centro do continente e em alguns casos alcançam a costa oeste da América do Sul. A seguir estas situações serão descritas em quatro etapas.

##### **4.3.2.1 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que se Deslocam até o Centro do Continente**

Este tipo de VCAN's não é tão freqüente (Tabela 4.5). Ao iniciar o movimento para oeste, a AB apresenta alongamento nos setores oeste e sudeste, estendendo-se sobre o sul do Brasil e Atlântico Sul e adquire alongamento quase zonal. Neste caso, ventos fortes são observados no setor sudeste da AB. Em seguida o VCAN inicia seu movimento sobre o setor nordeste da AB e esta

adquire uma orientação de SW-NE. Posteriormente o VCAN movimenta-se até o centro do continente deslocando o centro da AB para sudoeste. Em muitos casos, devido ao alongamento do setor sudeste da AB, origina-se outro centro de circulação anticiclônica sobre o sul do Brasil. Assim, quando o VCAN se posiciona sobre o centro do continente, observam-se dois centros de circulação anticiclônica: a AB, deslocada para oeste e o outro centro posicionado no Atlântico Tropical Sul próximo a costa Sudeste Brasileira. A Figura 4.10 exemplifica este caso. Estes VCAN's apresentaram um período de vida de 9 a 17 dias. Assim, não foi possível estabelecer uma escala de tempo única entre uma etapa e outra.

O centro de alta pressão sobre o Atlântico Tropical Sul foi também observado por Carvalho (1989). Ela o chamou de Anticiclone do Atlântico Sul (AT) e afirmou que sua posição e inclinação dependem das frentes e da associada atividade convectiva na costa sul/sudeste do Brasil. Assim, a permanência de frentes nesta região durante alguns dias, reflete nos baixos níveis a formação da ZCAS (Carvalho, 1989). Este resultado foi confirmado por Quadros (1994). Uma das características marcantes associadas a este tipo de sistema é a existência de uma faixa de vortacidade relativa anticiclônica em 200 hPa orientada na mesma direção da ZCAS.

Nas situações em que um VCAN consegue deslocar-se até o centro do continente, observou-se que, um novo VCAN forma-se sobre o oceano. Portanto, a permanência e intensificação do AT sobre o Atlântico Sul estaria

contribuindo para a formação de VCAN's. Quadro (1994) também observou a presença de VCAN's associados à existência da ZCAS. A liberação do calor latente na ZCAS intensifica o centro anticiclônico em altitude. Estas suposições estão em concordância com os resultados de Carvalho (1989). Ela mostrou através de coeficientes de correlação da vorticidade relativa que quanto mais intensa for a ZCAS, mais intenso é o AT sobre o Atlântico Sul e portanto será mais intenso o cavado em altitude sobre o Atlântico Tropical, provocando tendência ciclônica em altos níveis.

Sugahara (1991) sugeriu que a precipitação associada a ZCAS poderia excitar ondas planetárias antissimétricas, induzindo movimentos subsidentes sobre o Nordeste, sendo que essas ondas em níveis altos, são caracterizadas por circulação anticiclônica na região da ZCAS e ciclônica ao norte da ZCAS.

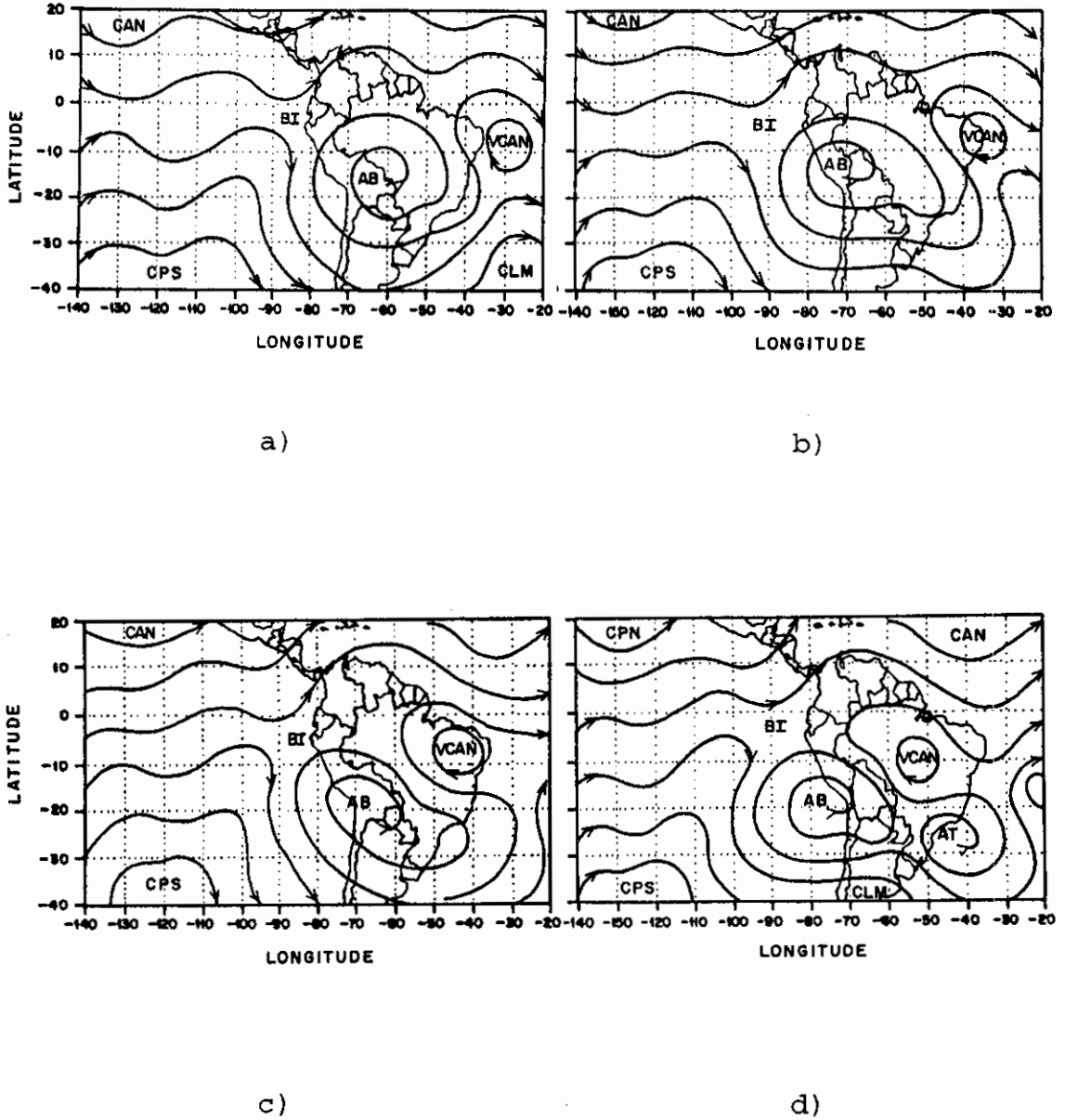


Fig. 4.10 - Sequência esquemática da circulação de altos níveis associada a uma situação de VCAN com deslocamento regular até centro de continente.

No caso de VCAN's que alcançam a costa oeste da América do Sul, observou-se que quando o vórtice inicia seu movimento para oeste, a AN associada à BI também desloca-se para oeste. Em seguida, a AN desintensifica-se e se acopla a um CPS. Esta situação favorece o deslocamento do VCAN até a costa oeste da América do Sul onde finalmente é absorvido por um CPS. A Figura 4.11 esquematiza este caso.

Foram observados VCAN's com extensão quase meridional localizados no centro do continente (Figura 4.11d) apresentando ventos fortes em seu lado oeste associados com a incursão de um CLM. Assim, um CLM (na região entre  $50^{\circ}\text{W}$ - $80^{\circ}\text{W}$ ) incursionando para latitudes baixas e interrompendo o escoamento de oeste ao sul da AB conecta-se com o VCAN. Este é reativado sobre o continente para posteriormente deslocar-se até a costa oeste da América do Sul. No entanto, se no setor sul da AB os ventos mantêm-se fortes, o CLM não consegue fracionar o escoamento de oeste e nesta fase o vórtice começa a se dissipar, apresentando ventos fracos em toda sua periferia.

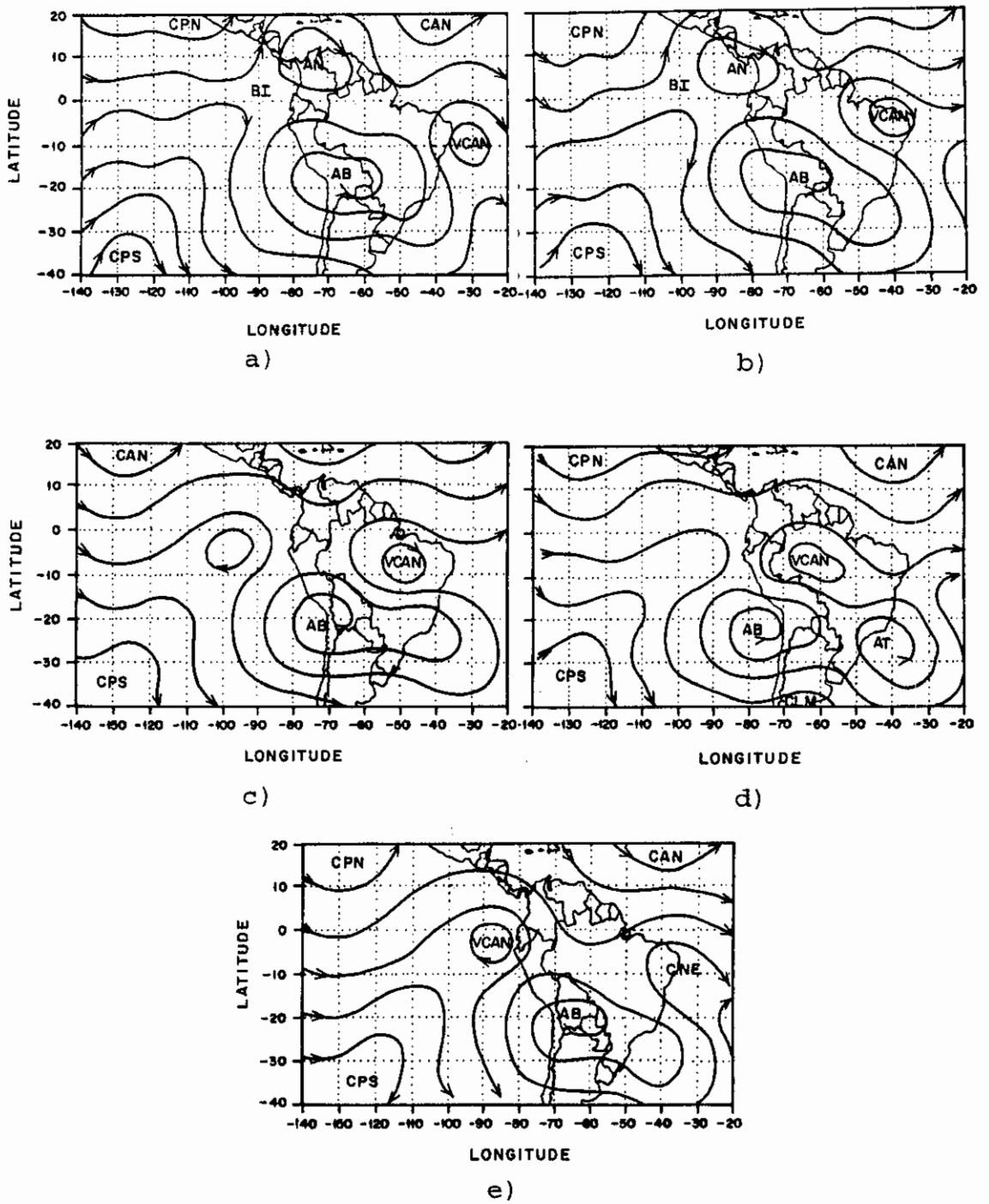


Fig. 4.11 - Sequência esquemática da circulação de altos níveis associada a VCAN's com deslocamento até a costa oeste da América do Sul.

#### 4.3.2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que se Deslocam até o Nordeste do Brasil

Estes VCAN's geralmente apresentam características similares às do caso anterior. A seguir descreve-se a situação mais freqüente do escoamento troposférico associado a este tipo de deslocamento.

A) VCAN's que se deslocam sobre o setor nordeste da Alta do Atlântico Sul (AT).

Neste caso os VCAN's originam-se em associação ao AT, e tendem a deslocarem-se sobre o setor nordeste do AT até posicionarem-se sobre o Nordeste do Brasil. Observa-se que ao norte do AT forma-se uma configuração de bloqueio de pequena escala, a qual está associada a SF's que permanecem estacionários (Figura 4.12). Esta configuração (bloqueios de pequena escala) também foi observada por Casarin (1982). Quadro (1994) sugeriu que o VCAN pode ser um agente bloqueador que impede a propagação da ZCAS, de modo que esta não consegue penetrar além da região sudeste. Em alguns casos o AT se forma depois do VCAN. Assim, inicialmente a AB sofre alongamento em seu setor sudeste, devido à incursão de um SF. Posteriormente o AT forma-se e o VCAN é mantido até que o AT desintensifica-se, e o VCAN inicia sua dissipação.

Análises relacionadas à dinâmica do deslocamento regular, sugerem que quando um VCAN desprende-se completamente do escoamento de latitudes médias a advecção de vorticidade planetária prevalece sobre a

relativa. Assim, o termo beta predomina e os VCAN's deslocam-se para oeste. Para os VCAN's que permanecem ligados ao escoamento de latitudes médias (CLM's), prevalece a advecção de vorticidade relativa e os VCAN's deslocam-se para leste (Gan, 1982). Observou-se nas análises de linhas de corrente e campo de vento que enquanto o VCAN permanece ligado aos CLM's associados a SF's, o deslocamento é irregular e dependerá da penetração e trajetória do CLM para latitudes baixas.

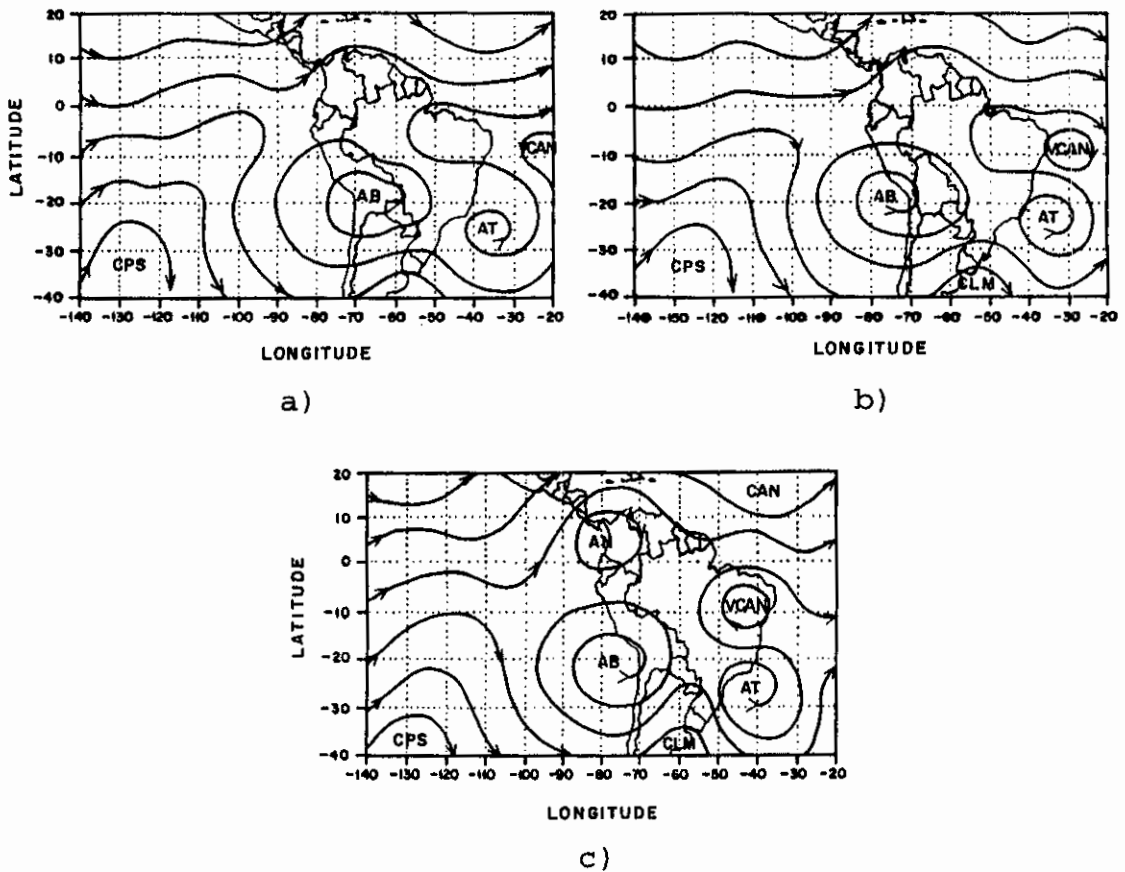


Fig. 4.12 - Sequência esquemática da circulação de altos níveis associada a VCAN's que se deslocam sobre o setor nordeste da Alta do Atlântico Sul (AT).



#### 4.4 Análise Das Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

Para determinar os padrões climáticos dominantes na área de estudo ( $20^{\circ}\text{W}$ - $140^{\circ}\text{W}$  e  $20^{\circ}\text{N}$ - $40^{\circ}\text{S}$ ) relacionados aos VCAN's, calculou-se as EOF's das anomalias diárias filtradas da vortacidade relativa em 200 hPa dos nove verões. O modo 1 (Figura 4.13), explica 5,9% da variância total dos dados filtrados. Embora esta porcentagem seja pequena, existem valores de "loading" até 0,6 o que significa que este modo regionalmente pode explicar 36% da variância total. O modo 1 mostra um padrão de ondas sobre o Pacífico Sudeste, leste da América do Sul e Atlântico Sul com orientação SW-NE. Para amplitudes positivas, os "loading" negativos centrados em  $5^{\circ}\text{S}$  no Atlântico Sul representam o VCAN. O padrão de ondas aparentemente representa o CLM no sudeste do Brasil, a crista amplificada no Nordeste estendendo-se para o Atlântico Sul e o VCAN no Atlântico, próximo ao leste do Nordeste. Isso concorda com os resultados obtidos subjetivamente, que mostram alta porcentagem de VCAN's originando-se a partir da amplificação da crista localizada a W/SW dos VCAN's. A análise na seção anterior mostra que a crista associada à AB, na maioria de vezes, é amplificada devido à incursão de um CLM associado a um SF. Na análise subjetiva, foram encontradas outras características que contribuem para a amplificação da crista, como a conexão do CAN ou CPS com a AB. O padrão do modo 1 sugere que os CAN e CPS podem ter papel secundário na amplificação da crista, comparados com a incursão dos CLM's para latitudes baixas.

Obregon (1991), através da análise das componentes principais rotacionadas das séries temporais da vorticidade relativa, do verão de 1979-1980 para a faixa de períodos maiores que 10 dias, mostrou para a segunda componente um padrão de ondas semelhante ao encontrado neste estudo. Obregon encontrou um padrão de ondas a leste da América do Sul com uma direção aproximada de norte-sul com núcleo intenso sobre o sul do Nordeste do Brasil. Assim, sugeriu que este trem de ondas está relacionado com a propagação de convecção e precipitação da ZCAS para as regiões leste e sul do Nordeste do Brasil. Ele encontrou também um segundo padrão de ondas sobre o Pacífico com direção SW-NE estendendo-se desde a região da ZCPS até o leste da América Central. Grimm (1992), estudando as funções de influência em 200 hPa nas escalas de tempo intrazonais, também encontrou um trem de ondas estendendo-se nas regiões tropicais e subtropicais do Pacífico Sudeste e Atlântico Sul, e sugeriu haver uma possível conexão entre a ZCPS e ZCAS.

O padrão de ondas da Figura 4.13 sobre a América do Sul tem direção SW-NE, com o núcleo mais intenso sobre o sul do Brasil. Isso sugere uma forte interação das perturbações de latitudes extratropicais com as de latitudes tropicais, e a transferência de momentum e energia no sentido SW-NE como sugerido por Gan (1982). Este transporte de energia, seria importante para a formação do VCAN. Assim, o modo 1 indica que VCAN's estão relacionados à incursão de sistemas extratropicais, o que também foi notado na análise subjetiva. Aparentemente a intensificação do jato subtropical no setor sul e sudeste do Brasil também estaria contribuindo na formação do VCAN. O padrão de ondas

do Pacífico embora mais fraco em comparação ao de Obregon (1991), sugere a existência da propagação de ondas desde o Pacífico sudeste (provavelmente desde a ZCPS) até a costa leste da América do Sul, a qual está ligada com os VCAN's.

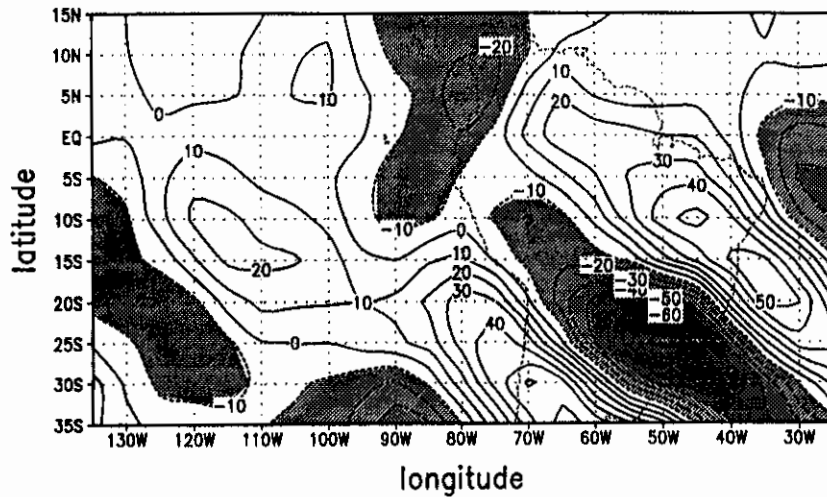


Fig. 4.13 - Configuração do Modo 1 para a vorticidade relativa no nível de 200 hPa para o verão. A seta mostra o padrão de ondas no Pacífico Sudeste e leste da América do Sul. (Os "loadings" estão multiplicados por  $10^2$ ).

Os "loadings" mais altos não correspondem à área de origem do VCAN, pois na área de estudo outras oscilações foram retidas pelo filtro (5-20 dias), e obviamente existem outros sistemas de tempo além do vórtice nesta escala temporal.

A série de amplitudes correspondente ao modo 1 (Figura 4.14) mostra que o padrão da circulação relacionada aos VCAN's, tem um período de 11 dias. Para

obter informações sobre a variabilidade do padrão obtido para os nove verões, calculou-se a variância corrida de 11 pontos das amplitudes. Na Figura 4.15 é notável a variação ano a ano do padrão obtido. Nos verões de 1980-81, 1981-1982 e 1987-1988 existe variabilidade relativamente maior que nos demais anos. Isso está relacionado com VCAN's mais intensos. Por exemplo, no início do verão de 1980-81 (dezembro de 1980), observou-se um VCAN intenso com extensão vertical até 500 hPa. Em janeiro de 1981 os VCAN's foram menos intensos e em fevereiro de 1981 novamente, os VCAN's apresentaram-se mais intensos. Isso concorda com a maior variância em dezembro de 1980 e menor variância em janeiro de 1981. Existem indicações neste curto período de análise que nos verões de "La Niña" (1984-1985, 1988-1989) as variâncias são menores, em particular no verão de 1988-1989.

Para isolar o padrão relacionado ao VCAN e determinar as características mais específicas relacionadas ao VCAN's, foram calculadas as EOF's das anomalias diárias filtradas da vorticidade relativa na área compreendida entre  $5^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{S}$  e  $20^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$ , na qual freqüentemente são encontrados os VCAN's. Os modos 1 e 2 ilustrados na Figura 4.16, explicam 14,7% e 13% da variância total filtrada, respectivamente. O modo 1 representa o padrão de formação do VCAN sobre oceano e o modo 2 o VCAN deslocado sobre o Nordeste Brasileiro e portanto em fase mais desenvolvida. Foi mostrado nos itens anteriores que somente poucos VCAN's originam-se sobre o continente.

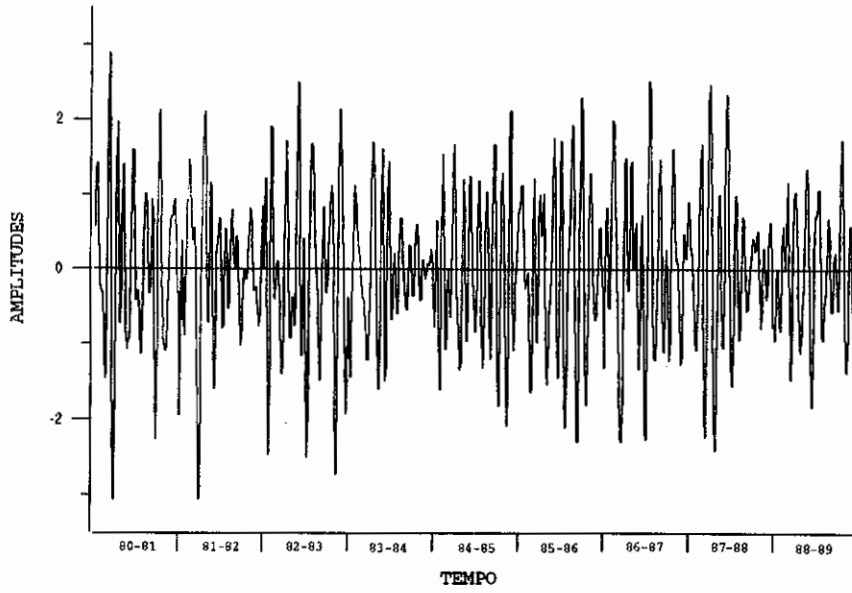


Fig. 4.14 - Amplitudes correspondente ao Modo 1 da Figura 4.13.

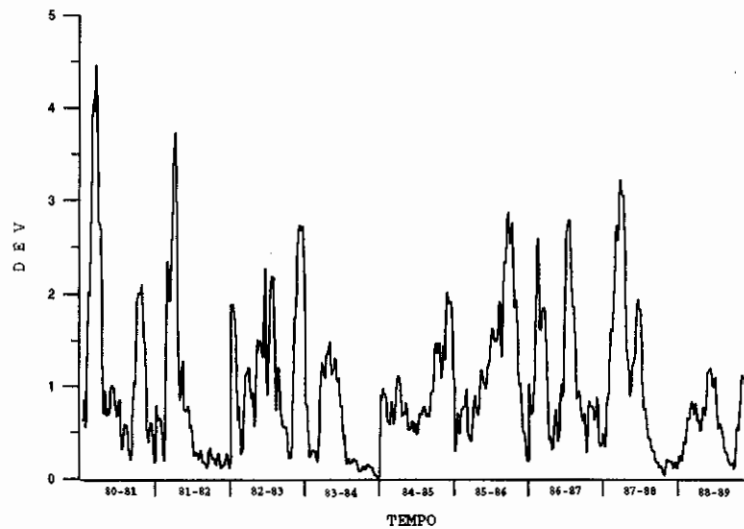


Fig. 4.15 - Variância corrida das amplitudes mostradas na Figura 4.14.

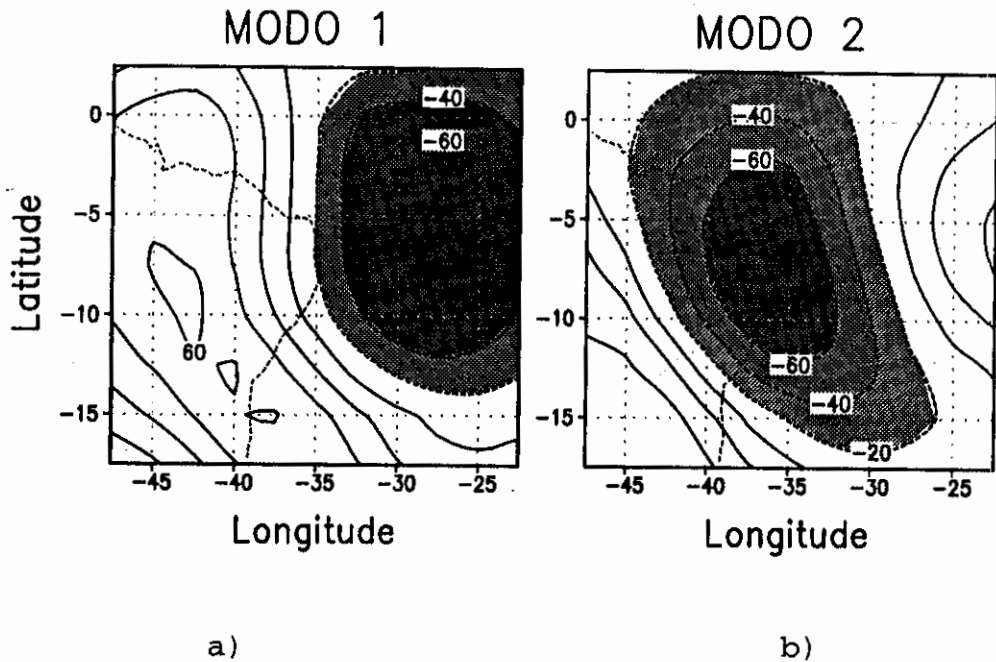


Fig. 4.16 - Configuração das anomalias da vorticidade relativa no nível de 200 hPa para o verão: a) modo 1 e b) modo 2.

Para determinar características da circulação relacionada aos modos 1 e 2, em áreas fora da pequena área, correlacionou-se as amplitudes com a série temporal filtrada em cada ponto de grade da área de estudo, separadamente para os nove verões. A significância da correlação ao nível de 95% é dada por (Panofsky e Brier, 1968):

$$\frac{2}{\sqrt{n}} = \frac{2}{\sqrt{90}} = 0,21$$

onde  $n$  é o número de dias.

Assim somente correlações absolutas superiores a 0,21 são significantes e consideradas na análise. Mapas de correlações construídas separadamente para cada verão permitem avaliar variações interanuais dos padrões associados aos VCAN's. Em todos os verões ocorre o padrão típico de ondas na direção SW-NE. Porém, é natural obter características distintas de um verão a outro. Para apoio na interpretação dos padrões de correlação, resumiram-se as principais características observadas subjetivamente para cada verão. Inicialmente, descrevem-se os padrões dos verões com extremos da Oscilação Sul.

Os verões de 1982-1983 e 1986-1987 coincidiram com períodos de "El Niño". Durante estes verões a AB esteve fraca e deslocada para sudoeste de sua posição normal, a AN associada a BI não foram observadas. No verão de 1982-1983, os VCAN's só conseguiam atingir a costa leste do Brasil e a região Nordeste, com alguns casos em que os VCAN's permaneceram sobre o Atlântico Sul. Nestes casos, a crista amplificada a E/SE estendia-se do sul do Brasil até o oceano com ventos de sul predominando no seu setor leste. No Pacífico ocorreram configurações de cavado-crista-cavado, o que resultou, algumas vezes, em bifurcações (bloqueios de pequena escala). No verão de 1986-1987 o dipólo AB-cavado esteve mais organizado, com a AN associada a uma BI melhor definida nos primeiros dias de desenvolvimento de VCAN's. Quando o VCAN deslocava-se sobre o Nordeste, a AB movimentava-se também para oeste adquirindo uma extensão quase zonal, com amplificação em seu setor S/SE até o Atlântico Sul. Somente em janeiro de 1986 ocorreram VCAN's que se deslocaram até o centro do continente.

Os verões 1984-1985 e 1988-1989 coincidiram com ocorrências de "La Niña". No verão de 1984-1985 a AB esteve deslocada para noroeste de sua posição normal e a sudoeste no verão de 1988-1989. Foi mais freqüente observar a AN associada à BI no verão de 1984-1985. No Pacífico observou-se a configuração cavado-crista-cavado, com o cavado posicionado ao oeste ( $130^{\circ}\text{W}$ - $140^{\circ}\text{W}$ ) com um centro de circulação fechada. A maioria dos VCAN's deslocava-se até o Nordeste com a crista associada à AB estendendo-se desde o sul do Brasil até o oceano, apresentando circulação fechada, possivelmente associada ao AT. Somente em fevereiro de 1985 é que os VCAN's deslocaram-se até o centro do continente.

Durante os verões de 1980-1981 e de 1983-1984 os VCAN's deslocaram-se até centro do continente. O verão de 1980-1981 apresentou VCAN's mais definidos e intensos em comparação ao verão de 1983-1984. A AN associada a BI não foi freqüentemente observada. A AB apresentou extensão zonal com setores sudoeste e sudeste amplificados e com o AT sobre o Atlântico Sul. No verão de 1983-1984 a AB localizou-se ao norte de sua posição normal, de modo que os VCAN's também deslocaram-se mais ao norte. No Pacífico observou-se geralmente uma configuração de crista-cavado, com o cavado posicionado entre  $100^{\circ}\text{W}$ - $140^{\circ}\text{W}$ .

Nos verões de 1981-1982, de 1985-1986 e de 1987-1988 os VCAN's deslocaram-se somente até a região Nordeste. Estes verões caracterizaram-se por apresentar a AB na posição normal, associada a uma BI bem definida com a presença da AN, e os CPN e CPS estendendo-se quase



meridionalmente. Quando o VCAN incursionava na região Nordeste, a AB sofreu deslocamento para oeste. Assim, os CLM's conseguiram deslocar-se pelo sul do Brasil. No verão 1981-1982 os CLM's estenderam-se sobre o centro do continente até 5°S, deslocando a AB para oeste. No Pacífico observou-se a configuração cavado-crista, onde o cavado posicionava-se entre 90°W-120°W. Em janeiro de 1986 ocorreu apenas um caso com deslocamento até centro do continente.

Tendo como base a descrição das características mais importantes dos nove verões e o padrão climatológico da Figura 4.13, foram analisados os padrões de correlação para cada verão separadamente. Em todos os verões, para amplitudes positivas, áreas de correlação negativas correspondem a anomalias negativas de vorticidade relativa, portanto reflete circulação horária anômala e áreas de correlação positiva, a anomalias positivas de vorticidade relativa logo, circulação antihorária anômala.

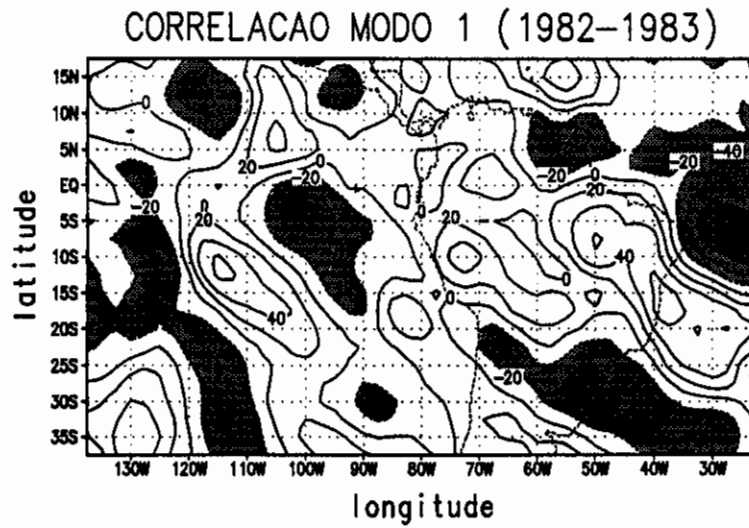
#### 4.4.1 Verão de 1982-1983

##### Modo 1

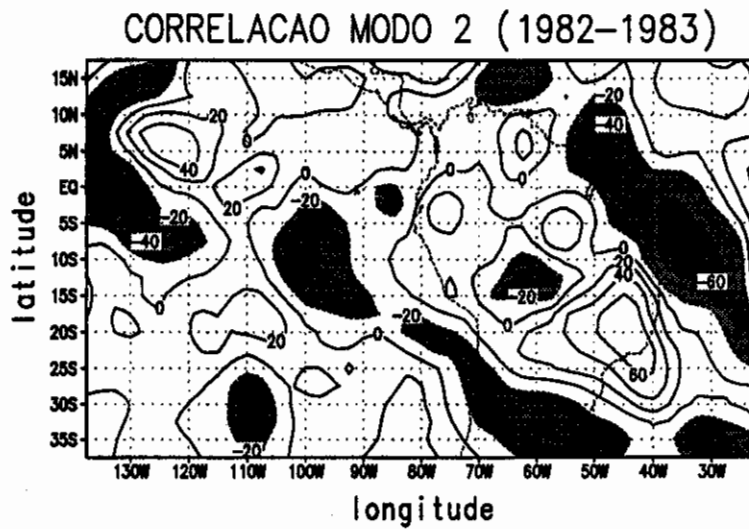
O padrão de correlação da Figura 4.13 é razoavelmente bem reproduzido no modo 1 (Figura 4.17a) de 1982-1983. A área de correlação positiva sobre o Peru e oceano adjacente indica que a AB esteve fraca e deslocada para oeste. Este padrão reproduz a BI centrada em 5°N-100°W visto que são observadas áreas de correlação negativa fraca ao sul e nordeste desta posição. No Pacífico observa-se um padrão de ondas associado ao escoamento cavado-crista-cavado relacionado ao VCAN em sua fase inicial, conforme indicado na análise subjetiva.

##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.17b), o padrão de ondas apresenta a área de correlação positiva relacionada à crista amplificada mais intensa e com uma orientação mais meridional em concordância com a análise subjetiva. Neste verão os VCAN's só alcançaram a costa leste do Brasil permanecendo em muitos casos sobre o Atlântico Tropical Sul. Assim, quando a crista era amplificada pela incursão de CLM's, no leste da crista observou-se ventos com forte componente de sul. A BI não é evidente neste modo. O padrão de ondas sobre o Pacífico está debilitado e deslocado ligeiramente para leste.



a)



b)

Fig. 4.17- Padrão de correlação para o verão de 1982-1983 para: a) Modo 1 b) Modo 2.

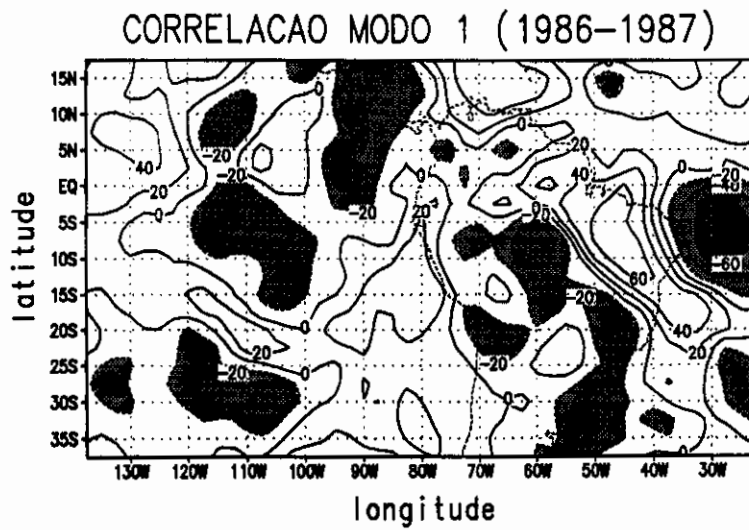
#### 4.4.2 Verão de 1986-1987.

##### Modo 1

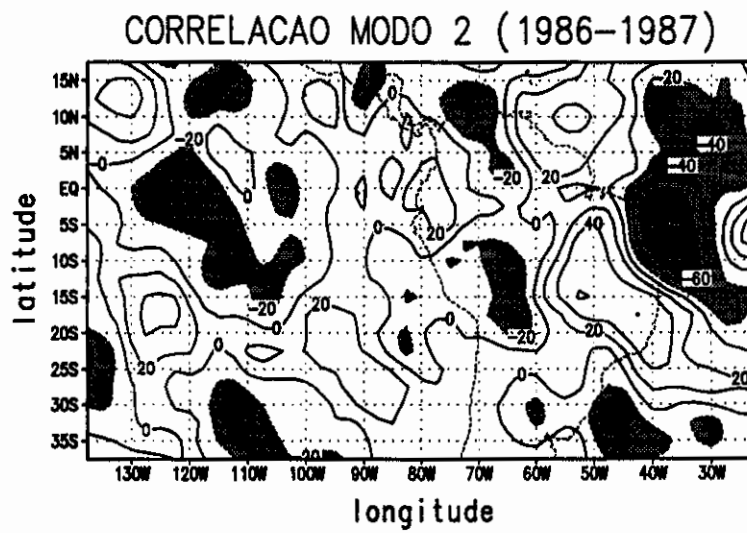
O padrão da Figura 4.13 e o modo 1 (Figura 4.18a) mostram diferenças. A área de correlação negativa associada ao CLM na Figura 4.18a apresenta uma orientação mais meridional, sobre a costa sudeste do Brasil, o que indica que CLM's incursionam ao longo desta área costeira. Correlações positivas sobre o Pacífico, próximas à costa peruana, indicam que a AB esteve deslocada mais para oeste. A área de correlação negativa ao norte da AB indica que a BI esteve bem definida. No Pacífico imediatamente ao sudoeste da área de correlação positiva associada a AB, o padrão de ondas com orientação quase meridional poderia estar associado a bifurcações de pequena escala.

##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.18b), a parte do padrão de ondas correspondente ao CLM e crista a nordeste está mais fraca comparada ao modo. A área de correlação negativa associada ao CLM está restrita ao sul em concordância com a análise subjetiva. A área de correlação positiva, associada a crista debilitou-se em seu setor norte e estendeu seu setor sul sobre o Atlântico Tropical Sul. Isto caracterizou as situações nas quais os VCAN's deslocaram-se até o Nordeste do Brasil. No Pacífico as correlações são pequenas.



a)



b)

Fig. 4.18- Padrão de correlação para o verão 1986-1987 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

#### 4.4.3 Verão de 1984-1985

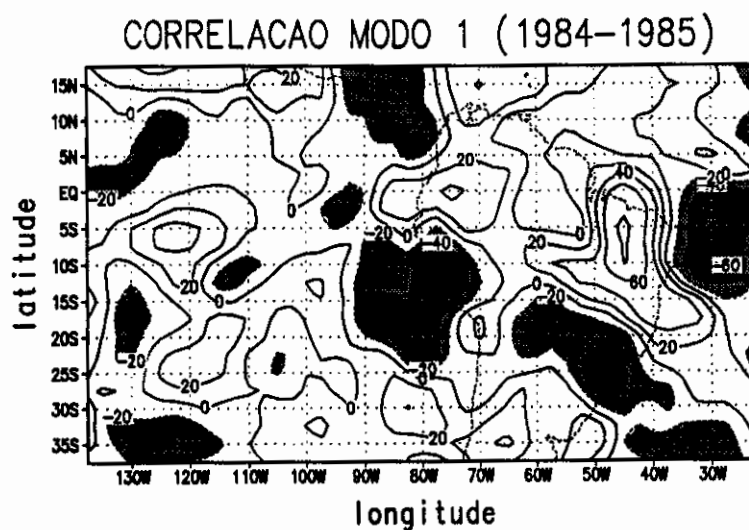
##### Modo 1

No modo 1 (Figura 4.19a), o padrão de ondas apresenta diferenças em comparação ao padrão de ondas da Figura 4.13. A área de correlação positiva associada à crista está deslocada para o norte, apresentando uma extensão meridional. As áreas de correlação positivas no oeste da América do Sul indicam que a AB esteve deslocada para o norte. A configuração de correlações positivas centrada no Peru/Equador e correlações negativas ao sul indica uma BI fraca e centrada em  $5^{\circ}\text{S}, 75^{\circ}\text{W}$ . No Pacífico, embora as correlações sejam fracas, representam a configuração cavado-crista-cavado observada na análise subjetiva.

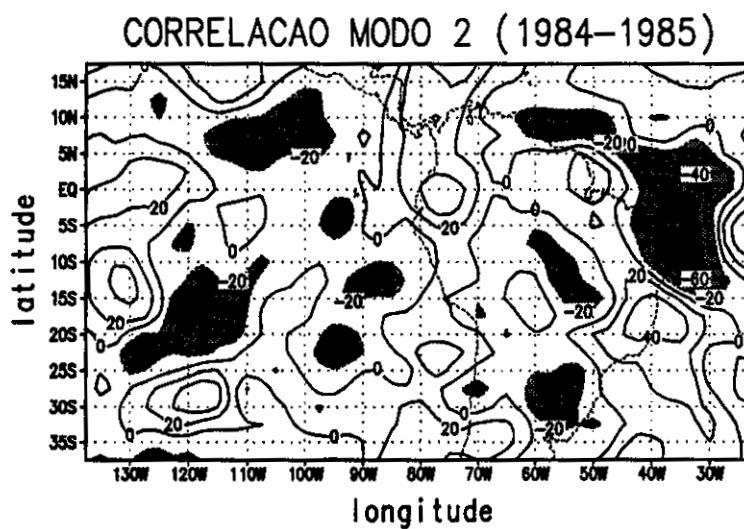
##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.19b), o padrão dominante é o dipolo de correlações positivas e negativas, representando crista amplificada e VCAN no Nordeste do Brasil. As correlações positivas associada à crista indicam que esta esteve fraca e deslocada para sul o que parece ter facilitado o deslocamento do VCAN para o Nordeste. As correlações positivas reduzidas sobre o centro da Bolívia e Pacífico Sul adjacente representam uma AB fraca. No Pacífico Sul o padrão de correlações negativa e positiva entre  $110^{\circ}\text{W}-130^{\circ}\text{W}$  representa a área de bifurcação observada

na análise subjetiva quando o VCAN iniciava seu deslocamento.



a)



b)

Fig. 4.19- Padrão de correlação para o verão 1984-1985 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

#### 4.4.4 Verão de 1988-1989

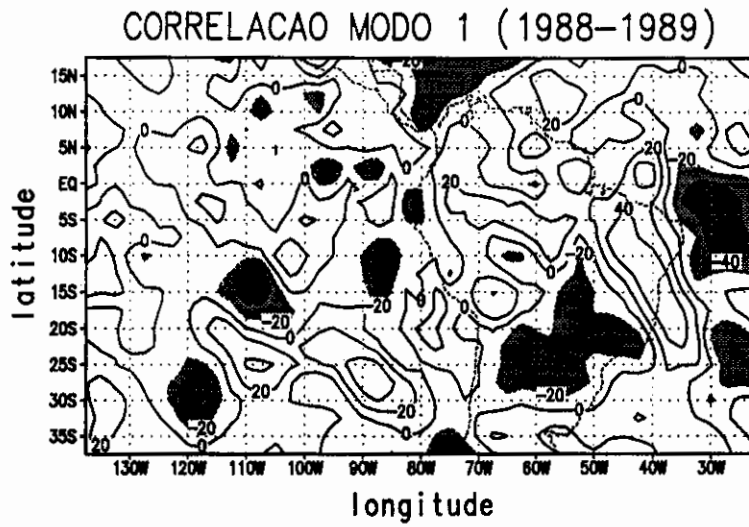
##### Modo 1

No modo 1 (Figura 4.20a), o padrão de ondas estende-se mais meridionalmente do que o padrão da Figura 4.13. A área de correlação negativa associada ao CLM estende-se de  $40^{\circ}\text{W}$  a  $65^{\circ}\text{W}$  e está centrado em  $22^{\circ}\text{S}$ . A área de correlação positiva reduzida sobre o norte do Chile e Pacífico Sul concorda com a análise subjetiva que mostrou AB deslocada para o sudoeste. Existem indícios de uma BI fraca centrada em  $5^{\circ}\text{S}, 85^{\circ}\text{W}$ . No Pacífico, entre  $80^{\circ}\text{W}-110^{\circ}\text{W}$ , as áreas de correlações positivas evidenciam a crista amplificada sobre esse setor em conexão com a AB.

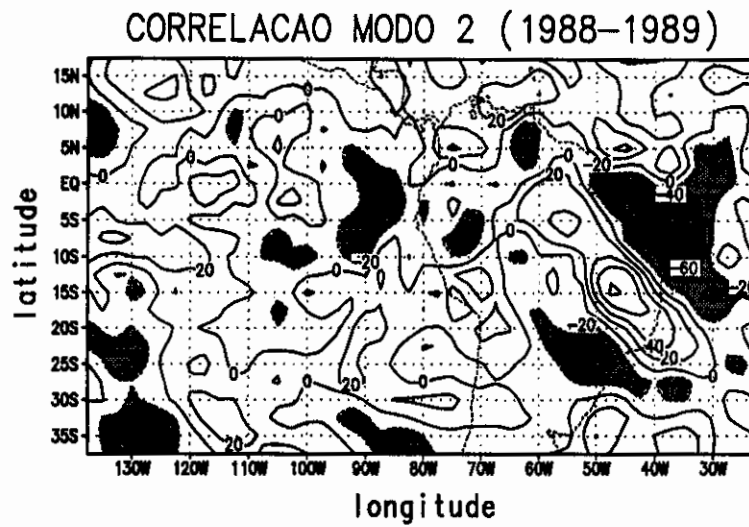
##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.20b), a característica dominante é o padrão de onda estendendo-se do sul do Brasil até o Nordeste que representa o CLM, a crista amplificada e o VCAN. A área de correlação positiva associada à crista encontra-se mais intensa e pode estar associada à formação do AT deslocado para noroeste, em concordância com o observado nos meses de janeiro e fevereiro. Nas demais áreas as correlações são pequenas.





a)



b)

Fig. 4.20- Padrão de correlação para o verão 1988-1989 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

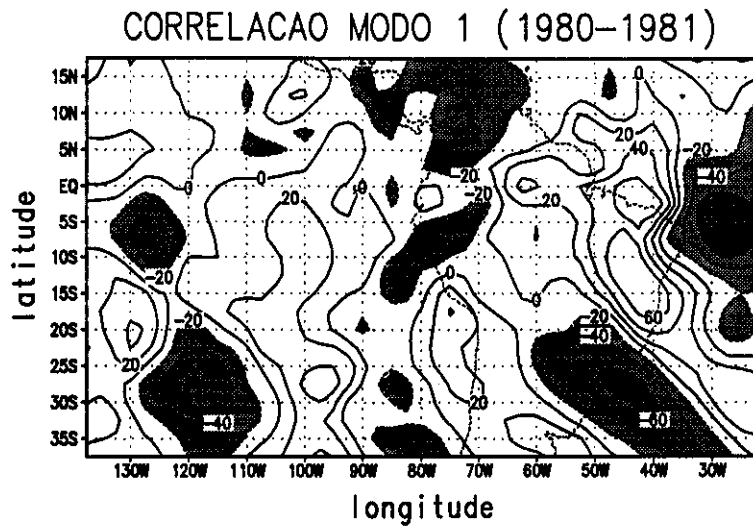
#### 4.4.5 Verão 1980-1981

##### Modo 1

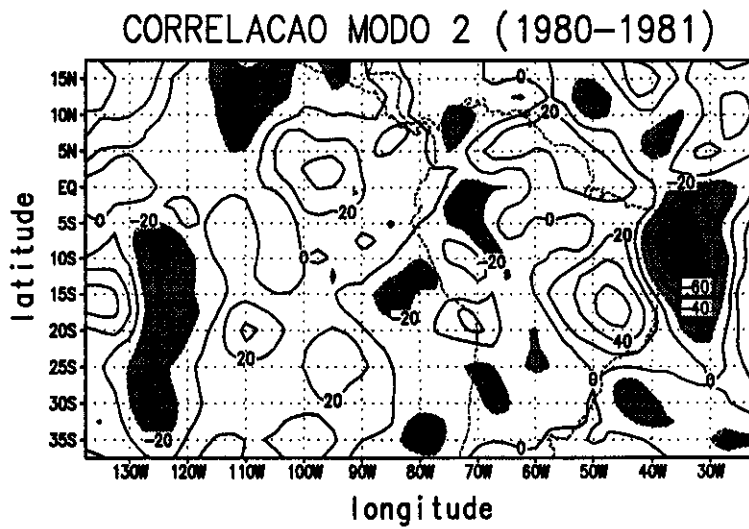
No modo 1 (Figura 4.21a), o padrão de ondas é semelhante ao padrão da Figura 4.13, exceto na área de correlação positiva associada à crista amplificada que apresentou uma extensão mais meridional. As áreas de correlações positiva e negativa reduzidas entre  $70^{\circ}\text{W}$ - $90^{\circ}\text{W}$  e equador e  $30^{\circ}\text{S}$  estão associadas a AB fraca e a um centro de circulação horária evidenciando a BI. No Pacífico a área de correlação negativa (centrada em  $27^{\circ}\text{S}$ ,  $120^{\circ}\text{W}$ ) pode estar associada ao CPS com centro de circulação fechada como observado na análise subjetiva.

##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.21b), a característica dominante é o dipólo de correlação positiva e negativa refletindo o padrão crista amplificada e VCAN no Nordeste. A área de correlações positivas associada à crista amplificada encontra-se reduzida e ligeiramente deslocada para sul. Assim esta área está relacionada ao AT, que esteve presente quando VCAN's deslocaram-se até centro do continente. No Pacífico observa-se a área de correlação negativa entre  $120^{\circ}\text{W}$ - $130^{\circ}\text{W}$  estendendo-se para o norte, associada ao CPS observado na análise subjetiva.



a)



b)

Fig. 4.21- Padrão de correlação para o verão 1980-1981: a) Modo 1, b) Modo 2.

#### 4.4.6 Verão 1981-1982.

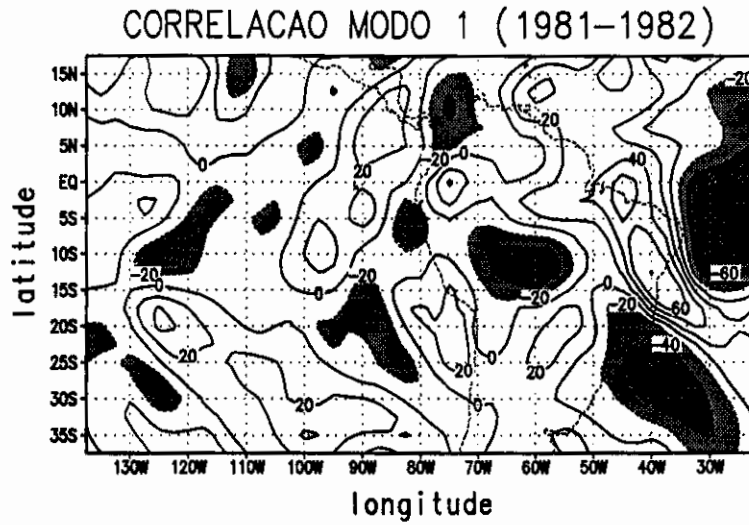
##### Modo 1

No modo 1 (Figura 4.22a), o padrão de ondas apresenta características distintas em comparação ao padrão da Figura 4.13. Em particular a parte do padrão relacionado ao CLM, crista e VCAN está bem definida. A área de correlação negativa entre  $55^{\circ}\text{W}$  e  $70^{\circ}\text{W}$  centrada em  $12^{\circ}\text{S}$  juntamente com a área de correlação negativa no Atlântico Sul indicam que os CLM's incursionaram para áreas mais ao norte que nos demais verões. A área de correlação positiva em  $70^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}$ , centrada em  $22^{\circ}\text{S}$ , representa a AB deslocada para sudoeste. É também notável a BI centrada em  $12^{\circ}\text{S}, 88^{\circ}\text{W}$ . No Pacífico ocorre uma área de correlação positiva associada à crista intensa observada na análise subjetiva.

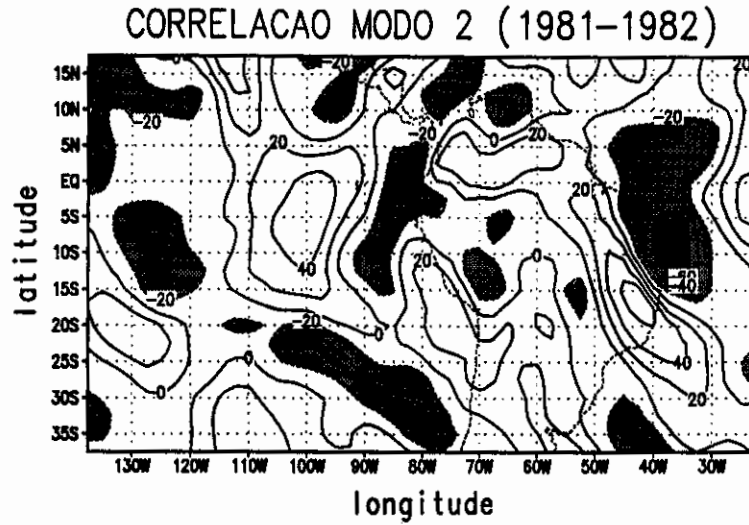
##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.22b), o padrão dominante é o dipólo de correlações positivas e negativas na área da crista amplificada e do VCAN no Nordeste. Porém, as correlações negativas estendendo-se do sul da Amazônia até Atlântico Sul indicam CLM's fracos. A BI representada pelas correlações positivas associadas a AB e negativas centradas em  $5^{\circ}\text{S}, 85^{\circ}\text{W}$  aumentaram em área. A área de correlação positiva centrada em  $5^{\circ}\text{S}, 100^{\circ}\text{W}$  representa o CPN intenso que deslocou-se até o hemisfério oposto. A área de correlação negativa entre  $80^{\circ}\text{W}-100^{\circ}\text{W}$  reflete o CPS mais

intenso. Este padrão descreve a situação na qual o VCAN deslocou-se somente até o Nordeste do Brasil.



a)



b)

Fig. 4.22- Padrão de correlação para o verão 1981-1982 para a) Modo 1, b) Modo 2.

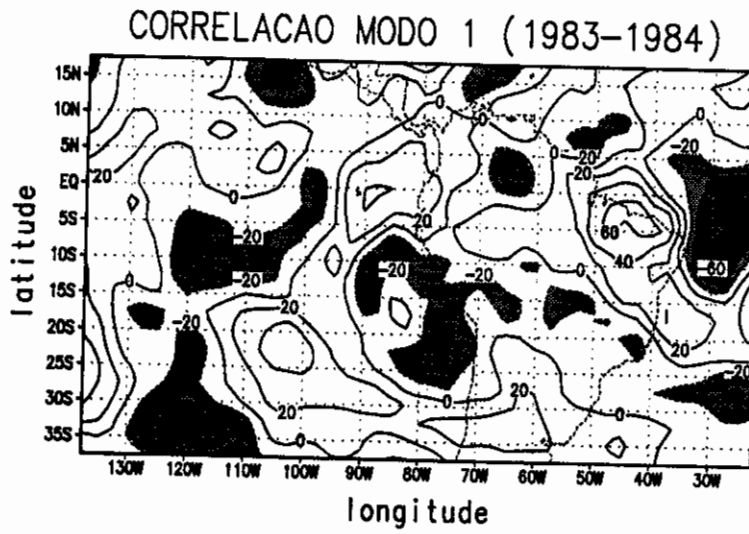
#### 4.4.7 Verão 1983-1984.

##### Modo 1

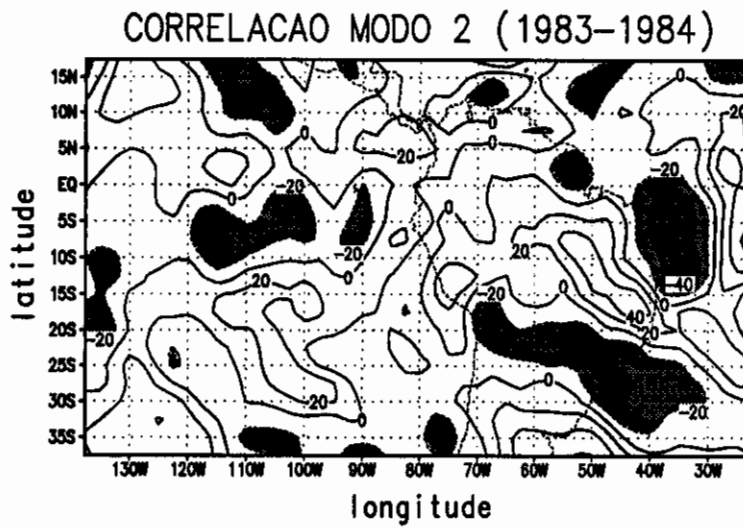
No modo 1 (Figura 4.23a), a parte do padrão de ondas com correlações negativas associadas ao CLM está enfraquecida em comparação ao padrão de ondas da Figura 4.13. A BI não está bem definida neste modo. No Pacífico observa-se áreas de correlação negativa-positiva-negativa associada ao cavado-crista-cavado identificado na análise subjetiva, sendo que a área de correlações negativas entre  $110^{\circ}\text{W}$ - $130^{\circ}\text{W}$  é mais intensa.

##### Modo 2

O modo 2 (Figura 4.23b) mostra um padrão de ondas mais definido e deslocado para SW. A área de correlação positiva associada a crista amplificada deslocou-se para o sul, estendendo-se até o Atlântico Sul e intensificando-se na costa leste do Brasil, sugerindo a existência do AT. É notável a área de correlações positivas estendendo-se até a costa oeste da América do Sul indicando a extensão zonal da AB. A área de correlação negativa no sul do Brasil está associada ao CLM. Este padrão concorda com a análise subjetiva que evidenciou a situação na qual a AB estende-se zonalmente com as cristas amplificadas no setor sudeste e sudoeste, facilitando o deslocamento do VCAN até o centro do continente. No Pacífico as correlações são pequenas.



a)



b)

Fig. 4.23- Padrão de correlação para o verão 1983-1984 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

#### 4.4.8 Verão 1985-1986.

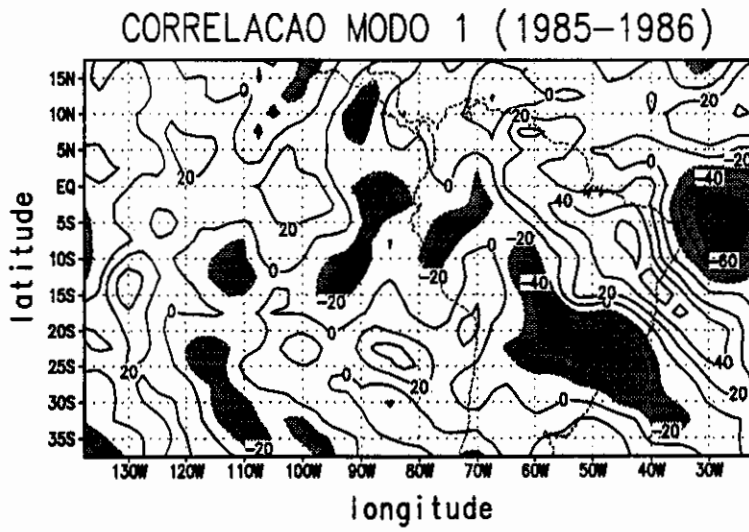
##### Modo1

No modo 1 (Figura 4.24a), o padrão que se estende sobre a costa leste da América do Sul e Atlântico Sul tropical encontra-se bem definido e similar ao padrão de ondas da Figura 4.13. A área de correlação negativa estendendo-se desde o sul da Amazônia para o sudeste está associada aos CLM's que penetraram até 10°S dentro do continente. No Pacífico Sul a área de correlação negativa em 90°W-110°W representa o CPS observado na análise subjetiva. A BI não está bem definida.

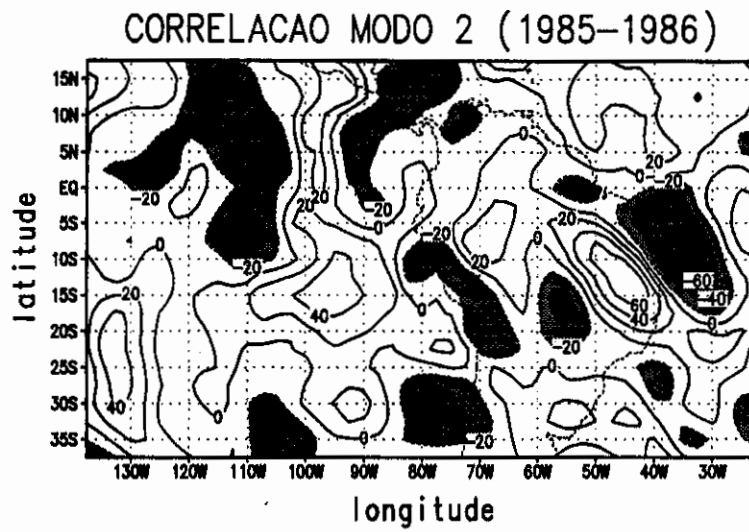
##### Modo2

No modo 2 (Figura 4.24b), as maiores correlações estão concentradas sobre o sistema crista amplificada e VCAN sobre o Nordeste. As correlações negativas associadas ao CLM, embora mais fracas, continuam desde o sul da Amazônia estendendo-se para sudeste. A área de correlações positivas associada à crista amplificada encontra-se reduzida e centrada em 12°S - 45°W. No Pacífico sul observa-se uma área de correlações positivas em 120°W-130°W. Este padrão está relacionado à situação na qual o VCAN desloca-se até o Nordeste.





a)



b)

Fig. 4.24- Padrão de correlação para o verão 1985-1986 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

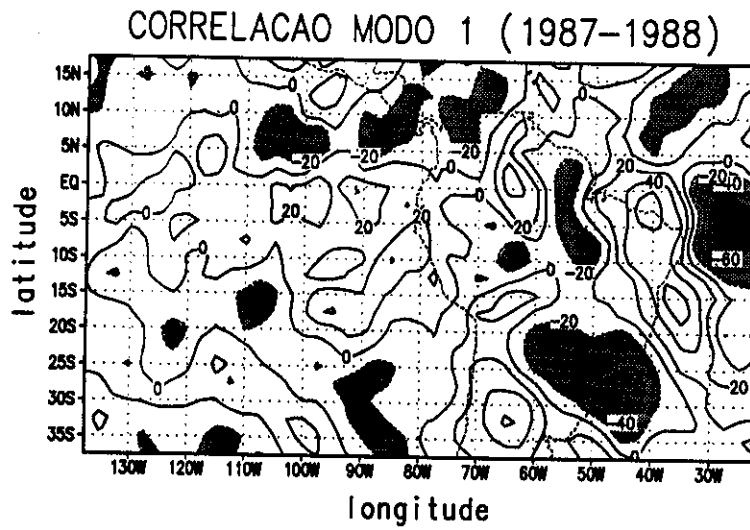
#### 4.4.9 Verão 1987-1988

##### Modo 1

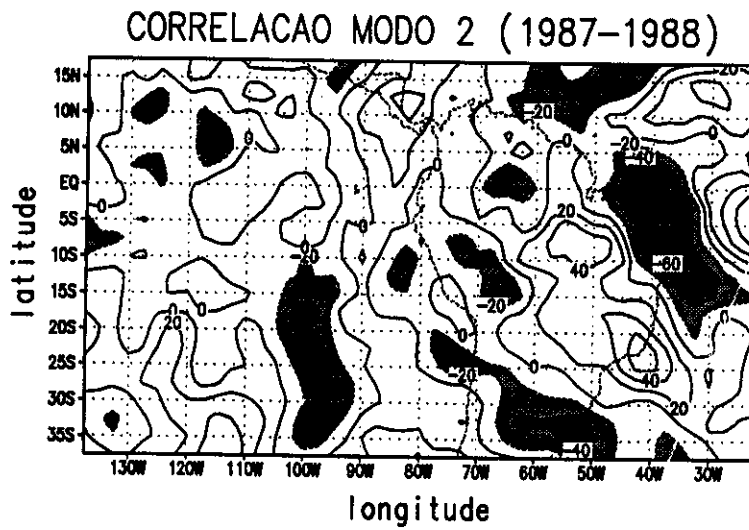
No modo 1 (Figura 4.25a), o padrão de ondas sobre a América do Sul/Atlântico apresenta configuração mais meridional do que o padrão de ondas da Figura 4.13 especialmente a área de correlações positivas relacionada com a crista amplificada. A área de correlação negativa associada ao CLM mostrou uma configuração quase circular. A BI não foi observada neste modo. A área de correlação positiva centrada em  $16^{\circ}\text{S}, 65^{\circ}\text{W}$  evidenciou uma AB fraca. No Pacífico a área de correlação negativa, reduzida entre  $80^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$ , está associada ao CPS enfraquecido.

##### Modo 2

No modo 2 (Figura 4.25b), o padrão de ondas apresenta correlações positivas associadas à crista amplificada deslocada para o sul com o setor norte enfraquecido. A área de correlações negativas associada ao CLM deslocou-se também para o sul. No Pacífico Sul a área de correlação negativa entre  $90^{\circ}\text{W}-110^{\circ}\text{W}$  indica o CPS intensificado. Este padrão de correlação evidenciou a situação na qual os VCAN's só conseguem deslocar-se até o Nordeste, como notado na análise subjetiva.



a)



b)

Fig. 4.25- Padrão de correlação para o verão 1987-1988 para: a) Modo 1, b) Modo 2.

Sumarizando, existe um padrão de ondas dominante em todos os verões que se estende pela costa leste da América do Sul e representa o CLM, crista amplificada e VCAN sobre o Nordeste. Em concordância com os resultados de Carvalho (1989), na área da AB não foram encontradas correlações altas, e as correlações são maiores nos setores leste da AB e oeste do cavado do Nordeste. A amplificação da AB no seu setor leste resulta em crista associada amplificada que reflete em correlações altas e toma parte no padrão dominante. O modo 1 descreve a circulação associada à formação do VCAN no Atlântico nas proximidades da costa Nordeste do Brasil. O modo 2, descreve a circulação associada ao VCAN localizado no Nordeste do Brasil, e evidenciou a área de correlações negativas associada ao vórtice estendendo-se até o HN. Isto poderia estar relacionado com o transporte meridional de momentum do norte do Brasil para a região do jato subtropical do HN, como sugerido por Virji (1981). Ele encontrou que existe transporte meridional de momentum para o HN por vórtices ciclônicos transientes situados na região entre 20°S e o equador. Para os anos de El Niño (1982-1983 e 1986-1987), o modo 1 evidencia um padrão de ondas no Pacífico em concordância com os resultados obtidos por Grimm (1992). No modo 2 este padrão de ondas esteve mais fraco. Nos verões de "La Niña" o padrão de ondas sobre o Pacífico não esteve definido. Nos outros verões, no modo 1 existe uma área de correlações negativas sobre o Pacífico Sul (110°W-130°W) associadas ao CPS. Isto estaria indicando uma possível teleconexão entre a região do Pacífico tropical leste e a gênese do VCAN como sugerido por Obregon (1991). Na fase em que o VCAN está sobre o Nordeste do Brasil a configuração é confinada na região da crista amplificada e cavado no Nordeste.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Este trabalho apresenta uma análise climatológica dos VCAN's que atuam no Nordeste Brasileiro e Atlântico Sul nas estações da primavera, verão e outono do período entre 1980-1989. Foram detectados 173 VCAN's, dos quais 85% originaram-se sobre regiões oceânicas (Atlântico Tropical Sul). A maior frequência dos VCAN's ocorre no período de verão (46%), sendo janeiro o mês de máxima frequência. Do total de VCAN's detectados, 87% originam-se na alta troposfera (200-300 hPa). Os VCAN's que originam-se na média troposfera (500 hPa) estendem-se posteriormente até 200 hPa.

Em relação à extensão vertical observou-se uma porcentagem quase igual entre dos vórtices que permanecem em altos níveis (200-300 hPa) e dos que se estendem até 500 hPa. Em fevereiro ocorre um número maior de VCAN's que permanecem em altos níveis, e em dezembro predominam aqueles que se estendem até 500 hPa. O número de VCAN's que se estendem até 700 hPa é pequeno.

Observou-se que em geral os VCAN's inclinam-se para oeste com a altura, sendo que o núcleo frio situa-se em 300 hPa no setor leste ou sudeste do centro da circulação fechada. O tempo de vida médio de um VCAN foi de 7,1 dias, sendo que no verão esse tempo é maior.

Com relação ao número de VCAN's, não se encontrou clara variabilidade interanual nos anos extremos da Oscilação Sul ("El Niño" ou "La Niña"). Em relação a sua extensão vertical (profundidade) encontrou-se uma relação tal que nos verões de "El Niño" (1982-1983; 1986-1987) os VCAN's apresentaram maior profundidade na vertical, enquanto que nos verões de "La Niña" (1984-1985, 1988-1989) os VCAN's estiveram confinados nos altos níveis.

A análise dos padrões de circulação associados à formação dos VCAN's, confirma que a maioria deles origina-se pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981). No entanto, existem casos nos quais os VCAN's originam-se pela contribuição de CPN ou CAN que, ao se alinharem com a AB na direção NW-SE ou NE-SW, amplificam a crista associada à AB. Ocorreram poucos casos nos quais os VCAN's originaram-se dentro do escoamento de leste provenientes do HN e nestes casos surgem cavados invertidos sobre o Atlântico Sul. Associado ao desenvolvimento e deslocamento de VCAN's, observaram-se padrões de escoamento que podem ter conexões com a AB, BI, CPN, CPS, CAN e CLM's.

O deslocamento dos VCAN's podem ser regular ou irregular. Os irregulares apresentam AN associada a presença da BI durante quase todo o seu tempo de vida. Neste caso os CLM's associado a SF's, influenciam diretamente o deslocamento. Em outras palavras, o deslocamento dos VCAN's depende da permanência do CLM no setor  $40^{\circ}\text{W}-60^{\circ}\text{W}$  e de sua amplificação para latitudes baixas. Os VCAN's com deslocamento regular, deslocam-se para o Nordeste do Brasil ou para o centro do continente e

em alguns casos alcançam a costa oeste da América do Sul. Neste caso, no início do desenvolvimento a AN está presente. Quando os vórtices iniciam seu movimento para o Nordeste a AB amplifica-se e se estende até o sudeste do Brasil - Atlântico Sul. Posteriormente a AB adquire uma extensão quase horizontal, facilitando o deslocamento dos VCAN's para o centro do continente. É comum observar nos VCAN's com deslocamento regular até o Nordeste do Brasil a formação e permanência do AT, associado a SF's estacionários, tipo ZCAS.

Para confirmar objetivamente o padrão de formação dos VCAN's procedeu-se ao cálculo das EOF's das anomalias da componente vertical da vorticidade relativa. A característica dominante é um padrão de ondas estendendo-se sobre a região leste da América do Sul e Atlântico Sul com orientação SW-NE que representa o CLM, a crista amplificada e o VCAN no Nordeste e regiões oceânicas adjacentes. Isto confirma o mecanismo de formação sugerido por Kousky e Gan (1981). Assim, este padrão de ondas sugere que ocorre transporte de momentum e energia no sentido SW-NE, desde latitudes extratropicais para latitudes tropicais, onde provavelmente a intensificação do jato subtropical sobre o sul do Brasil desempenha um papel importante na formação do VCAN.

Para determinar as características específicas relacionadas aos VCAN's foram calculadas as EOF's das anomalias diárias filtradas da vorticidade relativa para uma área menor, inserida na área de estudo. O primeiro modo representa o VCAN no Atlântico próximo ao

Nordeste do Brasil em seu estágio de formação. O segundo modo representa o padrão do VCAN no Nordeste do Brasil ou seja, em um estágio mais desenvolvido. Correlacionando as amplitudes destes modos com as séries de vorticidade relativa filtrada para toda a área de estudo, foram obtidas as configurações relacionadas aos VCAN's fora da pequena área. Para o primeiro modo a característica dominante é um padrão de ondas representando o CLM, a crista amplificada e o VCAN sobre o Nordeste, estendendo-se sobre a costa leste da América do Sul. Para o segundo modo, as características mais marcantes estiveram em geral confinadas na região da crista amplificada e do VCAN no Nordeste. A área de correlações negativas associada ao VCAN estende-se até o HN sugerindo transporte meridional de momentum do norte do Brasil para o HN, confirmando a hipótese de Virji (1981). Para verões de "El Niño" o primeiro modo apresenta um padrão de ondas no Pacífico em concordância com os resultados de Grimm (1992). Nos outros verões, a presença do CPS entre 120°W-140°W foi evidente no primeiro modo, o que poderia indicar teleconexões entre a região do Pacífico Subtropical leste e a gênese do VCAN como sugerido por Obregon (1991).

O papel da liberação de calor latente na formação do VCAN não foi estudado diretamente. No entanto, existem evidências observacionais e numéricas indicando que a liberação de calor latente pode ser a principal fonte de energia para os distúrbios que se originam dentro da região tropical (Silva Dias et al., 1983; Sugahara, 1991; Grimm, 1992; Gandú, 1993). Os resultados obtidos neste trabalho indicam que a presença do CLM é fundamental para a amplificação da crista, que posteriormente origina o VCAN.



Assim, o CLM que quase sempre está associado a um SF ou a ZCAS constitui-se num forte organizador e modulador da convecção nos trópicos. Portanto, a interação entre a própria convecção tropical e os sistemas de tempo (SF's ou ZCAS) de latitudes subtropicais, parecem ser muito importantes na formação do VCAN. Encontrou-se, também uma possível influência dos sistemas do tempo do Pacífico Subtropical leste (ZCPS), que parece estar associado a forte convecção nesse setor.

Os resultados acima sugerem que existem evidências de que VCAN's podem estar associados a circulação de escala planetária (ondas de Rossby) e de escala sinótica (SF's), ou seja a formação e deslocamento de VCAN's poderiam ser produto da dinâmica de múltiplas escalas da circulação atmosférica.

Este trabalho ilustrou características do padrão de escoamento em 200 hPa associadas à formação e deslocamento dos VCAN's. No entanto, os aspectos relacionados à sua dinâmica necessitam ainda ser melhor estudados. Assim, sugere-se para trabalhos futuros:

- Utilizar dados reanalisados dos centros de previsão de tempo,
- Estender a área de estudo no setor leste até 20°E e no setor oeste até 180°W,
- Estudar separadamente os casos de VCAN's com deslocamento regular e irregular,
- Utilizar modelos numéricos para simulação de casos de VCAN's de longa duração, tendo em conta a presença da AN associada à BI.



**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Aragão, J.O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1975. (INPE-789-TPT/017).
- Carlson, T.N. Structure of a steady-state cold low. **Monthly Weather Review**, 95(11):763-777, Nov. 1967.
- Casarin, D.P. **Um estudo observacional sobre sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1982. (INPE-2638-TDL/114).
- Carvalho, A.M.G. **Interações entre a circulação em altitude e a radiação de onda longa emitida sobre a América Sul.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1989. (INPE-4923-TDL/383).
- Colton, D.E. Barotropic scale interactions in the tropical upper troposphere during the northern summer. **Journal of the Atmospheric Sciences** 30:1287-1302, Oct. 1973.
- 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**, 122:1436-1448, July, 1993.

- Dean, G.A. **Three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brasil.** São José dos Campos, INPE, 1971. (LAFE-164).
- Dos Anjos, B. L. **Conexões entre a circulação do Hemisfério Norte e os vórtices ciclônicos da alta troposfera na região Nordeste do Brasil: Um estudo de caso.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1995.
- Doty, B. E. **Using the Grid Analysis and Display System.** Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA), Maryland, University of Maryland. Jan. 1992.
- Duchon, C. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, 18:1016-1022, Aug. 1979.
- Erickson, C. O. Diagnostic study of a tropical disturbance. **Monthly Weather Review**, 99(1):67-69, Jan. 1971.
- Frank, N.L. On the energetics of cold lows. In: Symposium on the Tropical Meteorology, Honolulu, June 2-11, 1970. **Proceedings.** Honolulu, American Meteorological Society, 1970. p. EIV I-EIV 6.
- Frank, N.L. **The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics.** U.S. Weather Bureau, Southern Region, (Technical Memorandum N° 28), U.S. Department of Commerce Environmental Science Services Administration. Miami, Florida. 1966.

- Gan, M.A. **Um Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** (Tese de mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1982. (INPE-2685-TDL/126).
- Gandú, A.W. **Modelagem numérica da resposta troposférica regional a fontes tropicais de calor.** (Tese de Doutorado em Meteorologia)- Universidade de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico. São Paulo USP, 1993.
- Gill, A.E. Some simple solutions for heat-induced tropical Circulation. **Quarterly J. Royal Meteorologica Society**, 106:447-462, July, 1980.
- Grimm, A. M. **Influência remota de fontes tropicais anômalas de calor.** (Dissertação de Doutorado em Meteorologia). Universidade de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico. São Paulo USP, 1992.
- 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: First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, São José dos Campos, Brazil. **Preprints.** Boston, MA, American Meteorological Society, p. 210-214, 1983.
- Kelley, W.E.; Mock, D.R. A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the western North Pacific. **Monthly Weather Review**, 110:471-480, June 1982.

- Kousky, V.E.; Gan, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, 36(5):538-551, Dec. 1981.
- Kousky, V.E.; Kagano, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**. 11:743-758, 1981.
- Kutzbach, J.E. Empirical eigenvectors of sea level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**. 6: 791-802 Oct. 1967.
- Legler, D. M. Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. **Bulletin of the American Meteorological Society** 64(3): 243-241 Mar. 1983.
- Matsuno, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. 44(1):25-43 Feb. 1966.
- North, G.R.; Bell, T.L.; Cahalan, R.F.; Moeng, F.J. Sampling error in the estimation of empirical orthogonal functions. **Monthly Weather Review**, 110:699-706, July, 1982.
- Obregon, G.O. **Teleconexões no campo de vorticidade relativa durante o verão de 1979/1980 do Hemisfério Sul.**  
(Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1991. (INPE-5308-TDI/458).

- Oliveira, A. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1986 (INPE-4008-TDL/239)
- Palmén, E. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. **Tellus**, 1:22-31, 1949.
- Palmém, E.; Newton, C.W. **Atmospheric Circulations Systems.** New York, Academic Press, 1969.
- Palmer, C.E. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transaction of American Geophysical Union**, 32(5):683-695, Oct. 1951.
- Panosfky, H.A.; Brier, G.W. Time Series, In: \_\_\_\_\_. **Some applications of Statistics to Meteorology.** Pennsylvania University Park. College of Mineral Industries, 1968.p. 126-161.
- Pellisier, J.M. A numerical model of tropical upper tropospheric cold core cyclones including parameterized infrared cooling. **Preprint of Conference on Atmospheric Radiation.** AMS Fort Collins, Colorado USA. p. 260-265, 1972.
- Quadro, M. F. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. INPE, 1994. No prelo.

- 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**, 37(1):11-16, 1987.
- Silva Dias, S.P.; Schubert, W.H. and DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. 40: 2689-2707, Nov. 1983.
- Simpson, R.H. Evolution of the Kona storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology**, 9:24-35, Feb. 1952.
- Studzinski, C. **Um estudo da precipitação na região Sul do Brasil e sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico tropical sul**. (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais, (no prelo). São José dos Campos, INPE, 1995. No Prelo.
- Sugahara, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais da precipitação no Estado de São Paulo**. (Tese de Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo. Dpto. Ciências Atmosféricas IAG-USP, São Paulo, 1991.
- Sugi, M.; Kanamitsu, M. A study of a subtropical upper level cyclone using JMA operational forecast model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 60(4): 932-945, Aug. 1982.
- Trenberth, K.E. **Global Analyses from ECMWF and Atlas of 1000 to 100 mb circulation statistics**. NCAR Technical Note, June 1992.



Virji, H. A preliminary study of summer time tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, 109: 599-610; Mar. 1981.

Whitfield, M.; Lyons S. An upper-tropospheric low over Texas during summer. **American Meteorological Society**. 7: 89-106; Mar. 1992.



## APÊNDICE A

### Filtros

No presente trabalho é usado um filtro passa-banda de Lanczos. Uma vantagem do filtro de Lanczos em relação a outros é que as frequências de corte podem ser controladas independentemente do número de pesos (Duchon, 1979).

A função peso é calculada pela seguinte fórmula:

$$\omega_k = \left( \frac{\text{Sen}2\pi f_{c2} k}{\pi k} - \frac{\text{Sen}2\pi f_{c1} k}{\pi k} \right) \sigma \quad (\text{A1})$$

e a função resposta ideal é calculada por (Duchon, 1979):

$$R(f) = \omega_0 + 2 \sum_{k=-n}^n \omega_k \cos 2\pi f k \Delta \quad (\text{A2})$$

onde:

$\omega_0$  : peso central, é expresso por

$$\omega_0 = 2\Delta(f_{c2} - f_{c1})$$

$f$  : frequência, onde  $f = 1/T$

$T$  : Período

$\Delta$  : intervalo da amostra, no caso,  $\Delta = 1$  dia

$n$  : metade do número de pesos

$k$  : varia de  $-n$  a  $n$   
 $f_{c1}$  : frequência de corte de entrada  
 $f_{c2}$  : frequência de corte de saída  
 $\sigma$  : fator sigma, onde:

$$\sigma = \frac{\text{sen}\left(\frac{k\pi}{n}\right)}{\left(\frac{k\pi}{n}\right)} \quad (\text{A3})$$

A função resposta do filtro usado é ilustrada na Figura A1.

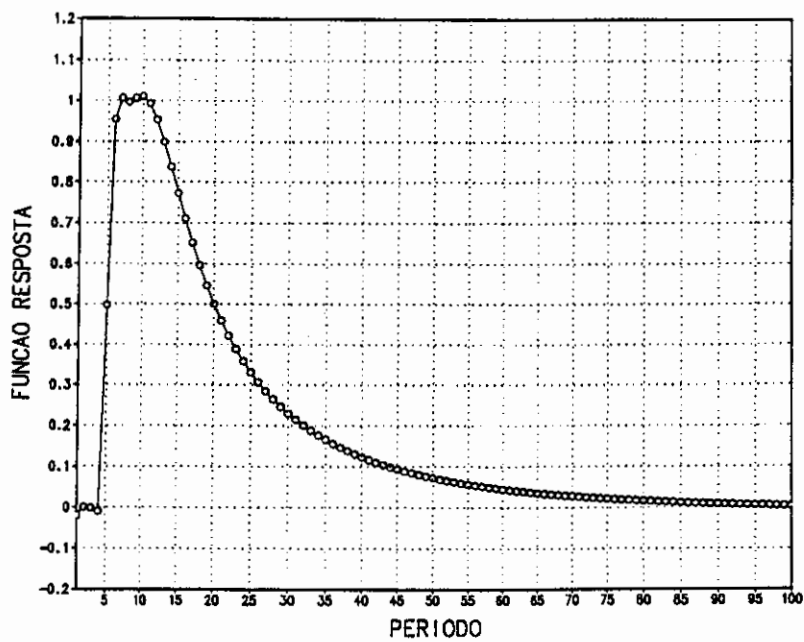


Fig. A1 - Função resposta do filtro Lanczos passa-banda, com as frequências de corte  $f_{c1}=1/20$  ( $\text{dia}^{-1}$ ) e  $f_{c2}=1/5$  ( $\text{dia}^{-1}$ ) e 31 funções peso.

**APÊNDICE B****Funções Ortogonais Empíricas (EOF)**

Aplicações desta técnica em problemas meteorológicos têm sido feitos para analisar diversos campos escalares. Kutzbach (1967) analisou médias mensais da pressão ao nível do mar, temperatura da superfície e precipitação na América do Norte. Legler (1983) analisou o vetor vento sobre a região do Pacífico Tropical através das EOF. Recentemente, Studzinski (1995) utilizando EOF analisou a variabilidade da precipitação no sul do Brasil.

A descrição desta técnica pode ser encontrada, dentre outros, em Kutzbach (1967). Weare e Nasstrom (1982) mencionaram três razões importantes pela quais esta técnica é comumente usada:

- fornece uma descrição da variação de campos geofísicos complexos com um número relativamente pequeno de funções e coeficientes de tempo associados.

- a função empírica derivada é sensível para interpretação física, que pode dar uma compreensão substancial dos complexos processos tais como variações oceanográficas ou mudanças climáticas de curto prazo.

- e mais importante pode ser usado para variáveis observadas em pontos de grade regulares ou não.

A descrição matemática das funções ortogonais empíricas que se segue está baseado em Kutzbach,

(1967) e North et alli (1982). Seja um campo geofísico definido por uma matriz  $\mathbf{F}$  com  $M$  posições, e  $N$  observações em cada uma das posições. Assim, seja  $\mathbf{f}_n$  um vetor coluna de  $\mathbf{F}$ .

$$\mathbf{f}_n = \begin{bmatrix} f_{1n} \\ f_{2n} \\ f_{3n} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ f_{mn} \end{bmatrix} \quad n = 1, \dots, N \quad (\text{B1})$$

Os elementos da matriz  $\mathbf{F}$  são desvios dos valores médios das observações, os quais são normalizados, isto é, em cada posição a série tem média zero e variância igual a unidade. Deseja-se determinar uma transformação lineal  $\mathbf{E}$  de  $\mathbf{F}$  tal que se retenha a máxima variância de todas as combinações lineares:

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \max \quad (\text{B2})$$

Deseja-se maximizar a expressão (B2) sujeita à condição:

$$(\mathbf{e}_i \cdot \mathbf{e}_j) = \mathbf{e}_i^T \cdot \mathbf{e}_j = \begin{cases} 1 & \text{se } i=j \\ 0 & \text{se } i \neq j \end{cases} \quad (\text{B3})$$

isto é, os vetores  $\mathbf{e}$  sejam mutuamente ortogonais.

A maximização da expressão (B2) sujeita à condição (3) pode ser rescrita na forma matricial como:

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \frac{1}{N-1} (\mathbf{FE})^T (\mathbf{FE}) = \frac{1}{N-1} \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \mathbf{F} \mathbf{E} \quad (\text{B4})$$

A equação (B4) pode ser escrita como:

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E}$$

$$\mathbf{R} = \frac{1}{N-1} \mathbf{F}^T \mathbf{F} \quad (\text{B5})$$

$\mathbf{R}$  é uma matriz simétrica e na sua diagonal encontram-se as variâncias, ou seja:

$$r_{ij} = \sqrt{\sum_{K=1}^M (f_{ik} f_{kj})} / (N-1) \quad (\text{B6})$$

A maximização de  $[\mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E}]$  constitui-se num problema de valor característico, ou seja:

$$\mathbf{R} \mathbf{E} = \lambda \mathbf{E}$$

$$[\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}] \mathbf{E} = 0$$

$$|\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}| = 0 \quad (\text{B7})$$

onde  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade. Logo,

$$|\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}| = \begin{vmatrix} r_{11} - \lambda & r_{12} & \dots & r_{1M} \\ r_{21} - \lambda & r_{22} - \lambda & \dots & \\ \dots & \dots & \dots & \\ r_{M1} & r_{M2} & \dots & r_{MM} - \lambda \end{vmatrix} \quad (\text{B8})$$

Assim:

$$|\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}| = 0 \quad (\text{B9})$$

resulta numa equação de grau  $M$  em  $\lambda$ , conhecida como a equação característica de  $\mathbf{R}$ . As  $M$  soluções  $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_M$  são reais e positivas pois  $\mathbf{R}$  é simétrica e positivamente definida. Os parâmetros  $\lambda_i$  são conhecidos como os autovalores associados da matriz simétrica  $\mathbf{R}$ . Desde que  $\mathbf{R}$  é simétrica, seu traço é:

$$\sum_{i=1}^M r_{ij} = \sum_{i=1}^M \lambda_i \quad (\text{B10})$$

onde cada autovalor  $\lambda_i$  explica uma fração da variância total

$$\lambda_i / \sum_{i=1}^M \lambda_n \quad (\text{B11})$$

para cada valor de  $\lambda_i$  ( $i=1, \dots, M$ ), tem-se um valor  $e_i$  que é o autovetor associado.

A matriz das componentes principais ( $\mathbf{C}$ ) pode ser obtida pela equação:

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \quad (\text{B12})$$



onde as linhas de **C** são as componentes principais (PC) associadas aos autovetores. Cada PC pode ser interpretada como uma série temporal explicando uma porção de variância dado por (9). As componentes principais são também mutuamente ortogonais. É importante ressaltar que com isto pode-se calcular a matriz original dos dados,

$$\mathbf{F}^T = \mathbf{E}\mathbf{C} \quad (\text{B13})$$

Os primeiros autovetores da matriz simétrica **R** terão a mais alta semelhança do campo observado. O uso dos desvios normalizados assegura que cada desvio em cada ponto de observação dentro da área de estudo é de igual importância na determinação da forma da representação procurada.

A análise por EOF oferece três tipos de resultados: componentes principais (PC) que são as séries temporais normalizadas; autovalores ou porções de variância explicada de componentes principal; autovetores, que são os padrões espaciais associados com cada PC.

Na análise das EOF, cada modo corresponde a um padrão espacial que é normalmente expresso em termos de correlação ou "loading". Assim, o termo "loading" refere-se em cada ponto de grade ao coeficiente de correlação entre a série de anomalias diárias filtradas da vorticidade relativa (utilizadas no cálculo das EOF) e as componentes principais.



## APÊNDICE C

TABELA C1 - PERÍODOS DE OCORRÊNCIA DE FORMAÇÃO DE VCAN'S  
PARA O VERÃO. OS NÚMEROS ENTRE PARÊNTESES INDICAM O NÚMERO  
DE DIAS. AS LETRAS ENTRE PARÊNTESES INDICAM A PRIMEIRA  
LETRA DO MÊS (ANTERIOR OU POSTERIOR)

Ano-mes	Dezembro	Janeiro	Fevereiro
1980-81	13-25 (13)	27(D)-08 (13) 10-21 (12) 24-27 (4)	30(J)-11 (13) 05-22 (18) 16-25 (10)
1981-82	01-10 (10) 15-25 (13) 21-27 (7)	31(D)-12 (13) 13-24 (12) 24-29 (6)	02-22 (21) 25-02(M) (6)
1982-83	08-15 (8) 03-07 (5) 18-26 (9) 11-19 (9)	10-25 (16) 27-08(F) (13)	12-22 (11)
1983-84	04-23 (20) 29-06(J) (09)	07-13 (7) 10-17 (8) 16-24 (9) 27-06(F) (11)	31(J)-07 (8) 05-17 (13) 24-06(M) (11)
1984-85	14-21 (8) 02-11 (10) 20-31 (12)	03-13 (11) 19-31 (13)	08-16 (9) 15-22 (8) 22-05(M) (12)
1985-86	10-17 (8) 22-29 (8)	05-14 (10) 14-22 (9) 22-27 (6) 27-04(F) (9)	08-14 (7) 16-19 (40) 23-28 (6) 23-27 (5)
1986-87	02-08 (7) 09-21 (13)	30(D)-11 (13) 08-15 (8) 13-29 (17)	29(J)-10 (13) 15-27 (13)
1987-88	06-15 (10)	02-16 (15) 17-23 (7) 22-28 (7) 26-01(F) (7)	31(J)-6 (7) 08-22 (15) 23-28 (6)
1988-89	05-09 (5) 14-30 (17) 29-31 (3)	06-14 (9) 16-20 (5) 19-01(F) (14)	04-07 (4) 07-12 (6) 12-21 (10) 23-28 (06) 26-04(M) (7)

