



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5400-TDI/479

CICLOGÊNESES E CICLONES SOBRE A AMÉRICA DO SUL

MANOEL ALONSO GAN

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr.
Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em fevereiro de 1992.

INPE

São José dos Campos

Abril de 1992

INPE-5400-TDI/479

CICLOGÊNESES E CICLONES SOBRE A AMÉRICA DO SUL

MANOEL ALONSO GAN

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr.
Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em fevereiro de 1992.

INPE
São José dos Campos
Abril de 1992



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5400 – TDI / 479

CICLOGÊNESES E CICLONES SOBRE A AMÉRICA DO SUL.

Manoel Alonso Gan

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao,
aprovada em fevereiro de 1992.

INPE
São José dos Campos
1992

SECRETARIA DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5400-TDI/479

CICLOGÊNESES E CICLONES SOBRE A AMÉRICA DO SUL

MANOEL ALONSO GAN

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr.
Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em fevereiro de 1992.

INPE
São José dos Campos
Abril de 1992

551.515(8)

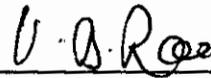
GAN, M.A.

Ciclogêneses e ciclones sobre a América
do Sul. / M.A. Gan. -- São José dos
Campos: INPE, 1992. 221p. -- (INPE-5400-
TDI/479)

1. Ciclone extratropical. 2. Ciclogênese:
Efeito de montanha. I. Título

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

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



Orientador/Presidente

Dr. José Paulo Bonatti



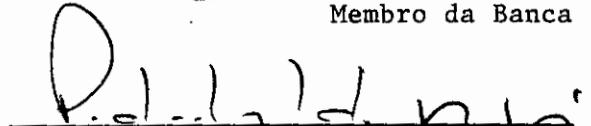
Membro da Banca

Dr. Sérgio Henrique Franchito



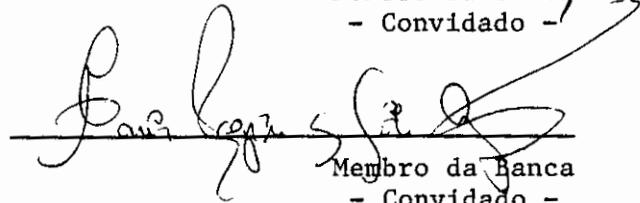
Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca
- Convidado -

Dra. Maria Regina da Silva Aragão



Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Manoel Alonso Gan

São José dos Campos 14 de fevereiro de 1992

À minha esposa,
Ana Cristina e família
pelo apoio, incentivo, compreensão
e sacrifício que foram importantes
para vencer mais esta etapa.

RESUMO

A finalidade deste estudo é determinar as épocas e locais favoráveis à ciclogêneses, assim como descrever os mecanismos que causam ciclogêneses sobre a América do Sul. Um estudo climatológico das ciclogêneses em superfície é realizado para um período de 10 anos (1979-1988) de dados. Os resultados mostram que a maior frequência de ciclogênese é no inverno e a menor no verão. Uma variação interanual também foi notada, sendo que os invernos dos anos de El Niño de 1983, 1986 e 1987, possuem um máximo de ciclogênese e o inverno de 1981 (de índice de Oscilação Sul positivo) um mínimo de ciclogênese. Os invernos de máxima (mínima) frequência de ciclogêneses estão associados com precipitação acima (abaixo) da normal na região sul do Brasil. Os resultados de um modelo linear, quase-geostrófico, multinível e com liberação de calor latente mostraram que as variações sazonais e interanuais da frequência de ciclogênese associam-se aos mecanismos baroclínicos. Um estudo de dois casos de ciclogêneses (um de verão e outro de inverno), revelou que os mecanismos baroclínicos e orográficos são responsáveis pela geração de ciclones. O caso de inverno, mostrou que os mecanismos baroclínicos foram as causas da formação do ciclone. Durante o deslocamento inicial do ciclone, notou-se a interação da onda topográfica com o ciclone. No caso de verão, a formação do ciclone ocorreu por efeitos orográficos e a intensificação do ciclone por efeitos baroclínicos. As análises de correlação da altura geopotencial não filtrada e filtrada com passa alta exibiram um padrão tipo onda que se propaga para leste, inclina-se para oeste com a altura. Os efeitos orográficos aparecem quando a onda ao aproxima dos Andes. O padrão tipo onda dos dados filtrados com passa alta mostrou uma estrutura espacial e um deslocamento semelhante aos dos modos normais mais instáveis obtidos através de um modelo quase-geostrófico com uma montanha alongada.

CYCLOGENESIS AND CYCLONE OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The propose of this study is to establilish the most frequent place and season for cyclogenesis and to describe the mechanisms that cause cyclogenesis in South America region. A 10 years (1979-1988) climatological study of surface cyclogenesis is done. The results show that the higher frequency of cyclogenesis occurs during the winter and the lower frequency occurs during the summer time. The interannual variation was also examined. The winter of 1983, 1986 and 1987 "El Niño" years presented higher frequency of cyclogenesis while the winter of 1981 (positive Southern Oscilation Index) presented a minimum. Winters of maximum (minimum) frequency of cyclogenesis are associated with above (bellow) normal precipitation over Southern Brazil. The results of a linear quasi-geostrophic multilevel model, with latent heat release, show that the seasonal and interannual variations of the frequency of cyclogenesis are associated with baroclinics mechanisms. The two case studies (summer and winter) show that baroclinic and orographic mechanisms are the responsible for cyclogenesis. The winter case shows that baroclinic mechanisms are responsable for cyclogenesis. The effect of topographic wave is noted in the cyclone's initial path. The summer case shows that cyclogenesis is caused by effects of orography and the cyclone intensification by baroclinic effects. A correlation analysis of both unfiltered and high-pass filtered geopotential hight data showed the occurrence of a wavelike pattern moving to east and tilting to west with the hight. The orographic effects apper when the wave gets close to the Andes Cordillera. The wavelike pattern that appers in the high-pass filtered data suggests a spatial structure and a displacement similar to the most unstable normal modes of quasi-geostrophic model with mountain range placeg in north-south direction.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr Vadlamudi Brahmananda Rao pela valiosa orientação e permanente interesse com que acompanhou esta pesquisa;

Aos membros da banca examinadora pelas sugestões;

Ao Instituto de Atividades Espaciais (IAE) que permitiu a utilização das cartas sinóticas.

Ao INPE por fornecer as condições necessárias durante a execução deste trabalho;

Ao Dr Prakki Satyamurti e ao Dr Antonio Divino Moura pelas sugestões.

Ao Dr Sérgio Henrique Franchito pela colaboração durante a execução de algumas fases deste trabalho;

Os agradecimentos são extensivos também a todos que diretamente ou indiretamente colaboraram para a conclusão deste trabalho.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS.....	xv
LISTA DE TABELAS.....	xxiii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xxv
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Ciclogênese por instabilidade baroclínica.....	4
1.2 - Ciclogênese no lado sotavento das montanhas....	7
1.3 - Ciclogênese sobre a América do Sul.....	12
1.4 - Objetivos.....	13
CAPÍTULO 2 - CLIMATOLOGIA DE CICLOGÊNESE.....	17
2.1 - Dados e metodologia.....	17
2.2 - Resultados.....	20
2.3 - Ciclones que cruzam os Andes.....	39
2.4 - Ciclones intensos.....	41
CAPÍTULO 3 - ANÁLISE LINEAR DA INSTABILIDADE BAROCLÍ- NICA.....	49
3.1 - Descrição do modelo.....	49
3.2 - Ezeiza: verão e inverno (10 anos).....	53
3.2.1 - Caso seco.....	55
3.2.2 - Caso úmido.....	60
3.3 - Ezeiza: invernos de 1981 e de 1983.....	62
3.3.1 - Caso seco.....	65
3.3.2 - Análise úmida.....	69
3.4 - Discussão dos resultados.....	73

CAPÍTULO 4 - ESTUDOS DE CASOS DE CICLOGÊNESE.....	75
4.1 - Caso de inverno (19 a 22 de julho de 1979).....	75
4.2 - Caso de verão (17 a 20 de novembro de 1979)....	94
4.3 - Discussão dos resultados.....	110
CAPÍTULO 5 - INFLUÊNCIA DA CORDILHEIRA DOS ANDES NOS DISTÚRBIOS TRANSIENTES.....	113
5.1 - Dados e metodologia.....	115
5.2 - Resultados.....	119
5.2.1 - Ponto sobre o continente.....	119
5.2.1.2 - Energética dos distúrbios de alta frequência	143
5.2.2 - Ponto sobre o Oceano Pacífico.....	156
5.4 - Discussão dos resultados.....	163
CAPÍTULO 6 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES.....	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	175
APÊNDICE A - RESULTADOS PUBLICADOS.....	185

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 - Estrutura do modo normal mais instável. A linha pontilhada representa a montanha.....	10
2.1 - Localização das 8 estações de Radiosondagens (números) e de 12 estações de superfície (x)....	19
2.2 - Isolinhas de frequência de ciclogênese a) verão, b) outono, c) inverno, d) primavera.....	26
2.3 - Isolinhas da distribuição anual da frequência de ciclogênese.....	29
2.4 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas °C/Km) e do número de Richardson (linhas sólidas) para a média de 10 invernos....	31
2.5 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas °C/Km) e do número de Richardson (linhas sólidas) para a média de 10 verões.....	32
2.6 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas °C/Km) e do número de Richardson (linhas sólidas) para o inverno de 1981.....	33
2.7 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas °C/Km) e do número de Richardson (linhas sólidas) para o inverno de 1983.....	34
2.8 - Vetor vento e isotacas para: a) junho de 1984, b) junho de 1987.....	36
2.9 - Vetor vento e isotacas para: a) agosto de 1984, b) agosto de 1987.....	37
2.10 - Vetor vento e isotacas para: a) março de 1984, b) março de 1987.....	38
2.11 - Isalobárica para 24 horas.....	45
2.12 - Imagens do satélite Goes - W	46
3.1 - Grade vertical com a distribuição das variáveis J nas camadas.....	54

3.2 - Perfil vertical da temperatura média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) da estação de Ezeiza.....	54
3.3 - Perfil vertical do vento zonal de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões(linha tracejada) da estação de Ezeiza.....	55
3.4 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza.....	56
3.5 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza.....	57
3.6 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza. a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para a média de 10 invernos; c,d,f) idem aos item a,b,c respectivamente para a média de 10 verões. As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.....	59
3.7 - Ciclo de energia para a média de 10 invernos (números acima) e de 10 verões (número abaixo). A Unidade de E e E_c é m^2s^{-2} e a dos termos de conversão é $m^2s^{\frac{2}{3}}$	60
3.8 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\epsilon = 0,6...$	61
3.9 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\epsilon = 0,6...$	61

3.10 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza e $\epsilon = 0,6$: a, b, c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para a média de 10 invernos;c, d,f) idem aos item a,b,c respectivamente para a média de 10 verões. As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.....	63
3.11 - Ciclo de energia para a média de 10 invernos (números acima) e de 10 verões (número abaixo). A unidade de E_p e E_c é m^2s^{-2} e a dos termos de conversão e de geração m^2s^{-3}	64
3.12 - Perfil vertical da temperatura para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada).....	64
3.13 - Perfil vertical do vento zonal para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada).....	65
3.14 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada)	66
3.15 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada)	66
3.16 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza. a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para o inverno de 1981;c, d, f) idem aos item a, b, c, respectivamente para o inverno de 1983. As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.....	68

3.17 - Ciclo de energia para o inverno de 1981 (números acima) e o de 1983 (número abaixo). Unidade de E_p e E_c são m^2s^{-2} e dos termos de conversão $m^2 p^{-3}$	69
3.18 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) e $\varepsilon = 0,6$	70
3.19 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) e $\varepsilon = 0,6$	70
3.20 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza e $\varepsilon = 0,6$. a, b, c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para o inverno de 1981; c, d, f) idem aos item a, b,c, respectivamente para o inverno de 1983. As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases	72
3.21 - Ciclo de energia para o inverno de 1981 (números acima) e o de 1983 (números abaixo). A unidade de E_p e E_c é m^2s^{-2} , a dos termos de conversão e de geração m^2s^{-3}	73
4.1 - Imagens do satélite Goes, no canal infravermelho	77
4.2 - Componente vertical da vorticidade relativa no nível de 700 hPa.....	79
4.3 - Componente vertical da vorticidade relativa no nível de 300 hPa.....	81
4.4 - Trajetória do ciclone.....	83
4.5 - Seção vertical da vorticidade relativa versus longitude, na latitude de $30^\circ S$	85
4.6 - Perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial em $30^\circ S$	88
4.7 - Imagens do satélite Goes, no canal infravermelho	95

4.8 - Componente vertical da vorticidade relativa no nível de 850 hPa.....	96
4.9 - Componente vertical da vorticidade relativa no nível de 300 hPa.....	100
4.10 - Seção vertical da vorticidade relativa versus longitude, na latitude de 30°S.....	103
4.11 - Perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial em 35°S.....	106
5.1 - Resposta dos filtros passa alta (linha a) e passa baixa (linha b).....	117
5.2 - Isolinas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 1.000 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	120
5.3 - Isolinas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 700 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	122
5.4 - Isolinas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa baixa, com ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	123
5.5 - Isolinas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 300 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	124
5.6 - Isolinas de correlação da altura geopotencial não filtrada entre o ponto base em 70°W-45°S em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa.....	126
5.7 - Isolinas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 1.000 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	127
5.8 - Estrutura do modo normal mais instável adaptada para o Hemisfério Sul.....	129

5.9 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 700 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	131
5.10 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 300 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade.....	132
5.11 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta entre o ponto base em 70°W - 45°S em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa.....	133
5.12 - Trajetória do centro de mínima correlação em 100 hPa para a) os dados não filtrados e b) filtrados com passa alta.....	135
5.13 - Trajetória do modo normal mais instável na presença de uma montanha. Adaptada para o Hemisfério Sul.....	135
5.14 - Série temporal da altura geopotencial filtrada com passa alta do ponto base em 70°W - 45°S....	136
5.15 - Composto das anomalias negativas dos dados filtrados com passa alta no nível de 1.000 hPa.	137
5.16 - Composto das anomalias positivas dos dados filtrados com passa alta no nível de 1.000 hPa.	139
5.17 - Trajetória das anomalias positivas (a) e negativas (b) em 1.000 hPa.....	140
5.18 - Composto das anomalias negativas dos dados filtrados com passa alta no nível de 300 hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa.....	141
5.19 - Composto das anomalias positivas dos dados filtrados com passa alta no nível de 300 hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa.....	142

5.20 - Energia potencial do distúrbio de alta frequência. Ponto base 70°W -45°S. Unidade Jm^{-2}	144
5.21 - Energia cinética do distúrbio de alta frequência. Ponto base 70°W -45°S. Unidade Jm^{-2}	145
5.22 - Termo de conversão de energia potencial do fluxo de baixa frequência para os distúrbios de alta frequência. Unidades Wm^{-2}	146
5.23 - Termo de conversão de energia cinética do fluxo de baixa frequência para os distúrbios de alta frequência. Unidades Wm^{-2}	147
5.24 - Diagrama de Hovmöller para o termo CA (a) e o termo CK (b).....	149
5.25 - Energia potencial do distúrbio de alta frequência. Ponto base 70°W -45°S. Unidade Jm^{-2}	151
5.26 - Energia cinética do distúrbio de alta frequência. Ponto base 70°W -45°S. Unidade Jm^{-2}	152
5.27 - Termo de conversão de energia potencial do fluxo de baixa frequência para os distúrbios de alta frequência. Unidades Wm^{-2}	153
5.28 - Termo de conversão de energia cinética do fluxo de baixa frequência para os distúrbios de alta frequência. Unidades Wm^{-2}	154
5.29 - Diagrama de Hovmöller para o termo CA (a) e o termo CK (b).....	156
5.30 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 1.000 hPa, entre o ponto base em 85°W - 45°S e os demais pontos de grade....	158
5.31 - Cartas dos compostos da altura geopotencial não filtrada para os casos em que os valores das anomalias estavam abaixo de dois desvios padrões no ponto base 40°N - 70°W.....	159

- 5.32 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada entre o ponto base em 85°W-45°S em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa..... 161
- 5.33 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta entre o ponto base em 85°W - 45°S em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa..... 162

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 - Estações de radiosondagens e suas respectivas posições.....	18
2.2 - Número de ciclogênese sobre a região 90°W a 30°W - 15°S a 50°S.....	22
2.3 - Número de ciclogênese por estação do ano sobre a região 90°W a 30°W - 15°S a 50°S.....	23
2.4 - Anomalias e a normal de precipitação (mm) para algumas estações do sul do Brasil.....	25
2.5 - Deslocamento dos vórtices ciclônicos em 24 horas	40
2.6 - Número de ciclones que cruzaram os Andes por estação do ano.....	41
2.7 - Número de ciclones que cruzaram os Andes por faixa latitudinal.....	41
2.8 - Casos de ciclones intensos.....	43
4.1 - Balanço de energia cinética para o dia 19 de julho de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	91
4.2 - Balanço de energia cinética para o dia 20 de julho de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	91
4.3 - Balanço de energia cinética para o dia 20 de julho de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	92
4.4 - Balanço de energia cinética para o dia 21 de julho de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	92
4.5 - Balanço de energia cinética para o dia 21 de julho de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	93
4.6 - Balanço de energia cinética para o dia 22 de julho de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	93
4.7 - Balanço de energia cinética para o dia 17 de novembro de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10 ² Wm ⁻²	107

4.8 - Balanço de energia cinética para o dia 18 de novembro de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	107
4.9 - Balanço de energia cinética para o dia 18 de novembro de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	108
4.10 - Balanço de energia cinética para o dia 19 de novembro de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	108
4.11 - Balanço de energia cinética para o dia 19 de novembro de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	109
4.12 - Balanço de energia cinética para o dia 20 de novembro de 1979, às 00:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	109
4.13 - Balanço de energia cinética para o dia 20 de novembro de 1979, às 12:00 UTC, unidades em 10^2 Wm^{-2}	110

LISTA DE SÍMBOLOS

- A - Área (m^2)
- AE - Energia potencial disponível dos distúrbios de alta frequência ($J.\bar{m}^2$)
- c - Velocidade de fase (m/s)
- c_p - Calor específico à pressão constante do ar seco ($J.Kg^{-1}.K^{-1}$)
- CA - Termo de conversão de energia potencial disponível do fluxo quase-estacionário para os distúrbios de alta frequência ($W.m^{-2}$)
- CK - Termo de conversão de energia cinética do fluxo quase-estacionário para os distúrbios de alta frequência ($W.m^{-2}$)
- CPE - Conversão de energia potencial disponível da perturbação em energia cinética da perturbação (m^2s^{-3})
- CPP - Conversão de energia potencial disponível do estado básico em energia potencial disponível da perturbação (m^2s^{-3})
- \bar{E}_p - Energia potencial disponível do estado básico (m^2s^{-2})
- E_p' - Energia potencial disponível da perturbação (m^2s^{-2})
- E_c' - Energia cinética da perturbação (m^2s^{-2})
- f_o - Parâmetro de Coriolis (s^{-1})
- g - Aceleração da gravidade (m^2s^{-2})
- G - Geração de energia potencial disponível da perturbação por aquecimento diabático (m^2s^{-3})
- h - Estrutura horizontal da fonte
- i - Número de pontos da grade no eixo x
- j - Número de pontos da grade no eixo y
- J - Número de camadas do modelo
- k - Número de onda zonal
- K - Energia cinética (m^2s^{-2})
- KE - Energia cinética dos distúrbios de alta frequência ($J.\bar{m}^2$)

l	-	Número de onda meridional
L	-	Comprimento de onda (m)
n	-	Número de pontos de uma matriz
p	-	Pressão num determinado nível (hPa)
p_s	-	Pressão na superfície
p_t	-	Pressão no topo
q	-	Vorticidade potencial quase-geostrófica (s^{-1})
Q	-	Taxa de aquecimento diabático (m^2s^{-3})
R	-	Constante do gás para o ar seco ($J.Kg^{-1}K^{-1}$)
Ri	-	Número de Richardson
R_n	-	Coefficiente de correlação no ponto n
t	-	Tempo (s)
T	-	Temperatura (K)
u	-	Componente zonal do vento (m/s)
U	-	Vento zonal do estado básico (m/s)
v	-	Componente meridional do vento (m/s)
x	-	Distância zonal (m)
X	-	Série temporal de uma determinada variável
X_a	-	Série temporal de uma determinada variável filtrada com passa alta
X_b	-	Série temporal de uma determinada variável filtrada com passa baixa
y	-	Distância meridional (m)
Y	-	Série temporal de uma determinada variável
Z	-	Altura geopotencial (m)
W	-	Vento horizontal (m/s)
β	-	Derivada do parâmetro de Coriolis com a distância meridional ($s^{-1}m^{-1}$)
ϵ	-	Parâmetro de intensidade de aquecimento ($K.hPa^{-1}$)
ϕ	-	Geopotencial (m)
ψ	-	Função de corrente (m^2s^{-1})
ν_1	-	Taxa de crescimento (s^{-1})
θ	-	Temperatura potencial (K)
σ	-	Estabilidade estática ($Kg^{-2}m^6s^2$)
ω	-	Velocidade vertical em coordenadas p (hPa/s)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A formação e o comportamento do ciclone extratropical vêm sendo estudado desde o século passado devido à grande importância que esse sistema possui no transporte de calor, vapor d'água e quantidade de movimento, além de mudanças no tempo nas regiões em que este atua. Uma das primeiras tentativas para o entendimento dos processos de formação dos vórtices ciclônicos surgiu com a teoria termal dos ciclones; porém, o primeiro modelo conceitual mais realístico dos ciclones extratropicais somente foi descrito por Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1922). Nesse modelo, a geração de um ciclone inicia-se numa onda de pequena amplitude, excitada ao longo de uma frente fria, que termina num estágio de oclusão, no qual o ar tropical é levantado pela subsidência e penetração do ar frio.

Apesar do modelo conceitual de Bjerknes e Solberg ter sido aceito por várias décadas, estudos teóricos e observacionais continuaram sendo realizados na tentativa de um melhor entendimento dos mecanismos de formação dos ciclones. Somente em 1947 é que Sutcliffe propôs que o desenvolvimento de ciclones e anticiclones poderia ser deduzido por expressões simplificadas, as quais medem a divergência relativa entre a troposfera superior e a inferior. Os mecanismos dominantes para ciclogênese em superfície, propostos por Sutcliffe (1947), são a advecção de vorticidade no nível não-divergente e o aquecimento diferencial entre a superfície e o nível não-divergente. Petterssen (1956) deu continuidade às pesquisas de Sutcliffe, incluindo o efeito do aquecimento e resfriamento, e formulando que o desenvolvimento dos ciclones ocorre onde e quando a advecção de vorticidade

ciclones ocorre onde e quando a advecção de vorticidade ciclônica nos altos níveis superpõe-se a uma zona baroclínica nos baixos níveis.

Após efetuar uma análise da formação de vários ciclones, Petterssen e Smebye (1971) evidenciaram que a hipótese da ciclogênese estar associada à advecção de vorticidade ciclônica, poucas vezes era satisfeita. Portanto, concluíram que outros mecanismos deveriam atuar no desenvolvimento dos ciclones. Na tentativa de obter esses mecanismos, Petterssen e Smebye (1971) analisaram a formação de vários ciclones extratropicais, chegando à conclusão de que estes poderiam ser agrupados em dois tipos, A e B, os quais eram diferenciados pelos mecanismos de desenvolvimento inicial. Os ciclones do tipo A associam-se ao desenvolvimento de uma onda na superfície frontal; os do tipo B formam-se no lado sotavento das montanhas. As principais características observadas para estes dois tipos de ciclones são:

a) ciclones do tipo A:

- 1) o desenvolvimento começa sob uma corrente de ar superior não muito intensa, numa zona de máxima baroclinia;
- 2) inicialmente não é observada a presença de um cavado nos altos níveis; porém, este desenvolve-se quando o ciclone nos baixos níveis se intensifica;
- 3) a advecção de vorticidade nos altos níveis é pequena no início e durante o desenvolvimento do sistema; a contribuição principal para intensificação do ciclone é a advecção térmica;

- 4) a baroclinia na troposfera inferior é grande a princípio, decrescendo com a oclusão da onda;
- 5) o resultado final do desenvolvimento é uma oclusão do tipo clássica (Bjerkenes e Solberg, 1922).

b) ciclones do tipo B:

- 1) o desenvolvimento inicia quando um cavado de ar superior préexistente, com forte advecção de vortacidade à jusante, penetra sobre uma área de advecção de ar quente nos baixos níveis, na qual a frente fria pode ou não estar presente;
- 2) a distância de separação entre o cavado de ar superior e o sistema nos baixos níveis decresce rapidamente enquanto o ciclone intensifica; o eixo tende a posicionar-se verticalmente, assim que o ciclone atinge a intensidade máxima;
- 3) a advecção de vortacidade nos altos níveis inicialmente é grande, diminuindo à medida que a intensidade máxima do ciclone é atingida; a advecção térmica é pequena no início, crescendo com a intensificação do ciclone nos baixos níveis;
- 4) a baroclinia na troposfera inferior é relativamente pequena na fase inicial, crescendo com a intensificação do sistema;
- 5) o resultado final do desenvolvimento é a oclusão clássica (Bjerkenes e Solberg, 1922).

Em estudos teóricos, a ciclogênese do tipo A de Pettersen e Smebye (1971) é tratada como sendo a amplificação de uma perturbação superimposta a uma corrente zonal instável. Para a perturbação crescer, é necessário que a energia potencial disponível do estado básico seja convertida em energia cinética da perturbação. Este ciclo energético faz parte de um tipo de instabilidade denominada baroclínica. As ciclogêneses do tipo B estão associada ao efeito de bloqueio na circulação dos baixos níveis, devido à presença da montanha. Desse modo, far-se-á uma revisão dos estudos que tratam desse dois tipos de ciclogênese e de ciclogênese sobre a região da América do Sul.

1.1 - CICLOGÊNESE POR INSTABILIDADE BAROCLÍNICA

A interpretação dos ciclones de latitudes médias como uma manifestação de mecanismos de instabilidade baroclínica foi primeiramente descrita por Charney (1947) e Eady (1949), baseados na aproximação quase-geostrófica. Charney estudou o problema de instabilidade baroclínica num plano beta, utilizando um escoamento que variava linearmente na vertical, numa atmosfera semi-infinita e estratificada. Os resultados de Charney mostram que todas as ondas mais curtas que um determinado valor são instáveis baroclínicamente.

Eady (1949), utilizando um modelo quase-geostrófico num plano f , com perfil do vento linear na vertical, estabilidade estática constante e a atmosfera compreendida entre duas superfícies horizontais e rígidas, verificou que as ondas mais longas do que um determinado valor, são instáveis e as mais curtas, estáveis. A diferença entre os resultados de Charney e Eady, é que o efeito beta estabiliza as ondas longas, e a estabilidade estática constante, as ondas curtas.

Apesar desses estudos terem mostrado muitos pontos importantes sobre o desenvolvimento de distúrbios, um dos problemas com o tratamento da instabilidade baroclínica pelo método dos modos normais é que as perturbações no seu estágio inicial, são tratadas como se fossem de tamanho infinitesimal, crescendo até atingir o porte de um distúrbio observado. Na atmosfera real observa-se que as perturbações atmosféricas são sempre de amplitude finitas; para contornar este problema, Farrel (1982, 1984, 1985) incluiu o espectro contínuo de ondas neutras num modelo de valor inicial. A inclusão dessas ondas permitiu que fossem introduzidas condições iniciais com amplitude finita. Desse modo, a ciclogênese pode ser iniciada através de uma perturbação de amplitude finita. Enquanto os modos normais não são formados, a perturbação atmosféricas em desenvolvimento deve exibir inclinação para oeste a fim de extrair energia potencial disponível do estado básico (Farrel, 1982). Essa energia extraída durante o desenvolvimento inicial do distúrbio excita os modos normais persistentes (Farrel, 1984); se a dissipação friccional for incluída, resultará ciclogênese intensa de escala sinótica quase que inteiramente no espectro contínuo (Farrel, 1985).

Entretanto estudos teóricos sobre a instabilidade baroclínica linear, como os de Charney (1947), Eady (1949) e outros, conseguem explicar o crescimento dos distúrbios em sua fase de crescimento inicial. Entretanto, o mesmo não ocorre quando estes atingem o estágio maduro ou de decaimento, porque nestes estágios os termos não lineares são grandes e tornam-se extremamente importantes. Assim, um modelo não linear pode representar melhor o ciclo de vida dos distúrbios baroclínicos, como foi mostrado por Simmons e Hoskins (1978), que modelaram o ciclo de vida de um distúrbio baroclínico de latitudes média do Hemisfério Norte

utilizando um modelo não-linear. Os resultados extraído desse modelo indicam que os distúrbios crescem pelo efeito da instabilidade baroclínica, atingem um estágio de maturidade e decaem barotropicamente.

Randel e Stanford (1985) verificaram através de dados observados, que o ciclo de vida dos distúrbios das latitudes médias do Hemisfério Sul durante o verão, é semelhante ao simulado por Simmons e Hoskins (1978). Na fase de crescimento dos distúrbios baroclínicos, há um máximo de fluxo de calor para os pólos nos baixos níveis, associado com a propagação da onda na vertical e com uma redução do gradiente de temperatura média zonal na baixa troposfera das latitudes médias. Na fase de maturidade, a onda começa a decair barotropicamente, associada à forte propagação de energia para o equador nos altos níveis.

Estes últimos trabalhos mostram a importância dos modos normais lineares e não-lineares para explicar o ciclo de vida dos distúrbios baroclínicos. Entretanto, a teoria linear e a não-linear tratam o vento zonal como zonalmente simétrico. Contudo, sabe-se que na atmosfera real o vento zonal não é simétrico e que existem regiões preferenciais para a formação de ciclones extratropicais, as quais são conhecidas como "Storm Tracks" (Blackmon, 1976; Lau e Wallace, 1979; e outros). A partir desses resultados observacionais, Frederiksen (1983a) desenvolveu uma teoria de instabilidade em 3 dimensões, a qual mostra que ao utilizar um estado básico que contenha ondas planetárias em vez de média zonal, obtém-se um aumento maior na taxa de crescimento de ondas de escala sinótica. Os resultados em 3 dimensões são comparáveis aos obtidos com dados observados nas regiões de maior desenvolvimento de distúrbios baroclínicos, mostrando a existência de regiões preferenciais de desenvolvimento de distúrbios sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Norte e Hemisfério

Sul, no lado polar e a jusante das principais correntes de jato (Frederiksen, 1983b, 1984 e 1985). Quanto à estrutura vertical, Frederiksen (1983b) verificou que os modos normais possuem inclinações para oeste, com a altura nas regiões dos "Storm Tracks" dos oceanos Atlântico e Pacífico Norte, o que destaca a importância dos efeitos baroclínicos no desenvolvimento dos ciclones.

Recentemente, Hoskins e Valdes (1990) sugeriram que o aquecimento diabático médio nas regiões de "Storm Tracks" do Hemisfério Norte é um fator essencial para a existência dessas regiões. A liberação de calor latente em grande escala fortalece os sistemas de escala sinótica quando estes penetram em regiões de ar quente, e o calor sensível nos baixos níveis atua no sentido de intensificar a região de baixa pressão. Assim, para iniciar o processo de crescimento nas regiões de "Storm Tracks", faz-se necessário que inicialmente haja um distúrbio baroclínico.

1.2 - CICLOGÊNESE NO LADO SOTAVENTO DAS MONTANHAS

As montanhas e o contraste oceano-continente exercem forte influência na circulação atmosférica o que induz ondas planetárias estacionárias, que destroem a simetria zonal do fluxo médio. Esta assimetria afeta a distribuição espacial da frequência de ciclogêneses e das trajetórias dos ciclones (Buzzi, 1986). As montanhas exercem forte influência direta nos modos da instabilidade baroclínica, no sentido de que elas afetam localmente a estrutura espacial e a taxa de crescimento e de propagação desses distúrbios baroclínicos (Buzzi et al., 1987). Blackmon et al. (1979) e Hsu (1987) verificaram que as flutuações de baixa frequência exibem um padrão barotrópico sobre as regiões oceânicas e a Europa, e um padrão baroclínico sobre as montanhas Rochosas. Esse perfil

baroclínico está associado ao deslocamento, paralelo às montanhas Rochosas, dos distúrbios nos baixos níveis provocado pela geração de uma onda de Rossby topográfica (Wallace, 1986).

As características geométricas de diferentes cordilheiras, como a orientação em relação ao fluxo localmente predominante e fatores de escala subsinótica, têm ocultado processos básicos comuns na interação das montanhas com os sistemas transientes. Entretanto, algumas propriedades comuns na formação de ciclones no lado sotavento dos Alpes e montanhas Rochosas foram observadas, como por exemplo a existência de um ciclone pré-existente no lado barlavento da montanha, o qual se dissipa ao cruzar a cordilheira e, em consequência surge um outro ciclone mais ao sul no lado sotavento. Outro fator importante no início do ciclone a sotavento da montanha é a interação da topografia com a frente fria associada ao ciclone preexistente, devido ao retardamento da advecção fria no lado sotavento, distorção da estrutura frontal e o surgimento de uma anomalia térmica positiva no lado sotavento (Buzzi e Tibaldi, 1978). Nesta fase, surge uma circulação indireta gerada pela presença da montanha, a qual muda rapidamente para uma circulação direta, convertendo energia potencial disponível da perturbação para energia cinética da perturbação, indicando que o desenvolvimento do ciclone a sotavento da montanha tem forte componente baroclínica (McGinley, 1982).

Um dos primeiros estudos numéricos realizados para o melhor entendimento do efeito da montanha na formação de ciclones foi feito por Egger (1972, 1974), através de um modelo de equações primitivas que possui uma montanha representada por uma parede vertical. Os resultados de Egger (1972, 1974) mostram a importância de

um fluxo médio baroclínico e da interação direta de uma baixa preexistente com a topografia.

O modelo teórico de ciclogênese desenvolvido por Speranza et al. (1985) indica que a formação dos ciclones, no lado sotavento das montanhas, está relacionada com o movimento ascendente e descendente do fluxo de ar das ondas baroclínicas, e não com o do estado básico. A unificação desse modelo teórico para as montanhas Rochosas (no Golfo de Alaska e sobre os Estados Unidos da América) e Platô da Himalaya-Tibet foi feita por Buzzi et al. (1987), que mostraram a estrutura dos modos normais dos distúrbios baroclínicos na presença de montanha. A Figura 1.1 mostra a evolução da estrutura horizontal do modo normal mais instável na presença de uma montanha alongada meridionalmente, representando as montanhas Rochosas. Essa figura destaca alguns fatores observados nas análises sinóticas, como a existência de um centro de baixa pressão preexistente sobre o oceano Pacífico, o desaparecimento dessa baixa sobre as montanhas e o surgimento de uma outra baixa no lado sotavento e numa posição mais ao sul.

Recentemente, Hayes et al. (1987) propuseram que ciclogênese a sotavento da montanha pode ser resultado da superposição da onda permanente formada pelo efeito de montanha e uma onda baroclínica transiente. Um fluxo permanente sobre uma montanha de escala sinótica gera uma crista estacionária sobre a montanha e um cavado no lado sotavento (Eliassen e Palm, 1961; Satyamurty et al., 1980). Um distúrbio sinótico transiente enfraquece ao se superpor com a crista, quando este se desloca sobre a montanha. No lado sotavento, grandes taxas de crescimento foram observadas, quando o distúrbio esteve superposto ao cavado estacionário gerado pela montanha. Numa montanha alta, tal crescimento pode aparecer como um rápido aprofundamento e a formação de um ciclone em superfície. Esta teoria de Hayes

et al. (1987) parece ser aplicável a alguns casos de desenvolvimento de ciclones sobre a região central da América do Sul, pois muitas vezes um distúrbio oriundo do oceano Pacífico ao cruzar os Andes, intensifica e gera ciclogênese em superfície.

Apesar de estudos observacionais e teóricos terem destacado a importância da interação de um distúrbio baroclínico com a cordilheira, a análise estatística tem demonstrado ser muito eficiente e conclusiva nessas interações, mostrando a existência de ondas de Rossby e de Kelvin topográficas e algumas características de estudos sinóticos. Hsu (1987) aponta que, durante a evolução dos campos de correlação da pressão ao nível do mar entre um ponto próximo das montanhas Rochosas com os outros pontos de grade, o centro de máxima correlação alonga-se no lado sotavento das montanhas Rochosas. Este alongamento é reflexo da superposição da onda quase-estacionária com a circulação induzida pela topografia. A trajetória dos distúrbios nos baixos níveis, que é anticiclônica, indica que há conservação da vorticidade potencial, quando um distúrbio cruza as montanhas Rochosas. Na Região do Platô do Tibet, as análises estatísticas da circulação de alta frequência, obtidas por Hsu (1987), mostram algumas características de ondas de Kelvin induzidas pelo efeito de bloqueio topográfico como pequena escala lateral (poucas centenas de quilômetros) e alta velocidade de propagação (40m/s).

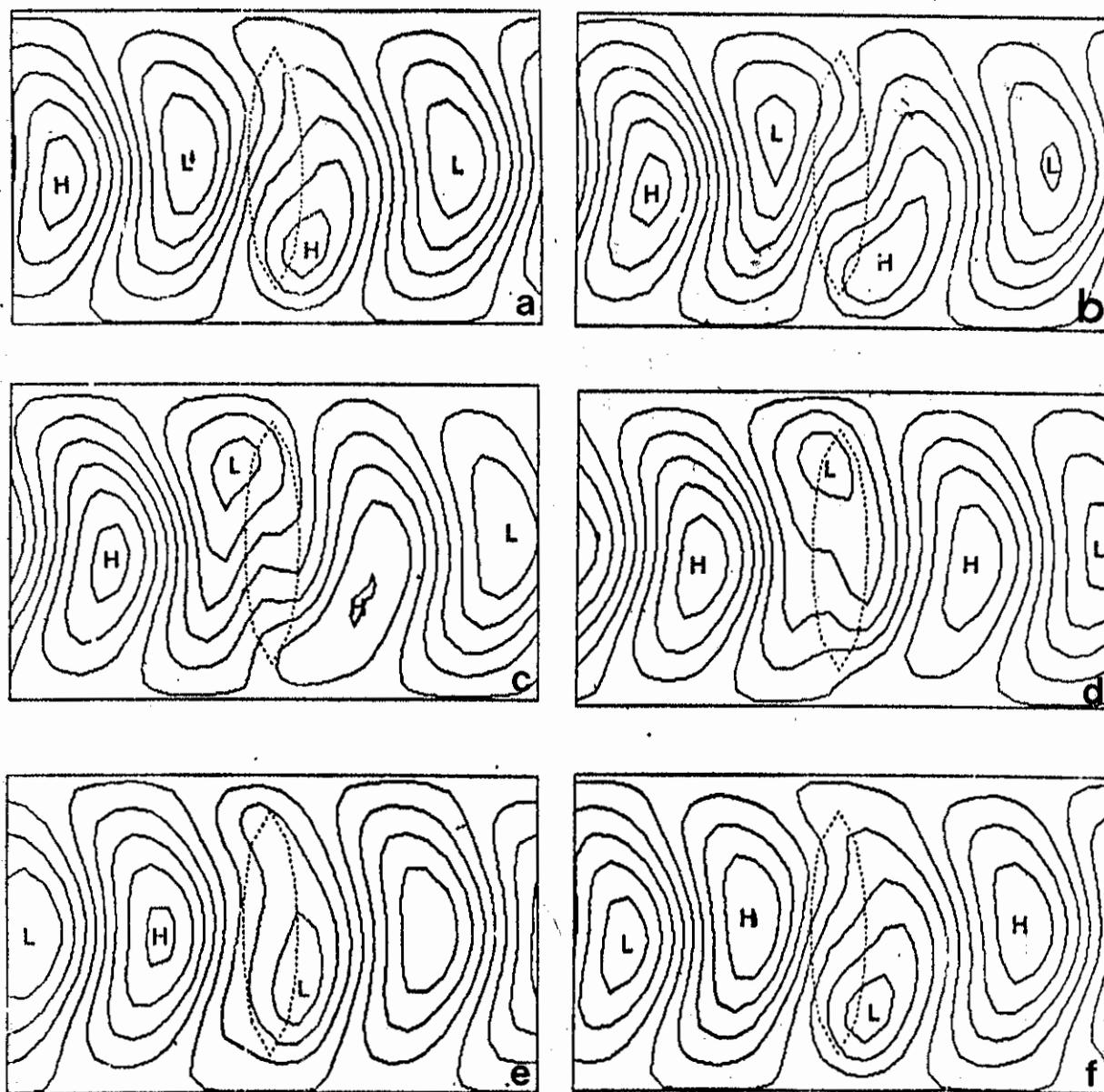


Fig. - 1.1 Estrutura do modo normal mais instável, obtido através de um modelo linear e quase-geostrófico.
 FONTE: Buzzi et al. (1987), p. 102.

A linha pontilhada representa a montanha.

Buzzi e Tosi (1989) utilizaram uma análise semelhante à de Hsu (1987); porém, a série correlacionada consistiu em 2650 períodos, nos quais a direção dos ventos, dos dados não filtrados, era consistente com a direção favorável à ciclogênese a sotavento da montanha. As características da estrutura horizontal do campo de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta, obtida por Buzzi e Tosi (1989), mostram um alto grau de coerência com a dos modos normais mais instáveis, fornecido pelo modelo de Buzzi et al. (1987) e com os resultados observacionais. Isto indica que a técnica de correlações defasada no tempo, pode fornecer importantes resultados relacionados com o efeito da montanha na circulação dos baixos níveis.

1.3 - CICLOGÊNESE SOBRE A AMÉRICA DO SUL

A região da América do Sul, ao sul de 15°S , é conhecida como umas das regiões ciclogenéticas do Hemisfério Sul (Taljaard, 1972; Necco, 1982; Satyamurty et al. 1990 e Gan e Rao, 1991 - ver Apendice A). Porém, poucos trabalhos foram realizados com a finalidade de realizar uma climatologia estatisticamente mais confiável e de obter os mecanismos de formação dos ciclones.

Taljaard (1972), utilizando dados do ano internacional da geofísica, observou a existência de um máximo de ciclogênese sobre a região do Paraguai e uma ausência de ciclogênese a leste da América do Sul, entre 45° - 50°S . Neste estudo não foram consideradas as baixas quentes que surgem nas áreas subtropicais da América do Sul, exceto os casos em que o sistema se desenvolveu em um ciclone com deslocamento.

Necco (1982), utilizando dados do primeiro experimento global do Programa de Pesquisa da Atmosfera

Global - (GARP) sobre a região abrangida por $0-90^{\circ}\text{W}$ e $10^{\circ}\text{S}-55^{\circ}\text{S}$, identificou 119 centros ciclônicos, dos quais 70% formaram-se sobre a região estudada e os restantes eram ciclones migratórios originados fora da região. Aproximadamente 20% dos vórtices gerados na área em estudo pertenciam ao setor do Pacífico Sul e os 80% restantes ao setor continental ou ao Oceano Atlântico Sul. Obteve também, que o verão é o período de menor frequência de ciclogênese sobre a área continental, e que há muita formação de centros ciclônicos no lado sotavento da serra Gaúcha.

Recentemente, Satyamurty et al. (1990) realizaram uma climatologia de ciclogênese sobre a região da América do Sul para o período de 1980 a 1986, utilizando imagens de satélites. Assim, obtiveram 748 casos dos quais 280 formaram-se ao norte de 30°S , tendo o ano de El Niño de 1983 contribuído com 25% a mais do que a média. Notaram também que o verão é a estação do ano com maior frequência de ciclogênese e o inverno, a de menor, o que contraria os resultados de Necco (1982).

Em um estudo numérico, Aragão (1987), utilizando um modelo de equações primitivas em coordenadas eta, observou que ciclones transientes ao cruzar os Andes ao sul de 40°S , eram intensificados. Aragão denominou este tipo de situação de ciclogênese a sotavento modificada, pois o sistema de baixa pressão não foi formado pelo efeito orográfico, mas apenas intensificado.

1.4 - OBJETIVOS

Em virtude da falta de estudos observacionais mais conclusivos e da discrepância verificada entre os resultados de Satyamurty et al. (1990), que obteve um máximo de ciclogênese no verão, e dos trabalhos de Necco

(1982) e Taljaard (1972), que observaram um mínimo de ciclogênese no verão, houve a motivação para realizar uma climatologia de ciclogênese sobre a América do Sul, a fim de obter as épocas e localizações preferenciais para a formação de ciclones extratropicais. Assim propõe-se elaborar uma estatística de ciclogênese em superfície, durante um período de dez anos (1979 a 1988), utilizando cartas de superfície e imagens de satélites. Pretende-se obter, também, os perfis verticais do número de Richardson e da estabilidade estática utilizando 10 anos de dados de radiosondagens de algumas estações da América do Sul, com a finalidade de obter algumas evidências sobre possíveis mecanismos associados à ciclogênese. Os resultados referentes a este objetivo foram publicados por Gan e Rao (1991).

Após o término da climatologia das ciclogêneses, verificar-se-á a ocorrência de formação de ciclones intensos sobre a região da América do Sul, estudando algumas características de um caso.

Um estudo de casos de ciclogênese de inverno e de verão também é proposto para que se possa verificar as características físicas e a energética dos sistemas. Assim, realizar-se-á uma análise sinótica dos casos e dos termos da equação da energia cinética para uma área limitada utilizando o método de Kung e Baker (1975).

Na revisão bibliográfica destacou-se que ciclogênese pode estar associada à instabilidade baroclínica e ao efeito da montanha. Desse modo, pretende-se verificar a contribuição da instabilidade baroclínica nas regiões e estações do ano com máxima ciclogênese, utilizando um modelo baroclínico quase-geostrófico com a parametrização de liberação de calor latente proposta por Mak (1982).

Devido à inexistência de estudos sobre ciclogênese a sotavento dos Andes e sobre o efeito de bloqueio que esta cordilheira tem sobre os sistemas transientes, faz-se necessário realizar um estudo observacional para verificar o efeito da cordilheira dos Andes nos distúrbios transientes. Este estudo será efetuado através de uma análise de correlações defasadas no tempo dos campos de altura geopotencial, pois a aplicação desta análise em outras cordilheiras tem apresentado resultados excelentes. Uma análise energética desses distúrbios também será efetuada, pois se a estrutura dos distúrbios é afetada pela montanha, o ciclo energético associado a estes sofrerá alterações.

Assim, no Capítulo 2 descrevem-se os resultados climatológicos realizado para 10 anos de estudo e da análise de ciclogênese intensa; o Capítulo 3 inclui um estudo de dois casos de ciclogênese, sendo um de inverno e o outro de verão; no Capítulo 4 verifica-se o efeito da instabilidade baroclínica na ciclogênese, utilizando um modelo linear quase geostrófico; no Capítulo 5 analisa-se o efeito da montanhas nos distúrbios transientes, através de uma análise estatística; no Capítulo 6 descreve-se um sumário, as conclusões e propostas para futuros trabalhos.

CAPÍTULO 2

CLIMATOLOGIA DE CICLOGÊNESE

A localização geográfica das ciclogêneses e a trajetória dos ciclones são assuntos de grande interesse meteorológico, devido às alterações significativas no tempo durante a atuação destes sistemas em uma determinada região. Entretanto, para a região da América do Sul poucos trabalhos foram efetuados com a finalidade de se conhecer as regiões preferenciais.

Taljaard (1972) e Necco (1982) realizaram um estudo estatístico de ciclogêneses apenas para um ano de dados. Satyamurty et al. (1990) repetiram essa estatística para sete anos de dados, utilizando imagens de satélite. Nesse estudo, Satyamurty e colaboradores concluíram que o verão é a estação do ano com maior frequência de ciclogênese. Resultado este que contraria o de Necco (1982), o qual obteve que o verão é a estação de menor frequência. Devido a essa discordância de resultados, resolveu-se realizar uma estatística de ciclones e ciclogêneses sobre a América do Sul utilizando 10 anos de cartas de superfície e de imagens de satélites. Através desses dados pode-se determinar as regiões e épocas preferenciais de ciclogênese.

2.1 - DADOS E METODOLOGIA

Foram utilizados os seguintes dados para realizar a climatologia dos ciclones e das ciclogêneses:

- quatro cartas diárias de superfície para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988. Estas cartas foram plotadas e analisadas pela Força Aérea Brasileira (FAB) para a região da América do Sul e

estão armazenadas no Instituto de Atividades Espaciais (IAE).

- imagens dos satélites Goes-E e Goes-W para o mesmo período das cartas de superfície;
- dados mensais de radiossondagens de oito estações (ver Tabela 2.1 e Figura 2.1) obtidos do "Monthly Climatic Data for the World" para o período de janeiro de 1978 a dezembro de 1987, nos níveis padrões desde a superfície até 50 hPa;

TABELA 2.1 - ESTAÇÕES DE RADIOSSONDAGENS E SUAS RESPECTIVAS POSIÇÕES

NÚMERO	ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE
1	GALEÃO	22,49°S	043,15°W
2	SÃO PAULO	23,37°S	046,39°W
3	CURITIBA	25,31°S	049,10°W
4	PORTO ALEGRE	30,00°S	051,11°W
5	EZEIZA	34,49°S	058,32°W
6	COMANDANTE ESPORA	38,44°S	062,10°W
7	COMODORO RIVADAVIA	45,47°S	067,30°W
8	PUNTA ARENAS	53,02°S	070,51°W

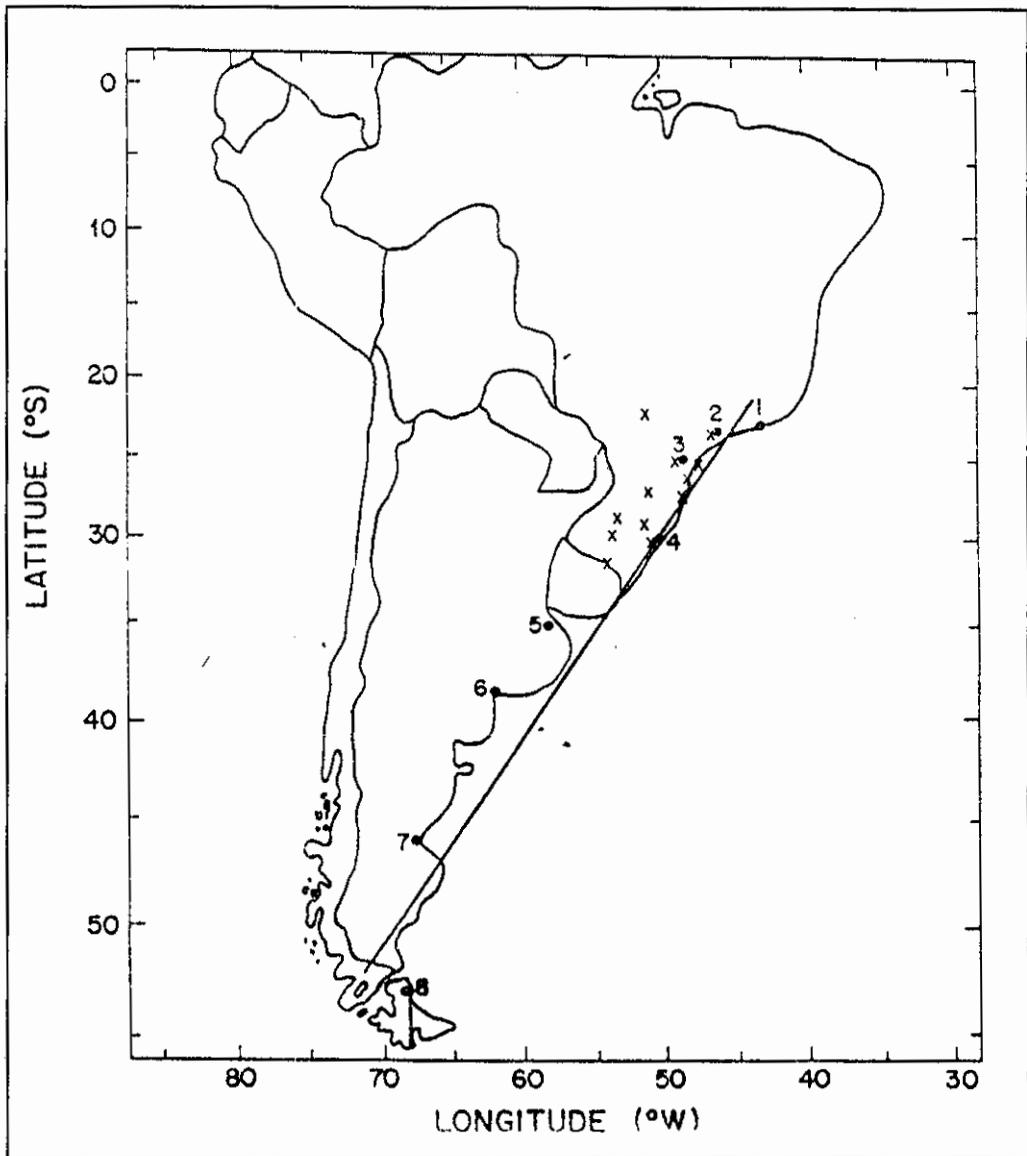


Fig. 2.1 - Localização das 8 estações de Radiossondagens (números) e de 12 estações de superfície (x).

O método utilizado para identificar um ciclone foi o seguinte: a ocorrência de uma baixa em superfície sobre o continente só era identificada se houvesse pelo menos uma isóbara fechada, traçada com um intervalo de 2 hPa; o sistema de baixa pressão deveria persistir pelo menos em 4 cartas consecutivas. No caso do sistema deslocar para o oceano Atlântico, este seria

acompanhado através das imagens de satélites. O início da ciclogênese foi considerado como sendo o horário da carta em que apareceu a primeira isóbara fechada.

A trajetória dos ciclones formados na região em estudo (15°S a 50°S e 30°W a 90°W), foi obtida tomando-se a posição do instante considerado início da ciclogênese e a posição do ciclone 24 horas depois.

2.2 - RESULTADOS

Para realizar a estatística de ciclogênese e ciclones foram utilizadas 14.600 cartas de superfície e mais de 20 mil imagens de satélites. Este foi um trabalho árduo, pois as análises das cartas nem sempre mostravam ciclogênese e ciclones fracos.

Para cada ciclone formado foi tomada sua posição durante a permanência na região entre 15°S - 50°S e 90°W - 30°W . Assim, foram observados 1.091 casos de ciclogênese sobre a região em estudo, sendo que a região continental é a mais confiável, pois sobre os oceanos praticamente trabalhou-se somente com imagens de satélites.

A Tabela 2.2, mostra o número de ciclogêneses para cada mês, o total anual e o total mensal de 10 anos. Observa-se nesta tabela, uma variação interanual, sendo o ano de 1981 o de menor número de ciclogêneses (86) e o de 1983 o de maior (135). Existe também, uma variação sazonal com os meses de inverno mostrando um máximo na frequência e os de verão um mínimo, sendo que no mês de maio ocorre o maior número de ciclogênese (134) e o de dezembro o menor (71). Nota-se também, que existe dois máximos secundários, um no mês de julho (107) e o outro em outubro (105). A Tabela 2.3 mostra o número de ciclogêneses, para os dez anos separados nas quatro estações do ano. Verifica-se

nessa tabela que o inverno (305) e o outono (302) são as estações de maior frequência de ciclogêneses, ao contrário do verão (207), que é a estação de menor frequência, concordando assim com os resultados de Necco (1982) e os obtidos para o Hemisfério Norte (Ziska e Smith, 1980). Entretanto, este resultado contradiz o de Satyamurty et al. (1990), que obtiveram um máximo de ciclogênese no verão e um mínimo no inverno. Devido ao fato de que a climatologia de Satyamurty et al. (1990) ter consistido em utilizar imagens de satélites, não houve a possibilidade de verificar o nível de pressão, na qual o vórtice estava fechado. Comparando-se a Tabela 2.3 com a Tabela 1 de Satyamurty et al. (1990), vê-se que, em geral, eles superestimaram o número de ciclogêneses no verão. Uma análise comparativa entre imagens de satélites e cartas de superfície, revela que nem todos os ciclones formados nos altos níveis estendem-se até a superfície. Portanto, na análise de Satyamurty et al. (1990) foram incluídas as ciclogêneses nos níveis médios e altos.

Uma variação interanual também pode ser observada na Tabela 2.3. Combinando os meses de outono com os de inverno, os anos de El Niño de 1983, 1986 e 1987 mostraram alta frequência de ciclogêneses, sendo 1983 o de maior. Porém em 1981 nota-se um menor número de formação de ciclones. É interessante ressaltar que durante 1981 o Índice de Oscilação do Sul (IOS) era positivo (Kousky, 1989), enquanto que os anos de El Niño são caracterizados por IOS negativo.

TABELA 2.2 - NÚMERO DE CICLOGÊNESE SOBRE A REGIÃO
 90°W a 30°W - 15°S a 50°S

ano	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	total
1979	4	9	7	4	18	3	9	11	4	9	9	6	93
1980	8	11	5	9	7	10	12	11	9	8	12	9	111
1981	7	7	8	13	4	5	8	6	6	6	9	7	86
1982	7	7	8	5	13	12	10	3	11	11	2	8	97
1983	8	4	12	9	14	14	14	13	12	15	11	9	135
1984	7	7	7	6	20	15	13	*4	12	12	8	8	119
1985	11	10	7	11	15	11	10	6	10	15	4	4	114
1986	8	6	10	11	20	11	7	14	6	7	5	4	109
1987	3	6	7	9	7	11	17	19	13	12	6	7	117
1988	10	5	9	11	16	9	7	10	7	10	7	9	110
TOTAL	73	72	80	88	134	101	107	97	90	105	73	71	1091
* somente com cartas de superfície.													

**TABELA 2.3 - NÚMERO DE CICLOGÊNESE POR ESTAÇÃO DO ANO SOBRE
A REGIÃO 90°W a 30°W - 15°S a 50°S**

ANO	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
1979	13*	29	23	22
1980	25	21	33	29
1981	23	25	19	21
1982	21	26	25	24
1983	20	35	41	38
1984	23	33	32	32
1985	29	33	27	29
1986	18	41	32	18
1987	13	23	47	31
1988	22	36	26	24
TOTAL	207	302	305	268
* somente os meses de janeiro e fevereiro de 1979				

A fim de verificar se a variação da frequência de ciclogênese é consistente com a variação de precipitação, foram determinadas as anomalias de precipitação para algumas estações selecionadas no sul do Brasil (ver, Figura 2.1 para a localização) para os meses de inverno dos anos de 1981, 1983 e 1987 (Tabela 2.4). Pode-se observar na Tabela 2.4, que as anomalias de precipitação durante o inverno de 1981 foram todas negativas exceto em São Paulo. Esta observação está de acordo com a menor frequência de ciclogênese nesse ano. Durante o intenso El Niño de 1983, encontrou-se uma intensa anomalia de precipitação em todas as estações, sendo que em

várias estações essas anomalias foram acima de 100% da normal. O El Niño de 1986-1987 não foi tão intenso quanto o de 1983 (Kousky e Leetma, 1989), entretanto, as anomalias de precipitação em diversas estações foram positivas em 1987, principalmente as mais ao sul. Assim, a variação interanual de frequência de ciclogênese é consistente com a variação interanual de anomalias de precipitação. Recentemente, Aceituno (1988) e Rao e Hada (1990) concluíram que a precipitação sobre o sul do Brasil mostra forte correlação negativa com o IOS. O presente estudo mostra que essa correlação negativa deve-se à alta frequência de ciclogênese e ao alto índice de precipitação durante anos com IOS negativo (anos de El Niño), e menos casos de ciclogênese, com menor precipitação durante os anos de IOS positivo.

As Figuras 2.2a-d mostram isolinhas do número de ciclogêneses para cada estação do ano, e a Figura 2.3 a distribuição anual. A contagem nos centros foi efetuada em quadrados de 5° de latitude por 5° de longitude. Nestas figuras, observa-se que existem dois máximos: um sobre o Golfo de São Matias ($42,5^{\circ}\text{S} - 62,5^{\circ}\text{W}$) e o outro sobre o Uruguai (em torno de $32,5^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{W}$). Nota-se também, que nas estações de transição e na carta anual, esses dois máximos são da mesma ordem de grandeza. Porém, no inverno, o máximo do Uruguai é maior, verificando-se o inverso no verão. O máximo localizado sobre o Uruguai, também foi detectado por Necco (1982), Taljaard (1972) e Satyamurty et al. (1990). Por sua vez, os dois primeiros autores observaram-no mais ao norte, em torno de $27,5^{\circ}\text{S}$ e 25°S , respectivamente. O centro sobre o Golfo de São Matias somente foi observado por Satyamurty et al. (1990) em torno de 50°S .

**TABELA 2.4 - ANOMALIAS E A NORMAL DE PRECIPITAÇÃO (mm)
PARA ALGUMAS ESTAÇÕES DO SUL DO BRASIL DURANTE O
PERÍODO DE INVERNO**

ESTAÇÃO	1981	1983	1987	NORMAL
PRESIDENTE PRUDENTE (22-07°S 51-23°W)	-10.4	+17.8	-12.8	125.
SÃO PAULO (23-30°S 46-37°W)	+9.8	+162.9	+102.3	121.
CURITIBA (25-20°S 49-14°W)	-150.0	+247.0	-36.2	249.
PARANAGUA (25-31°S 48-31°W)	-34.9	+208.2	+41.6	238.
S. F. do SUL (26-15°S 48-39°W)	-43.7	+438.8	-2.6	257.
CAMPOS NOVOS (27-24°S 51-12°W)	-75.6	+602.1	-45.9	431.
FLORANÓPOLIS (27-36°S 48-38°W)	-44.2	+556.6	+32.1	230.
CRUZ ALTA (28-38°S 53-36°W)	-237.6	+308.1	+144.2	403.
CAXIAS do SUL (29-10°S 51-12°W)	-70.5	+421.4	+218.5	425.
SANTA MARIA (29-42°S 53-42°W)	-65.2	+99.7	+325.2	399.
PORTO ALEGRE (30-01°S 51-13°W)	-94.1	+184.1	+216.1	363.
BAGÉ (31-20°S 54-06°W)	-86.0	+88.2	+175.0	344.

Nas Figuras 2.2a a 2.2d observa-se também uma variação sazonal. Comparando-se as Figuras 2.2a e 2.2c, nota-se um deslocamento do máximo para o equador, do verão para o inverno. Um deslocamento similar é notado também no hemisfério norte (Figura 3.15, Palmén e Newton, 1969).

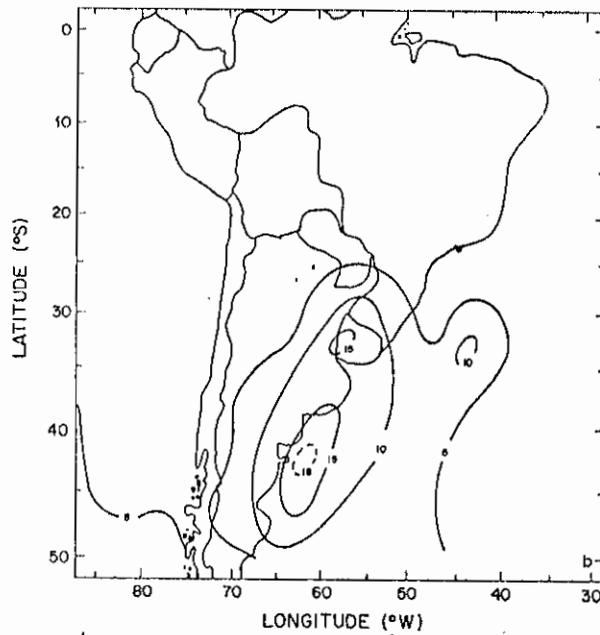
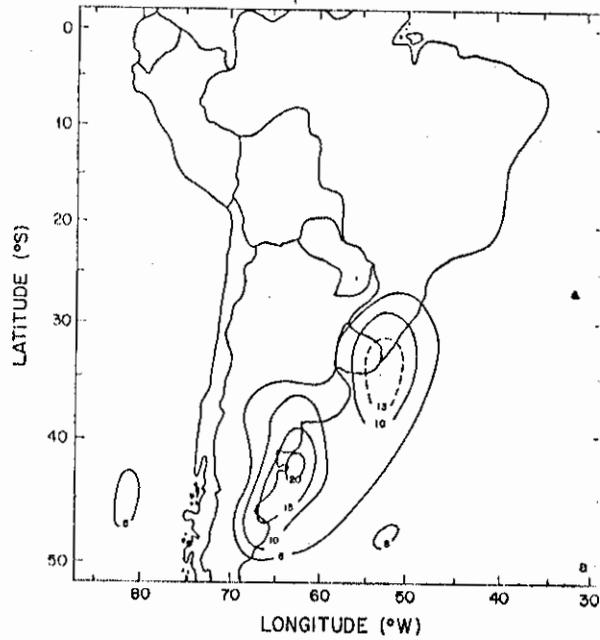


Fig. 2.2 - Isolinhas de frequência de ciclogênese para o período de 1979 a 1988: a) verão (dez, jan, fev), b) outono (mar, abr, mai), c) inverno (jun, jul, ago), d) primavera (set, out, nov).

(Continua)

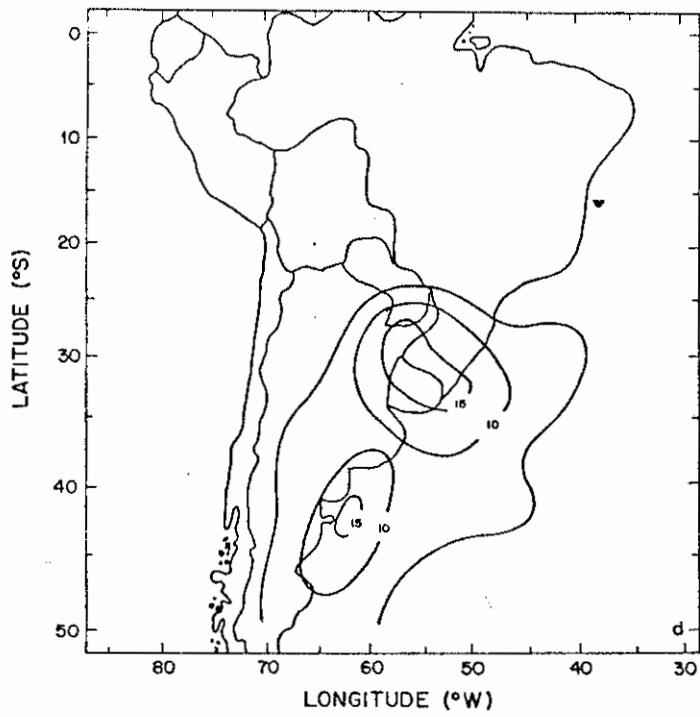
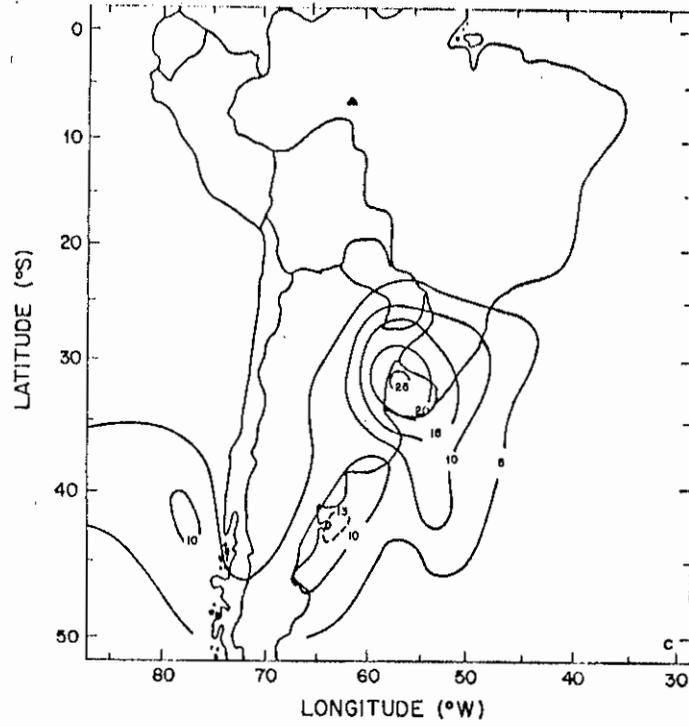


Fig. 2.2 - Conclusão

Na Figura 2.3 foram encontrados dois centros de máxima frequência. A explicação para a formação e localização desses centros deverá esperar a realização de estudos teóricos e numéricos. Entretanto, pode-se formular uma hipótese sobre os mecanismos físicos envolvidos. Basicamente, dois processos ciclogênicos estão envolvidos: instabilidade baroclínica devido aos ventos de oeste e efeito de montanha. O estudo teórico de Hayes et al. (1987) sugere que ciclogênese a sotavento da montanha é o resultado de superposição de um distúrbio baroclínico em movimento com a onda permanente forçada pela montanha. Considerando a posição do cavado gerado pela montanha (Satyamurty et al., 1980), o centro sobre o Uruguai pode ser devido ao efeito de montanha e instabilidade baroclínica. A formação do centro do Golfo de São Matias parece dever-se apenas à instabilidade baroclínica associada aos ventos de oeste.

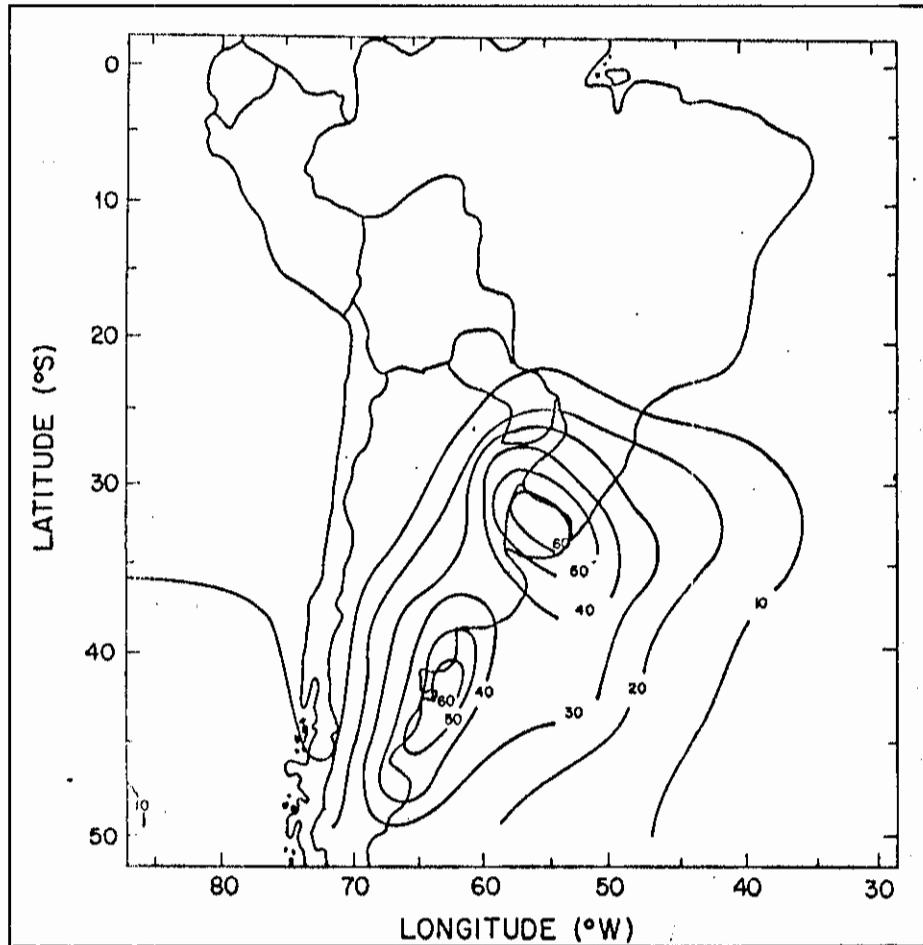


Fig. 2.3 - Isolinhas da distribuição anual da frequência de ciclogênese.

Afim de obter o estado atmosférico responsável pelas diferenças sazonais e interanuais na frequência de ciclogênese, examina-se o campo do número de Richardson, dado por:

$$Ri = \frac{g \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial Z} \right)}{\bar{\theta} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} \right)^2} \quad (2.1)$$

e da estabilidade estática $\sigma = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial Z}$, onde a barra indica a média temporal (Os símbolos estão

definidos na lista de símbolos). É conhecido que a estabilidade estática e o cisalhamento do vento são fatores importantes para a origem de ciclones extratropicais (Holton, 1979). As Figuras 2.4 e 2.5 mostram as seções verticais desses dois parâmetros para a média de 10 invernos e 10 verões, respectivamente, e as Figuras 2.6 e 2.7 mostram os campos correspondentes aos invernos de menor (1981) e de maior (1983) frequências. Através das Figuras 2.4 e 2.5, pode-se notar que os principais centros de máxima frequência de ciclogênese ocorrem onde o número de Ri é mínimo na baixa troposfera, sendo que o mínimo de Ri é menor no inverno do que no verão. As diferenças tornam-se mais pronunciadas ao se comparar as Figuras 2.6 e 2.7, para os invernos de 1981 e 1983, respectivamente. Durante o inverno de 1983, Ri e a estabilidade estática são menores na troposfera inferior sobre a região de ciclogênese. Como os valores de Ri podem decrescer devido a um aumento no cisalhamento do vento zonal e ou a uma diminuição da estabilidade estática (ver Equação 2.1); e sabendo-se também, que o jato subtropical é mais intenso sobre o Sul do Brasil durante os anos de El Niño (Kousky e Leetmaa, 1989 e Aceituno, 1989), parece que a combinação da estabilidade estática e o cisalhamento do vento explica, pelo menos, parcialmente, algumas das diferenças na frequência de ciclogênese.

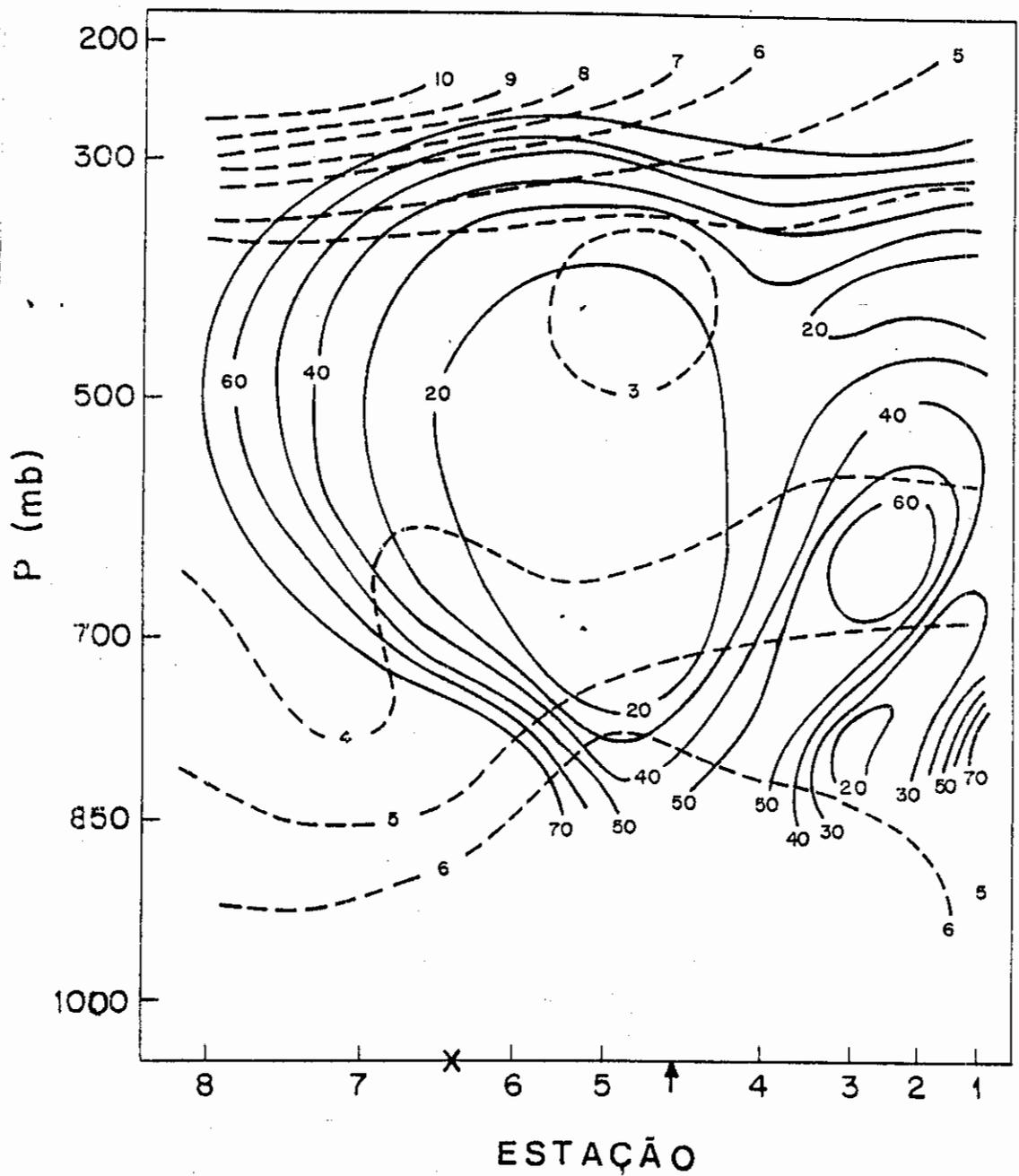


Fig. 2.4 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) e do número de Richardson (linhas sólidas) para a média de 10 invernos.

A seta indica a posição do centro principal de máxima frequência de ciclogênese e X a do centro secundário.

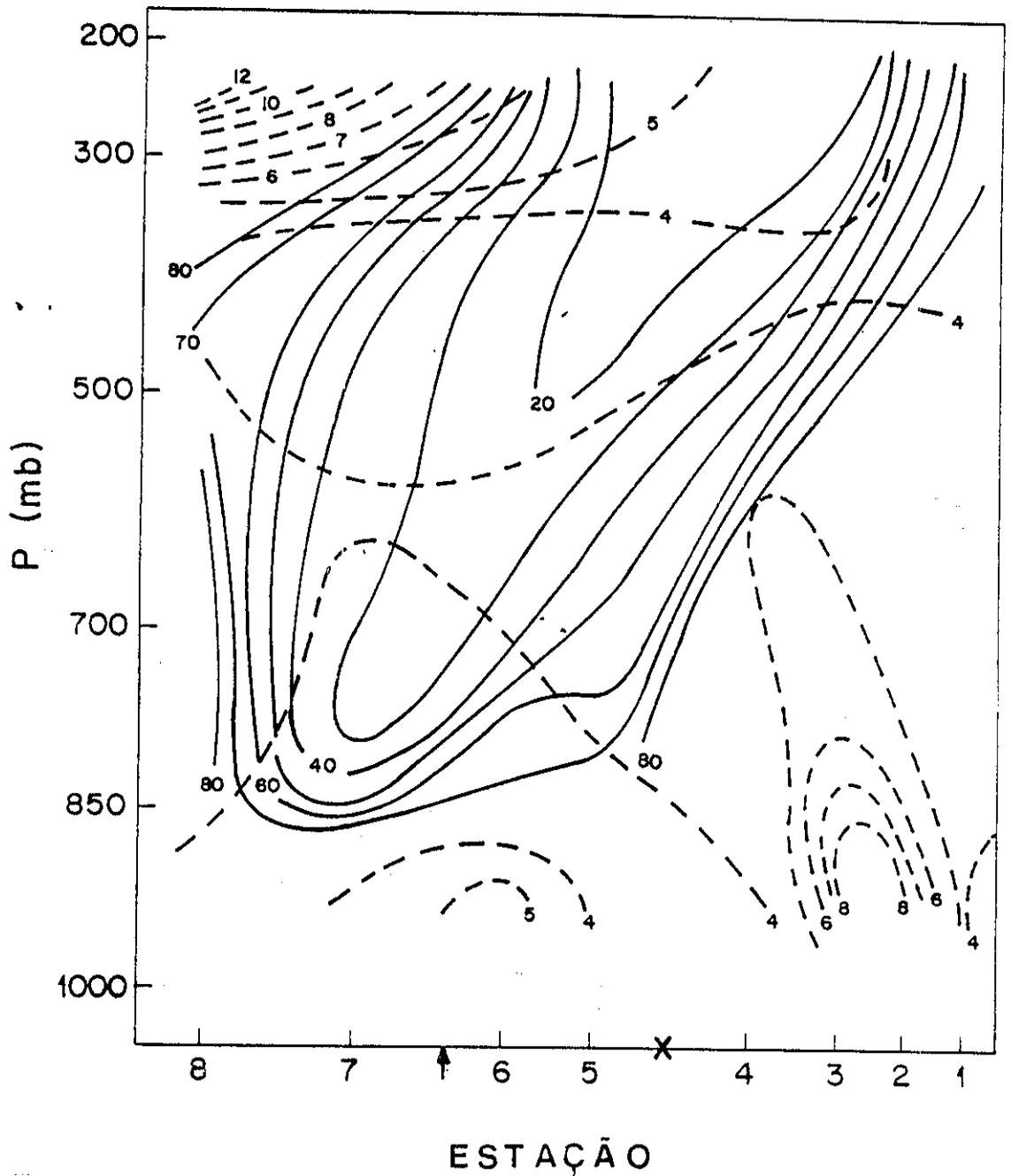


Fig. 2.5 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) e do número de Richardson (linhas sólidas) para a média de 10 verões.

A seta indica a posição do centro principal de máxima frequência de ciclogênese e X a do centro secundário.

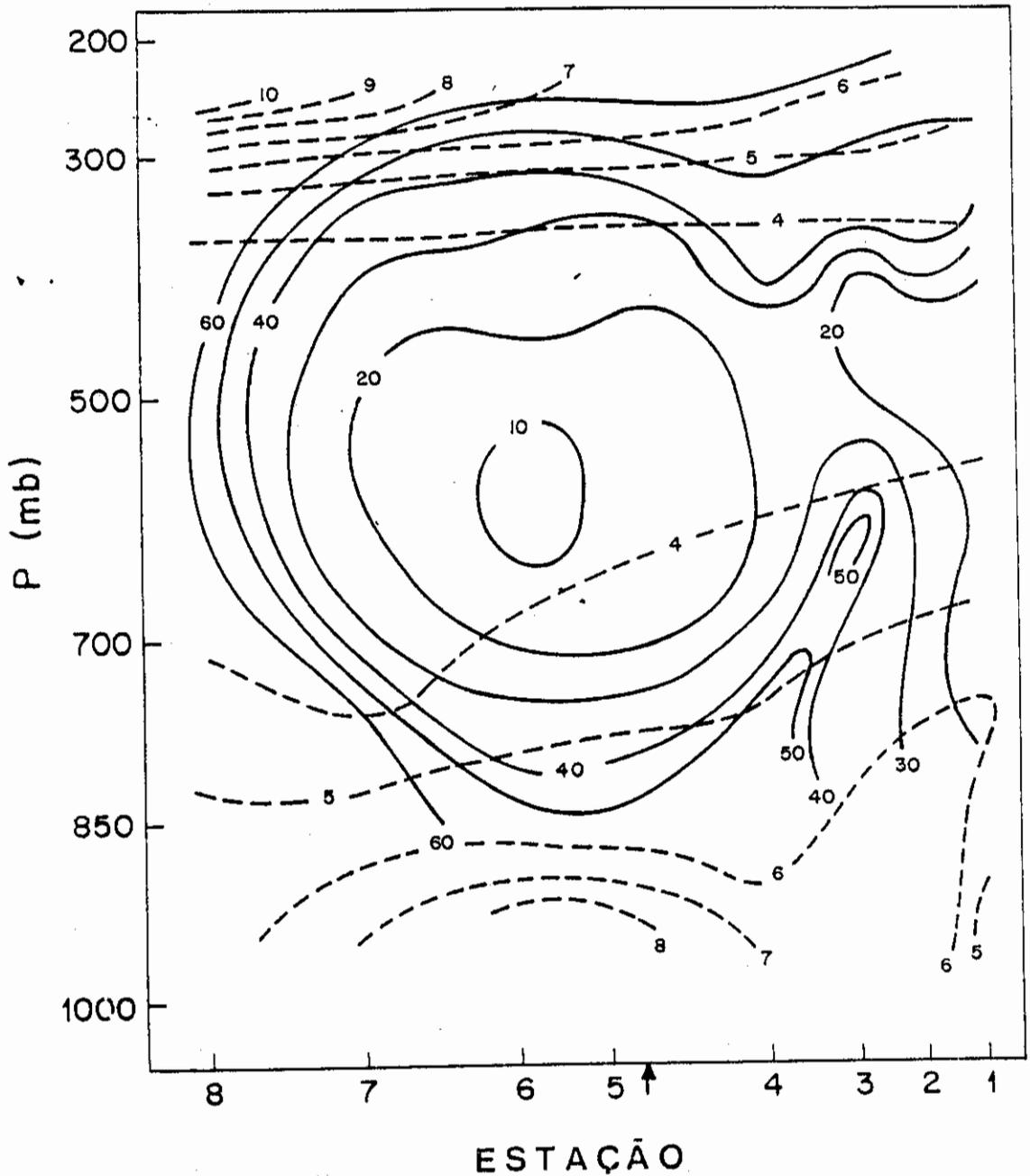


Fig. 2.6 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) e do número de Richardson (linhas sólidas) para o inverno de 1981.

A seta indica a posição do centro de máxima frequência de ciclogênese.

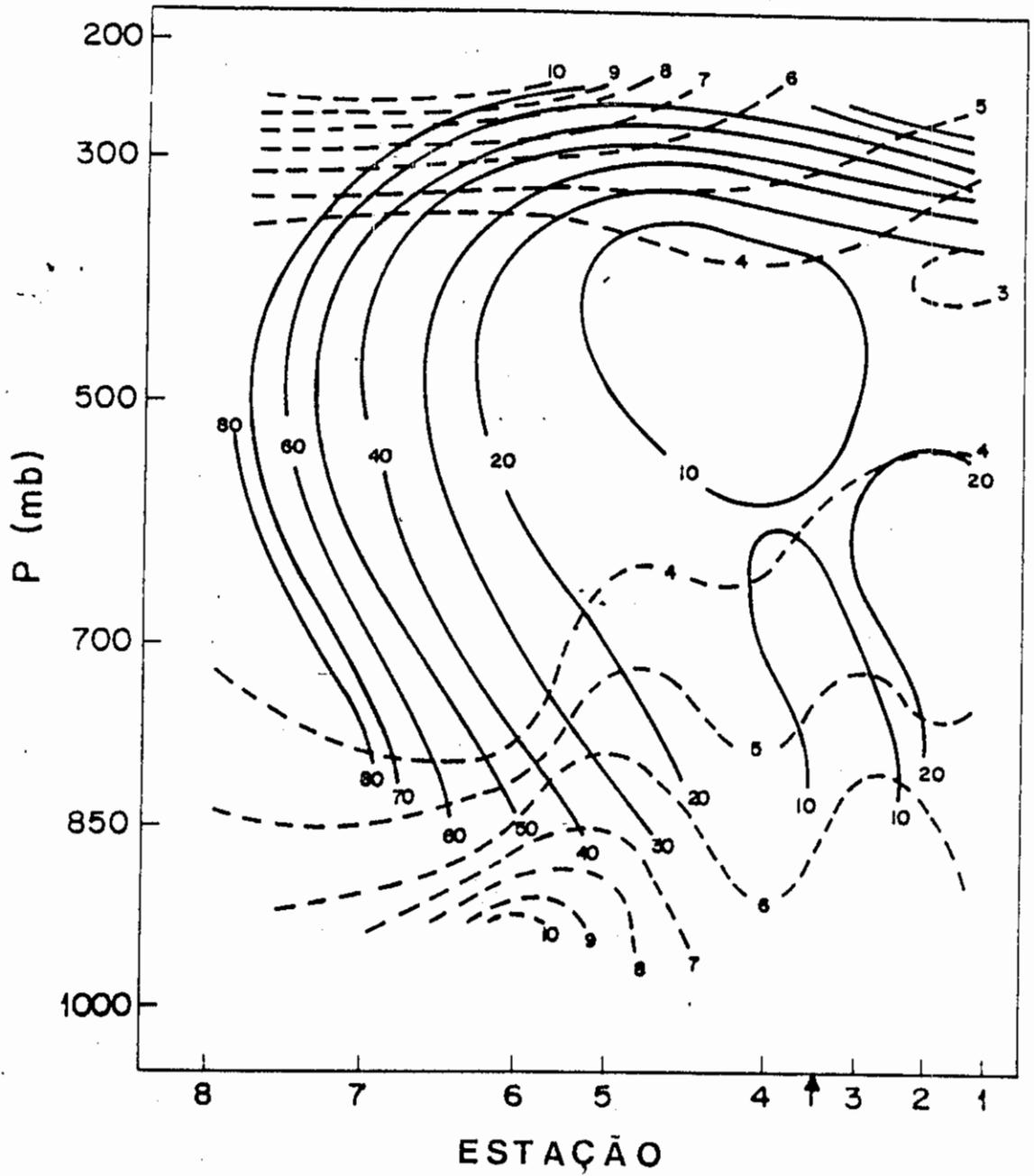


Fig. 2.7 - Seção vertical da estabilidade estática (linhas tracejadas °C/Km) e do número de Richardson (linhas sólidas) para o inverno de 1983.

A seta indica a posição do centro de máxima frequência de ciclogênese.

Como foi dito anteriormente, existe uma variação interanual de ocorrências de ciclogêneses (Tabela 2.2 e 2.3). Para verificar a influência da circulação dos altos níveis na formação dos ciclones, é mostrado nas figuras 2.8 a 2.10 os campos do vento médio mensal, obtidos do "National Meteorological Center" (NMC) em 200 hPa, para alguns meses onde foram observados ciclogêneses acima ou abaixo da média. Na Figura 2.8a e 2.8b, para junho de 1984 (acima) e junho de 1987 (abaixo) respectivamente. Observa-se que o jato encontrava-se mais intenso em 1984 do que em 1987, sendo que a posição da crista e do cavado no escoamento entre 20°S e 40°S , é favorável no ano de 1984 à ocorrência de ciclogênese sobre o continente. Nos meses de agosto de 1987 (acima) e agosto de 1982 (abaixo) (Figura 2.9a e 2.9b), o escoamento permaneceu zonal em ambos os casos, porém em 1987 o jato sobre a América do Sul encontrava-se mais intenso. Já no caso de março de 1984 (abaixo) e de 1986 (acima) (Figuras 2.10a e 2.10b, respectivamente) o jato permaneceu mais intenso em 1984, porém a posição do eixo da crista em torno de 60°W , desfavoreceu a formação de ciclones em superfície sobre o continente. Em resumo, observa-se que a corrente de jato isoladamente favorece a formação de ciclones devido ao forte cisalhamento vertical do vento zonal. Já a posição da onda em altos níveis favorece a definição onde pode ocorrer ciclogênese, no caso se o eixo do cavado encontra-se corrente acima (abaixo) da região ciclogênética há (não há) formação de ciclones em superfície.

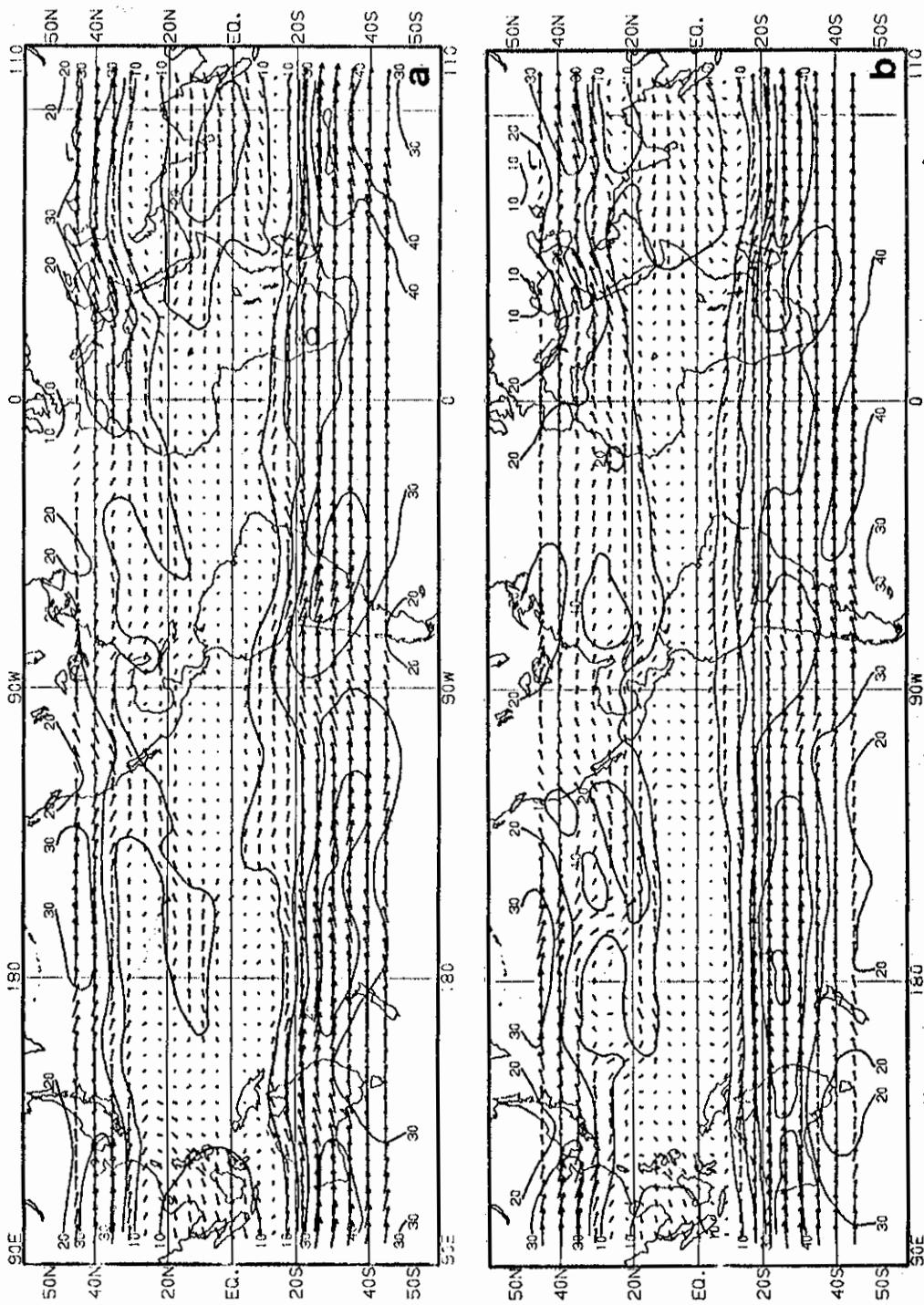


Fig. 2.8 - Vetor vento e isotacas para: a) junho de 1984, b) junho de 1987.

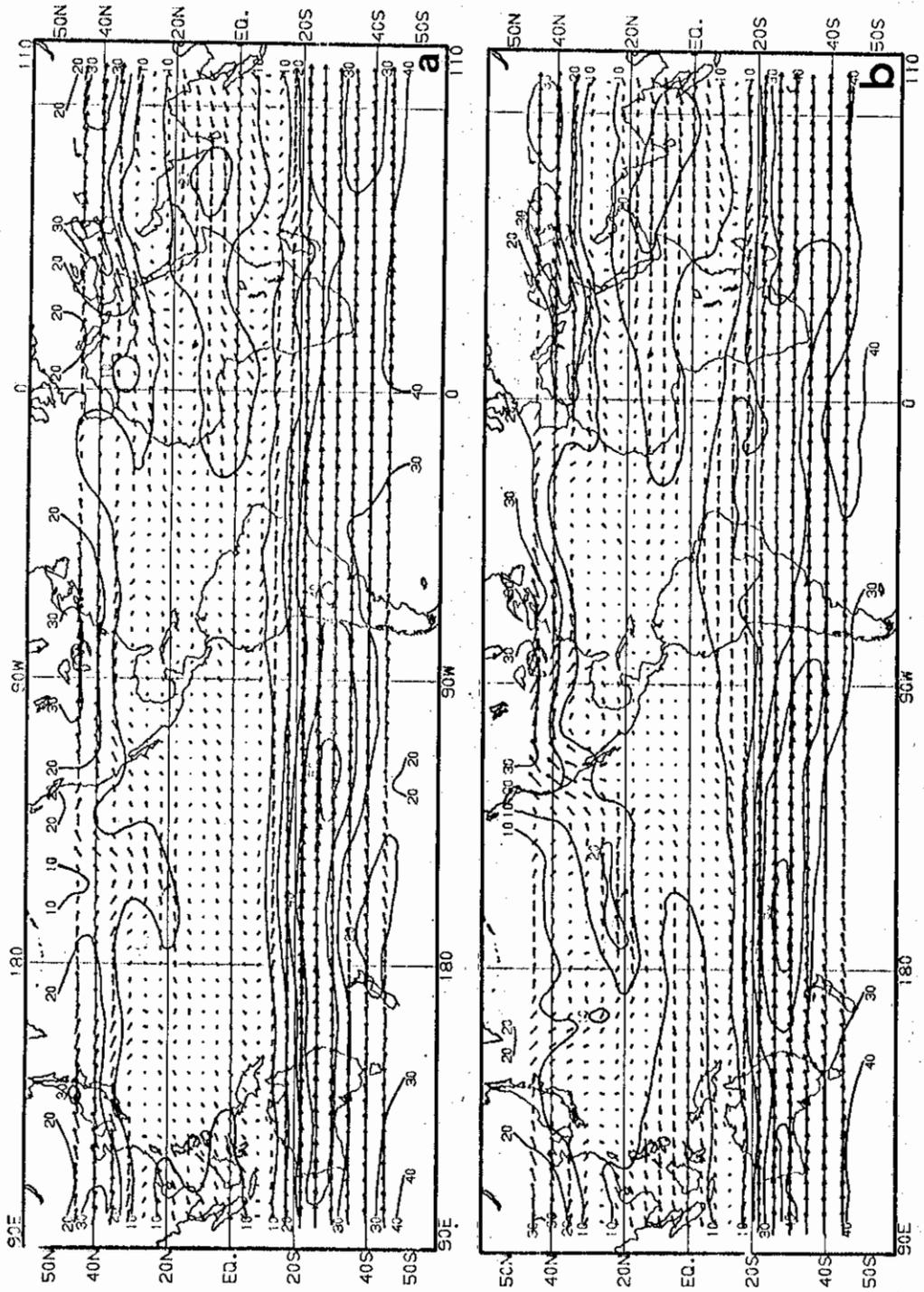


Fig. 2.9 - Vector vento e isotacas para: a) agosto de 1987, b) agosto de 1982.

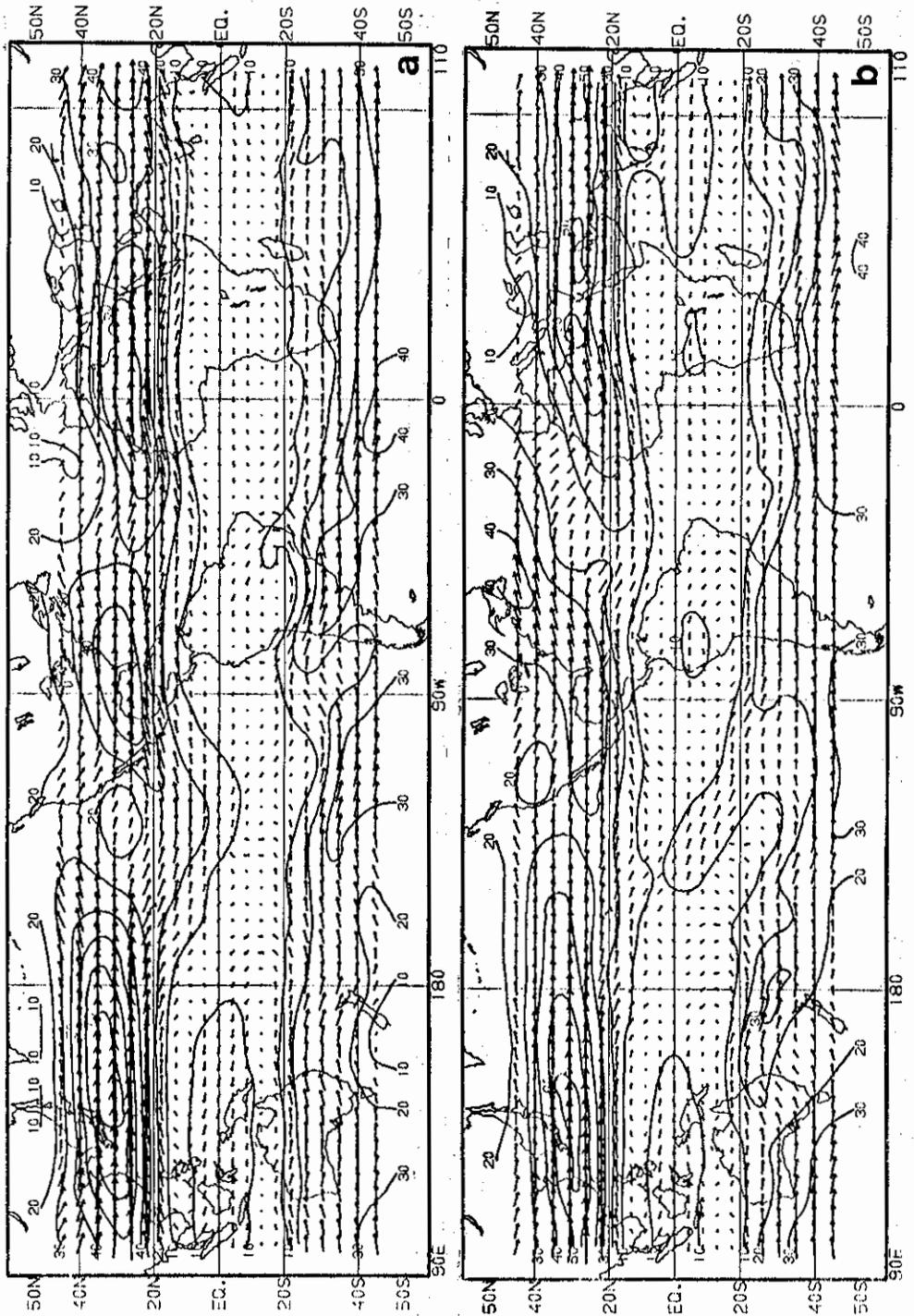


Fig. 2.10 - Vetor vento e isotacas para: a) março de 1984, b) março de 1986.

O deslocamento dos ciclones é também um fator significativo nas mudanças do tempo sobre as localidades onde estes atuam. Assim, analisou-se o deslocamento dos ciclones formados e que permaneceram na região de estudo durante 24 horas. A Tabela 2.5 mostra o número de vórtices que se deslocaram em diferentes direções divididas em três faixas latitudinais (15°S a 30°S , 30°S a 40°S e 40°S a 50°S). Nota-se, nesta tabela, que nas faixas de 15°S a 30°S e 30°S a 40°S , a predominância do deslocamento dos centros de baixa pressão é para sudeste em qualquer época do ano. Na faixa mais ao sul (40°S a 50°S), predominou o deslocamento para leste em todas as estações do ano. Estes resultados concordam com os obtidos por Satyamurty et alli (1990).

2.3 - CICLONES QUE CRUZAM OS ANDES

A Tabela 2.6 mostra o número de ciclones em superfície por estação do ano, que cruzaram os Andes durante o período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988. Nesta tabela, observa-se que o inverno é a estação do ano de maior frequência de ciclones e o verão é a de menor incidência. Existe também, uma variação interanual, sendo o inverno de 1979 o de maior frequência (12) e os de 1983 e 1985 os de menores (5).

O número de ciclones que cruzaram os Andes por faixa latitudinal pode ser visto na Tabela 2.7. Nesta, nota-se que a maioria dos ciclones cruzam os Andes ao sul de 40°S . Porém, nas imagens de satélites são observados vórtices ciclônicos que cruzam os Andes ao norte de 40°S . Entretanto, estes em sua maioria, são de médios e altos níveis, os quais não são coerentes com os objetivos deste estudo.

**TABELA 2.5 - DESLOCAMENTO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS
EM 24 HORAS**

15S - 30S

	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
E	7	12	13	10
SE	12	15	30	18
S	-	1	4	3

30S - 40S

	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
NE	-	-	-	4
E	20	21	28	30
SE	30	35	46	37
S	-	1	2	6

40S - 50S

	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
NE	1	3	-	-
E	18	24	19	30
SE	15	19	14	14
S	1	1	2	-

**TABELA 2.6 - NÚMERO DE CICLONES QUE CRUZARAM OS ANDES
POR ESTAÇÃO DO ANO**

ANO	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
1979	1	5	12	4
1980	3	9	8	2
1981	2	3	6	3
1982	4	8	10	7
1983	4	3	5	3
1984	4	7	6	9
1985	2	8	5	4
1986	4	9	7	4
1987	0	2	8	3
1988	3	7	9	4
TOTAL	27	61	76	43

**TABELA 2.7 - NÚMERO DE CICLONES QUE CRUZARAM OS ANDES
POR FAIXA LATITUDINAL**

FAIXA ($^{\circ}$ S)	VERÃO	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA
30-35	-	-	2	-
35-40	-	2	2	-
40-45	6	20	33	16
45-50	21	39	39	27

2.4 - CICLONES INTENSOS

Recentemente tem-se dado muita atenção para ciclones intensos. Sanders e Gyakum (1980) definiram o

ciclone Bomba quando a queda de pressão no centro de um vórtice ciclônico, ao nível do mar, era maior do que 1 Bergeron, ou seja, $24 \text{ hPa} \times \sin(\phi)/\sin(60)$ onde ϕ é a latitude da posição média do ciclone num período de 24 horas. Chung et al. (1976) definiram ciclones de moderados a intensos quando $J = Vp^2$ fosse maior do que $26 \text{ hPa}/(334\text{Km})^2$ para as Montanhas Rochosas do Canadá e maior do que $30 \text{ hPa}/(445\text{Km})^2$ para as montanhas da Ásia.

Utilizando o critério de Sanders e Gyakum (1980), não observou-se nenhum caso que o satisfizesse, pois na sua maioria, os casos intensos deslocaram-se rapidamente para o oceano Atlântico, impossibilitando o acompanhamento durante 24hs através das cartas de superfície. Entretanto, adaptando o método de Chung et al. (1976) para a América do Sul, pode-se definir alguns casos intensos. Assim, adotou-se como sendo ciclones intensos aqueles em que J fosse maior do que $25 \text{ hPa}/(500\text{Km})^2$. A Tabela 2.8 mostra alguns casos intensos observados para o outono, inverno e primavera, além de suas respectivas intensidades, velocidade máxima do vento observada nas cartas de superfície das 12:00 UTC e as características do escoamento em altos níveis. Nesta tabela observa-se que a intensidade máxima dos ventos em superfície foi entre 20 e 35 nós. Nos altos níveis foram observadas as seguintes situações: difluência no jato com ou sem vórtice ciclônico e a entrada de um cavado ou vórtice ciclônico, com ou sem jato.

Descreve-se agora, o caso da ciclogênese intensa ocorrida em 19 de setembro de 1984, sobre o Uruguai e região Sul do Brasil. Neste dia, ocorreram rajadas de ventos sobre a região Sul do Brasil, provocando destruição dos telhados de algumas casas e muito pânico na população.

TABELA 2.8 - CASOS DE CICLONES INTENSOS

ESTACÃO DO ANO	DATA	HORA	POSIÇÃO	INTENSIDADE hPa/(500Km) ²	VENTO (NOS)	ALTOS NÍVEIS
OUTONO	30/04/79	12	53W-37S	37	20	DIFLUÊNCIA NO JATO
	01/04/84	18	58W-30S	35	25	CAVADO A OESTE SEM JATO
	28/05/84	18	56W-33S	26	30	DIFLUÊNCIA NO JATO
INVERNO	02/07/79	12	57W-33S	25	20	DIFLUÊNCIA NO JATO
	14/06/83	12	53W-33S	26	25	CAV/VORT A OESTE C/ JATO
	02/07/83	12	57W-31S	48	20	DIFLUÊNCIA NO JATO/VORT.
	03/07/84	18	54W-33S	37	20	DIFLUÊNCIA NO JATO/VORT.
PRIMAVERA	17/10/82	12	58W-33S	26	35	DIFLUÊNCIA NO JATO
	19/09/84	18	55W-30S	28	30	CAV/VORT A OESTE C/JATO
	09/11/84	00	51W-34S	27	20	DIFLUÊNCIA NO JATO

A Figura 2.11 mostra as isalobáricas entre as pressões dos dias 19 e 18 (Figura 2.11a) e 20 e 19 (Figura 2.11b) de setembro de 1984 às 0000 UTC. Na Figura 2.11a observa-se que sobre o Paraguai houve uma queda na pressão de até 12 hPa em 24hs e sobre o extremo sul do Brasil a queda foi maior do que 10 hPa. Na Figura 2.11b nota-se que a pressão caiu até 12 hPa no setor leste da região sul do Brasil. Entretanto, como o centro do vórtice ciclônico encontra-se sobre o oceano Atlântico, a queda na pressão no centro do sistema pode ter sido maior do que os 12 hPa observados.

Na sequência de imagens de satélite (Figura 2.12), pode-se acompanhar a evolução do ciclone. Na Figura 2.12a, para 18 de setembro de 1984 às 00:00 UTC, observa-se a penetração de um sistema frontal sobre a Argentina. Doze horas depois (Figura 2.12b), essa frente continuou seu deslocamento para leste. No dia seguinte às 00:00 UTC (Figura 2.12c), surgiu uma camada de nuvens na retarguada da frente fria, e às 12:00 UTC desse dia (Figura 2.12d), essa nebulosidade se organizou e na carta de superfície (não mostrada) apareceu o sistema de baixa pressão fechado em $55^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{S}$. No outro dia (Figuras 2.12e e 2.12f) observou-se a ocorrência de frontogênese sobre o Paraguai e Sul do Brasil, com sistema de baixa pressão deslocando-se para o oceano Atlântico.

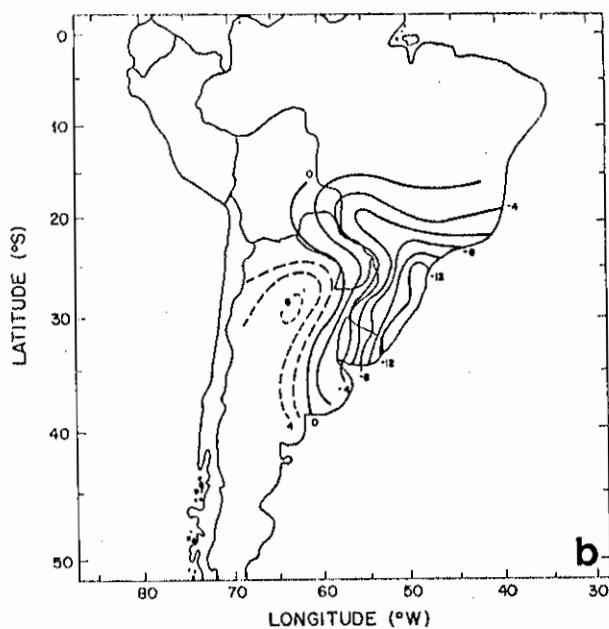
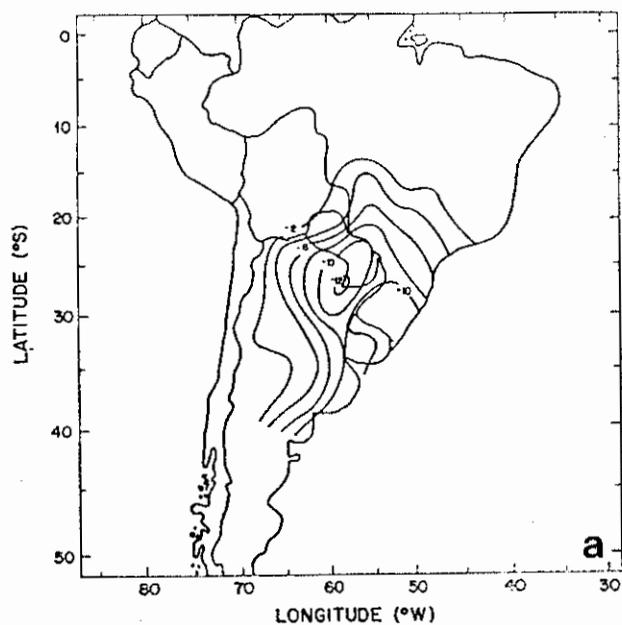


Fig. 2.11 - Isalobárica para 24 horas: a) entre 19 e 18 de setembro de 1984, b) entre 20 e 19 de setembro de 1984.

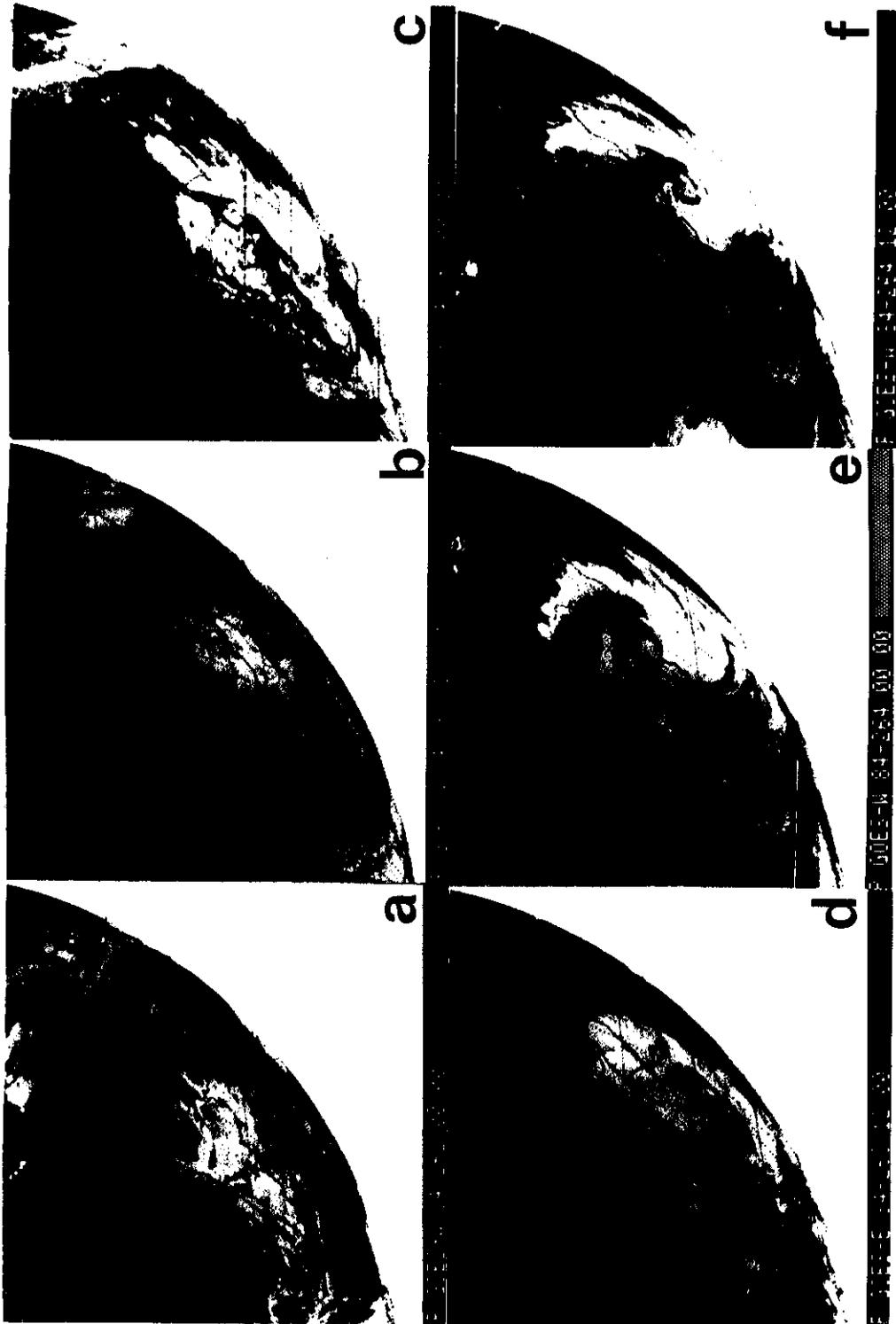


Fig. 2.12 - Imagens do satélite Goes - W para: 18 de setembro de 1984 às 00:00 UTC (a) e às 12:00 UTC (b), 19 de setembro de 1984 às 00:00 UTC (c) e às 12:00 UTC (d), 20 de setembro de 1984 às 00:00 UTC (e) e às 12:00 UTC (f).

Nas cartas de 300 hPa (não mostradas), verificou-se que no dia 18 havia um jato de fraca intensidade sobre o norte da Argentina com curvatura ciclônica e cujo eixo do cavado estendia-se desde a região central até o sul do Brasil (ver figura 2.12b). No dia 19 havia difluência no jato a oeste da posição em que se encontrava a baixa em superfície. No dia seguinte o jato encontrava-se mais intenso, com velocidade de até 130 nós, mostrando a configuração de um cavado, como pode ser visto na imagem de satélite (Figuras 2.12e e 2.12f).

Silva Dias e Silva Dias (1986) observaram que no início de desenvolvimento deste ciclone houve contribuições favoráveis da advecção de temperatura, advecção de vortacidade e convergência de umidade. Entretanto, como os valores de advecção de vortacidade e de temperatura não eram muitos intensos, concluíram que o parâmetro principal para este intenso desenvolvimento foi a disponibilidade de umidade existente na atmosfera sobre essa região.

CAPÍTULO 3

ANÁLISE LINEAR DA INSTABILIDADE BAROCLÍNICA

Propõe-se estudar neste capítulo, o efeito que a instabilidade baroclínica causa na ciclogênese da América do Sul, através de um modelo linear, quase-geostrófico e multinível na vertical. Neste estudo serão utilizados os perfis médios da temperatura e do vento zonal de 10 invernos, de 10 verões e dos invernos de 1981 e 1983 da estação de Ezeiza. Estes perfis foram escolhidos porque a estação de Ezeiza encontra-se próxima a um dos centros de máxima frequência de ciclogênese, obtidos no Capítulo 2. Os perfis dos invernos de 1981 e 1983 de Ezeiza foram selecionados, pois o inverno de 1981 é o que possui a menor frequência de ciclogênese e o de 1983 uma das maiores frequências.

3.1 -DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo utilizado é linear, quase geostrófico, multinível na vertical com liberação de calor latente, o qual é resolvido aplicando-se o método dos modos normais. A estrutura horizontal é determinada analiticamente e a vertical por diferenças finitas. Este modelo foi desenvolvido por Bonatti e Rao (1987), que utilizaram a parametrização de liberação de calor latente proposta por Mak (1982) num modelo quase-geostrófico.

As equações do modelo são:

a) Equação da energia termodinâmica:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) + \frac{\partial \psi}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p} \right) + \frac{\sigma}{f_0} \omega = \\ & = - \frac{R}{f_0 \cdot p \cdot c_p} \dot{Q} \end{aligned} \quad (3.1)$$

onde $\sigma = \frac{R}{p^2} \left(\frac{R \cdot T}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial \ln p} \right)$ é a estabilidade estática e supõe-se que a advecção de temperatura é feita pelo vento geostrófico.

b) Equação da vorticidade quase geostrófica:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi - \frac{\partial \psi}{\partial y} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi + \frac{\partial \psi}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} - \\ & f_0 \cdot \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \end{aligned} \quad (3.2)$$

As Equações 3.1 e 3.2 formam um sistema de duas equações e duas variáveis (ψ e ω). Assim, obtém-se uma equação diagnóstica para o movimento vertical eliminando ψ , equação esta conhecida como equação ômega quase-geostrófica, que é dada por

$$\begin{aligned} & \nabla^2 \omega + \frac{f_0^2}{\sigma} \cdot \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = - \frac{2 \cdot f_0}{\sigma} \cdot \left(\frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial x} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \cdot \partial p} - \right. \\ & \left. \frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial y} \cdot \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \cdot \partial p} \right) + \frac{\beta \cdot f_0}{\sigma} \cdot \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \cdot \partial p} - \frac{R}{p \cdot c_p \cdot \sigma} \nabla^2 \dot{Q} \end{aligned} \quad (3.3)$$

Para linearizar as Equações 3.1 a 3.3 supõe-se que as variáveis possuam a seguinte forma:

$$\psi = -U(p)y + \psi'(x, y, p, t) \quad (3.4)$$

$$\omega = \omega'(x, y, p, t) \quad (3.5)$$

$$\dot{Q} = \dot{Q}'(x, y, p, t) \quad (3.6)$$

Admitindo também que as perturbações possuem forma de onda do tipo

$$\psi' = \text{Re} \{ \hat{\psi}(p) \text{sen } ly \exp [ik(x - ct)] \}, \quad (3.7)$$

$$\omega' = \text{Re} \{ \hat{\omega}(p) \text{sen } ly \exp [ik(x - ct)] \}, \quad (3.8)$$

$$Q' = \text{Re} \{ \hat{Q}(p) \text{sen } ly \exp [ik(x - ct)] \}, \quad (3.9)$$

obtêm-se

$$(c - U) \frac{d \hat{\psi}}{d p} + \frac{d U}{d p} \hat{\psi} - \frac{\sigma}{f_0} \hat{W} = - \frac{R}{p \cdot f_0 \cdot c_p} \cdot \frac{\hat{Q}}{ik}, \quad (3.10)$$

$$\left[(c - U) \mu^2 + \beta \right] \hat{\psi} - f_0 \frac{d \hat{W}}{d p} = 0, \quad (3.11)$$

$$\begin{aligned} \frac{f_0^2}{\sigma} \cdot \frac{d^2 \hat{W}}{d p^2} - \mu^2 \hat{W} &= \frac{\beta \cdot f_0}{\sigma} \cdot \frac{d \hat{\psi}}{d p} - 2 \cdot \mu^2 \cdot \frac{f_0}{\sigma} \cdot \frac{d U}{d p} \cdot \hat{\psi} + \\ &+ \frac{R}{p \cdot c_p \cdot \sigma} \mu^2 \frac{\hat{Q}}{ik}, \end{aligned} \quad (3.12)$$

onde $\hat{W} = \hat{\omega} / ik$, $\mu^2 = k^2 + l^2$ e $k = 1$.

As Equações 3.10 e 3.11 formam um problema de autovalor e autovetor, onde o autovalor é a velocidade de

fase (c) e os autovetores são a função de corrente ($\hat{\psi}$) e o movimento vertical (\hat{W}).

A parametrização de liberação de calor latente proposta por Mak (1982) consiste em separar o movimento vertical provocado pelos efeitos adiabáticos e diabáticos. Assim, o movimento vertical pode ser escrito da seguinte maneira:

$$\hat{W} = \hat{W}_a + \hat{W}_d \quad (3.13)$$

Mak também considerou que a camada desde a superfície até a base da nuvem é uniformemente úmida, e a umidade fornecida para condensação é proporcional a $-\omega_a$. O fluxo vertical de umidade, segundo Mak, é todo condensado e precipitado, ocorrendo uma distribuição vertical de liberação de calor latente. Para parametrizar este processo, Mak introduziu um perfil de aquecimento normalizado $h(p)$, e um parâmetro de intensidade de aquecimento (ϵ), o qual depende implicitamente da umidade contida na camada. Desse modo, o aquecimento pode ser parametrizado por:

$$\hat{Q} = -\epsilon \cdot c_p \cdot h(p) \cdot \hat{\omega}_a(x, y, p_b, t) \quad (3.14)$$

onde p_b é o nível de pressão da base da nuvem.

Assim, a Equação 3.12 transforma-se em:

$$\frac{f_0^2}{\sigma} \cdot \frac{d^2 W_a}{d p^2} - \mu^2 \hat{W}_a = \frac{\beta \cdot f_0}{\sigma} \cdot \frac{d \hat{\psi}}{d p} - 2 \cdot \mu^2 \cdot \frac{f_0}{\sigma} \cdot \frac{d U}{d p} \cdot \hat{\psi} \quad (3.15)$$

$$\frac{f_0^2}{\sigma} \cdot \frac{d^2 \hat{W}_d}{dp^2} - \mu^2 \hat{W}_d = \frac{R}{p \cdot c_p \cdot \sigma} \mu^2 \frac{\hat{Q}}{1k} \quad (3.16)$$

Com as condições de contorno $\hat{W} = 0$ em $p = p_s$ e em $p = p_t$, \hat{Q} torna-se nulo nesses níveis e a Equação 3.10 transforma-se em:

$$(c - U) \frac{d\hat{\psi}}{dp} + \frac{dU}{dp} \hat{\psi} = 0 \quad (3.17)$$

Como $U(p)$ e $\sigma(p)$ são variáveis fornecidas para o modelo, pode-se resolver as Equações 3.10 e 3.11 pelo método de diferenças finitas centradas. A grade vertical e a distribuição das variáveis são mostradas na Figura 3.1. Então, a equação da vorticidade (3.11) é aplicada nos níveis ímpares, e a equação da energia termodinâmica (3.10), nos níveis pares. As equações em diferenças finitas e as do balanço de energia para $l = 0$ podem ser vistas em Bonatti e Rao (1987), os quais verificaram que a taxa de crescimento das ondas converge rapidamente com o aumento da resolução na vertical de 10 para 20 níveis. Através desses resultados e a fim de se ter $\Delta p = 50$ hPa, escolheu-se a resolução de 18 níveis para realizar este estudo.

3.2 - EZEIZA: VERÃO E INVERNO (10 ANOS)

O perfil vertical médio da temperatura e do vento zonal de 10 verões e de 10 invernos de Ezeiza estão nas Figuras 3.2 e 3.3, respectivamente. Estes perfis exibem valores maiores de temperatura no verão do que no inverno e valores menores em toda a troposfera do vento zonal durante o verão. Com a inclusão desses perfis médios no modelo, obtêm-se algumas características dos modos normais para o caso seco ($\varepsilon = 0$) e caso úmido ($\varepsilon = 0,6$) no período de

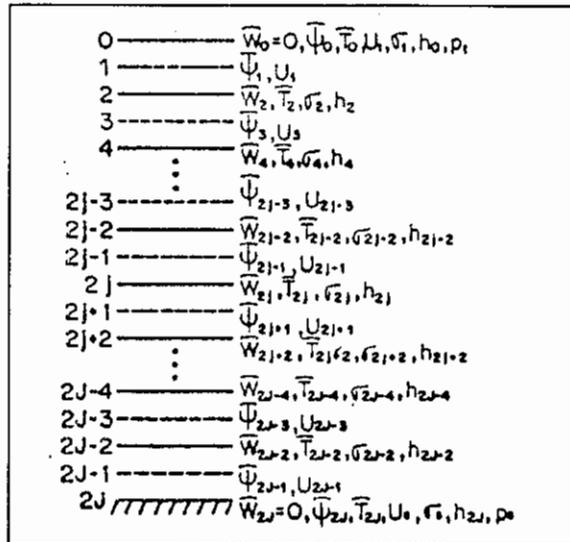


Fig. 3.1 - Grade vertical com a distribuição das variáveis J nas camadas.

FONTE: Bonatti e Rao (1987), p. 2658.

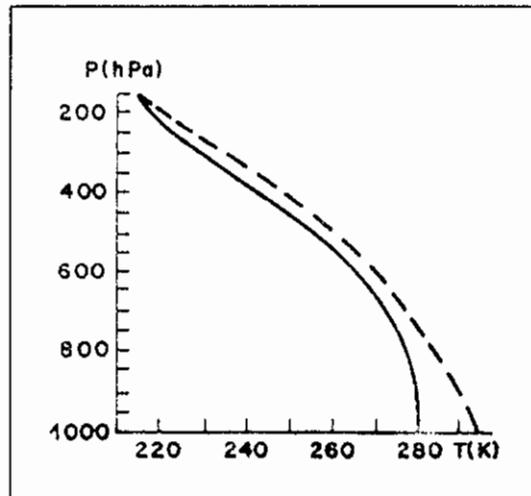


Fig. 3.2 - Perfil vertical da temperatura média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) da estação de Ezeiza.

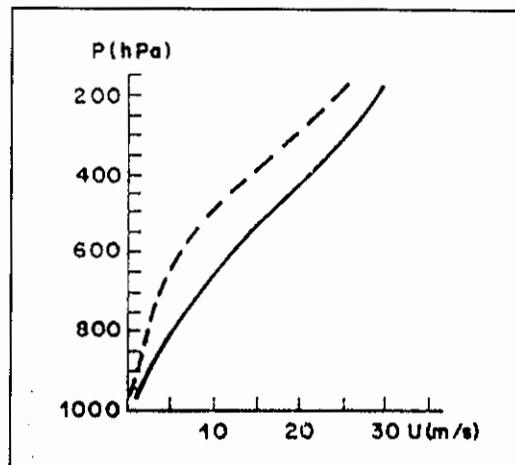


Fig. 3.3 - Perfil vertical do vento zonal médio de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) da estação de Ezeiza.

3.2.1 - CASO SECO

O espectro da taxa de crescimento (Figura 3.4) e da velocidade de fase (Figura 3.5) do modo mais instável em função do comprimento de onda mostra que, no inverno existem duas faixas de modos instáveis, uma entre os comprimentos de onda 810 km e 1.500 km, com velocidade de fase (c) da ordem de 2,0 m/s, e a outra entre 2.300 km e 7.000 km, com a velocidade de fase variando de 13,8 m/s em $L = 2.300$ km a 1,8 m/s em $L = 7.000$ km. A onda mais instável possui um comprimento igual a $L = 4.965$ km, com uma taxa de crescimento da ordem de $4,8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ e velocidade de fase de 9,6 m/s. O espectro da taxa de crescimento concorda muito bem com as duas escalas de ciclones frontais e com o espectro dos modos normais mais instáveis da corrente de jato ao norte de 40°N , sem a inclusão de calor latente (Thorncroft e Hoskins, 1990). Entretanto, a velocidade de fase neste caso é inferior à dos modos associados à corrente de jato do Hemisfério Norte.

No verão, surge um comprimento de onda de corte em torno de 900 km e a onda mais instável possui um comprimento igual a $L = 4.970\text{km}$, uma taxa de crescimento de $3,0 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ e uma velocidade de fase igual a 1,9 m/s. Observa-se também na Figura 3.4 a existência de dois máximos secundários: um em $L = 1.300 \text{ km}$ e o outro em $L = 2.600 \text{ km}$, os quais podem ser explicados devido a mudança no cisalhamento do vento zonal (Figura 3.3). A velocidade de fase das ondas durante o verão muda de acordo com a região do espectro abrangida pelos máximos. Assim, a faixa do espectro associado ao primeiro máximo, o das ondas mais curtas, possui $c = 1,0 \text{ m/s}$; na faixa do espectro associada ao segundo máximo, o intermediário, c varia de 13 a 9,6 m/s; na faixa associada ao máximo mais intenso c possui valores em torno de 2,7 m/s por uma determinada faixa de comprimento de onda, e depois cai bruscamente para valores próximos de zero.

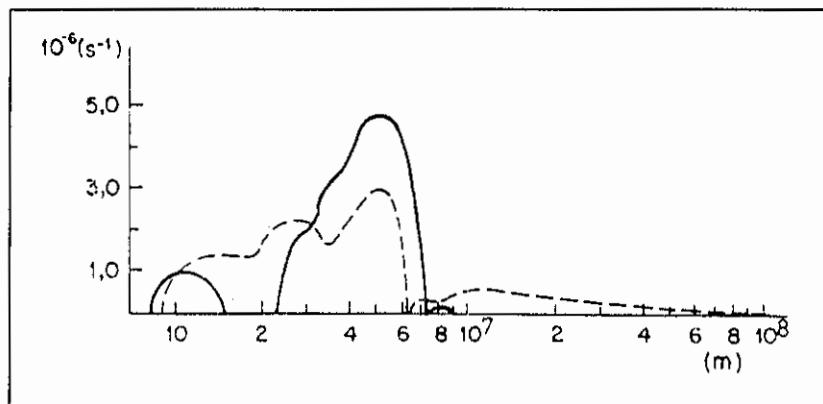


Fig. 3.4 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\epsilon = 0$.

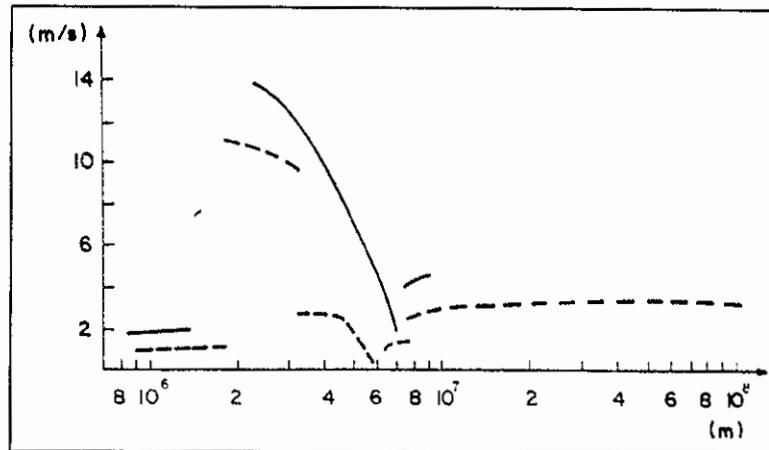


Fig. 3.5 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\varepsilon = 0$.

Comparando o espectro da taxa de crescimento (Figura 3.4) de verão com o de inverno, observa-se que as ondas com comprimento entre 1.050 km e 2.950 km e acima de 7.100 km possuem taxas de crescimento maiores no verão, o que indica que ondas com esses comprimentos podem ser mais instáveis no verão. As ondas com comprimento entre 810 e 1.050 km e entre 3.000 e 7.100 km são mais instáveis no inverno. Este resultado indica que, no inverno há uma preferência para maior frequência de ciclogênese ou formação de ciclones mais intensos com comprimento de onda entre 3.000 e 7.000 km.

A estrutura vertical da amplitude e da fase da função de corrente e do movimento vertical (Figura 3.6), para a onda mais instável durante o inverno ($L = 4.965$ km) e o verão ($L = 4.970$ km) são muito semelhantes. As funções de corrente de inverno (Figuras 3.6a) e de verão (Figura 3.6d) possuem um máximo nos altos níveis e um mínimo nos baixos e a fase mostra uma inclinação da onda para oeste com a altura em quase toda a troposfera. A velocidade

vertical mostra uma amplitude máxima em 450 hPa no verão (Figura 3.6e), e em 500 hPa no inverno (Figura 3.6b), com a fase indicando uma inclinação para oeste com a altura. A estrutura vertical da temperatura (Figura 3.6c e 3.6f) fornece algumas diferenças entre o verão e o inverno, embora em ambos os casos a amplitude máxima encontra-se nos baixos níveis e a onda no campo da temperatura inclina-se para leste com a altura. Porém, nota-se que no verão (Figura 3.6f), existem outros dois máximos na amplitude: um entre 750 e 800 hPa e o outro em 450 hPa. No inverno (Figura 3.6c) há um máximo também em 600 hPa. A correlação negativa entre a temperatura e o movimento vertical indica que há conversão de energia potencial em energia cinética da perturbação.

O ciclo de energia da onda mais instável durante o período de verão e inverno (Figura 3.7) mostra que a energia cinética da perturbação (E'_c) é menor no inverno do que no verão, e que a energia potencial disponível da perturbação (E'_p) é maior no inverno. Os termos de conversão de energia potencial disponível do estado básico em energia potencial disponível da perturbação (CPP) e o desta última em energia cinética da perturbação (CPE), são positivos e maiores no inverno. O fato destes termos serem positivos, mostra que o ciclo de energia de verão e de inverno estão associados à instabilidade baroclínica, havendo maior conversão baroclínica no inverno.

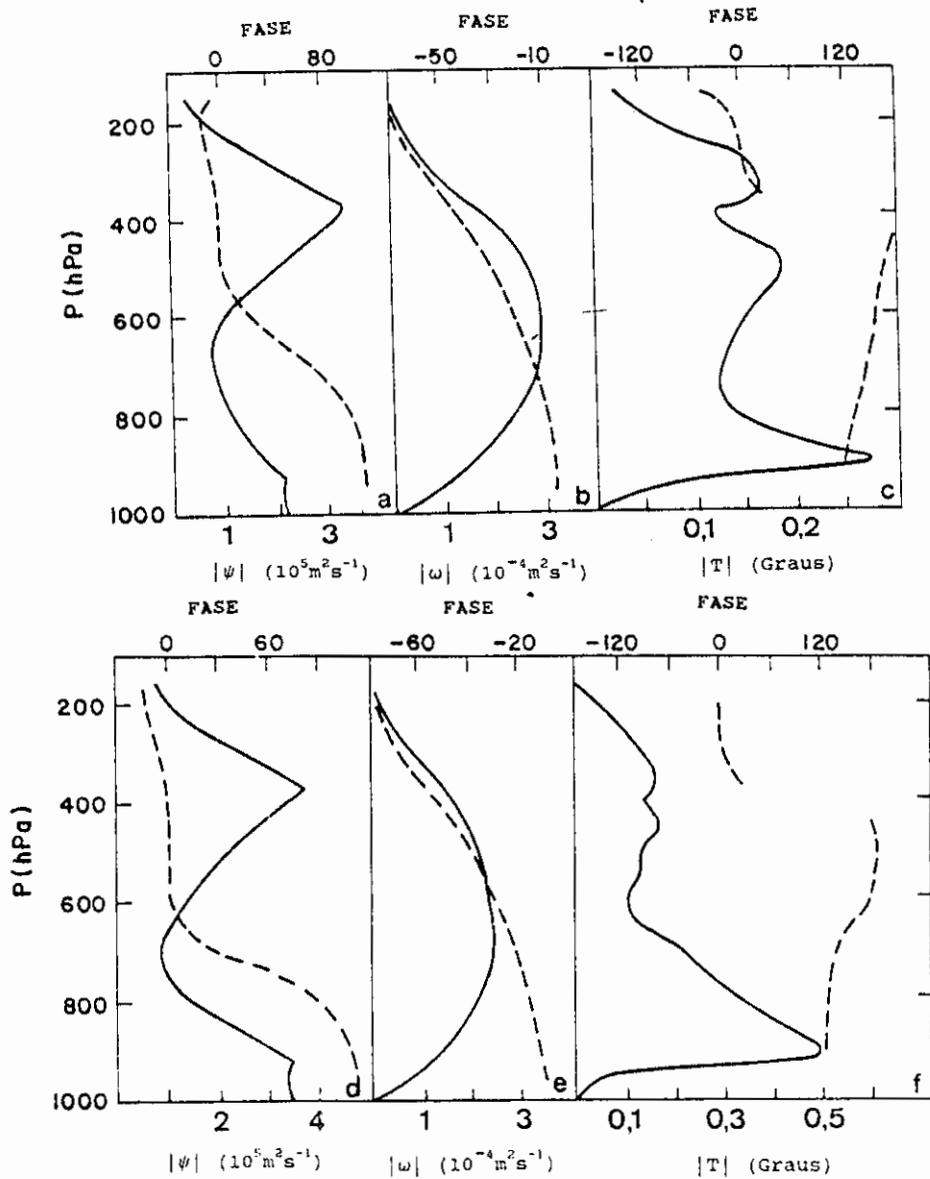


Fig. 3.6 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza: a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para a média de 10 invernos; d,e,f) idem aos item a,b,c respectivamente para a média de 10 verões e $\epsilon = 0,0$.

As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.

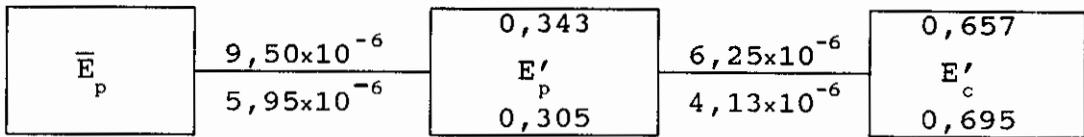


Fig. 3.7 - Ciclo de energia para a média de 10 invernos (números acima) e de 10 verões (número abaixo).

A Unidade de E_p e E_c é m^2s^{-2} e a dos termos de conversão é m^2s^3 .

3.2.2 - CASO ÚMIDO

O papel da liberação de calor latente é estudado utilizando o valor de $\epsilon = 0,6$, que corresponde a um aquecimento de $1,74 \text{ K dia}^{-1}$. O perfil vertical do aquecimento foi fornecido como sendo constante entre os níveis 900 e 400 hPa, e nulo nos outros níveis. O espectro da taxa de crescimento (Figura 3.8) do modo mais instável em função do comprimento de onda, mostra que a onda mais instável durante o inverno ($L = 2.155 \text{ km}$) e o verão ($L = 2.300 \text{ km}$) possui praticamente o mesmo comprimento; porém, a taxa de crescimento é um pouco maior no inverno ($2,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) do que no verão ($1,9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). No inverno, há um comprimento de corte bem definido em 1.000 km, havendo um acentuado aumento da taxa de crescimento até atingir o máximo em $L = 2.155 \text{ km}$. No verão, as ondas com comprimento entre 230 km e 1.000 km, também são instáveis, o mesmo não ocorrendo no inverno. Comparando-se a Figura 3.8 com a Figura 3.4, nota-se que, com a inclusão da liberação de calor latente, há apenas uma faixa de modos instáveis no inverno, o comprimento da onda mais instável diminui e a taxa de crescimento cresce num fator de 5,5 no inverno e de 6 no verão. A velocidade de fase dos modos mais instáveis em função do comprimento de onda (Figura 3.9) mostra uma configuração no inverno semelhante à do verão, mas as

velocidades de fase no inverno são maiores em torno de aproximadamente 3 m/s.

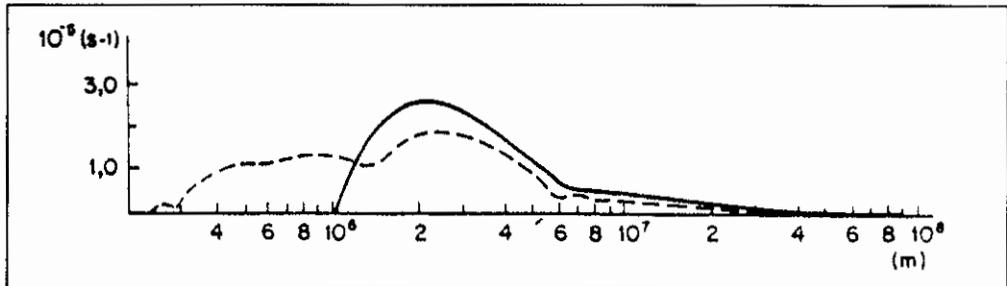


Fig. 3.8 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\varepsilon = 6$.

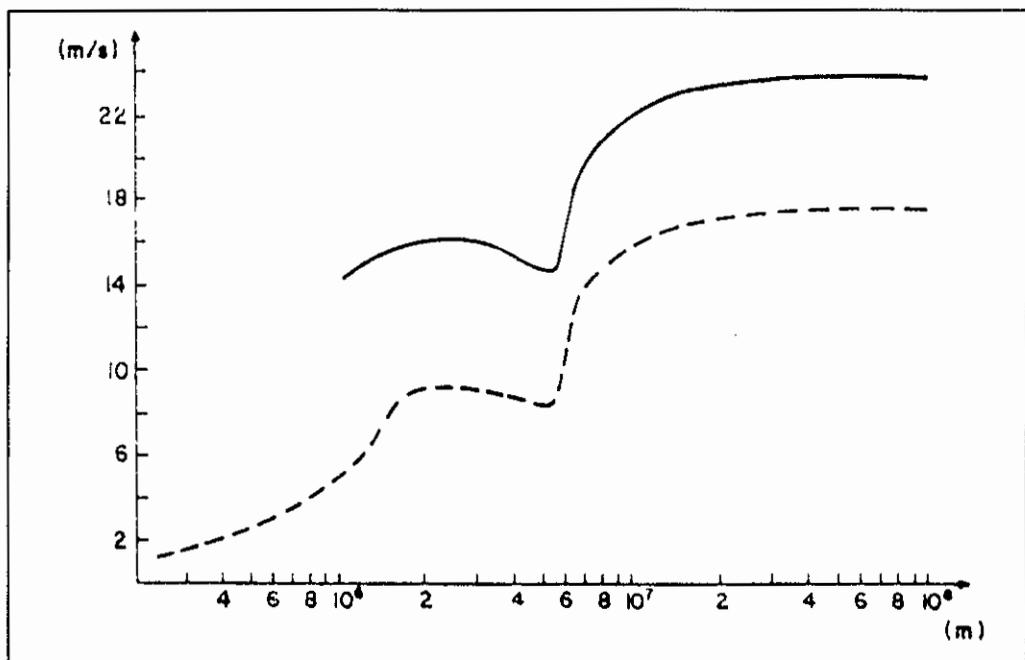


Fig. 3.9 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para a média de 10 invernos (linha contínua) e de 10 verões (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\varepsilon = 6$.

A estrutura vertical da amplitude da função de corrente da onda mais instável, durante o período de verão ($L = 2.300$ km) (Figura 3.10a) e o de inverno ($L = 2.155$ km) (Figura 3.10d) é semelhante à dos modos de Eady, possuindo um mínimo em 725 hPa no verão e em 675 hPa no inverno, um máximo em 375 hPa e outro em 950 hPa durante o inverno e o verão. A fase da função de corrente indica que a onda inclina-se para oeste nos médios e baixos níveis, em ambas as estações do ano. A velocidade vertical mostra uma amplitude máxima em 700 hPa no verão (Figura 3.10e), em 625 no inverno (Figura 3.10b) e inclinação para oeste. A estrutura vertical da temperatura exibe uma amplitude máxima em 900 hPa e dois máximos secundários nos altos níveis em ambas as estações do ano.

O ciclo de energia da onda mais instável (Figura 3.11) mostra que a energia cinética da perturbação é maior no inverno do que no verão e que a energia potencial disponível da perturbação é maior no verão, exatamente o inverso do que ocorre no caso seco. Os termos de conversão CPP, CPE e a geração de energia potencial disponível por liberação de calor latente (G) são maiores no inverno do que no verão, o que mostra também neste caso a conversão baroclínica.

3.3 - EZEIZA: INVERNOS DE 1981 E DE 1983

A comparação das condições atmosféricas entre os invernos de 1981 e de 1983 é importante, pois foram dois invernos extremos em relação a ciclogênese (ver Capítulo 2). O perfil da temperatura média dos invernos de 1981 e de 1983 (Figura 3.12) indica que as temperaturas eram menores em 1983, abaixo de 800 hPa, e maiores entre 600 e 800 hPa. O perfil do vento zonal (Figura 3.13) mostra que os ventos encontravam-se mais intensos nos altos níveis em 1983.

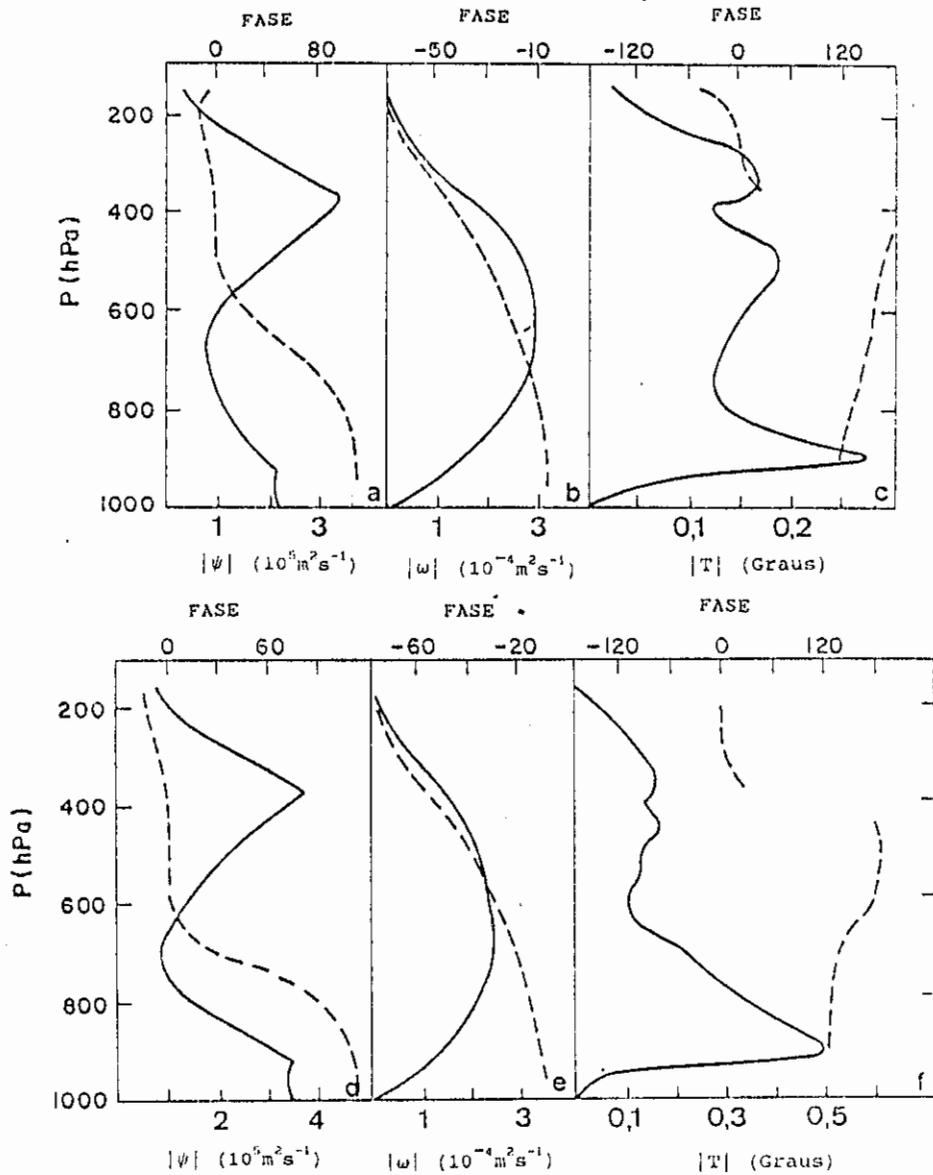


Fig. 3.10 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza: a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para a média de 10 invernos; d,e,f) idem aos item a,b,c respectivamente para a média de 10 verões e $\varepsilon = 0,6$.

As linhas contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.

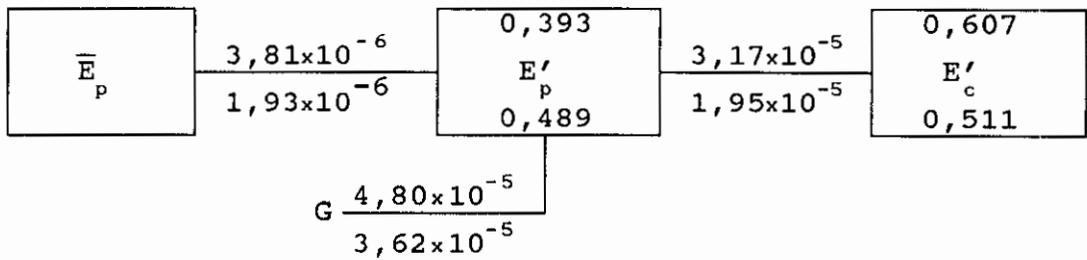


Fig. 3.11 - Ciclo de energia para a média de 10 invernos (números acima) e de 10 verões (número abaixo).

A unidade de E_p e E_c é $m^2 s^{-2}$ e a dos termos de conversão e de geração $m^2 s^{-3}$.

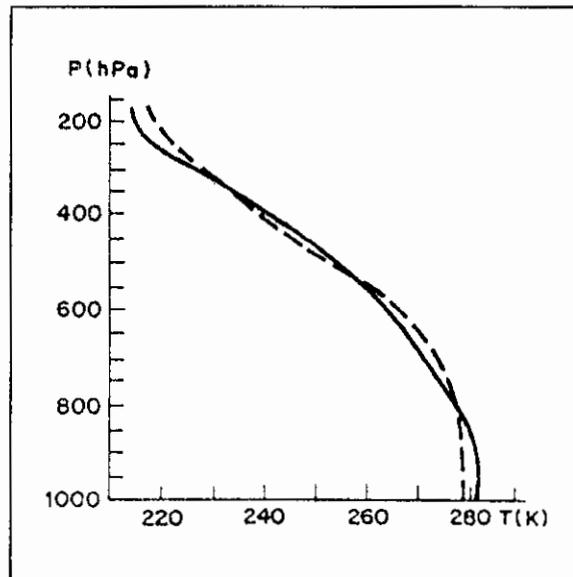


Fig. 3.12 - Perfil vertical da temperatura média do inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) da estação de Ezeiza.

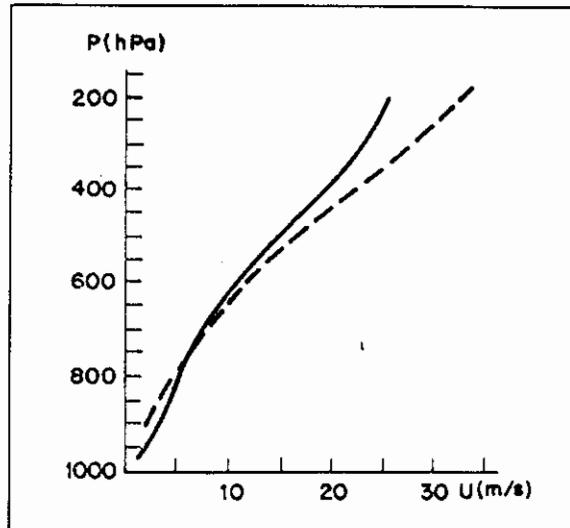


Fig. 3.13 - Perfil vertical do vento zonal médio do inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) da estação de Ezeiza.

3.3.1 - CASO SECO

O espectro da taxa de crescimento (Figura 3.14) e da velocidade de fase (Figura 3.15) do modo normal mais instável, em função do comprimento de onda, revela que em 1981 havia três máximos bem definidos, um em torno de 1.200 km com $c = 2,5$ m/s, o segundo em 2.450 km com $c = 13,6$ m/s; e o terceiro em 5.145 km com $c = 4,9$ m/s. Observa-se também que esses espectros são semelhantes aos de verão analisados na seção 3.2.1. Em 1983, havia somente um máximo em $L = 2.415$ km, com $c = 14,5$ m/s, e a taxa máxima de crescimento em 1983 era duas vezes e meia maior do que a de 1981.

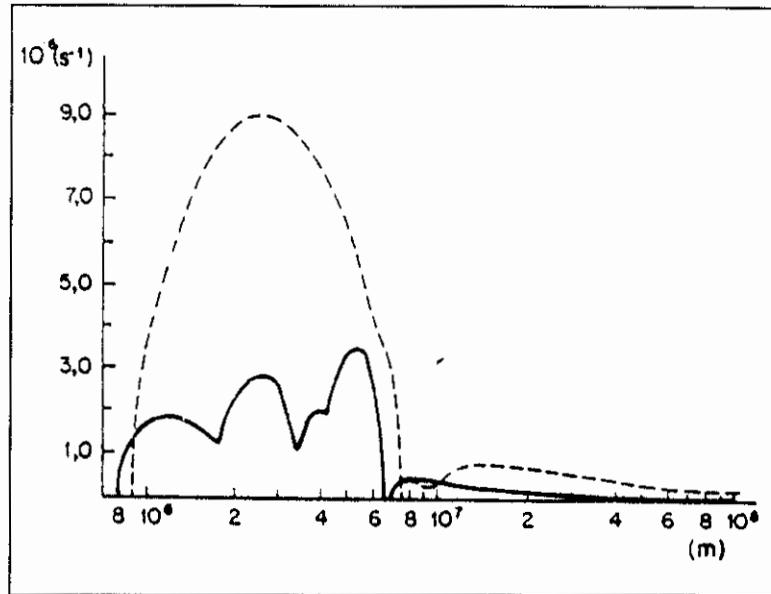


Fig. 3.14 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\epsilon = 0$.

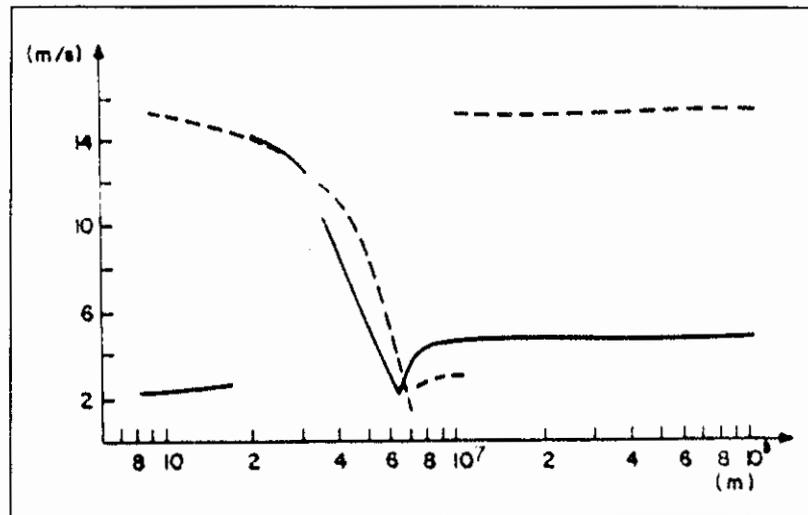


Fig. 3.15 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\epsilon = 0$.

A Figura 3.16 mostra a estrutura vertical da amplitude e da fase da função de corrente, do movimento vertical, e da temperatura para a onda mais instável durante o inverno de 1981 ($L = 5.145$ km) e 1983 ($L = 2.415$ km). A função de corrente em 1981 (Figura 3.16a) possui uma amplitude máxima nos altos níveis e uma mínima nos baixos, sendo que a onda inclina-se para oeste. Em 1983 (Figura 3.16d), observa-se que a amplitude da função de corrente possui um máximo em torno de 400 hPa e a fase exibe uma região altamente baroclínica entre 600 e 400 hPa. O movimento vertical em 1981 (Figura 3.16b) assemelha-se ao da média de 10 invernos (Figura 3.6b), com máximo em 500 hPa; e em 1983 (Figura 3.16e) o movimento vertical próximo à superfície e no topo da coluna possui valores muito pequenos, depois cresce rapidamente até atingir um máximo em 500 hPa. A estrutura vertical da amplitude da temperatura mostra um máximo na superfície em 1981 (Figura 3.16c), um secundário em 500 hPa e inclinação para leste até 500 hPa. Acima deste nível a inclinação é para oeste. Em 1983, a temperatura (Figura 3.16f) possui três máximos: o 1º em torno de 700 hPa; o 2º, o mais intenso, em 500 hPa; e o 3º em 300 hPa. A fase da temperatura em 1983 indica que nos baixos níveis não há inclinação e nos altos níveis a inclinação é para oeste.

O ciclo de energia da onda mais instável para os invernos de 1981 e 1983 (Figura 3.17) mostra que em 1981, a energia cinética da perturbação era maior e que a energia potencial disponível da perturbação era menor do que em 1983. Os termos de conversão CPP e CPE eram maiores em 1983.

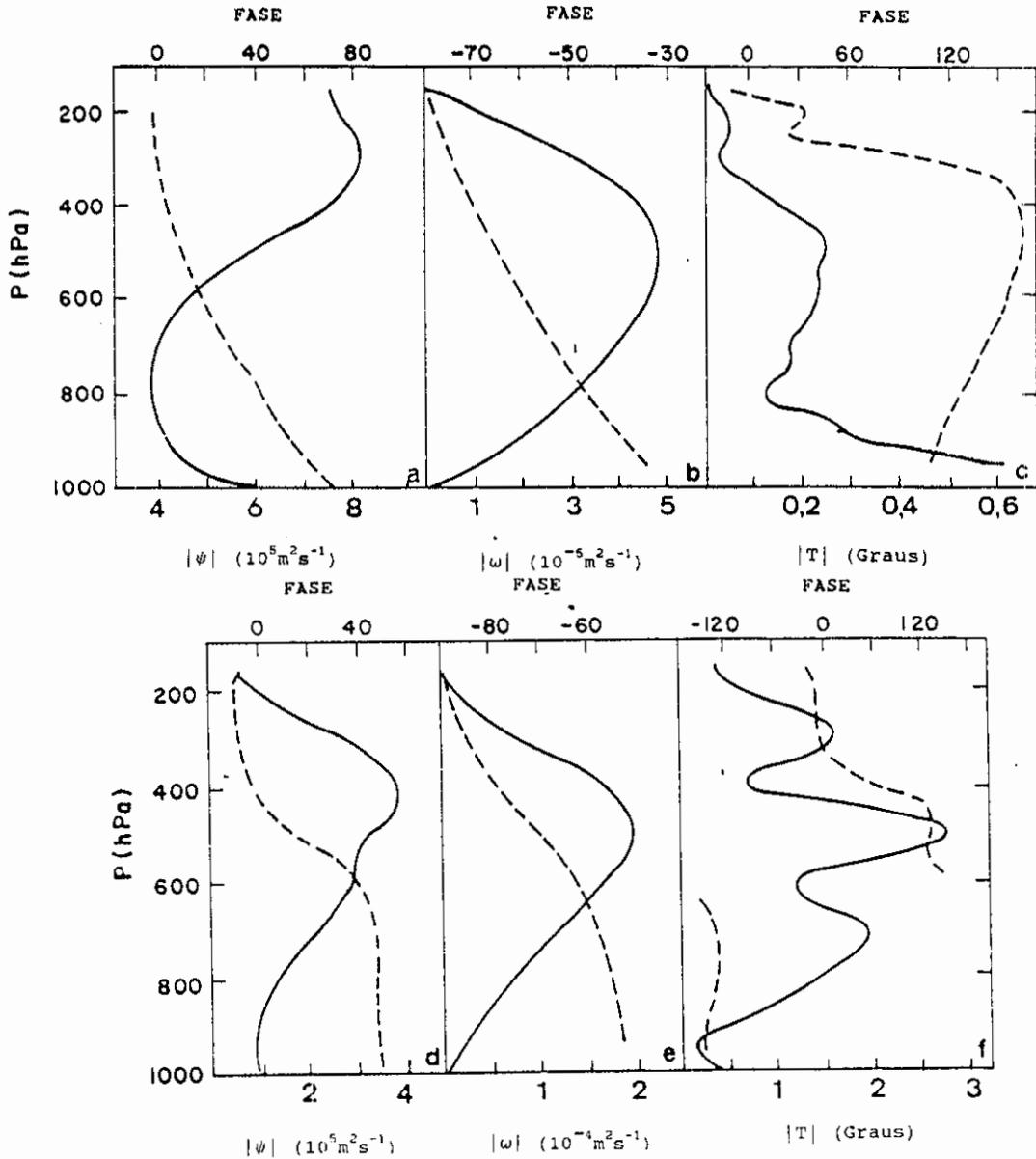


Fig. 3.16 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza: a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para o inverno de 1981; d,e,f) idem aos item a,b,c respectivamente para o inverno de 1983 e $\epsilon = 0,0$.

As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.

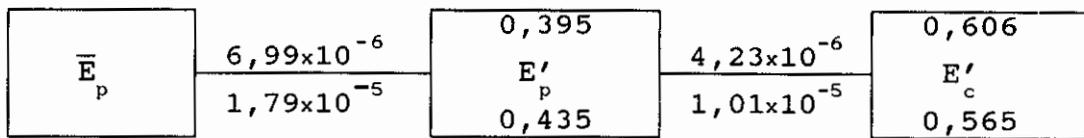


Fig.3.17 - Ciclo de energia para o inverno de 1981 (números acima) e o de 1983 (número abaixo).

A unidade de E_p e E_c é $m^2 s^{-2}$ e a dos termos de conversão $m^2 s^{-3}$.

3.3.2 - ANÁLISE UMIDA

Na análise úmida ($\epsilon = 0,6$) existe uma tendência para que o espectro da taxa de crescimento (Figura 3.18) e o da velocidade de fase (Figura 3.19) dos invernos de 1981 e 1983 sejam semelhantes, possuindo a taxa de crescimento um máximo secundário nas ondas curtas e um máximo principal em torno de 2.000 km. Entretanto, a taxa de crescimento é maior em 1983 para os modos com comprimento de onda maior do que 820 km. A velocidade de fase para os comprimentos de onda menor do que 760 km e entre 5.300 e 8.000 km é maior em 1981; e para os outros comprimentos de onda, é maior em 1983.

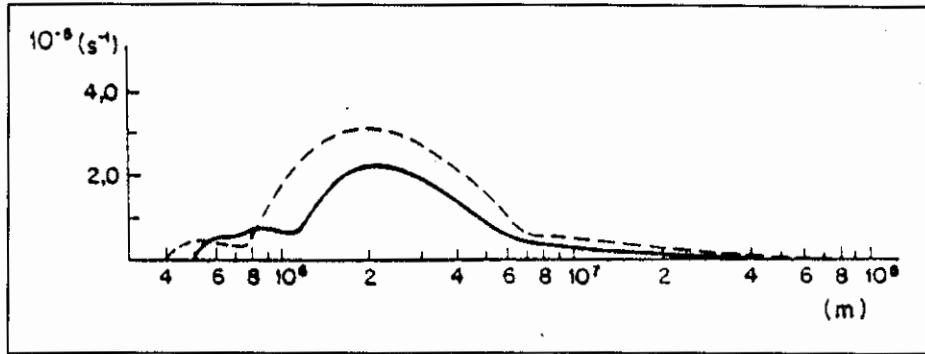


Fig. 3.18 - Espectro da taxa de crescimento em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\varepsilon = 0,6$.

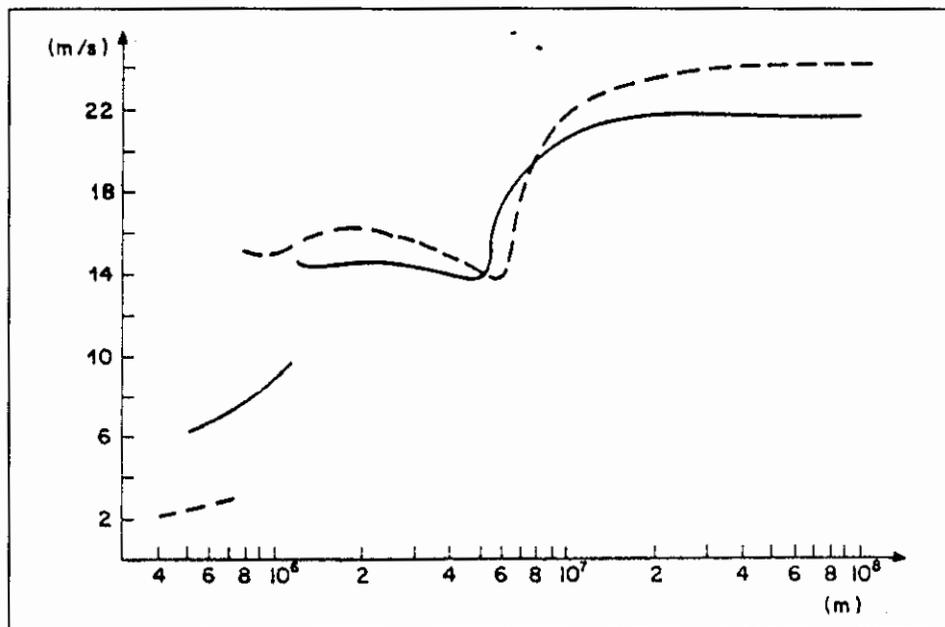


Fig. 3.19 - Espectro da velocidade de fase em função do comprimento de onda para o inverno de 1981 (linha contínua) e o de 1983 (linha tracejada) para a estação de Ezeiza e $\varepsilon = 0,6$.

A Figura 3.20 mostra a estrutura vertical da amplitude e da fase da função de corrente, do movimento vertical, e da temperatura do modo mais instável para o inverno de 1981 ($L = 2.125$ km) e 1983 ($L = 1.960$ km). A função de corrente para o inverno de 1981 (Figura 3.20a) mostra uma estrutura vertical semelhante à do modo de Eady, e a fase indica que a onda inclina-se para oeste com a altura, sendo esta mais acentuada entre 800-600 hPa. Em 1983, a estrutura vertical da função de corrente (Figura 3.20d) difere de 1981 por não apresentar um mínimo bem definido em 700 hPa. O movimento vertical exibe um máximo em 650 hPa para 1981 (Figura 3.20b) e em 550 hPa para 1983 (Figura 4 20e), e nos dois caso a fase mostra uma inclinação para oeste. A amplitude da temperatura em 1981 (Figura 3.20c) apresenta um mínimo de 950 hPa, outro em torno de 625 hPa e um terceiro no topo, e exibe um máximo em 900 hPa e em 450 hPa. A fase mostra que a onda associada à temperatura inclina-se para leste entre a superfície e 600hPa. Em 1983, a estrutura vertical da amplitude da temperatura (Figura 3.20f) mostra um mínimo em 800 hPa e em 400 hPa, e máximos em 900, 525 e 350 hPa.

O ciclo de energia da onda mais instável (Figura 3.21) evidencia que em 1981, a energia cinética da perturbação era maior e que a energia potencial disponível da perturbação era menor do que em 1983. Os termos de conversão CPP e CPE eram maiores em 1983. O termo de geração de energia potencial disponível da perturbação por liberação de calor latente era maior em 1983.

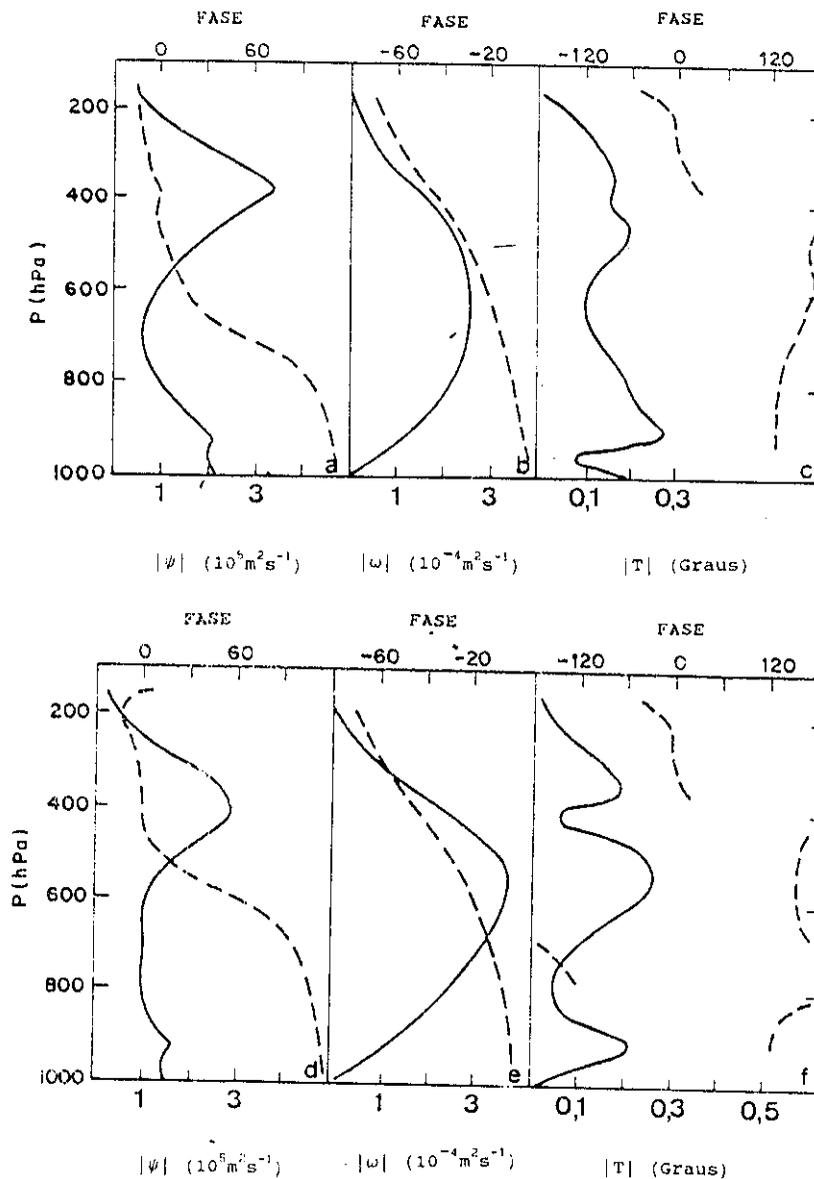


Fig. 3.20 - Estrutura vertical das seguintes variáveis para a onda mais instável do perfil vertical de Ezeiza: a,b,c) função de corrente, movimento vertical e temperatura, respectivamente, para o inverno de 1981; d,e,f) idem aos item a,b,c respectivamente para o inverno de 1983 e $\epsilon = 0,6$.

As linha contínuas representam as amplitudes e as tracejadas as fases.

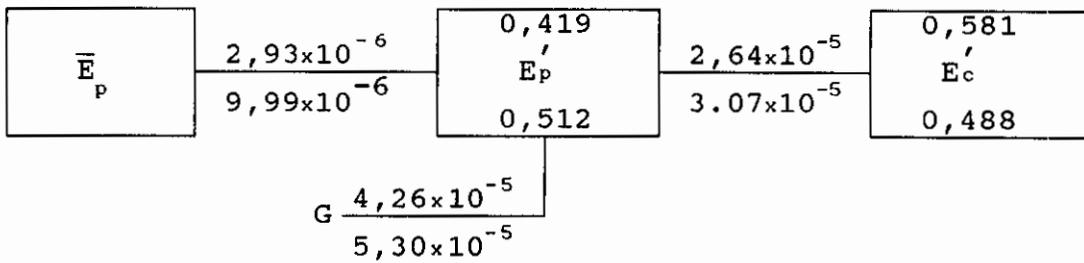


Fig. 3.21 - Ciclo de energia para o inverno de 1981 (números acima) e o de 1983 (números abaixo).

A unidade de E_p e E_c é $m^2 s^{-2}$, a dos termos de conversão e de geração $m^2 s^{-3}$.

3.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo foi examinada a importância que a instabilidade baroclínica possui na formação dos ciclones extratropicais da América do Sul. Neste estudo, utilizou-se um modelo quase-geostrófico, linear, multinível com parametrização de liberação de calor latente proposta por Mak (1982). Foram utilizados os perfis verticais médios da temperatura e do vento zonal de Ezeiza de 10 invernos e de 10 verões. Esses perfis foram selecionados por Ezeiza estar localizada próxima a um dos centros de máxima ciclogênese. Os invernos de 1981 e 1983 também foram escolhidos para verificar a variação interanual, pois a frequência de ciclogênese possui um mínimo em 1981 e um máximo em 1983.

A análise seca (sem liberação de calor latente) da média dos invernos e verões (Figura 3.4) mostra que no inverno existem duas faixas de modos instáveis uma entre os comprimentos de onda de 810-1.500 km e a outra entre 2.300- 7.000 km, sendo a segunda (ondas com comprimento da ordem dos ciclones de grande escala) mais instável no inverno do que verão. No caso úmido ($\epsilon = 0,6$)

(Figura 3.8), as ondas com comprimentos de ondas maiores do que 1.200 km são mais instáveis no inverno. As ondas com comprimento entre 230-1.000 km são instáveis apenas no verão. Estes resultados mostram que no inverno há uma preferência por formação de ciclones de grande escala, ao passo que no verão, existe a possibilidade de se formarem ciclones de comprimento de onda menor a 1.000 km. Comparando a análise úmida com a seca, observa-se que o comprimento da onda mais instável diminui e a taxa de crescimento aumenta por um fator de 5,5 no inverno e 6 no verão quando se inclui liberação de calor latente associado a um aquecimento de $1,74 \text{ k dia}^{-1}$. A estrutura vertical da função de corrente, movimento vertical e temperatura pouco difere entre o inverno e o verão.

A comparação do comportamento dos modos normais no caso de um inverno de menor frequência (1981) de ciclogênese com a de maior (1983) mostra que tanto na análise seca como na úmida as ondas são mais instáveis em 1983. Entretanto, na análise seca a taxa de crescimento da onda mais instável é duas vezes e meia maior que em 1981, diferença esta que não acontece na análise úmida.

Através desta análise pode-se concluir que a variação sazonal e interanual da frequência de ciclogênese está associada a mecanismos baroclínicos; porém, não explica a localização do máximo de ciclogênese sobre o Uruguai que provavelmente pode estar associado com efeitos orográficos.

CAPÍTULO 4

ESTUDO DE CASOS DE CICLOGÊNESE

Estudos observacionais visando um melhor entendimento dos mecanismos de formação dos ciclones extratropicais sobre a América do Sul são de suma importância, tanto devido ao papel principal que este sistema possui na alteração do tempo sobre a região em que este atua, como também pela falta de trabalhos realizados com o objetivo de entender melhor a dinâmica dos ciclones extratropicais sobre a região da América do Sul. Desse modo, realiza-se neste capítulo um estudo de dois casos de ciclogênese sobre a América do Sul, ambos objetivando um maior conhecimento sobre os processos físicos e dinâmicos da atmosfera que possam levar à formação de um ciclone de inverno e um de verão. O caso de inverno formou-se no dia 19 de julho de 1979 e o de verão, no dia 17 de novembro de 1979.

Neste estudo foram utilizadas as imagens do satélite GOES do arquivo do INPE e os dados de temperatura, altura geopotencial e componentes meridional e zonal do vento nos níveis padrões. Estes dados foram obtidos do National Meteorological Center (NMC) e estão na forma de dois conjuntos de dados:

- 1) Grade Tropical - de 48,1°N a 48,1°S divididas em 23 latitude e espaçamento de 5° de longitude.
- 2) Grade Global - espaçamento de 2,5°x 2,5° de lat x long.

4.1 - CASO DE INVERNO (19 A 22 DE JULHO DE 1979)

Neste item será estudada a formação do ciclone que se origina ao longo de uma frente fria sobre a Argentina, evidenciando características de um distúrbio baroclínico. Durante o seu deslocamento, será observado a interação da onda de Rossby topográfica com o ciclone. A Figura 4.1 mostra a sequência de imagens do satélite Goes-E para o período de 19 a 21 de julho de 1979. Nesta figura observa-se que no dia 19, às 01:46 UTC (Figura 4.1a), existia forte difluência no escoamento, em altos níveis, sobre a região central da América do Sul. Sobre o Uruguai e sul do Brasil havia uma região de atividade convectiva associada à presença de um sistema frontal. Após nove horas (Figura 4.1b), verifica-se sobre o extremo sul do Rio Grande do Sul a existência de um vórtice ciclônico e de uma banda de nebulosidade com orientação quase meridional. No dia 20, às 00:19 UTC (Figura 4.1c), destaca-se que essa banda adquiriu orientação noroeste-sudeste e intensificou-se. Porém, sobre o sul do Brasil, observa-se uma região com nuvens baixas e médias associadas com o centro de baixa pressão. Após o período de um dia (Figura 4.1d), o ciclone está bem definido no seu estágio maduro.



Fig. 4.1 - Imagens do satélite Goes, no canal infravermelho para: 19 de julho de 1979 às 01:46 UTC (a) e às 10:46 UTC (b), 20 de julho de 1979 às 00:19 UTC (c) e às 01:46 UTC (d).

As cartas da componente vertical da vorticidade relativa para 700 hPa e 300 hPa de 19 a 20 de julho de 1979 estão expostas nas Figura 4.2 e 4.3, respectivamente. Em 700 hPa, observa-se a existência de uma região de vorticidade ciclônica no dia 19 às 00:00 UTC sobre a Argentina e norte do Chile, na qual se destacam dois centros fechados, um próximo à Baía Blanca e o outro ao norte do Chile (Figura 4.2a). Doze horas depois, surge um outro centro a oeste do Uruguai (Figura 4.2b), que indica a formação do ciclone. Na sequência o sistema intensifica-se e desloca-se para nordeste, paralelo à costa e à cordilheira dos Andes.

Em 300 hPa (Figura 4.3) existe também uma região de vorticidade ciclônica sobre a Argentina, porém no dia 19, às 00:00 UTC, havia somente um centro fechado sobre o mar Del Plata. Às 12:00 UTC desse dia surge um outro centro sobre os Andes (Figura 4.3b), o qual se desloca para leste. A trajetória desse centro ciclônico acompanha o escoamento médio de inverno nesse nível, o qual é zonal. Entretanto, o mesmo não ocorre com o centro ciclônico em 700 hPa, como pode ser visto na Figura 4.4, que se desloca inicialmente para nordeste e, posteriormente, para sudeste. Esta trajetória nos baixos níveis é similar à dos ciclones formados a sotavento das montanhas Rochosas (Buzzi et al., 1987).

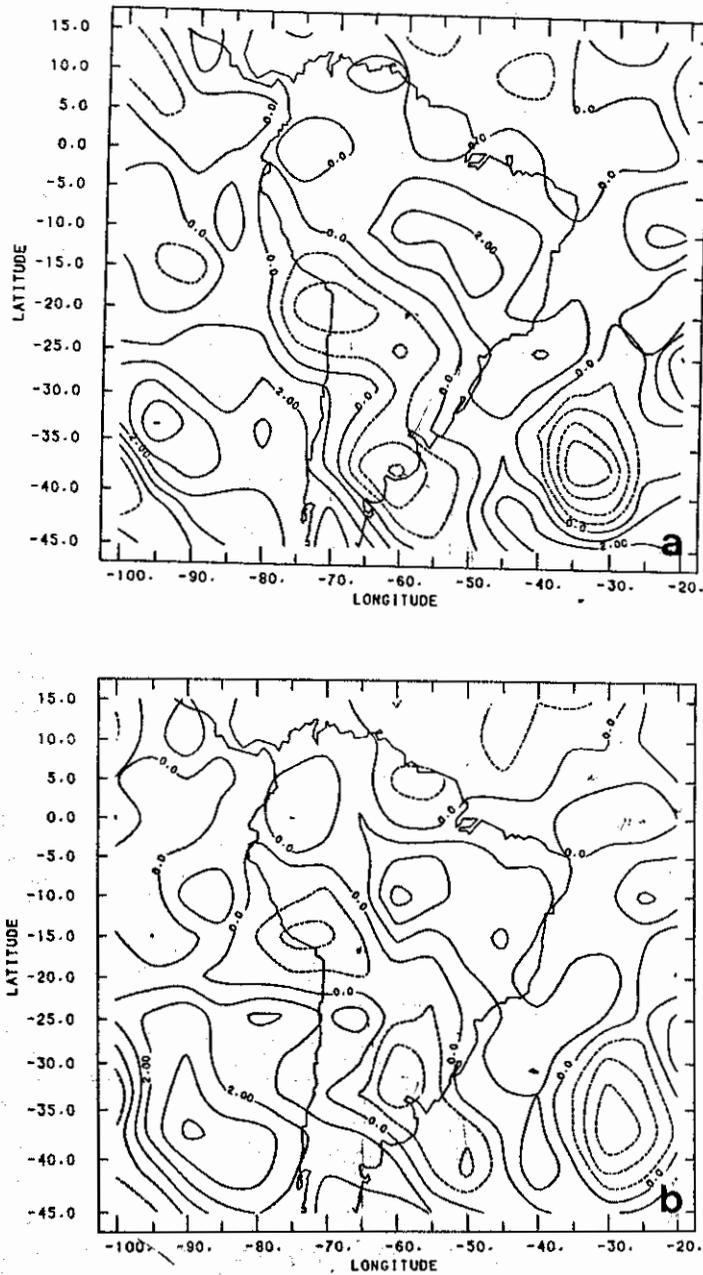


Fig. 4.2 - Componente vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) no nível de 700 hPa para: a) 19 de julho de 1979 às 00:00 UTC; b) 19 de julho de 1979 às 12:00 UTC; 20 de julho de 1979 às 00:00 UTC; 20 de julho de 1979 às 12:00 UTC.

(continua)

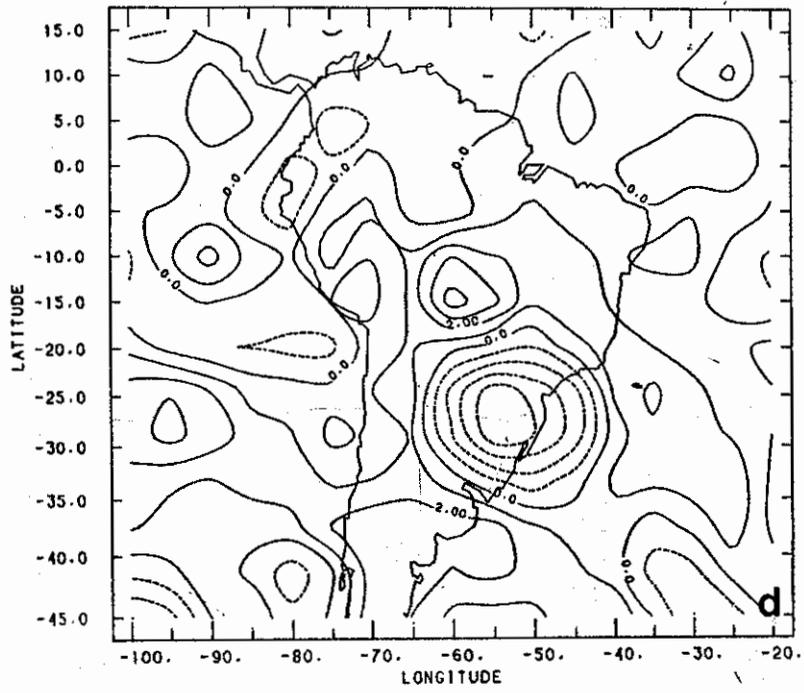
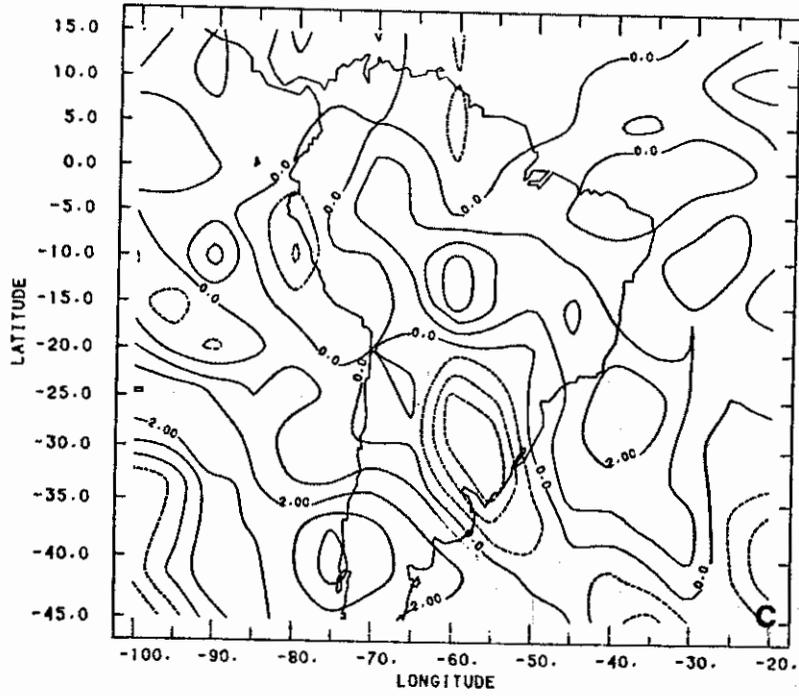


Fig 4.2 - Conclusão.

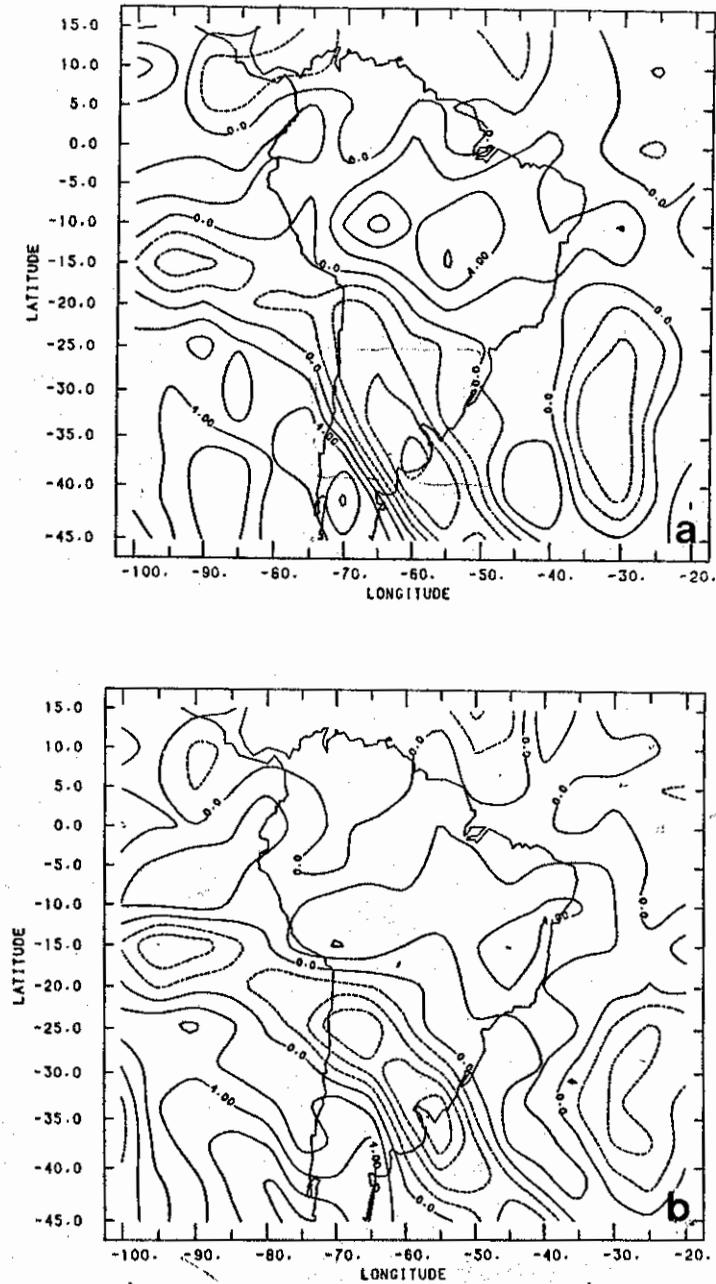


Fig. 4.3 - Componente vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) no nível de 300 hPa para: a) 19 de julho de 1979 às 00:00 UTC; b) 19 de julho de 1979 às 12:00 UTC; 20 de julho de 1979 às 00:00 UTC; 20 de julho de 1979 às 12:00 UTC.

(continua)

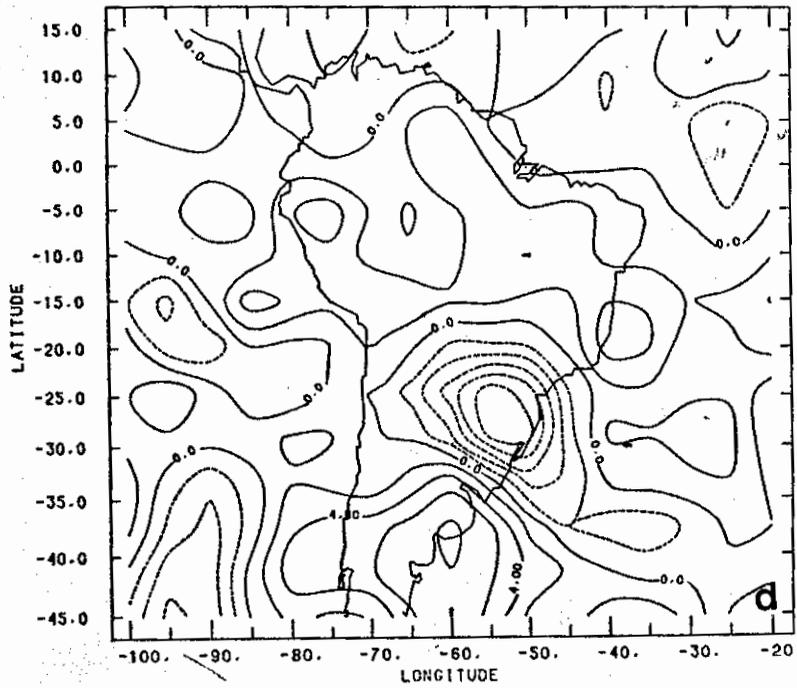
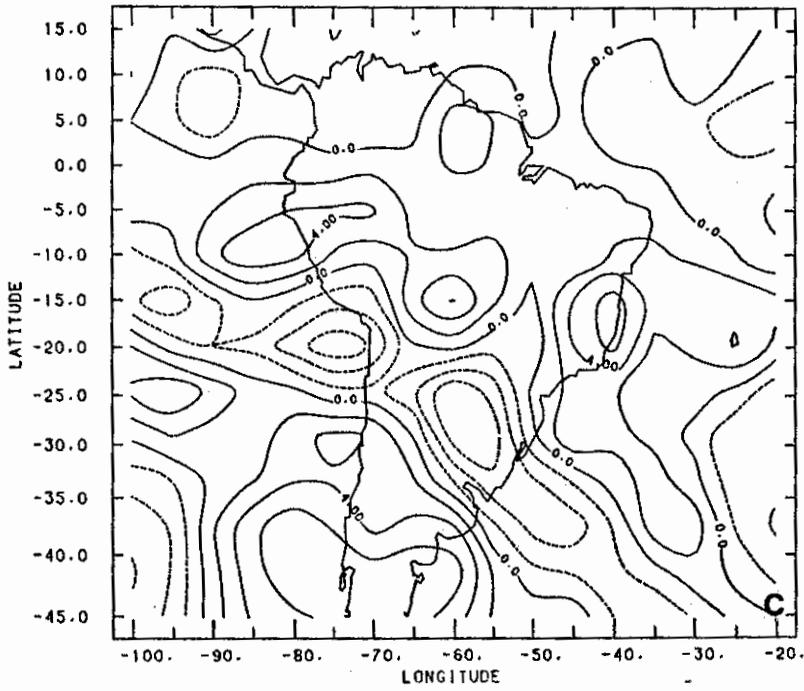


Fig. 4.3 - Conclusão.

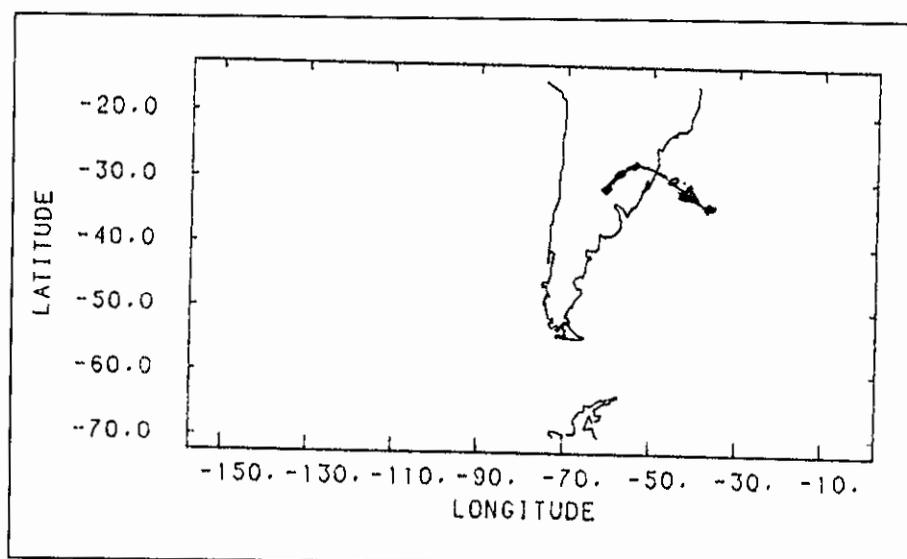


Fig 4.4 - Trajetória do ciclone durante o período de 17 a 20 de novembro de 1979.

As seções verticais da componente vertical da vorticidade relativa versus longitude para 30°S (Figura 4.5) mostram algumas características interessantes desse sistema ciclônico: propagação para leste, inclinação para oeste com a altura e intensificação do sistema. No dia 19, às 00:00 UTC (Figura 4.5a), o distúrbio possuía valores mais altos de vorticidade relativa nos altos níveis entre 60° - 70°W . Após doze horas (Figura 4.5b), o sistema enfraqueceu nos altos níveis, estendeu-se para níveis mais baixos e adquiriu uma inclinação para oeste com altura acima de 850hPa. O sistema intensificou-se, possuindo uma pequena inclinação na vertical para oeste entre 850 e 700hPa no dia 20, às 12:00 UTC (Figura 4.5d). Ainda assim, o distúrbio continuou intensificando-se até o dia 21, às 00:00 UTC, quando atingiu o seu máximo, tornou-se então barotrópico equivalente e começou a enfraquecer. No dia 22, às 00:00 UTC, adquiriu inclinação para leste. Esta evolução revela a importância do efeito da instabilidade baroclínica no desenvolvimento deste ciclone ao mostrar claramente

várias características do ciclo de vida dos distúrbios baroclínicos. Num recente estudo, Randel e Stanford (1985) examinaram o ciclo de vida de um distúrbio baroclínico de verão do Hemisfério Sul, o qual mostrou algumas similaridades tais como: movimento para leste, intensificação quando este inclina-se para oeste na vertical e decaimento quando a inclinação é reduzida.

A fim de observar se a atmosfera encontrava-se baroclinicamente instável durante o período de vida do ciclone, determina-se a condição necessária para que ocorra instabilidade baroclínica. Segundo Charney e Stern (1962), numa atmosfera sem gradiente de temperatura na superfície, a condição necessária para que ocorra instabilidade baroclínica é que o perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial quase geostrófica mude de sinal em alguma parte da coluna atmosférica. Portanto, calculou-se o perfil vertical do gradiente de vorticidade potencial através da Equação 4.1, (James e Hoskins, 1985) para uma determinada faixa longitudinal onde se encontrava o ciclone, dado por:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta - \frac{f_0^2}{\sigma} \cdot \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial p^2} - f_0^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \cdot \frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{1}{\sigma} \right) \quad (4.1)$$

onde \bar{u} é o vento médio zonal determinado para a região onde se encontra o distúrbio; as derivadas verticais foram calculadas pelo método de diferenças finitas centradas.

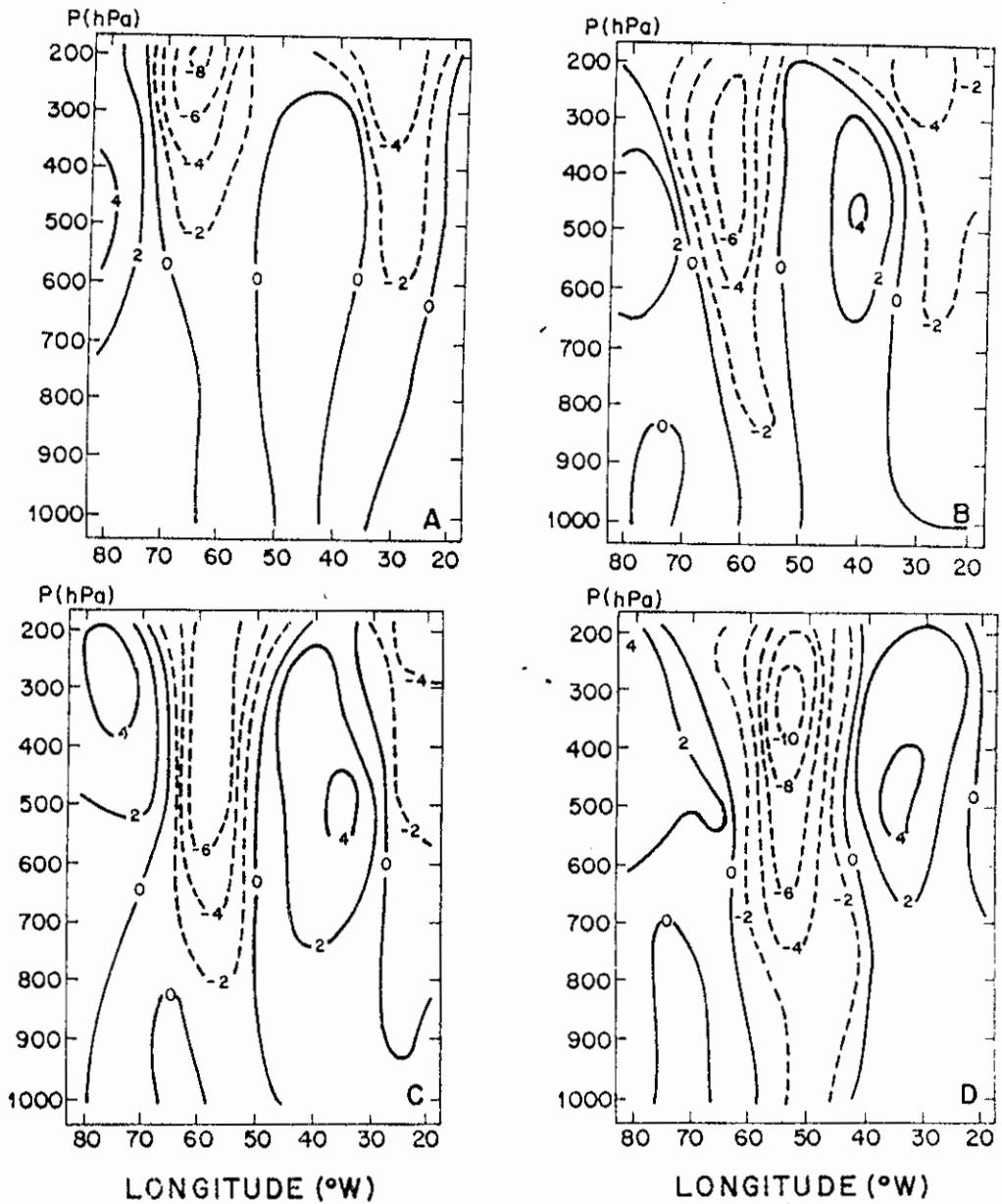


Fig. 4.5 - Seção vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) versus longitude, na latitude de 30°S para: 19 de julho de 1979 às 00:00 UTC (a) e às 12:00 UTC (b); 20 de julho de 1979 às 00:00 UTC (c) e às 12:00 (d) UTC; 21 de julho de 1979 às 00:00 UTC (e) e às 12:00 UTC (f); 22 de julho de 1979 às 00:00 UTC (g).

(continua)

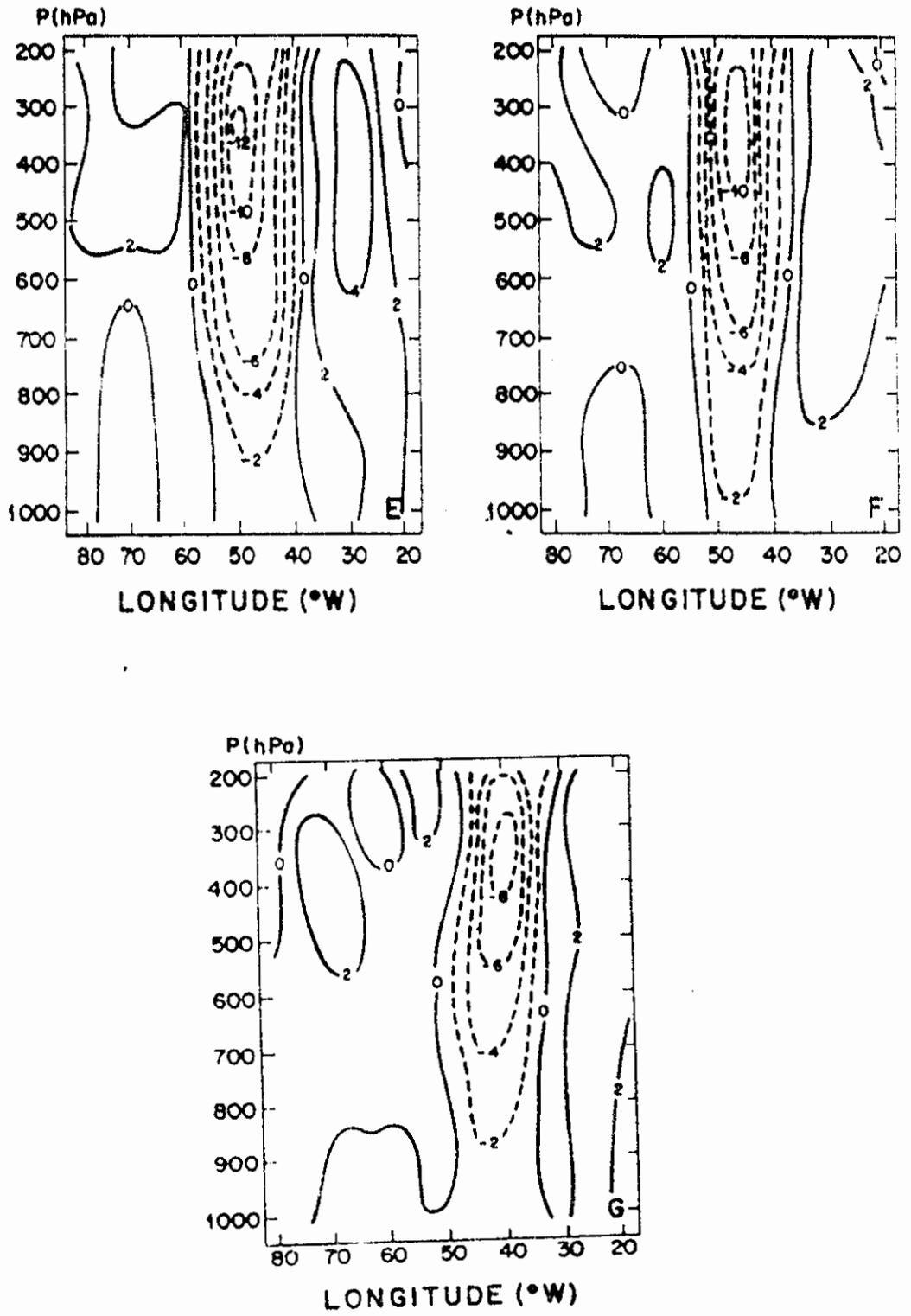


Fig. 4.5 Conclusão.

A Figura 4.6 mostra o perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial para o período de 19 a 21 de julho de 1979 sobre a latitude de 30°S . A faixa longitudinal abrangida para calcular \bar{u} encontra-se na legenda da figura. Observa-se que, durante todo o período, o gradiente de vorticidade potencial muda de sinal em algum nível da coluna atmosférica, mostrando que durante o período de vida do ciclone havia condições para que a atmosfera estivesse instável baroclínicamente.

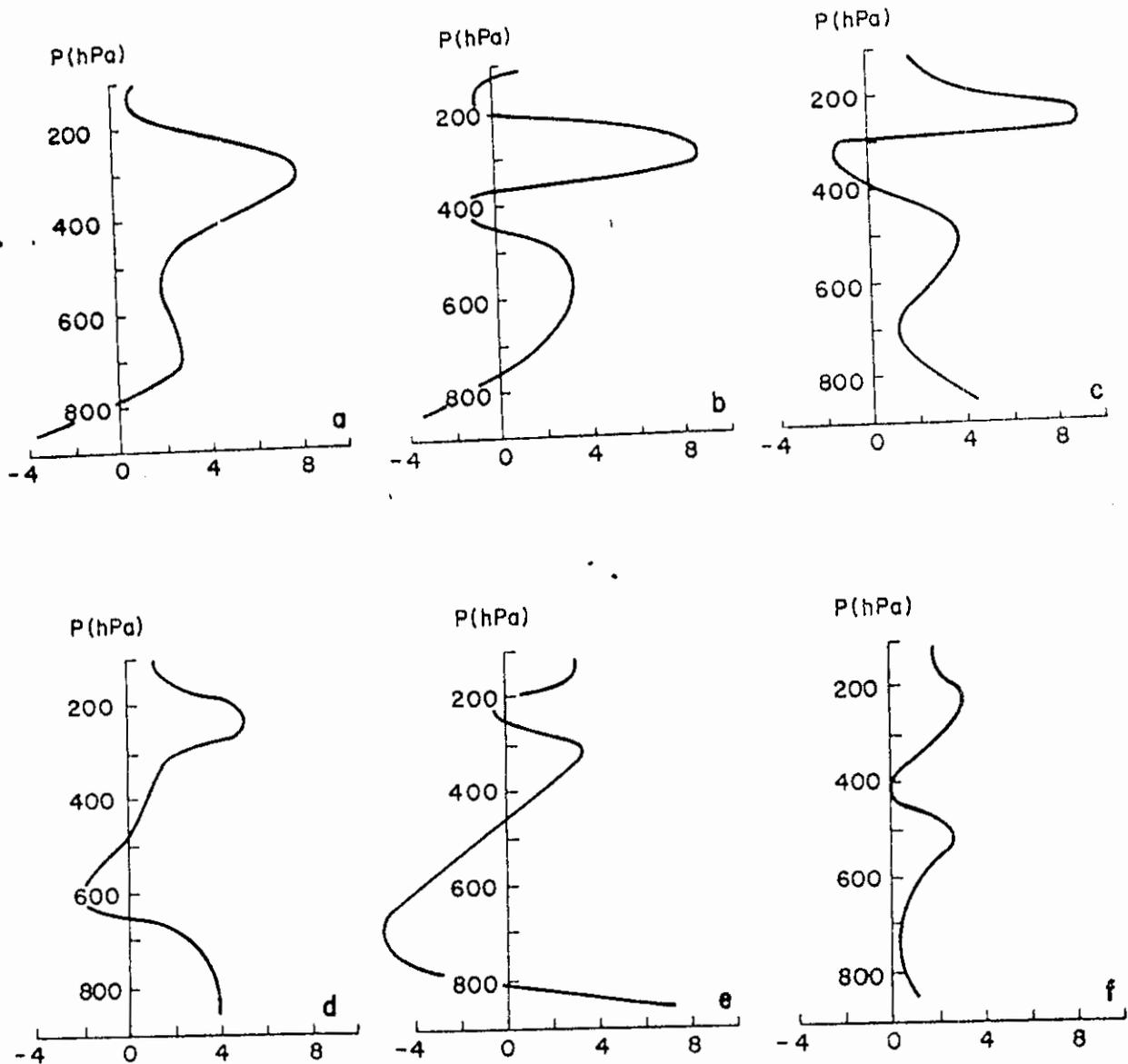


Fig. 4.6 - Perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial ($10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) em 30°S , a) 19 de julho de 1979 às 00:00 UTC e 70°W - $52,5^\circ \text{W}$; b) 19 de julho de 1979 às 12:00 UTC e 65°W - 50°W c) 20 de julho de 1979 às 00:00 UTC e 65°W - 50°W d) 20 de julho de 1979 às 12:00 UTC e 65°W e $42,5^\circ \text{W}$; e) 21 de julho de 1979 às 00:00 UTC e $57,5^\circ \text{W}$ - 40°W ; f) 21 de julho de 1979 às 12:00 UTC e $52,5^\circ \text{W}$ - 40°W .

O crescimento dos distúrbios baroclínicos relaciona-se com a conversão de energia potencial disponível da perturbação em energia cinética da perturbação. Então, faz-se necessário realizar um estudo dos termos da equação do balanço da energia cinética com o objetivo de observar os processos envolvidos na transformação de energia. A equação do balanço da energia cinética para uma camada da atmosfera sobre uma região limitada pode ser obtida através da seguinte equação (Kung e Baker, 1975):

$$\left[\frac{\partial K}{\partial t} \right] + [\nabla \cdot \mathbf{V}K] + \left[\frac{\partial \omega K}{\partial p} \right] = -[\mathbf{V} \cdot \nabla \phi] + [E] \quad (4.2)$$

onde $K = 1/2 \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}$ é a energia cinética por unidade de massa, E é o resíduo; e $[]$ envolvendo uma variável, significa a média sobre uma determinada quantidade de massa atmosférica determinada por:

$$[X] = (gA)^{-1} \int_{p_1}^{p_2} \int_A X \cdot dA \cdot dp \quad (4.3)$$

onde $p_2 > p_1$ e A é a área que abrange o sistema durante o seu ciclo de vida. O termo $[\partial K / \partial t]$ representa a variação da energia cinética durante 24 horas; $[\nabla \cdot \mathbf{V}K]$ e $[\partial \omega K / \partial p]$ a divergência horizontal e vertical do fluxo de energia cinética, respectivamente; e $-\mathbf{V} \cdot \nabla \phi$ a conversão adiabática de energia potencial disponível em energia cinética do distúrbio devido à aceleração ageostrófica do fluxo. Este último termo é o da fonte interna, que representa a conversão de energia potencial disponível em energia cinética. Os termos da Equação 4.2 foram calculados usando a técnica de diferenças finitas centradas e a velocidade vertical (ω) utilizando a equação da continuidade e fazendo um ajuste de massa como efetuado por Cavalcanti (1982). O

termo residual [E] foi calculado de tal forma que os dois membros da Equação 4.2 sejam iguais.

As Tabelas 4.1 a 4.6 mostram os termos da Equação 4.2 para o período de 19 de julho de 1979 às 12:00 UTC, a 22 de julho de 1979, às 00:00 UTC. Nestas tabelas verifica-se que o termo de conversão adiabática é o que mais contribui para o aumento de energia cinética do sistema na fase inicial (Tabelas 4.2), cujos valores, em geral, são máximos na média e alta troposfera. Portanto, há uma conversão baroclínica de energia potencial disponível em energia cinética. Na fase de maturidade (Tabelas 4.3 e 4.4), este termo contribui negativamente na média e alta troposfera, havendo uma conversão de energia cinética em energia potencial nesses níveis. No início da fase de decaimento (Tabela 4.5), este termo volta a ser positivo na média e alta troposfera, exceto acima de 200 hPa. No dia 22, às 00:00 UTC, este termo é negativo em quase toda troposfera. O termo de divergência horizontal, em geral, contribui para que a energia cinética seja exportada. Já o termo de transporte vertical atua para que haja convergência de energia cinética abaixo de 300 ou 400 hPa e divergência acima desses níveis. O termo residual geralmente, balanceia o termo de geração adiabática, o que indica que fontes ou sumidouros energia diabática como liberação de calor latente são importantes e, no futuro, devem ser estudados com maiores detalhes.

Os resultados obtidos neste estudo de caso indicam que o mecanismo principal que propiciou a ciclogênese foi a instabilidade baroclínica. O efeito dos Andes também foi evidenciado durante a trajetória do ciclone, o qual inicialmente teve um deslocamento para nordeste, indicando a presença da onda de Rossby topográfica. Entretanto, o efeito orográfico não ficou evidente no estágio de formação do ciclone.

TABELA 4.1 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 19 DE JULHO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot \mathbf{V} \cdot \mathbf{K}]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\mathbf{V} \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-5,28	23,56	2,17	8,11	12,34
250-200	-5,28	22,76	-1,02	9,13	7,33
300-250	-3,78	9,69	-1,59	12,13	-7,81
400-300	-3,48	8,22	-1,28	20,37	-16,91
500-400	0,38	6,01	-0,47	9,69	-3,77
700-500	2,88	4,90	-0,93	2,87	3,98
850-700	0,83	0,24	0,26	-1,79	3,12
1000-850	0,33	-0,80	0,01	2,79	-3,25
TOTAL	-13,40	74,58	-2,85	63,30	-4,97

TABELA 4.2 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 20 DE JULHO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot \mathbf{V} \cdot \mathbf{K}]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\mathbf{V} \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-1,31	-0,04	1,38	2,01	-1,98
250-200	-1,89	1,20	1,53	9,79	-8,95
300-250	-0,79	1,29	1,49	12,96	-10,97
400-300	0,64	0,33	-0,36	23,00	-22,39
500-400	2,34	0,64	-1,22	21,01	-19,25
700-500	4,31	0,63	-2,89	25,60	-23,55
850-700	1,30	0,41	-0,75	3,97	-3,01
1000-850	0,53	0,12	-0,17	3,66	-3,18
TOTAL	5,13	4,58	-0,99	102,00	-93,38

TABELA 4.3 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 20 DE JULHO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot WK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-1,91	2,04	-0,07	0,90	-0,84
250-200	-1,00	-0,31	-0,13	-7,85	6,41
300-250	0,60	-1,94	1,35	-13,42	13,43
400-300	3,55	-5,68	1,80	-18,71	18,38
500-400	3,75	-4,65	-1,31	-3,40	1,19
700-500	3,14	-2,89	-1,58	2,60	-3,93
850-700	0,49	0,06	-0,28	2,14	-1,87
1000-850	0,02	0,24	-0,09	4,50	-4,33
TOTAL	8,64	-13,13	-0,31	-33,24	28,44

TABELA 4.4 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 21 DE JULHO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot WK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-1,40	3,95	0,41	3,83	-0,87
250-200	-0,97	2,29	0,54	6,77	-4,91
300-250	-1,80	0,15	0,29	7,33	-8,69
400-300	-3,68	1,53	-1,01	0,38	-3,54
500-400	-1,97	5,22	-1,37	-10,56	12,44
700-500	-1,30	7,44	0,48	-8,74	15,36
850-700	0,17	1,84	-0,04	2,42	-0,45
1000-850	0,17	0,56	-0,05	4,89	-4,21
TOTAL	-10,78	22,98	-0,75	6,32	5,12

TABELA 4.5 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 21 DE
JULHO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot VK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[V \cdot \nabla \phi]$	$[E]$
200-150	1,41	-4,16	0,00	-8,05	5,30
250-200	-0,76	-1,84	0,16	-2,07	-0,37
300-250	-2,96	1,59	0,72	5,29	-5,94
400-300	-6,51	10,21	0,87	16,29	-11,72
500-400	-4,72	11,26	0,46	15,13	-8,13
700-500	-4,30	10,40	-1,27	14,96	-10,13
850-700	-0,76	2,82	-0,55	2,49	-0,98
1000-850	-0,01	1,68	0,15	5,51	-3,69
TOTAL	-18,61	31,96	0,54	49,55	-35,66

TABELA 4.6 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 22 DE
JULHO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot VK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[V \cdot \nabla \phi]$	$[E]$
200-150	2,94	-1,84	-0,94	-2,75	2,91
250-200	1,99	1,19	0,00	-2,19	5,37
300-250	0,68	2,37	0,47	-1,82	5,34
400-300	-1,87	5,23	1,08	-1,55	5,99
500-400	-3,24	5,86	-0,34	-0,30	2,58
700-500	-4,22	8,16	-0,82	-2,22	5,34
850-700	-1,11	2,24	-0,11	0,27	0,75
1000-850	-0,50	0,75	-0,03	2,04	-1,82
TOTAL	-5,33	23,96	-0,69	-8,52	26,46

4.2 - CASO DE VERÃO (17 A 20 DE NOVEMBRO DE 1979)

Inicialmente, observa-se nas imagens de satélite (Figura 4.7) um vórtice ciclônico sobre o oceano Pacífico com deslocamento para leste. Ao se aproximar dos Andes este estaciona e enfraquece. Nessa sequência de imagens, nota-se também o surgimento de convecção sobre a Argentina e Uruguai no dia 17 às 03:00 UTC, a qual se intensifica, e no dia 18, às 03:00 UTC (Figura 4.7c), está associada a um centro ciclônico sobre o sul do Uruguai, o que indica a ocorrência de ciclogênese. Do dia 18 ao 19 (Figura 4.7c a 4.7f) o vórtice desloca-se para sudeste e começa a enfraquecer.

As cartas da componente vertical da vorticidade relativa para 850 hPa (Figura 4.8) mostram um centro de vorticidade ciclônica sobre o oceano Pacífico no dia 17, às 00:00 UTC (Figura 4.8a), associado com o vórtice ciclônico observado na Figura 4.7. Nota-se também nessa figura uma região de fraca vorticidade ciclônica sobre a Argentina. No dia 17, às 12:00 UTC, verifica-se o surgimento de outro centro ciclônico no lado sotavento dos Andes (Figura 4.8b), o qual com o passar do tempo intensifica. A trajetória deste ciclone formado é igual à do caso anterior, isto é, apresenta deslocamento inicial para nordeste e depois para sudeste. Estas características observadas na formação e deslocamento do ciclone são típicas de ciclogênese a sotavento dos Alpes e das montanhas Rochosas (Buzzi e Tibaldi, 1978). Portanto, este caso confirma a formação de um ciclone no lado sotavento dos Andes.

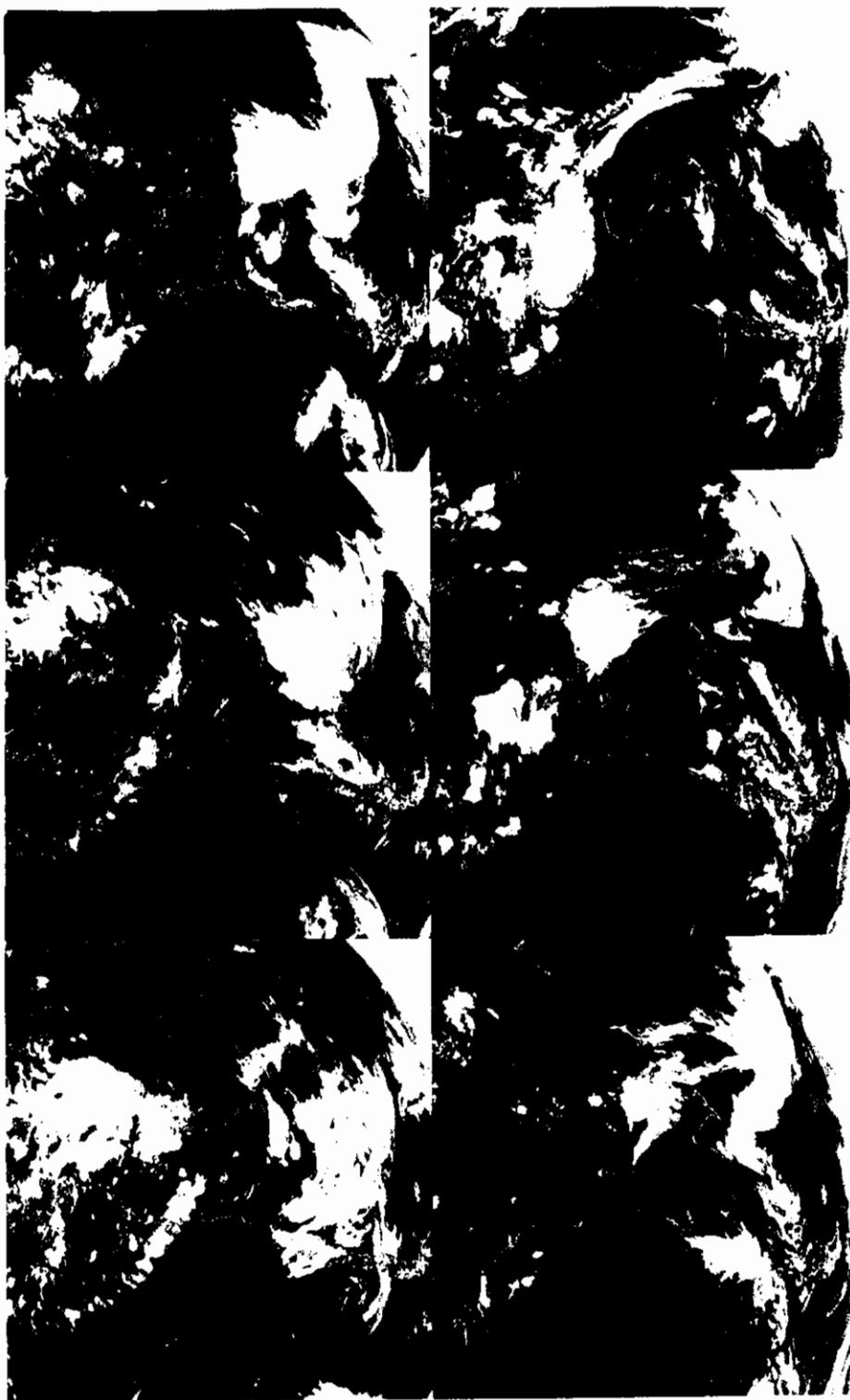


Fig. 4.7 - Imagens do satélite Goes para: 17 de novembro de 1979 às 03:00 UTC (a) e às 15:00 UTC (b), 18 de novembro de 1979 às 03:00 UTC (c) e às 15:00 UTC (d), 19 de novembro de 1979 às 03:00 UTC (e) e às 15:00 UTC (f).

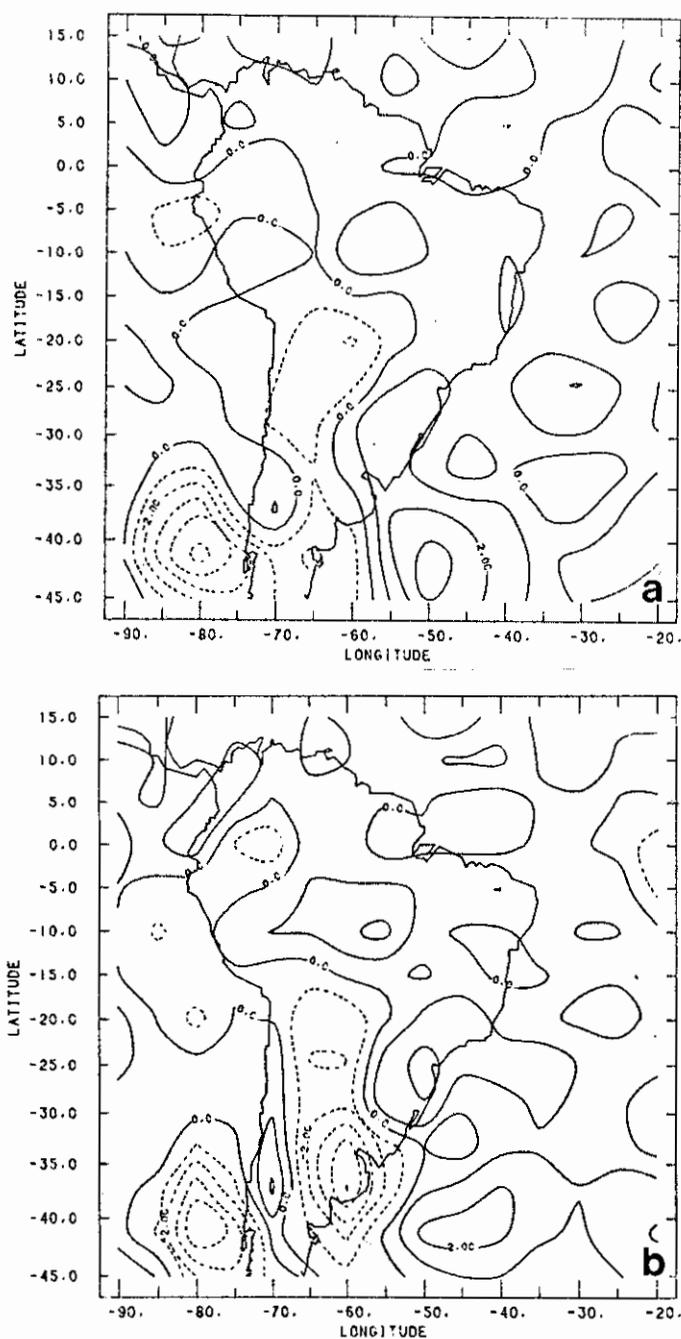


Fig. 4.8 - Componente vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) no nível de 850 hPa para: 17 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (a) e às 12:00 UTC (b); 18 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (c) e às 12:00 UTC (d); 19 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (e) e às 12:00 UTC (f).

(continua)

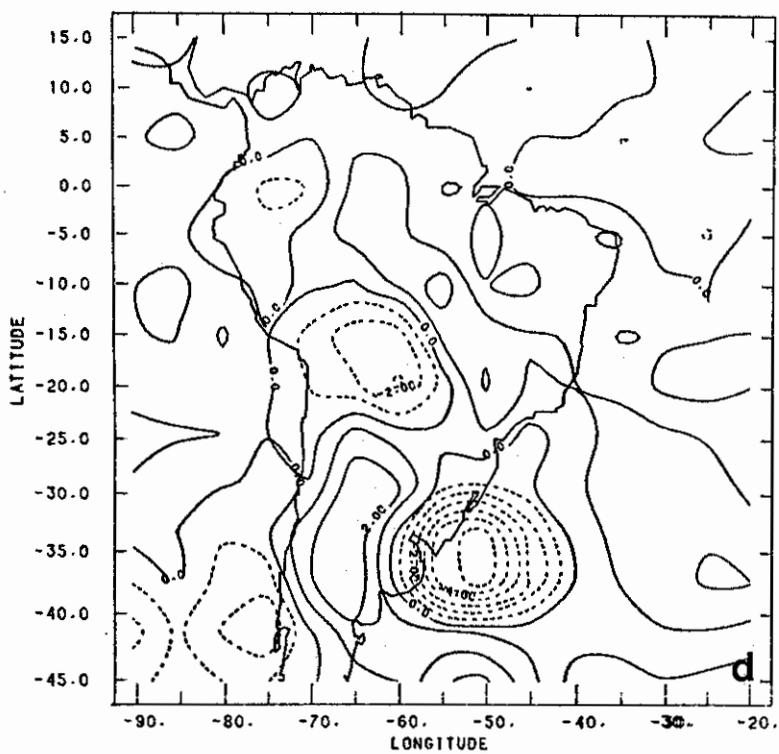
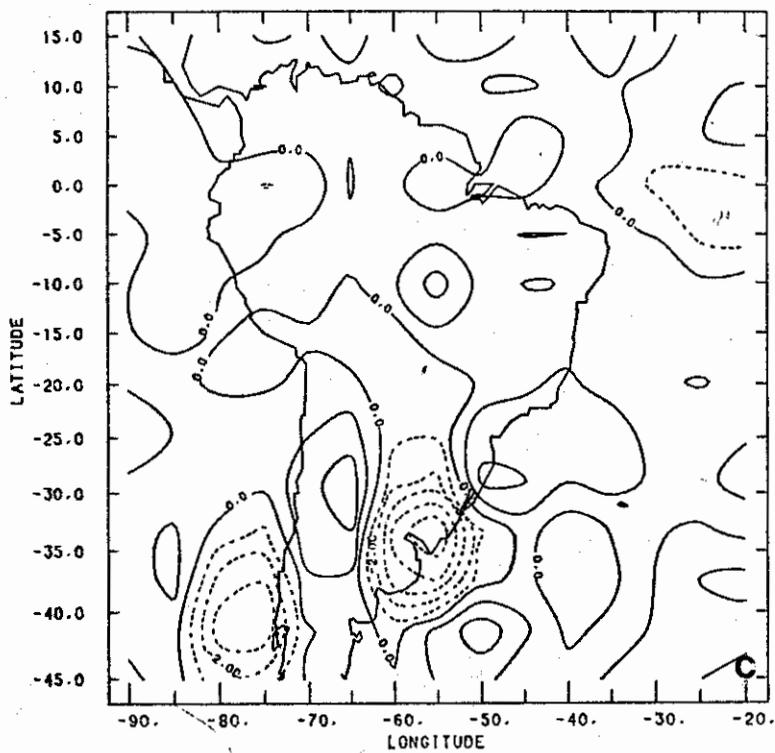


Fig 4.8 - Continuação.

(continua)

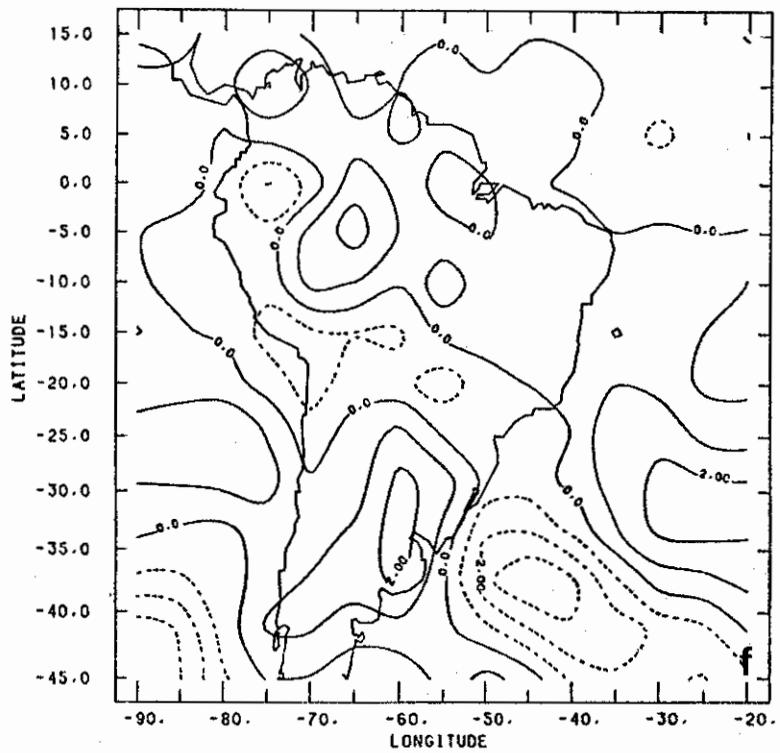
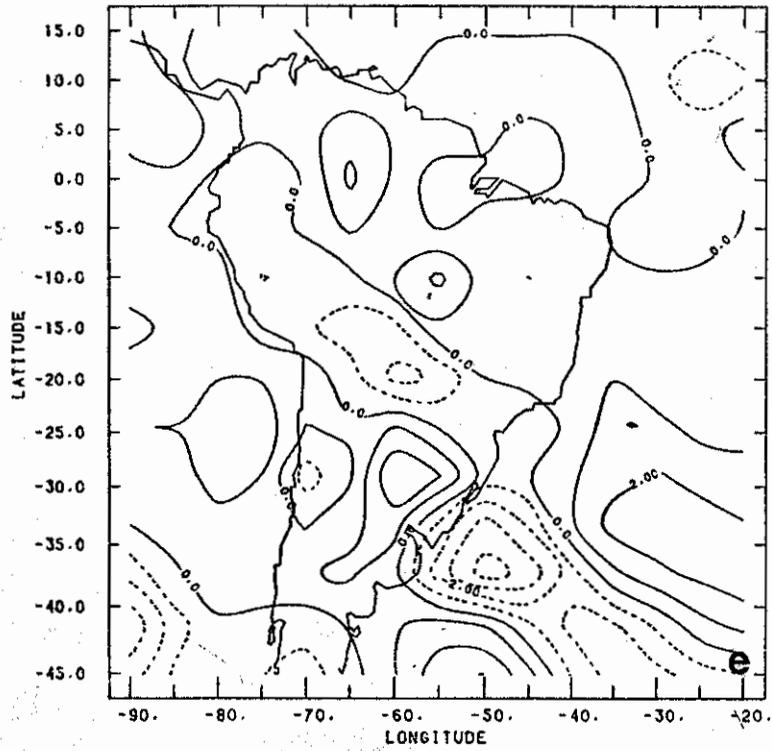


Fig. 4.8 - Conclusão.

As cartas da componente vertical da vorticidade relativa (Figura 4.9) em 300 hPa mostram que inicialmente havia um centro ciclônico sobre o Oceano Pacífico, com deslocamento para leste. Este cruza os Andes no dia 18 e fica com dois centros de máxima vorticidade ciclônica, um em torno de $74^{\circ}\text{W} - 39^{\circ}\text{S}$ e o outro em $65^{\circ}\text{W} - 33^{\circ}\text{S}$. Ao intensificar o segundo centro, o primeiro desaparece. O deslocamento desse distúrbio é para leste até o dia 19, às 00:00 UTC, quando adquire deslocamento para sudeste, acompanhando a trajetória do ciclones nos baixos níveis (Gan e Rao, 1991). Como sobre o continente, o sistema nos baixos níveis teve um deslocamento desmembrado do sistema nos altos níveis, indica que o vórtice ciclônico nos baixos níveis sobre o continente sofre as influências das ondas de Rossby topográficas.

As seções verticais da componente vertical da vorticidade relativa versus longitude para a latitude de 33°S (Figura 4.10) indicam que o sistema ciclônico a oeste da costa do Chile no dia 17, às 00:00 UTC, possui inclinação para leste com a altura. Doze horas depois (Figura 4.10b), surge um outro centro ciclônico nos baixos níveis em 60°W . Durante as doze horas seguintes ambos os centros, o de baixo e o de alto nível, intensificam-se (Figura 4.10c), deslocam-se para leste e estão interligados verticalmente, possuindo uma região baroclínica na média e alta troposfera. No dia 18 às 12 UTC, o centro ciclônico nos altos níveis continuou intensificando. No dia seguinte, às 00:00 UTC, o sistema enfraqueceu em toda a coluna vertical; porém, às doze horas desse dia (Figura 4.10f) intensificou nos altos níveis e continuou enfraquecendo nos baixos níveis. Neste instante, o distúrbio não se inclinava na vertical para oeste, significando que se tornou barotrópico equivalente e continuou enfraquecendo.

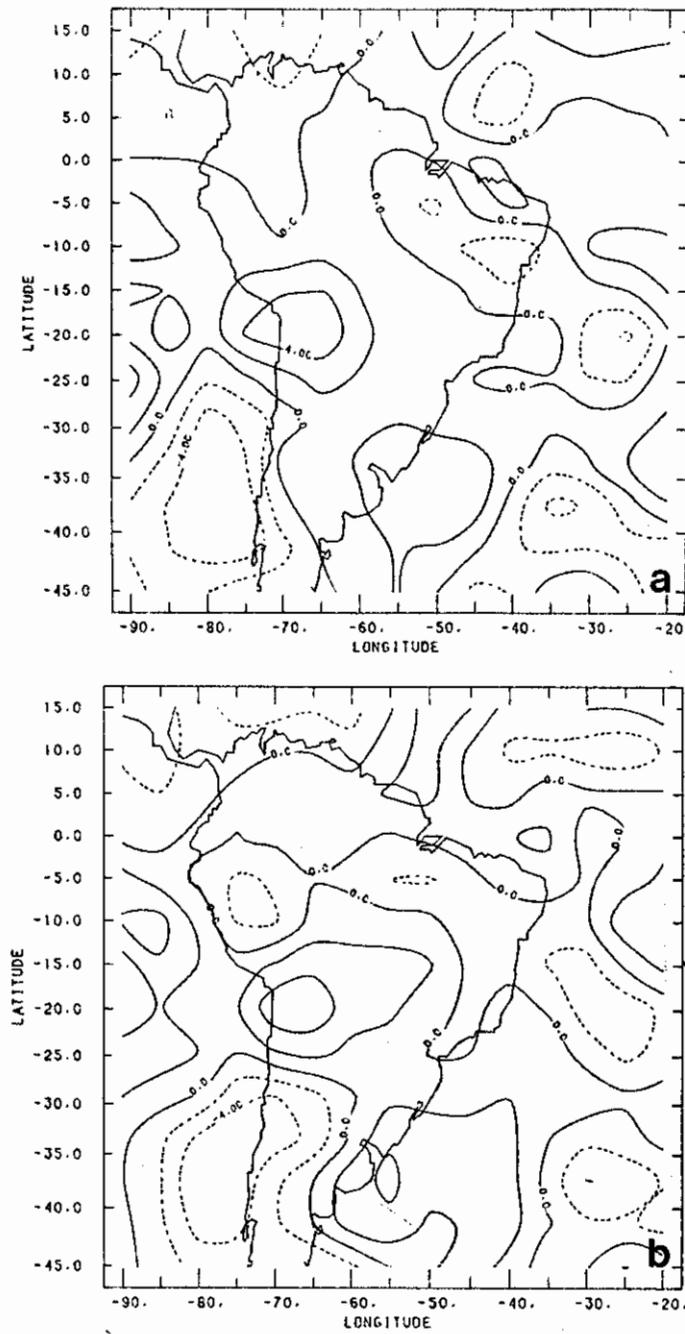


Fig. 4.9 - Componente vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) no nível de 300 hPa para: 17 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (a) e às 12:00 UTC (b); 18 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (c) e às 12:00 UTC (d); 19 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (e) e às 12:00 UTC (f).

(continua)

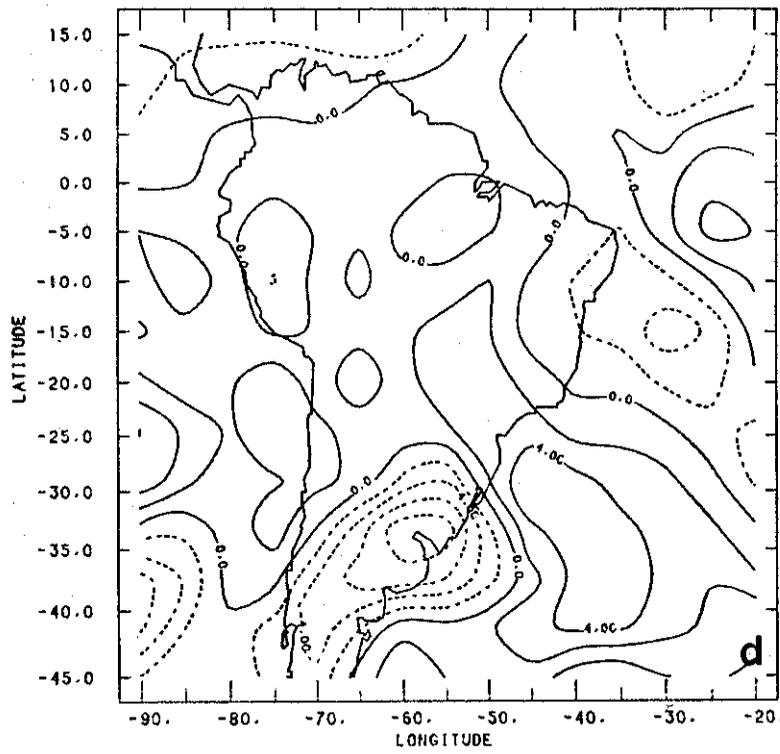
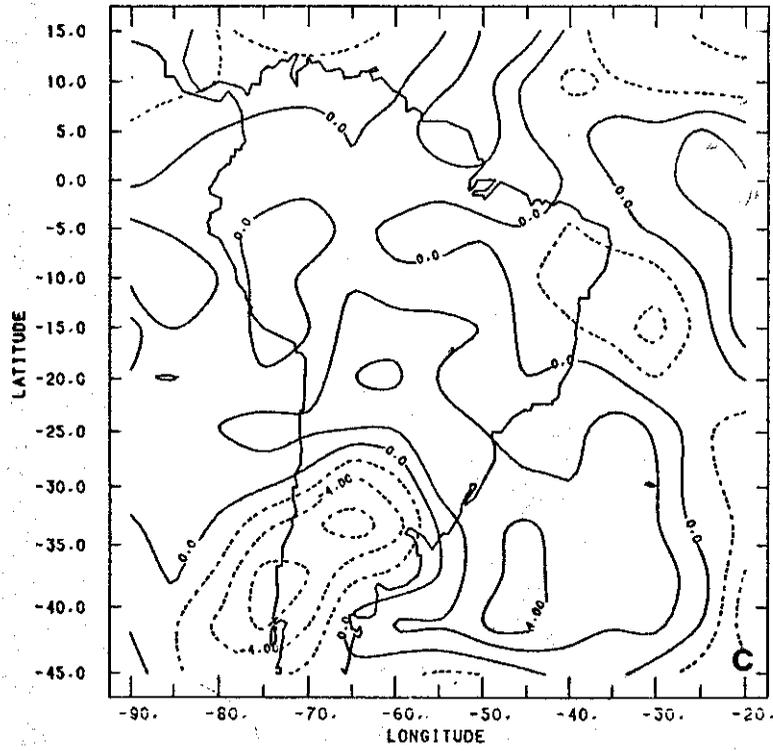


Fig 4.9 - Continuação.

(continua)

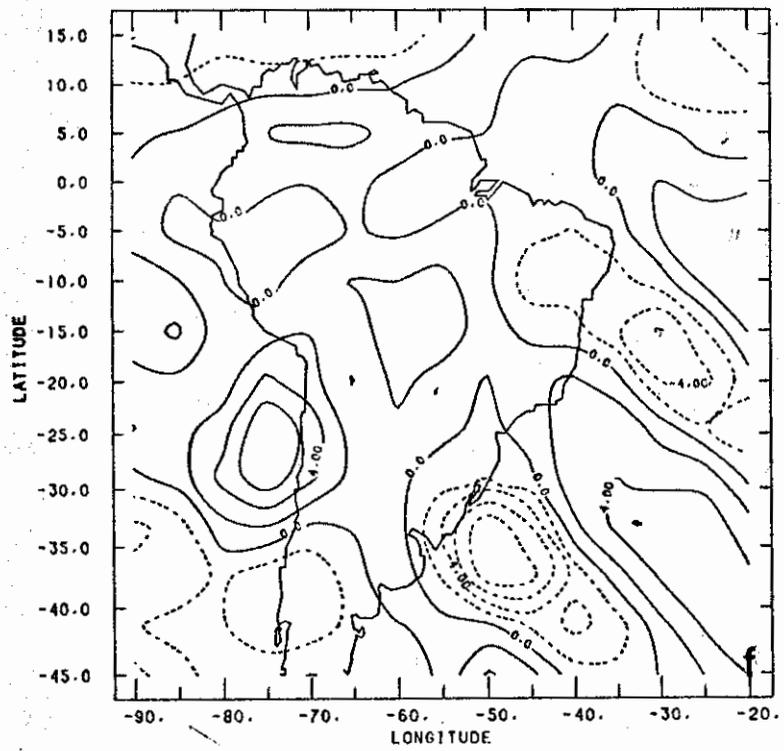
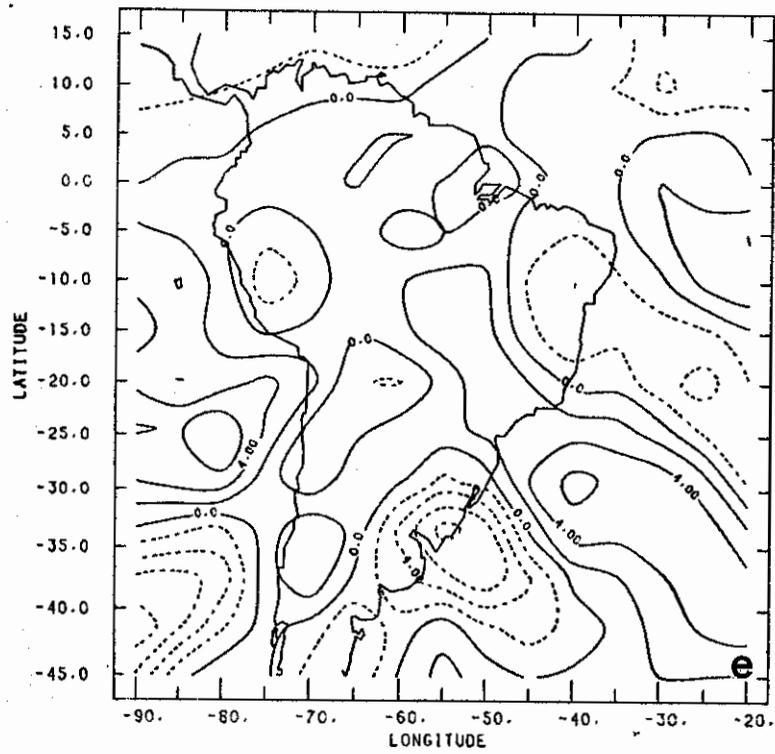


Fig. 4.9 - Conclusão.

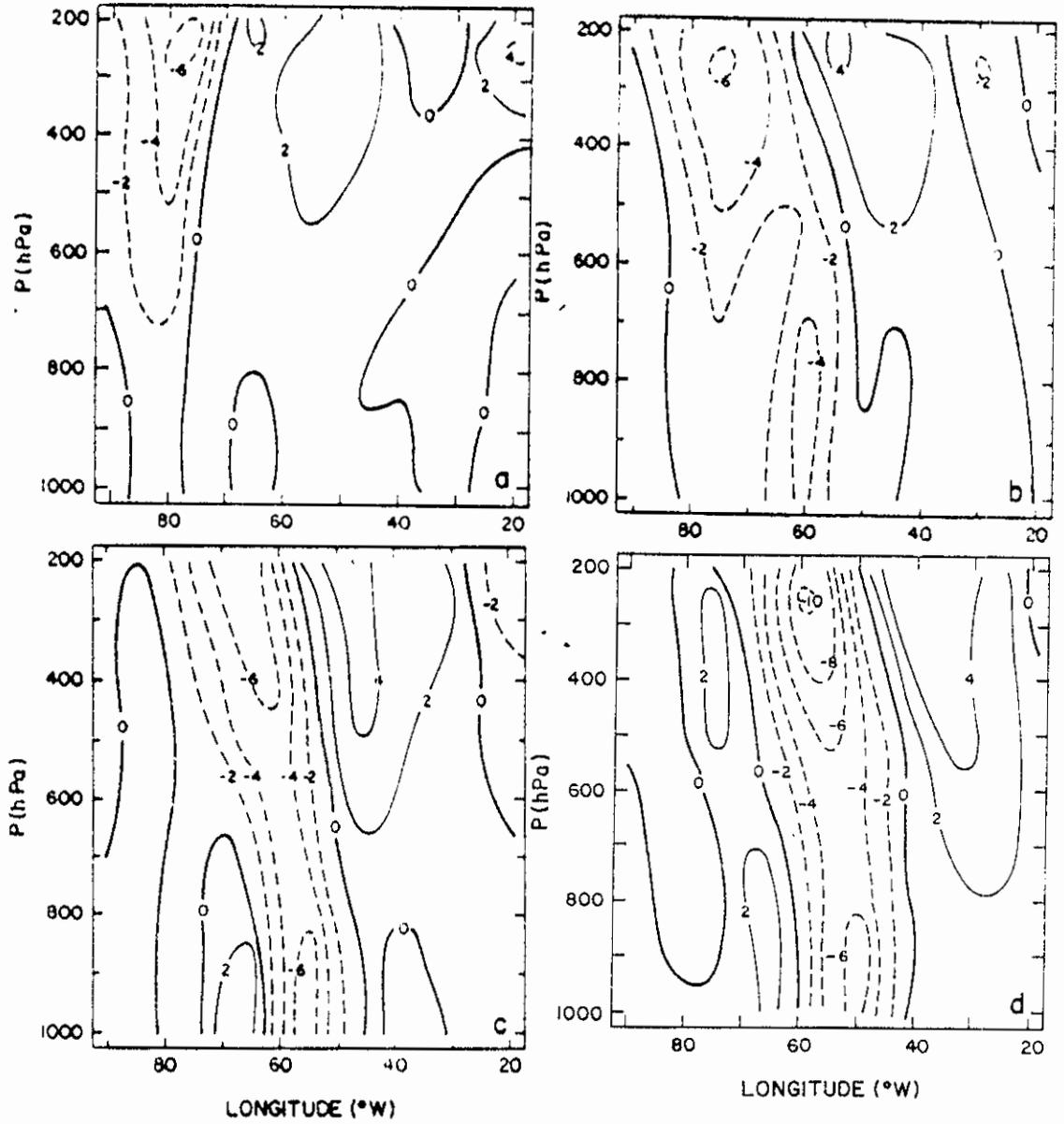


Fig. 4.10 - Seção vertical da vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1}) versus longitude, na latitude de 33°S para: 17 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (a) e às 12:00 UTC (b); 18 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (c) e às 12:00 UTC (d); 19 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (e) e às 12:00 UTC (f); 20 de novembro de 1979 às 00:00 UTC (g) e às 12:00 UTC (h).

(continua)

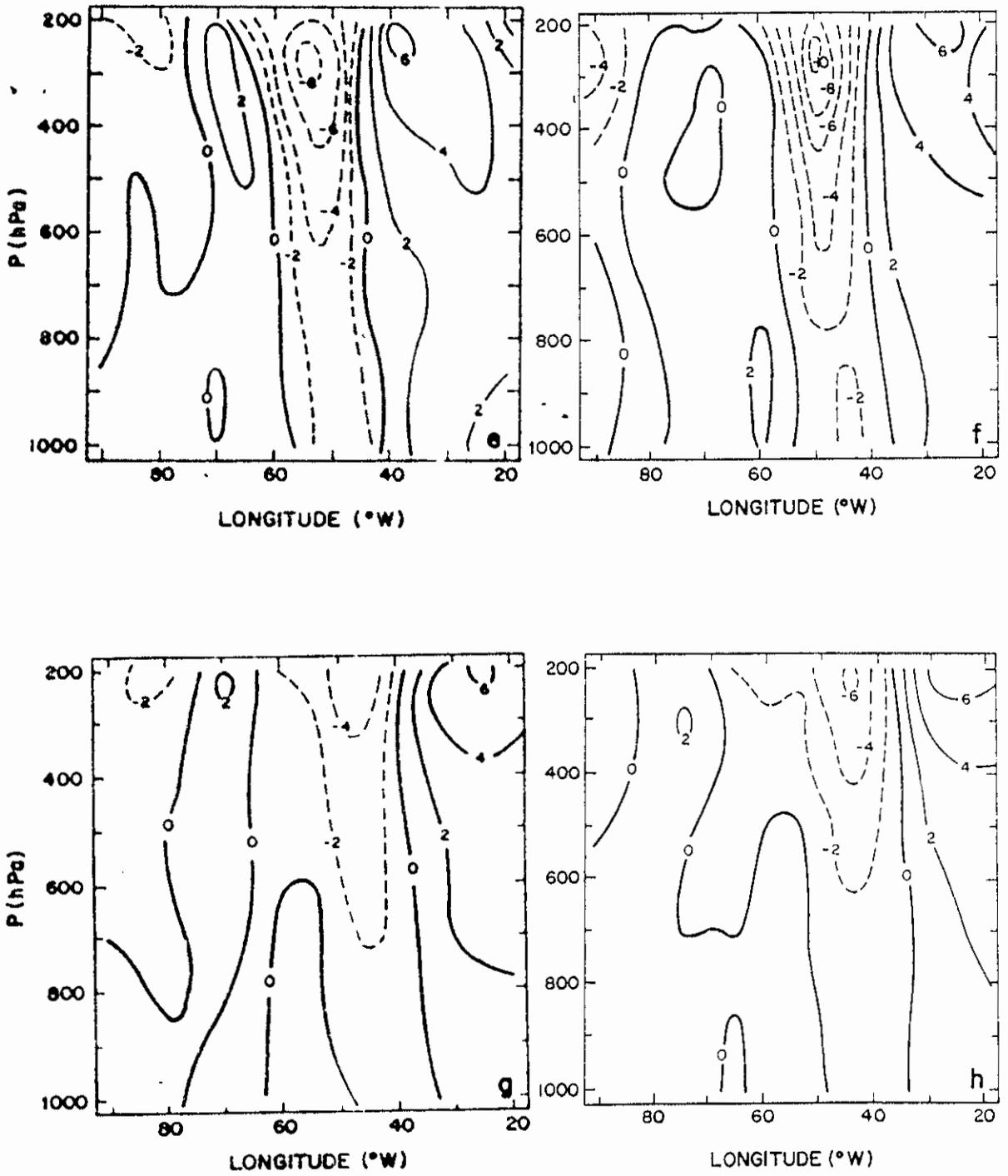


Fig 4.10 - Conclusão.

Como foi visto no caso anterior, o perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial pode indicar se a atmosfera encontrava-se baroclinicamente instável. Neste caso, o perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial quase-geostrófica muda de sinal em algum ponto da coluna atmosférica (Figura 4.11), na qual a atmosfera encontrava-se instável baroclinicamente.

Calculou-se, também, os termos da equação do balanço da energia cinética (Equação 4.2), os quais estão representados nas Tabelas 4.7 a 4.13. Observa-se nestas tabelas que o termo de divergência vertical é de uma a duas ordens de grandeza menor que os outros termos. O termo residual é grande neste caso, o que indica que fontes ou sumidouros de energia cinética externa à área em estudo são importantes para a intensificação ou enfraquecimento do sistema. O termo de divergência horizontal, em geral, contribuiu para que houvesse divergência de energia cinética, exceto no dia 17, às 12:00 UTC, que entre 700-250 hPa possuía valores significativos de convergência de energia cinética. O termo de conversão adiabática, durante a fase de intensificação do sistema, contribuiu positivamente nos baixos níveis e negativamente nos níveis médios e altos, mostrando que nessa fase houve conversões baroclinicas apenas nos baixos níveis. Nas fases de maturidade e decaimento esse termo em geral, foi positivo, com valores maiores nos altos níveis.

Este caso de início de verão mostrou que existe a formação de ciclones devido ao efeito dos Andes (ciclone formado a sotavento da montanha), através das características na formação observadas nas Figuras 4.7 e 4.8 e na trajetória inicial do sistema para noedeste, apesar de que durante a evolução foi observado que a

intensificação do sistema estava associados a mecanismos baroclínicos.

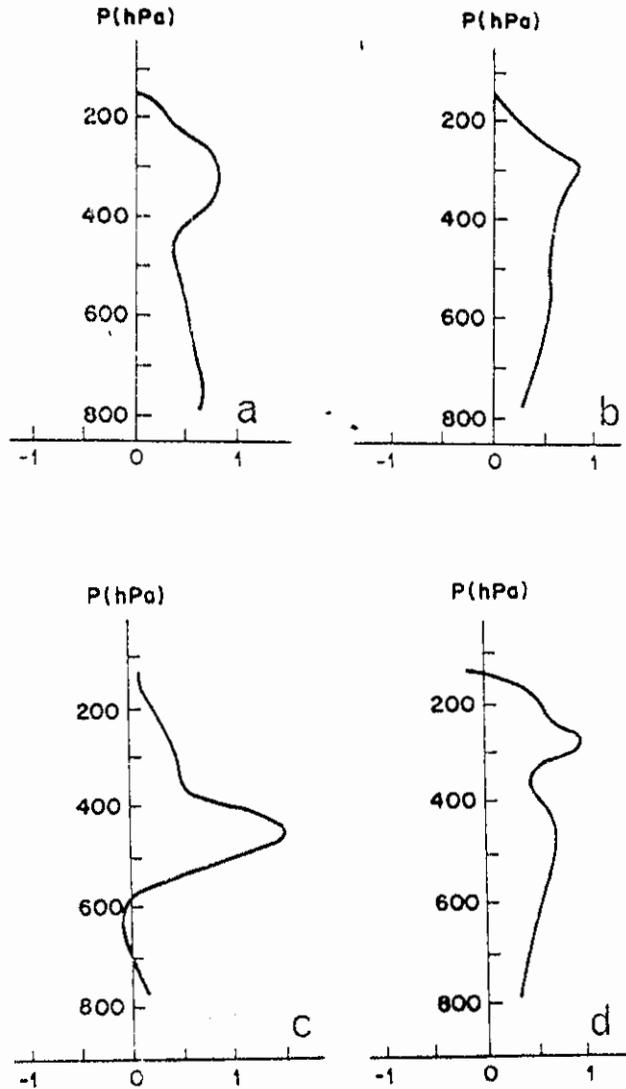


Fig 4.11 - Perfil vertical do gradiente meridional da vorticidade potencial para a) 17 de novembro de 1979 às 00:00 UTC em $37,5^{\circ}\text{S}$, b) 17 de novembro de 1979 às 12:00 UTC em $37,5^{\circ}\text{S}$, c) 18 de novembro de 1979 às 00:00 UTC em $32,5^{\circ}\text{S}$, d) 18 de novembro de 1979 às 12:00 UTC em 35°S .

TABELA 4.7 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 17 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial k / \partial t]$	$[\nabla \cdot V k]$	$[\partial \omega k / \partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-2,44	5,67	-0,46	-5,94	8,71
250-200	-1,02	8,42	-1,35	-2,67	8,72
300-250	0,25	7,10	-0,96	-0,05	6,44
400-300	2,63	8,02	-0,42	-0,33	10,56
500-400	2,96	2,66	-1,02	-1,72	6,32
700-500	3,96	-0,13	0,47	-0,00	4,30
850-700	1,90	-1,47	1,00	6,13	-4,70
1000-850	1,05	-1,90	0,27	8,70	-9,28
TOTAL	9,29	28,37	-2,47	4,12	31,07

TABELA 4.8 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 18 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K / \partial t]$	$[\nabla \cdot V K]$	$[\partial \omega K / \partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-0,90	2,60	-0,01	11,31	-9,62
250-200	0,52	2,21	-0,96	4,18	-2,41
300-250	1,42	-1,28	-0,76	-2,79	2,17
400-300	2,90	-10,07	-0,81	-7,10	-0,88
500-400	1,69	-10,97	0,20	-1,22	-7,86
700-500	0,13	-7,84	0,26	13,07	-20,52
850-700	-0,52	0,54	0,85	14,91	-14,04
1000-850	-0,40	0,77	0,26	15,78	-15,15
TOTAL	4,84	-24,04	-0,97	48,14	-68,31

TABELA 4.9 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 18 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot WK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	0,31	2,88	-0,05	6,86	-3,72
250-200	0,84	2,63	0,44	7,77	-3,86
300-250	0,45	1,61	-0,03	9,02	-6,98
400-300	-1,22	1,73	0,62	13,11	-11,98
500-400	-2,06	3,31	0,59	4,64	-2,95
700-500	-3,11	7,63	-0,39	1,18	2,95
850-700	-2,20	3,30	-0,06	1,26	0,22
1000-850	-1,97	2,05	-0,01	3,40	-3,33
TOTAL	-8,96	25,14	1,11	47,24	-29,95

TABELA 4.10 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 19 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot WK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-0,91	-0,43	0,05	10,81	-12,10
250-200	0,23	-1,16	0,06	11,57	-12,44
300-250	0,29	-0,93	-0,29	11,24	-12,17
400-300	-0,99	-0,06	0,22	15,17	-16,00
500-400	-1,81	2,17	0,21	6,65	-6,08
700-500	-2,99	5,50	-0,25	5,42	-3,16
850-700	-1,98	3,09	0,20	4,11	-2,80
1000-850	-1,76	2,34	0,14	6,32	-5,60
TOTAL	-9,92	10,52	0,34	71,29	-70,35

TABELA 4.11 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 19 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot \nabla K]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-0,26	-0,92	0,15	2,45	-2,96
250-200	0,69	-3,47	0,54	-0,46	-1,78
300-250	1,41	-2,12	0,16	-1,55	1,00
400-300	2,76	1,87	-0,38	-4,50	8,75
500-400	0,81	2,81	-0,60	-1,41	4,43
700-500	-2,63	3,01	-0,27	5,12	-5,01
850-700	-2,87	1,98	0,04	3,27	-4,12
1000-850	-2,66	0,99	0,05	2,69	-4,31
TOTAL	-2,75	4,15	-0,31	5,61	-4,52

TABELA 4.12 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 20 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 00:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot \nabla K]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-0,18	8,00	0,49	2,24	6,07
250-200	0,01	6,36	0,53	7,35	-0,45
300-250	-0,19	5,05	-0,11	9,42	-4,67
400-300	-0,50	7,25	-0,69	13,70	-7,64
500-400	-0,60	3,47	-0,12	7,63	-4,88
700-500	-1,78	1,96	0,13	7,64	-7,33
850-700	-1,48	0,24	0,12	2,79	-3,91
1000-850	-1,54	0,25	-0,01	4,21	-5,51
TOTAL	-6,26	32,58	0,34	54,98	-28,32

TABELA 4.13 - BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA PARA O DIA 20 DE NOVEMBRO DE 1979 ÀS 12:00 UTC, UNIDADES EM Wm^{-2}

Camada (hPa)	$[\partial K/\partial t]$	$[\nabla \cdot WK]$	$[\partial \omega K/\partial p]$	$-[\nabla \cdot \nabla \phi]$	[E]
200-150	-2,98	9,01	0,86	10,51	-3,62
250-200	-3,36	11,52	0,48	14,52	-5,88
300-250	-3,27	8,54	-0,21	14,60	-9,54
400-300	-5,30	10,71	-0,86	22,87	-18,32
500-400	-2,87	5,62	-1,37	9,94	-8,56
700-500	-2,25	4,90	0,04	3,09	-0,40
850-700	-1,37	1,23	0,22	2,79	-2,71
1000-850	-1,55	0,60	0,06	5,11	-6,00
TOTAL	-22,95	52,13	-0,78	83,43	-55,03

4.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados deste dois casos de ciclogênese mostraram dois mecanismos importantes na formação de ciclones extratropicais: a instabilidade baroclínica e o efeito orográfico. No caso de inverno ficou notório a formação do ciclone devido os efeitos baroclínicos. Entretanto, durante o seu deslocamento inicial distinguiu-se a influência da Cordilheira dos Andes. No caso de verão, o efeito orográfico ficou nítido na formação e no deslocamento inicial do ciclone; porém, também durante o seu desenvolvimento foram observados os efeitos baroclínicos. Este caso mostrou várias características dos ciclones do tipo B de Petterssen e Smelby (1967), como a presença de um cavado em ar superior préexistente, com forte advecção de vorticidade à jusante do cavado e a diminuição de distância entre o cavado dos altos níveis e o

sistema nos baixos níveis. Em um outro caso estudado por Rao e Gan (1987), ficou evidente que a formação do ciclone em superfície estava associado à penetração no continente de um distúrbio baroclínico em altos níveis, oriundo do Oceano Pacífico. Esse tipo de caso assemelha-se à teoria de ciclogênese a sotavento da montanha proposta por Hayes et al. (1987), a qual diz que um distúrbio baroclínico em altos níveis, ao cruzar uma cordilheira, enfraquece ao atingir a crista localizada sobre a montanha e se intensifica ao entrar em fase com o cavado permanente gerado pelo efeito da montanha; dependendo da altura da montanha, pode ser gerado um ciclone em superfície. Outro mecanismo importante que também, pode contribuir na formação de ciclones de inverno, o qual não foi levado em consideração neste estudo, é o fluxo de calor sensível, que nessa época do ano deve ser grande na costa leste do continente sul americano, sobre o oceano Atlântico Sul.

CAPÍTULO 5

INFLUÊNCIA DA CORDILHEIRA DOS ANDES NOS DISTÚRBIOS
TRANSIENTES

A influência das cordilheiras na circulação geral da atmosfera, na circulação vale-montanha e na formação de ciclones a sotavento da montanha tem sido tópico de muitos estudos. As grandes cordilheiras do Hemisfério Norte estão concentradas nas latitudes médias, bloqueando os ventos de oeste e os sistemas de escala sinótica. Apesar de grande parte da cordilheira dos Andes estar concentrada na região tropical, esta também influencia a circulação atmosférica da região sul da América do Sul. O efeito dos Andes em situações estacionárias foi estudado por Satyamurty et al. (1980) através de um modelo numérico, o qual mostrou a formação de um cavado permanente sobre a região Sul do Brasil e uma crista sobre as montanhas. A influência dos Andes nos sistemas transientes pouco tem sido estudada, porém através do acompanhamento diário da situação sinótica, observa-se que as frentes frias e os sistemas de baixa pressão desorganizam-se ao se aproximarem dos Andes, tornando a organizarem-se após cruzá-los. Este efeito pode ser demonstrado utilizando a equação da vorticidade potencial, de onde se conclui que há geração de vorticidade anticiclônica quando o ar sobe a montanha, e ciclônica quando desce, devido ao efeito compressão e descompressão do ar, respectivamente.

Atualmente, estudos sobre ciclogênese a sotavento das montanhas, principalmente na região dos Alpes tem despertado muita atenção. Nessa região e nas montanhas Rochosas foi observado que a presença de um sistema de baixa pressão pré-existente no lado barlavento dessas cordilheiras é um fator essencial para a formação de um

ciclone no lado sotavento da montanha. Ciclogênese a sotavento é destacado por Buzzi e Tosi (1989) e Buzzi et al. (1990) como sendo um dos efeitos da interação da montanha com os distúrbios de alta frequência. Através de campos de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta obtida em simulação de um modelo quase geostrófico, no qual é inserida a montanha, Buzzi et al. (1990) mostraram que os distúrbios de alta frequência ao se propagarem sobre os Alpes ou as montanhas Rochosas, possuem características muito similares aos dos modos normais mais instáveis, obtidos através de um modelo linear e quase-geostrófico no qual é inserido uma montanha alongada. Comparando-se os resultados das análises estatística com a estrutura horizontal dos modos normais das ondas baroclínicas, observa-se uma similaridade entre os fatores que resultam em modificações topográficas, tais como a existência de um máximo de desvio padrão no lado sotavento da montanha, um mínimo corrente abaixo e um dipolo no campo de correlação entre os baixos e os altos níveis.

Através de análise estatística, Hsu (1987) mostra que a influência orográfica sobre as anomalias obtidas com os dados não filtrados, ocorre de tal forma que a estrutura vertical da anomalia, que a oeste das montanhas é barotrópica equivalente, torna-se baroclínica ao cruzá-las. No caso dos distúrbios de alta frequência, estes possuem uma ligeira inclinação para oeste com a altura sobre o lado oeste das montanhas Rochosas e acentuada inclinação no lado leste. O efeito das montanhas, também é observado na trajetória destes distúrbios que é no sentido anticiclônico nos baixos níveis e paralela ao fluxo na média troposfera em 500 hPa. Esta característica é evidência de ondas de Rossby geradas pela topografia, pois nos baixos níveis o deslocamento do distúrbio não acompanha o fluxo da média troposfera. Hsu observou também, que o padrão de correlação para os dados não filtrados, mostra

uma estrutura bipolar quase estacionária a oeste do continente, e no lado leste das montanhas Rochosas há um desenvolvimento de um outro centro de correlação. Este desenvolvimento pode ser interpretado como sendo dispersão de energia de onda estacionária de duas dimensões. Na região do platô do Tibet, Hsu observou que os distúrbios de alta frequência possuem algumas características de ondas de Kelvin induzidas pelo efeito de bloqueio topográfico, tais como: pequena escala lateral e a alta velocidade de propagação.

O objetivo deste capítulo é o de verificar de que maneira a cordilheira dos Andes influencia nos distúrbios transientes e se existem evidências de geração de ondas topográficas. Para tanto, serão calculados campos de correlações cruzadas com dados de altura geopotencial não filtrados e filtrados com passa alta. A energética dos distúrbios de alta frequência, quando estes cruzam os Andes, também será calculada, afim de ter uma idéia melhor dos mecanismos que atuam no desenvolvimento dos distúrbios de alta frequência. Este tipo de análise além de ser pioneira para a região da América do Sul é também, importante, pois existe a necessidade da realização de estudos observacionais sobre esta região, enfocando o efeito dos Andes nos sistemas transientes.

5.1 - DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo foram utilizados os dados das componentes zonal e meridional do vento, temperatura e altura geopotencial, em 10 níveis padrões entre 1000 hPa a 100 hPa durante um período de 01 de janeiro de 1977 a 31 de dezembro de 1979. Estes dados são as análises de 12 em 12 horas do "National Meteorological Center" (NMC) e estão em ponto de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de longxlat. Entretanto, por problemas de memória de computador, foi utilizado uma grade

de $5^\circ \times 5^\circ$, desprezando-se os pontos intermediários. O período de 16 de junho de 1977 a 31 de julho de 1977, foi excluído das nossas análises, devido a problemas com a fita magnética que contém estes dados. As falhas existentes em alguns horários foram cobertas com interpolação linear.

As análises realizadas são feitas para os três anos corridos pois as variações atmosféricas no Hemisfério Sul são pequenas do inverno para o verão. Estas análises foram efetuadas com dados não filtrados e dados filtrados com passa alta frequência entre 0 e 5 dias. O filtro utilizado é do tipo Gaussiano com nove pontos da série temporal, fornecido pelas Equações 5.1 e 5.2 (este filtro também foi utilizado por Lau e Lau, 1984 e Hsu, 1987):

$$X_b(t) = \sum_{m=-4}^4 a_m \cdot X(t - m) \quad (5.1)$$

$$X_a(t) = X(t) - X_b(t) \quad (5.2)$$

onde

$$a_0 = 0.2041636$$

$$a_{-1} = a_1 = 0.1801738$$

$$a_{-2} = a_2 = 0.1238316$$

$$a_{-3} = a_3 = 0.0662822$$

$$a_{-4} = a_4 = 0.0276306$$

Inicialmente, determina-se a série temporal x_b removendo-se todas altas frequências entre 0 e 5 dias, em seguida subtrai-se essa série de baixa frequência da série original, obtendo-se então os dados filtrados com passa alta. A função resposta deste filtro é fornecida na Figura 5.1. A finalidade da utilização deste filtro é a de estudar o comportamento das ondas baroclínicas transientes

ao encontrar uma barreira permanente que é a cordilheira dos Andes. Para verificar esse comportamento foram construídos campos de correlações defasadas no tempo e campos compostos. As correlações defasadas no tempo foram calculadas conforme a seguinte equação:

$$R_n = \frac{\sum_t [y(t) - \bar{y}] \cdot [X_n(t + \Delta t) - \bar{X}]}{\{\sum_t [y(t) - \bar{y}]^2 \cdot \sum_t [X_n(t + \Delta t) - \bar{X}]^2\}^{1/2}} \quad (5.3)$$

para $n = 1, 2 \dots i \times j$

onde j é o número de pontos latitudinais, i é o número de pontos longitudinais, $y(t)$ é a série temporal do ponto base, $X(t+\Delta t)$ é a série temporal dos pontos de grade com defasagem temporal e Δt é a defasagem temporal com intervalo de 12 horas. Pontos próximos aos Andes e sobre o oceano Pacífico Oeste foram escolhidos como pontos bases. Através desta análise de correlação, é possível determinar a evolução e a estrutura espacial dos distúrbios.

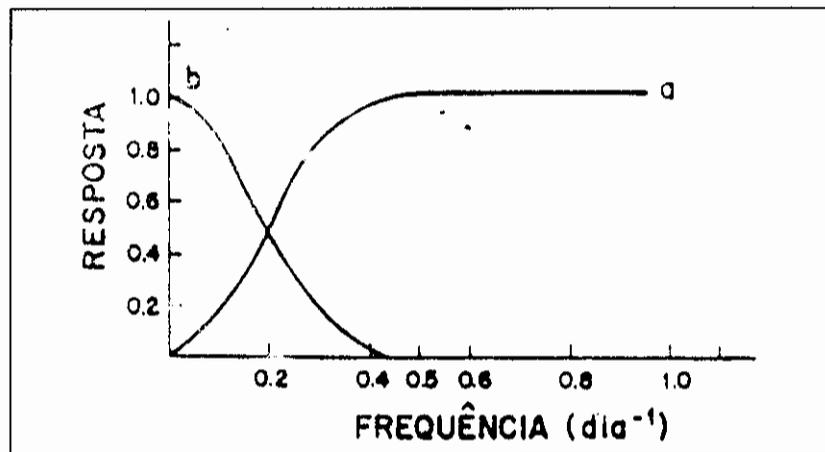


Fig. 5.1 - Resposta dos filtros passa alta (linha a) e passa baixa (linha b).

É importante, também, o cálculo do ciclo de energia dos distúrbios de alta frequência durante sua

evolução temporal. Contudo, é necessário alterar a formulação convencional, pois os dados são filtrados. As fórmulas convencionais utilizam variáveis média zonal e desvios em relação à media zonal. Neste estudo, procura-se observar as interações locais entre a componente quase estacionária, representada pelas variáveis filtradas com passa baixa e a componente transiente representada pelas variáveis filtradas com filtro passa alta. Assim sendo, a formulação aqui utilizada é a mais apropriada para investigar o ciclo energético dos distúrbios confinados numa determinada região geográfica, como pode ser visto em Lau e Lau (1984):

$$AE = \int \frac{T_a^2 R^2}{2\sigma p^2} dp, \quad (5.4)$$

$$KE = \frac{1}{g} \int \frac{u_a^2 + v_a^2}{2} dp, \quad (5.5)$$

$$CA = - \int \frac{1}{\sigma} \frac{R^2}{p^2} \left(u_a T_a \frac{\partial T_b}{\partial x} + v_a T_a \frac{\partial T_b}{\partial y} \right) dp, \quad (5.6)$$

$$CK = - \frac{1}{g} \int \left(u_a u_a \frac{\partial u_b}{\partial x} + v_a u_a \frac{\partial u_b}{\partial y} + v_a u_a \frac{\partial v_b}{\partial x} + v_a v_a \frac{\partial v_b}{\partial y} \right) dp, \quad (5.7)$$

onde AE e KE são a energia potencial disponível e a energia cinética dos distúrbios de alta frequência, respectivamente, CA e CK são os termos de conversão de energia potencial disponível e energia cinética do fluxo quase estacionário para os distúrbios de alta frequência,

respectivamente; os subscritos a , b representam os dados filtrados com passa alta e passa baixa, respectivamente; σ é a média espacial da estabilidade estática do fluxo quase estacionário, sendo dependente somente da pressão e do tempo; g é a aceleração da gravidade; e a integração na vertical é feita entre os níveis 1000 e 100 hPa pelo método das diferenças finitas.

5.2 - RESULTADOS

5.2.1 - PONTO SOBRE O CONTINENTE

Nos últimos anos, estudos como os de Wallace et al. (1988), Hsu (1987) e outros tem mostrados que o campo de correlações defasadas no tempo podem fornecer o padrão da evolução e da estrutura dos distúrbios de alta e de baixa frequência, além da influência da montanha na circulação dos baixos níveis. Portanto, escolheu-se como base vários pontos próximo aos Andes e sobre o oceano Pacífico Sul. A evolução temporal da estrutura dos distúrbio pode ser vista na Figura 5.2, a qual mostra os campos de correlação entre o ponto base $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ da altura geopotencial não filtrada em 1000 hPa e os demais pontos de grade nesse mesmo nível. Nessa figura, observa-se que existe um padrão do tipo onda que no dia 0, propaga para leste com uma velocidade de fase de 10° long/dia, comprimento de onda zonal de 95° de longitude e escala meridional de 50° de latitude. A velocidade de propagação foi calculada tomando-se o deslocamento do centro de máxima correlação entre o dia -1 e +1 e dividindo-se por 2. Do dia -1 ao +2, aparecem distorções nas isolinhas do centro de máxima correlação no lado oeste dos Andes, o que pode ser devido ao efeito da montanha. No dia 0 (Figura 5.2c), o centro de máxima correlação torna-se alongado sobre o norte e centro da Argentina. Nessa mesma carta, as distorções nas isolinhas de correlação, ao norte do centro de máxima

correlação, possuem uma forma de onda que lembra o dipolo alta-baixa obtido por Speranza et al. (1985) para os Alpes. No dia +1 (Figura 5.2d), o gradiente de correlação aumenta sobre a região dos Andes e no dia +2 (Figura 5.2e) são observados dois centros de máxima correlação sobre o continente. Outro ponto interessante nessa evolução é o aumento da escala meridional do centro de máxima correlação no lado sotavento dos Andes. Este efeito, é um indício da superposição do distúrbio transiente com a onda gerada pela montanha.

A Figura 5.3 assemelha-se à anterior, porém para 700 hPa. Neste nível, o efeito dos Andes ainda está presente nas distorções das isolinhas de correlação e no alongamento do centro de máxima correlação no lado sotavento dos Andes, os quais permanecem em toda a evolução. A escala zonal e meridional da onda é da mesma ordem da obtida em 1000 hPa, porém a velocidade de propagação é ligeiramente menor ($7,5^\circ$ de longitude por dia). Nota-se também, na Figura 5.3 que existem outros centros de correlações, sendo que os centros localizados sobre o oceano Pacífico, permanecem quase estacionários. Este padrão obtido nesta figura é similar ao observado no caso das anomalias de baixa frequência, como pode ser visto na Figura 5.4, que é a correspondente da Figura 5.3, para os dados filtrados com baixa frequência, no dia 0. Desse modo, pode-se notar que a análise dos dados não filtrados exibem melhor os fatores dos distúrbios de baixa frequência.

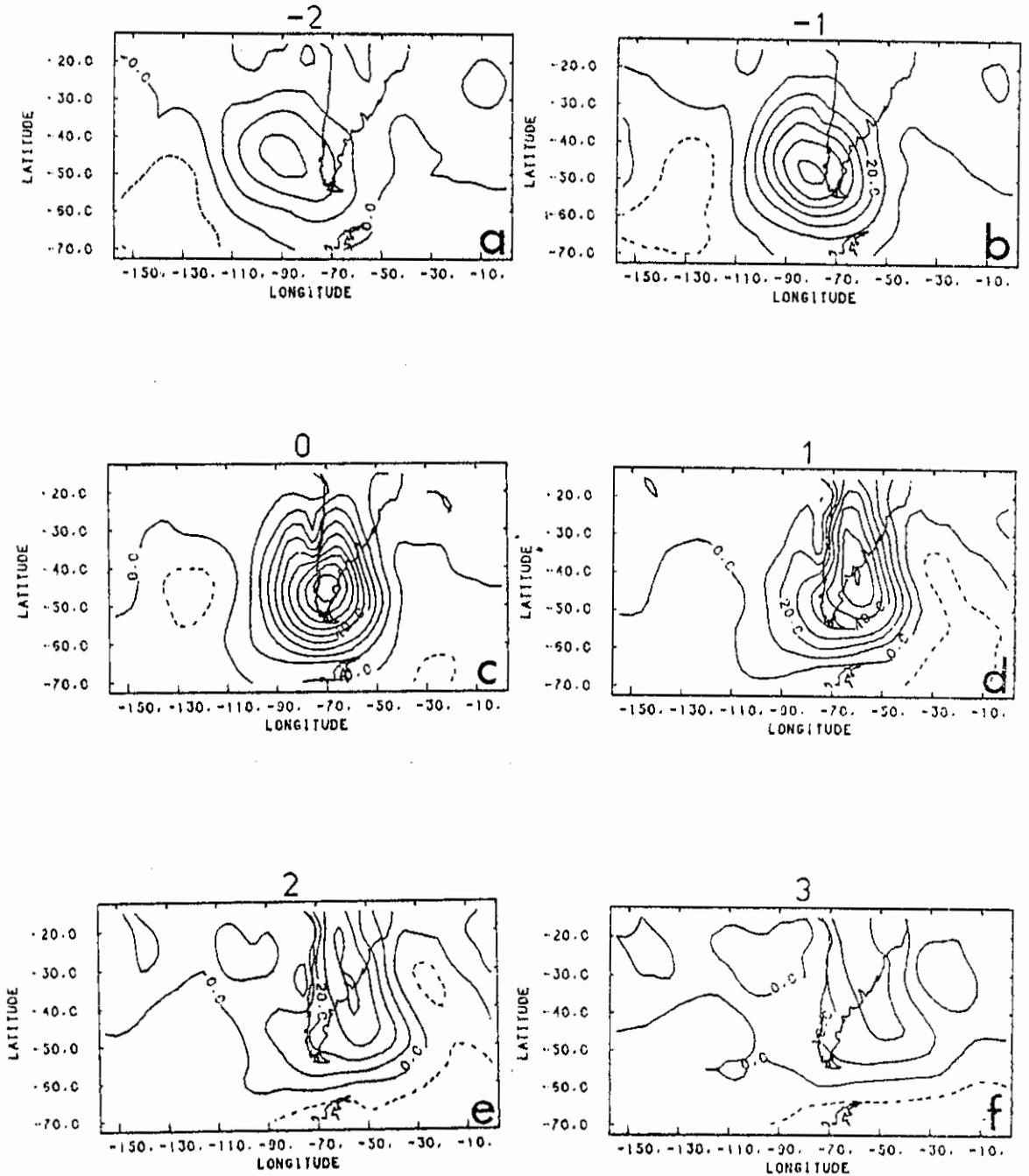


Fig 5.2 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 1.000 hPa, entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3dias.

Intervalo das linhas 0,1.

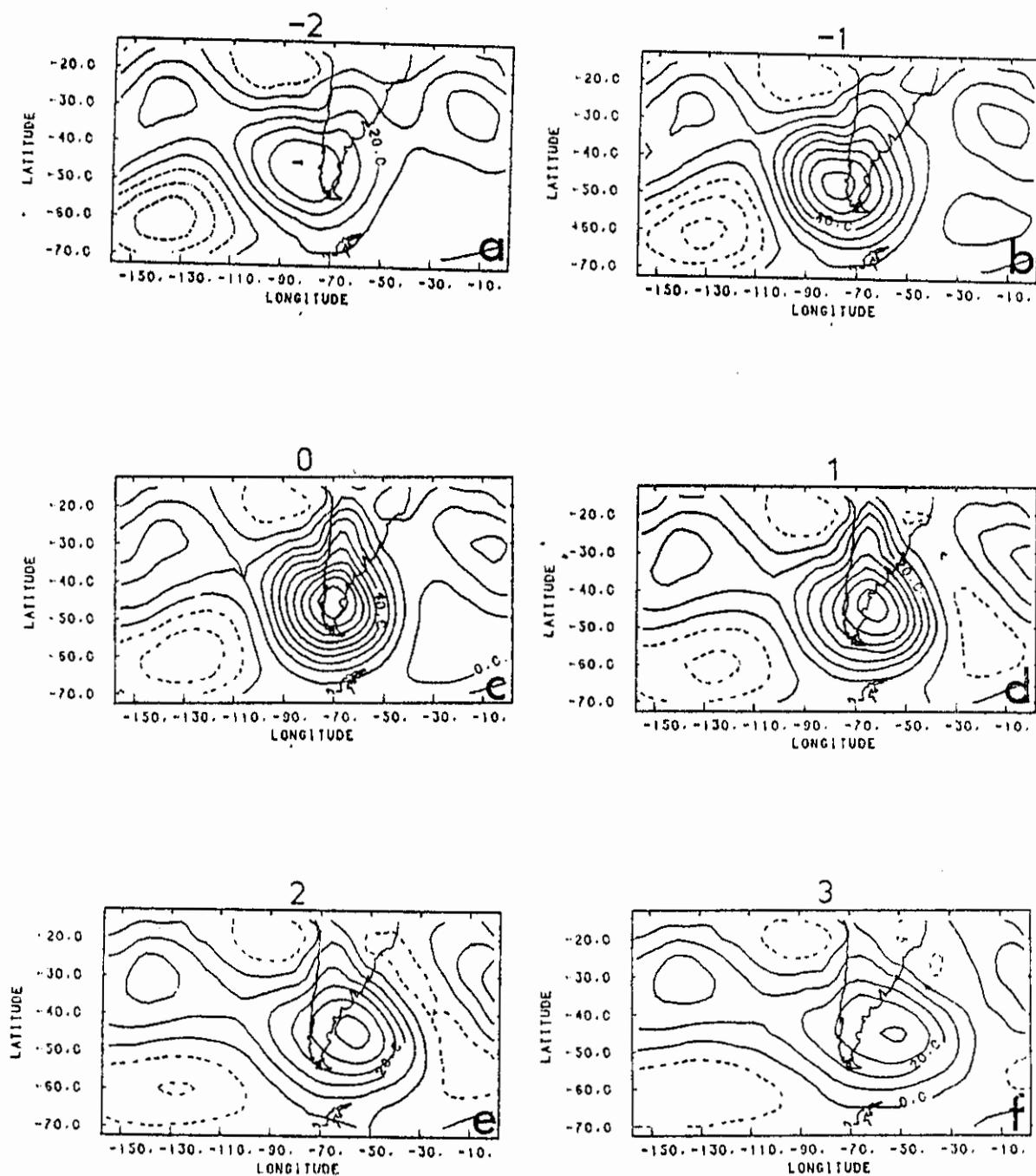


Fig. 5.3 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 700 hPa, entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

Intervalo das linhas 0,1.

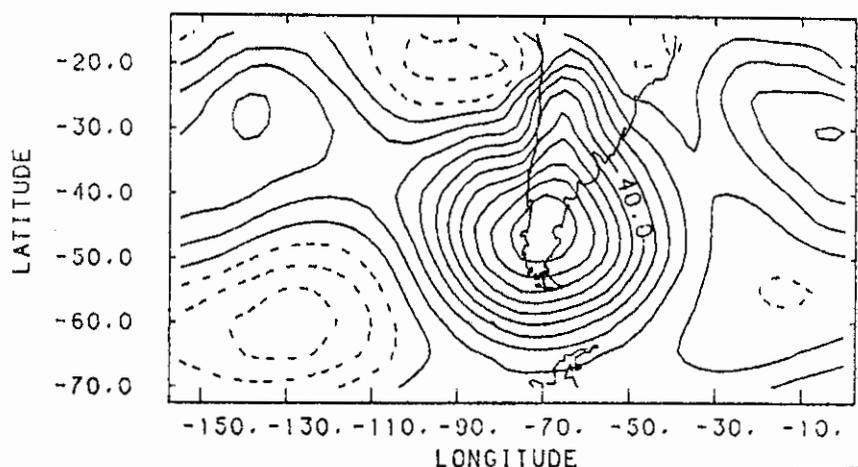


Fig 5.4 - Isolinas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa baixa, com ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade, no dia 0.

Intervalo das linhas 0,1.

A Figura 5.5 é construída da mesma forma que a 5.2, porém para 300 hPa. A velocidade de propagação e o comprimento de onda zonal são da mesma ordem que em 700 hPa, porém a escala meridional é menor (da ordem de 30° de latitude). Os centros de máxima e mínima correlação sobre o oceano Pacífico também permanecem quase estacionários. O padrão onda neste nível é semelhante ao de 700 hPa, mas não surgem as distorções nas isolinhas do centro de máxima correlação associadas com o efeito de montanha. Porém, existe um pequeno alongamento no centro de máxima correlação, indicando que a montanha afeta pouco na circulação dos altos níveis. Figueroa (1990) também, obteve, através de um modelo de equações primitivas em coordenadas ETA, que os Andes pouco afeta na circulação dos altos níveis.

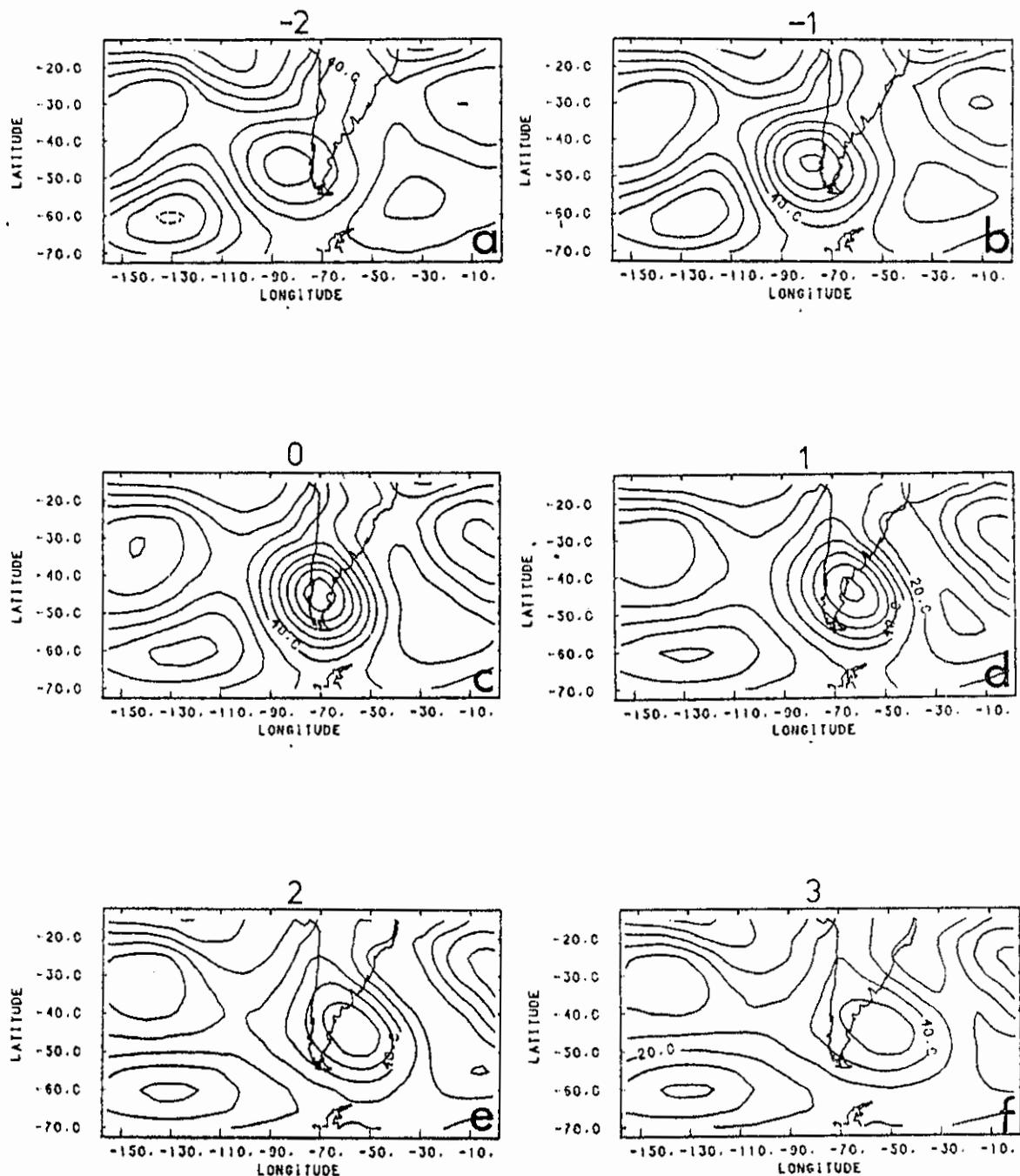


Fig. 5.5 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 300 hPa, entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

Intervalo das linhas 0,1.

O campo de correlações da série do ponto base em 1000 hPa com os pontos de grade da altura geopotencial em 300 hPa, fornece informações sobre a estrutura vertical do distúrbio. A Figura 5.6 mostra esses campos para o ponto base 70°W e 45°S . Comparando-se as posições dos centros de máxima correlação desta figura com os da Figura 5.2, pode-se ver que os distúrbios possuem uma ligeira inclinação para sudoeste sobre o oceano Pacífico, e uma inclinação maior quando o distúrbio encontra-se sobre o continente. Na região das montanhas Rochosas, Hsu (1987) observou este tipo de comportamento para os distúrbios de alta frequência. Para os dados não filtrados Hsu encontrou um padrão estacionário sobre o oceano Pacífico e durante a evolução, a formação de um outro centro de correlação no lado leste das montanhas, a qual foi considerada como sendo resultado da dispersão de energia de onda estacionária. No caso do ponto estudado neste item, não aparece este comportamento observado por Hsu, para os dados não filtrados. Porém, ao utilizar-se um ponto base sobre a alta subtropical do Pacífico Sul, obtem-se um padrão semelhante ao de Hsu (1987), como será visto na próxima seção.

As Figuras 5.7, 5.9 a 5.11 são semelhantes às Figuras 5.2, 5.3, 5.5 e 5.6, respectivamente, porém para os dados filtrados com passa alta frequência. O intuito de repetir essa análise para os dados filtrados, é o de observar as características espaciais e verticais dos distúrbios de alta frequência e a interação destes com os Andes. Na Figura 5.7, que mostra as análises de correlação para 1000 hPa, nota-se um padrão de onda melhor definido do que no caso dos dados não filtrados. O comprimento de onda zonal, no dia 0 (Figura 5.7c), é de 60° de longitude (onda 6) e é menor do que o dos dados não filtrados. O efeito da montanha também é destacado pelas distorções nas isolinhas e alongamento dos centros de máxima e mínima correlação. Observa-se, também, nessa figura que do dia 0 ao +1

(Figuras 5.7c e 5.7d), há um acentuado deslocamento para o norte do centro de máxima correlação.

As características observadas no padrão tipo onda da Figura 5.7, como distorções nas isolinhas e mudança brusca na posição do centro de máxima correlação, assemelham-se muito às da estrutura dos modos normais, obtidas através da teoria quase-geostrófica para ciclogênese a sotavento proposta por Buzzi et al. (1987). A Figura 5.8 mostra a estrutura e a evolução do modo baroclínico mais instável, obtido através de um fluxo de oeste com cisalhamento na vertical e na presença de uma montanha alongada na direção meridional, com altura máxima de 2.500 metros. Nesta figura, observam-se as características obtidas no padrão do tipo onda das análises de correlação, como distorções e a mudança brusca da posição do centro de baixa pressão. Entretanto, a grande diferença desta figura com a Figura 5.7, é que na figura dos modos normais os sistemas de alta pressão são da mesma intensidade das baixas, situação esta que não ocorre com os valores de máxima e mínima correlação no padrão tipo onda das correlações, isto porque o modelo é linear e na atmosfera há efeitos não lineares. Buzzi e Tosi (1989) e Buzzi et al. (1990) também obtiveram este tipo de padrão para as anomalias de alta frequência nas montanhas Rochosas, porém o critério de seleção dos dados, utilizados por Buzzi e Tosi (1989), foi mais voltado para situações favoráveis à ciclogêneses a sotavento, e Buzzi et al. (1990) utilizaram dados de simulação de um modelo quase geostrófico com topografia. No caso de Hsu (1987), que usou uma série temporal para 21 invernos, não foi obtido tão claramente este padrão dos modos normais das ondas baroclínicas na presença de montanhas. Portanto, pode-se ver que a interação dos distúrbios de alta frequência com os Andes é bem simulada pelos modos normais na presença de montanha.

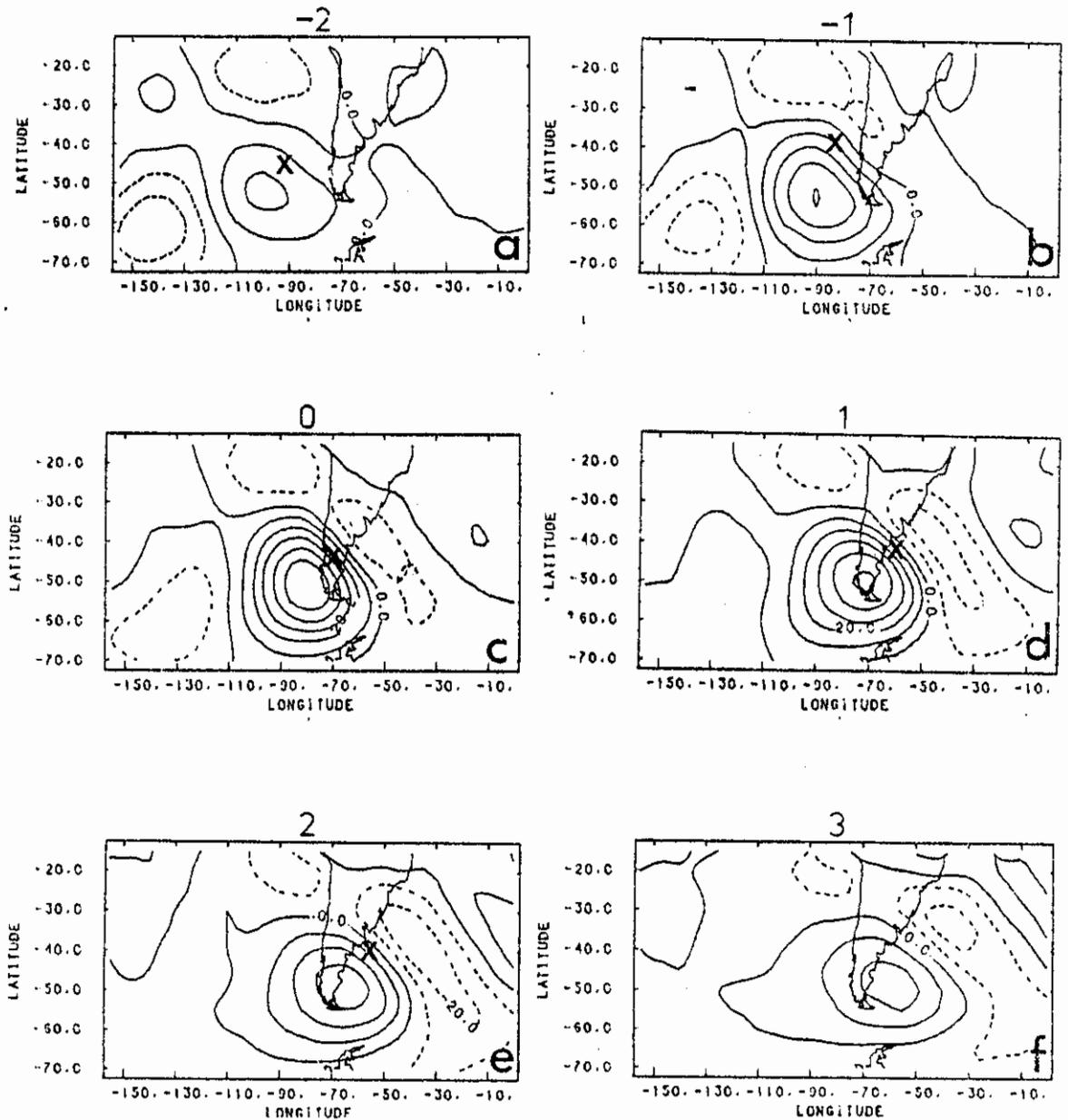


Fig. 5.6 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa. Intervalo das linhas 0,1.

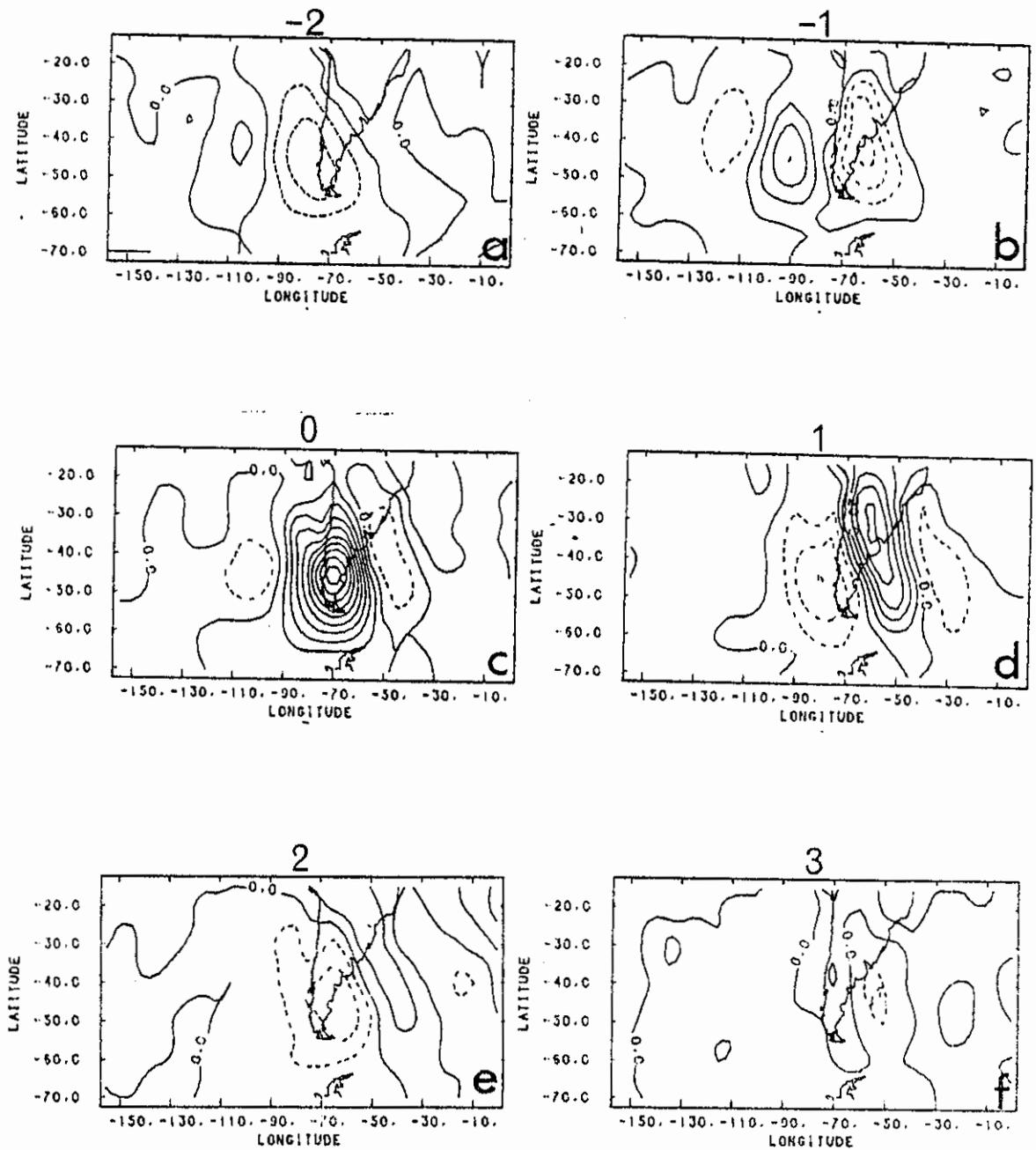


Fig. 5.7 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 1000 hPa, entre o ponto base em 70°W - 45°S e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

Intervalo das linhas 0,1.

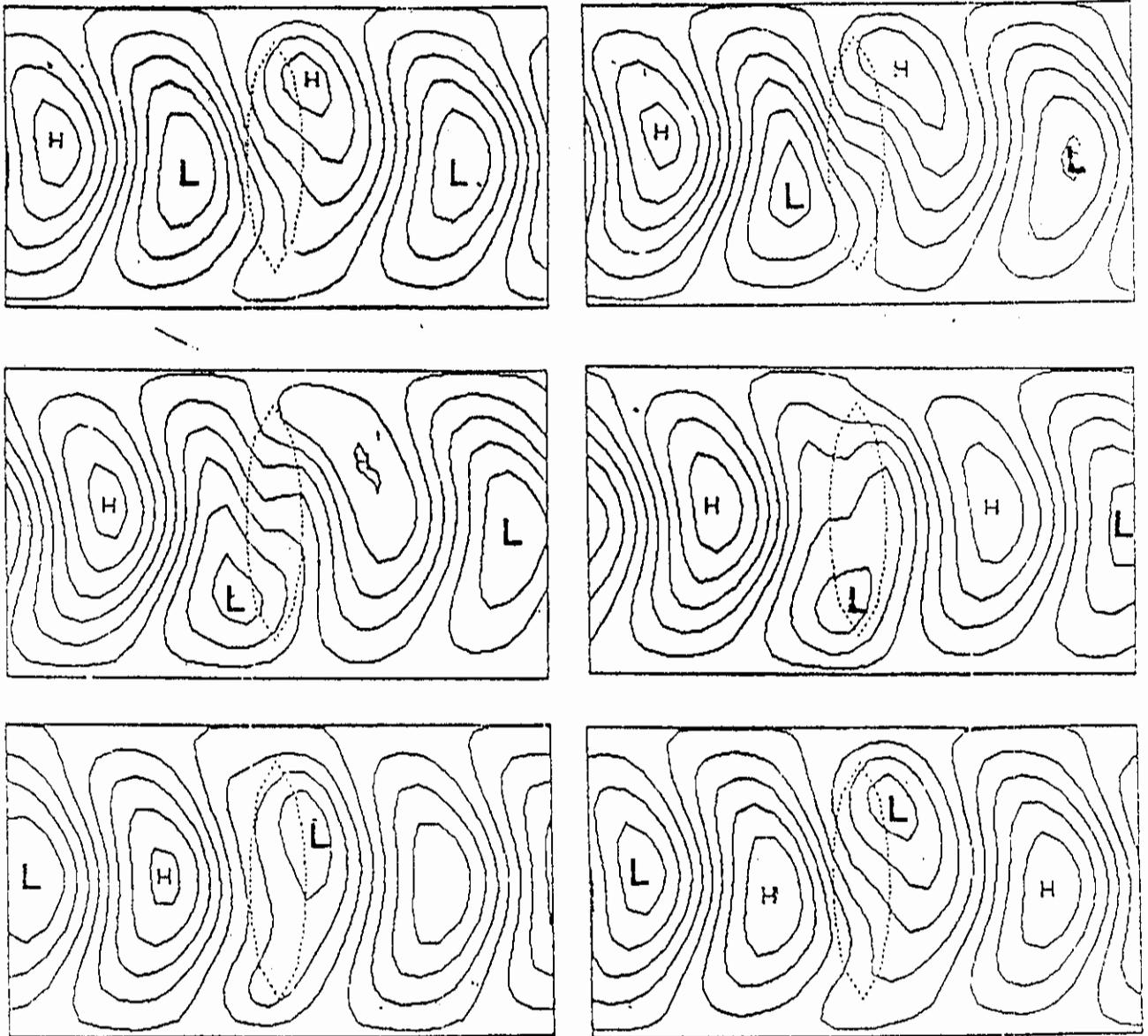


Fig. 5.8 - Estrutura do modo normal mais instável, obtido através de modelo linear e quase-geostrófico.
 Fonte: Buzzi et al. (1987), p. 102.

A linha pontilhada representa a montanha.
 Adaptada para o Hemisfério Sul.

Na Figura 5.9 para 700 hPa, obtem-se que no dia 0 (Figura 5.9d) a velocidade de propagação para oeste é de 17° de longitude por dia e o comprimento de onda é igual ao do padrão de 1000 hPa. Este resultado mostra que os distúrbios de alta frequência possuem uma velocidade de fase maior e comprimento de onda menor do que os dos dados não filtrados. Destaca-se também, nessa figura o efeito da montanha, o qual é notado através do alongamento dos centros de correlação, distorções das isolinhas de correlação e o surgimento de um máximo secundário em torno de $64^\circ\text{W} - 23^\circ\text{S}$, no dia +1 (Figura 5.9d).

Na Figura 5.10, para 300 hPa, observa-se que os centros de máxima e mínima correlação sobre o oceano Pacífico, propagam para leste e são alongados e quase simétricos na orientação norte-sul, característica esta semelhante aos dos modos normais sobre uma superfície plana. Após cruzar o continente estes centros passam a possuir uma inclinação de noroeste para sudeste, como também ocorre com os dados não filtrados (Figura 5.5) e similarmente no Hemisfério Norte (Buzzi e Tosi, 1989).

As análises de correlação entre a altura geopotencial em 1000 hPa filtrada em $70^\circ\text{W} - 45^\circ\text{S}$, com todos os pontos de grade da altura geopotencial em 300 hPa (Figura 5.11) mostram que os distúrbios inclinam-se para oeste por aproximadamente $1/4$ do comprimento de onda, o que concorda com os resultados teóricos das ondas baroclínicas (Charney, 1947). Em toda a evolução, observa-se que o trem de onda possui uma orientação de sudoeste para nordeste.

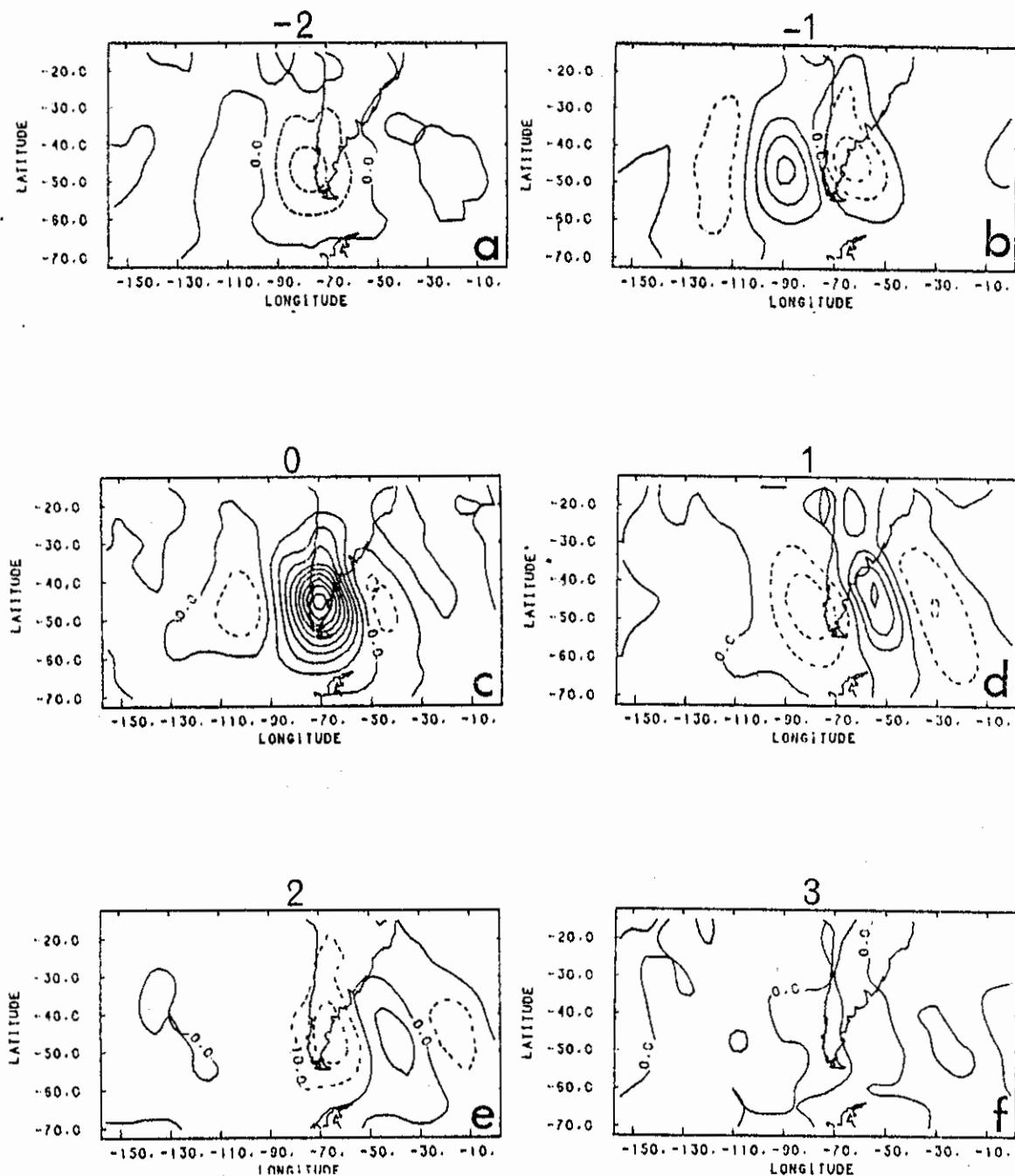


Fig. 5.9 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 700 hPa, entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

Intervalo das linhas 0,1.

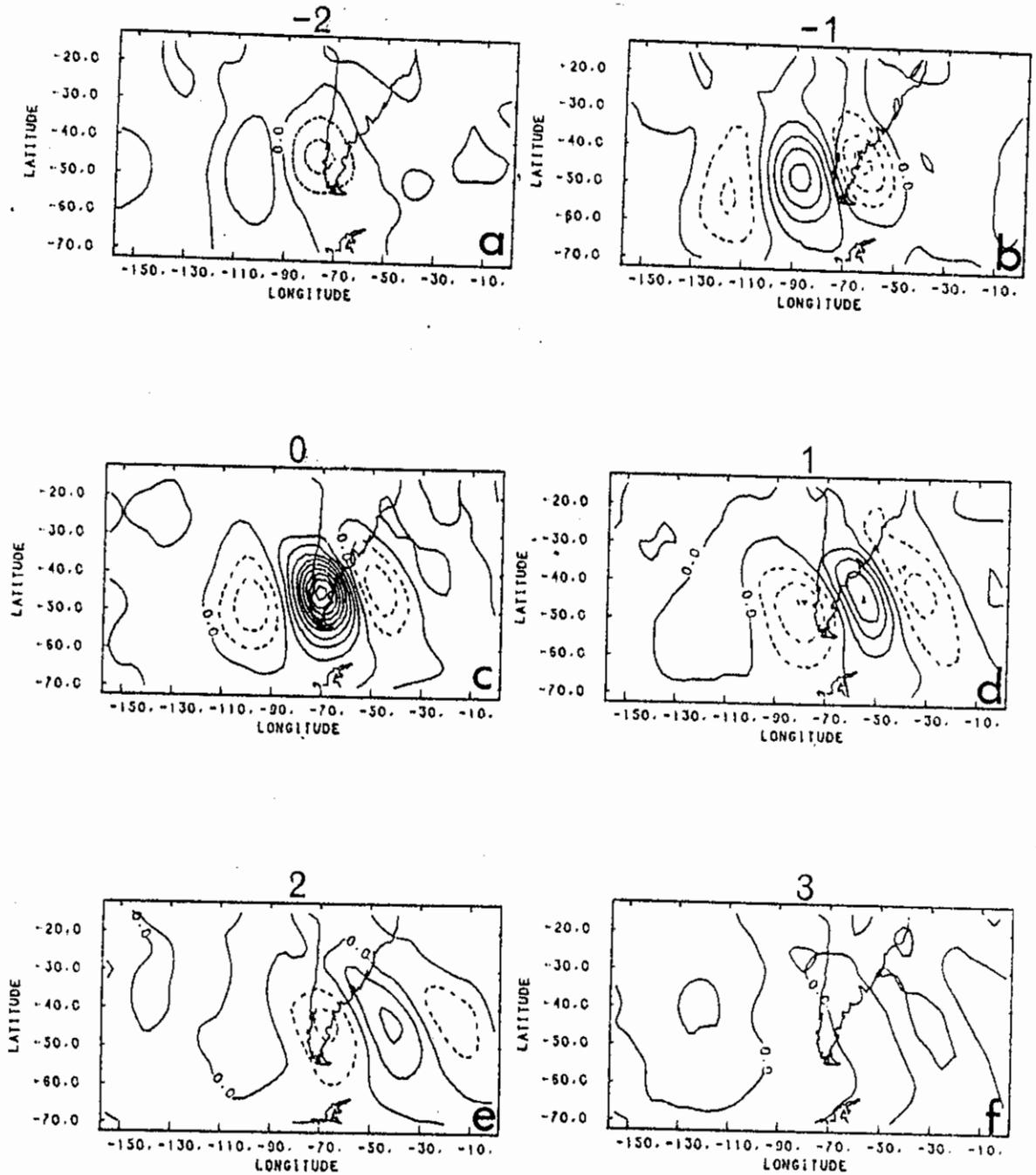


Fig. 5.10 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta em 300 hPa, entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

Intervalo das linhas 0,1

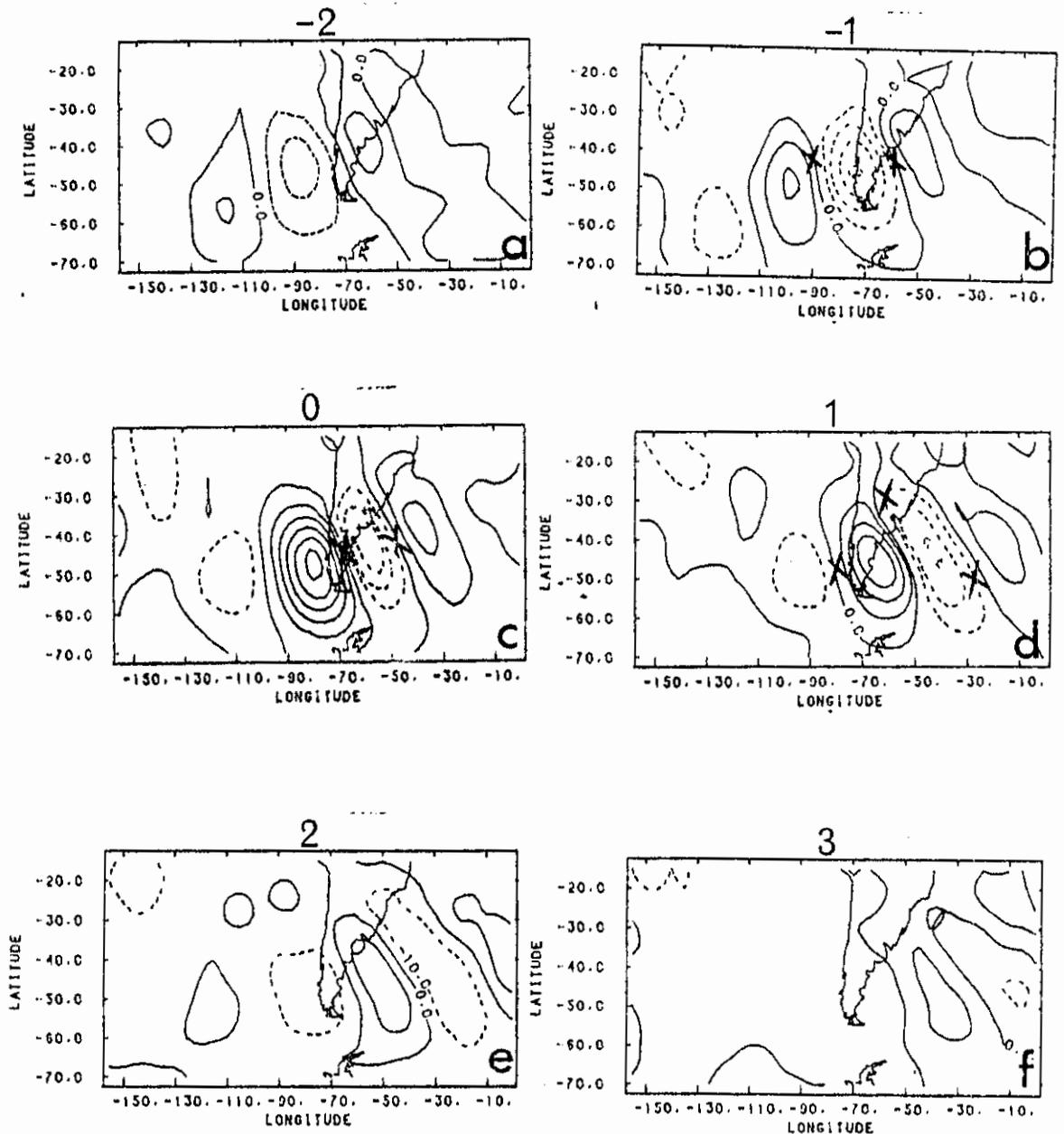


Fig. 5.11 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta entre o ponto base em $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa. Intervalo das linhas 0,1.

A trajetória do centro de máxima correlação das análises em 1000 hPa dos dados não filtrados e dos filtrados, está traçada na Figura 5.12. Nestes dois casos, observa-se que a trajetória dos distúrbios é anticiclônica, o que pode ser resultado da contribuição da onda de Roosby topográfica induzida devido a conservação da vorticidade potencial. Nos dados filtrados, existe uma mudança brusca na trajetória dos distúrbios após cruzar os Andes. Este tipo de trajetória dos distúrbios de alta frequência sobre o continente e oceano Atlântico é semelhante à dos modos normais obtidos por Buzzi et al. (1987) (Figura 5.13). Entretanto, sobre o oceano Pacífico a trajetória do centro de correlação não concorda muito bem com a dos modos normais.

As cartas de correlação mostradas neste item não exibem as diferenças entre as anomalias negativas e as positivas. Entretanto, estudos climatológicos mostram que os ciclones formados entre 15° - 40° S propagam para sudeste (Gan e Rao, 1991) e os anticiclones, para nordeste (Lima, 1991). Desse modo, faz-se necessário construir cartas compostas para as anomalias positivas e negativas. O critério utilizado para construir essas cartas, foi o de escolher os dados da altura geopotencial filtrada dos dias em que as anomalias positivas (negativas) possuíam valores acima (abaixo) da média de dois desvios padrões, como pode ser visto na Figura 5.14, que mostra parte da série temporal do ponto base em 70° W - 45° S, no nível de 1000 hPa. As anomalias positivas que formam o composto estão indicadas por pontos e as negativas por X. A Figura 5.15 mostra o composto das anomalias negativas no nível de 1000 hPa. Inicialmente, observa-se que existe uma tendência dos distúrbios intensificarem-se sobre o oceano Pacífico e sobre o continente. Observa-se também, que no dia 0 e no +1 (Figuras 5.15c e 5.15d), há uma divisão do centro de anomalias positivas e negativas, respectivamente, ficando

um centro sobre o norte da Argentina e um sobre o oceano Atlântico.

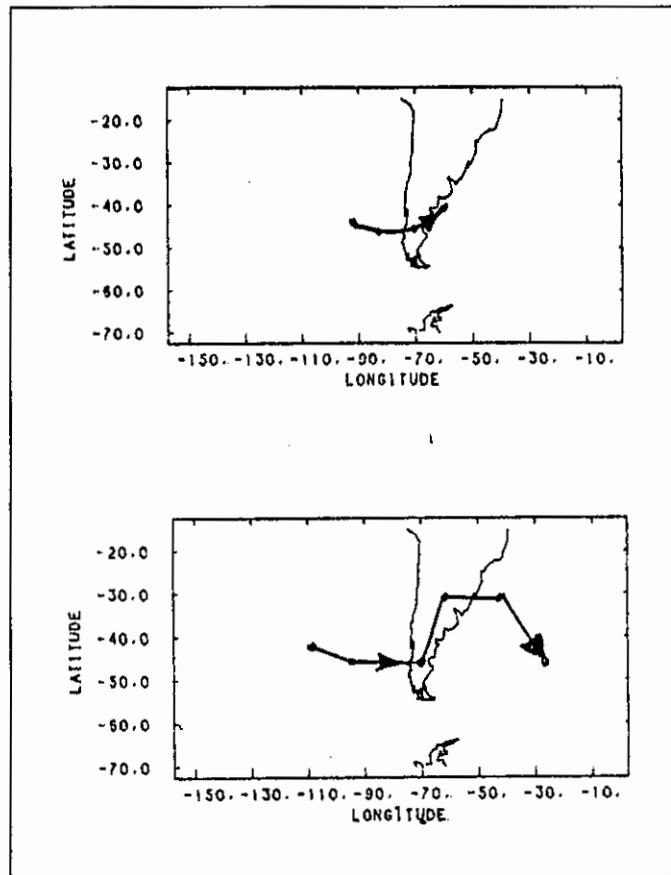


Fig. 5.12 - Trajetória do centro de máxima correlação em 100 hPa para: a) os dados não filtrados e b) filtrados com passa alta.

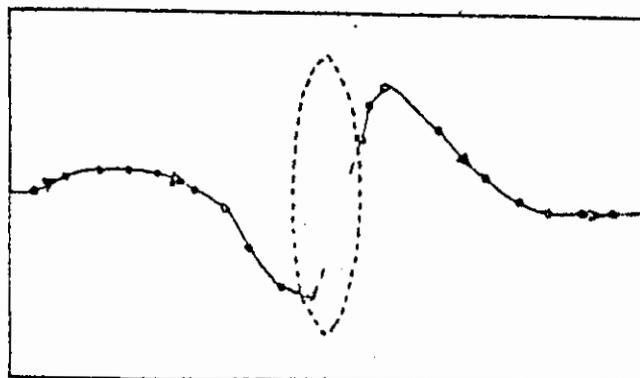


Fig 5.13 - Trajetória do modo normal mais instável na presença de uma montanha.

Fonte: Buzzi et al. (1987), p. 103.

Adaptada para o Hemisfério Sul.

A Figura 5.16 mostra o composto para as anomalias positivas em 1000 hPa. As características deste composto são semelhantes às das cartas de correlação em 1000 hPa (Figura 5.7), inclusive no deslocamento para norte do centro de maior altura geopotencial. Observa-se também, que as anomalias de alta frequência positivas e negativas possuem a mesma trajetória (Figura 5.17) e também são iguais à do centro de máxima correlação dos dados filtrados em 1000 hPa. No caso das anomalias negativas (Figura 5.17b), existe também, uma trajetória associada com o outro centro formado no dia +1 (Figura 5.15d).

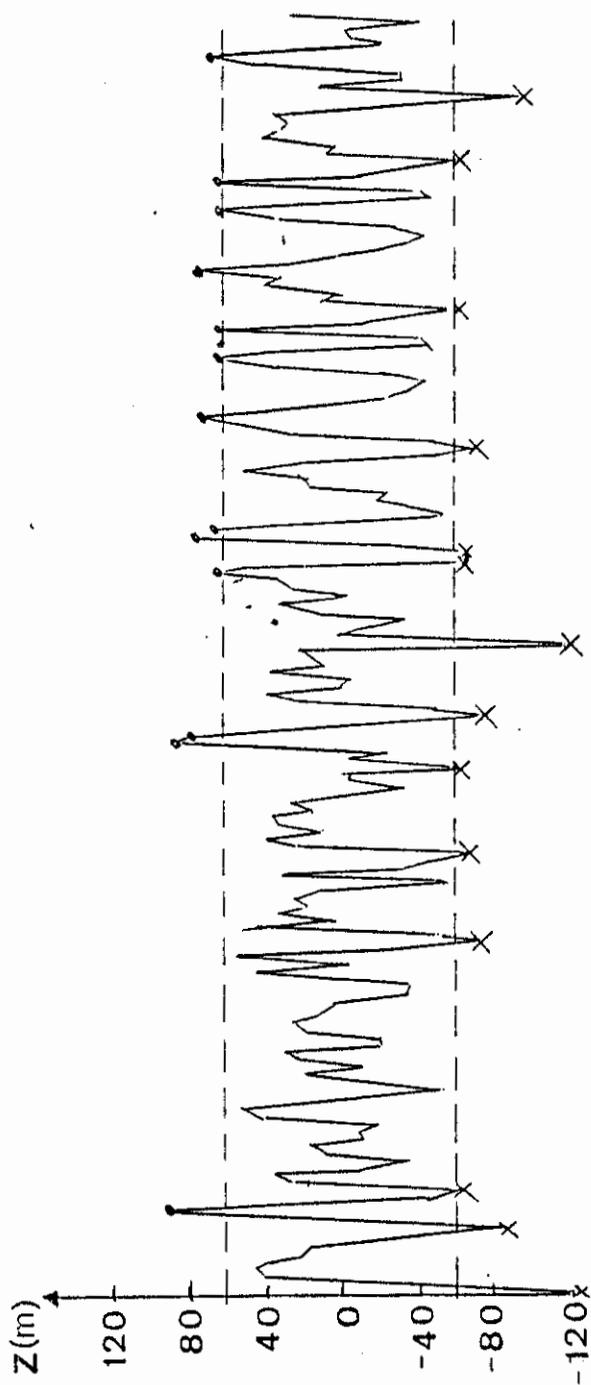


Fig. 5.14 - Série temporal da altura geopotencial filtrada com passa alta do ponto de base em $70^{\circ}W - 45^{\circ}S$.

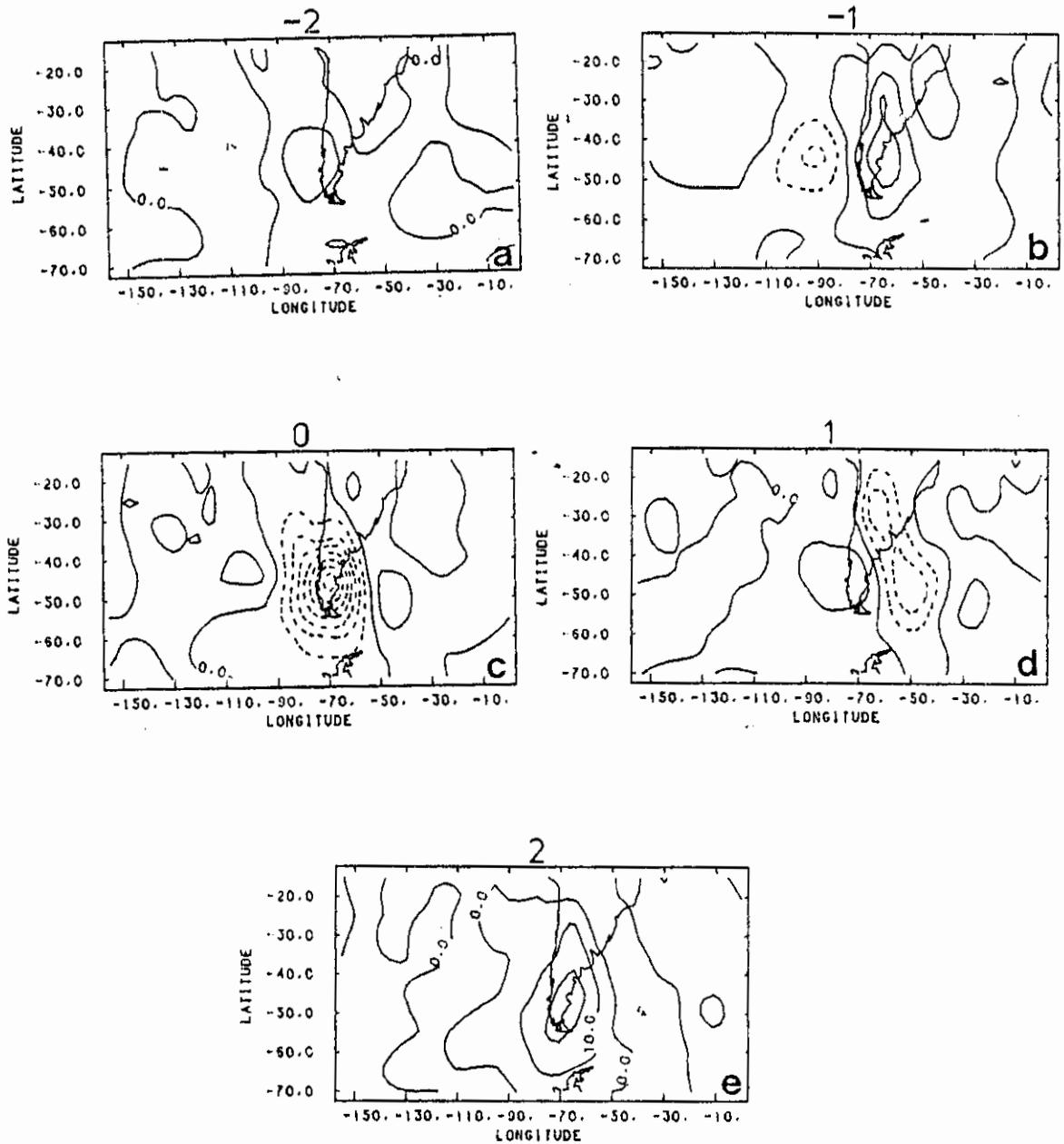


Fig. 5.15 - Composto das anomalias negativas dos dados filtrados com passa alta no nível de 1.000 hPa para: a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias.

Intervalo das linhas 10,0 metros.

No composto das anomalias negativas em 300 hPa (Figura 5.18), pode-se notar que existe uma característica de trem de onda com orientação semi-circular. Este padrão intensifica entre o dia -2 e o dia -1 (Figuras 5.18a e 5.18b). No dia 0 (Figura 5.18c), somente os centros de anomalias positivas e negativas sobre o continente é que intensificam. A partir do dia +1, a orientação desse trem de onda é zonal. Verifica-se, que as anomalias tendem a se intensificar sobre o oceano Pacífico próximo à costa oeste do continente. Comparando-se as posições dos centros das anomalias em 300 hPa com 1000 hPa (X na figura indica a posição da respectiva anomalia em 1000 hPa), pode-se ver que as anomalias inclinam-se para oeste em torno de $1/4$ do comprimento de onda, característica esta também, observadas nas análises de correlação. A Figura 5.19 assemelha-se à Figura 5.18, para as anomalias positivas. Neste caso o trem de onda não possui orientação semi-circular, mas orientação de noroeste para sudeste no dia -2 (Figura 5.19a), passando para sudoeste-nordeste no dia +1 (Figura 5.19d). Outro ponto importante a ser destacado nessas figuras dos compostos, é que as anomalias crescem praticamente ao mesmo tempo em 1000 hPa e em 300 hPa, porém enfraquecem primeiro nos baixos níveis.

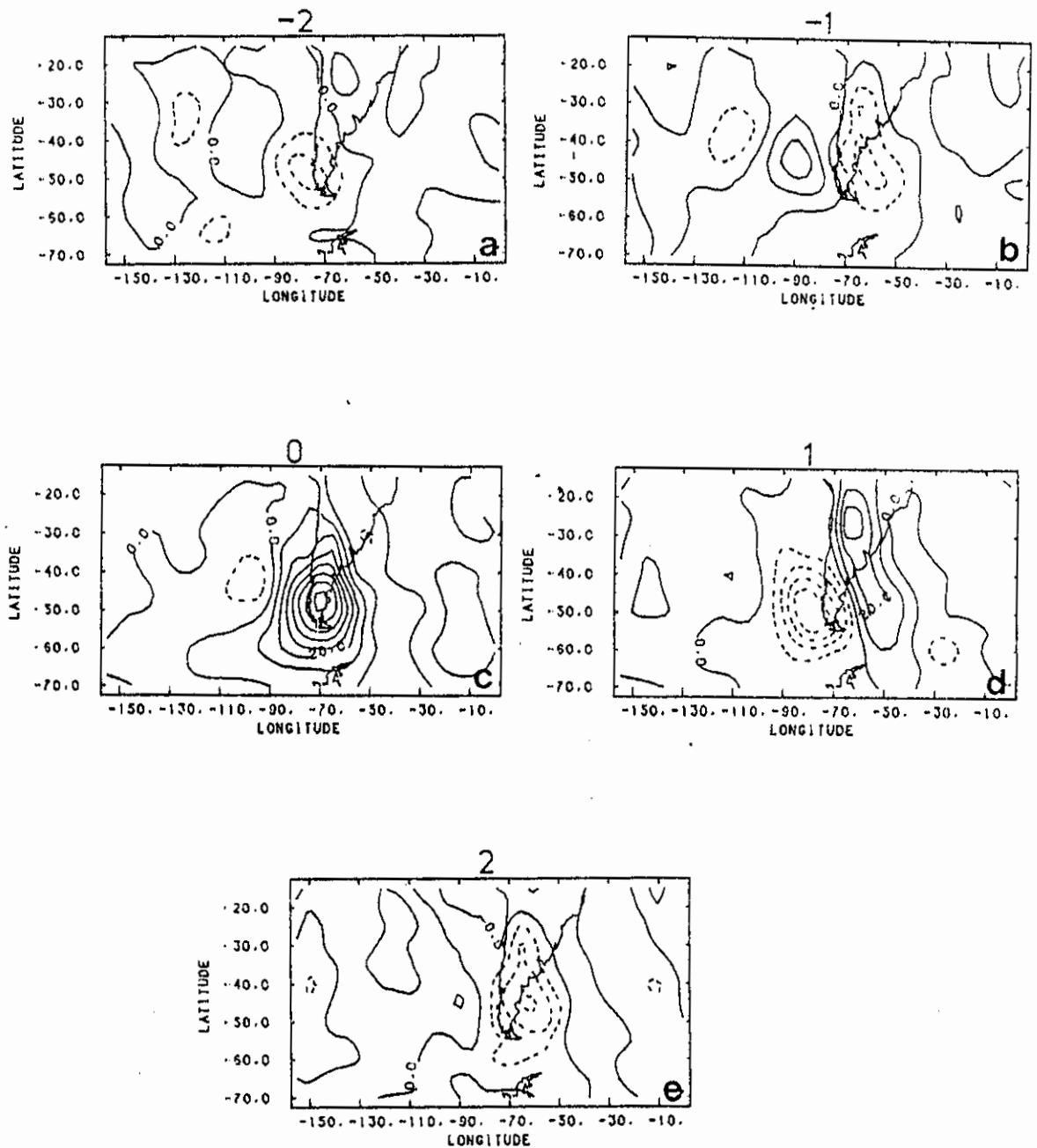


Fig. 5.16 - Composto das anomalias positivas dos dados filtrados com passa alta no nível de 1.000 hPa para: a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias.

Intervalo das linhas 10,0 metros.

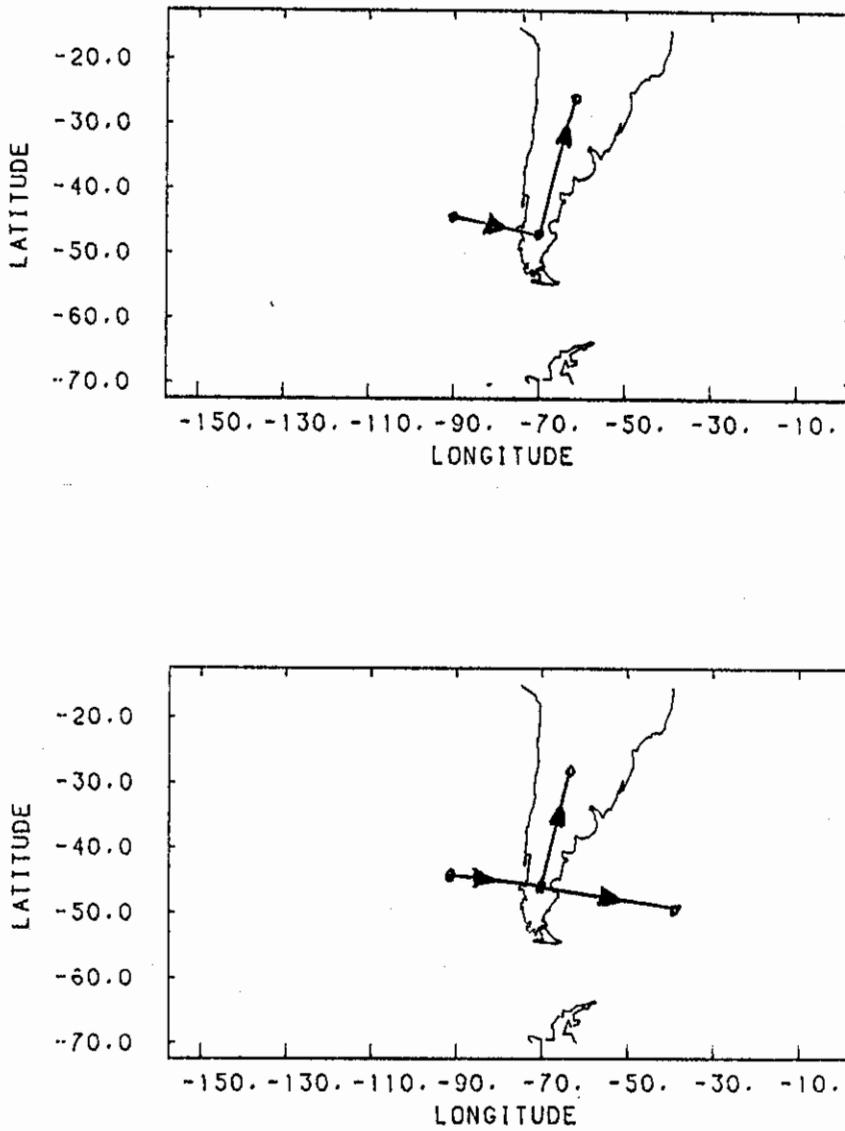


Fig. 5.17 - Trajetória das anomalias positivas: (a) e negativas (b) em 1.000 hPa.

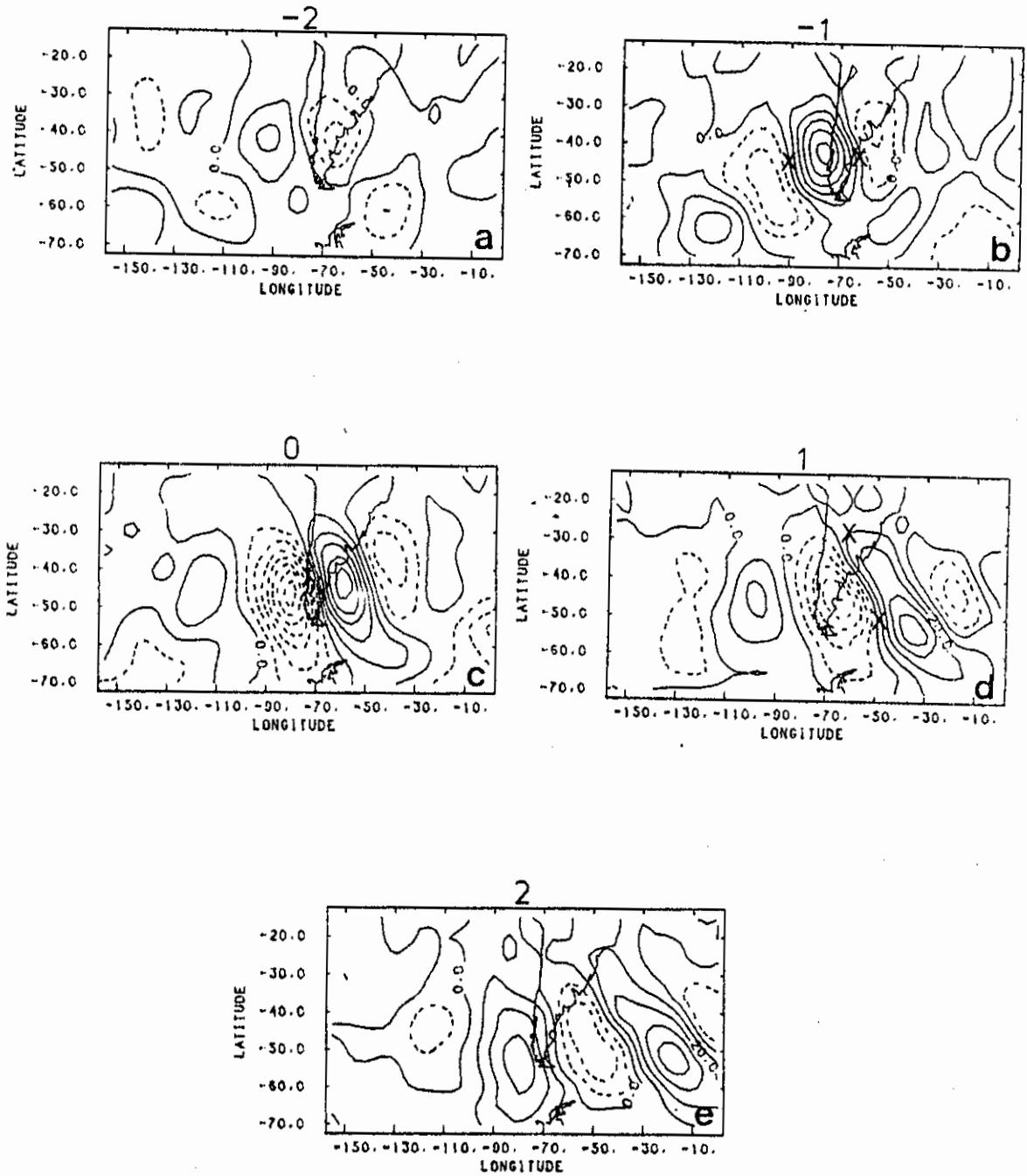


Fig. 5.18 - Composto das anomalias negativas dos dados filtrados com passa alta no nível de 300 hPa para: a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias.

Intervalo das linhas 10,0 metros.

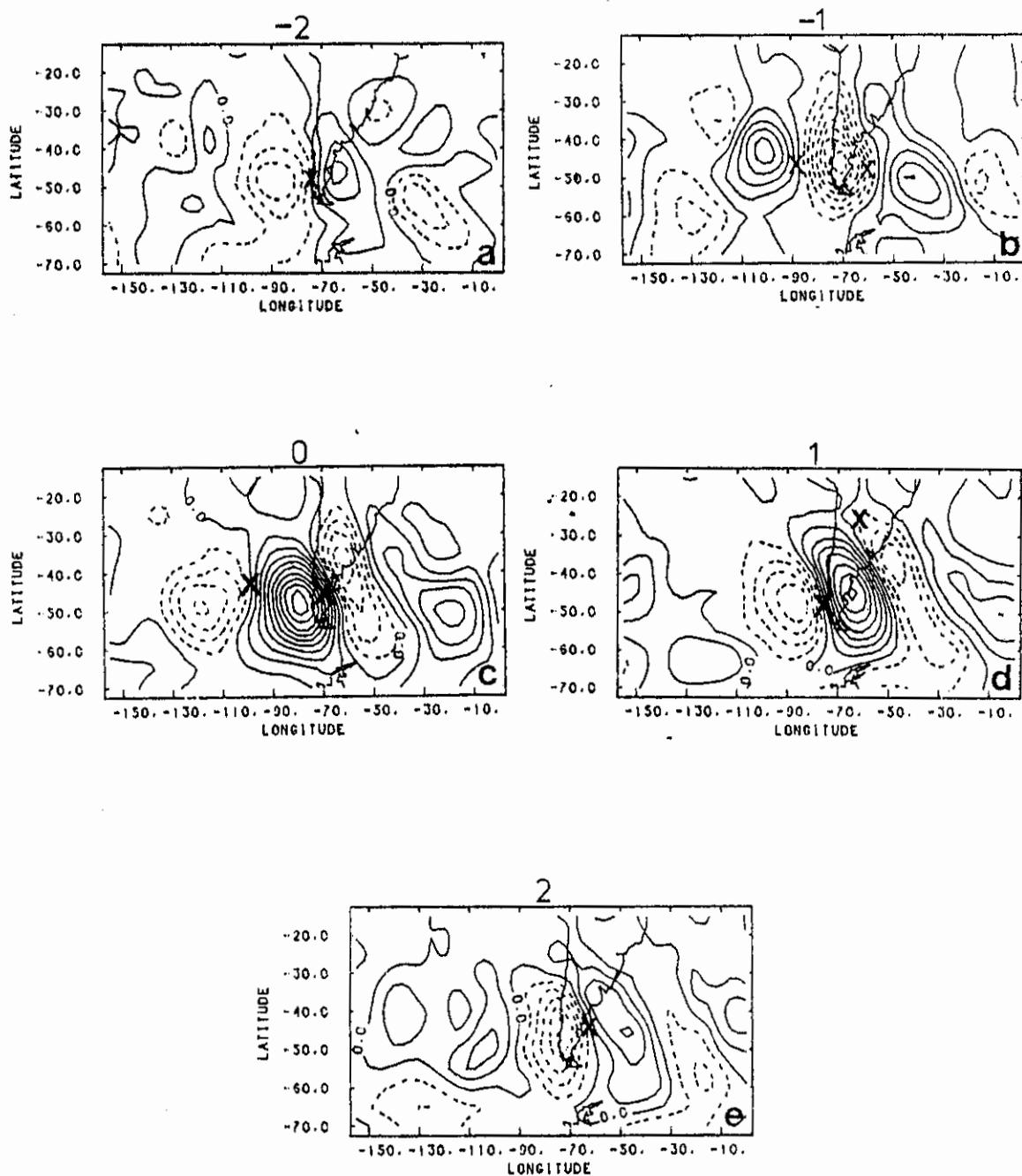


Fig. 5.19 - Composto das anomalias positivas dos dados filtrados com passa alta no nível de 300 hPa para: a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias.

Intervalo das linhas 10,0 metros.

5.2.1.2 - ENERGÉTICA DOS DISTÚRBIOS DE ALTA FREQUÊNCIA

O ciclo energético das anomalias negativas obtidas nos compostos das Figuras 5.15 e 5.18, mostra que a energia potencial disponível do distúrbio de alta frequência (AE) (Figura 5.20) aumenta à medida em que o distúrbio intensifica, sendo que o máximo de AE localiza-se à jusante do distúrbio em 1000 hPa (Figura 5.15), da mesma maneira que ocorre com os ciclones extratropicais do Hemisfério Norte (Lin e Smith, 1979 e 1982). A distribuição espacial da energia cinética do distúrbio de alta frequência (KE) (Figura 5.21) mostra dois máximos, os quais crescem com a intensificação das anomalias. As cartas do termo de conversão baroclínica CA (Figura 5.22) exibem, no dia -1, dois centros de valores positivos localizados à 5° a leste dos distúrbios de alta frequência em 1000 hPa, indicando que estes estão crescendo baroclinicamente por extrair energia potencial do fluxo quase estacionário. Como no cálculo de CA, o termo dominante foi o segundo do lado direito da Equação 5.6, pode-se ver que o crescimento do distúrbio está associado com o transporte de ar quente para o pólo. No dia 0 (Figura 5.22b) os centros de máximo valor de CA intensificam e no dia +1 (Figura 5.22c) continuam propagando para leste e enfraquecem. Nas cartas do termo de conversão barotrópica CK (Figura 5.23) observa-se que no dia -1, há um centro de CK positivo sobre o oceano Pacífico e um negativo sobre o continente, os quais estão associados com a anomalia negativa e positiva, respectivamente, na carta dos compostos (Figura 5.15b). Na evolução dos distúrbios observa-se que a anomalia positiva enfraquece barotropicamente e a anomalia negativa cresce por efeitos barotrópicos. No dia 0 a anomalia negativa localiza-se sobre a região de CK negativo, indicando que o distúrbio está decaindo barotropicamente.

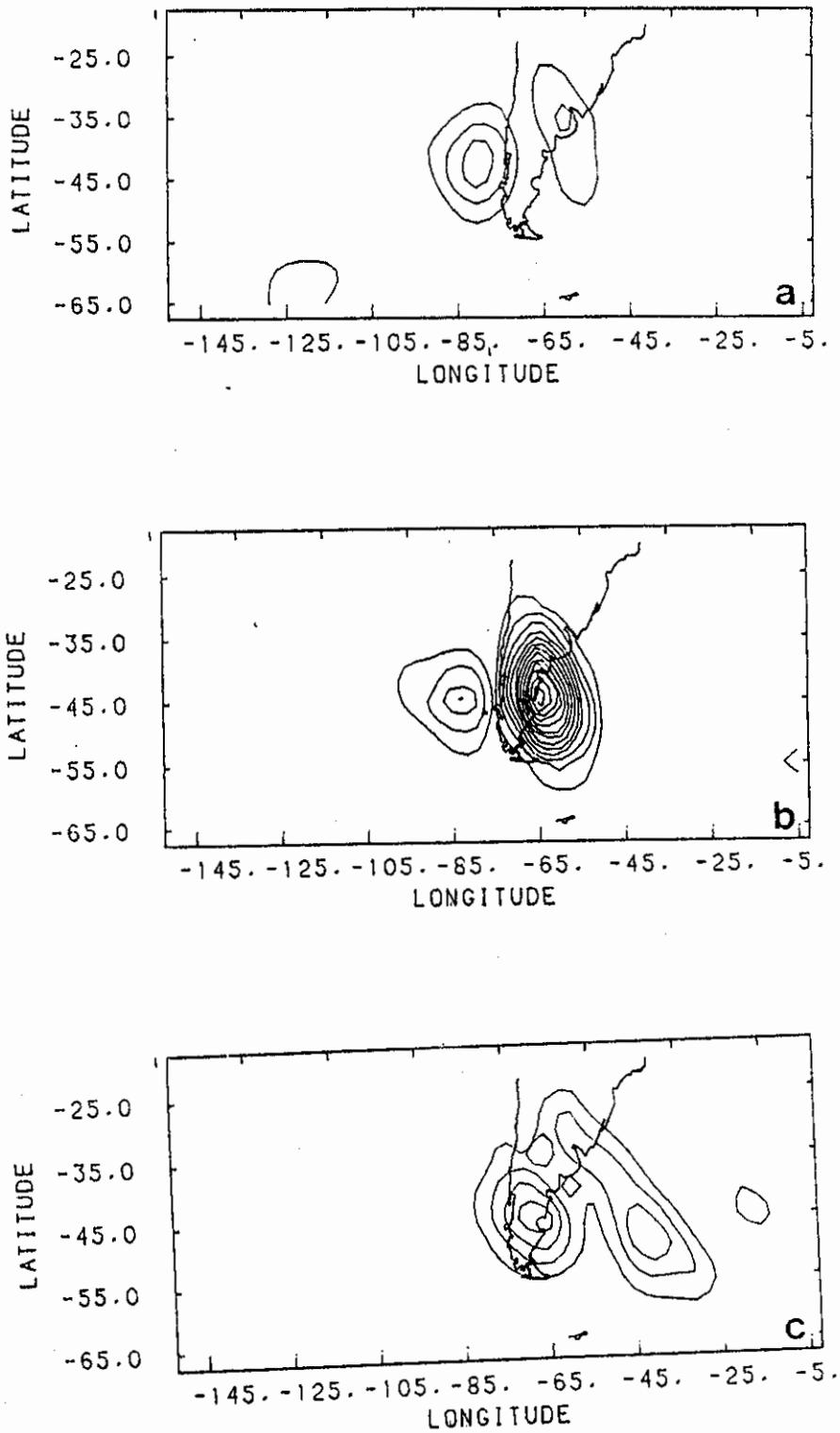


Fig. 5.20 - Energia potencial disponível (Jm^{-2}) do distúrbio de alta frequência. Ponto base 70°W - 45°S . a) dia -1, b) dia 0 e c) dia 1.

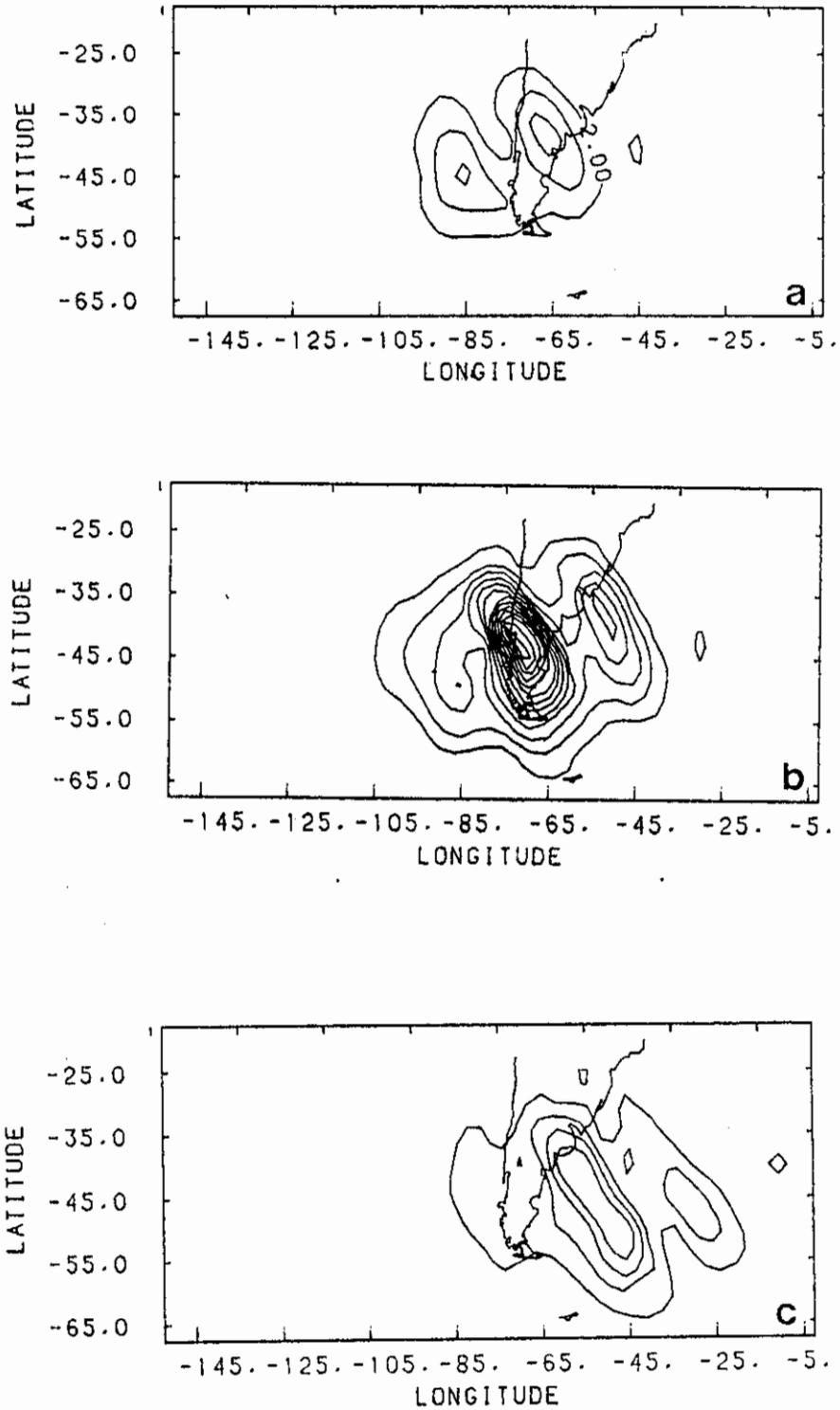


Fig. 5.21 - Energia cinética (Jm^{-2}) do distúrbio de alta frequência. Ponto base $70^{\circ}\text{W}-45^{\circ}\text{S}$. a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

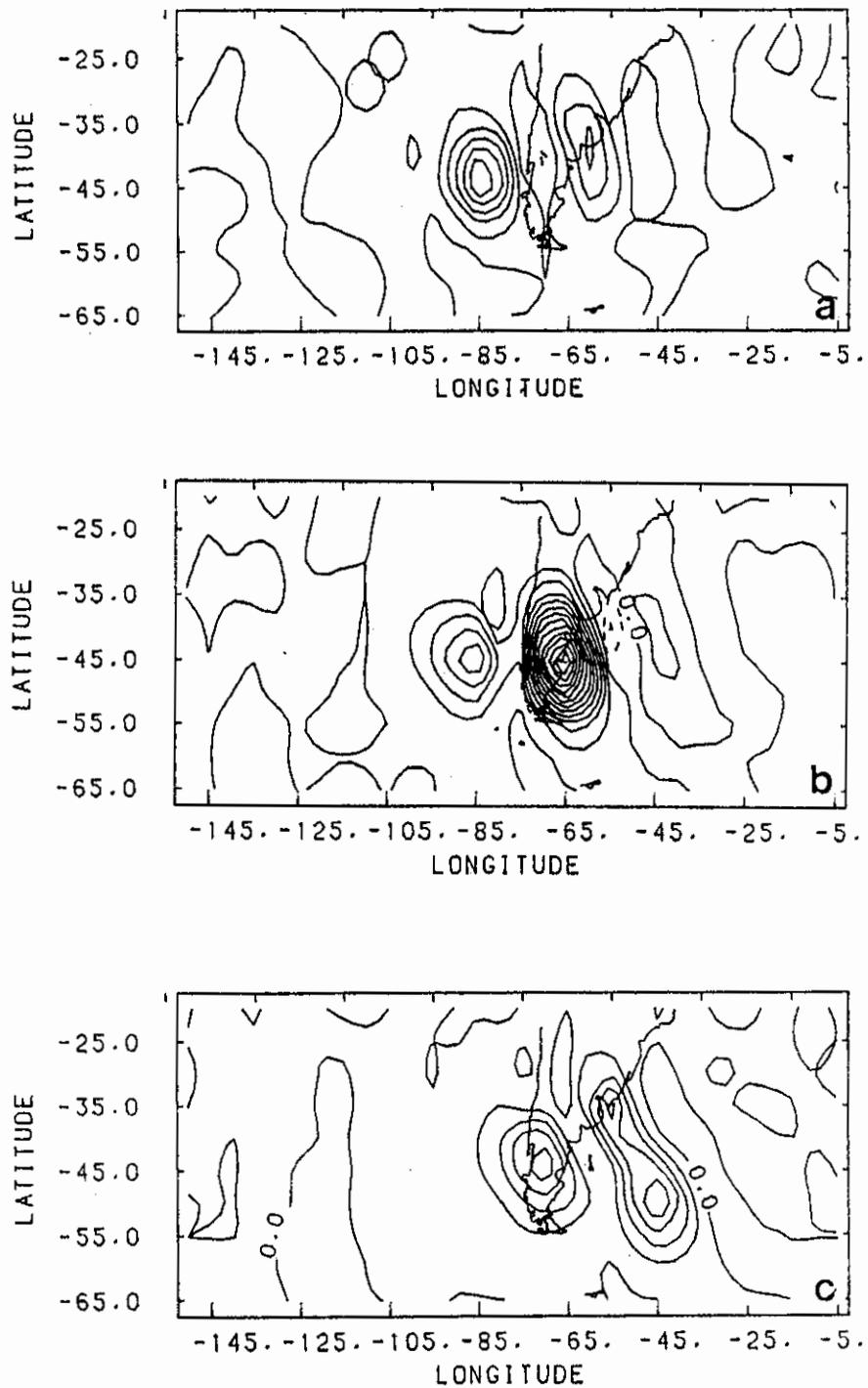


Fig. 5.22 - Termo de conversão de energia potencial disponível (Wm^{-2}) do fluxo quase-estacionário para a energia potencial disponível dos distúrbios de alta frequência. a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

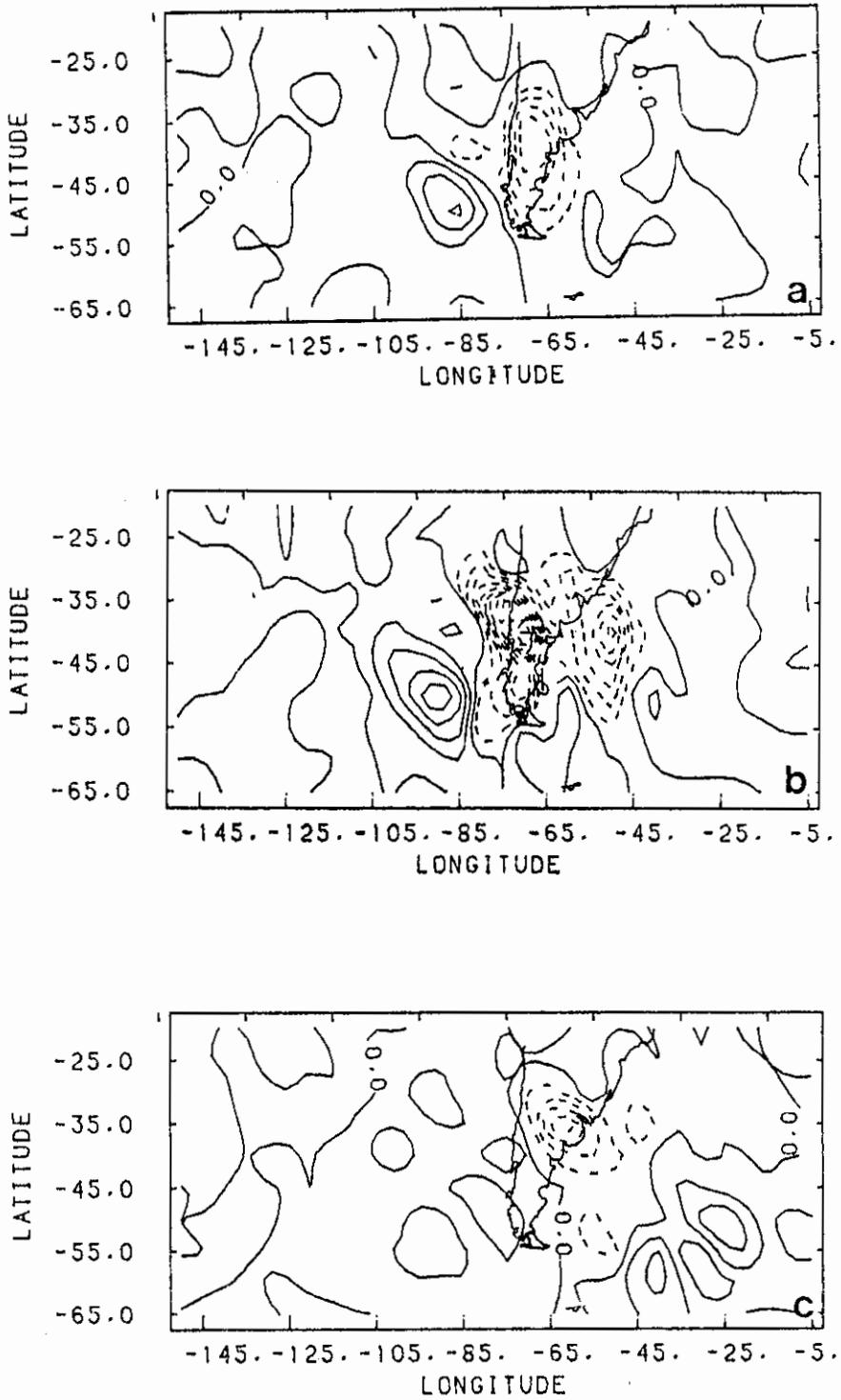


Fig. 5.23 - Termo de conversão de energia cinética (Wm^{-2}) do fluxo quase-estacionário para a energia cinética dos distúrbios de alta frequência para: a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

Com a finalidade de se observar melhor a propagação dos centros de CA e CK, construiu-se um diagrama de Hovmöller para os valores médios de CA e CK na faixa de 50° - 35° S. As linhas contínuas e tracejadas representam a posição dos centros das anomalias positivas e negativas, respectivamente, em 1000 hPa. A Figura 5.24 mostra esses diagramas para o caso dos compostos das anomalias negativas. Nesta figura observa-se que o centro máximo de CA (Figura 5.24a) localiza-se a leste da anomalia negativa, atingindo o valor máximo na fase madura da anomalia negativa. Existe também um centro máximo secundário a leste da anomalia positiva, localizado sobre o oceano Pacífico. Nota-se também, nesta figura, que as anomalias deslocam-se para leste mais rápido do que os centros de máxima conversão baroclínica.

O diagrama de Hovmöller para o termo CK, no caso das anomalias negativas (Figura 5.24b), mostra que toda a região continental, na faixa de 35° - 50° S, e a oceânica ao redor deste é caracterizada por valores negativos de CK, a qual possui um centro principal sobre os Andes e um secundário sobre o oceano Atlântico, em torno de 48° W. Observa-se, também, que os centros positivos e negativos de CK praticamente permanecem nas mesmas latitudes, exceto o centro sobre 70° W, que mostra uma lenta propagação para leste.

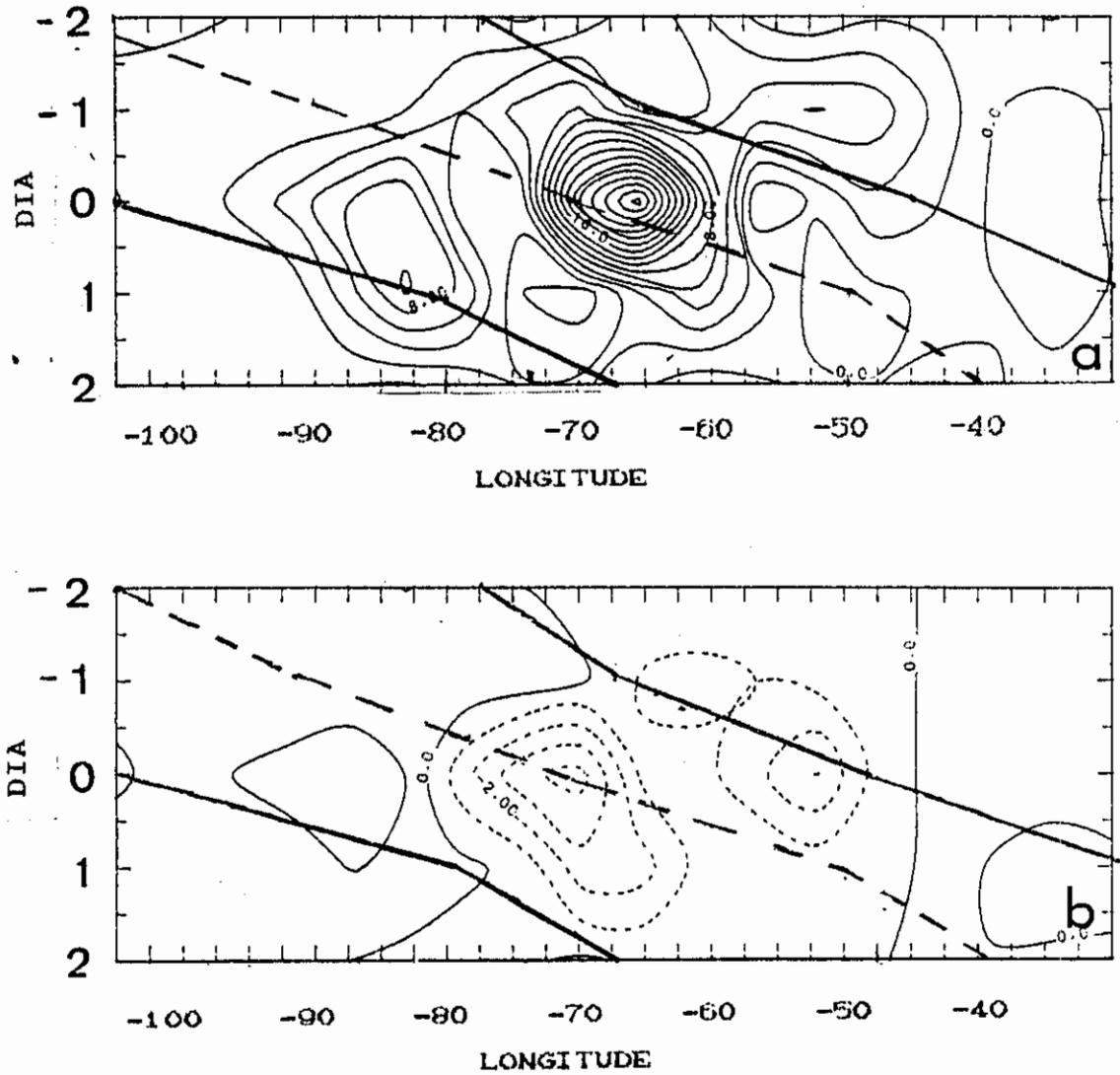


Fig. 5.24 - Diagrama de Hovmöller para o termo CA (a) e o termo CK (b).

Linha contínua representa a trajetória da anomalia positiva e a linha tracejada indica a trajetória da anomalia negativa em 1000 hPa.

No caso do composto das anomalias positivas, a energia potencial do distúrbio de alta frequência (Figura 5.25) possui, no dia -1 (Figura 25a), três centros que

correspondem aos centros das anomalias nas cartas dos compostos (Figura 5.16b). O centro localizado sobre o oceano Atlântico propaga para leste e enfraquece. O do continente desloca-se para nordeste até o dia 0, onde atinge a sua intensidade máxima. Durante as 24 horas seguintes (Figura 5.25c) enfraquece e desloca-se para noroeste, ficando em fase com a anomalia positiva gerada pela montanha (Figura 5.16d). O terceiro centro desloca-se para leste e adquire intensidade máxima sobre o Golfo de São Matias, no dia +1 (Figura 5.25c). O campo de KE (Figura 5.26), também mostra os três centros associados com as anomalias de alta frequência (Figura 5.16b) e evolução semelhante à de AE. O termo de conversão CA (Figura 5.27) exhibe no dia -1 (Figura 5.27a) um centro com valores positivos sobre o oceano Pacífico próximo ao Chile, um outro em $107^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{S}$ e um centro negativo sobre a Argentina. O centro negativo de CA sobre o continente indica que a anomalia negativa que se encontra sobre essa região enfraquece baroclinicamente, e os centros positivos sobre o oceano Pacífico que as anomalias localizadas nessas regiões crescem baroclinicamente. Nos dias 0 e +1, há um padrão tipo onda, existindo regiões em que os distúrbio crescem ou enfraquecem baroclinicamente. As cartas do termo CK (Figura 5.28) mostram um centro com valores negativos próximo à região em que se encontra a anomalia positiva de alta frequência, indicando que o distúrbio associado a esta anomalia estão decaindo barotropicamente.

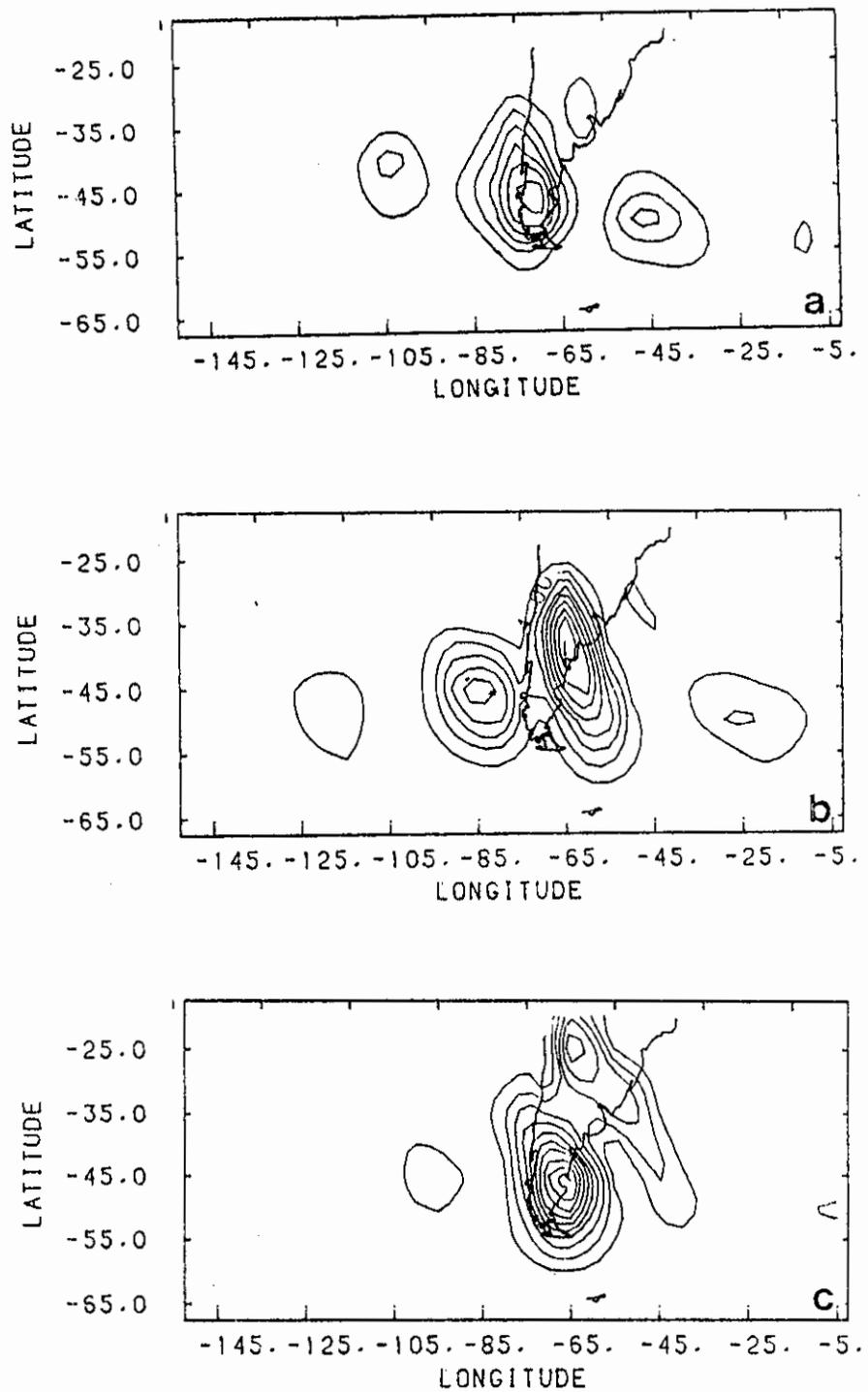


Fig. 5.25 - Energia potencial disponível do distúrbio (Jm^{-2}) de alta frequência. Ponto base $70^{\circ}\text{W}-45^{\circ}\text{S}$
a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

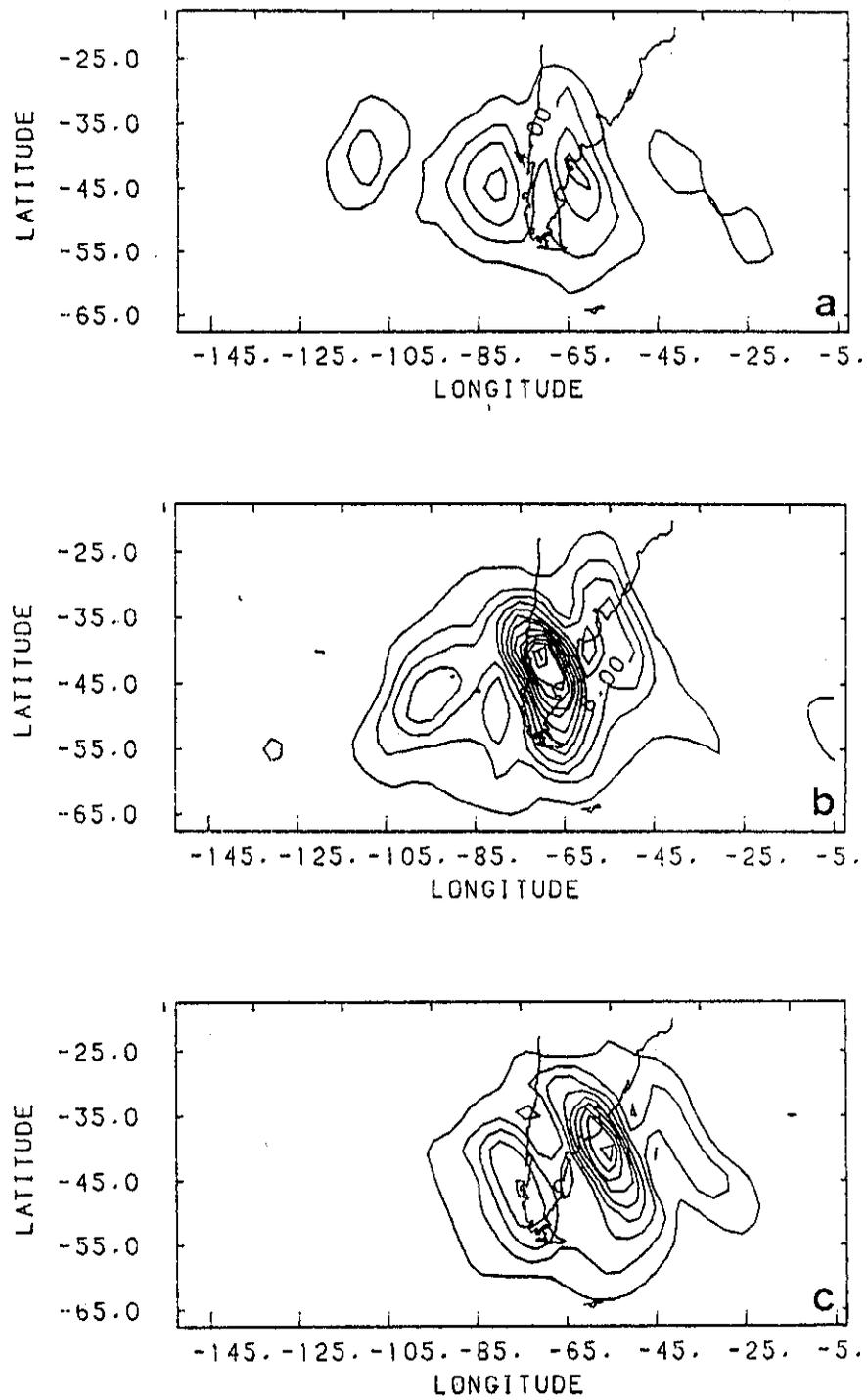


Fig. 5.26 - Energia cinética (Jm^{-2}) do distúrbio de alta frequência. Ponto base $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$. a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

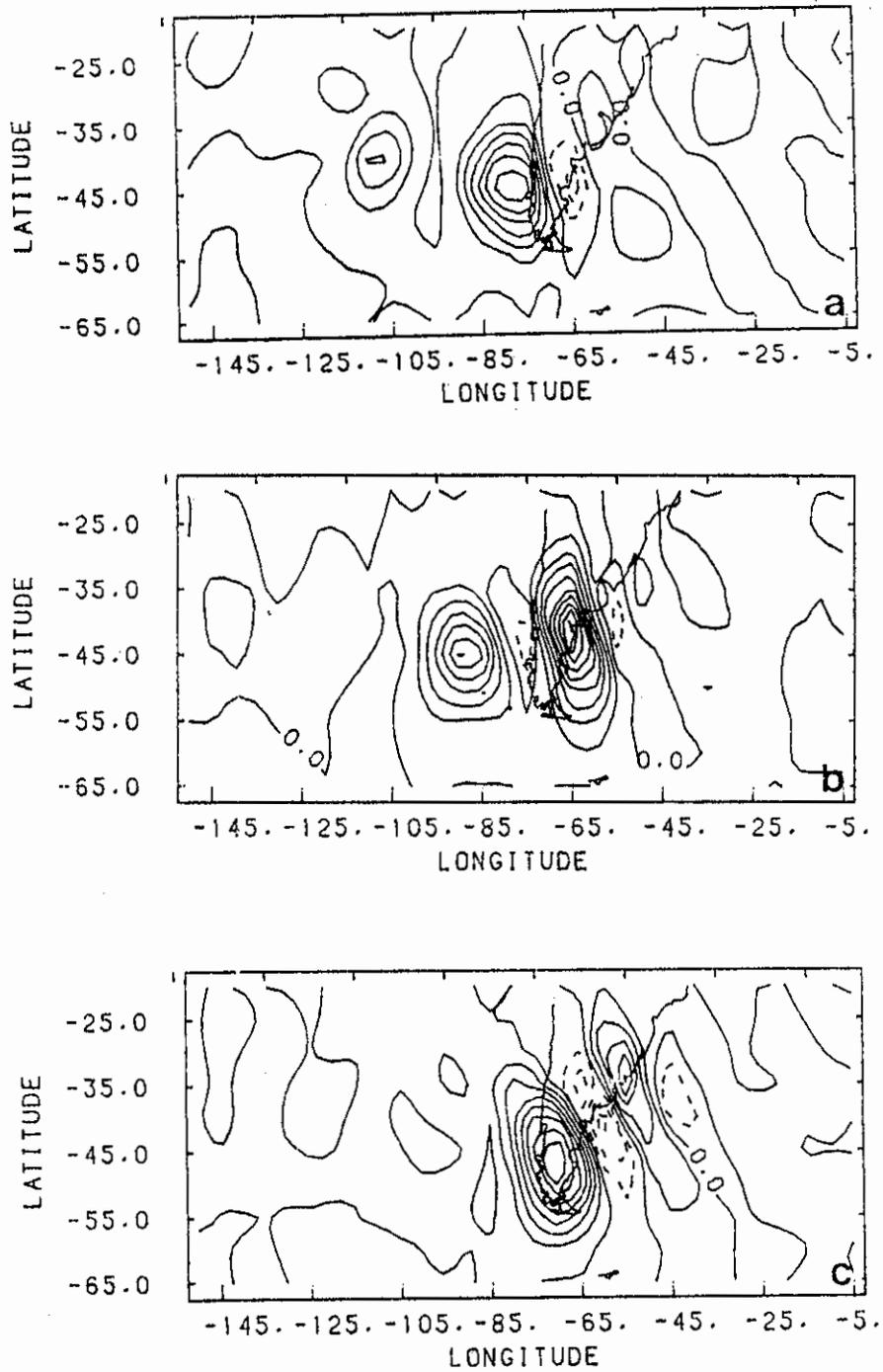


Fig. 5.27 - Termo de conversão de energia potencial disponível (Wm^{-2}) do fluxo quase-estacionário para a energia potencial disponível dos distúrbios de alta frequência. a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

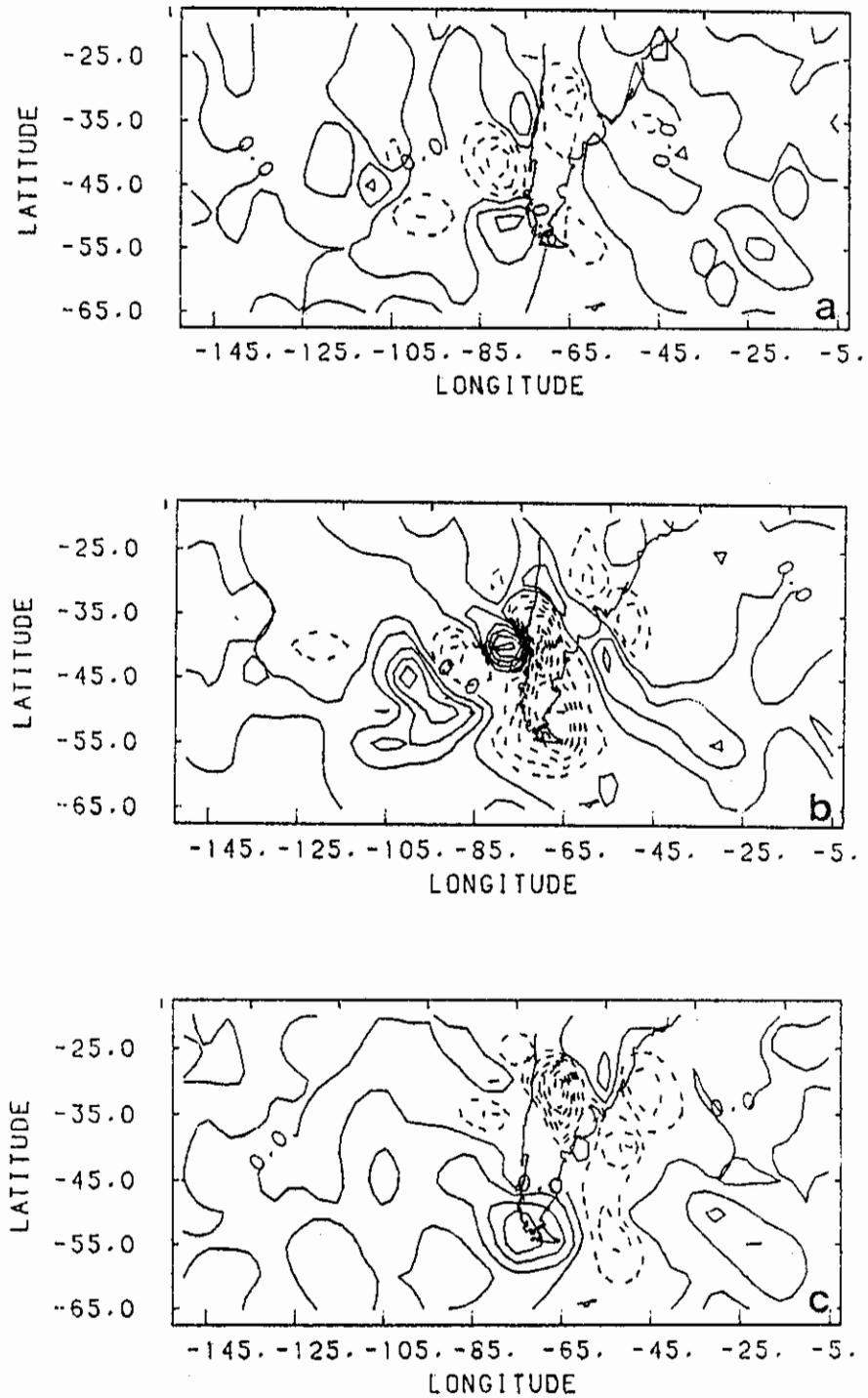


Fig. 5.28 - Termo de conversão de energia cinética (Wm^{-2}) do fluxo quase-estacionário para a energia cinética dos distúrbios de alta frequência, a) dia -1, b) dia 0 e c) dia +1.

O diagrama de Hovmöller para CA, no caso do composto das anomalias positivas (Figura 5.29a), mostra um deslocamento de oeste mais acentuada do que no caso do composto das anomalias negativas (Figura 5.24a). Neste diagrama os centros máximos de CA também, localizam-se corrente abaixo das anomalias. A leste das anomalias negativas, inicialmente ocorre conversão positiva de CA e depois há um pequeno período de conversão negativa. O diagrama de CK (Figura 5.29b) apresenta apenas um centro negativo de CK sobre a região dos Andes, mostrando que tanto neste caso como no do composto das anomalias negativas, essa região é favorável ao decaimento barotrópico.

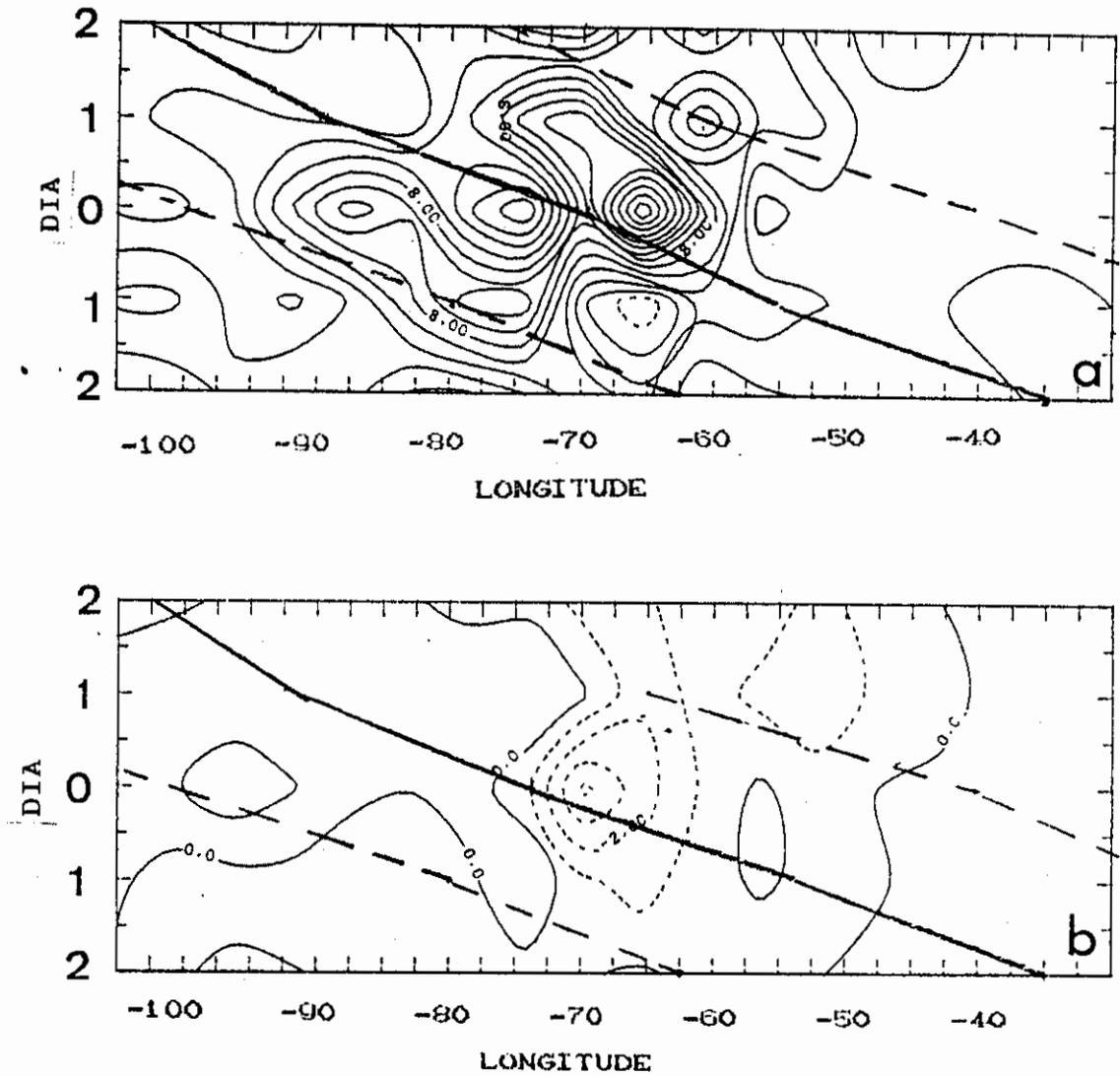


Fig. 5.29 - Diagrama de Hovmöller para o termo CA (a) e o termo CK (b).

Linha contínua representa a trajetória da anomalia positiva e a linha tracejada indica a trajetória da anomalia negativa em 1000 hPa.

5.2.2 - PONTO SOBRE O OCEANO PACÍFICO

Os padrões do tipo onda obtidos nas análises do item anterior (para o ponto $70^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$) também foram obtidos utilizando-se outros pontos próximos a este, pois devido a escala espacial do distúrbio a escolha de pontos próximos uns dos outros não altera o padrão de correlação. Porém, em pontos sobre o oceano Pacífico pode-se notar algumas características um pouco diferentes. As Figuras 5.30, 5.32 e 5.33 retratam o campo de correlação para o ponto base sobre o oceano Pacífico em $85^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$. Na Figura 5.30 para as correlações da altura geopotencial não filtrada do ponto base em 1000 hPa com a dos demais pontos de grade, observa-se uma lenta propagação do centro de máxima correlação com uma velocidade de 6° long/dia, e comprimento de onda de 120° de longitude. Verifica-se, também, uma distorção nas isolinhas de correlação próximas aos Andes. No dia +1 dia há um alongamento do centro de máxima correlação sobre o lado sotavento dos Andes. No dia +3 dias este centro divide-se em dois, ficando um a oeste do continente e o outro no lado sotavento dos Andes. Esta evolução do centro de máxima correlação é parecida com o padrão de ciclogênese a sotavento das montanhas Rochosas, porém neste caso não existe o desenvolvimento do centro formado sobre o lado sotavento dos Andes. Wallace et al. (1988), também, obtiveram uma evolução semelhante ao da Figura 5.30 para o composto de anomalias negativas com os dados não filtrados (Figura 5.31). Entretanto, a explicação proposta por esses pesquisadores é muito vaga e associam esse desprendimento à interação de um cavado secundário (linha tracejada), localizado na circulação da anomalia negativa e desprezam o efeito da montanha, que aparentemente é o efeito principal.

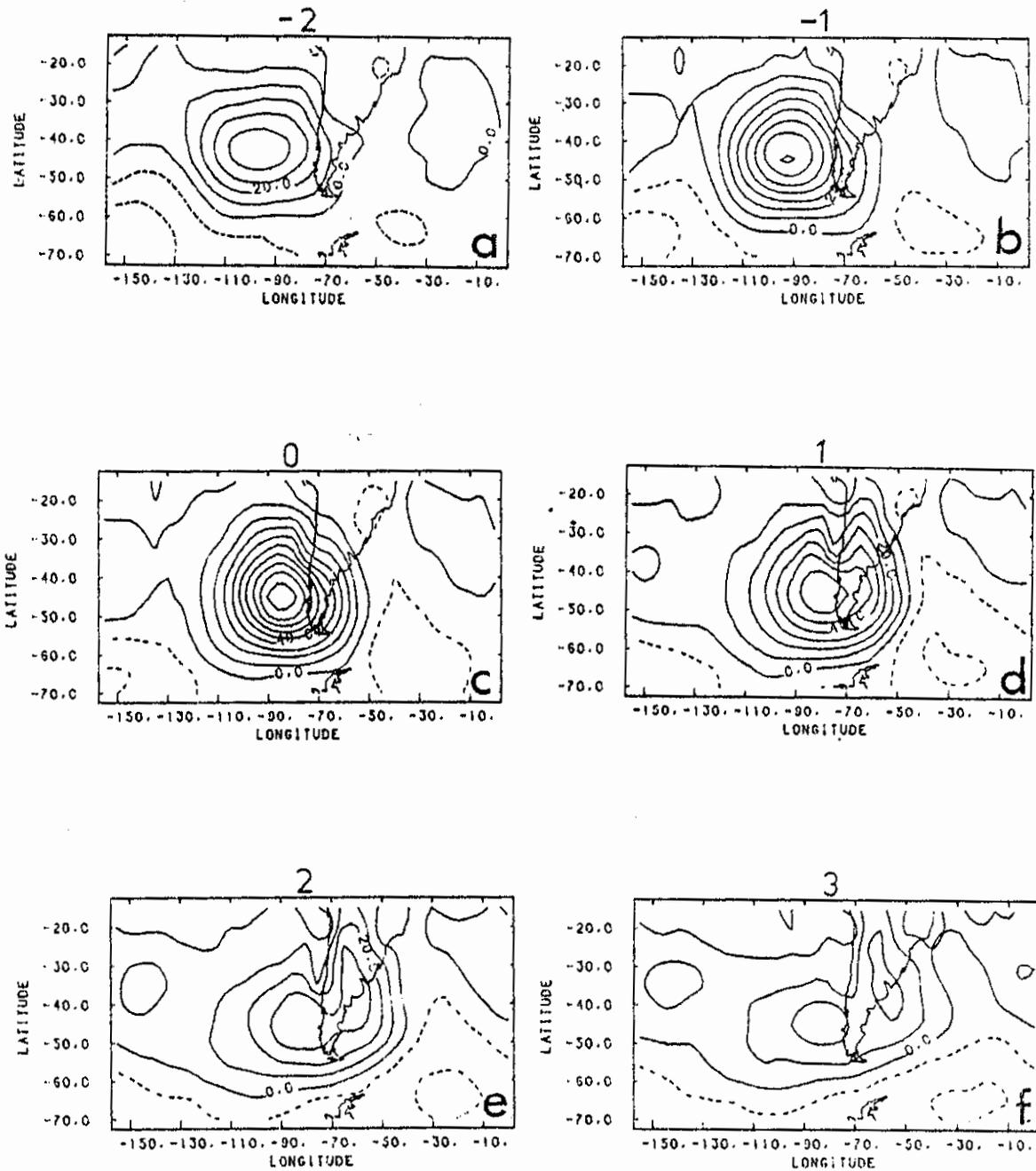


Fig 5.30 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada em 1.000 hPa, entre o ponto base em $85^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ e os demais pontos de grade. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3dias.

Intervalo das linhas 0,1.

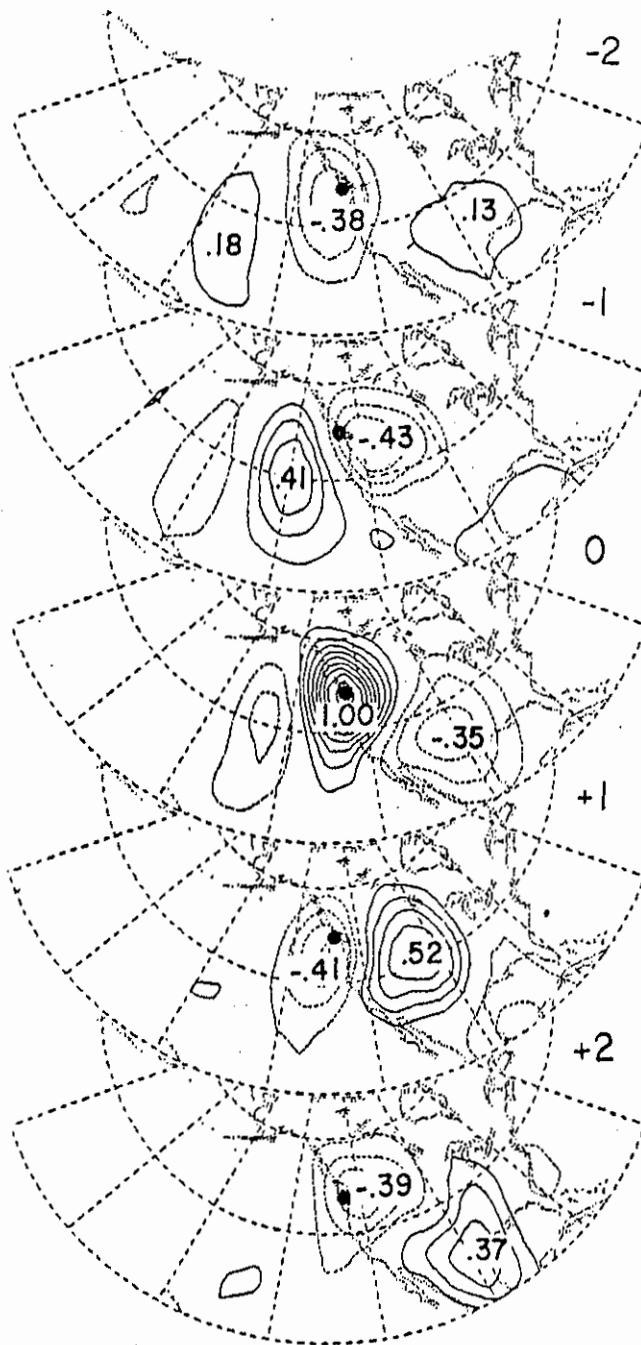


Fig. 5.31 - Cartas dos compostos da altura geopotencial não filtrada para os casos em que os valores das anomalias estavam abaixo de dois desvios padrões no ponto base $40^{\circ}\text{N} - 70^{\circ}\text{W}$.

FONTE: Wallace et al., 1988.

O campo de correlação da altura geopotencial não filtrada do ponto base em 1000 hPa e os pontos de grade em 300 hPa (Figura 5.32), mostra um padrão barotrópico e quase estacionário sobre o oceano Pacífico. Entretanto, no decorrer do período surge um centro de mínima correlação sobre o oceano Atlântico, o qual atinge valores menores nos dias 1 e 2. A evolução desse centro pode ser interpretado como sendo dispersão de energia de onda estacionária em duas dimensões (Hsu, 1987).

A Figura 5.33 é semelhante à anterior, porém para os dados filtrados com passa alta. Nesta figura verifica-se que no dia -1, sobre o oceano Pacífico, a orientação do trem de onda é zonal, porém quando os centros penetram no continente mudam a orientação de sudoeste para nordeste. Nota-se também, nesta figura que os distúrbios inclinam-se na vertical em torno de 1/4 de comprimento de onda. Entretanto, quando estes se aproximam do continente essa inclinação diminui e após cruzá-lo retorna a inclinação anterior. Esta mudança na inclinação do distúrbio na vertical ao se aproximar da costa oeste do continente Sul Americano, também foi observado no continente Norte Americano por Lau (1979), Hsu (1987) e Wallace et al. (1988). Segundo Lau (1979) essa mudança na inclinação na vertical do distúrbio está associada com um enfraquecimento do transporte de calor para o pólo e na vertical, indicando que os processos barotrópicos dominam a energética local. Uma outra explicação para essa mudança na inclinação na vertical é que o distúrbio ao se aproximar da cordilheira dos Andes é bloqueado nos baixos níveis, o que favorece uma diminuição na inclinação na vertical do eixo do distúrbio. Após cruzar as montanhas volta a inclinação normal.

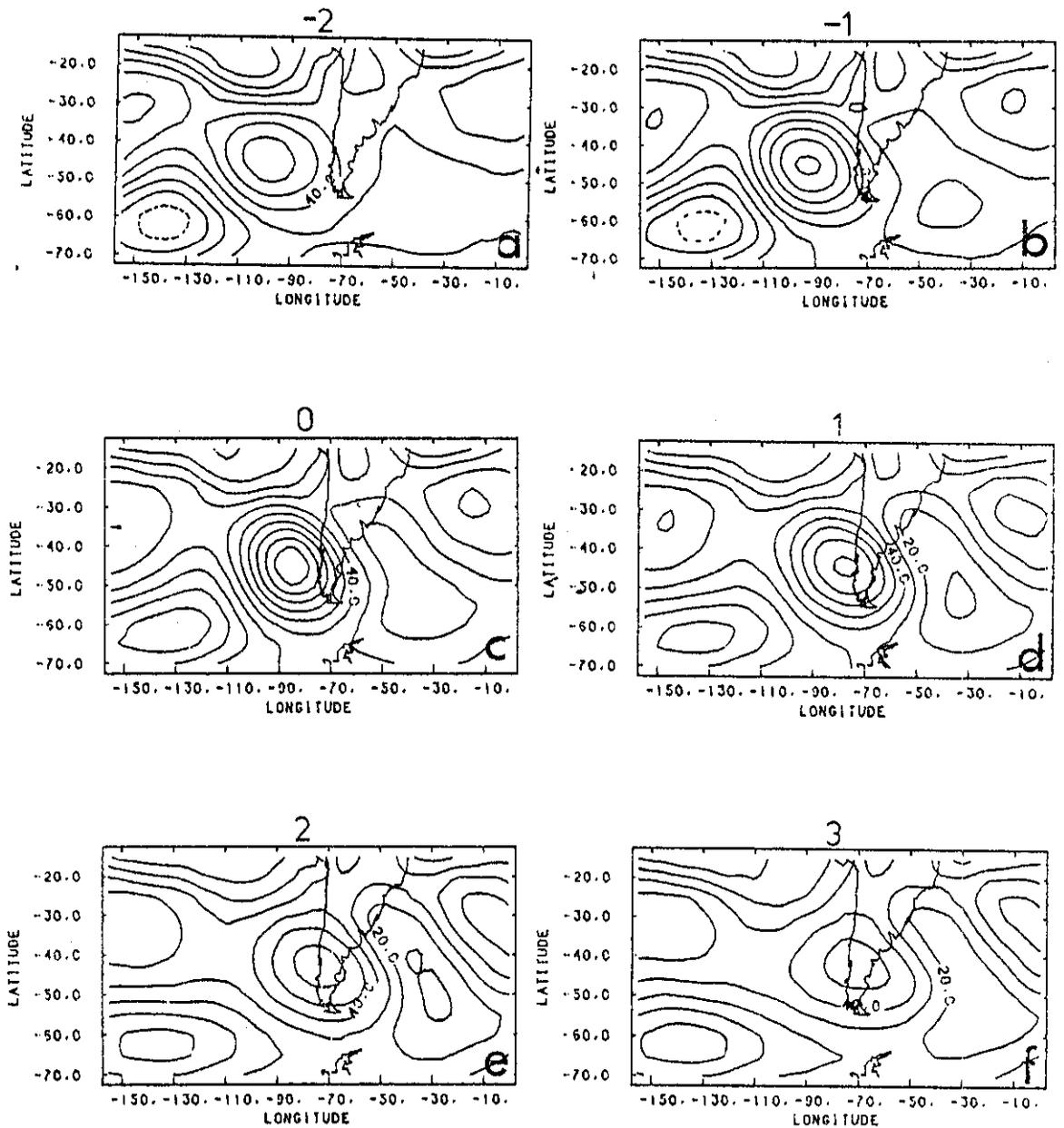


Fig. 5.32 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial não filtrada entre o ponto base em $85^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa. Intervalo das linhas 0,1.

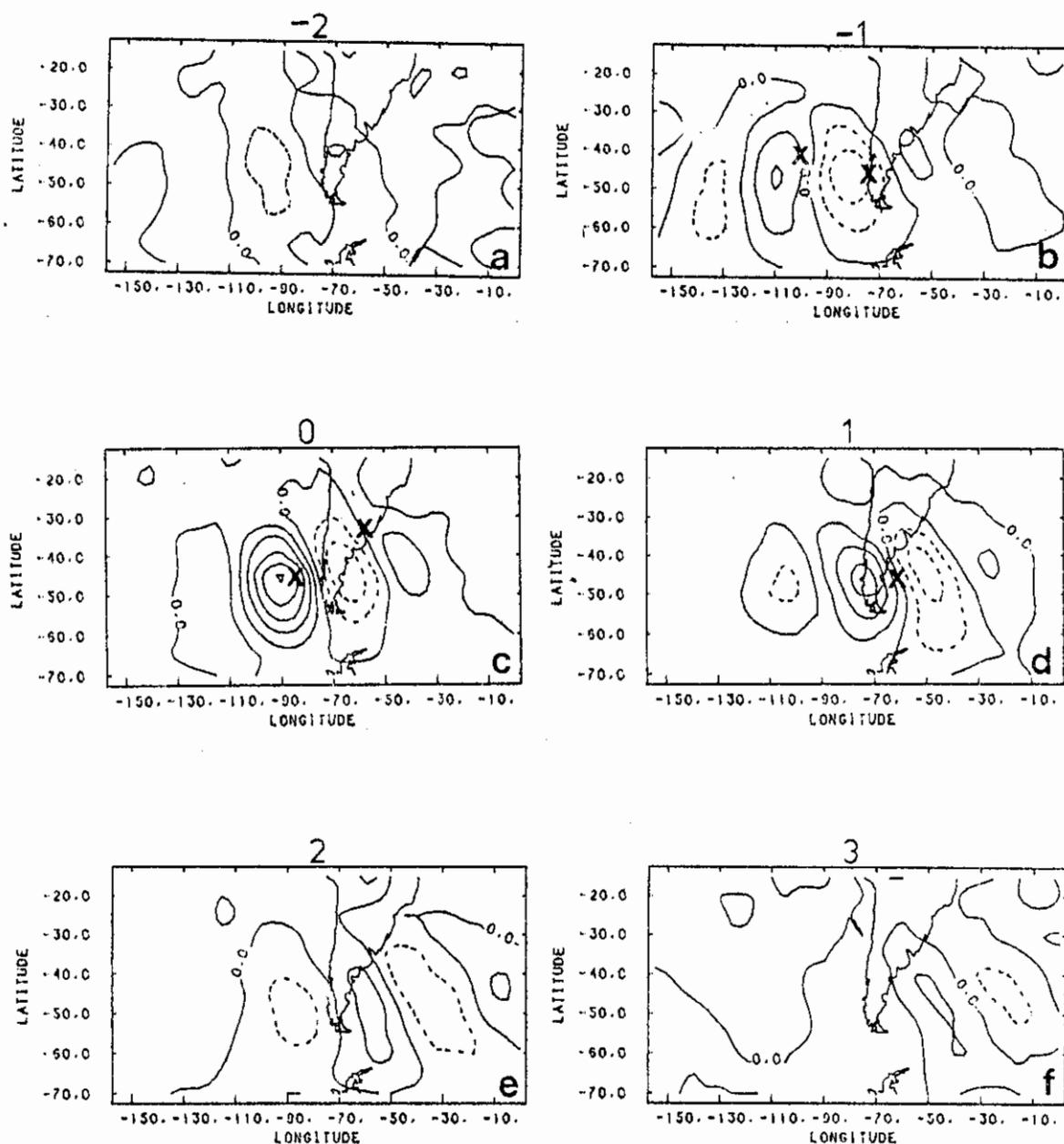


Fig. 5.33 - Isolinhas de correlação da altura geopotencial filtrada com passa alta entre o ponto base em $85^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{S}$ em 1000 hPa, e os demais pontos de grade em 300 hPa. a) -2 dias, b) -1 dia, c) 0, d) +1 dia, e) +2 dias, f) +3 dias.

X representa a posição da respectiva anomalia em 1.000 hPa. Intervalo das linhas 10,0 metros.

5.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise de correlação da altura geopotencial não filtrada nos baixos níveis, com o ponto base sobre o lado sotavento dos Andes, exhibe um padrão tipo onda que propaga para leste e sofre os efeitos orográficos ao cruzar a cordilheira dos Andes, tais como distorções nas isolinhas de correlação e um alongamento do centro de máxima correlação no lado sotavento e paralelo os Andes. Este alongamento do centro de máxima correlação indica que o distúrbio está interagindo com a onda gerada pela montanha. O padrão de onda mostra, também, uma pequena inclinação com a altura para sudoeste sobre o oceano Pacífico, e uma acentuada inclinação para sudoeste sobre o continente. Entretanto, quando esta análise realiza-se com um ponto base sobre o oceano Pacífico, observou-se um padrão barotrópico e quase estacionário sobre o oceano Pacífico, além da formação de um outro centro de correlação sobre o continente. O aparecimento deste centro de correlação pode ser interpretado como sendo consequência da dispersão de energia de onda estacionária em duas dimensões (Hsu, 1987).

A mesma análise realizada para os dados filtrados com passa alta, revelou que os distúrbios de alta frequência possuem as seguintes características: propagação para leste, inclinação para oeste com a altura de $1/4$ do comprimento de onda, estrutura horizontal e propagação semelhantes aos dos modos normais, obtidos através de um modelo quase-geostrófico no qual é inserido uma montanha alongada. Estas características mostram que os distúrbios de alta frequência na região da América do Sul são baroclínicos e altamente influenciados pela cordilheira dos Andes, inclusive sugerindo que a interação destes distúrbios com a cordilheira dos Andes, seja responsável por ciclogênese a sotavento da montanha (Gan e Rao, 1991).

As cartas dos compostos das anomalias positivas e negativas mostraram que estas possuem a estrutura e trajetória semelhantes e uma tendência de se intensificarem sobre o oceano Pacífico, próximo ao continente Sul Americano. A energética dos distúrbios associados à essas anomalias, indica que estes crescem por instabilidade baroclínica, podendo também crescer por instabilidade barotrópica sobre o oceano Pacífico e ao atingir a maturidade começam a decair barotropicamente.

Para finalizar, pode-se concluir que tanto as análises realizadas neste capítulo como as de Randell e Stanford (1985) indicam que o comportamento dos distúrbios baroclínicos no Hemisfério Sul, tanto na presença ou ausência de montanhas, exhibe muito bem as características dos modos normais obtidos nos estudos teóricos.

CAPÍTULO 6

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Este estudo teve como primeiro objetivo realizar a estatística de ciclogênese em superfície sobre a região da América do Sul, com o intuito de se obter as épocas e regiões preferenciais da formação dos ciclones extratropicais. A determinação dos principais mecanismos envolvidos na geração dos ciclones sobre a região da América do Sul e a realização de um estudo para se conhecer melhor a influência da cordilheira dos Andes nos distúrbios transientes foram também, objetivos deste estudo.

Para se determinar as regiões e épocas preferenciais de ciclogênese em superfície sobre a América do Sul, realizou-se um estudo climatológico para o período de 1979 a 1988, utilizando-se cartas de superfície e imagens de satélite. Foram observadas duas regiões preferenciais de ciclogênese: uma sobre o Uruguai e a outra sobre o Golfo de São Matias na Argentina. A frequência de ciclogênese nessas duas regiões varia de acordo com a estação do ano, sendo a do Uruguai maior no inverno e a do Golfo de São Matias no verão. O inverno é a estação do ano com maior frequência de ciclogênese e o verão a de menor. Uma variação interanual também foi observada, encontrando-se um máximo nos invernos de El Niño de 1983, 1986 e 1987 e um mínimo no inverno em 1981, no qual o Índice da Oscilação do Sul era positivo (Kousky, 1989). Na distribuição mensal de ciclogênese, encontrou-se um máximo no mês maio (134 casos), um máximo secundário julho (107) e outro em outubro (105 casos) e um mínimo em dezembro (71 casos). Os resultados da variação sazonal da frequência de ciclogênese concordam com os de Necco (1982) e contrariam os resultados de Satyamurty et al. (1990). Este desacordo com os resultados deve-se ao fato de que Satyamurty e

colaboradores utilizaram imagens de satélites nos seus estudos. Uma análise comparativa entre imagens de satélite e cartas de superfície, revela que muitos casos de ciclogênese nos altos níveis não se estendem até a superfície. Portanto, a diferença entre estes dois trabalhos reside no fato de que na análise aqui realizada estuda-se ciclogênese apenas em superfície, o mesmo não ocorrendo em Satyamurty et al. (1990).

Numa análise comparativa entre a frequência de ciclogênese e precipitação sobre a região sul do Brasil, mostrou que os invernos de 1983 e 1987, anos de El Niño e de máxima frequência de ciclogênese, estão associados com precipitação acima do normal e o inverno de 1981, ano com IOS positivo e com um mínimo de ciclogênese, está associado com precipitação abaixo do normal.

As seções verticais do número de Richardson mostraram que sobre as regiões preferenciais de ciclogênese, durante o ano de El Niño de 1983 e nas épocas de máxima frequência de ciclogênese, há um mínimo de Ri nos baixos níveis, o que indica contribuição de mecanismos baroclínicos na formação de ciclones extratropicais sobre a região da América do Sul. Portanto, no futuro deve-se realizar uma análise diária desse parametro, pois este pode ser um bom previsor de ciclogênese.

Os resultados do estudo de dois casos de ciclogênese mostraram que tanto a instabilidade baroclínica como o efeito orográfico são importantes na formação de ciclones extratropicais. Mecanismos baroclínicos foram observados como sendo os principais causadores da formação do ciclone de inverno. Estes mecanismos ficaram evidentes através da propagação para leste e inclinação para oeste com a altura dos ciclones, além da conversão de energia

potencial em energia cinética da perturbação. O ciclo de vida do ciclone foi visto como sendo semelhante aos dos distúrbios baroclínicos estudados por Simmons e Hoskins (1978), através de um modelo não linear e por Randell e Stanford (1985), através de um estudo observacional dos distúrbios localizados nas latitudes médias do Hemisfério Sul. Os resultados destes estudos revelam que os distúrbios crescem por instabilidade baroclínica, atingem maturidade e decaem barotropicamente. Durante o deslocamento do ciclone de inverno também observou-se que houve uma interação da onda de Rossby topográfica com o ciclone, fazendo com que este tenha inicialmente uma trajetória para nordeste.

No estudo de caso de verão foi observado que a formação de um ciclone extratropical no lado sotavento da cordilheira foi causado pela aproximação de um sistema de baixa pressão extratropical pré-existente sobre o oceano Pacífico, que deslocava para leste. Esta é uma das principais características observadas na formação de ciclones a sotavento das Montanhas Rochosas e na teoria de ciclogênese a sotavento das montanhas proposta por Buzzi et al. (1986). Durante a intensificação do ciclone, efeitos baroclínicos também foram evidenciados como inclinação para oeste com a altura, deslocamento para leste e conversão de energia potencial em energia cinética do distúrbio.

A importância de mecanismos baroclínicos na ciclogênese sobre a América do Sul foi averiguada através de um modelo linear, multinível, com liberação de calor latente e utilizando um perfil vertical da temperatura e do vento zonal da estação de Ezeiza. Neste estudo obteve-se que a atmosfera no inverno é mais instável baroclinicamente para as ondas de escala dos ciclones frontais e de grande escala e no verão para as ondas de comprimento menor do que 1.000 Km. A análise úmida mostrou que ao inserir um aquecimento correspondente à liberação de calor latente

associada a um aquecimento de $1,74 \text{ K dia}^{-1}$, o comprimento da onda mais instável diminui e a taxa de crescimento aumenta por um fator de 5,5 no inverno e 6,0 no verão.

Uma comparação entre o inverno de máxima frequência de ciclogênese (1983) e o de mínima (1981), revelou que tanto na análise seca como na úmida as ondas são mais instáveis em 1983. Através desses resultados, conclui-se que as variações sazonais e interanuais na frequência de ciclogênese sobre a região de Ezeiza estão associadas aos mecanismos baroclínicos. Entretanto, a definição dos locais preferências podem estar associados aos efeitos orográficos.

A análise de correlação da altura geopotencial mostrou ser uma ferramenta muito eficiente na obtenção das características da estrutura espacial e temporal dos distúrbios transientes e da interação destes com a montanha (Hsu, 1987 e Wallace et al., 1988). Isto por que os distúrbios preservam uma coerência espacial maior do que o seu comprimento de onda e uma temporal maior do que o seu período local (Buzzi et al., 1989). A análise de correlação da altura geopotencial não filtrada, utilizando um ponto base sobre o lado leste dos Andes, exhibe um padrão tipo onda que representa muito bem o padrão das anomalias de baixa frequência. Este padrão tipo onda propaga-se para leste e sofre os efeitos orográficos ao cruzar a cordilheira dos Andes, tais como: distorções nas isolinhas de correlação e alongamento do centro de máxima correlação no lado sotavento dos Andes. Este alongamento do centro de máxima correlação é resultado da interação do distúrbio com a onda gerada pela montanha. O padrão do tipo onda mostra, também, uma ligeira inclinação para sudoeste quando a onda encontra-se sobre o oceano Pacífico e uma inclinação mais acentuada para sudoeste sobre o continente Sul Americano. Entretanto, quando esta análise realiza-se com um ponto

base sobre o oceano Pacífico, observa-se um padrão barotrópico e quase estacionário sobre esse oceano, além do desenvolvimento de um outro centro de correlação sobre o continente. O aparecimento deste centro de correlação é consequência da dispersão de energia de onda estacionária em duas dimensões (Hsu, 1987).

A mesma análise estatística realizada para os dados filtrados com passa alta, revelou um padrão tipo onda que propaga para leste, com escala espacial menor do que a dos dados não filtrados e uma inclinação para oeste de 1/4 do comprimento de onda entre 1.000 e 300 hPa. Entretanto, quando os centros de correlação cruzam os Andes, mostram uma estrutura horizontal e propagação semelhantes ao do modo normal mais instável na presença de uma montanha, obtidos através de um modelo quase-geostrófico por Buzzi et al. (1986). Estes resultados confirmam que sobre o lado sotavento dos Andes há a formação de ciclones e comprovam a validade da teoria de ciclogênese a sotavento da montanha quase-geostrófica proposta por Buzzi et al. (1986), para a região da América do Sul.

As cartas dos compostos das anomalias, mostraram que as anomalias positivas e as negativas possuem trajetórias e características semelhantes, apesar de que nas cartas sinóticas os ciclones deslocam-se, em geral, para sudeste (Gan e Rao, 1991) e os anticiclones para nordeste (Lima, 1991). Estas anomalias possuem, também, uma tendência para intensificarem-se sobre o oceano Pacífico, próximo ao continente Sul Americano. A intensificação destas anomalias ocorre praticamente em todos os níveis ao mesmo tempo. Porém, o enfraquecimento se faz primeiro nos baixos níveis.

A energética dos distúrbios associados às anomalias de alta frequência indica que estes crescem por

conversão baroclínica do termo CA, podendo também crescer em alguns casos sobre o oceano Pacífico por instabilidade barotrópica e ao atingir a maturidade começam a decair barotropicamente.

Para finalizar, conclui-se que os principais mecanismos de formação dos ciclones extratropicais da América do Sul estão associados com a instabilidade baroclínica e com o efeito de montanha. Ciclogênese associada à instabilidade baroclínica é a que define as variações sazonais e interanuais na frequência de formação dos ciclones. Entretanto, a posição dos máximos de frequência de ciclogênese, principalmente o do Uruguai, podem estar associados aos efeitos de montanha e ao da costa leste do continente.

O estudo de caso de verão e a análise estatística da altura geopotencial filtrada com passa alta, revelaram que ciclogênese a sotavento dos Andes é bem representada pela teoria de ciclogênese a sotavento da montanha quase geostrófica proposta por Buzzi et al. (1986). Entretanto trabalhos futuros devem ser realizados para verificar se outras teorias de ciclogênese a sotavento, como as propostas por Hayes et al. (1987) e Smith (1984 e 1986) são aplicáveis para a região da América do Sul. Pois, em um outro estudo de caso realizado por Rao e Gan (1987), ficou evidente que a formação do ciclone em superfície estava associado à penetração no continente de um distúrbio baroclínico em altos níveis, oriundo do oceano Pacífico. Esse caso assemelha-se ao da teoria de ciclogênese a sotavento proposta por Hayes et al. (1987), a qual diz que um distúrbio baroclínico em altos níveis, ao cruzar uma cordilheira, enfraquece ao posicionar-se sobre a crista localizada acima da montanha e se intensifica ao entrar em fase com o cavado permanente gerado pelo efeito

da montanha, podendo ocorrer a formação de um ciclone em superfície.

Um estudo numérico sobre o efeito da costa leste na ciclogênese é outro tópico importante a ser abordado no futuro, pois no capítulo 2 observou-se que a região da costa leste Sul Americana, ao sul de 20°S , é ciclogênética durante o ano todo. O contraste de temperatura entre continente e oceano, e sobre o oceano Atlântico Sul a leste do Uruguai e Rio Grande do Sul devido ao encontro da corrente das Malvinas com a do Brasil, gera fluxos de calor sensível e pela equação do desenvolvimento de Sutcliffe, pode-se obter que este fluxo é um dos parâmetros importantes para o desenvolvimento de um ciclone extratropical.

Outro efeito que também deve ser estudado numericamente é o efeito da liberação de calor latente no desenvolvimento dos ciclones, pois na maioria dos casos a intensificação está associada com muita convecção.

Um estudo de caso de ciclogênese intensa, também, deve ser realizada, com a finalidade de se determinar as causas que levam ao ciclone tornar-se intenso.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. *Monthly Weather Review*, 116(3):505-525, 1988.

_____ On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II:Upper-Air Circulation. *Journal of Climate*, 2(4):341-355, 1989.

Aragão, M.R. S. The dynamic effects of the Andes Cordilheira on the Atmospheric flow: a channel model study. (Tese de doutorado) - Universidade de Miami, Miami, 1987, p 187.

Bjerknes, J. On the structure of moving cyclones. *Geofysiske Publikasjoner*, 1(2):1-8, 1919.

Bjerknes, J.; Solberg, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikasjoner*, 3(1):3-18, 1922..

Blackmon, M.L. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(8):1607-1623, 1976.

Blackmon, M.L.; Madden R. A.; Wallace, J. M. Geographical variations in the vertical structure of geopotential height fluctuations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(12):2450-2466, 1979.

- Bonatti, J.P.; Rao, V.B. Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(18):2657-2667, 1987.
- Buzzi, A. Observation and Modelling of lee cyclogenesis. In: *Seminar/Workshop of Observation, theory and modelling of orographic effects*. Reading, U.k., 1986. Reading, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1986, v.2, p.253-273.
- Buzzi, A.; Malguzzi, P.; Trevisan, A. The statistical properties of the interaction of high-frequency eddies with mountains in a two-layer model. *Tellus*, 42A(1): 28-40, 1990.
- Buzzi, A.; Speranza A.; Tibaldi, S.; Tosi, E. A unified theory of orographic influences upon cyclogenesis. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4):91-107, 1987.
- Buzzi, A.; Tibaldi S. Cyclogenesis in the Lee fo the Alps: A case study. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 104(440):271-287, 1978.
- Buzzi, A.; Tosi, E. Statistical behaviour of transient eddies near mountains and implications for theories of lee cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(9):1233-1249, 1989.
- Cavalcanti, I. F. A. Um estudo sobre as interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e a circulação local. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. (INPE-2494-TDL/097).

- Charney, J.G., The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *Journal of Meteorology*, 4(5):135-162, 1947.
- Charney, J.G.; Stern, M. E. On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(1):159-172, 1962.
- Chung, Y.S.; Hage, K. D.; Reinelt, E. R. On lee cyclogenesis and Airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains. *Monthly Weather Review*, 104(7):879-891, 1976.
- Eady, E.T. Long waves and cyclonic waves. *Tellus*, 1(3): 33-52, 1949.
- Egger, J. Numerical experiments on cyclogenesis in the Gulf of Genoa. *Physics Atmospheric*, 45(2):320-346, 1972.
- _____ Numerical experiments on lee cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 102(4):847-860, 1984.
- Eliassen, A.; Palm, E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofysiske Publikasjoner*, 22(1):1-23, 1961.
- Figueroa, S.N. Simulação da circulação atmosférica no verão sobre a América do Sul com a presença dos Andes usando coordenadas ETA. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990, (INPE-5269-TDI/445).

Frederiksen, J. S. Disturbances and Eddy fluxes in Northern Hemisphere flows : Instability of three-dimensional January and July flows. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(4):836-855, 1983a.

_____ A unified three-dimensional instability theory of the onset of blocking and cyclogenesis II. Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(11): 2593-2609, 1983b.

Frederiksen, J. S. The onset of blocking and cyclogenesis in Southern Hemisphere synoptic flows: Linear theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(7):1116-1131, 1984.

_____ Nonlinear instability and error growth in Northern Hemisphere three - dimensional flows: Cyclogenesis, Onset -of-blocking and mature anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(13):1374-1397, 1985.

Farrell, B. The initial growth of disturbances in a baroclinic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(8):1663-1686, 1982.

_____ Modal and non modal baroclinic waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(4):668-673, 1984.

_____ Transient growth of damped baroclinic waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(24):2718-2727, 1985.

Gan, M.A.; Rao, V.B. Surface cyclogenesis over south América. *Monthly Weather Review*, 119(5):1293-1302, 1991.

- Hayes, J.L.; Williams, R. T.; Rennick, M. A. Lee
Cyclogenesis. Part I: Analytic Studies. *Journal of the
Atmospheric Sciences*, 44(2):432-442, 1987.
- Holton, J. R. *An introduction to dynamic meteorology*. New
York, Academic Press, 2. ed., 1979.
- Hoskins, B. J.; Valdes, P. J. On the existence of storm
tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(15):
1854-1864, 1990.
- Hsu, H.H. Propagation of low-level circulation features in
the vicinity of Mountain Ranges. *Monthly Weather Review*,
115(9):1864-1892, 1987.
- James, I.N.; Hoskins, B. J. Some comparisons of
atmospheric internal and boundary baroclinic instability.
Journal of the Atmospheric Sciences, 42(20):2142-2155,
1985.
- Kousky, V.E. The global climate for September-November
1988: High Southern Oscillation index and cold episode
characteristics continued. *Journal of Climate*, 2(2):
173-192, 1989.
- Kousky, V.E.; Leetmaa A. The 1986-87 Pacific Warm episode:
Evolution of oceanic and atmospheric anomaly fields.
Journal of Climate, 2(3):254-267, 1989.
- Kung, E.C.; Baker, W. E. Energy transformations in middle-
latitude disturbances. *Quarterly Journal of Royal
Meteorological Society*, 101(469):793-815, 1985.

- Lau N. C. The structure and energetics of transient disturbances in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(6):982-995, 1979.
- Lau N. C.; Lau, K. M. The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over East Asia. *Monthly Weather Review*, 112(6): 1309-1327, 1984.
- Lau N. C.; Wallace, J. M. On the distribution of horizontal transports by transient eddies in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(10):1844-1836, 1979.
- Lima, L. C. E. Um estudo observacional da formação e trajetórias de anticiclones extratropicais no continente sul americano. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. INPE, 1991. (INPE-5387-TDI/476).
- Lin, S.C.; Smith, P.J. Diabatic heating and generation of available potential energy in a tornado-producing extratropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 107(9): 1169-1183, 1979.
- _____ The available potential energy budget of a severe storm-producing extratropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 110(6):521-533, 1982.
- Mak, M. On the moist quase-geostrophic baroclinic instability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(9): 2028-2037, 1982.

- Mc Ginley, J. A. A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, 110(9):1271-128, 1982.
- Necco, G.V. Behaviour of the cyclonic vortices in the South American region during FGGE: cyclogenesis. (Compartamiento de vortices ciclonicos en el area sudamericana durante el FGGE: Ciclogenesis). **Meteorologica**. 8(1):7-20, 1982.
- Palmen, E.; Newton, C. M. **Atmospheric circulation systems**. New York, Academic Press, 1969, 603p.
- Petterssen, S. **Weather analysis and forecasting. Motion and motion systems**. New York, Mcgraw-Hill, 1956. v.1, 498p. 1956.
- Petterssen, S.; Smebye, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 97(414):457-482, 1971.
- Randel, W.J. Stanford, J. L. The observed life cycle of a baroclinic instability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 42(13):1364-1373, 1985.
- Rao, V.B.; Gan, M. A. **Transient kinetic energy at 200mb and the development of synoptic disturbances over South America during the southern winter**. São José dos Campos, INPE. 1987. (INPE-4216-PRE/1097).
- Rao, V.B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, 42(2):81-92, 1990.

- Sanders, F.; GyaKum, J. R. Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Monthly Weather Review*, 108(10):1589-1606, 1980.
- Satyamurty, P.; Ferreira, C. C.; GAN, M. A. Cyclonic Vórtices over South America. *Tellus*, 42A(1):194-201, 1990.
- Satyamurty, P.; Santos, R. P.; Lemes, M. A. M. On the stationary trough generated by the Andes. *Monthly Weather Review*, 108(4):510-519, 1980.
- Silva Dias, P. L.; Silva Dias, M. A. F. Análise dos dias 18 e 19 de setembro de 1984. Curso de extensão universitária. Departamento de Meteorologia, São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 1986.
- Simmons, A.J.; Hoskins, B. The life cycles of some nonlinear baroclinic waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(3):414-432, 1978.
- Smith, R.B. A Theory of Lee Cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(7):1159-1168, 1984.
- _____ Further development of a theory of lee cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(15):1582-1602, 1986.
- Speranza, A.; A. Buzzi; A. Trevisan; P. Malguzzi. A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps: Modifications of baroclinic instability by localized topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(14): 1521-1535, 1985.

- Sutcliffe, R.C. A contribution to the problem of development. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 73:370-383, 1947.
- Taljaard, J.J. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. In: Newton, C. W. ed. *Meteorology of Southern Hemisphere*. Boston, American Meteorological Society, 1972. p.139-214. (Meteorological Monographs, v.13, n^o35).
- Thorncroft, C. D.; Hoskins, B. Frontal cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(19):2317-2336, 1990.
- Wallace, M. J. Observations of orographic influences upon large scale atmospheric motions. In: *Seminar/Workshop of Observation, theory and modelling of orographic effects*. Reading, U.k., 1986. Reading, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1986, v.1, p.23-49.
- Wallace, M. J.; Lim, G. H., Blackmon, M. Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3): 439-462, 1988
- Zishka, K.M.; P.J. Smith The Climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950-77. *Monthly Weather Review*, 108(4):387-401, 1980.

APÊNDICE A**RESULTADOS PUBLICADOS**

Encontra-se em anexo cópia do artigo "Surface Cyclogenesis over South America" por M. A. Gan e V. B. Rao, o qual foi publicado na revista Monthly Weather Review, vol. 119, n^o5, maio 1991.

Os resultados apresentados neste artigo, também encontram-se no Capítulo 2.

Surface Cyclogenesis over South America

MANOEL ALONSO GAN AND VADLAMUDI BRAHMANANDA RAO

Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, Brazil

2 July 1990 and 3 November 1990

ABSTRACT

The frequency of surface cyclogenesis over South America (approximately the area enclosed by 15°–50°S and 30°–90°W) has been calculated using 10 years (1979–1988) of data. The frequency of cyclogenesis is more in winter than in any other season. Highest frequency (139) is found in the month of May and the lowest frequency (71) is found in the month of December. In addition to seasonal variation, the frequency of cyclogenesis shows interannual variation. The occurrence of cyclogenesis is more during the years of negative Southern Oscillation index (El Niño years) and less during the years of positive Southern Oscillation index. The years of higher (lower) cyclogenesis are found to be associated with higher (lower) rainfall. This explains the negative correlation between the precipitation over southern Brazil and the Southern Oscillation index.

1. Introduction

Several studies have been made regarding the cyclogenesis and the propagation of cyclones in the Northern Hemisphere (Pettersen 1956; Palmen and Newton 1969; Whittaker and Horn 1981; and many others). These studies identified regions of preference of cyclogenesis and passage of cyclones. Except for a few, similar studies have been lacking for the Southern Hemisphere, particularly for the South American region.

Talajaard (1972), using International Geophysical Year (IGY) data, observed that a maximum of cyclogenesis occurred over Paraguay. Necco (1982) identified for the First GARP Global Experiment (FGGE) year about 119 cyclone centers; of which 70% formed over the region confined by 0°–90°W and 10°–55°S. Summer is the season of less cyclogenesis over South America. On the contrary, Satyamurty et al. (1990), using mostly satellite imagery for the period 1980–86, noted that summer is the season of highest cyclogenesis. Intrigued by the opposing conclusions of Necco and Satyamurty et al., we undertook the present study to verify the seasonal preference of surface cyclogenesis over South America. Satyamurty et al. used only two years of surface data; their study is mostly based on satellite imagery. A disadvantage of using satellite imagery is the lack of delineation of the level of cyclogenesis. Necco (1982) used only 1-yr data. We use in the present study 10 years of surface charts, January 1979–December 1988. In addition to determining the seasonal preference of cyclogenesis, we explore further the characteristics of atmosphere responsible for the seasonal and interannual variations of cyclogenesis.

2. Data source and methodology

The following data sources have been used in the present study.

- Four surface charts for each day for the period from January 1979–December 1988 were obtained from Instituto de Atividades Espaciais (IAE), Brazil. These charts were plotted and analyzed by the Brazilian Air Force. The charts extend from 0°–60°S and from 30°–100°W, and a total of 14 600 charts have been examined.

- Monthly mean data for eight radiosonde stations (see Table 1 and Fig. 1) were obtained from “monthly climatic data for the world” for the period from January 1978–December 1987.

- Monthly precipitation data for 12 surface stations (see Table 4 and Fig. 1) were obtained from Boletim Agroclimatológico of the Brazilian National Meteorological Institute (Inemet).

The method used to identify surface cyclogenesis is that at least one closed isobar around a low pressure should be found for an analysis of 2-mb intervals. Further, the low pressure center should persist for at least 4 consecutive map times. The initiation of cyclogenesis is the time of the first appearance of the closed isobar. The direction of the movement of the low pressure centers formed in the region of study (15°–50°S, 30°–90°W) is obtained taking the initial position and final position after 24 h.

3. Results and discussion

Table 2 shows the frequency of cyclogenesis for each month and for all 10 years. One can note interannual variation in this table, 1981 being the year of lowest

Corresponding author address: Dr. Manoel Alonso Gan, CPTEC/INPE, C. P. 515, 12201 São José dos Campos-SP, Brazil.

TABLE 1. List of eight radio-/(rawin-) sonde stations used to prepare cross sections of Richardson number and static stability.

Number	Station	Latitude ($^{\circ}$ S)	Longitude ($^{\circ}$ W)
1	Galeão	22.49	43.15
2	São Paulo	23.37	46.39
3	Curitiba	25.31	49.10
4	Porto Alegre	30.00	51.11
5	Ezeiza	34.49	58.32
6	Comandante Espora	38.44	62.10
7	Comodoro Rivadavia	45.47	67.30
8	Punta Arenas	53.02	70.51

frequency and 1983 the year of highest frequency. The 10-yr totals show seasonal variation with winter months showing higher frequency of cyclogenesis and summer months showing lower frequency. The highest fre-

quency (134) of cyclogenesis is found in May and the lowest (71) is found in December. Further, a secondary maximum (105) is found in October. Table 3 shows the frequency of cyclogenesis for the 10 years separated into 4 seasons; summer (December, January, and February), autumn (March, April, and May), winter (June, July, and August), and spring (September, October, and November). Again in Table 3, one can note the preference for autumn and winter, summer being the season of lowest frequency of cyclogenesis. Inter-annual variation also can be noted in this table. Combining autumn and winter, the El Niño years 1983, 1986, and 1987 show high frequency of cyclogenesis, and 1981 shows the lowest frequency. It is interesting to note that during 1981 the Southern Oscillation (SO) index was positive (Kousky 1989), while the El Niño years—1983, 1986, and 1987—are known to be characterized by negative SO index.

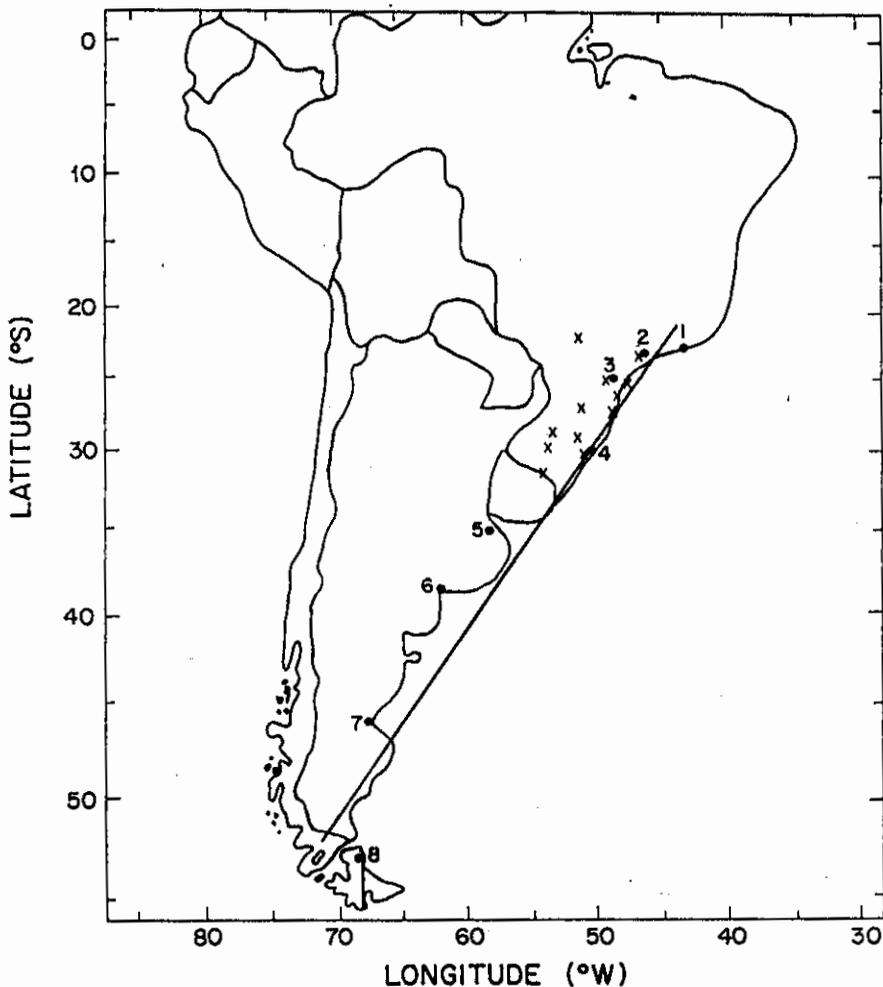


FIG. 1. Location of 8 radio-/(rawin-) sonde stations along the east coast of South America. Also shown are the raingage stations in Southern Brazil. The cross denotes the raingage stations and the point radiosonde stations.

TABLE 2. Frequency of cyclogenesis for each month.

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
1979	4	9	7	4	18	3	9	11	4	9	9	6	93
1980	8	11	5	9	7	10	12	11	9	8	12	9	111
1981	7	7	8	13	4	5	8	6	6	6	9	7	86
1982	7	7	8	5	13	12	10	3	11	11	2	8	97
1983	8	4	12	9	14	14	14	13	12	15	11	9	135
1984	7	7	7	6	20	15	13	4	12	12	8	8	119
1985	11	10	7	11	15	11	10	6	10	15	4	4	114
1986	8	6	10	11	20	11	7	14	6	7	5	4	109
1987	3	6	7	9	7	11	17	19	13	12	6	7	117
1988	10	5	9	11	16	9	7	10	7	10	7	9	110
Total	73	72	80	88	134	101	107	97	90	105	73	71	1091

In order to find out whether the interannual variation of the frequency of cyclogenesis is consistent with rainfall variation, we calculated rainfall anomalies for select southern Brazil stations (see Fig. 1 for location) for the winter months of the years 1981, 1983, and 1987. These are shown in Table 4.

It can be seen from Table 4 that the rainfall anomalies during the winter of 1981 were all negative except over one station. This is in agreement with the lowest frequency of cyclogenesis during that year noted earlier. During the intense El Niño year 1983 we find high positive rainfall anomalies over all the stations. Over several stations the rainfall anomalies were more than 100% of the normals. The El Niño event of 1986–87 was not as intense as the 1983 event (Kousky and Leetma 1989). However, the rainfall anomalies over several stations were positive, particularly most of the southernmost stations show positive anomalies during 1987. Thus the interannual variation of the frequency of cyclogenesis is consistent with the interannual variation of rainfall anomalies. Recently Aceituno (1988) and Rao and Hada (1990) have confirmed that the rainfall over southern Brazil shows strong negative correlation with the SO index. The present study shows that this negative correlation is because of higher cy-

cllogenesis and higher rainfall during the years of negative SO index (El Niño years), and lower cyclogenesis and lower rainfall during the years of positive SO index.

The winter maximum in the frequency of cyclogenesis in our results is in agreement with Necco's (1982)

TABLE 4. Rainfall anomalies (mm) for select stations in Southern Brazil.

Station	1981	1983	1987	Normal
Presidente Prudente (22°–07°S, 51°–23°W)	–10.4	+17.8	–12.8	125.1
São Paulo (23°–30°S, 46°–37°W)	+9.8	+162.9	+102.3	121.4
Curitiba (25°–20°S, 49°–14°W)	–150.0	+247.0	–36.2	249.8
Paranagua (25°–31°S, 48°–31°W)	–34.9	+208.2	+41.6	238.6
S. F. do Sul (26°–15°S, 48°–39°W)	–43.7	+438.8	–2.6	257.7
Campos Novos (27°–24°S, 51°–12°W)	–75.6	+602.1	–45.9	431.3
Floranópolis (27°–36°S, 48°–38°W)	–44.2	+556.6	+32.1	230.1
Cruz Alta (28°–38°S, 53°–36°W)	–237.6	+308.1	+144.2	403.3
Caxias do Sul (29°–10°S, 51°–12°W)	–70.5	+421.4	+218.5	425.1
Santa Maria (29°–42°S, 53°–42°W)	–65.2	+99.7	+325.2	399.3
Porto Alegre (30°–01°S, 51°–13°W)	–94.1	+184.1	+216.1	363.4
Bagé (31°–20°S, 54°–06°W)	–86.0	+88.2	+175.0	344.5

TABLE 3. Frequency of cyclogenesis for the four seasons.

Year	Summer	Autumn	Winter	Spring
1979	13*	29	23	22
1980	25	21	33	29
1981	23	25	19	21
1982	21	26	25	24
1983	20	35	41	38
1984	23	33	32	32
1985	29	33	27	29
1986	18	41	32	18
1987	13	23	47	31
1988	22	36	26	24
Total	207	302	305	268

* Only cyclogenesis of January and February 1979 are included.

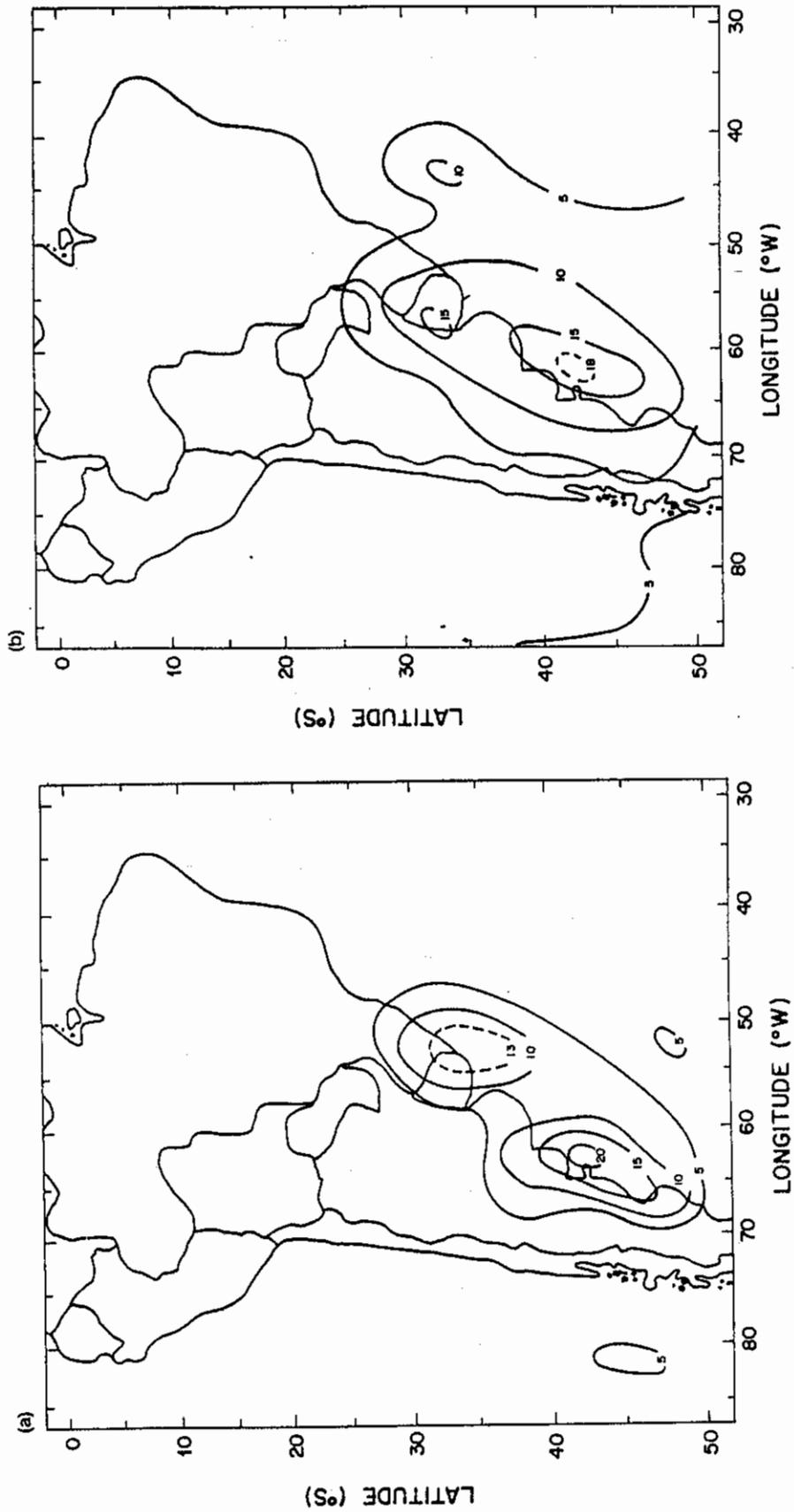


FIG. 2. Isolines of frequency of cyclogenesis: (a) summer (December, January, and February); (b) autumn (March, April, and May); (c) winter (June, July, and August); (d) spring (September, October, and November).

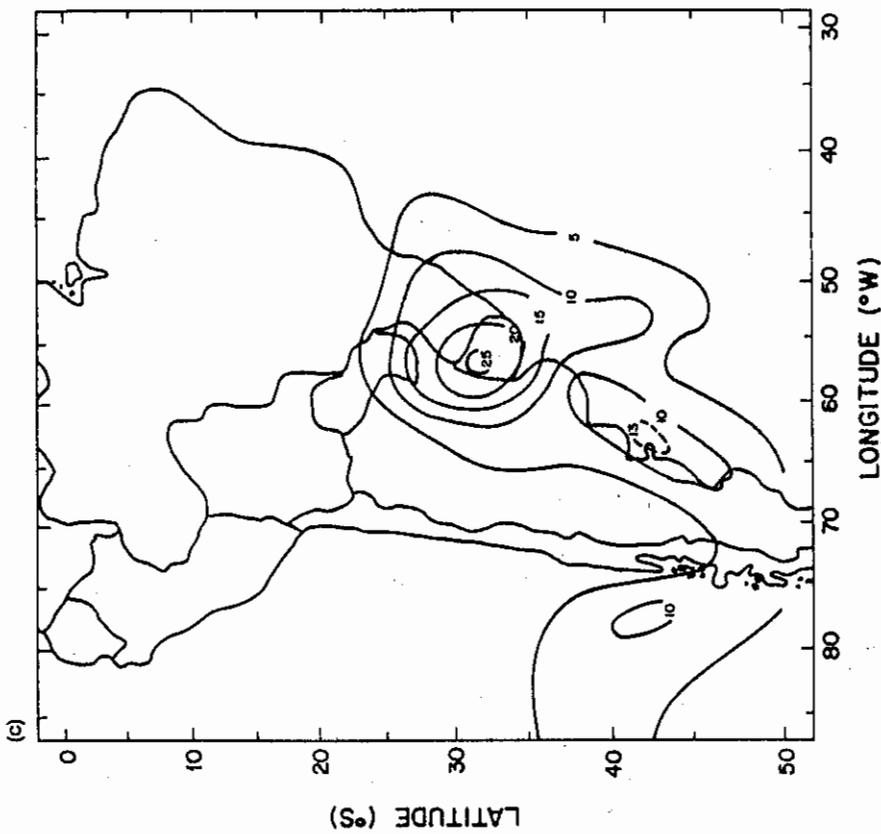
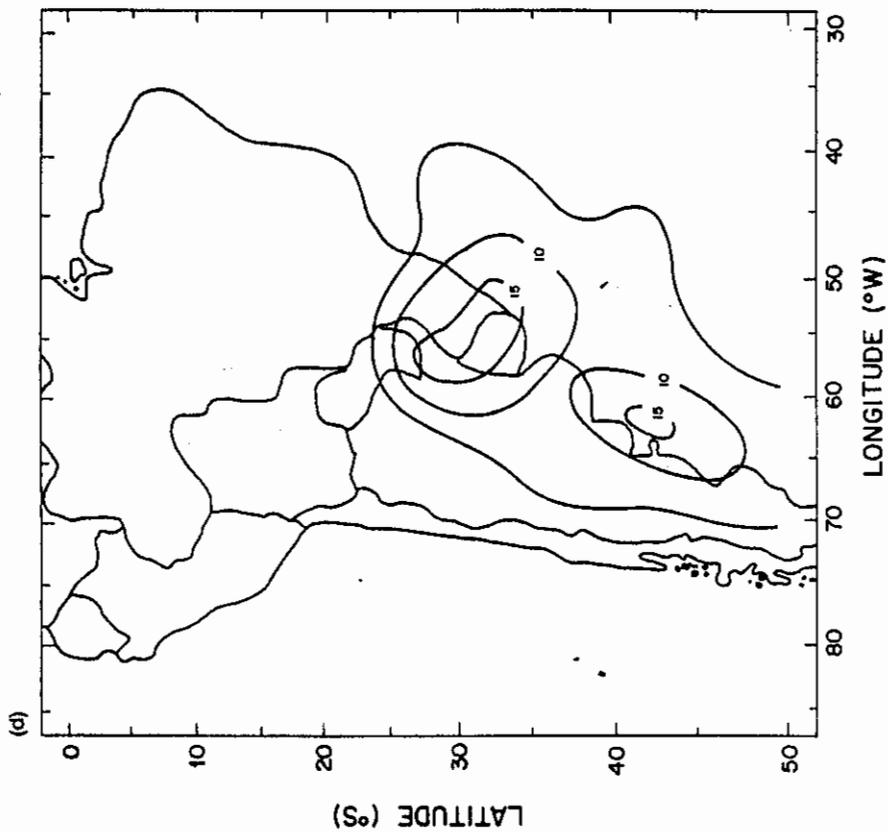


FIG. 2. (Continued)

result and is in contrast with the conclusion of Satyamurty et al. (1990), who found a maximum in summer. Our results also agree with what is found in the Northern Hemisphere (Ziska and Smith 1980). Since Satyamurty et al. used mostly satellite imagery, they could not distinguish the level of cyclogenesis, and consequently they included upper-level cyclogenesis also.

Figures 2a-d show the isolines of frequency of cyclogenesis for the four seasons, respectively, and Fig. 3 shows the annual distribution. The count of centers was for each 5° lat \times 5° long square. In these figures we can note two maxima, one over the Gulf of San Matias (42.5° S, 62.5° W) and the other over Uruguay (around 31.5° S, 55° W). It can also be seen that in the chart of the transition seasons and in the annual chart, the two maxima have the same intensity. However, in winter the Uruguay center is more intense and in summer the Gulf of San Matias center is more intense. Satyamurty et al. (1990) obtained a maximum near the Gulf of San Matias, but they did not discuss the seasonal variation of the center.

In Fig. 3 two centers of high frequency of cyclogenesis are noted. The explanation for the formation and location of these centers should await theoretical and numerical studies. However, one can form a conclusion about the possible physical mechanisms involved. Basically two cyclogenetic processes are involved, namely, local baroclinic instability of westerlies and lee cyclogenesis due to the Andes mountains. Theoretical study of Hayes et al. (1987) suggests that lee cyclogenesis is the result of superposition of a moving baroclinic disturbance and a mountain forced stationary wave. Considering the position of lee trough (Satyamurty et al. 1980), the northern center over Uruguay might be due to the mountain effect. The formation of the southern center over the Gulf of San Matias seems to be due to local baroclinic instability of westerlies.

In Figs. 2a-d seasonal variation is also noted. A comparison of Figs. 2a,c shows the equatorward displacement of the maximum from summer to winter. A similar displacement is also seen in the Northern Hemisphere (Figure 3.15, Palmén and Newton 1969).

In order to find out the atmospheric state responsible

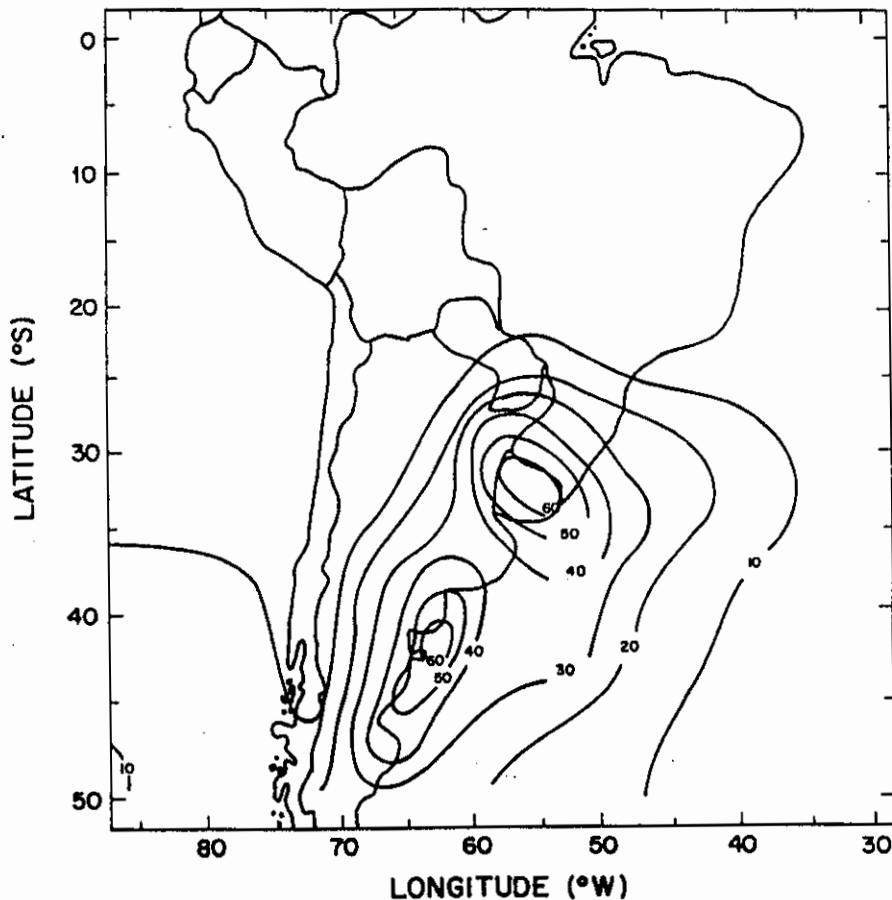


FIG. 3. Annual distribution of isolines of frequency of cyclogenesis.

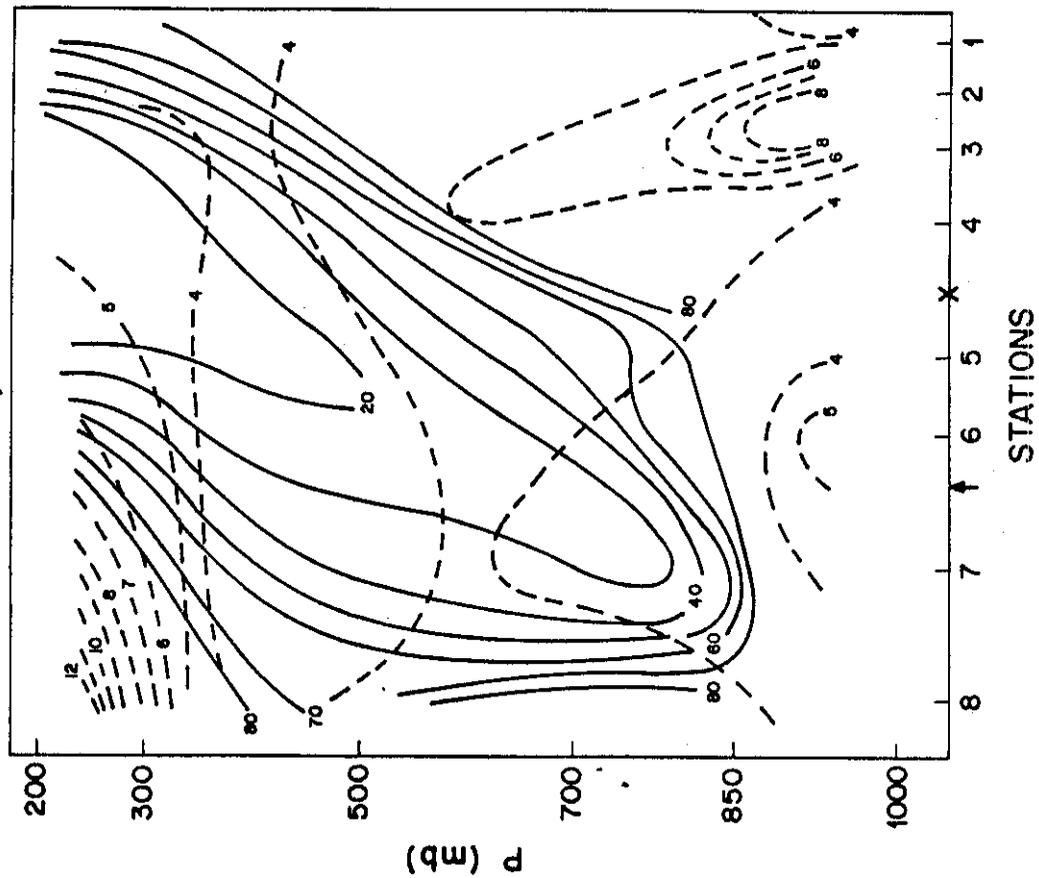


FIG. 5. Same as Fig. 4 but for Summer.

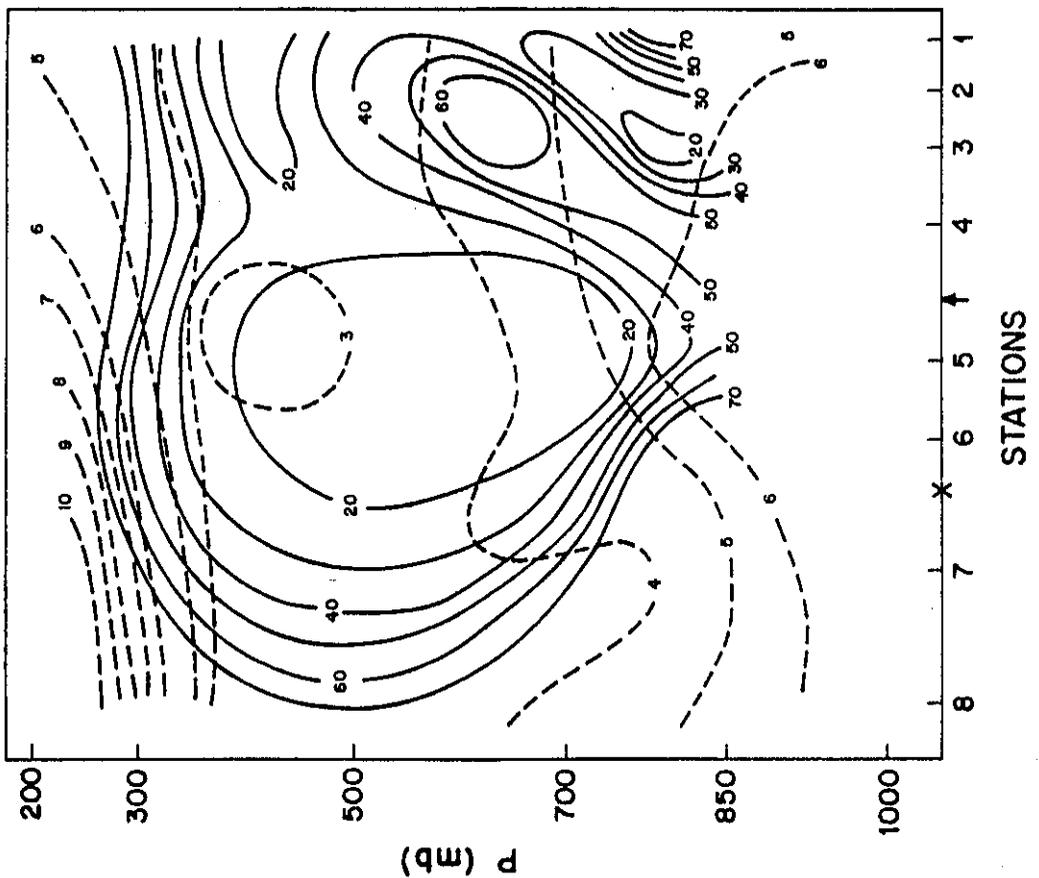


FIG. 4. Cross sections of static stability (dashed lines $^{\circ}\text{C km}^{-1}$) and Richardson number (solid lines). Winter—10-yr mean. The arrow shows the position of principal center of maximum frequency of cyclogenesis and the cross denotes the secondary center.

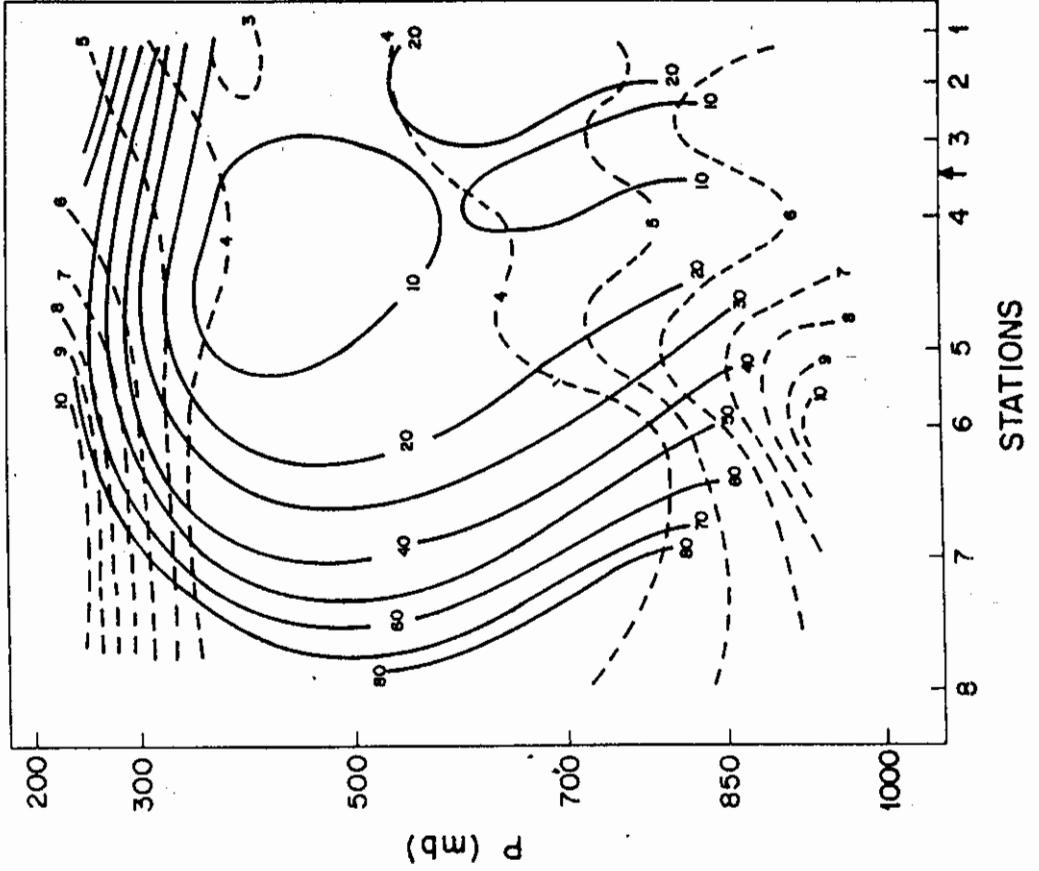


FIG. 7. Same as Fig. 4 but for Winter 1983.

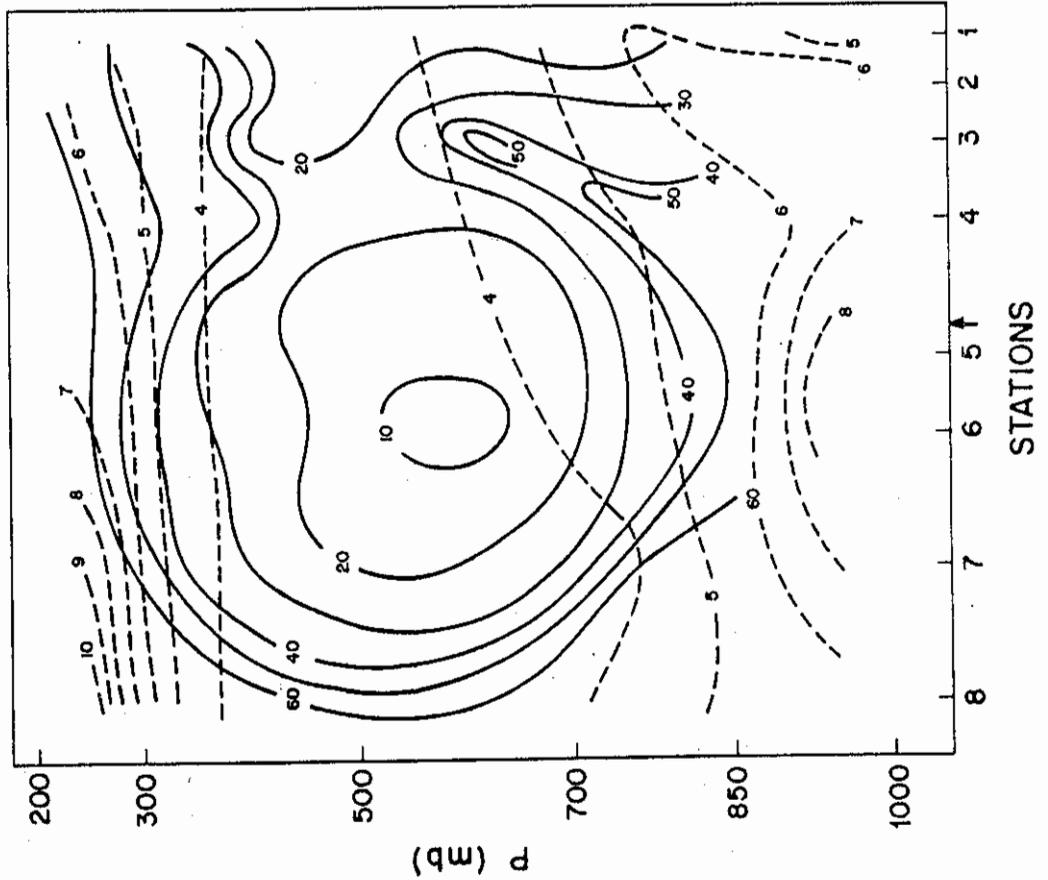


FIG. 6. Same as Fig. 4 but for Winter 1981.

for the seasonal and interannual differences in the frequency of cyclogenesis, we examined the Richardson number field

$$Ri = \frac{g(\partial\bar{\theta}/\partial z)}{\bar{\theta}(\partial\bar{u}/\partial z)^2}$$

and the static stability field $S = \partial\bar{\theta}/\partial z$. Symbols have the usual meaning and a bar denotes time average. It is known that static stability and wind shear are principal factors responsible for the origin of extratropical cyclones (Holton 1979). The data were given at standard pressure levels in the vertical and for the eight radiosonde stations mentioned earlier. Finite differences are used to calculate Ri and S . Figures 4 and 5 show vertical cross sections of these two fields for the average of ten winters and ten summers, respectively. Figures 6 and 7 show the corresponding fields for the winter season of minimum frequency of cyclogenesis, 1981, and for the winter season of maximum cyclogenesis frequency, 1983, respectively. It can be seen in Figs. 4 and 5 that the principal centers are located in the region of low Ri in the lower troposphere. Also the Ri minimum is lower in winter than in summer. Earlier we noted that the frequency of cyclogenesis is more in winter than in summer. The differences are much more pronounced in Figs. 6 and 7. During the winter of 1983, both Ri and static stability are lower in the lower troposphere in the region of cyclogenesis compared to the values during the winter of 1981. The lower values of Ri are due to higher wind shear and slightly lower static stability. It is known that the westerlies become stronger over southern Brazil during the El Niño years (Kousky and Leetmaa 1989; and Aceituno 1989). Thus the combination of static stability and the wind shear seems to explain, at least partially, some of the differences in the frequency of cyclogenesis noted earlier.

Table 5 shows the frequency of cyclones moving in different directions for different latitude belts. Only those cyclones that formed and remained in the region of study (15° – 50° S, 30° – 90° W) are included. It can be seen that in the latitude belts 15° – 30° S and 30° – 40° S, the predominant direction of movement of the cyclones is southeast in all the seasons of the year. In the latitude belt 40° – 50° S, the predominant direction of movement is east in all the seasons of the year.

4. Summary and concluding remarks

In the present study the frequency of occurrence of surface cyclogenesis over South America has been obtained. During the 10-yr period from January 1979 through December 1988, 1091 cases of cyclogenesis have been observed. The frequency of cyclogenesis is more in winter than in any other season. Highest frequency (134) is found in the month of May and the lowest (71) is found in the month of December. The higher frequency of cyclogenesis in winter is in agree-

TABLE 5. Frequency of cyclones moving in different directions.

a) 15° S– 30° S				
	Summer	Autumn	Winter	Spring
E	7	12	13	10
SE	12	15	30	18
S	—	1	4	3
b) 30° S– 40° S				
	Summer	Autumn	Winter	Spring
NE	—	—	—	4
E	20	21	28	30
SE	30	35	46	37
S	—	1	2	6
c) 40° S– 50° S				
	Summer	Autumn	Winter	Spring
NE	1	3	—	—
E	18	24	19	30
SE	15	19	14	14
S	1	1	2	—

ment with the results of Necco (1982) and is in contradiction with the conclusions of Satyamurty et al. (1990). The disagreement with the results of Satyamurty et al. (1990) is due to the fact that they used mostly satellite imagery in their analysis of cyclogenesis.

In addition to seasonal variation, the frequency of cyclogenesis shows interannual variation also. The incidence of cyclogenesis is more in El Niño years such as 1983 and 1987. An examination of the Richardson number field showed that during the El Niño years the lower atmosphere is characterized by lower Richardson number, which seems to favor baroclinic instability.

In the spatial distribution of the frequency of cyclogenesis we noted two centers of preference of cyclogenesis, one around Uruguay and the other near to Gulf of San Matias in Argentina. The values of the frequency of these two centers vary with the seasons; the Uruguay center being stronger in winter and the other center being stronger in summer. Further studies are necessary to explain the formation and location of these centers.

Acknowledgments. The present article forms part of the Ph.D. thesis of the first author. Thanks are due to the official reviewers and Prof. Frederick Sanders for useful suggestions. Thanks are also due to Nilda Costa Alves Moreira da Silva for typing the manuscript.

REFERENCES

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505–525.

- , 1989: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II: Upper-air circulation. *J. Climate*, **2**, 341–355.
- Hayes, J. L., R. T. Williams and M. A. Rennick, 1987: Lee cyclogenesis. Part I: Analytic studies. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 432–442.
- Holton, J. R., 1979: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 391 pp.
- Kousky, V. E., 1989: The global climate for September–November 1988: High Southern Oscillation index and cold episode characteristics continued. *J. Climate*, **2**, 173–192.
- , and A. Leetmaa, 1989: The 1986–87 Pacific warm episode: Evolution of oceanic and atmospheric anomaly fields. *J. Climate*, **2**, 254–267.
- Necco, G. V., 1982: Behavior of the cyclonic vortices in the South American region during FGGE: Cyclogenesis. (Comportamiento de vortices ciclonicos en el area Sudamericana durante el FGGE: Ciclogenesis). *Meteorologica*, Vol. VIII, 7–20.
- Palmen, E., and C. M. Newton, 1969. *Atmospheric Circulation Systems*. Academic Press, 603 pp.
- Petterson, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting. Motion and Motion Systems*. McGraw-Hill, 498 pp.
- Rao, V. B., and K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**, 81–91.
- Satyamurty, P., R. P. Santos and M. A. M. Lemes, 1980: On the stationary trough generated by the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 510–519.
- , C. C. Ferreira and M. A. Gan, 1990: Cyclonic vortices over South America. *Tellus*, **42**, 194–201.
- Taljaard, J. J., 1972. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteor. Monogr.*, **13**, 139–214.
- Whittaker, L. M., and L. H. Horn, 1981: Geographical and seasonal distribution of North American cyclogenesis, 1958–1977. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2312–2321.
- Zishka, K. M., and P. J. Smith, 1980: The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding oceanic environs for January and July 1950–77. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 387–401.

