

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-7121-TDI/672

**ESTUDO DOS SISTEMAS DE CIRCULAÇÃO DE VERÃO SOBRE
A AMÉRICA DO SUL E SUAS SIMULAÇÕES COM MODELOS
NUMÉRICOS**

Silvio Nilo Figueroa

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada
em 15 de agosto de 1997.

INPE
São José dos Campos
1999

551. 58

FIGUEROA, S.N.


Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos/
S.N.Figueroa. – São José dos Campos: INPE, 1997.

181p. – (INPE-7121-TDI/672).

1. América do Sul. 2. Zona de convergência do Atlântico Sul. 3. Alta da Bolívia. 4. Vórtices ciclônicos. 5. Modelos atmosféricos. 6. Zona de convergência intertropical. I. Título.

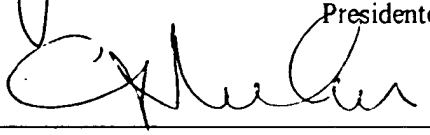
Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de Doutor em Meteorologia

Dr. José Paulo Bonatti




Presidente

Dr. Carlos Afonso Nobre



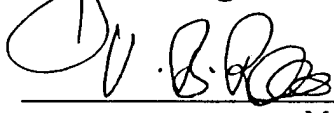
Orientador

Dra. Mary Toshie Kayano



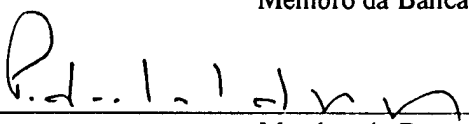
Membro da Banca

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



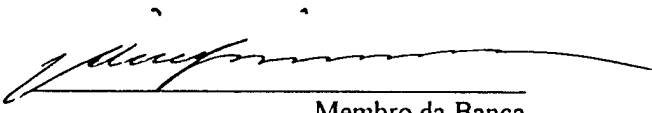
Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca
- Convidado -

Dra. Alice Marlene Grimm



Membro da Banca
- Convidada -

Candidato: Silvio Nilo Figueroa Rivero

São José dos Campos, 15 de agosto de 1997

A meus pais **José e Julia** pelos valores e permanente motivação que me passaram nas diferentes etapas de minha formação profissional.

Aos meus irmãos Julián, Pascual, Tito e Lourdes, pelo apoio moral permanente durante a preparação desta tese.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Carlos Nobre pela valiosa orientação, pelo apoio moral como orientador e como amigo, pelas valiosas discussões durante o desenvolvimento da tese e pelas facilidades computacionais que recebi do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

Ao Dr. José Bonatti, por sua amizade, pelo apoio e pelas oportunas sugestões.

Ao Dr. Pedro Leite da Silva Dias, por suas excelentes aulas de modelagem numérica na Universidade de São Paulo, por sua amizade, pelas sugestões e suas críticas.

A Dra. Mary Kayano, pela sua amizade, pelas sugestões, e pelas discussões durante o desenvolvimento da tese.

Ao Dr. Manoel Gan, pelo seu apoio e pelo excelente trabalho como coordenador de meteorologia.

Ao Dr. Vernon Kousky, pelas sugestões e pelos dados de reanálise do NCEP.

A Cacilda de Moura Aravéquia, pelo excelente trabalho de revisão da tese.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas valiosas críticas e sugestões durante a apresentação.

A todo o pessoal do CPTEC, por sua amizade carinhosa e pelo apoio moral. Meu reconhecimento especial ao pessoal de suporte, pelo apoio computacional eficiente e oportuno durante todo o processo de desenvolvimento da tese. Também meu profundo agradecimento ao pessoal de operação, pelo apoio computacional, especialmente durante as noites e madrugadas.

A todos os meus colegas de pós-graduação de Meteorologia, por sua amizade carinhosa e ter compartilhado as dificuldades e alegrias.

Aos meus ex-professores e ao pessoal administrativo de pós-graduação do INPE.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro.

RESUMO

Neste trabalho, realizou-se um estudo observacional e de modelagem dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul (AS): Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB), Vórtice Ciclônico (VC) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Utilizou-se Funções Ortogonais Empíricas (EOF) com os dados de vorticidade relativa para 17 verões, e modelos numéricos (modelo de circulação geral e modelo de área limitada). Os resultados mostram que a formação da ZCAS não depende dos Andes, da ZCIT, da convecção da África e da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Entretanto, na ausência de convecção tropical sobre a AS, a ZCAS não se forma. Os Andes são responsáveis pela localização da máxima precipitação observada durante o verão entre 60° e 50° W e em torno de 10° S. Na ausência dos Andes, esta zona de máxima precipitação localiza-se próximo ao Equador, entre 60° e 50° W e em torno de $2,5^{\circ}$ S. Portanto, os Andes influenciam indiretamente no posicionamento e na intensificação da ZCAS através da localização e intensificação da máxima precipitação sobre a parte central da AS. A ausência da convecção da ZCIT favorece a ocorrência de precipitação na região sul do Nordeste. As ondas transientes de números de onda zonal 5 e 6 e com períodos de 8 a 10 dias têm influência na ZCAS. Portanto, para a formação e manutenção da ZCAS é importante a interação entre a convecção tropical sobre a AS e as ondas transientes de números de onda zonal 5 e 6, sendo os Andes, a ZCIT e a convecção da África fatores secundários. Porém, existem outros fatores que modulam a variabilidade intrasazonal da ZCAS. Estas são, as oscilações de 20-30 dias (período médio de 22 dias) e de 30-60 dias (período médio de 42 dias). Estas oscilações também estão associadas à teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS. A formação e manutenção do VC quase-estacionário (VCQ) próximo ao Nordeste deve-se à presença da ZCAS. Os sistemas de circulação AB, ZCAS e VCQ constituem um sistema acoplado quase-estacionário (SAQE). Este sistema acoplado pode existir na ausência da ZCIT. Entretanto, a ZCIT do Atlântico tem influência na intensificação do SAQE. Neste sistema acoplado, o VCQ depende da ZCAS, a AB depende da convecção da Amazônia e da ZCAS, a ZCAS depende da convecção da Amazônia e dos transientes de latitudes médias, e a convecção da Amazônia depende de fatores de grande escala. Mas existe também uma interação entre cada um dos componentes deste sistema, contribuindo para manter o SAQE por vários dias. Por outro lado, a gênese dos vórtices ciclônicos transientes (VCT) sobre o Atlântico Sul deve-se à liberação de calor latente em torno da Bahia, ao sul do Nordeste.

OBSERVATIONAL AND MODELING STUDY OF THE SUMMER CIRCULATION SYSTEMS OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

This work presents an observational and modeling study of the Southern Hemisphere (SH) summer circulation systems over South America, namely, the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), the Bolivian High (BH), Cyclonic Vortices (CV), and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). EOF analysis was used in the observational part to analyze relative vorticity data for 17 SH summer periods. In the modeling part, both Global Circulation and Limited Area Models were used. The results indicate that the establishment of the SACZ does not depend on the Andes Mountains or on the ITCZ or on African convection, or on the South Pacific Convergence Zone (SPCZ). However, the SACZ does not establish itself with absence of tropical convection over South America. The Andes Mountains seem to be responsible for the placement of the SH summer rainfall maxima around 50° - 60° W and 10° S. In a simulation without the Andes Mountains, the rainfall maxima is displaced equatorward to 2.5° S. Therefore, the Andes Mountains affect indirectly the position and intensification of the SACZ through “anchoring” the rainfall maxima over central tropical South America. Weak or no convection over the ITCZ favors precipitation over southern Northeast Brazil. Transient waves with zonal wave numbers 5 and 6 and period of 8-10 days influence the SACZ. In sum, the main factor for the establishment and maintenance of the SACZ is the interaction between tropical convection over South America and the transient waves with zonal wave numbers 5 and 6. The Andes Mountains, ITCZ and African convection are secondary in importance for the SACZ. However, there are other factors which modulate the intraseasonal variability of the SACZ. There are 20-30-day (average period 22 days) and 30-60-day oscillations (average period 42 days) sweeping through the SACZ region. These oscillations are also associated with teleconnection between the SPCZ and the SACZ. The formation and maintenance of the quasi-stationary CV (QCV) over the tropical South Atlantic in the vicinity of Northeast Brazil is directly related to the SACZ. The circulation systems BH, SACZ and QCV constitute a tightly linked, quasi-stationary system. This system can exist independent of the Atlantic ITCZ, but its intensification is related to the Atlantic ITCZ. In this system the QCV depends on the SACZ, the BH depends on Amazon convection and on convection over the SACZ, the SACZ depends on Amazon convection and mid-latitude transient disturbances, and, lastly, Amazon convection depends on large scale factors. Additionally there exist interactions among the components of this system (BH-SACZ-QCV) which contribute to maintaining the system for several days. On the other hand, the genesis of transient CV (TVC) is associated to the release of latent heat in southern Northeast Brazil (Bahia region).

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xvi
LISTA DE ABREVIATURAS.....	xvii
LISTA SÍMBOLOS.....	xviii
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
<u>CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</u>	<u>21</u>
2.1 - Ondas planetárias durante o verão sobre o Hemisfério Sul e sua influência sobre a Zona de Convergência do Atlântico (ZCAS).....	21
2.2 - Mecanismos de formação, intensificação e manutenção da Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	27
2.3 - Mecanismos de formação, intensificação e manutenção da Alta da Bolívia e dos Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera.....	31
<u>CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E DADOS.....</u>	<u>35</u>
3.1 - Parte observacional.....	35
3.1.1 - Dados.....	35
3.1.2 - Metodologia.....	36
3.2 - Parte de experimentos numéricos.....	39
3.2.1 - Modelo Global.....	39
3.2.2 - Modelo Eta.....	41
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS OBSERVACIONAIS : ONDAS PLANETÁRIAS E TELECONEXÕES SOBRE O HEMISFÉRIO SUL.....</u>	<u>45</u>
4.1 - Ondas planetárias.....	46
4.1.1 - Ondas dominantes número 5 e 6 no filtro de 6-18 dias.....	46
4.1.2 - Ondas números 6 e 7 de alta frequência.....	50
4.1.3 - Onda de número 4 e a teleconexão entre o Pacífico Ocidental e a América do Sul.....	52
4.2 - Teleconexões entre a ZCPS e a ZCAS.....	55
4.2.1 - Oscilação de 30-60 dias.....	55
4.2.2 - Oscilação de 20-30 dias.....	57
4.3 - Intensificação e desintensificação da ZCAS e a formação da onda quase-estacionária sobre a América do Sul.....	62
4.4 - Vórtice Ciclônico e a velocidade vertical próxima a ZCAS.....	67
4.5 - Resultados mais importantes.....	70

	<u>Pág.</u>
<u>CAPITULO 5 - SIMULAÇÕES DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS) COM UM MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL (MCGA)</u>	73
5.1 - Simulações da ZCAS com os modelos M1, M2 E M3; e a importância da convecção da Amazônia.....	74
5.2 - Simulação da circulação na alta troposfera durante períodos com ZCAS.....	80
5.3 - O efeito dos Andes na formação da ZCAS.....	82
5.4 - O efeito da convecção tropical sobre a América do Sul na formação da ZCAS, AB e VC.....	91
5.5 - O efeito da ZCIT sobre a ZCAS e a precipitação sobre o Nordeste..	94
5.6 - O efeito da convecção na África sobre a precipitação no Nordeste e a ZCAS.....	98
5.7 - Simulação das Zonas de Convergência sobre o Hemisfério Sul com um modelo simples Eta.....	103
5.8 - Mecanismos de formação das Zonas de Convergência Subtropical (ZCST).....	104
5.9 - Resultados mais importantes.....	109
<u>CAPITULO 6 - SIMULAÇÃO DO VÓRTICE CICLÔNICO ATRAVÉS DO MODELO GLOBAL E REGIONAL</u>	113
6.1 - Simulação da formação de um VC quase-estacionário com o modelo de circulação geral.....	113
6.2 - Influência da Zona de Convergência Intertropical e da convecção na África sobre a formação do VC quase-estacionário (VCQ).....	120
6.3 - Simulação do Vórtice Ciclônico sobre o Atlântico Sul com o modelo Eta.....	124
6.4 - Simulação do VC quase-estacionário próximo do Nordeste.....	128
6.5 - Resultados mais importantes.....	136
<u>CAPITULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</u>	139
7.1 - Conclusões dos resultados observacionais.....	139
7.2 - Conclusões dos resultados de modelagem numérica.....	141
7.3 - Interação entre os sistemas de circulação do verão sobre a América do Sul.....	146
7.3 - Recomendações para trabalhos futuros.....	147
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	149

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- 1.1- Representação esquemática dos sistemas meteorológicos duranteo verão sobre a América do Sul: Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB), Vórtice Ciclônico (VC) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Associada à ZCAS existe uma circulação anticiclônica na alta troposfera chamada, neste trabalho, de Alta da Zona de Convergência do Atlântico Sul(AZCAS). As flechas indicam a circulação na alta troposfera..... 2
- 1.2 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa para a análise do NCEP às 1200 UTC do dia a) 8/01/96, b) 11/01/96 e c) 13/01/96. Contornos das isotacas a cada 10 unidades..... 4
- 1.3 - Imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho para: a) 07/01/96 às 1200 UTC, b) 09/01/96 às 1200 UTC, c)13/01/96 às 2100 UTC e d) 19/01/96 às 1200 UTC. No dia 9 de janeiro, o Sistema Frontal (SF) localizava-se sobre a Argentina. No dia 13 de janeiro, houve a interação ZCAS - SF sobre o Paraná, e o vórtice ciclônico (VC) localizava-se sobre o Estado da Bahía..... 6
- 1.4 - Precipitação diária durante o mês de janeiro de 1996 para as estações de: a) Rio de Janeiro (Bangú e Alto da Boa Vista), b) São Paulo (Ubatuba e Santa Teresa), e c) Paraná (Castro e campo Mourão)..... 7
- 1.5 - Precipitação média para 1979-1993: a) verão (DJF), b) janeiro e c) inverno (JJA). Contornos a cada 1 mm/dia. Com dados de Xie e Arkin (1996)..... 11
- 1.6 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa durante: a) o verão (DJF) e b) janeiro. Contornos das isotacas a cada 10 unidades. As linhas tracejadas de cor preta indicam os cavados sobre o Hemisfério Sul..... 13
- 1.7 - Variação temporal da anomalia de ROLE média diária para área 15° -25°S e 40 ° - 60° W para o verão de 1995/96 (a) e de 1996/97 (b). O círculo indica a ZCAS que afetou Minas Gerais (ultimos dias de dezembro de 1996 e primeiros dias de janeiro de 1997)..... 16

3.1	- A função resposta do Filtro de Lanczos com 121 pesos para intervalos de tempo: a) menores de 7 dias (passa alta), b) 6-18 dias, c) 15-45 dias, e d) 25-200 dias. Pode-se observar que a função resposta é aproximadamente igual à unidade para intervalos de tempo de 2-6 dias (a), 7-16 dias (b), 18-30 dias (c) e 30-60 dias (d), o que implica que os dados originais não serão afetadas pelo filtro nestes intervalos de tempo.....	38
3.2	- Domínio do modelo Eta, e as diferentes forçantes térmicas tropicais em 960 hPa. Contornos a cada 0,1 K/dia. A forçante da Bahia (G) é semelhante à da Amazônia, porém em torno de 17.5°S e 45° (quase no limite entre Minas Gerais e Bahia). No capítulo 6 é discutido sobre esta forçante.....	42
4.1	- Primeiros quatro autovetores para o filtro de 6-18 dias do campo de anomalias de vorticidade relativa em 250 hPa. a) Primeiro autovetor (EOF1), b) segundo autovetor (EOF2), c) terceiro autovetor (EOF3) e d) quarto autovetor (EOF4). A linha preta contínua liga os núcleos com correlações significativas a 95% pelo teste t-Student.....	47
4.2	- Idem à Figura 4.1 mas para o filtro de 2-7 dias.....	51
4.3	- Idem à Figura 4.1, mas para o filtro de 15-45 dias.....	54
4.4	- Idem à Figura 4.1 mas para filtro de 25-200 dias.....	56
4.5	- Idem à Figura 4.4 mas para filtro de 25-90 dias.....	57
4.6	- Idem à Figura 4.1, mas para filtro de 15-45 dias e para a área área 5°S-10°N e 120°E- 2,5°W.....	59
4.7	- Amplitude da série temporal projetada no primeiro (em vermelho) e segundo autovetores (em verde), correspondentes aos autovetores da Figura 4.6.....	60
4.8	- Os primeiros seis mapas de EEOF do primeiro autovetor das análises de EEOF para o verão de 1987/88 com “lag” de 3 dias para os seguintes níveis de tempo: a) 0 dia, b) +3 dias, c) +6 dias, d) +9 dias, e) +12 dias e f) +15 dias. As correlações estão multiplicadas por 100. São plotados os valores menores de -40 e maiores de 40. Os valores negativos são coloridos.....	63

4.9	- Uma seção tempo-longitude da média latitudinal entre 20°-35°S do primeiro autovetor de EEOF para o verão de 1987/88. “A” indica circulação anticiclônica e “B”, ciclônica na região da ZCAS (40° -50°W).....	66
4.10	- O primeiro autovetor da EEOFC para o verão (DJF) de 1986/87 com o filtro de 6-18 dias, para a) + 0 dias, b)+3 dias, e c)+6 dias. A barra preta indica o eixo do cavado que propaga-se para oeste. As regiões em azul indicam as correlações da velocidade vertical em 500 hPa, associada à circulação em 200 hPa mostrada em vermelho.....	69
5.1	- ROLE média para a) um período de ZCAS, 1-19 de janeiro de 1996 e b) um período sem ZCAS, 20-30 de janeiro de 1996. Os contornos estão a cada 5 W/m ² e as áreas com ROLE menores que 225 W/m ² são coloridas.....	74
5.2	- Precipitação média para o período de 6-19 janeiro de 1996, simulados pelos modelos: a) M1, b) M2 e c) M3. Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.....	76
5.3	- Diferenças de precipitação: a) modelo M3-modelo M1 b) modelo M3-modelo M2. Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.....	79
5.4	- Linhas de corrente e isotacas (vermelha tracejada) em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (menores que 5800 m-colorida), para o período de simulação de 6/1-19/1/96 às 12 UTC: a) análise d NCEP, b) modelo M1, c) modelo M2 e c) modelo M3..	81
5.5	- Campo inicial após a inicialização da altura geopotencial para o experimento sem os Andes em 500 hPa a cada 50 m (em verde) e a diferença entre este campo e do modelo controle a cada 10 m.....	84
5.6	- (a) Circulação como na Figura 5.4, exceto que é para o experimento sem os Andes; (b) a pressão reduzida ao nível do mar (valores maiores que 1017 hPa coloridos) para o exp. 3, com os Andes e (c) para o exp. 4, sem os Andes. Contornos a cada 3 hPa em (b) e (c).....	85

	<u>Pág.</u>
5.7 - Campo de vento em 850 hPa e precipitação média para o período de simulação: a) modelo controle (exp. 3) e b) experimento sem os Andes (exp. 4). Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas maiores que 5 mm/dia são coloridas.....	87
5.8 - Diferença entre a Figura 5.7a e b (com os Andes - sem os Andes); a) precipitação (a intervalos de 5 mm/dia) e b) campo de vento em 850 hPa. Em (a) as áreas coloridas indicam precipitação produzida por efeito dos Andes.....	88
5.9 - Campo de vento em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (+5000 m): a) modelo de controle e b) experimento sem os Andes Contornos de altura geopotencial a cada 50 m.....	90
5.10 - Diferença entre a Figura 5.9a e b. Áreas com valores negativos e menores que 20 m de altura geopotencial em 500 hPa (coloridas).....	91
5.11 - (a) Idem à Figura 5.2 e (b) idem à Figura 5.3, exceto para o exp. 5, isto é, com o modelo controle sem os Andes e sem calor latente sobre a área tropical da América do Sul (15°S -10°N, 70°-40°W).....	92
5.12 - Resultados do experimento sem calor latente na ZCIT do Atlântico através do modelo M3 (exp. 6): (a) Linhas de corrente em 200 hPa, (b) precipitação (as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas), e (c) o campo de vento em 850 hPa. Em (b) contornos a cada 5 mm/dia.....	95
5.13 - Diferença entre o exp. 6 e o modelo controle: a) precipitação (a cada 5 mm/dia) como na Figura 5.8a, b) campo de vento em 850 hPa.....	96
5.14 - Velocidade vertical ($\times 10^{-4}$ hPa/s) média entre 45°-37.5W°. a) Modelo controle, b) o experimento sem calor latente sobre a ZCIT do Atlântico (exp. 6), e c) diferença entre o exp. 6 e o modelo controle. Contornos a cada 3×10^{-4} hPa/s. As flechas indicam o sentido do movimento vertical.....	100
5.15 - Como na Figura 12, porém para o experimento sem calor latente sobre a África (exp. 7).....	101

<p>5.16 - Diferença entre o exp. 7 e o modelo: a) potencial de velocidade (a cada $2 \times 10^{+6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, b) precipitação (a cada 5 mm/dia) como na Figura 5.13b, c) campo de vento em 850 hPa. ASC e DES dentro dos círculos em (a) indicam movimento ascendente e descendente, respectivamente.....</p>	<p>102</p>
<p>5.17 - Simulação das Zonas de Convergência sobre o HS com o modelo Eta, para o quarto dia de integração, às 12 horas local da Amazônia (exp. 8), com a presença dos Andes e forçantes térmicas da Indonésia, Amazônia e África. a) circulação e campo de divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa, e as áreas coloridas indicam valores maiores que $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$; b) como em (a), mas em 850 hPa, e as áreas coloridas indicam valores menores que $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Contornos a cada $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$</p>	<p>105</p>
<p>5.18 - Resultado da simulação com modelo Eta, com duas fontes de calor artificiais, uma localizada em torno do Equador-50°W, e a outra localizada em torno de 130°E-25°S (exp. 9), após 30 horas de integração. a) Velocidade vertical em 500 hPa ($\times 10^{-4} \text{ mb/s}$, contornos a cada $3 \times 10^{-4} \text{ mb/s}$, e a área colorida indica movimento ascendente), b) vorticidade relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, a cada $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa, e c) campo de vento e a componente zonal do vento (m/s, contornos a cada 5 m/s) em 200 hPa.....</p>	<p>106</p>
<p>5.19 - Resultado da simulação do exp. 9 com o modelo Eta após 30 horas de integração, o mesmo experimento da Figura 5.18, mas para 850 hPa. a) Componente meridional do vento (m/s, contornos a cada 1 m/s), b) componente zonal do vento (m/s, contornos a cada 2 m/s) e c) campo de vento e divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, contornos a cada $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$). As áreas com valores negativos são coloridas.....</p>	<p>107</p>
<p>6.1 - Seção tempo-longitude da média de anomalias de vorticidade relativa entre 0°-20°S, para o período de simulação de 6-19 de janeiro de 1996, a) análise, b) simulado pelo modelo M1, e c) pelo modelo M3. Contornos a intervalos de $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ e as áreas com valores menores que $-20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ são coloridas e consideradas vórtices ciclônicos intensos.....</p>	<p>115</p>
<p>6.2 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa para a) análise do período de 10-13 de janeiro de 1996 às 12 UTC, e os resultados das simulações com os modelos b) M1, e c) M3. Contornos das isotacas a cada 10 m/s.....</p>	<p>118</p>

6.3	- Precipitação e campo de vento em 850 hPa simulados pelos modelos M1 e M3 para o período de 10-13 de janeiro de 1996 às 12 UTC a) M3 e b) M1, e c) a diferença de precipitação entre os modelos M3 e M1. Contornos a cada 5 mm/dia, e as áreas com maiores que 5 mm/dia são coloridas.....	119
6.4	- Idem à Figura 6.1, mas para o experimento com o modelo M3 sem calor latente na ZCIT do Atlântico.....	121
6.5	- Resultado da simulação com o modelo M3, porém sem liberação de calor latente sobre a ZCIT do Atlântico para o período de 14-16 de janeiro. a) Circulação como na Figura 6.2 e b) diferença de precipitação entre este experimento e o de modelo controle (M3). Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.....	122
6.6	- Como na Figura 6.5a para o período de 10-13 de janeiro de 1996, porém para o experimento sem calor latente sobre a África.....	123
6.7	- Linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelho) para o experimento 3 (exp. 3) com o modelo Eta, após 30 horas de integração (que equivale às 12 horas local do segundo dia de integração) para a) 200 hPa e b) 300 hPa. Este experimento tem as forçantes térmicas da Amazônia, África e Bahia.....	126
6.8	- Idem à Figura 6.7, porém sem a forçante térmica da África a) 200hPa e b) 300 hPa.....	127
6.9	- Análise do NCEP para o período de 10-13 de janeiro de 1996 em 200 hPa : a) linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelha) e b) a vorticidade relativa. Contornos da vorticidade relativa a cada $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$	129
6.10	- Linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelho) em 200 hPa para os experimentos com o modelo Eta após 48 horas de integração: a) exp. 12 (com forçantes térmicas da Amazônia, ZCAS, África e ZCIT), b) exp. 13 (igual ao exp. 12, mas sem forçante térmica da ZCIT), e c) exp. 14 (igual ao exp. 12, mas sem forçante térmica da África). “SEM ZCIT” e “SEM ÁFRICA” em (b) e (c) significam, sem forçante térmica na ZCIT do Atlântico e na África, respectivamente.....	131

	<u>Pág.</u>
6.11 - Campo de vorticidade relativa em 200 hPa corresponde à Figura 6.10: a) exp. 12 , b) exp. 13 e c) exp. 14. Contornos da vorticidade relativa a cada $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$	132
6.12 - Idem à Figura 6.8 porém para 300 hPa, com forçantes da a) ZCAS, Amazônia ZCIT e África (exp. 12), b) ZCAS, Amazônia e África (exp. 13.) e c) ZCAS, Amazônia e ZCIT (exp. 14).....	135

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Os experimentos com o modelo global. A-S indica o esquema de convecção Arakawa-Shubert, e Kuo2 indica a modificação feita neste trabalho no esquema de convecção Kuo-Anthes, CL indica calor latente e AS é América do Sul.....	41
3.2 - Os experimentos com o modelo Eta. C.I indica a condição inicial.....	44

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AS	América do Sul
AZCAS	Alta da Zona de Convergência do Atlântico Sul
BFZ	“Baiu Frontal Zone”
CISK	Conditional Instability of the Second Kind
CL	Calor Latente
DJF	dezembro, janeiro e fevereiro
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecasts
EOF	Funções ortogonais empíricas
EEOF	Funções ortogonais empíricas estendidas
EEOFC	Funções ortogonais empíricas estendidas combinadas
ENSO	El Niño-Oscilação Sul
HS	Hemisfério Sul
HN	Hemisfério Norte
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
SF	Sistema Frontal
VC	Vórtice Ciclônico
VCT	Vórtice Ciclônico Transiente
VCQ	Vórtice Ciclônico Quase-estacionário
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZCST	Zonas de Convergência Subtropical

LISTA DE SÍMBOLOS

P^*	pressão à superfície
f	parâmetro de Coriolis
ϕ	geopotencial
P	pressão
T	temperatura
R	constante dos gases para ar seco
q	umidade específica
u	componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
\vec{V}	vetor velocidade do vento
w	componente vertical da vorticidade relativa
D	divergência
l	longitude
j	latitude

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Os sistemas de circulação quase-estacionários e dominantes durante o verão sobre a América do Sul são a Alta da Bolívia (AB), os Vórtices Ciclônicos (VC), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). AB e VC são circulações na alta troposfera, enquanto ZCAS e ZCIT são zonas de convergência na baixa troposfera, porém têm sua influência em toda a troposfera. A ZCAS e a ZCIT podem ser observadas nas imagens de satélite no canal infravermelho, como uma faixa de nebulosidade quase-estacionária como no esquema apresentado na Figura 1.1. Nesta figura, também estão esquematizados a AB e o VC, os quais estão aproximadamente localizados em sua posição climatológica, isto é, a AB e o VC localizados sobre a Bolívia e nas vizinhanças do Nordeste do Brasil sobre o Atlântico Sul, respectivamente. Associada à ZCAS também existe uma circulação anticiclônica na alta troposfera, localizada aproximadamente sobre os Estados de São Paulo, Paraná e Minas Gerais. Esta circulação anticiclônica será denominada, neste trabalho, Alta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (AZCAS).

São mostradas, na Figura 1.2, as análises do “National Centers for Environmental Prediction” (NCEP) para as circulações em 200 hPa, nos dias 8, 11 e 13 de janeiro de 1996, onde podem ser observados a AB, o VC e a AZCAS. Na Figura 1.2a, existem duas altas sobre a América do Sul, uma sobre a Bolívia, aproximadamente em 70°W e 15°S (AB) e a outra sobre o Brasil, em torno de 50°W e 15°S (AZCAS). Esta última, em 11 de janeiro (Figura 1.2b) juntou-se à AB.

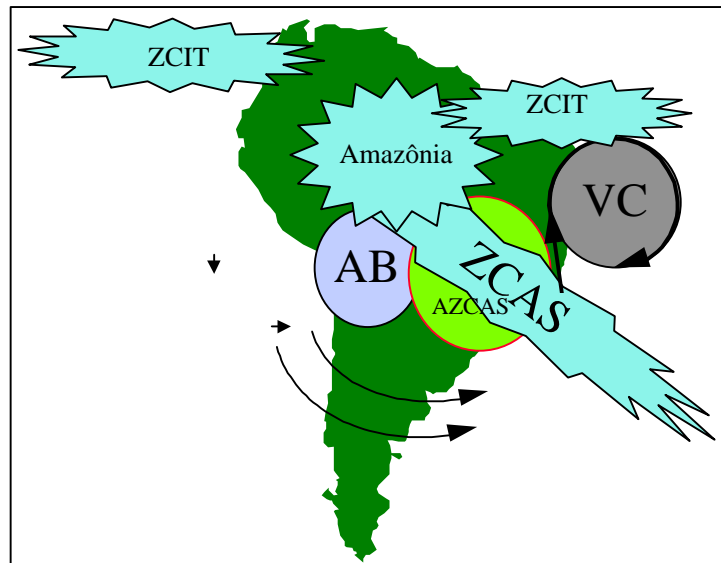


Fig. 1.1 - Representação esquemática dos sistemas meteorológicos durante o verão sobre a América do Sul: Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB), Vórtice Ciclônico (VC) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Associada à ZCAS existe uma circulação anticiclônica na alta troposfera chamada, neste trabalho, de Alta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (AZCAS). As flechas indicam a circulação na alta troposfera.

Na Figura 1.2c pode-se notar que novamente forma-se a AZCAS, porém mais ao sul (em torno de 50°W e 20°S) do observado na Figura 1.2a. No dia 15 de janeiro, a AZCAS juntou-se novamente com a AB (figura não mostrada). Nas Figuras 1.2b e c, são observados vórtices ciclônicos da alta troposfera entre os dias 11-13 de janeiro de 1996, nas vizinhanças do Nordeste do Brasil (doravante simplesmente chamado Nordeste).

A existência da AB é conhecida desde as décadas de 60 e 70 (Gutman e Schwerdtfeger, 1965; Schwerdtfeger, 1976), porém, somente após o estudo com dados de vento obtidos das imagens de satélite por Virji (1981),

verificou-se claramente a presença desta alta sobre o altiplano boliviano na alta troposfera.

A precipitação sobre a parte central e sul do Peru é afetada diretamente pela posição desta alta. Assim, seu deslocamento anormal para a parte central e norte dos Andes pode inibir a convecção nestas regiões (por exemplo, durante os eventos El Niño) como consequência do movimento descendente no seu lado oeste (Santos, 1986).

Os vórtices ciclônicos da alta troposfera sobre o Atlântico Sul Tropical estudados por Virji (1981), e Kousky e Gan (1981) também têm uma influência muito importante na distribuição da precipitação sobre o Nordeste, especialmente durante o verão. Assim, por exemplo, durante o mês de janeiro de 1996 foram observadas anomalias negativas de precipitação acima de 100 mm sobre o Estado da Bahia (Climanálise, 1996), como consequência da presença de um VC quase-estacionário sobre esta região. A origem deste VC quase-estacionário ainda não é conhecida. Sobre o mecanismo de formação dos vórtices ciclônicos transientes na alta troposfera sobre o Atlântico Sul há uma discussão no Capítulo 2.

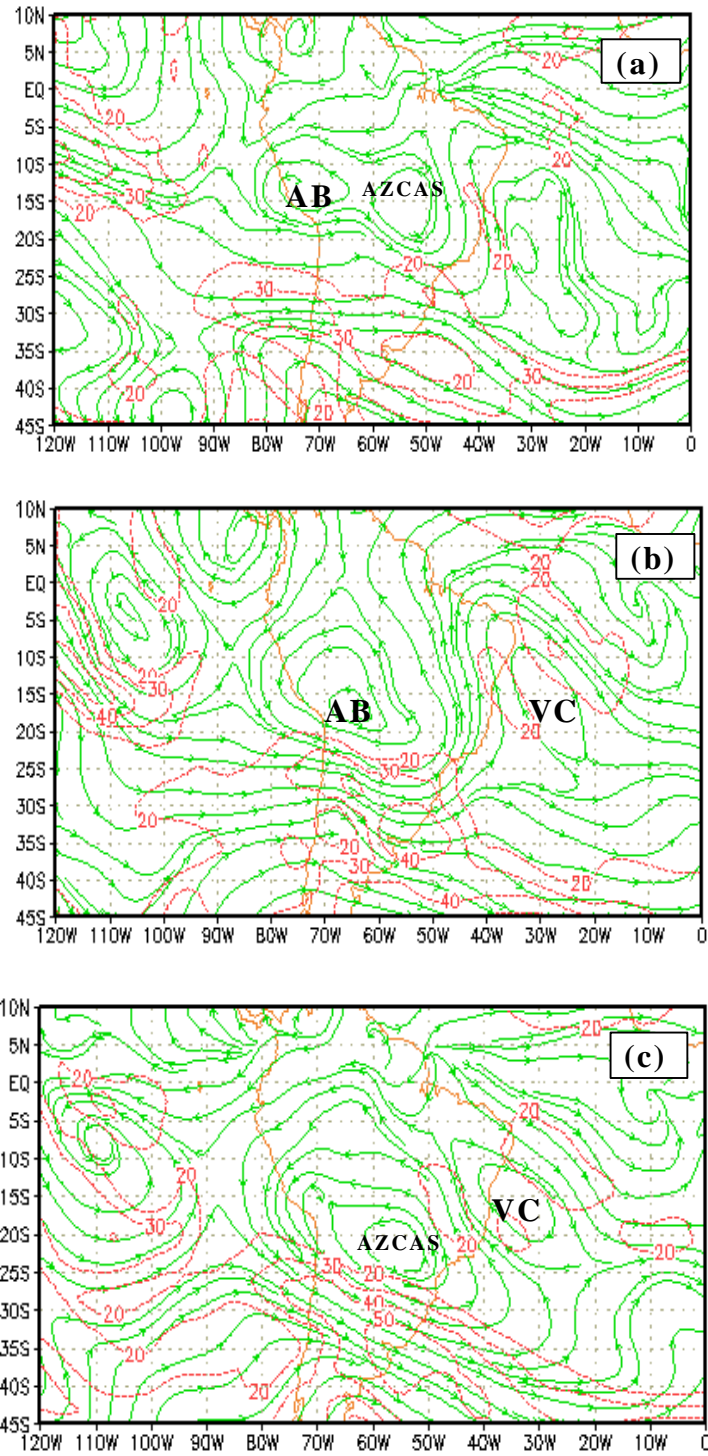
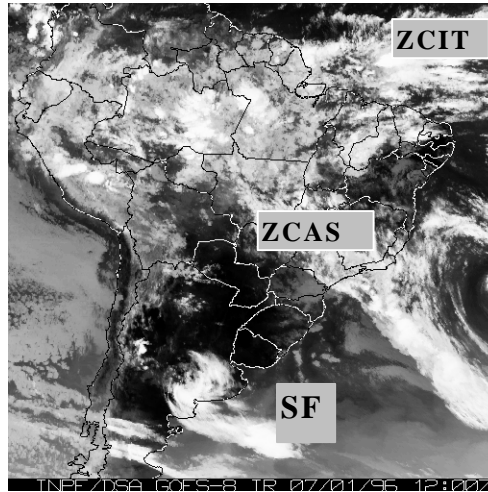


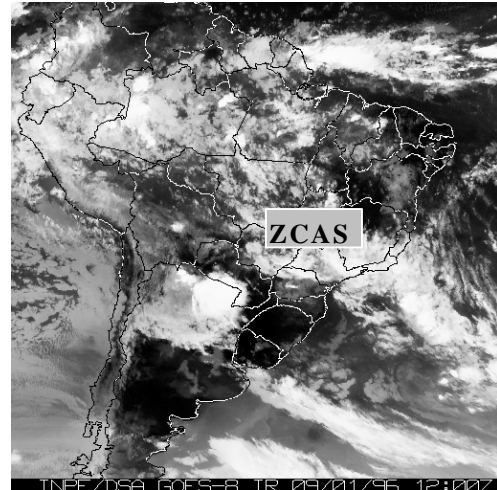
Fig. 1.2 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa para a análise do NCEP às 1200 UTC do dia a) 8/01/96, b) 11/01/96 e c) 13/01/96. Contornos das isotacas a cada 10 unidades.

Outro fator que influencia no regime de precipitação sobre a América do Sul é a ZCIT. A ZCIT do Pacífico afeta diretamente a parte oeste da Colômbia, e a ZCIT do Atlântico, a parte norte e nordeste do Brasil e também a Guiana Francesa e Suriname. A ZCIT do Atlântico foi bastante estudada, a fim de relacioná-la com a precipitação sobre o Nordeste (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath et al., 1984; Uvo, 1989; Nobre e Shukla, 1995). Em resumo, o fortalecimento da alta do Atlântico Norte (ou alísios de NE), o enfraquecimento da alta do Atlântico Sul (ou alísios de SE), as anomalias positivas de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Tropical Sul e as negativas no Atlântico Tropical Norte relacionam-se com anos chuvosos no Nordeste, e o contrário com os anos secos. Rao e Marques (1984) ressaltaram a importância da convergência de umidade na baixa troposfera, associada com a ZCIT para a precipitação sobre o Nordeste. O que ainda não está claro é a interação da ZCIT do Atlântico com a ZCAS e os vórtices ciclônicos da alta troposfera.

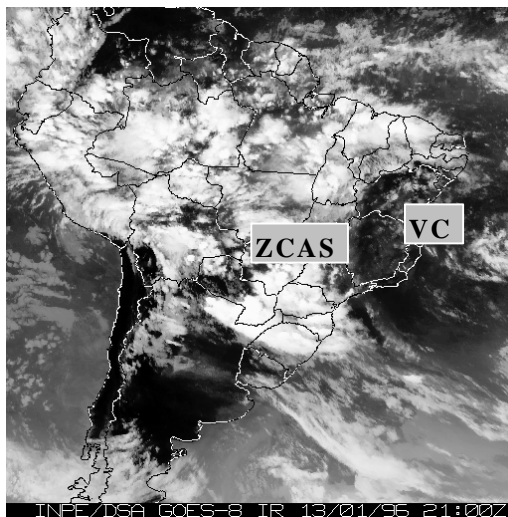
A ZCAS é um dos fenômenos meteorológicos mais interessantes sobre a América do Sul. Este sistema pode ser observado nas imagens de satélite no canal infravermelho, durante os meses de novembro a março, como uma faixa de nebulosidade quase-estacionária por períodos que variam entre 4 a 20 dias, com orientação NW-SE e estendendo-se desde a Região Amazônica até o Oceano Atlântico Sul (Casarin e Kousky, 1986; Oliveira, 1986; Kousky, 1988; Satyamurti e Rao, 1988; Satyamurti e Mattos, 1989). As imagens de satélite mostradas na Figura 1.3a, b, c, e d ilustram um episódio de ZCAS formado durante o período de 1 a 19 de janeiro de 1996. Na Figura 1.4 é mostrada a precipitação diária observada durante o mês de janeiro de 1996, em estações meteorológicas nos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Paraná, a fim de ilustrar a variabilidade espacial e temporal da ZCAS. Este episódio de ZCAS será discutido nos parágrafos seguintes.



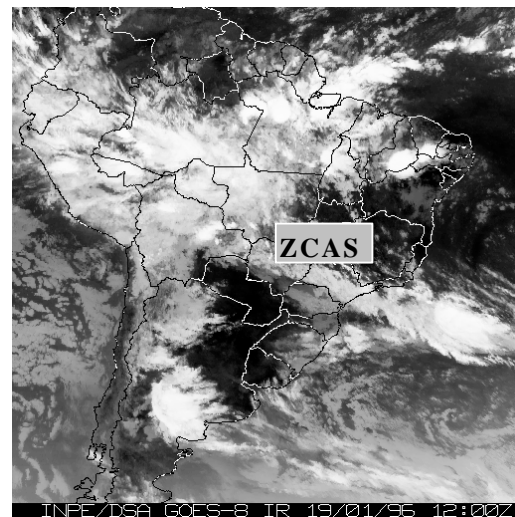
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 1.3 - Imagens do satélite GOES-8 no canal infravermelho para: a) 07/01/96 às 1200 UTC, b) 09/01/96 às 1200 UTC, c) 13/01/96 às 2100 UTC e d) 19/01/96 às 1200 UTC. No dia 9 de janeiro, o Sistema Frontal (SF) localizava-se sobre a Argentina. No dia 13 de janeiro, houve a interação ZCAS-SF sobre o Paraná, e o vórtice ciclônico (VC) localizava-se sobre o Estado da Bahia.

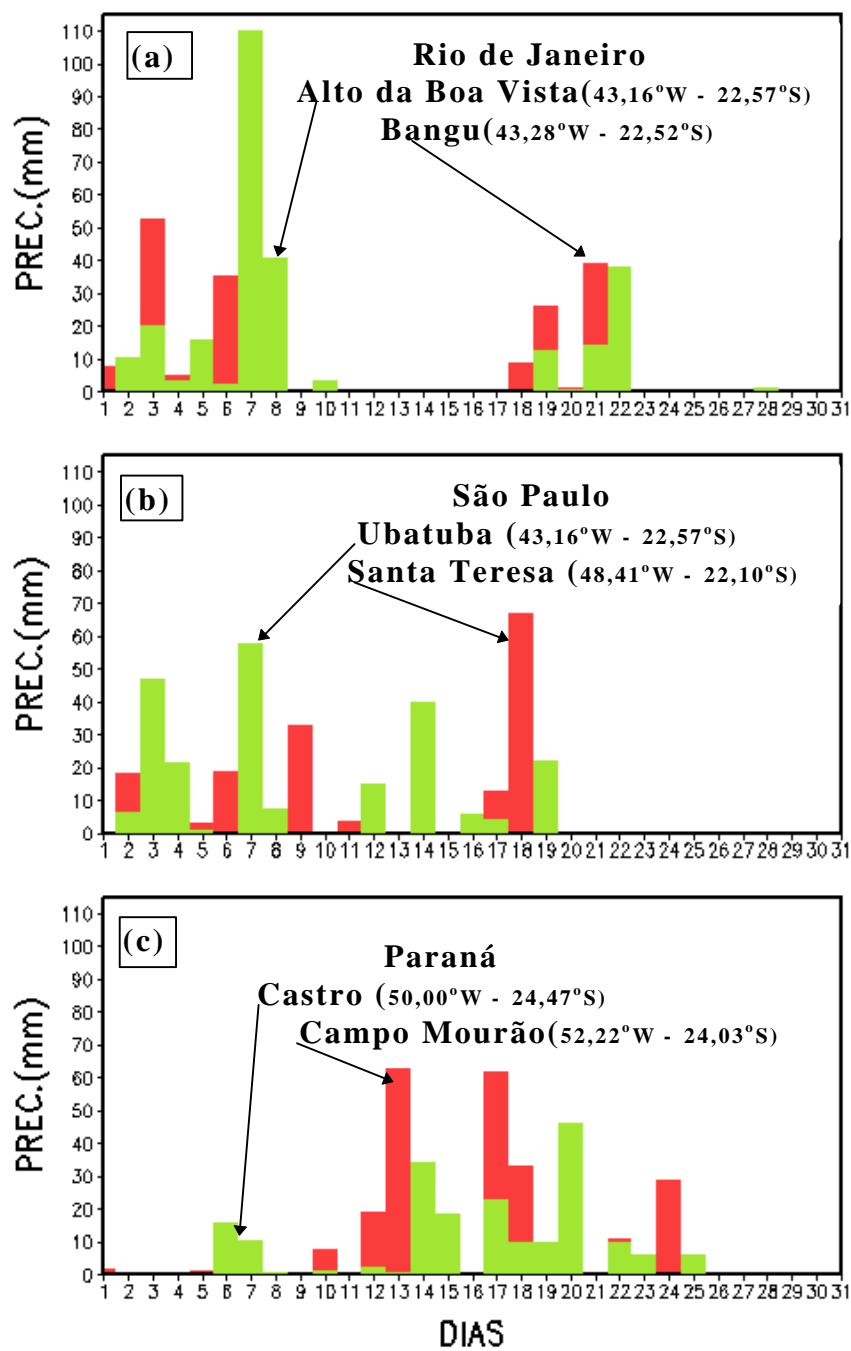


Fig. 1.4 - Precipitação diária durante o mês de janeiro de 1996 para as estações de: a) Rio de Janeiro (Bangu e Alto da Boa Vista), b) São Paulo (Ubatuba e Santa Teresa), e c) Paraná (Castro e Campo Mourão).

Na Figura 1.3, observa-se a ZCAS como uma faixa de nebulosidade quase-estacionária por quase duas semanas durante o mês de janeiro de 1996. Em 7/01/96 (Figura 1.3a) notou-se a presença de um Sistema Frontal (SF) sobre a Argentina. Este SF foi verificado através de cartas sinóticas, e foi o segundo SF do mês de janeiro de 1996 (Climanálise, 1996). Este SF no dia 11/01/96 (Figura 1.3b) encontrava-se próximo ao Uruguai, enquanto isso a ZCAS apresentava um ligeiro deslocamento para SW. Em 13/01/96 às 21 UTC, juntaram-se o SF e a ZCAS, aproximadamente, sobre o Paraná, como pode ser observado na Figura 1.3c. No dia 19 de janeiro (Figura 1.3d), pôde-se observar o enfraquecimento da ZCAS.

Na Figura 1.3c, pode-se observar a formação de um VC sobre o Estado da Bahia. Esta posição mais continental do VC está associada ao deslocamento da ZCAS para o sul. A formação da AZCAS sobre a região da ZCAS e a intensificação do jato subtropical ao sul desta alta (Figura 1.2c) estão associadas à presença da ZCAS, como será visto no Capítulo 6.

As precipitações diárias durante o mês de janeiro de 1996, para 6 estações do Brasil (duas no Rio de Janeiro, duas em São Paulo e duas no Paraná), as quais são mostradas na Figura 1.4a, b e c, são consistentes com a Figura 1.3. A Figura 1.4a mostra o início da formação da ZCAS sobre o Rio de Janeiro na primeira semana de janeiro de 1996. Entre 12, 13 e 14 de janeiro, pôde-se observar a intensificação da ZCAS sobre o Paraná (Figura 1.4c), e após 19 de janeiro, a sua dissipação sobre o Rio de Janeiro (Figura 1.3d e 1.4a).

A precipitação média entre as duas estações de São Paulo, entre 1 a 19/01/1996 (período de duração da ZCAS) foi de 12 mm/dia. A precipitação média para o período de 12 a 15/01/1996 foi aproximadamente de 18 mm/dia no Paraná e 11 mm/dia em São Paulo. Estes valores dão uma idéia da ordem de grandeza da precipitação durante um episódio de ZCAS.

Semelhantes ao caso acima descrito também foram observados outros episódios de ZCAS, como, por exemplo os de: fevereiro de 1988, dezembro de 1995, dezembro de 1996 e janeiro de 1997. Em geral, quando um sistema frontal aproxima-se do sul do Brasil, a ZCAS tende a deslocar-se para o sul. Geralmente, as maiores interações acontecem entre os Estados de São Paulo e Paraná, mas algumas vezes, podem acontecer mais ao sul, como por exemplo, o caso de 24 de dezembro de 1995, em Santa Catarina, com precipitação extrema de até 410 mm/dia (Climanálise, 1995). Portanto, para a previsão do tempo, é muito importante olhar a interação ZCAS-SF. Se os dois sistemas aproximam-se, as condições de tempo com muita atividade convectiva devem ser esperadas. Com a interação ZCAS-SF, também intensifica-se a convecção na Amazônia, como pode ser visto na Figura 1.3c.

As observações acima sugerem que a ZCAS tem um ciclo de vida de três fases: a) formação; b) intensificação; e c) dissipação. O episódio de ZCAS observado entre 1 e 19/01/1996 pode ser usado para exemplificar tais fases. A ZCAS forma-se geralmente, sobre o Rio de Janeiro e Espírito Santo, como aconteceu nos primeiros três dias de janeiro de 1996 (fase de formação). Desloca-se, então, para São Paulo e Paraná, onde interage com os sistemas frontais e, como consequência desta interação, a ZCAS intensifica-se, como é exemplificado em 13 de janeiro (fase de intensificação), e volta novamente, para o Rio de Janeiro e Espírito Santo, onde sofre sua dissipação, ilustrada pela imagem de 19 de janeiro (fase de dissipação). Para ter uma conclusão sobre o ciclo de vida da ZCAS precisa-se fazer estudo de maior número de casos.

Embora a ZCAS não seja um fenômeno permanente do verão (DJF), somente aparecendo em alguns períodos durante os meses de novembro-março, ainda assim pode ser vista na climatologia da precipitação de verão do Hemisfério Sul (HS) com valores superiores a 5 mm/dia (Figura 1.5a).

Esta faixa de precipitação estende-se desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Sul, acompanhando a banda de nebulosidade quase-estacionária ilustrada na Figura 1.3.

A precipitação média para janeiro sobre o HS (Figura 1.5b) mostra um padrão semelhante àquele de DJF (Figura 1.5a), de acordo com os resultados obtidos por Figueroa e Nobre (1990), onde foi feita uma avaliação para os meses de dezembro a fevereiro. Portanto, o mês de janeiro representa de forma adequada o comportamento da precipitação sobre a América do Sul durante o verão.

Ainda permanece a questão sobre a ocorrência de uma máxima precipitação que se forma em torno de 10°S , entre $50^{\circ}\text{-}60^{\circ}\text{W}$ (Figura 1.5a e b). Uma hipótese é que esta máxima seja devido à presença da Cordilheira dos Andes, assunto que será abordado no Capítulo 5.

Semelhante à ZCAS, nota-se também, na Figura 1.5a, outra zona de máxima precipitação que se estende desde a Indonésia até o Pacífico Sul, na direção NW-SE. Esta zona é denominada Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), a qual foi estudada por diversos autores, tais como: Streten, 1973; Yasunari, 1977; Vincent, 1982; entre outros. Durante o inverno (Figura 1.5c), também pode ser vista uma zona de máxima precipitação no Hemisfério Norte (HN), sobre a parte central do Pacífico Norte, em torno de 25°N , denominada "Baiu Frontal Zone" (BFZ) (Kodama, 1992). A parte subtropical destas zonas de máxima precipitação (ZCAS, ZCPS e BFZ) é chamada por Kodama (1993) de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST).

Sobre os dados usados nas gráficas das Figuras 5.a, 5b e 5.c são discutidos em Xie e Arkin (1996).

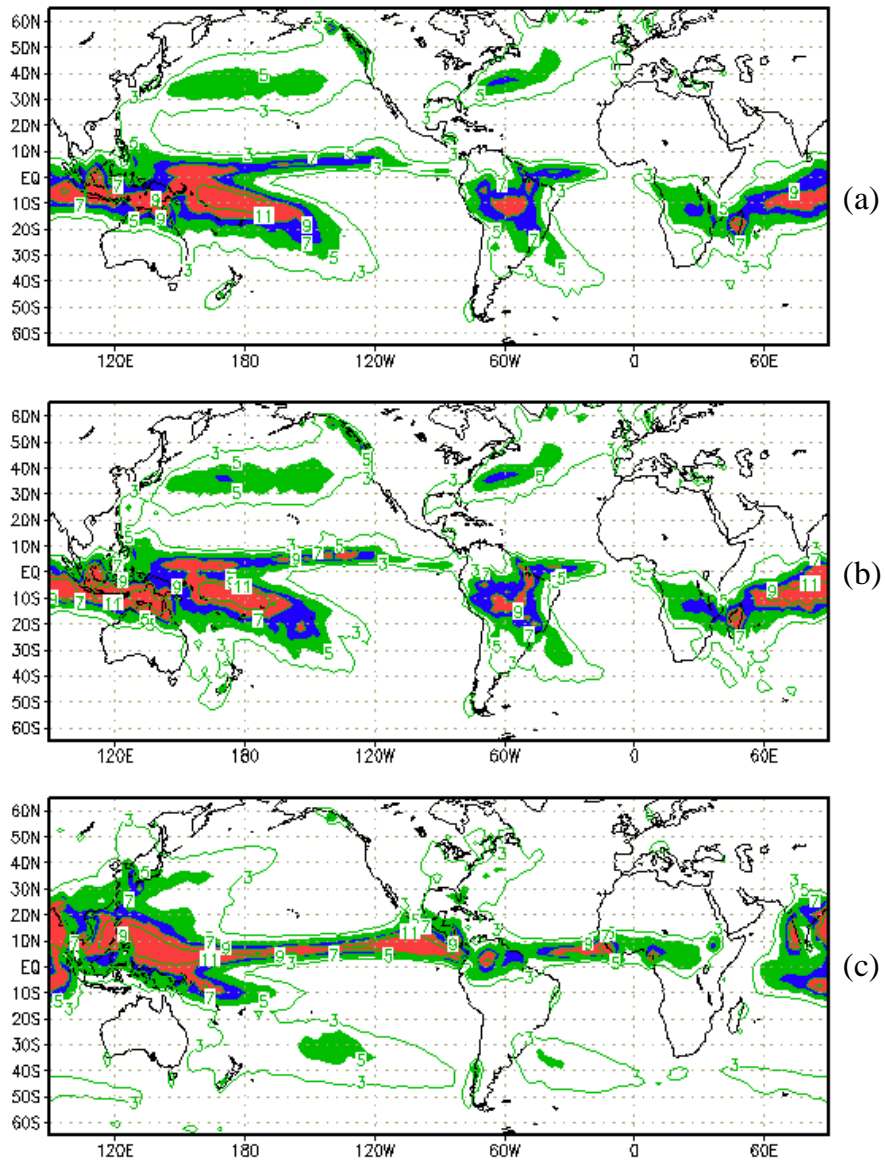


Fig. 1.5 - Precipitação média para 1979-1993: a) verão (DJF), b) janeiro e c) inverno (JJA).
Contornos a cada 1 mm/dia.

A existência das bandas de nebulosidade quase-estacionárias sobre a área de ZCAS e ZCPS é conhecida desde as décadas de 60 e 70 (Taljaard, 1967; Streten, 1973; Yasunari, 1977). Devido a sua baroclinicidade na parte subtropical, as ZCST também foram chamadas de “frentes climáticas” (Taljaard, 1967). Enquanto a BFZ e ZCPS foram estudadas extensivamente, o interesse pelo estudo da ZCAS cresceu apenas nos últimos 15 anos, devido a sua importância sobre a distribuição da precipitação na América do Sul (Satyamurti et al., 1980; Kalnay et al., 1986; Casarin e Kousky, 1986; Silva Dias e Kasahara, 1987; Gandu, 1993; Kodama, 1992, 1993; Figueroa et al., 1995; Grimm e Silva Dias, 1995a; Tanajura, 1996; Nogués-Paegle e Mo, 1997, entre outros).

De um ponto de vista global, a circulação na alta troposfera (Figura 1.6) está associada com a distribuição da precipitação na área tropical e subtropical. Na Figura 1.6a, pode-se observar outras altas na troposfera superior sobre o HS, além da AB, uma ao norte da Austrália e outra sobre a África. Existem algumas características comuns entre os três centros de circulação anticiclônica: a) os três estão localizados no lado oeste/sudoeste das zonas de máxima precipitação (compare com a Figura 1.5a); b) estão localizados entre 10° - 20° S; c) no seu lado leste tem um cavado, exceto na África, onde é muito fraco durante o verão, desaparecendo no mês de janeiro; e d) criam um escoamento cruzando o equador que alimenta o jato subtropical do Hemisfério Norte, exatamente ao norte das máximas áreas de convecção (Figura 1.5a e Figura 1.6a).

Os mecanismos de formação da AB serão discutidos no capítulo seguinte e, sua interação com a AZCAS no Capítulo 6.

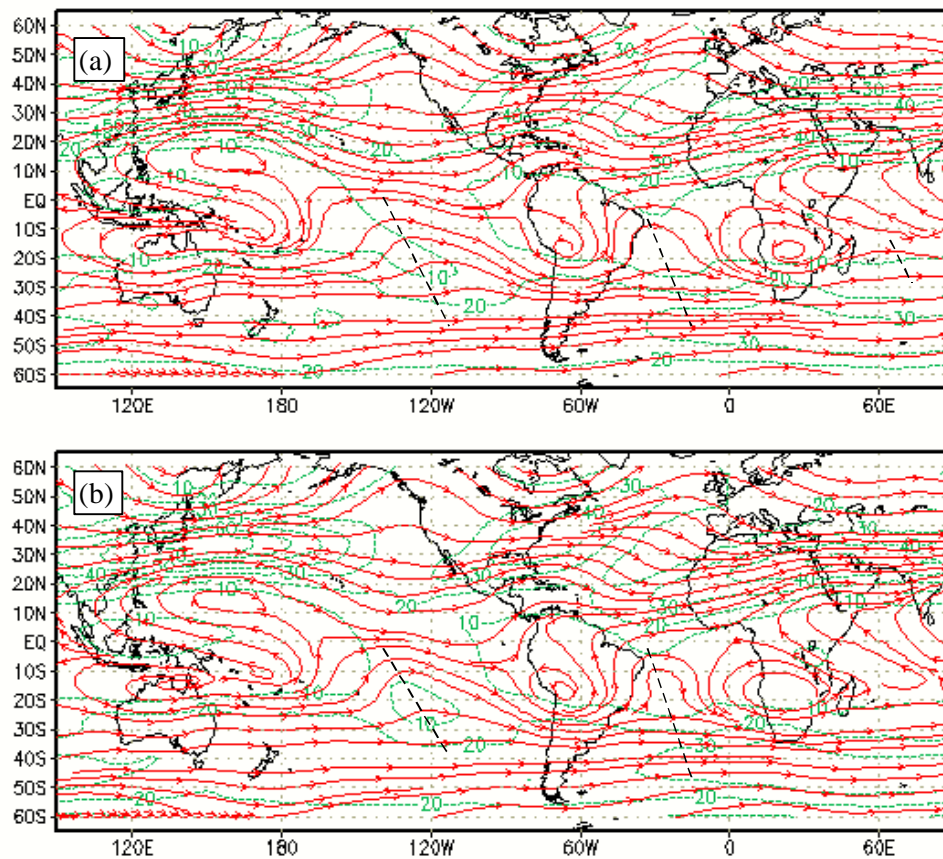


Fig. 1.6 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa durante: a) o verão (DJF) e b) janeiro. Contornos das isotacas a cada 10 unidades. As linhas tracejadas de cor preta indicam os cavados sobre o Hemisfério Sul.

Direta ou indiretamente, a ZCAS tem grande influência sobre a precipitação em toda a América do Sul, desde a parte leste da Colômbia, Equador e Peru, até a Argentina. Um recente estudo observacional de Nogués-Paegle e Mo (1997) mostra uma diminuição da precipitação sobre o Paraguai, Uruguai, norte da Argentina e sul do Brasil, quando há intensificação da ZCAS. Os Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais são os mais afetados pela intensa convecção quase-estacionária que acontece dentro da área da ZCAS. Esta convecção por sua vez, gera subsidência sobre a parte sul do Brasil e no Nordeste (Casarin e Kousky, 1986).

A forte convecção associada com a ZCAS causa normalmente períodos prolongados de chuvas intensas, resultando em inundações e perda de vidas humanas. Em fevereiro de 1988, as chuvas intensas associadas à ZCAS causaram inundações e deslizamentos na parte oriental do Peru, desde a região da Amazônia até o Rio de Janeiro, com centenas de mortes. Em março de 1991, chuvas associadas à ZCAS causaram grandes danos materiais em todo o Estado de São Paulo (Silva Dias et al., 1991). Os efeitos devastadores de fortes chuvas ligadas à ZCAS continuam ano a ano, causando muitos prejuízos em diferentes partes da América do Sul. Por exemplo, as chuvas relacionadas à ZCAS do verão de 1995/96 resultaram em mais de uma centena de mortos e milhares de desabrigados nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. As chuvas associadas à ZCAS do verão 1996/97, além de provocar quase uma centena de mortos e milhares de desabrigados no Estado de Minas Gerais, causou a destruição de casas, estradas e pontes, e Belo Horizonte foi a cidade mais afetada.

Para dar uma idéia dos períodos nos quais a ZCAS esteve intensa nos dois últimos verões, são mostradas nas Figura 1.7a e b, as séries temporais da anomalia de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE). Esta anomalia foi obtida da seguinte maneira: Primeiro, foi calculada a média de

ROLE entre 60° - 40° W e 15° - 25° S para cada dia, em seguida, foi feita uma média temporal corrida de três dias para eliminar as oscilações com períodos menores de três dias, desde que a ZCAS são sistemas quase-estacionários com períodos maiores que 3 dias (Quadro, 1994). Finalmente, esta média de três dias foi subtraída para cada mes, da média climatológica mensal correspondente.

Na Figura 1.7a pode-se observar quatro períodos nos quais as anomalias negativas de ROLE duraram pelo menos quatro dias. Verificou-se através de imagens de satélite GOES-8 no canal infravermelho, que estas anomalias em geral estão associadas aos períodos da ZCAS. Desta forma, pode-se ter uma idéia do número de ZCAS intensas que aconteceram durante o verão de 1995/96 (DJF), isto é, aproximadamente 4 episódios por 3 meses ou a cada 22 dias. Da mesma forma durante o verão de 1996/97 (Figura 1.7b) verificou-se 4 episódios de ZCAS, sendo a mais intensa aquela que aconteceu nos finais de dezembro de 1996 e inícios de janeiro de 1997. Esta ZCAS foi que afetou Minas Gerais durante os primeiros dias de janeiro de 1997.

As anomalias mostradas na Figura 1.7, parecem que podem ser usados para identificar os períodos intensos da ZCAS, mas não para identificar sua duração. Porque em alguns casos, as imagens de satélite tem mostrado maior período que aquele mostrado pela anomalia negativa de ROLE. Porém, não é objetivo deste trabalho estudar a duração e intensidad da ZCAS. Portanto, precisa-se fazer estudo de mais casos, para poder ter uma conclusão definitiva sobre a forma correta de usar a ROLE para determinar a intensidad e duração da ZCAS.

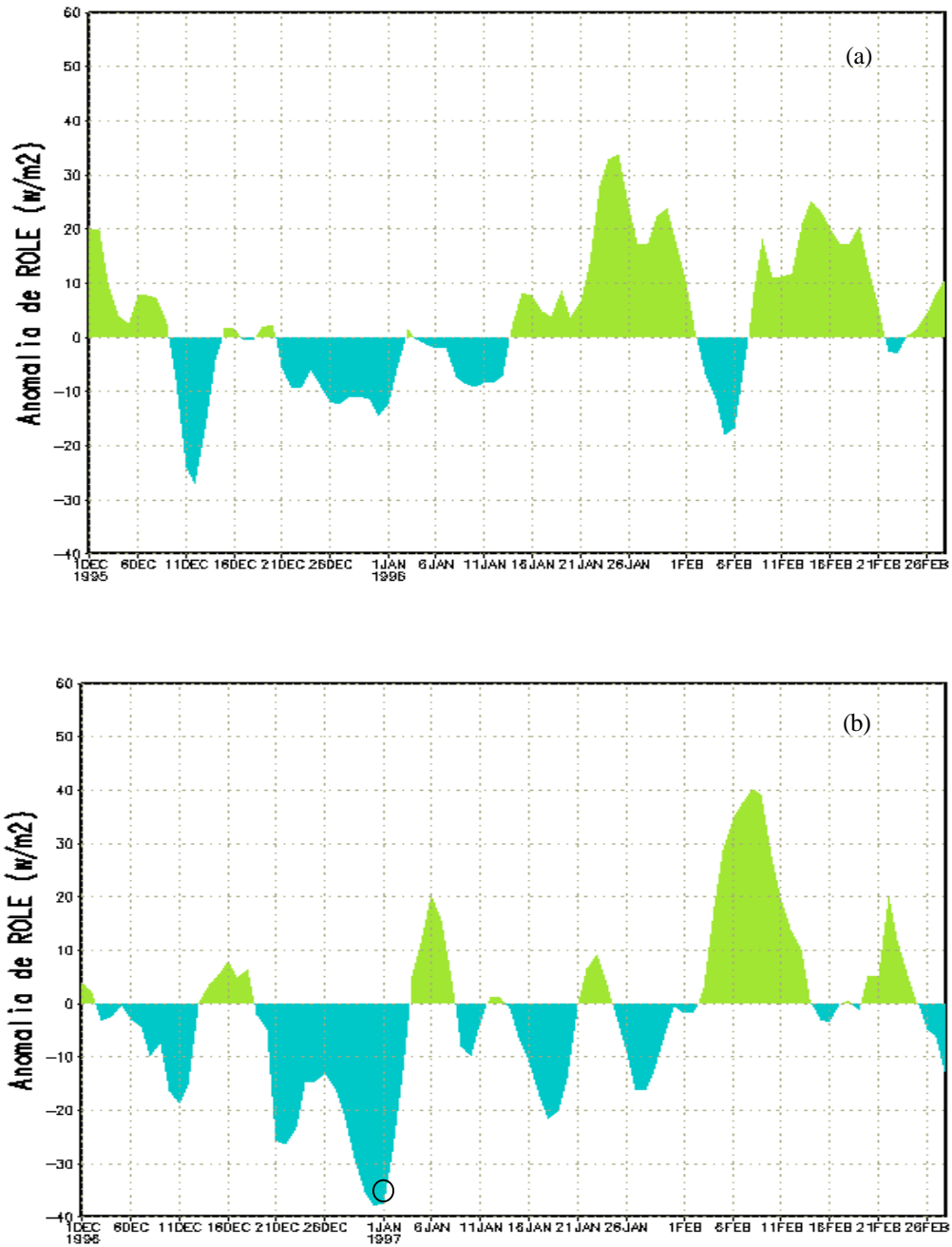


Fig. 1.7 - Variação temporal da anomalia de ROLE média diária para área 15° -25°S e 40° -60° W para o verão de 1995/96 (a) e de 1996/97 (b). O círculo indica a ZCAS que afetou Minas Gerais (últimos dias de dezembro de 1996 e primeiros dias de janeiro de 1997).

Embora a ZCAS tenha uma profunda influência na distribuição da precipitação sobre a América do Sul, até agora não são bem conhecidos os mecanismos de formação, intensificação, dissipação e sua teleconexão com a ZCPS. A relação com as oscilações de 30-60 dias e com as ondas planetárias é pouco conhecida. Um dos propósitos deste trabalho é explorar algumas destas questões.

Em resumo, existem quatro sistemas de circulação atuando durante o verão sobre a América do Sul: ZCAS, AB, VC e ZCIT. Os três primeiros (ZCAS, AB e VC) são sistemas que formam-se principalmente, no verão (mais genericamente de novembro a março). Entender a formação, a intensificação, a manutenção e a dissipação da ZCAS, AB e VC, e suas interações com a ZCIT, a ZCPS, as ondas planetárias, a Cordilheira dos Andes, os sistemas frontais, as oscilações intrasazonais, tais como a oscilação de Madden e Julian (OMJ), e entre si mesmas, é um desafio para os pesquisadores interessados em previsão do tempo e clima sobre a América do Sul. Obviamente, fazer estes estudos não é simples devido à complexa interação trópico-extratropical, às interações não lineares e à presença dos Andes.

A compreensão da dinâmica destes sistemas e suas interações poderá ser muito importante para aprimorar os modelos conceituais, estatísticos e numéricos de previsão do tempo e clima sobre a América do Sul. Nessa direção está orientado o espírito deste trabalho, isto é, contribuir com algum conhecimento novo sobre algumas das questões acima levantadas, através de um estudo observacional e de modelagem. Portanto, os objetivos deste trabalho podem ser assim resumidos:

a) Parte observacional:

a.1 - determinar as ondas planetárias dominantes durante o verão sobre o HS, entre o equador e 60°S, que podem ter influência sobre a ZCAS e o VC;

a.2 - determinar a teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS;

a.3 - estudar a formação da onda quase-estacionária sobre a América do Sul, associada à ZCAS para o verão de 1987/88;

a.4 - estudar a formação do VC no Atlântico Sul para o verão de 1986/87.

b) Parte de modelagem:

b.1 - reproduzir a formação da ZCAS, VC, AB e ZCIT, através do Modelo de Circulação Geral Atmosférico COLA/ CPTEC (chamado daqui em diante simplesmente de modelo MCGA), para um caso escolhido durante o mês de janeiro de 1996, onde formaram-se todos estes sistemas meteorológicos;

b.2 - estudar o efeito dos Andes sobre a ZCAS;

b.3 - estudar o efeito da convecção tropical da América do Sul sobre a formação da AB, ZCAS e VC;

b.4 - estudar o efeito da ZCIT sobre a ZCAS;

b.5 - estudar o efeito da convecção da África sobre a ZCAS;

b.6 - estudar o efeito da ZCIT sobre a precipitação no Nordeste;

b.7 - estudar o efeito da convecção da África sobre o VC;

b.8 - simular a formação do VC através dos modelos MCGA e Eta (desenvolvido por Figueroa, 1990).

O trabalho está dividido da seguinte maneira: no Capítulo 2 é feita uma revisão bibliográfica referente aos temas propostos; no Capítulo 3 é descrita a metodologia usada, tanto na parte observacional, quanto na parte de modelagem; no Capítulo 4 são apresentados os resultados observacionais; no Capítulo 5 são apresentadas as simulações numéricas da ZCAS e os diferentes fatores que influenciam na sua formação e intensificação; no Capítulo 6 são apresentadas as simulações numéricas da formação do VC e discute-se sobre a influência da liberação de calor latente da ZCAS na formação da AB e no VC quase-estacionário; e, finalmente, no Capítulo 7, apresentam-se as conclusões e as recomendações.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo está dividido em três partes: na primeira parte faz-se uma revisão bibliográfica relacionada às ondas planetárias sobre o HS durante o verão, especialmente as de número de onda zonal 4, 5, 6 e 7. Também discuti-se a influência dos Andes na formação de ondas estacionárias, com o intuito de associar estas ondas à ZCAS. Na segunda parte, faz-se um resumo dos mecanismos de formação, intensificação, manutenção e dissipação da ZCAS. Finalmente, na última parte, os mecanismos de formação e manutenção da AB e VC, e suas interações com a ZCAS e com a ZCIT são discutidos.

2.1 - ONDAS PLANETÁRIAS DURANTE O VERÃO SOBRE O HEMISFÉRIO SUL E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A ZCAS

Como consequência do aquecimento diferencial, da rotação da Terra e da topografia, origina-se um espectro de ondas planetárias na atmosfera. Charney e Eliassen (1949) foram os primeiros a estudar os efeitos da topografia sobre a circulação atmosférica através de um modelo barotrópico. Eles concluíram que os distúrbios estacionários de grande escala nos ventos de oeste em latitudes médias são, em grande parte, resultantes da forçante topográfica. Egger (1976), Grose e Hoskins (1979) e Nigam e Held (1983) também encontraram a formação de ondas planetárias estacionárias como consequência da forçante topográfica.

--

No Hemisfério Norte (HN), as montanhas Rochosas e o Himalaia são forçantes orográficas dominantes na geração de ondas estacionárias, especialmente durante o inverno. Segundo Smagorinsky (1953), as forçantes térmicas das latitudes médias também são muito importantes na geração de ondas estacionárias. Assim, no HN, a origem das ondas estacionárias de números de onda zonal 1, 2 e 3 (daqui em diante, **onda número n**, refere-se à **onda de número de onda zonal n**) deve-se, principalmente às forçantes orográficas e aos contrastes continente - oceano.

Entretanto, no HS, o contraste continente-oceano é muito menor que no HN. Além disso, os Andes são muito estreitos longitudinalmente e as montanhas da África e da Austrália são pequenas quando comparadas às do HN. Devido a isso, no HS, a presença de ondas forçadas por topografia ou contrastes térmicos seria menos esperada. No entanto, Van Loon e Jenne (1972), Yasunari (1977), Trenberth (1979, 1980), Quintanar e Mechoso (1995) encontraram ondas planetárias quase-estacionárias números 1, 2, e 3 no HS, com pouca variação sazonal.

Um resultado interessante encontrado por Trenberth (1980) foi a existência de ondas planetárias números 4-6 entre as latitudes de 25°-45° S. Em 45°, 35° e 25°S estas ondas contribuem com 25,6; 24,2 e 28,9% da variabilidade interanual, respectivamente. Salbay (1982), Hamilton (1983), Randel e Stanford (1983) também encontraram ondas planetárias números 4-6 no HS. Por outro lado, Kalnay et al. (1986) encontraram uma onda quase-estacionária aproximadamente com número de onda zonal 6-7 (escala sinótica) sobre a América do Sul. Como as ondas 4-7 têm sua máxima amplitude nas vizinhanças dos subtropicais, supõe-se que tais ondas devam ter maior influência sobre a ZCAS, como foi encontrado por Kalnay et al. (1986). Nesse estudo, observou-se durante o mês de janeiro de 1979, a presença da onda quase-estacionária 6-7, simultaneamente à intensificação da convecção sobre a área da ZCAS. Concentrar-se-á a discussão às ondas 4-7 quase-

estacionárias ou transientes (dependendo de sua velocidade de fase), durante o verão do HS.

Salbay (1982) encontrou para o verão do HS, de 1978-79, a existência de ondas 1-6. Porém, a de número de onda zonal 5 foi dominante, com máxima amplitude em 300 hPa, e com período em torno de 10 dias, aproximadamente na latitude de 50°S. Randel e Stanford (1985a,b,c) investigaram as ondas planetárias do HS para o período de três verões (1978/79, 79/80 e 80/81) e encontraram três tipos de ondas no HS: a) ultra longas (número 1-3) quase-estacionárias; b) de média escala (número 4-7) transientes; e c) curtas (número 8-12) de amplitude pequena. Porém, eles concluíram que as ondas transientes de média escala (números 4-7) são as que freqüentemente dominam os padrões de circulação no verão do HS. Eles encontraram também, a presença da onda planetária número 5 com período de 12 dias.

Segundo Randel e Stanford (1985c), o mecanismo básico da existência das ondas transientes número 4-7 é a instabilidade baroclínica. Marques (1991) estudou a eficiência de transporte de calor e de quantidade de momentum para as fases de desenvolvimento, maturidade e decaimento das ondas estudadas por Randel e Stanford (1985c), e encontrou que o transporte de calor na alta troposfera tem um atraso de 1 a 2 dias em relação ao máximo de transporte de calor em baixos níveis. Também encontrou que estas ondas resultam da troca de energia baroclínica com o fluxo médio zonal. Recentemente, Yu e Hartmann (1995) reproduziram, independente dos contrastes continente-oceano e da forçante topográfica, a onda número 5 com período de 10 dias, através de um modelo global, confirmando os resultados de Randel e Stanford (1985c) de que a origem destas ondas deve-se à instabilidade baroclínica.

Randel e Stanford (1985b), ao estudarem as ondas número 4-7, encontraram também sobre o HS uma onda quase-estacionária, aproximadamente número 5, que foi observada entre o dia 24 de dezembro de 1978 e 20 de janeiro de 1979, diferindo da média climatológica de verão a qual é dominada principalmente pelas ondas número 1-3.

Mo e Ghil (1989) encontraram a onda número 4 com período de 22 dias e máximas amplitudes sobre o Oceano Pacífico e próxima à América do Sul, mediante a análise espectral da altura geopotencial em 500 hPa, durante o período de 1972/84. Posteriormente, Kidson (1991) encontrou a onda número 4 através de análises de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), com períodos entre 13-14 dias e 22-24 dias.

Recentemente, Pisnitchenko e Figueroa (1996), através da decomposição em harmônicos esféricos da altura geopotencial sobre o Hemisfério Sul, em diferentes níveis, para o período de dezembro de 1995 a janeiro de 1996, encontraram a onda número 4 como dominante para esse período. Não foi encontrada boa correlação entre o cisalhamento do vento e a amplificação desta onda, entretanto foram encontradas características de ressonância, sugerindo que provavelmente as fontes de calor na área tropical têm alguma influência na formação desta onda. Por outro lado, paralelamente à amplificação desta onda, foi observada a formação de um bloqueio sobre a parte central e leste do Pacífico Sul. Ainda que no verão os bloqueios sejam menos freqüentes e de pouca duração (Tibaldi, et al., 1994), é provável que exista alguma teleconexão entre os bloqueios acima mencionados e as condições de tempo sobre a América do Sul.

Outro aspecto muito interessante, que não está completamente explicado, refere-se ao efeito dos Andes sobre as ondas planetárias transientes número 4-7, às ondas quase-estacionárias encontradas por Randel e Stanford (1985b), e Kalnay et al. (1986), e se a cordilheira atuando como barreira

topográfica pode gerar uma onda estacionária. Satyamurti et al. (1980) encontraram, através de um modelo barotrópico, a formação de um cavado a leste dos Andes e sugeriram que provavelmente este cavado seja importante na formação da ZCAS. Kalnay et al. (1986) encontraram que a onda quase-estacionária de janeiro de 1979, durante o qual observou-se intensa ZCAS, formou-se independente dos Andes. Gan e Rao (1994) encontraram a influência dos Andes sobre os sistemas transientes.

Quando um escoamento de oeste cruza os Andes, sua vorticidade relativa deverá sofrer uma variação para conservar a vorticidade potencial, conseqüentemente, esta variação poderá gerar a deflexão do fluxo para o equador (Batchelor, 1967). Da mesma forma, o efeito dos Andes sobre os transientes poderia ser em causar sua deflexão em direção ao Equador, a fim de conservar a vorticidade potencial.

Segundo Yu e Hartmann (1995), a orografia pode influenciar na geração da variabilidade atmosférica, já seja afetando diretamente sobre as ondas transientes, como foi encontrado por Gan e Rao (1994) no HS, ou indiretamente, criando uma onda estacionária topográfica, como foi discutido no início deste capítulo. Yu e Hartmann (1995) encontraram que as montanhas com alturas maiores que 2 km geram uma maior deflexão das ondas transientes que aquelas menores de 2 km.

Os resultados de Yu e Hartmann (1995) foram obtidos para o HN para uma montanha idealizada localizada em torno de 180°E e 40°N , simulando o Himalaia. Entretanto, os Andes são muito estreitos comparados ao Himalaia. Assim, esses resultados não podem ser extrapolados para o caso dos Andes.

Para ter uma idéia da possível influência dos Andes na formação de ondas estacionárias, pode ser feita uma análise do número de Rossby (R_o). Para valores de R_o muito menores que 1, haveria a formação de uma onda estacionária planetária (Lenters et al., 1995), caso contrário o efeito da montanha será insignificante. Agora, analisando o caso dos Andes em 30°S com $f \approx 7,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $L_x \approx 500 \text{ km}$ e $U \approx 15 \text{ m/s}$, onde f é o parâmetro de Coriolis, L_x é a escala longitudinal dos Andes e U é a escala do vento zonal, obtém-se $R_o \approx 0,4$. Como este valor não é muito menor que a unidade, os Andes não favorecem a formação de uma onda estacionária.

Por outro lado, segundo Kurganskiy et al. (1987), a formação das ondas estacionárias está associada à velocidade do escoamento básico (U). Isto é fácil demonstrar, já que a condição de ressonância implica em: $U = c$, onde a velocidade de fase zonal, c , é dada por,

$$c = -b / k^2, \quad (2.1)$$

sendo $b = \frac{\partial f}{\partial y}$, onde k é número de onda zonal, logo

$$U = b / k^2. \quad (2.2)$$

Assim, para grandes valores de k , os valores correspondentes de U serão pequenos. O comprimento de longitude da onda zonal da onda ressonante de Rossby (λ_s) pode ser obtida a partir da Equação (2.2), como:

$$\lambda_s = 2\pi (U / \beta)^{1/2}. \quad (2.4)$$

Aplicando a equação anterior, obtém-se o comprimento de onda zonal ressonante de Rossby para duas latitudes dos Andes: $\lambda_s \approx 5850 \text{ km}$ (40°S) e 5188 km (10°S). Estes valores são muito maiores que a escala longitudinal dos Andes de 500 km em 30°S. Se a escala zonal da topografia não é comparável com λ_s (ou a altura da topografia é pequena), então a amplitude da onda estacionária será pequena (Holton, 1993). Portanto, a altura e a largura da montanha são determinantes para a amplitude de uma onda

estacionária, sendo menos importante o comprimento meridional (Holton, 1993; Lenters et al. 1995). Desta análise conclui-se que, se existir onda topográfica sobre os Andes, deve ser de amplitude muito pequena.

Recentemente, Lenters e Cook (1997), usando um modelo de circulação geral, encontraram a formação de um cavado a leste dos Andes, coerente com os resultados de Satyamurti et al. (1980), porém de amplitude muito pequena.

Da discussão anterior, os seguintes pontos podem ser ressaltados:

- a) não se conhece a influência das ondas planetárias transientes número 4,5, 6 e 7 sobre a ZCAS e VC ;
- b) existem evidências da formação de onda quase-estacionária sobre a América do Sul associadas à ZCAS;
- c) não existem evidências do efeito dos Andes na formação de ondas estacionárias ou quase-estacionárias, e se tais ondas existirem, devem ser de pequena amplitude, e;
- d) existem evidências do efeito dos Andes sobre as ondas transientes.

2.2 - MECANISMOS DE FORMAÇÃO, INTENSIFICAÇÃO E MANUTENÇÃO DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS)

As características e as condições que favorecem a formação das ZCST (ZCAS, ZCPS e BFZ) foram amplamente estudadas por Kodama (1992,1993). Segundo Kodama (1992), as ZCST têm características comuns, tais como: a) são sistemas quase-estacionários; b) estão associadas com a forte atividade convectiva no lado oeste e com uma alta subtropical de pressão no lado leste; c) existe um forte gradiente de temperatura potencial equivalente e umidade específica sobre a zona de convergência; d) têm estrutura baroclínica e regiões convectivamente instáveis; e, e) estão associadas com o

Jato Subtropical (JST) dos altos níveis. Portanto, segundo Kodama (1992), para o caso da ZCAS, a forte atividade convectiva refere-se à convecção na Amazônia e à alta de pressão refere-se ao anticiclone do Atlântico.

Por outro lado, Kodama (1993), estudando as condições de grande escala durante os períodos ativos e inativos das ZCST, estabeleceu que as condições para a formação destas zonas de convergência são: a) a existência do JST nas latitudes subtropicais (30° - 35° S); e b) a existência de um escoamento de ar para os pólos na baixa troposfera no lado oeste da alta subtropical.

Os mecanismos de formação, intensificação, manutenção e dissipação da ZCAS são ainda pouco conhecidos. Diversos autores tentaram explicar a formação da ZCAS. Kalnay et al. (1986), usando um modelo de circulação geral de baixa resolução, encontraram três resultados importantes referente à geração de uma onda quase-estacionária sobre a América do Sul em janeiro de 1979 (período em que também foi observada a ZCAS intensa) são eles: a) os Andes não foram responsáveis pela formação da onda estacionária; b) quando foi diminuída a convecção tropical, não se formou mais a onda estacionária; e, c) quando foi diminuída a convecção no Pacífico, foi fraca a formação da onda estacionária. Estes resultados sugerem a importância da convecção tropical na formação da ZCAS e a existência de uma teleconexão entre ZCPS e ZCAS. Silva Dias e Kasahara (1987) associam a formação da ZCAS à conversão do modo baroclínico em barotrópico como resposta à uma forçante térmica tropical, onde o cisalhamento do vento seria importante para que esta conversão seja mais eficiente.

Figuerola et al. (1995), através de um modelo numérico em coordenadas eta, e incluindo os Andes, encontraram uma zona de convergência na baixa troposfera com inclinação NW-SE, semelhante à orientação da ZCAS, como resposta a uma forçante térmica na Amazônia. Os

resultados mais importantes desse estudo foram os seguintes: a) a geração de uma banda de convergência independente dos Andes; b) a intensificação da zona de convergência, com a inclusão do escoamento médio zonal; e c) intensificação da zona de convergência na direção de sua posição climatológica com a inclusão dos Andes.

Lenters e Cook (1995), usando um modelo de circulação geral encontraram, que para a formação da ZCAS é importante a presença do continente. Segundo eles, a máxima precipitação observada durante o verão sobre a Amazônia está associada a uma baixa térmica nesta região. Tanajura (1996), utilizando o modelo Eta do NCEP, encontrou que a ZCAS se forma sem os Andes, porém não encontrou uma significativa influência na sua intensificação e no seu posicionamento, decorrente da presença dos Andes. Entretanto, recentemente, Lenters e Cook (1997), usando um modelo de circulação geral, encontraram uma importante influência dos Andes no posicionamento da ZCAS.

Sobre as condições de grande escala que podem afetar a intensificação da ZCAS, Casarin e Kousky (1986), Kalnay et al. (1986) e Grimm e Silva Dias (1995a) sugerem a possibilidade da existência da teleconexão entre a intensificação da ZCPS e a ZCAS. Recentemente, o trabalho observacional de Nogués-Paegle e Mo (1997) mostrou que, nesta teleconexão, uma forte convecção na ZCAS está associada à forte convecção no Pacífico Central ou ao enfraquecimento da convecção no Pacífico Ocidental.

Sobre a variabilidade da ZCAS em escala intrasazonal de 30-60 dias, o trabalho pioneiro de Casarin e Kousky (1986) sugere que os períodos secos e úmidos na região Sul do Brasil estariam associados às flutuações da ZCAS a qual estaria associada às oscilações de 30-60 dias. Weickmann et al. (1985), Kayano et al. (1990), Obregon (1991), Kayano e Kousky (1992), e Grimm e Silva Dias (1995a) também sugerem que a ZCAS

pode estar associada às oscilações de 30-60 dias. Silva Dias (1988) sugere ainda, que os períodos de intensificação da ZCAS podem estar associados a uma das fases da oscilação de 30-60 dias.

Lima (1996) encontrou um pico significativo com período de 30 dias na energia cinética sobre a região tropical da América do Sul, o que sugere que a convecção tropical também pode estar associada às oscilações de 30-60 dias. Todos estes resultados indicam a importância que podem ter as oscilações 30-60 dias na variabilidade sazonal da ZCAS.

Outro aspecto importante da ZCAS é sua variabilidade interanual. Alguns resultados observacionais mostram que durante os eventos ENOS (El Niño-Oscilação Sul) a ZCAS não se forma ou está fora de sua posição climatológica (Quadro, 1994). Estes resultados sugerem que a convecção da Amazônia deve sofrer alterações durante estes eventos como consequência do efeito da circulação de Walker, e provavelmente um dos possíveis mecanismos de dissipação da ZCAS esteja associado ao movimento descendente sobre a Amazônia.

Desta seção pode-se concluir que:

- a) existem muitas evidências que na formação da ZCAS, parecem ser importantes a convecção tropical, porém isto precisa ser confirmado através de um modelo que tenha todas as parametrizações físicas;
- b) os Andes parecem não ser importantes na formação da ZCAS, porém ainda restam dúvidas sobre seu efeito na intensificação e no posicionamento climatológico da ZCAS, e;
- c) os resultados observacionais e de modelos simples mostram a existência de teleconexões entre a ZCPS e a ZCAS, mas ainda existem dúvidas sobre o mecanismo desta interação.

2.3 - MECANISMOS DE FORMAÇÃO, INTENSIFICAÇÃO E MANUTENÇÃO DA ALTA DA BOLÍVIA E DOS VÓRTICES CICLÔNICOS DA ALTA TROPOSFERA

Segundo Silva Dias et al. (1983), a formação da AB deve-se à dispersão das ondas de Rossby e das mistas Rossby-gravidade, como consequência da liberação de calor latente nas áreas de convecção profunda sobre a Amazônia. O cavado a leste da AB estaria associado às ondas mistas Rossby-gravidade e com as ondas de Rossby de comprimento de onda curta que propagam sua energia para leste.

A importância das forçantes diabáticas sobre a circulação tropical já foram citadas por diversos autores (Manabe e Smagorinsky, 1967; Gill, 1980; Nobre, 1983; Gandu e Geisler, 1992; Zhang e Krisnamurti, 1996). Em resumo, grande parte da circulação tropical observada está associada com a liberação de calor latente nesta área.

Lenters e Cook (1997) mostraram a importância da convecção da ZCAS para a formação da AB, o que explica sua orientação NW-SE. Por outro lado, o efeito do calor sensível dos planaltos andinos na formação da AB foi descartado por Tanajura (1996) e Lenters e Cook (1997).

O efeito dos Andes sobre a AB (circulação típica da alta troposfera) estudado por Kleeman (1989); Gandu e Geisler (1992), Figueroa et al. (1995) e recentemente por Lenters e Cook (1997) é pequeno. Por outro lado, Kleeman (1989) e Figueroa et al. (1995) sugerem que os Andes como barreira topográfica podem ser importantes na formação da Baixa do Chaco, ao norte da Argentina. Tanajura (1996) também mostrou a importância dos Andes para transportar umidade da Amazônia para o sul do continente sul-americano.

As características dos VC do Atlântico Sul foram estudadas por Virji (1981) e Kousky e Gan (1981). Estes VC são em geral parecidos com os vórtices encontrados no HN, sobre a parte oeste do Pacífico Norte (Kelly e Mock, 1982; Chen e Chou, 1994), e sobre o Atlântico Norte subtropical (Miller e Carlson, 1970), isto é, têm núcleo frio, mantêm-se pela circulação térmica direta. Em geral, estes vórtices deslocam-se para oeste. Sobre o Pacífico Norte, Chen e Chou (1994) encontraram VC com velocidades de 4,1 m/s para oeste e vida média de 6,3 dias. Sobre o Atlântico Sul foram encontradas velocidades de 5-7 m/s para oeste (Virji, 1981).

Os mecanismos de formação dos VC ainda não são bem conhecidos. Kousky e Gan (1981) sugeriram que a formação dos VC poderia estar relacionada com a amplificação da crista na alta troposfera, devido à advecção de ar quente nos baixos níveis, quando uma frente fria move-se para o Equador. Por outro lado, Rao e Bonatti (1987) examinaram a importância da instabilidade barotrópica como um mecanismo de geração dos VC, mas encontraram uma taxa de crescimento muito pequena. Também sugeriram que a liberação de calor latente na Amazônia e presença da AB podem ser importantes na formação do VC. Valverde Ramirez (1996) encontrou que a formação de alguns VC está associada à formação da AB coerente com a sugestão de Rao e Bonatti (1987).

Experimentos com modelos numéricos de Figueroa et al. (1995) mostram que convecção na Amazônia, ainda com a inclusão dos Andes, não reproduz o VC. Eles sugeriram que outras fontes de calor podem ser importantes, assim como as condições de grande escala. Gandu (1993, 1997) encontrou que a convecção na África intensifica o cavado sobre o Nordeste, mas não forma o VC. Lenters e Cook (1997) encontraram a intensificação, embora pequena, do VC associado à ZCAS.

Quanto à variabilidade interanual destes vórtices, Figueroa et al. (1997) mostraram que são mais intensos e freqüentes durante os eventos El Niño do que os La Niña. Em alguns eventos El Niño, tais como os de 1982/83 e 1992/93, eles observaram a existência de VC quase-estacionário no Atlântico. Também eles sugerem que a formação dos VC sobre o Atlântico está associada a um cavado sobre a área da ZCAS. Este cavado está aparentemente relacionado com um trem de ondas que propaga-se desde o Pacífico através do Peru.

Alguns VC transientes que deslocam-se para oeste desde o Atlântico Sul, intensificam-se quando atingem o Nordeste e ficam quase-estacionários por vários dias nesta região (Figueroa et al. 1997). Não está claro ainda, o porquê dos VC ficarem quase-estacionários sobre o Nordeste, inibindo através de subsidência, a ocorrência de precipitação significativa durante o período de verão, principalmente durante dezembro e janeiro.

Desta seção pode-se resumir o seguinte:

- a) AB é formada devido à liberação de calor latente na Amazônia, porém não está claro o efeito da liberação de calor latente na ZCAS e o efeito de calor sensível dos planaltos andinos;
- b) sobre a origem dos VC, existem evidências da importância dos sistemas frontais na formação dos VC transientes, entretanto não está claro o porquê alguns VC ficarem quase-estacionário em alguns períodos durante o verão, especialmente sobre o Nordeste, e;
- c) não está claro ainda sobre a gênese dos VC transientes sobre o Atlântico Sul.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E DADOS

Este capítulo está dividido em duas partes, uma referente aos dados e à metodologia usada para o estudo da parte observacional e a outra referente aos experimentos numéricos.

3.1 - PARTE OBSERVACIONAL

3.1.1 - *Dados*

A parte observacional pretende explorar: a) a possível influência das ondas planetárias sobre a ZCAS e os VC, b) a teleconexão entre a ZCAS e a ZCPS e c) a possível conexão entre a ZCAS e o VC.

Muitos trabalhos têm mostrado que a maior amplitude das ondas planetárias sobre o Hemisfério Sul está localizada próximo ao nível de 300 hPa em torno de 50°S (Randel e Stanford, 1985a). Também as teleconexões entre a ZCAS e a ZCPS são mais evidentes na alta troposfera (Kalnay et al., 1986; Grimm e Silva Dias, 1995a) e os VC são sistemas de circulação típicos da alta troposfera. Portanto, para realizar os estudos mencionados acima foram usadas médias diárias (média de 00 e 12 UTC) dos dados de anomalias da componente meridional e zonal do vento em 250 hPa e . Estas anomalias são referentes à climatologia diária o qual esta formado pelos quatro primeiros armônicos. O período de estudo corresponde a 17 verões (de 1979/80 a 1995/96), porém são usados dados incluindo 60 dias antes e 60 dias depois de cada verão (DJF), com o propósito de usar filtro com 121 pesos, sobre o qual é discutido posteriormente. Estes dados são originários das reanálises do modelo global do NCEP, com resolução espectral T62 e 28 níveis na vertical (Kalnay et al., 1996).

Para o estudo dos VC durante o verão de 1986/87, período no qual os VC transientes formaram-se com muita freqüência, utilizou-se dados do vento (componente zonal e meridional) em 200 hPa e a velocidade vertical em 500 hPa. Estes dados são procedentes do European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF). Esta nova fonte de dados foram usados devido à falta de informação da velocidade vertical nos dados de NCEP.

3.1.2 - Metodologia

Em estudos observacionais o uso das funções ortogonais empíricas (EOF) facilita a separação dos modos dominantes. Nos últimos anos, tais funções têm sido usadas abrangentemente no estudo de ondas atmosféricas (Park et al., 1995; Yu e Hartmann, 1995; Park e Schubert, 1993; Lau e Chang, 1992; Kidson, 1991). Da mesma forma neste trabalho, para determinar os modos dominantes foi aplicada EOF na série temporal filtrada da componente vertical da vorticidade relativa (de aqui em diante simplesmente chamado de vorticidade relativa) em 250 hPa entre as latitude de 10N^o-60^oS.

Os dados da vorticidade relativa foram calculados a partir das componentes zonal e meridional do vento e aplicou-se o filtro de Lanczos com 121 pesos (Duchon, 1979) para diferentes intervalos de tempo a) menores de 7 dias (filtro passa alta), b) 6-18 dias, c) 15-45 dias, d) 25-200 dias; estes filtros mantêm praticamente toda a amplitude da vorticidade relativa para intervalos de tempo 2-6, 7-16, 18-30 e 30-60 dias respectivamente, como pode ser observado na amplitude da função resposta na Figura 3.1. Estes intervalos de tempo foram selecionados após uma análise espectral, usando o método de máxima entropia (MEN) da vorticidade relativa original. Estas análises foram feitas sobre a área da ZCAS (40^o-50^oW, 15^o-25^oS), e outra sobre o VC (45^o-35^oW, 5^o-15^oS) para cada verão com dados de ECMWF em 200 hPa, durante os verões de 1979/80 a 1988/89, quando mostraram picos

significativos a 95% com diferentes períodos, porém estes picos concentram-se nos intervalos de 8-13, 22-26 dias principalmente.

A ocorrência de VC no Atlântico Sul durante os verões de 1979/80 a 1988/89 foram estudados por Figueroa et al. (1997), que encontraram, por exemplo, para o verão de 1986/87, picos significativos com períodos de 8,13 e 26 dias. Assim a seleção dos intervalos de tempo entre 6-18 dias é com o propósito de estudar as oscilações dominantes com períodos de 8-13 dias; e a seleção entre 15-45 dias, as oscilações com períodos entre 22-26 dias.

A existência de oscilações de 30-60 dias sobre a América do Sul é evidente nos trabalhos de Kousky e Kayano (1994) e Lima (1996). Por outro lado, Casarin e Kousky (1986), Grimm e Silva Dias (1995a) e Nogués-Paegle e Mo (1997) sugerem a existência de teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS através da propagação das ondas de Rossby, associadas às oscilações de 30-60 dias. A propagação das ondas de Rossby foi bem simulada por Grimm e Silva Dias (1995a). Portanto, a seleção dos intervalos de tempo entre 25-200 dias foi com o propósito de explorar as oscilações de 30-60 dias.

Finalmente, a escolha do filtro de 'passa alta' foi com o propósito de explorar a influência das ondas de alta frequência com períodos menores que sete dias sobre a ZCAS e o VC. Berbery e Vera (1996), estudando as ondas com períodos entre 3-6 dias através das correlações ponto a ponto da componente meridional do vento durante o inverno, encontraram ondas com períodos de quatro dias sobre o HS. Estudo semelhante ainda não foi realizado para o verão e a influência destas ondas transientes sobre a ZCAS também é pouco conhecida.

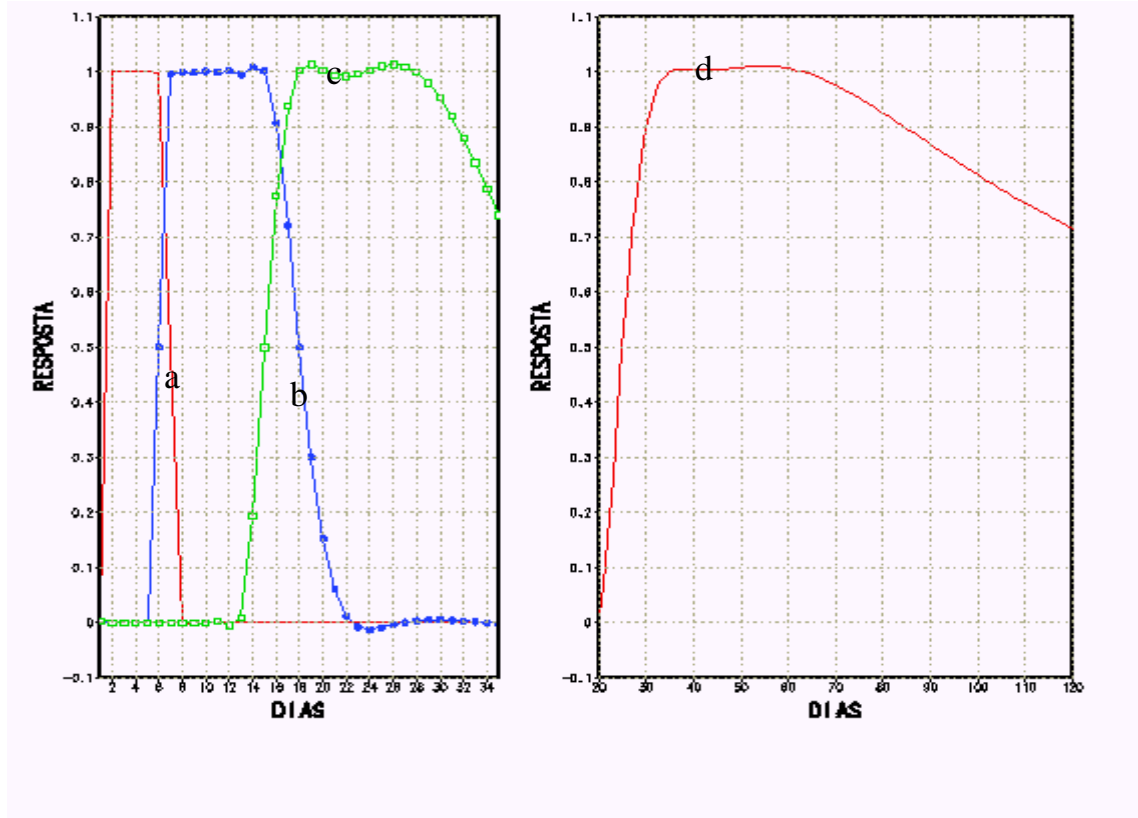


Fig. 3.1 - A função resposta do Filtro de Lanczos com 121 pesos para intervalos de tempo: a) menores de 7 dias (passa alta), b) 6-18 dias, c) 15-45 dias, e d) 25-200 dias. Pode-se observar que a função resposta é aproximadamente igual à unidade para intervalos de tempo de 2-6 dias (a), 7-16 dias (b), 18-30 dias (c) e 30-60 dias (d), o que implica que os dados originais não serão afetados pelo filtro nestes intervalos de tempo.

Uma análise de funções ortogonais empíricas estendidas (EEOF) foram usadas para o estudo da onda quase-estacionária durante o verão de 1987/88, com defasagem de 3 dias e 9 intervalos de tempo; e de funções ortogonais empíricas estendidas combinadas (EEOFC) foram usadas para um estudo dos VC durante o verão 1986/87 com defasagem de 2 dias e 3 intervalos de tempo. Neste ultimo caso, foi usado, além da componente zonal e meridional do vento em 200 hPa, a velocidade vertical em 500 hPa. Maiores detalhes sobre este método podem ser encontrados em Weare e Nasstrom (1982)

Resultados desta parte observacional servem de base para os experimentos com modelos numéricos.

3.2 - PARTE DE EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Foram usados dois modelos numéricos: o modelo de circulação geral do CPTEC e o modelo dinâmico Eta baroclínico e seco desenvolvido por Figueroa (1990).

3.2.1 *Modelo Global*

O modelo utilizado para fazer as simulações dos sistemas de circulação dominantes, e em especial da ZCAS, os quais formaram-se durante as duas primeiras semanas de janeiro de 1996, é essencialmente o modelo MCGA com truncamento T62 e 28 níveis. A parte dinâmica deste modelo é descrita no Apêndice A e as parametrizações da parte física são descritas no Apêndice B.

As condições de contorno de superfície são a temperatura de superfície do mar, especificada para os dias de simulação; o albedo; a profundidade da neve e a umidade do solo especificada por seus valores climatológicos no instante inicial. A escolha do período de simulação e das condições iniciais é discutida no Capítulo 5.

Para este trabalho é usado o modelo como descrito acima, mas em três versões. Uma chamada de modelo M1, que não tem nenhuma modificação referente ao modelo original (atual modelo global operacional do CPTEC). Outra chamada de modelo M2, onde foi substituído o esquema atual de parametrização da convecção profunda do Kuo-Anthes pelo esquema de Arakawa-Shubert, e um terceiro chamado de modelo M3 onde foi feito uma

pequena modificação na parametrização da convecção profunda do modelo M1.

A modificação no modelo M1 consiste em diminuir o valor do fator de fracionamento (o termo B na Equação B. 2, ver apêndice B) para um valor próximo de zero na faixa tropical do globo. Isto implica fisicamente, que a maior parte da umidade integrada na vertical sobre a área tropical é usada para aquecer a atmosfera (Krishnamurti et al., 1983). As três versões foram integradas durante 14 dias a partir da condição inicial dada pela análise de 5 de janeiro de 1996, às 12 UTC.

A simulação com o modelo M1, M2 e M3 serão chamados de experimento (exp.) 1, 2 e 3, respectivamente. Depois de mostrar que o modelo M3 é capaz de reproduzir razoavelmente a ZCAS, VC, AB e ZCIT do Atlântico para o período de simulação entre 6-19 de janeiro de 1996, é usado como modelo controle para realizar os seguintes experimentos:

- a) efeito dos Andes sobre a ZCAS (exp. 4);
- b) influência da convecção tropical sobre a ZCAS, AB e VC (exp. 5);
- c) Influência da ZCIT sobre a ZCAS, AB e VC (exp. 6);
- d) influência da convecção da África sobre a ZCAS, ZCIT e VC (exp. 7).

Na Tabela 3.1 é mostrado um resumo dos diferentes experimentos feitos com o modelo global. Nesta tabela, Kuo2 indica a modificação que foi feita neste trabalho sobre o esquema de convecção Kuo do modelo M1. Maiores detalhes de cada experimento são explicados no Capítulo 5.

TABELA 3.1 - OS EXPERIMENTOS COM O MODELO GLOBAL. A-S INDICA O ESQUEMA DE CONVECÇÃO ARAKAWA-SHUBERT, E KUO2 INDICA A MODIFICAÇÃO FEITA NESTE TRABALHO NO ESQUEMA DE CONVECÇÃO KUO-ANTHES, CL INDICA CALOR LATENTE E AS É AMÉRICA DO SUL.

exp.	Modelo	convecção	Ande	Comentário
1	M1	Kuo-Anthes	Sim	Modelo original do COLA/CPTEC
2	M2	A-S	Sim	Kuo substituído por A-S
3	M3	Kuo2	Sim	Modelo controle, M1 modificado
4	M3	Kuo2	Não	-----
5	M3	Kuo2	Não	Sem CL sobre a AS tropical
6	M3	Kuo2	Sim	Sem CL sobre a ZCIT Atlântico
7	M3	Kuo2	Sim	Sem CL sobre a África

3.2.2 - Modelo Eta

Finalmente, como uma ferramenta complementar ao modelo global e a fim de analisar os efeitos puramente dinâmicos da liberação de calor latente sobre a ZCAS, ZCIT, África, Amazônia e parte sul do Nordeste, com a presença da Cordilheira dos Andes, é usado um modelo regional seco com coordenada vertical “eta”. As características deste modelo regional podem ser encontradas em Figueroa et al. (1995) e Figueroa (1990), com a diferença que no caso presente foi aumentada o domínio meridional do modelo para 60°S - 60°N e na direção zonal, o globo inteiro (ver Figura 3.2), mudando-se a condição de fronteira leste-oeste de radiacional para cíclica. O espaçamento entre os diferentes pontos da grade é 2,5 graus de latitude e longitude.

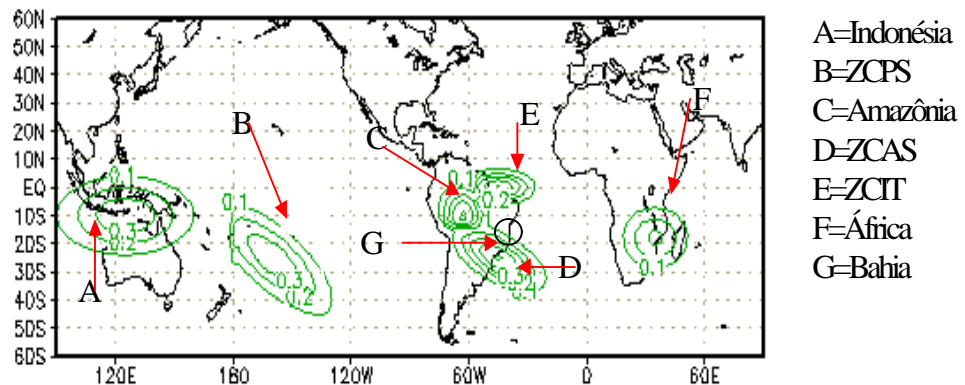


Fig. 3.2 - Domínio do modelo Eta, e as diferentes forçantes térmicas tropicais em 960 hPa. Contornos a cada 0,1 K/dia. A forçante da Bahia (G) é semelhante à da Amazônia, porém em torno de 17.5°S e 45° (quase no limite entre Minas Gerais e Bahia) No capítulo 6 é discutido sobre esta forçante.

Na Figura 3.2 são mostradas as diferentes fontes térmicas usadas nos experimentos com este modelo Eta. Todas estas fontes têm uma variação temporal senoidal, o que simula aproximadamente a variação diurna da convecção diurna tropical. A importância da variação diurna da convecção da Amazônia já foi mencionada por Silva Dias et al. (1987) e Nogués-Peagle e Mo, (1997). O valor desta forçante é zero às 06 horas local, e máximo às 18 horas local. A variação vertical destas forçantes têm seu máximo valor em 500 hPa, similar ao usado por Figueroa et al. (1995). Todos os experimentos iniciam sempre com forçante térmica zero, isto é, sempre a condição inicial é às 6 horas local. Com este modelo são feitos os seguintes experimentos:

- a) simulação da formação das Zonas de Convergência no HS durante o verão (exp. 9). Para este caso são usadas as fontes de calor da Amazônia, da África e da Indonésia, e as condições iniciais são: média climatológica zonal de temperatura e pressão à superfície do mês de janeiro. O vento é calculado a partir da temperatura, assumindo um

balanço geostrófico no campo inicial, exceto no equador, onde é assumido ser igual a uma média entre as latitudes próximas. O modelo é integrado por cinco dias. O objetivo deste experimento é mostrar a importância das fontes de calor tropical na formação das zonas de convergência no HS;

b) mecanismo de formação das Zonas de Convergência (exp. 10). Para este caso, a condição inicial é uma atmosfera em repouso com perfil de temperatura padrão e pressão à superfície de 1000 hPa, e são usadas duas fontes de calor hipotéticas similares à da Amazônia (Figura 3.2) porém uma localizada no equador a 50°W , e outra a 25°S . A localização longitudinal destas fontes é arbitrária. O modelo é integrado por 30 horas porque trata-se de estudar apenas o efeito transiente da forçante térmica. O objetivo deste experimento é mostrar a importância da localização latitudinal da forçante transiente para a gênese da Zona de convergência.

c) gênese do VC transiente sobre o Oceano Atlântico (exp. 10). A condição inicial é uma atmosfera em repouso, com perfil de temperatura padrão, com forçantes térmicas da Amazônia, da África e uma fonte adicional localizada na parte sul do Nordeste, semelhante à da Amazônia, em torno de $45^{\circ}\text{W}-17.5^{\circ}\text{S}$, indicada com um asterisco na Figura 3.2. O modelo é integrado por 30 horas para estudar apenas o efeito transiente da forçante térmica. O objetivo deste experimento é mostrar a importância da liberação de calor ao sul do Nordeste na formação do VC sobre o Atlântico Sul. Este experimento é repetido sem a forçante térmica da África (exp. 11), e;

d) a influência da ZCAS na manutenção do VC quase-estacionário sobre, ou nas vizinhanças do Nordeste (exp. 12). Este experimento é similar ao exp. 10, porém foi substituída a forçante térmica da Bahia pela ZCAS, e foi acrescentada a forçante térmica da ZCIT do Atlântico. O

modelo foi integrado por cinco dias porque que trata-se de estudar o efeito quase-estacionário da forçante térmica. Este experimento tem como objetivo mostrar a importância da liberação de calor latente da ZCAS sobre a manutenção do VC quase-estacionário próximo do Nordeste. Este experimento é repetido sem a ZCIT (exp. 13) e sem a forçante da África (exp. 14).

A Tabela 3.2 mostra os experimentos feitos com o modelo Eta.

TABELA 3.2 - OS EXPERIMENTOS COM O MODELO ETA. C.I INDICA A CONDIÇÃO INICIAL.

Exp.	C. I.	Andes	Forçantes
8	media zonal	sim	Amazônia, África, Indonésia
9	repouso	não	no Equador e outra a 25°S
10	repouso	sim	Amazônia, Bahia , África
11	repouso	sim	Igual ao exp. 10, sem África
12	repouso	sim	Amazônia., ZCAS, África e ZCIT
13	repouso	sim	Igual ao exp. 12 , mas sem ZCIT
14	repouso	sim	Igual ao exp. 12 , mas sem África

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

PARTE I: OBSERVACIONAL

ONDAS PLANETÁRIAS E TELECONEXÕES SOBRE O HEMISFÉRIO SUL

Neste capítulo são apresentados os resultados observacionais da possível influência das ondas planetárias na circulação sobre a América do Sul durante o verão austral e as possíveis teleconexões entre o Pacífico e a América do Sul. Mostrar-se-á, na primeira parte, algumas evidências da existência de ondas planetárias números 4, 5 e 6 e sua influência sobre os VC e a ZCAS. Também discute-se a possível influência dos Andes sobre estas ondas. Na segunda parte, apresenta-se uma análise de EOF regionalizada entre o Pacífico Central e a América do Sul, onde mostrar-se-á a existência de teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS através do Peru em escala de tempo de 20-30 dias. Na terceira parte, mostra-se o processo de intensificação da ZCAS através das EEOF para o verão de 1987/88. Na quarta parte, apresentam-se as evidências da existência de uma correlação significativa entre a velocidade vertical nas vizinhanças da ZCAS e a formação de VC no Atlântico, o qual sugere a importância da liberação de calor latente na formação de VC. E finalmente na última parte, faz-se um resumo dos resultados mais importantes deste Capítulo.

Os resultados deste capítulo constituem a base observacional para as simulações de modelos numéricos apresentadas nos Capítulos 5 e 6.

4.1 - ONDAS PLANETÁRIAS

4.1.1 - Ondas dominantes número 5 e 6 no filtro de 6-18 dias

Alguns estudos anteriores como o de Salby (1982) para o verão de 1978/79 indicam que existe a onda número 5 com período de 10 dias, aproximadamente. Por outro lado, estudos teóricos com modelos de circulação geral para o HN indicam que a onda número 5 com período de 10 dias, é gerada como consequência da instabilidade baroclínica, independentemente dos contrastes entre continente-oceano e a presença da topografia (Yu e Hartmann, 1995). Nesta parte, explorar-se-á se estas ondas têm alguma influência na ZCAS e no VC. Para isso, é usada a vorticidade relativa filtrada de 6-18 dias (Figura 3.1b) e aplicando a técnica de EOF sobre esta série filtrada. Os resultados são descritos a seguir.

Na Figura 4.1 mostra-se os 4 primeiros autovetores os quais explicam 3,59%; 3,48%; 2,52% e 2,37% da variância total respectivamente. Nesta figura observa-se que os dois primeiros autovetores estão associadas à onda número 5 (Figura 4.1a, b), e os outros dois, à onda número 6 (Figura 4.1 c, d). A separação entre estas duas ondas 5 e 6, pode ser visto também através de suas variâncias (North et al., 1982). Pode-se observar que as variâncias entre o primeiro e segundo modo, é muito menor que, entre o segundo e o terceiro modo. Isto mostra qualitativamente, que existe uma separação entre os dois primeiros e os dois últimos modos. A EOF1 apresenta máximos valores de correlação aproximadamente entre 45°-50°S e não existe uma longitude preferencial, o que sugere que a onda número 5 não depende muito dos contrastes continente-oceano e nem da topografia. Não existem evidências do efeito dos Andes sobre esta onda. Isto é coerente com os resultados teóricos de Yu e Hartmann (1995).

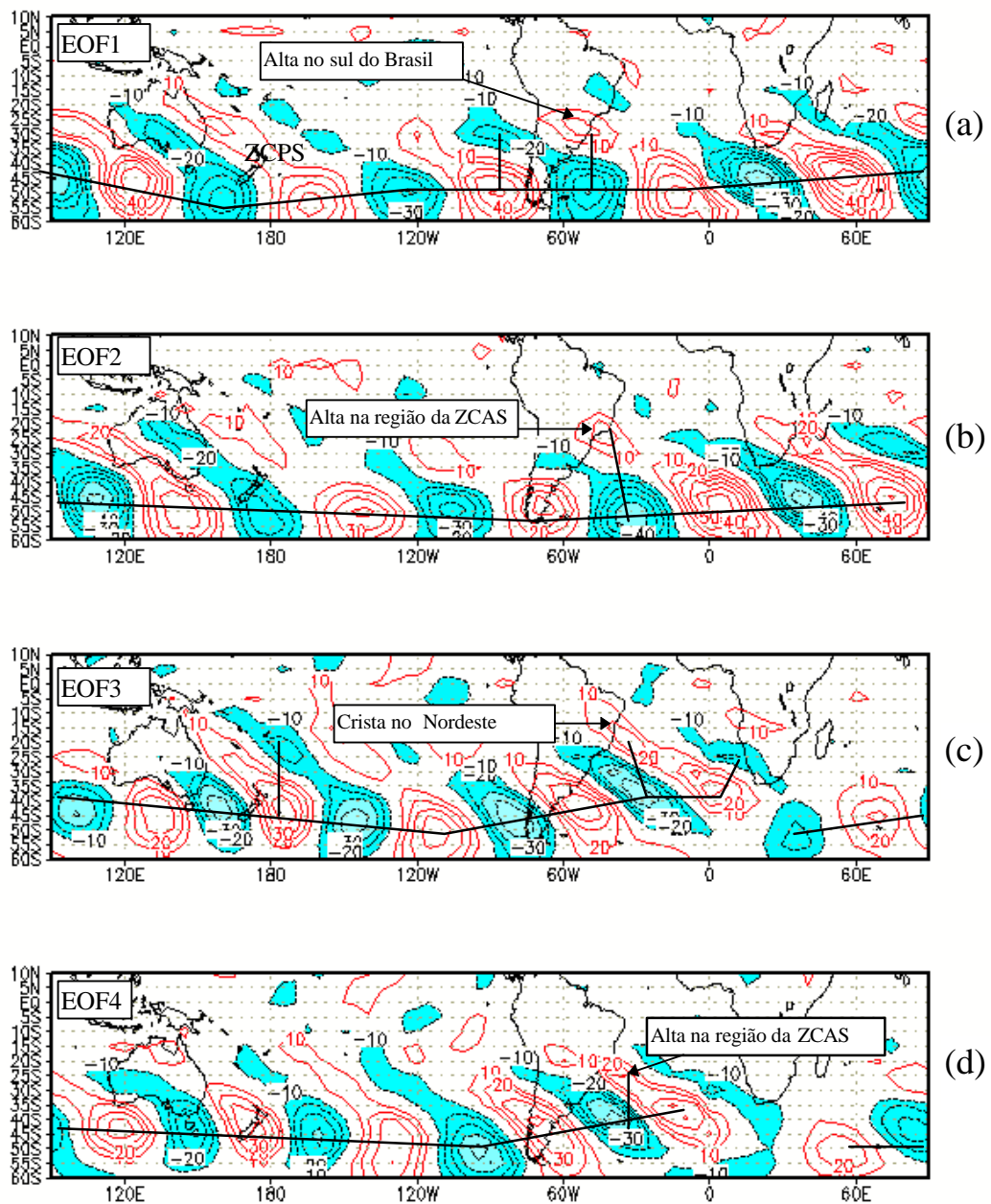


Fig. 4.1 - Primeiros quatro autovetores para o filtro de 6-18 dias do campo de anomalias de vorticidade relativa em 250 hPa. a) Primeiro autovetor (EOF1), b) segundo autovetor (EOF2), c) terceiro autovetor (EOF3) e d) quarto autovetor (EOF4). A linha preta contínua liga os núcleos com correlações significativas a 95% pelo teste t-Student

Na Figura 4.1a, associada à onda número 5 pode-se ver a existência de uma correlação entre a parte sul da ZCPS (180°-150°W) e a parte sul do Brasil. O que sugere que, quando existe uma alta (baixa) ao sul da ZCPS, intensifica-se (desintensifica-se) a precipitação ao sul do Brasil. Por outro lado, na Figura 4.1b, pode-se observar que associado ao deslocamento para leste da alta localizada ao sul da ZCPS, forma-se uma alta sobre a área da ZCAS. Isto sugere que a onda número 5 interage com a ZCAS. Assim, quando a alta (baixa) ao sul da ZCPS desloca-se para leste, intensificará (enfraquecimento) a ZCAS.

Observando a rota da velocidade de grupo (linha preta que une os núcleos máximos e mínimos) das ondas números 5 e 6 entre as longitudes 180° e 30°W, existe uma semelhança com os resultados numéricos de Grimm e Silva Dias (1995a). Este resultado sugere que é possível que a ZCPS tenha influência sobre as ondas números 5 e 6 e com isso indiretamente na ZCAS.

As Figura 4.1c e d indicam uma ligeira deflexão para o Equador, da onda número 6 após cruzar os Andes. Por que há deflexão da onda número 6 e não da onda número 5?. Uma possível explicação pode ser a seguinte. A onda número 5 cruza os Andes aproximadamente em 50°-55°S, onde altura dos Andes é em torno de 500 m. Entretanto, a onda número 6 cruza aproximadamente a 45°S onde a altura dos Andes é em torno de 1000 m. Neste último caso a variação do escoamento médio zonal poderia ser maior que quando a altura da topografia é menor. Esta variação no vento zonal altera a variação latitudinal da vorticidade potencial e com isso afeta o índice de refração (Rr). Para $Rr > 0$ existe propagação meridional da onda (Kasahara e Silva Dias, 1986).

Como consequência da ligeira deflexão da onda número 6 para o Equador, esta onda consegue afetar até o Nordeste e a parte subtropical da ZCAS, como pode ser observada na Figura 4.1c, a formação de uma crista

sobre o Nordeste e um cavado sobre a área da ZCAS. Esta é a estrutura típica de um sistema frontal que consegue atingir o Nordeste. Também como consequência da deflexão, a propagação da energia da onda número 6 na direção W-E, fica interrompida entre as latitudes 0° - 60° E (Figura 4.1d). A origem destas ondas é a mesma da onda número 5, isto é, a instabilidade baroclínica (Yu e Hartmann, 1995).

A série temporal correspondente à onda número 5 (projeção da série original sobre o primeiro e o segundo autovetor, conhecidos como componentes principais, PC) mostra que o segundo autovetor é uma seqüência do primeiro, com defasagem de aproximadamente 2 a 3 dias (figura não mostrada). Os maiores valores da EOF1 foram durante os verões de 1988/89 e 1990. O período calculado através da análise espectral das séries temporais da onda número 5 para o verão de 1990/91 foi de 10 dias, que é exatamente o que Yu e Harmann (1995) encontraram no HN para o caso sem topografia.

O período calculado para os outros verões variam entre 8-10 dias para a onda número 5, e entre 8-9 dias para a onda número 6. Durante o verão de 1987/88 a ZCAS foi intensa, especialmente durante os meses de janeiro e fevereiro de 1988, como foi comentado no Capítulo 1. Durante aquele verão foi encontrada a onda número 6 muito intensa. Em geral estas ondas apresentam variabilidade interanual, porém não existem evidências que estejam associadas a eventos ENSO.

Os resultados mais importantes desta parte podem ser resumidos como segue:

- a) as ondas números 5 e 6 são as que dominam sobre o Hemisfério Sul na escala de tempo entre 6 a 18 dias, e deslocam-se para leste com períodos entre 8-10 dias e têm sua máxima amplitude entre 45° - 50° S; e,

- b) as ondas números 5 e 6 interagem com a ZCAS;
- c) a onda número 5 não sofre influência dos Andes, porém a onda número 6 é ligeiramente defletida na direção do Equador e, como consequência esta onda consegue atingir até o Nordeste.

4.1.2 - Ondas números 6 e 7 de alta frequência

Com muita frequência observa-se a passagem de sistemas frontais durante o verão, com períodos entre 3 a 4 dias pelo extremo sul do continente sul-americano. Com o intuito de explorar se os transientes nestas latitudes têm algum efeito sobre a área da ZCAS, foram feitas análises de EOF com filtro de 2-7 dias (Figura 3.1a) e os resultados são mostrados na Figura 4.2. Os quatro primeiros autovetores explicam 2,62%; 2,55%; 1,94% e 1,90% da variância total respectivamente. Pode-se observar nesta figura, que os dois primeiros autovetores estão associados à onda número 6 e os dois restantes à onda número 7. O período médio calculado a partir das séries temporais correspondentes a cada autovetor foi 5 dias para a onda número 6 e 3,5 dias, para a onda número 7. Estas ondas propagam-se para leste com máxima amplitude em torno de 50°-55°S.

Devido à existência de grandes valores de correlação correspondentes às ondas número 6 e 7 em áreas onde não existe topografia, pode-se pensar que o efeito de uma onda estacionária amplificando estes transientes não é muito importante, caso este efeito exista.

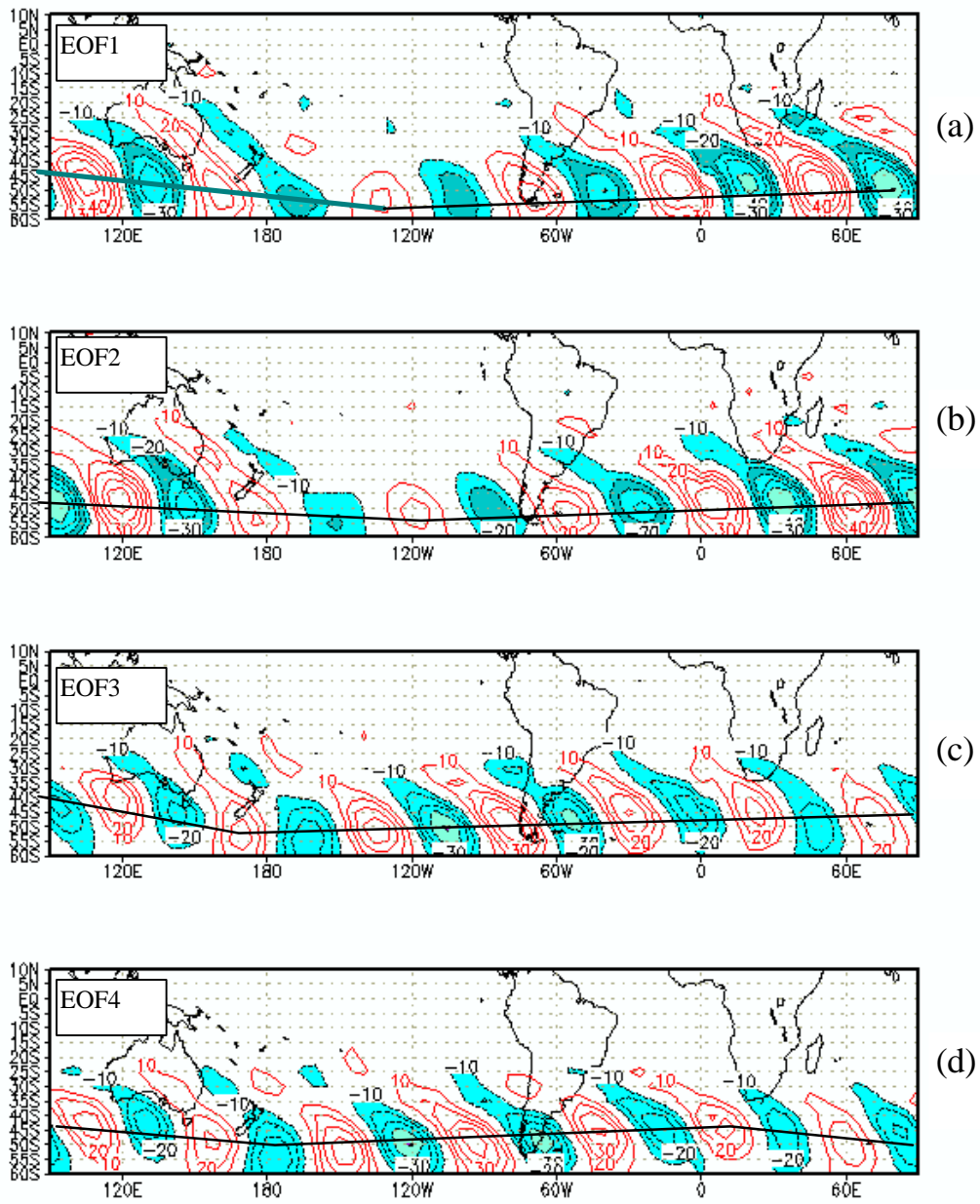


Fig. 4.2 - Idem à Figura 4.1, mas para o filtro de 2-7 dias.

Provavelmente, o maior efeito dos Andes sobre estes transientes (ondas número 6 e 7) esteja concentrado em baixos níveis, como encontrado por Gan e Rao (1994) e Vera (comunicação pessoal). Como revisto no Capítulo 2, a geração de uma onda estacionária topográfica depende mais da largura da montanha do que da altura (Lenters et al., 1995). Na faixa de latitudes (em torno de 50°S) por onde passam estes transientes, a largura dos Andes é muito pequena (menos de 500 km) e a altura muito baixa (em torno de 500 m), isso explicaria o pouco efeito da montanha sobre a amplitude e a deflexão das ondas transientes.

Em resumo:

- a) existem ondas planetárias número 6 e 7 com períodos entre 3 a 5 dias, propagando-se para leste com máximas amplitudes entre 50° - 55°S;
- b) não existem evidências da interação destas ondas com os Andes; e,
- c) não existem evidências do efeito destas ondas na ZCAS.

4.1.3 - Onda número 4 e a teleconexão entre o Pacífico Ocidental e a América do Sul

Como visto no Capítulo 2, Mo e Ghill (1989) encontram a onda número 4 em 500 hPa na altura geopotencial, com período dominante de 22 dias. Kidson (1991) encontrou também a onda número 4 e com pouca interação com os trópicos, com períodos de 22-24 dias. Pishnichenko e Figueroa (1996), através da decomposição da altura geopotencial em harmônicos esféricos, encontraram a onda número 4 dominante sobre os outros modos, durante os meses de dezembro e janeiro de 1995/96 sobre o HS. Portanto, existem muitas evidências da existência desta onda. Porém não é conhecida sua variabilidade interanual e sua influência sobre a América do Sul. Para estudar esta onda foi usado o filtro entre 15-45 dias (Figura 3.1c) com o qual mantem-se 100% da amplitude entre 18-30 dias. Os resultados são mostrados na Figura 4.3.

Na Figura 4.3 são mostrados os 4 primeiros autovetores que explicam 3,72%; 3.61%; 3.24% e 3.16% da variância respectivamente. Na Figura 4.3a pode-se observar a propagação de um trem de ondas desde a parte sul da ZCPS para a região Sul do Brasil. Na Figura 4.3b pode-se ver claramente que existe a onda número 4, entretanto, isto não é evidente na Figura 4.3a (EOF1). O período médio calculado para os 17 verões para as séries temporais dos dois primeiros autovetores (EOF1 e EOF2) é de 22 dias. Este resultado é coerente com os resultados de Mo e Ghill (1989). Pode-se observar na Figura 4.3a, que as maiores amplitudes do primeiro autovetor encontram-se entre 150°-50°W e têm influência sobre a parte sul do Brasil. Entretanto, o segundo autovetor (EOF2) não mostra influência pronunciada sobre a América do Sul.

O terceiro autovetor (Figura 4.3c) mostra um trem de ondas propagando-se desde a parte sudeste da ZCPS passando pelo Pacífico extratropical ou 120°W e 60°S, Argentina, sudeste do Brasil e Nordeste até o Atlântico tropical. Esta rota poderia ser um dos canais de teleconexão entre o Pacífico Ocidental e a ZCAS e VC. O período médio desta propagação de ondas calculado a partir de suas séries é de 21 dias. O quarto autovetor (Figura 4.3d) mostra que existe uma propagação de energia desde a ZCPS para o Atlântico Sul, porém não existe um efeito significativo sobre a ZCAS.

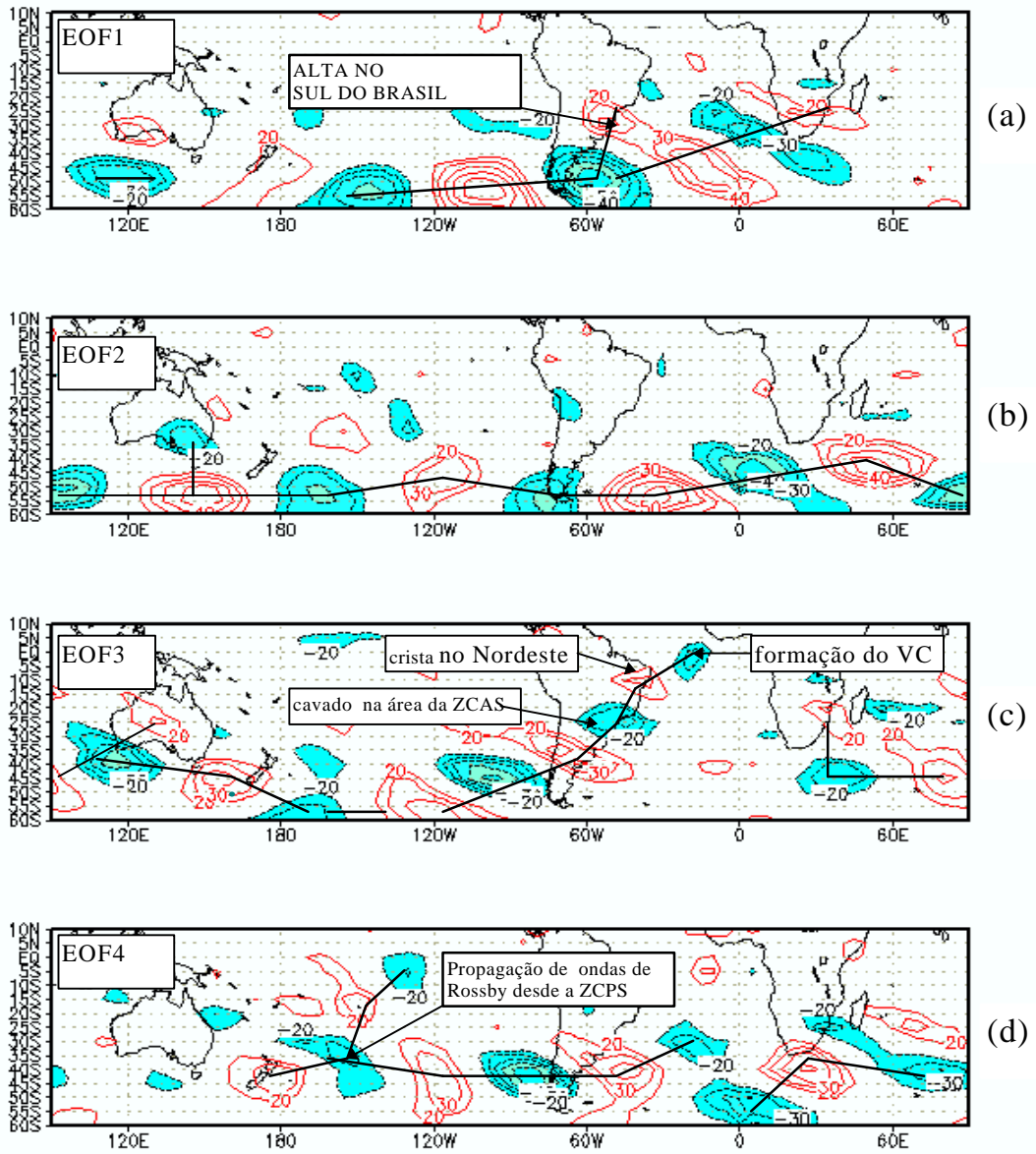


Fig. 4.3. - Idem à Figura 4.1, mas para o filtro de 15-45 dias.

Em resumo:

- a) existe a onda número 4 com um período médio de 22 dias, com máxima amplitude em torno de 50°-55°S;
- b) existe evidência de teleconexão entre a região Sul da ZCPS e a parte Sul do Brasil; e,
- c) existe uma rota de teleconexão entre a região oeste da ZCPS e área da ZCAS através das latitudes extratropicais próximo a 120°W e 60°S, com período médio de 21 dias.

4.2 - TELECONEXÃO ENTRE A ZCPS E A ZCAS

4.2.1 - Oscilação de 30-60 dias

Com o propósito de explorar a sugestão de vários autores sobre a existência de teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS através da propagação de ondas de Rossby associadas à oscilação de 30-60 dias (Kalnay et al. 1986; Casarin e Kousky, 1986; Kilades e Wieckmann, 1992; Grimm e Silva Dias, 1995a; Nogués-Peagle e Mo, 1997), foi feita a análise de EOF sobre o HS com filtro de 25-200 dias (Figura 31d), mantendo-se 100% da amplitude entre 30-60 dias. Os resultados são apresentados na Figura 4.4 os dois primeiros autovetores, os quais explicam 4,88% e 4,63% da variância total respectivamente. E na Figura 4.5 são apresentadas as EOFs para o filtro de 25-90 a fim de verificar se o fato de usar um filtro muito amplo (25-200 dias) pode afetar o resultado procurado, a oscilação de 30-60 dias.

O primeiro autovetor (Figura 4.4a), embora não mostre um trem de ondas bem definido, mas mostra claramente que a ZCAS é afetada pela oscilação de 30-60 dias. No segundo autovetor (Figura 4.4b), nota-se claramente a existência de um trem de ondas propagando desde a região da ZCPS para área da ZCAS e parte sul do Nordeste através das latitudes médias.

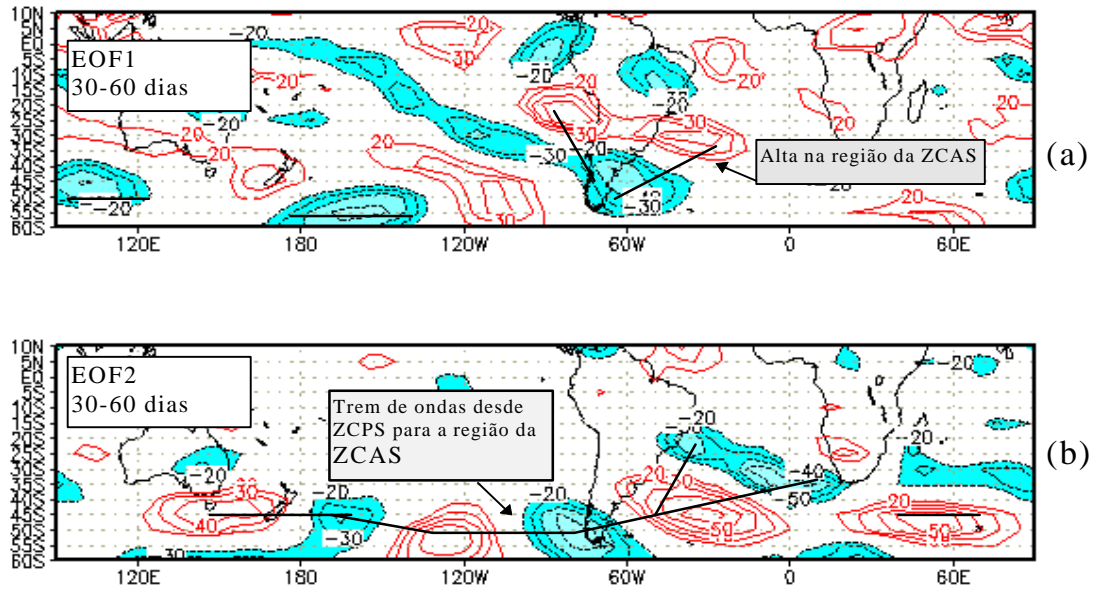


Fig. 4.4 - Idem à Figura 4.1 mas para filtro de 25-200 dias.

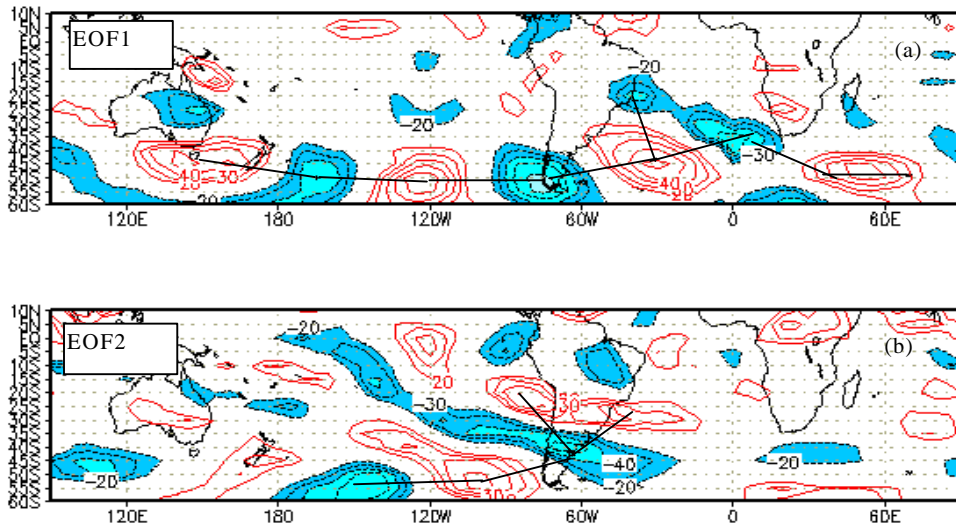


Fig. 4.5 - Idem à Figura 4.4 mas para filtro de 25-90 dias.

Quando é usado o filtro de 25-90 (Figura 4.5) não muda as estruturas observadas com filtro de 25-200 dias, porém ficam invertidas os modos, isto é o primeiro modo da Figura 4.4 aparece como segundo modo na Figura 4.5. O período médio calculado para o primeiro autovetor da Figura 4.4 é de 41 dias, e para o segundo autovetor é de 42 dias.

O resultado observado na EOF2 da Figura 4.4 ou EOF1 na Figura 4.5 mostra claramente que existe uma teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS através das latitudes médias. Este resultado é corente resultados numéricos de Grimm e Silva Dias (1995a). Gao e Stanford (1988), também sugereram que as oscilações de 30-60 dias podem propagar-se pelas latitudes médias.

Em resumo:

Na escala de tempo de 30-60 dias, existe propagação de um trem de ondas desde a parte Sul da ZCPS para a região da ZCAS através das latitudes médias com período médio de 42 dias.

4.2.2 - Oscilação de 20-30 dias

Na Figura 4.3d foi observado que existe propagação de energia desde a ZCPS para a região tropical. A fim de estudar a teleconexão entre a ZCPS e ZCAS através dos trópicos foi feita análise de EOF na região tropical entre 45°S-10°N e para os filtros de 25-200 dias e 15-45 dias. Na escala de tempo de 30-60 dias não foi encontrado teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS. Entretanto, na escala de tempo de 20-30 dias foi encontrado um resultado interessante: que as correlações significativas ficaram restritas entre a região da ZCPS e a ZCAS. Isto mostra que não é necessário usar o globo inteiro (em longitude) para encontrar a relação entre a ZCPS e a ZCAS através dos trópicos. Portanto, restringiu-se a área de análise (matriz de correlações) para 120°E-2.5°W, 45°S-10°N. Os resultados são descritos a seguir.

Na Figura 4.6 são apresentados os dois primeiros autovetores para o filtro de 15-45 dias, os quais explicam 8,4% e 6,87% da variância total respectivamente, e sua série temporal é apresentada na Figura 4.7. Na Figura 4.6a pode-se observar claramente um trem de ondas propagando desde a região da ZCPS passando pela parte norte do Peru, sul do Brasil até o Atlântico na região onde formam-se os VC. É interessante observar, nesta figura que os altos valores de correlação sobre o sul do Brasil estão associados à altos valores de correlação na região da ZCPS.

Recentemente, Marton (1997), encontrou a existência de um trem de ondas semelhante à Figura 4.6a, no campo de energia cinética barotrópica e baroclínica. Também, Marton encontrou a existência de conversão de energia cinética baroclínica em energia cinética barotrópica para as ondas que propagam-se através dos trópicos. Estes resultados sugerem que na Figura 4.6a existe no campo de energia cinética uma continuidade entre a parte oeste do Peru e a região norte de Chile.

No segundo autovetor mostrado na Figura 4.6b (EOF2), pode-se observar a formação de um anticiclone sobre a área da ZCAS, e associada a esta alta, existe um trem de ondas desde a parte sul dos Andes até o Nordeste do Brasil. Sobre o Nordeste pode-se ver a formação de um ciclone associado a este trem de ondas. Isto sugere que quando não existe a propagação de energia através dos trópicos desde a ZCPS para a região Sul do Brasil, existe uma propagação de energia desde o Pacífico através das latitudes médias.

Na Figura 4.6b nota-se também, que a intensificação da ZCAS está associada à desorganização do trem de ondas no Pacífico, observado na Figura 4.6a (EOF1). Isto sugere que, quando a ZCPS desintensifica-se a ZCAS deve intensificar-se, coerente com os resultados de Nogués-Paegle (1997).

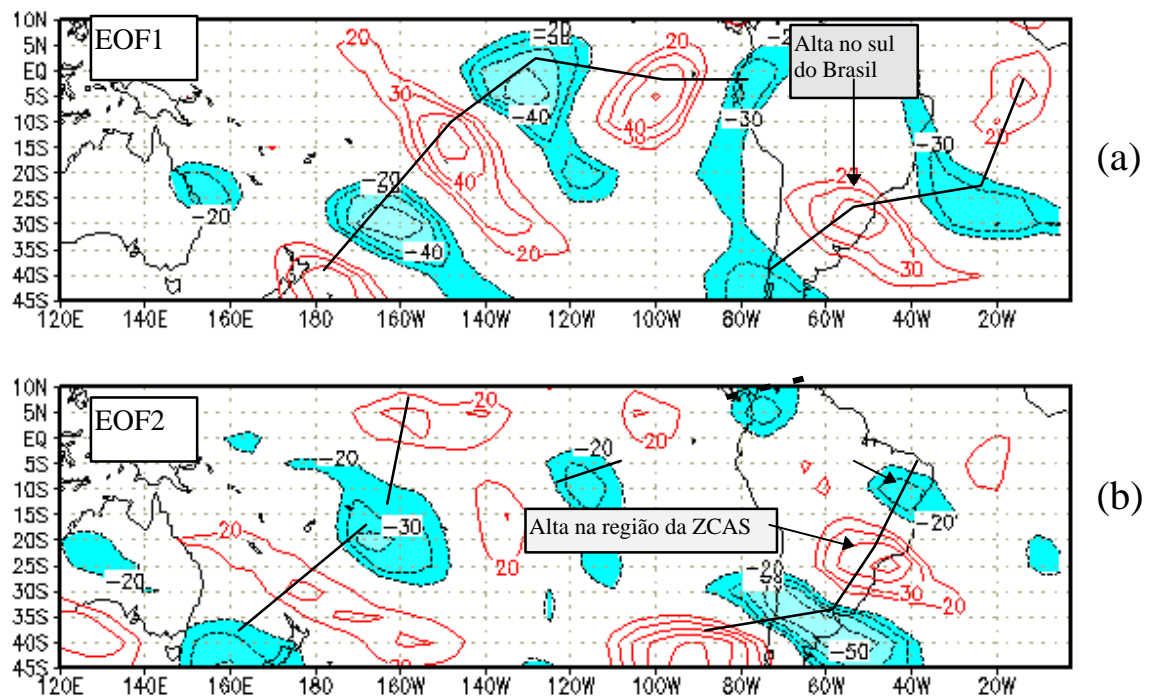


Fig. 4.6 - Similar à Figura 4.1, mas para filtro de 15-45 dias e para a área 45°S-10°N e 120°E-2,5°W.

Para poder relacionar os dois mapas (EOF1 e EOF2) da Figura 4.7, analisa-se primeiro as séries temporais destes autovetores. Na série temporal do primeiro autovetor (cor vermelha na Figura 4.7), um valor máximo (mínimo) estará associado à intensificação (desintensificação) da precipitação sobre o Uruguai e sul do Brasil, e no segundo autovetor (cor verde, na Figura 4.7), um valor máximo (mínimo) estará associado à intensificação (desintensificação) da ZCAS. Pode-se notar que há grandes amplitudes do primeiro autovetor durante os eventos ENOS de 1982/83, 1986/87 e 1992/93. Porém, também existem alguns períodos, onde estas amplitudes são grandes, e não estão relacionadas aos eventos ENSO, como por exemplo em dezembro de 1985, 1990 e 1994. O período médio encontrado para estes dois autovetores é de 22 dias.

As séries temporais também mostram para alguns verões, como por exemplo para 1982/83 e 1992/93, que o segundo autovetor é uma seqüência do primeiro, especialmente este, que é evidente para grandes amplitudes. Nestes casos a estrutura do segundo autovetor (Figura 4.6b) é uma seqüência da estrutura do primeiro autovetor (Figura 4.6a).

A intensificação da ZCAS (Figura 4.6b) está associada diretamente com a intensificação de uma crista localizada, aproximadamente em 90°W - 45°S , e um cavado sobre a Argentina. A intensificação desta crista parece estar associada com o enfraquecimento de uma alta localizada em torno de 100°W e 5°S na Figura 4.6a (EOF1) a qual aparece mais fraca na Figura 4.6b. E a intensificação do cavado sobre a Argentina parece estar associada com a desintensificação do cavado na região Norte do Peru.

Em resumo:

- a) Na escala de tempo de 20-30 dias existe teleconexão entre a parte sul do Brasil e a ZCPS através do Peru e Chile, com período médio de 22 dias. E existem evidências que a intensificação da precipitação na região sul do Brasil pode estar associado com a intensificação da ZCPS; e ,
- b) a intensificação da ZCAS esta associada com a propagação de um trem de ondas desde o Pacífico através das latitudes médias. Existem evidências que estas intensificação da ZCAS pode estar relacionadas com a desintensificação da ZCPS.

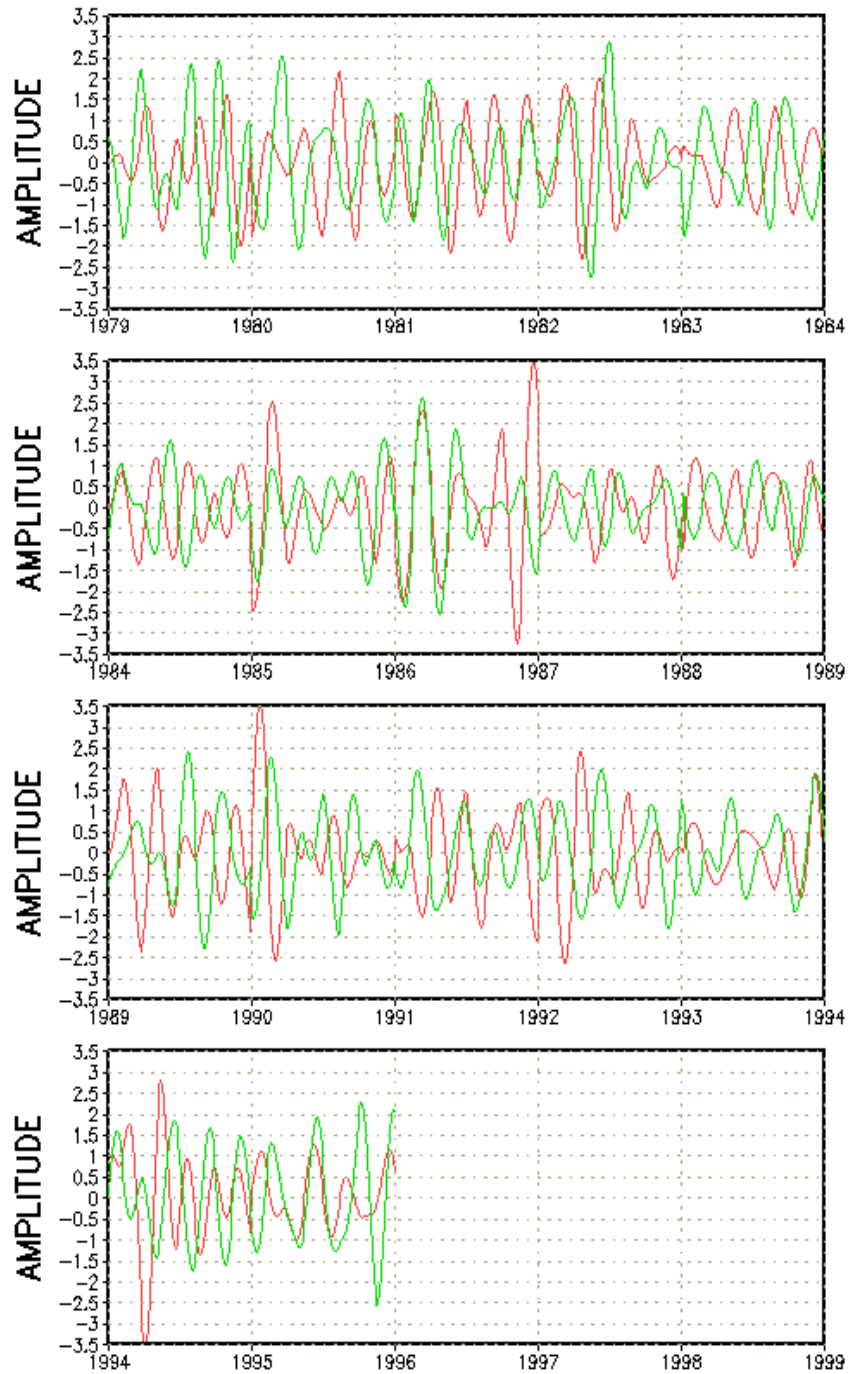


Fig. 4.7 - Amplitude da série temporal projetada no primeiro (em vermelho) e segundo autovetores (em verde), correspondentes aos autovetores da Figura 4.6.

4.3 - INTENSIFICAÇÃO E DESINTENSIFICAÇÃO DA ZCAS E A FORMAÇÃO DA ONDA QUASE-ESTACIONÁRIA SOBRE A AMÉRICA DO SUL

No ítem anterior foi encontrado que existe um trem de ondas propagando-se desde o Pacífico até a área da ZCAS, na escala de tempo de 20-30 dias pelas latitudes médias e para a região Sul do Brasil pela parte tropical através do Peru e Norte do Chile. Com o propósito de estudar a evolução da ZCAS, antes, durante e depois de sua intensificação, foi reduzido a matriz de correlações para a área de 120° - 2.5° W e 45° - 10° N, e foi aplicada a análise da EEOF como indicado no Capítulo 3, sobre os dados filtrados de vorticidade relativa (15-45 dias). Esta EEOF foi aplicado para o verão de 1987/88, durante o qual a ZCAS formou-se nitidamente. Foi verificada que o segundo autovetor é uma seqüência do primeiro, com um defasagem de aproximadamente 5 a 6 dias. Os dois primeiros autovetores explicam 20,79% e 20.13% da variância total respectivamente.

Na Figura 4.8 são apresentados os mapas de EEOF para os seis primeiros níveis de tempo. Na Figura 4.8a, b e c, pode-se observar o deslocamento lento de uma alta, desde o Uruguai (55° W, 32° S) até a área da ZCAS (45° W- 25° S), onde adquire sua máxima amplitude, ou seja, intensifica-se a ZCAS. Tal intensificação está associada à intensificação de uma crista no Pacífico, próximo ao Chile e a um cavado no lado norte do Chile. Pode-se notar que a intensificação desta crista (no Pacífico, na Figura 4.8c) parece que está associado ao enfraquecimento da alta localizada em torno de 100° W- 5° S (na Figura 4.8b). Para $t=+9$ dias (Figura 4.8d) a ZCAS continua intensa, porém alongada na direção NW-SE. Com a intensificação da ZCAS, o VC sobre o Nordeste também intensifica-se. Isto sugere que a liberação de calor latente na ZCAS pode ser importante para a formação e manutenção do VC quase-estacionário, sobre ou próximo do Nordeste.

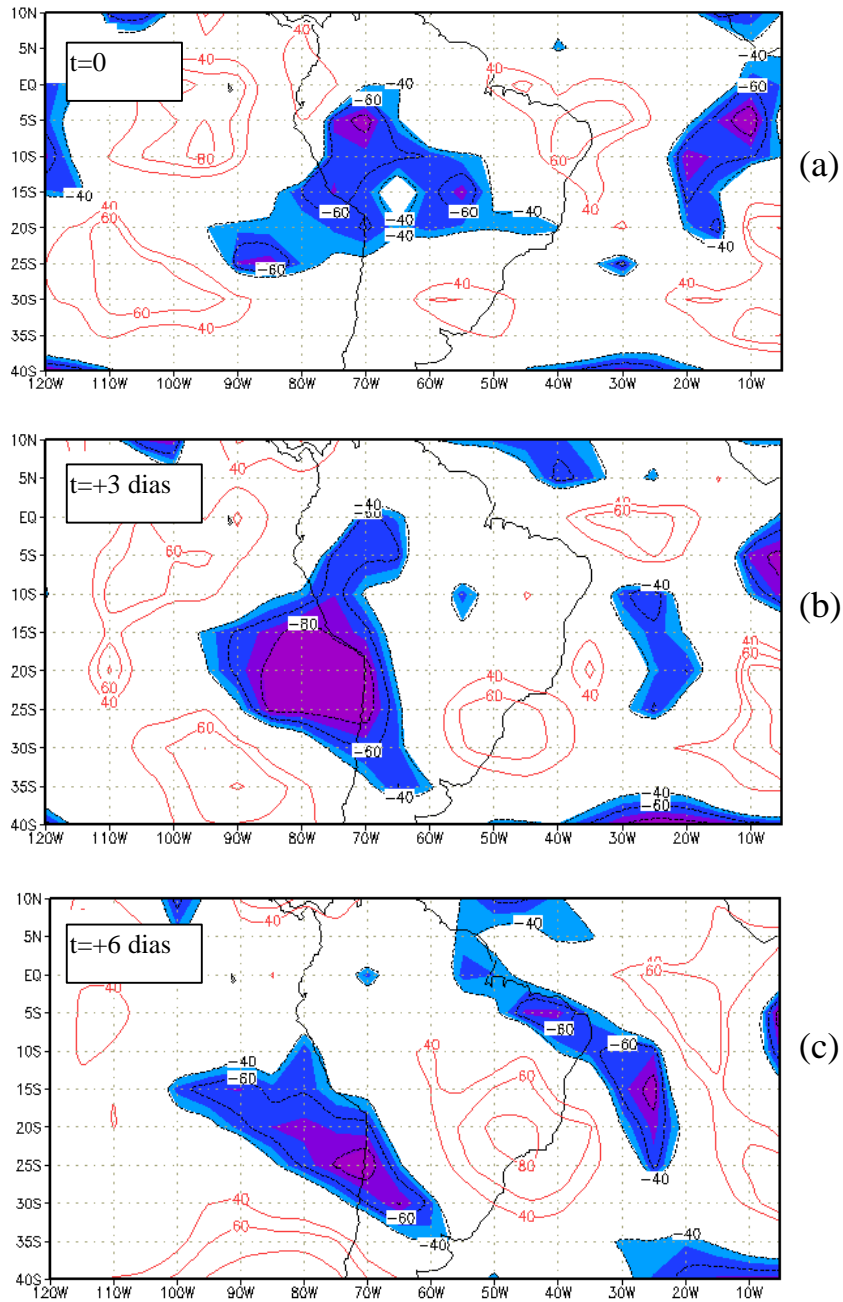


Fig. 4.8 - Os primeiros seis mapas de EEOF do primeiro autovetor das análises de EEOF para o verão de 1987/88 com "lag" de 3 dias para os seguintes níveis de tempo: a) 0 dia, b) +3 dias, c) +6 dias, d) +9 dias, e) +12 dias e f) +15 dias. As correlações estão multiplicadas por 100. São plotados os valores menores de -40 e maiores de 40. Os valores negativos são coloridos.

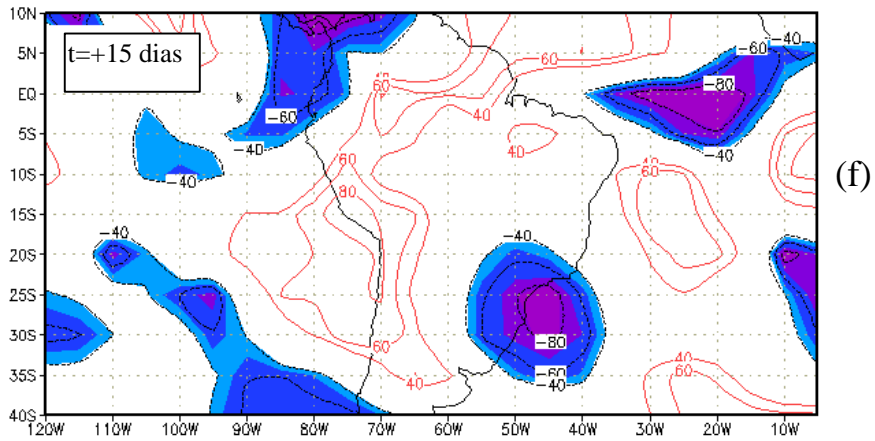
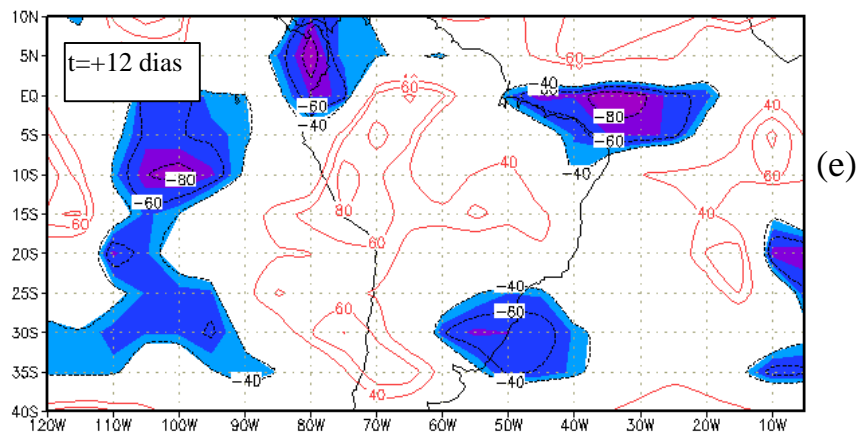
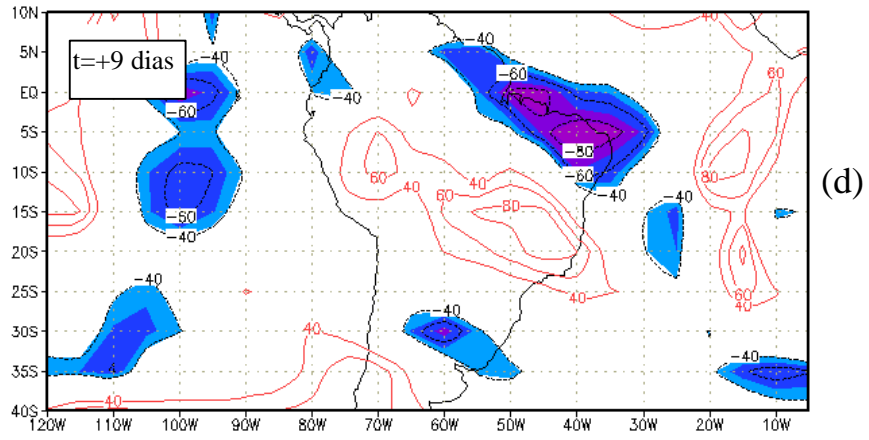


Fig.4.8 - conclusão.

Para $t=+12$ dias, a ZCAS enfraquece devido à formação de um vórtice ciclônico (ou cavado) sobre o Uruguai, o qual para $t=+15$ dias intensifica-se em torno de $45^{\circ}\text{W}-27^{\circ}\text{S}$. No dia $t=+18$ dias (não mostrado) repete-se aproximadamente o que ocorre em $t=+6$, porém com sinal trocado, isto é, sobre a área da ZCAS forma-se uma baixa. Pode-se notar que o mapa da Figura 4.8f é aproximadamente oposto ao da Figura 4.8b.

É interessante observar que a alta que atinge a área da ZCAS no dia $T=+6$ dias (Figura 4.8c), forma-se primeiro sobre o Uruguai (Figura 4.8a). A trajetória desta alta é aproximadamente circular, isto é, inicia-se no Uruguai, passa pela área de ZCAS (Figura 4.8d), logo desloca-se para oeste da Amazônia (Figura 4.8d), depois para o sul do Peru e norte do Chile (Figura 4.8f).

Na Figura 4.9 mostra-se através do diagrama de Hovmöller uma seção tempo-longitude da média latitudinal entre $30^{\circ}-35^{\circ}\text{S}$ (latitude subtropical da ZCAS) da EEOF discutida anteriormente. Nesta figura pode-se observar claramente a presença de uma onda quase-estacionária (inclinação quase-constante com o tempo), isto é, velocidade de fase quase zero, com máxima amplitude entre $80^{\circ}-40^{\circ}\text{W}$.

Os valores positivos e negativos entre as longitudes $40^{\circ}-50^{\circ}\text{W}$ podem ser associados a períodos de intensificação e enfraquecimento da ZCAS, respectivamente. O intervalo de tempo entre o centro de uma alta e de uma baixa (ponto A e B na Figura 4.9) pode dar uma idéia do período médio da onda quase-estacionária para este verão. Este intervalo é aproximadamente 11 dias, o que sugere que esta onda tem um período aproximado de 22 dias.

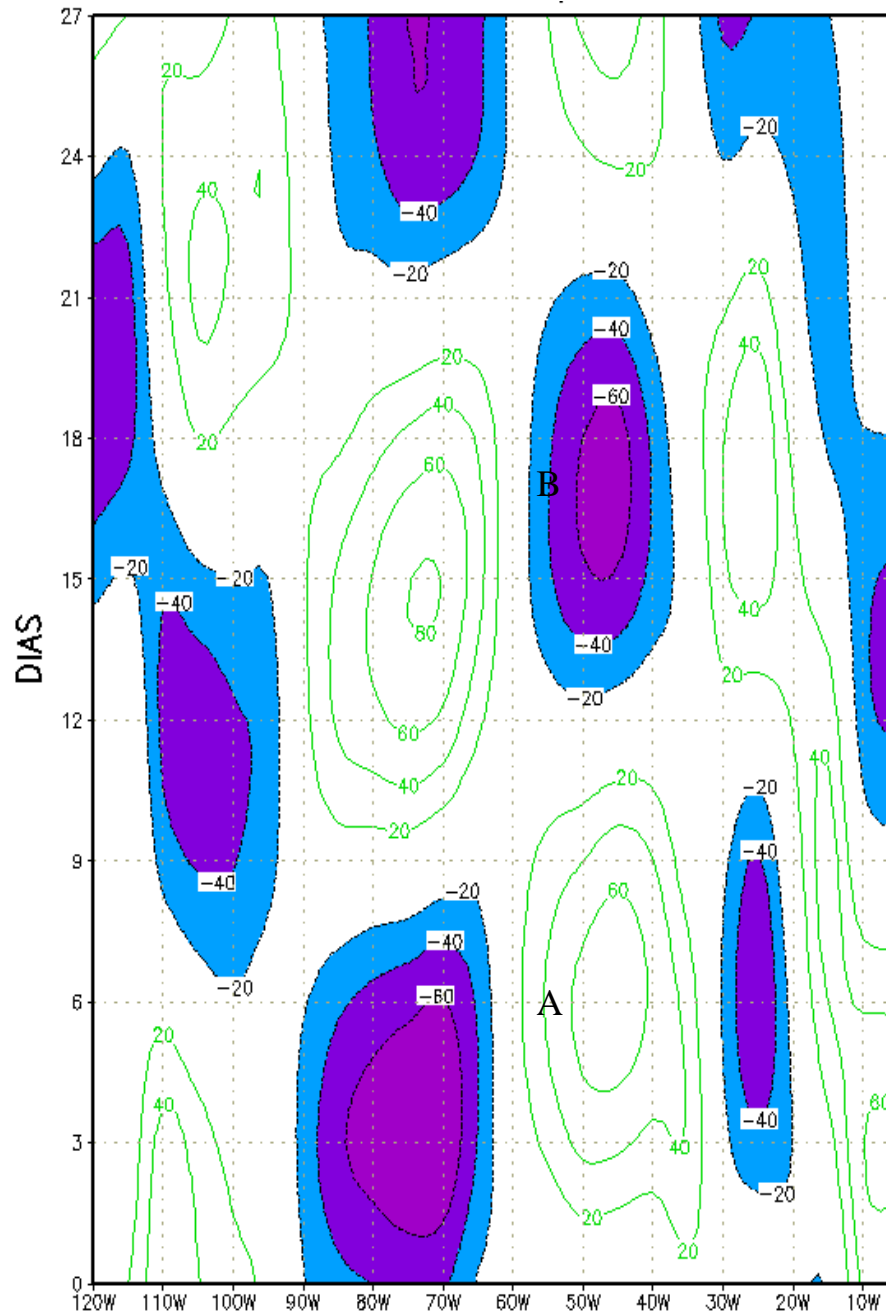


Fig. 4.9 - Uma seção tempo-longitude da média latitudinal entre 20°-35°S do primeiro autovetor de EEOF para o verão de 1987/88. “A” indica circulação anticiclônica e “B”, ciclônica na região da ZCAS (40° -50°W).

A distância entre um núcleo positivo e outro negativo na direção longitudinal pode dar uma idéia do valor de $1/2$ de comprimento de onda. Na Figura 4.9, o valor desta distância é de aproximadamente 30° , o que sugere que esta onda quase-estacionária corresponde aproximadamente à onda número 6.

Em resumo:

- a) Para o verão de 1987/88, foi verificada a formação de uma onda quase-estacionária sobre a América do Sul, com máximas amplitudes entre 80° - 40° W. O período aproximado desta onda é 22 de dias e aproximadamente corresponde à onda número 6. Uma das fases desta onda está associada com a intensificação da ZCAS;
- b) associado à intensificação da ZCAS, há também a intensificação do VC sobre o Nordeste ou próximo do Nordeste;
- c) a intensificação (o enfraquecimento) da ZCAS está associada (o) com um cavado (uma crista) ao sul do Peru e norte do Chile, e uma crista (um cavado) a oeste dos Andes, em torno de 90° W e 40° S.

4.4 - VÓRTICE CICLÔNICO E A VELOCIDADE VERTICAL PRÓXIMA A ZCAS

A formação de VC do Atlântico foi estudada por Figueroa et al. (1997). Este estudo encontrou, na área onde formam-se os VC (10° - 20° W, 10° S), através de análise espectral da vorticidade relativa em 200 hPa, picos significativos de 8, 13 e 24 dias para o verão de 1986/87. O pico de 13 dias foi estudado em detalhe através de EEOF, e encontraram que os VC formam-se quando existe um cavado sobre a área da ZCAS.

Com o intuito de explorar a relação que tem a formação destes VC com a velocidade vertical em 500 hPa e associar à precipitação no Nordeste, e conseqüentemente com a liberação de calor latente, foi feita a análise de EEOF combinada (EEOFC) para o verão de 1986/87 (um dos

períodos em que a EOF mostra grandes amplitudes), usando a velocidade vertical em 500 hPa e as componentes zonal e meridional do vento em 200 hPa, com dados do ECMWF. A seguir serão mostrados os resultados.

Os dois primeiros autovetores explicam 6,27% e 6,06% da variância total respectivamente, e ambos estão associados com a formação do VC. Na Figura 4.10 são apresentados os mapas de EEOFC do primeiro autovetor. O resultado mais importante da Figura 4.10 é a existência de uma alta correlação significativa entre a velocidade vertical sobre a área de 50°-40°W, 10°-20°S (Bahia e Minas Gerais), e a presença do vórtice sobre o Oceano Atlântico, como pode ser visto em $t=+3$. Associado à formação deste vórtice, existe um cavado ligeiramente ao sul da área da ZCAS e outro vórtice ciclônico no HN, próximo à Venezuela. Para o dia $t=+6$ dias (Figura 4.10c), o vórtice ciclônico desloca-se para o HN (em torno de 35°W-5°N). Pode-se observar que as Figuras 4.9 a, e c são similares, porém com sinal trocado.

Resumo:

Existe correlação entre um núcleo de velocidade vertical na Bahia e no norte de Minas Gerais, e a formação de vórtice ciclônico sobre o Atlântico tropical. O qual sugere, que a liberação de calor latente na região da Bahia e no norte de Minas Gerais pode ser importante, na gênese dos vórtices ciclônicos transientes no Atlântico.

EEOF 1986/87

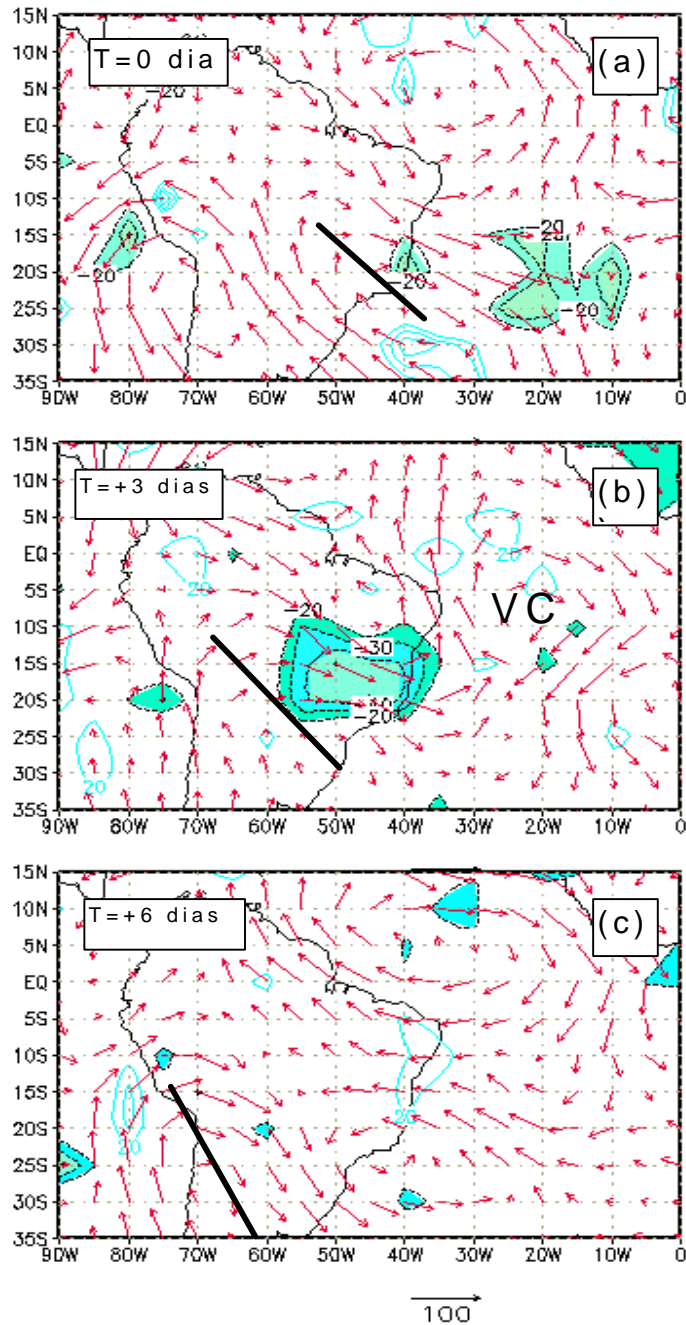


Fig. 4.10 - O primeiro autovetor da EEOF para o verão (DJF) de 1986/87 com o filtro de 6-18 dias, para a) + 0 dias, b) +3 dias, e c) +6 dias. A barra preta indica o eixo do cavado que propaga-se para oeste. As regiões em azul indicam as correlações da velocidade vertical em 500 hPa, associada à circulação em 200 hPa mostrada em vermelho.

4.5 - RESULTADOS MAIS IMPORTANTES

Neste parte faz-se um resumo dos resultados mais importantes deste Capítulo, mas tratando de ligar um com outro. Dentre os resultados mais importantes são:

- a) Na escala de tempo de 7-16 dias as ondas transientes números 5 e 6 são as mais dominantes no HS. Estas ondas, propagam-se aproximadamente entre as latitudes 45° - 50° S com períodos de 8-10 dias e têm sua influencia na ZCAS. A onda número 6 é ligeiramente defletida para o Equador pêlos Andes, e como consequência, esta atinge até o Nordeste;
- b) na escala de tempo menores de 7 dias, as ondas transientes números 6 e 7 com períodos de 3-5 dias são as dominantes sobre o HS. Estas ondas propagam-se entre as latitudes 50° - 55° S e não têm influencia significativa sobre a ZCAS e VC;
- c) na escala de tempo 30-60 dias, existe propagação de um trem de ondas desde a parte Sul da ZCPS para a região da ZCAS através das latitudes médias com período médio de 42 dias;
- c) na escala de tempo de 20-30 dias, existe teleconexão entre a ZCPS e a parte sul do Brasil, através dos trópicos, pasando por Peru e Norte de Chile com período médio de 22 dias. Nesta escala de tempo também existe uma rota de teleconexão entre a região oeste da ZCPS e área da ZCAS através das latitudes extratropicais com período médio de 21 dias;
- d) para o verão de 1987/88, foi encontrado a formação de uma onda quase-estacionária número 6, com período aproximadamente de 22 dias

e com máximas amplitudes entre 80° - 40° W; uma das fases desta onda está associada com a intensificação da ZCAS; e,

e) existe relação entre a ZCAS e o VC sobre o Nordeste, e isto sugere que a liberação de calor latente da ZCAS pode ser importante na manutenção dos VC quase-estacionários sobre, ou próximos do Nordeste; também existe relação entre a velocidade vertical sobre a Bahia e a formação dos vórtices ciclônicos no Atlântico Sul, o que sugere, que a liberação de calor latente sobre a parte sul do nordeste pode ser importante na gênese dos vórtices ciclônicos transientes no Atlântico.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

PARTE II: SIMULAÇÕES

SIMULAÇÕES DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS) COM UM MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL ATMOSFÉRICO (MCGA)

Neste capítulo serão apresentadas as simulações da ZCAS com um Modelo de Circulação Geral Atmosférico. Na primeira parte serão apresentados os resultados das simulações com os modelos M1 (exp. 1), M2 (exp. 2) e M3 (exp. 3), e será mostrado que o modelo M3 (que contém modificações na parametrização da convecção profunda) é capaz de reproduzir melhor os sistemas de circulação dominantes sobre a América do Sul (ZCAS, AB, VC, ZCIT). Na primeira parte, mostra-se também a importância da convecção da Amazônia na origem da ZCAS.

Na segunda parte, discute-se a circulação na alta troposfera relacionada com as simulações feitas com os modelos M1, M2 e M3. Na terceira parte, (exp. 4) mostra-se a importância dos Andes na formação da máxima precipitação observada durante o verão, em torno de 10°S e 50°-60°W. Na quarta parte, mostra-se um experimento sem os Andes e sem calor latente na área tropical sobre a América do Sul (exp. 5). Na quinta parte, discute-se a influência da ZCIT sobre a precipitação no Nordeste (exp. 6), na sexta parte mostra-se o efeito da convecção da África sobre a ZCAS (exp. 7), e na sétima parte, apresenta-se as simulações com o modelo Eta (exp. 8 e exp. 9).

Finalmente, na última parte, faz-se um resumo dos resultados mais importantes deste capítulo.

5.1 - SIMULAÇÕES DA ZCAS COM OS MODELOS M1, M2 E M3; E A IMPORTÂNCIA DA CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA

Como discutido nos Capítulos 1 e 2, houve nítida formação da ZCAS durante as três primeiras semanas de janeiro de 1996. Adicionalmente, a Figura 5.1 mostra a ROLE entre 1-19 de janeiro (Figura 5.1a) e entre 20-30 de janeiro de 1996 (Figura 5.1b), onde pode-se ver claramente os valores mínimos de ROLE (menores que 225 W/m^2) sobre a América do Sul alongando-se desde a Amazônia até o Oceano Atlântico, no período de 1-19 de janeiro (período de ZCAS). Entretanto, entre 20-30 de janeiro os valores mínimos de ROLE ficam mais restritos à parte oeste da Amazônia (período sem ZCAS).

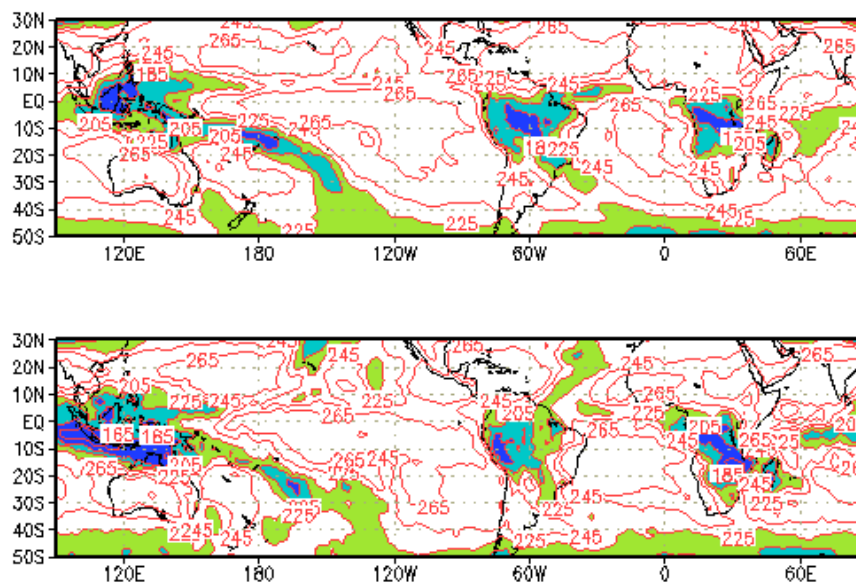


Fig. 5.1 - ROLE média para a) um período de ZCAS, 1-19 de janeiro de 1996 e b) um período sem ZCAS, 20-30 de janeiro de 1996. Os contornos estão a cada 5 W/m^2 , e as áreas com ROLE menores que 225 W/m^2 são coloridas.

A fim de simular a formação da ZCAS observada durante o mês de janeiro de 1996, foram utilizadas diferentes condições iniciais, e as análises dos dias 4/01/96, 5/01/96 e 6/01/96 às 12 UTC. Entretanto, aqui são mostrados os resultados com a condição inicial do dia 5/01/96. As simulações feitas com as outras condições iniciais (4 e 6 de janeiro de 1996) não são muito diferentes dos resultados para a condição inicial do dia 5/01/96. Em todas as simulações foi encontrado um déficit de umidade na Amazônia principalmente durante os dois primeiros dias de integração, isto é, devido à inadequada representação do campo inicial da umidade nesta região. Depois do quarto dia de integração houve umidade suficiente em toda a área tropical. Portanto, na média para uma integração de mais de quatro dias, este problema do campo inicial não afeta substancialmente os resultados. A seguir são discutidas os resultados.

A Figura 5.2 apresenta a precipitação média para o período de simulação (6-19/01/1996), simuladas pelos três modelos. Pode-se observar que o modelo atual do CPTEC, M1 (Figura 5.2a), e o modelo M2 com o esquema de parametrização Arakawa-Shubert (Figura 5.2b), não reproduzem adequadamente a ZCAS, ao passo que ambos modelos simulam razoavelmente bem a ZCPS, comparados com a ROLE observada na Figura 6.1a. Por outro lado, o modelo M3 (Figura 5.2c) simula com mais realismo a formação da ZCAS em sua posição correta (compare com a Figura 1.3, Figura 1.5, e Figura 5.1a) e a ZCPS está menos intensa que nos modelos anteriores, porém com distribuição espacial mais próxima à ROLE da Figura 5.1a. Também o modelo M3, mostra mais precipitação sobre a Indonésia, África e ZCIT do Atlântico, coerente com os valores mínimos de ROLE observados na Figura 5.1a.

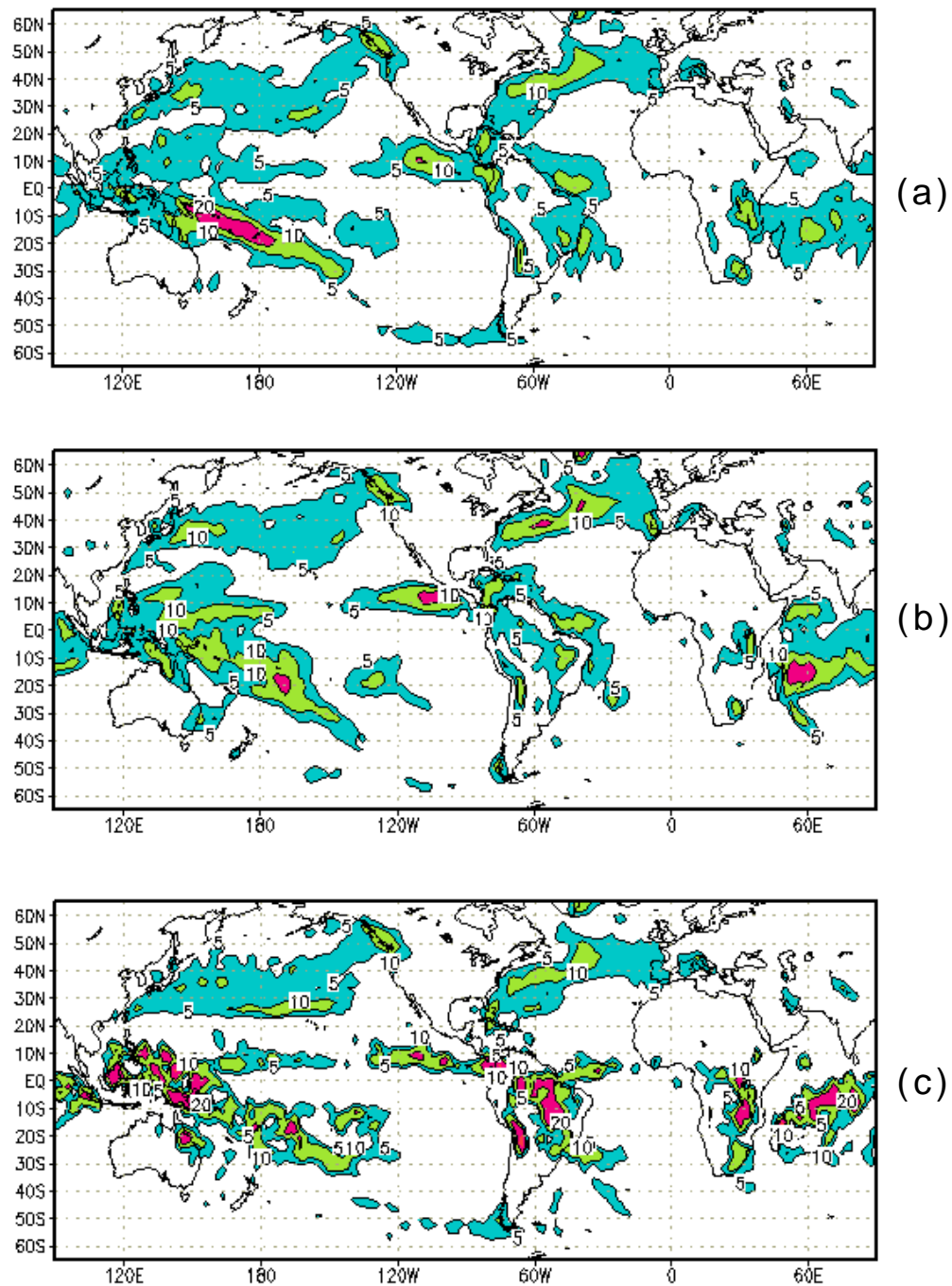


Fig. 5.2 - Precipitação média para o período de 6-19 janeiro de 1996, simulados pelos modelos: a) M1, b) M2 e c) M3. Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.

Embora não se disponha do campo de precipitação observada para este período sobre toda a área da ZCAS, os valores de precipitação simulados pelo modelo M3 (Figura 5.2c) são em média, de aproximadamente 10 mm/dia sobre São Paulo, Rio de Janeiro e Paraná, consistentes com os valores mostrados na Figura 1.4. Na Figura 5.2c também pode-se observar a formação de um núcleo máximo de precipitação (maiores que 20 mm/dia) na parte Central da América do Sul entre 60° - 50° W e 10° - 15° S.

Uma deficiência deste modelo M3 é a existência de pouca precipitação entre 60° - 65° W e 10° - 15° S e um núcleo de máxima precipitação sobre os Andes em torno de 20° S e 70° W, exatamente onde a altura dos Andes é maior que 4 km. Com o fim de testar se existe uma relação entre estas duas zonas, uma de baixa precipitação e outra de alta, foi feito um teste onde a liberação de calor latente sobre os Andes foi artificialmente feita igual a zero. Encontrou-se um aumento de precipitação de mais de 10 mm/dia em torno de 15° S e 60° W.

O resultado anterior sugere que a diminuição da precipitação, acima mencionada, é devido à subsidência gerada pela convecção sobre os Andes. Embora na parte leste dos Andes seja comum observar altos valores de precipitação, como foi encontrado por Figueroa e Nobre (1990) na parte sudeste do Peru, não existem evidências observacionais de valores maiores que 20 mm/dia sobre os Andes, comparáveis à Amazônia. Isto implica que pode não ser real a existência deste núcleo de máxima precipitação. Uma possível explicação pode estar no problema da coordenada sigma usada neste modelo (Mesinger e Janjic, 1985), já que acontece exatamente onde há grandes gradientes da pressão à superfície.

Outro fator que também pode influenciar na precipitação sobre os Andes é o truncamento no método espectral (efeito Gibbs) usado neste modelo, que pode gerar ondas de gravidade artificiais de onda curta, criando

zonas de convergência e divergência em torno da montanha e conseqüentemente, afetar a parametrização da convecção. Ambos os problemas podem ser melhorados com o aumento da resolução. Entretanto, o mais importante na Figura 5.2 é a formação das ZCAS em sua posição climatológica e com intensidade consistente com as observações. Isto sugere que a falta de formação da ZCAS realística nos modelos M1 e M2 não pode ser atribuída ao problema da precipitação anômala sobre os Andes, ou ao problema da coordenada sigma, ou mesmo ao problema de truncamento do método espectral. É um problema na parametrização da convecção profunda sobre a Amazônia.

Pode-se argumentar que a não formação da ZCAS realística é devido ao problema com as condições iniciais no campo de umidade na Amazônia, nos modelos M1 e M2. Realmente foi encontrado que existe a subestimação no campo inicial da umidade sobre a Amazônia, comentado ao início desta seção, mas os três modelos tem as mesmas condições iniciais em todos os campos. Portanto, também não é problema de condição inicial.

Finalmente, outro argumento para justificar a ausência da ZCAS pode ser devido à falta da simulação correta da ZCPS. Os modelos M1 e M2 também reproduzem a ZCPS, inclusive nos primeiros seis dias a ZCPS foi simulada muito próxima à observada na ROLE. No modelo M3 foi desligada toda a liberação de calor latente sobre toda a área da ZCPS, ainda assim, a ZCAS foi reproduzida. Assim, a falta de ZCAS realística não pode ser atribuída à falta de ZCPS realística.

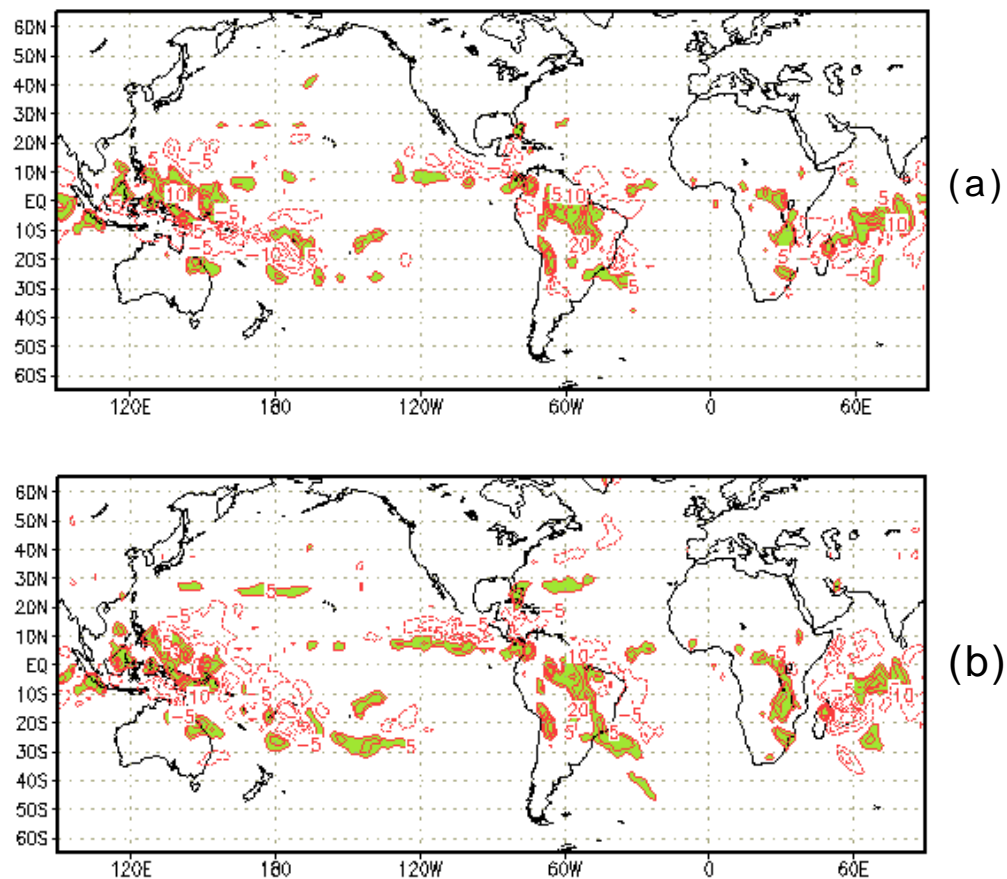


Fig. 5.3 - Diferenças de precipitação: a) modelo M3-modelo M1 b) modelo M3-modelo M2. Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.

Em conclusão, a não formação de ZCAS realística nos modelos M1 e M2 foi devido à falta de precipitação na Amazônia, como consequência das deficiências na parametrização da convecção profunda sobre a área tropical, especialmente sobre a Amazônia. Esta ausência de precipitação pode ser vista na Figura 5.3, onde é mostrada a diferença de precipitação entre o modelo M3 e os modelos M1 (Figura 5.3a) e M2 (Figura 5.3b). Nestas figuras pode-se observar claramente que o maior déficit de precipitação está concentrado sobre a Amazônia. Este resultado confirma os resultados de Figueroa et al. (1995) sobre a importância da convecção da Amazônia para a

formação da ZCAS, e são coerentes com as observações de Kodama (1992,1993).

Também pode-se ver nestas figuras, que os modelos M1 e M2 mostram menor precipitação sobre a Indonésia e maior precipitação em algumas áreas da ZCPS, do que o modelo M3. Este resultado sugere que a formação, assim como sua intensificação da ZCPS, deve depender de outros fatores além da convecção tropical.

5.2 - SIMULAÇÃO DA CIRCULAÇÃO NA ALTA TROPOSFERA DURANTE PERÍODOS COM ZCAS

A circulação na alta troposfera na área tropical é fundamentalmente a resposta à liberação de calor latente nesta área, como foi discutido no Capítulo 1 e 2. Portanto, a precipitação e a circulação na alta troposfera simuladas pelos modelos têm que ser consistentes. Na Figura 5.4a tem-se a circulação observada, isto é, a análise correspondente ao período de simulação (6-19/01/96). Nesta figura pode-se observar uma típica circulação de janeiro (compare com a Figura 1.6b), isto é, a existência de três células de circulação anticiclônica entre 10°-20°S: uma em torno de 150°E, associada à convecção na Indonésia e ZCPS, outra em torno de 65°W, associada à convecção na Amazônia e à ZCAS, e a última, em torno de 30°E associada à convecção na parte sul da África. Existem duas diferenças com relação à climatologia de janeiro: um cavado bem pronunciado em torno de 120°W e 20°S e uma circulação anticiclônica sobre a América Central. Adicionalmente, pode-se observar em 500 hPa (ver a parte verde), cavados e cristas em torno de 50°S formando a onda planetária número 4.

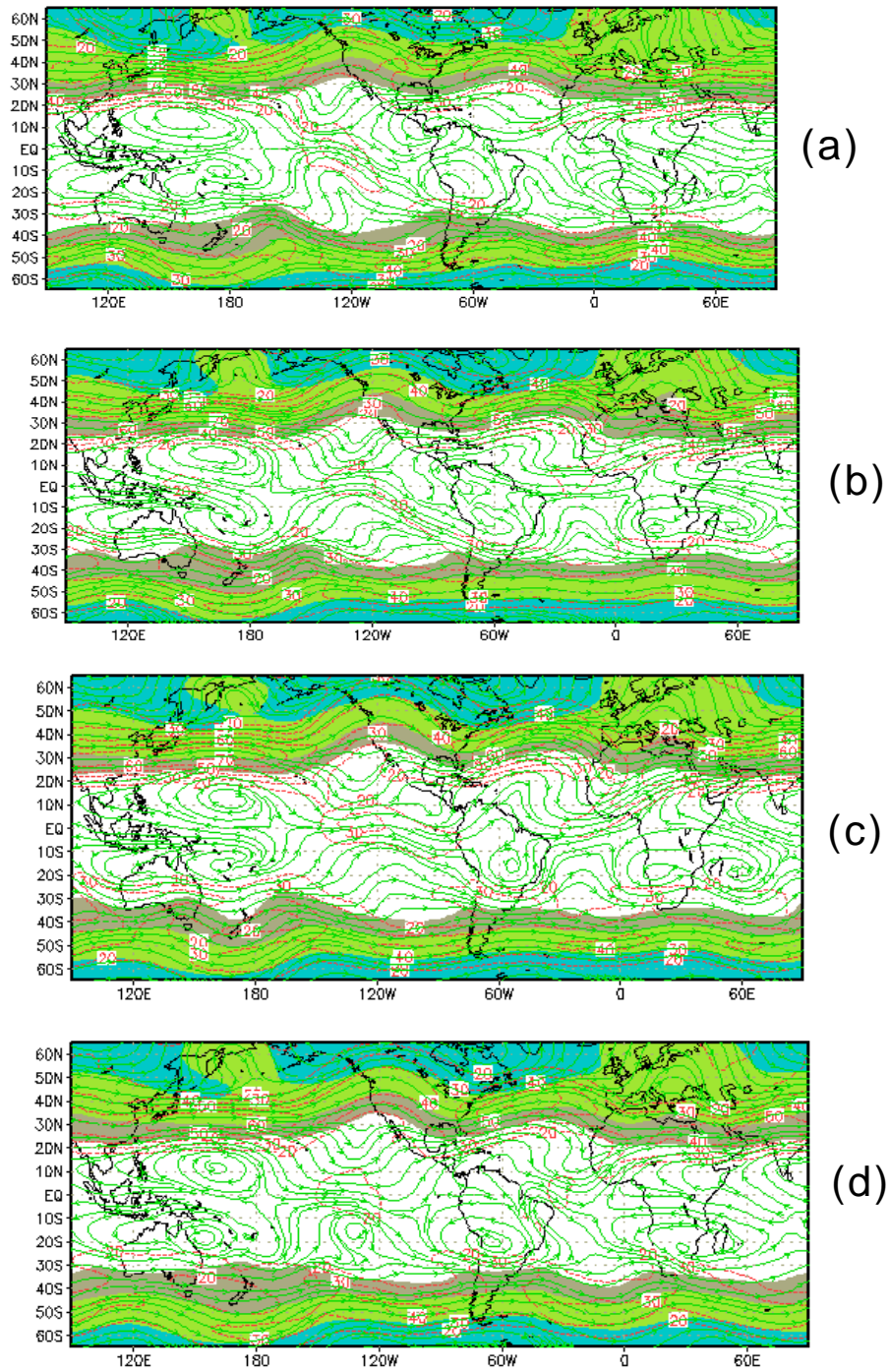


Fig. 5.4 - Linhas de corrente e isotacas (vermelha tracejada) em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (menores que 5800 m-colorida), para o período de simulação de 6/1-19/1/96 às 12 UTC: a) análise d NCEP, b) modelo M1, c) modelo M2 e c) modelo M3.

Comparando a análise com os resultados das simulações dos modelos M1 (Figura 5.4b), M2 (Figura 5.4c) e M3 (Figura 5.4d), pode-se observar que as maiores diferenças estão restritas ao Pacífico Central e Atlântico. Os modelos M1 e M2 não reproduzem, ou reproduzem inadequadamente a) o cavado pronunciado em torno de 120° W, b) a Alta da Bolívia, c) o cavado bem pronunciado no Atlântico, próximo ao Nordeste, d) a alta sobre a América Central e, e) a onda número 4 em 500 hPa. O modelo M2 reproduz a AB muito diferente da análise e fora de sua posição observada.

O modelo M3 (Figura 5.4d) está mais próximo à análise, especialmente sobre o Hemisfério Sul. Reproduz bem a AB, o cavado sobre o Atlântico e outro sobre o Pacífico Central e a onda número 4 em 500 hPa. A maior deficiência deste modelo está no Hemisfério Norte, ao não reproduzir a Alta da América Central. Porém, este modelo reproduz bem as características da circulação de verão sobre a América do Sul, que são consistentes com a precipitação observada e coerente com as simulações através de modelos, impondo forçante térmica, seja analiticamente (Zhang e Krishnamurti, 1996) ou numericamente (Nobre, 1983; Gandu, 1993). Conclui-se que as deficiências observadas nos modelos M1 e M2 estão associadas à falta de precipitação sobre a Amazônia e ZCAS.

5.3 - O EFEITO DOS ANDES NA FORMAÇÃO DA ZCAS

No item anterior aparece claramente, a importância da convecção na Amazônia como um fator importante na formação da ZCAS. Mas o real efeito dos Andes não é totalmente conhecido. Figueroa et al. (1995), Tanajura (1996) e recentemente Lenters e Cook (1997), encontraram que a ZCAS forma-se sem a presença dos Andes. Segundo Figueroa et al. (1995), os Andes intensificam a ZCAS e a colocam em sua posição climatológica. Lenters e Cook (1997), também encontraram que os Andes localizam a ZCAS em sua posição climatológica. Entretanto, Tanajura (1996) não encontrou um

efeito significativo dos Andes sobre a ZCAS, porém encontrou que os Andes são importantes para o transporte de umidade para a parte sul do continente. A fim de explorar estes pontos, o modelo M3 foi integrado sem a presença da Cordilheira dos Andes (exp. 4). Para este propósito, foi retirada a topografia sobre toda a América do Sul, a exemplo de Tanajura (1996), e foi criado o campo inicial excluindo a topografia.

Devido à estreita extensão longitudinal dos Andes (menos de 5 graus de longitude) foram usadas as mesmas condições de contorno assim como no modelo M3 (exp. 3). O campo inicial foi preparado de seguinte forma: Primeiro, foi criado o campo da topografia em coeficientes espectrais considerando zero a altura da topografia sobre a América do Sul, depois foram criados os campos de vento, temperatura, umidade e pressão à superfície (variáveis prognósticas) em coeficientes espectrais e em níveis de pressão; logo, usando a informação da altura geopotencial da superfície terrestre, foram interpolados as variáveis prognósticas para níveis de superfície sigma; e finalmente foi aplicado a inicialização não linear por modos normais.

Foi encontrado que os desbalanços que acontecem como consequência da retirada da topografia, reduzem-se a valores desprezíveis após a inicialização, como é mostrado na Figura 5.5 em 500 hPa. Nesta figura pode-se ver que as diferenças na altura geopotencial entre o modelo controle (modelo M3) e o modelo sem os Andes, após serem inicializados são concentradas sobre a região onde a altura dos Andes é maior que 4000 metros, e ainda assim, esta diferença é desprezível em torno de 10 m. Em 850 hPa (figura não mostrada) esta diferença é ainda mais desprezível, menores que 5 m. Estas diferenças pequenas garantem que o campo inicial está em balanço como no modelo de controle e, portanto, as diferenças dos resultados não estarão contaminadas por um possível desbalanço inicial. O modelo sem os Andes foi integrado por 14 dias. Os resultados são discutidos a seguir.

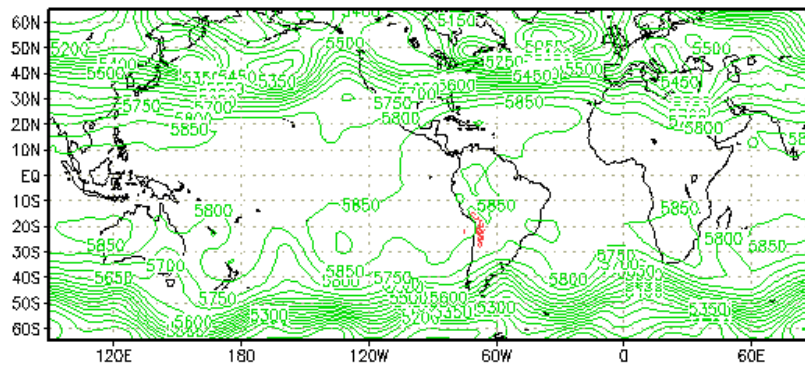


Fig. 5.5 - Campo inicial após a inicialização da altura geopotencial para o experimento sem os Andes em 500 hPa a cada 50 m (em verde) e a diferença entre este campo e do modelo controle a cada 10 m.

Na Figura 5.6a é apresentada a circulação na alta troposfera para o experimento, sem a presença dos Andes. Comparando esta figura com o modelo M3 e com os Andes (Figura 5.4d), pode-se notar que em geral são similares, exceto aqui aparece o vórtice sobre o Nordeste mais fechado. Inclusive a onda número 4 em 500 hPa é observada nesta figura. Nas Figura . 5.6b e c são mostrados os campos de pressão reduzidos ao nível do mar para o modelo M3, com e sem os Andes, respectivamente. O interessante entre estas figuras é a entrada do anticiclone subtropical do Pacífico para a Argentina, diminuindo ligeiramente os gradientes de pressão a leste deste anticiclone, o que implica em uma diminuição do vento meridional sobre o Chile e sobre a parte oeste dos Andes, como mostraremos depois com as diferenças entre o modelo, com e sem os Andes. Como as maiores diferenças estão concentradas sobre a América do Sul, de agora em diante mostraremos os resultados para esta área neste experimento.

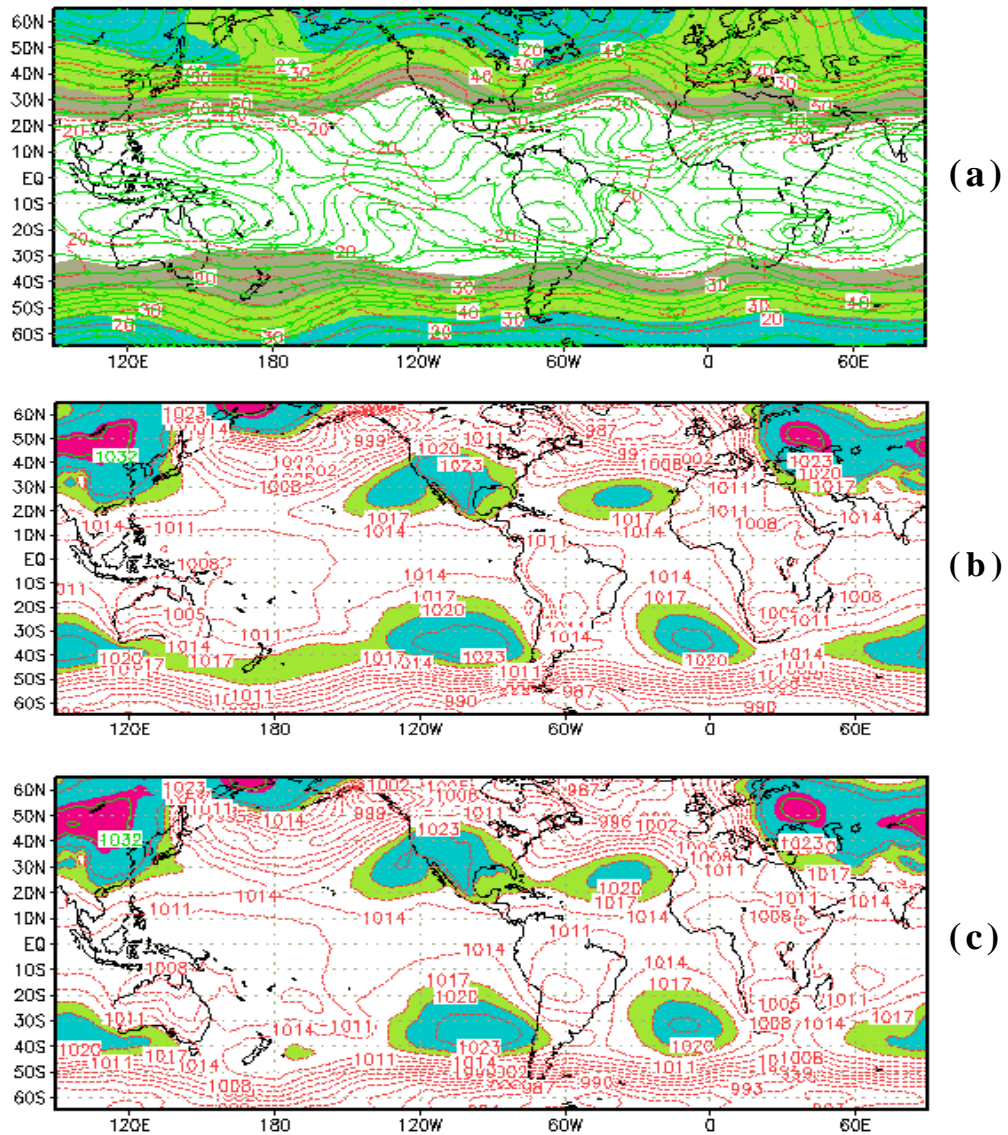


Fig. 5.6 - (a) Circulação como na Figura 5.4, exceto que é para o experimento sem os Andes; (b) a pressão reduzida ao nível do mar (valores maiores que 1017 hPa coloridos) para o exp. 3, com os Andes e (c) para o exp. 4, sem os Andes. Contornos a cada 3 hPa em (b) e (c).

Na Figura 5.7 apresenta-se o campo de vento e a precipitação para a região da América do Sul simulados pelo modelo controle M3 (Figura 5.7a) e pelo modelo sem os Andes (Figura 5.7b). Pode-se observar que a ZCAS formou-se sem a presença dos Andes, embora com distribuição espacial um pouco diferente da climatológica. Esta diferença parece ser, principalmente devido à posição da máxima precipitação a leste da Amazônia, entre 0° - 5° S e 60° - 50° W. Entretanto, a máxima precipitação observada encontra-se entre 50° - 60° W e 7° - 15° S, próximo à posição simulada pelo modelo M3 (Figura 5.7a). Assim, os Andes intensificariam a ZCAS indiretamente, através da intensificação da forçante tropical em sua posição climatológica. Esta diferença pode ser observada na Figura 5.8a. Nesta figura fica claro, que sem os Andes a máxima precipitação sobre a América do Sul seria aproximadamente em Belém de Pará.

A diferença no campo de vento em 850 hPa (Figura 5.8b) mostra claramente, o efeito dos Andes em criar o jato no seu lado leste. O mais interessante nesta figura, é que existe consistência entre a máxima precipitação observada climatologicamente e a área de confluência dos ventos, principalmente os vindos desde os Andes até esta região (ver também a Figura 5.7a e compare com a Figura 5.7b). Nesta figura, também pode-se notar a formação de uma circulação ciclônica sobre o Chile (isto é, a formação de uma alta sobre o Chile, sem os Andes), mostrando que sem os Andes diminuiria a intensidade do vento meridional de sul para norte, a oeste dos Andes entre 35° - 20° S, e esta diminuição está associada à diminuição do gradiente no campo de pressão. Por outro lado, observa-se sobre a Venezuela e parte leste da Colômbia, um aumento de precipitação na ausência dos Andes, isto em grande parte, devido ao anticiclone do Pacífico que aumenta os alíseos na direção do equador.

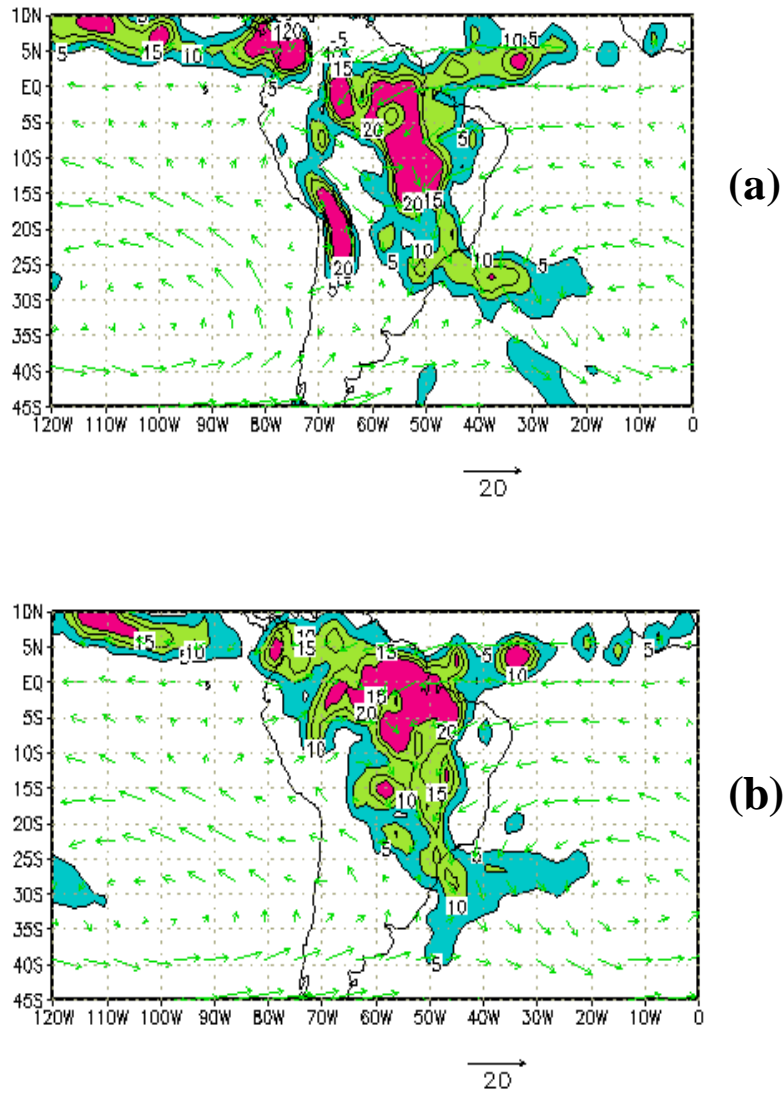


Fig. 5.7 - Campo de vento em 850 hPa e precipitação média para o período de simulação: a) modelo controle (exp. 3) e b) experimento sem os Andes (exp. 4). Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas maiores que 5 mm/dia são coloridas.

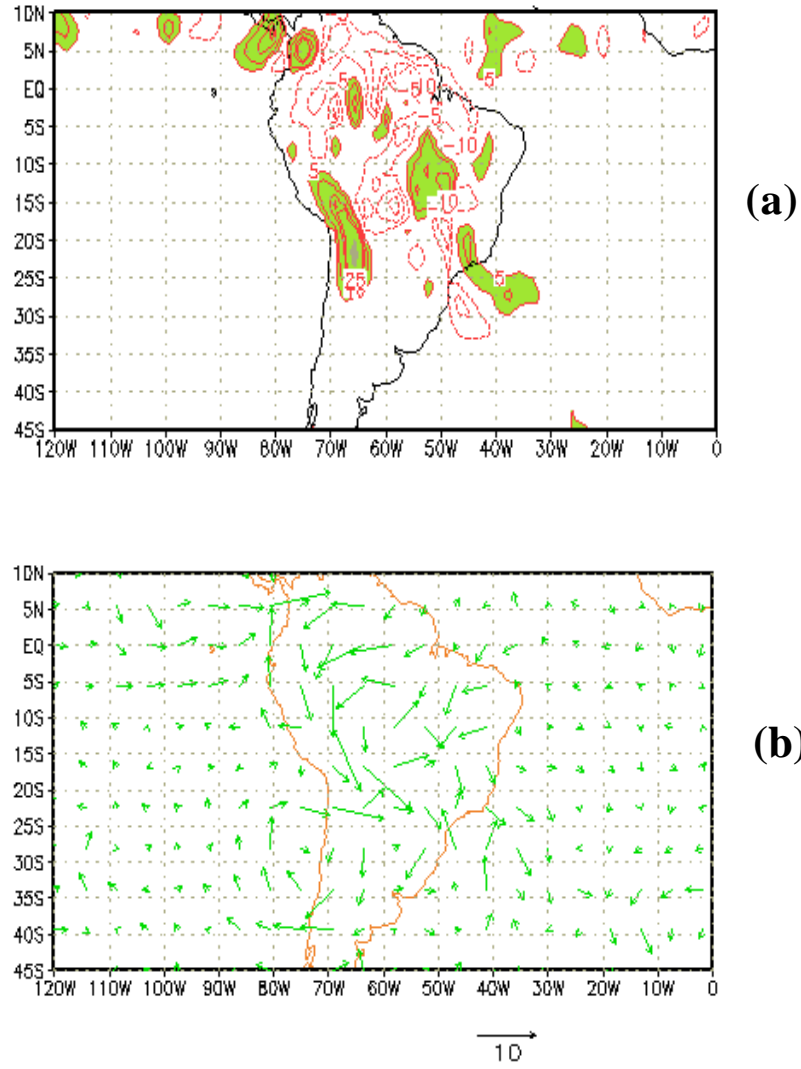


Fig. 5.8 - Diferença entre a Figura 5.7a e b (com os Andes - sem os Andes); a) precipitação (a intervalos de 5 mm/dia) e b) campo de vento em 850 hPa. Em (a) as áreas coloridas indicam precipitação produzida por efeito dos Andes

Em resumo, sem os Andes o clima da América do Sul seria substancialmente diferente, desde a Argentina, que poderia ser mais seca, até a Venezuela, que poderia tornar-se mais chuvosa.

A fim de observar as mudanças na alta e média troposfera são apresentados, na Figura 5.9, o campo de vento em 200 hPa e o campo de altura geopotencial em 500 hPa, para a simulação com os Andes (Figura 5.9a) e sem os Andes (Figura 5.9b) e, na Figura 5.10, a diferença destes campos. Na Figura 5.9a pode-se notar claramente a formação da AB em sua posição observada e o cavado bastante intenso sobre o Nordeste. Sem a presença dos Andes, a AB, aparece mais fraca e localizada sobre a parte central do continente.

A presença fraca da AB pode ser devido à localização da fonte térmica próximo ao Equador, o que implica que a maior parte da energia cinética deve ir para as ondas de Kelvin, e sua posição mais a leste, também deve-se à posição da fonte de calor. A diferença entre estes campos, mostrada na Figura 5.10, indica que, devido aos Andes, forma-se um anticiclone a leste dos Andes em 200 hPa, em torno de 65°W - 30°S , possivelmente devido a maior liberação de calor latente na área da ZCAS. O que indica que os Andes têm sua influência na intensificação da ZCAS. No campo de altura geopotencial em 500 hPa, pode-se observar um aumento pequeno a leste dos Andes e uma diminuição em torno de 40°S e 35°W . Este resultado definitivamente, mostra que o cavado criado pelos Andes no seu lado leste não é significativo durante a formação da ZCAS. Isto indica que a forçante térmica é dominante durante o período da ZCAS. Pode-se ver nas Figura 5.9a e b, que existe o cavado independente dos Andes.

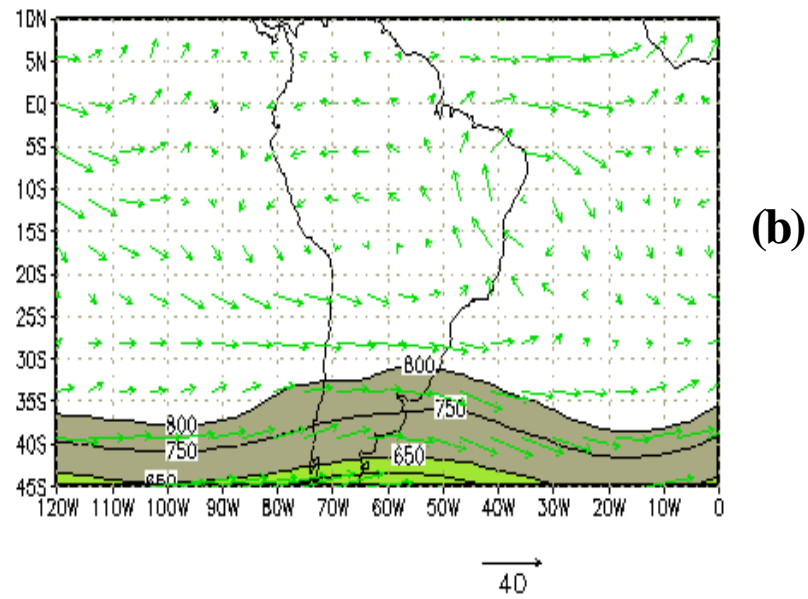
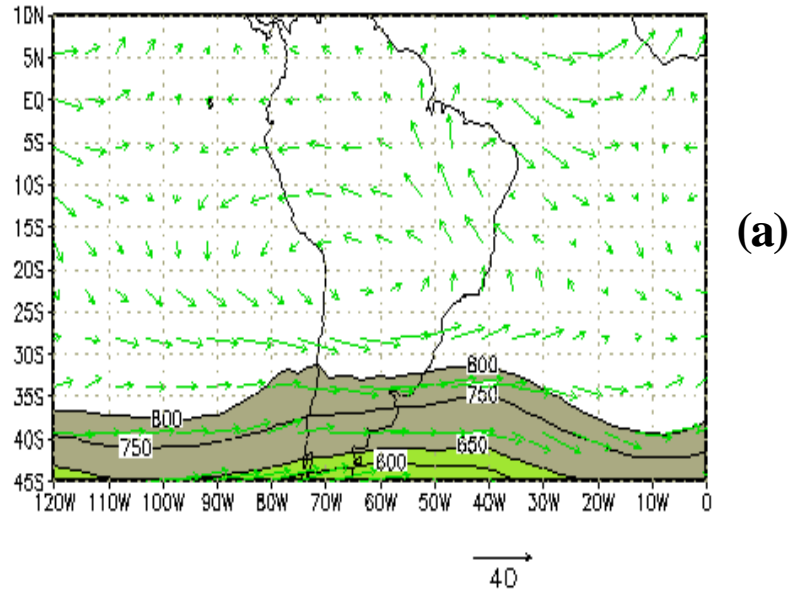


Fig. 5.9 - Campo de vento em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (+5000 m): a) modelo de controle e b) experimento sem os Andes. Contornos de altura geopotencial a cada 50 m.

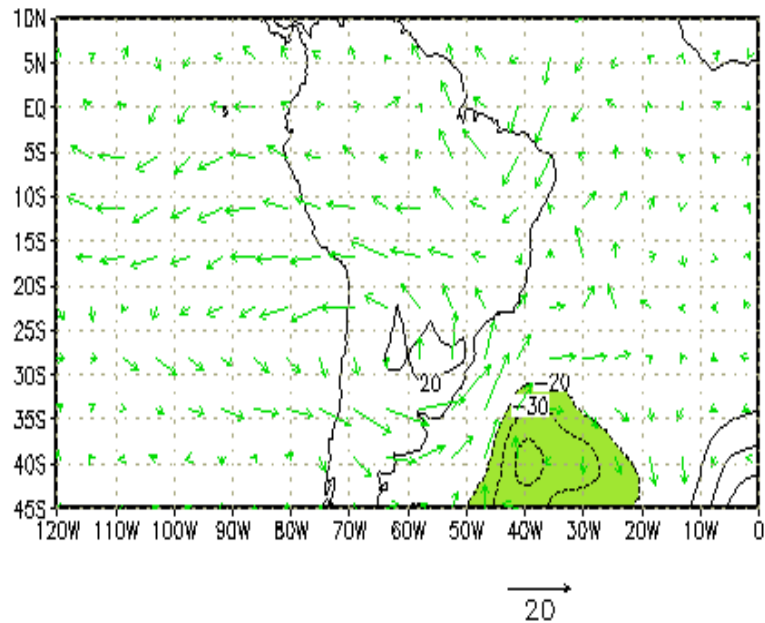


Fig. 5.10 - Diferença entre a Figura 5.9a e b. Áreas com valores negativos e menores que 20 m de altura geopotencial em 500 hPa (coloridas).

5.4 - O EFEITO DA CONVECÇÃO TROPICAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL NA FORMAÇÃO DA ZCAS, AB E VC.

O experimento anterior (exp. 4) reproduz a ZCAS, AB e VC independente dos Andes, embora localizados fora de sua posição observada, e independente das possíveis influências regionais (mesoescala), devido à topografia na parte Sudeste e Centro do Brasil. Para testar o efeito da convecção tropical sobre a formação da AB, ZCAS e o VC na ausência dos Andes, foi desligada a liberação de calor latente sobre a área tropical da América do Sul (15°S-10°N e 70°-40°W). O resultado deste experimento (exp. 5) é mostrado na Figura 5.11.

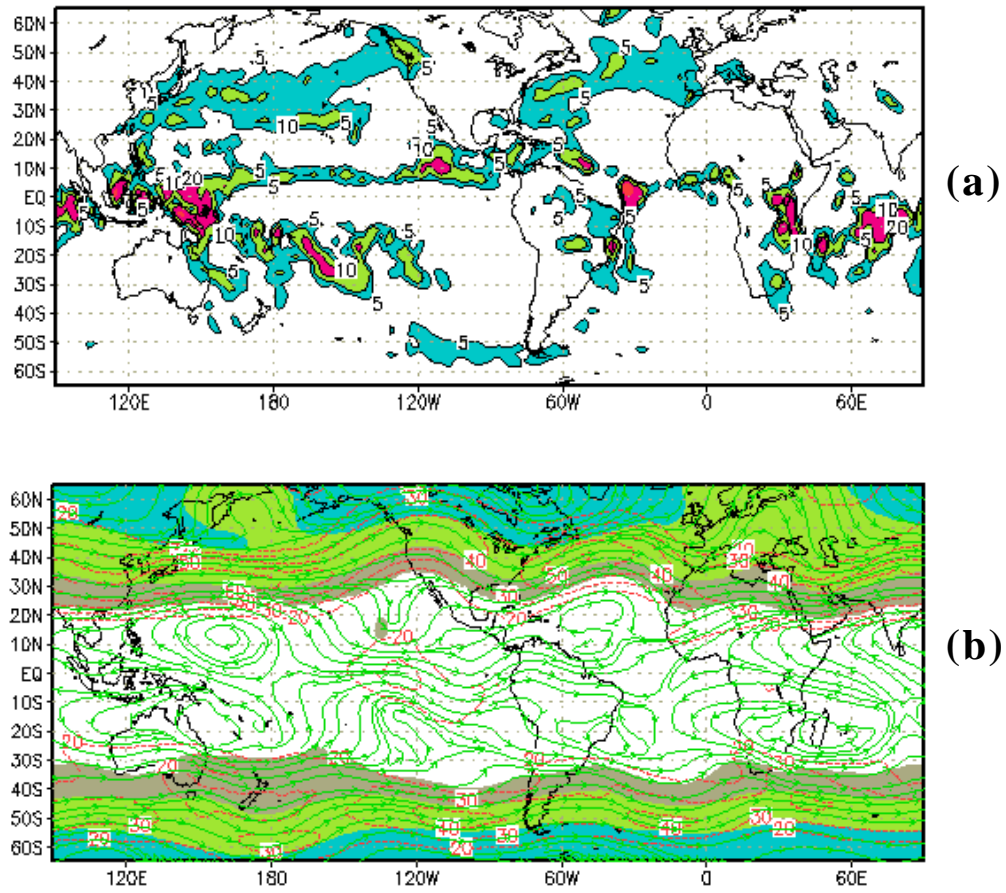


Fig. 5.11 - (a) Idem à Figura 5.2 e (b) idem à Figura 5.3, exceto para o exp. 5, isto é, com o modelo controle sem os Andes e sem calor latente sobre a área tropical da América do Sul (15°S - 10°N , 70° - 40°W).

Na Figura 5.11a pode-se observar que a ZCPS é bem simulada porém a ZCAS não se forma. Embora a ZCAS não se forme, há formação de um núcleo pequeno de precipitação com valores maiores que 10 mm/dia, entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. A subsidência produzida por desligar a fonte de liberação de calor latente, na área tropical da AS, produz uma alta precipitação na área da ZCIT do Atlântico, e parece não ter este efeito sobre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

Comparando a Figura 5.11a com a Figura 5.2a, pode-se observar que há alguma semelhança sobre o Sudeste do Brasil e a ZCIT do Atlântico. Como este pequeno núcleo aparece com e sem topografia sobre esta área e com e sem convecção tropical, então pode ser que a temperatura da superfície do mar esteja contribuindo para a precipitação sobre esta área. Nobre (1988) sugeriu que a temperatura da superfície pode ser importante na formação da ZCAS. Este resultado requer mais estudos no futuro. Neste trabalho não são feitos experimentos de sensibilidade das circulações sobre a América do Sul, com relação às condições da TSM. Outro fator que pode influenciar na origem desta precipitação, segundo Silva Dias (comunicação pessoal) é o formato do continente, que favoreceria em criar uma circulação local de tipo brisa como consequência do contraste terra-oceano.

Na Figura 5.11b é mostrada a circulação na alta troposfera, correspondente à Figura 5.11a. Nesta figura pode-se observar, que a circulação sobre a América do Sul muda completamente (compare com a Figura 5.6.a), ou seja a AB não aparece mais. Este resultado mostra que a AB é devido à convecção tropical e à ZCAS, coerente com os resultados encontrados com os modelos M1 e M2, e coerente com os resultados recentes de Lenters e Cook (1997).

5.5 - O EFEITO DA ZCIT SOBRE A ZCAS E A PRECIPITAÇÃO SOBRE O NORDESTE

A influência da ZCIT do Atlântico durante os meses chuvosos do Nordeste (março a maio) foram extensamente estudados (por exemplo, Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Uvo, 1989; Nobre e Shukla, 1995), entretanto a influência da ZCIT durante o verão (DJF) não é conhecida sobre a precipitação do Nordeste e da ZCAS. Com o propósito de explorar esta relação ZCIT-ZCAS e a precipitação no Nordeste, foi feito um experimento (exp. 6, com o modelo global) retirando a liberação de calor latente na ZCIT do Atlântico (5°S - 5°N e 45° - 10°W). Os resultados são mostrados na Figura 5.12 e a diferença entre este experimento e o modelo controle (exp. 6 - exp. 3) é mostrada na Fig . 5.13.

Na Figura 5.12a pode-se observar a AB alongada (mas na direção longitudinal) e a presença do VC sobre o Atlântico. E na baixa troposfera (850 hPa) pode-se observar uma confluência de ventos na parte sul do Nordeste (Figura 5.12c). O resultado mais importante deste experimento pode ser observado no campo de precipitação, na Figura 12b. Comparando esta figura com a Figura 5.7a, pode-se notar um ligeiro deslocamento da ZCAS para leste, um aumento de precipitação sobre a parte sul do Nordeste e uma diminuição sobre a Amazônia, que pode ser vista melhor na Figura 5.13a. Nesta figura fica evidente um aumento significativo de precipitação, sobre a parte sul do Nordeste. A diferença do vento na baixa troposfera (Figura 5.13b) mostra que a maior influência da ZCIT encontra-se sobre Nordeste.

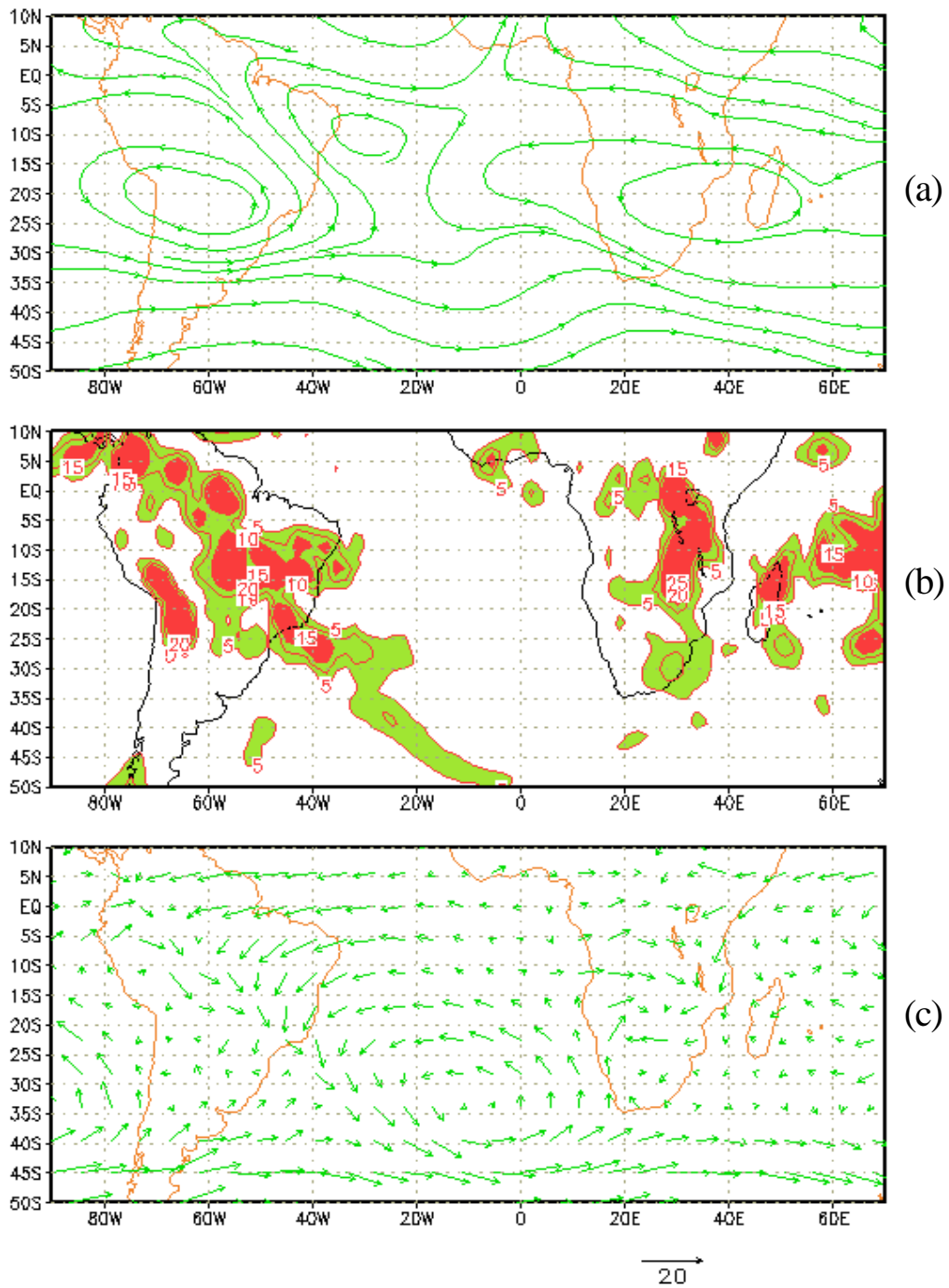


Fig. 5.12 - Resultados do experimento sem calor latente na ZCIT do Atlântico através do modelo M3 (exp. 6): (a) Linhas de corrente em 200 hPa, (b) precipitação (as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas), e (c) o campo de vento em 850 hPa. Em (b) contornos a cada 5 mm/dia.

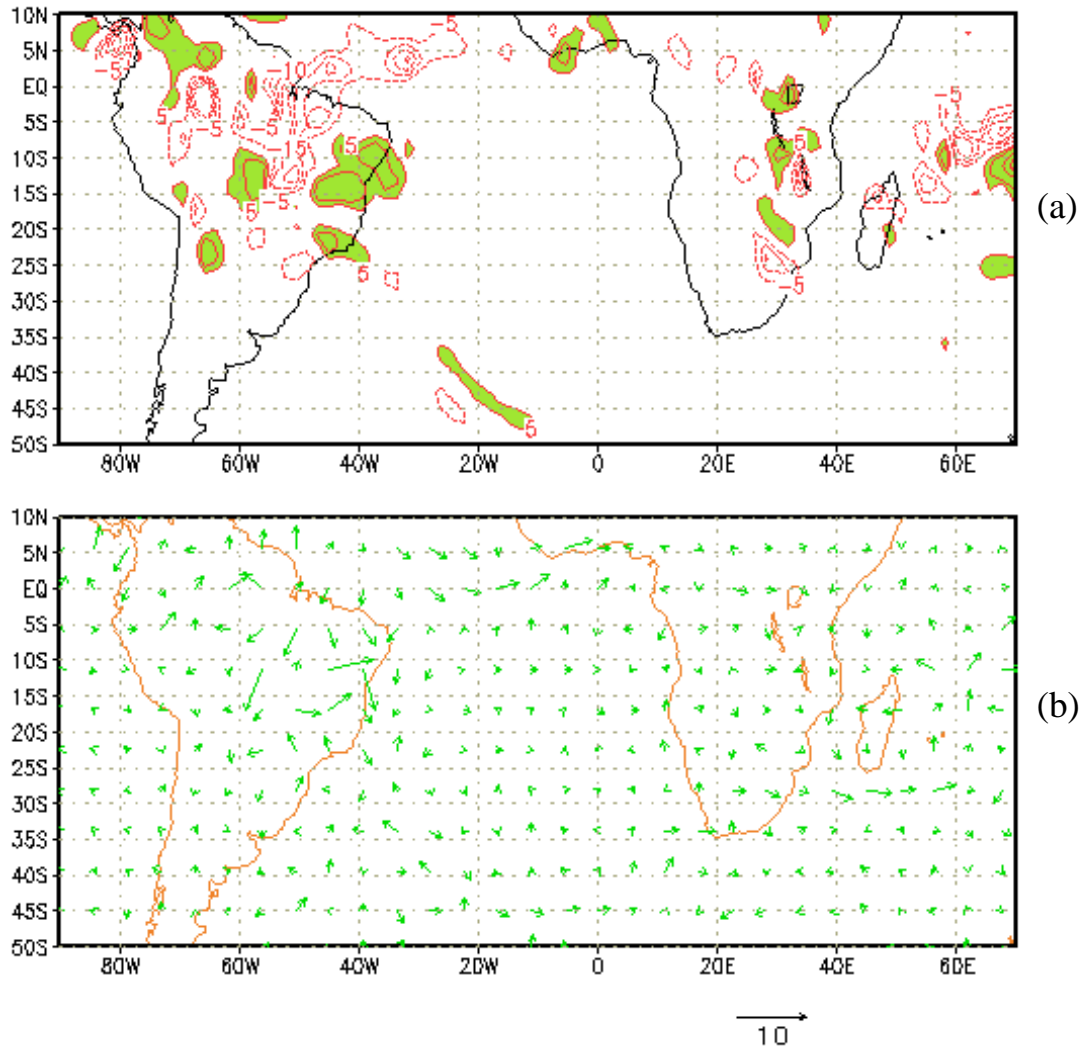


Fig. 5.13 - Diferença entre o exp. 6 e o modelo controle: a) precipitação (a cada 5 mm/dia) como na Figura 5.8a, b) campo de vento em 850 hPa.

Na Figura 5.14 mostra-se o perfil vertical da velocidade média vertical, entre 45° - 37.5° W. Na Figura 5.14a observa-se o movimento descendente sobre o Nordeste (15° - 10° S) entre 300-700 hPa, como consequência do movimento ascendente na ZCAS (30° - 25° S) e na ZCIT (Equador- 5° S). Nesta figura também observa-se o movimento ascendente sobre o Nordeste, entre a superfície e 800 hPa (aproximadamente 1500 m). Este resultado sugere a existência de nuvens baixas sobre o Nordeste, e que estas não crescem devido à subsidência criada na média troposfera, pelos movimentos ascendentes na ZCIT e ZCAS. A convecção máxima observada em torno de 55° W e 10° S na Figura 5.7a, também deve criar um movimento descendente sobre o Nordeste, ou seja, circulação tipo Walker, entre a Amazônia e o Nordeste.

Quando é desligada a liberação de calor latente na ZCIT, o movimento descendente desaparece sobre o Nordeste, como pode ser visto na Figura 5.14b. O efeito da falta de liberação de calor latente na ZCIT é a formação de uma circulação do tipo Hadley, com movimento descendente na ZCIT e ascendente no Nordeste. Este movimento ascendente sobre o Nordeste não é totalmente devido ao movimento descendente na ZCIT, também é devido ao efeito indireto da ZCIT na precipitação da Amazônia e vizinhanças. Por exemplo, a diminuição da precipitação em torno de 55° W e 10° S (Figura 5.13a) deve diminuir o movimento sobre o Nordeste.

A diminuição da precipitação sobre a Amazônia pode ser devido à divergência da umidade na ZCIT para o norte e sul, assim, na Amazônia existiria um déficit de umidade proveniente do Oceano Atlântico e um aumento desta, sobre o Nordeste e na região leste da Venezuela. Esta hipótese pode ser corroborada com a Figura 5.13b, onde pode-se observar ao leste do Belém do Pará, ventos com direção para o norte (leste da Venezuela) e para o sul (Nordeste). Isto quer dizer que quando a ZCIT está muito intensa

(inativa), geraria uma divergência (convergência) na baixa troposfera sobre o Nordeste.

Em resumo, embora a ZCIT do Atlântico não tenha um deslocamento latitudinal muito significativo durante o verão, como nos meses de março-abril (Nobre e Shukla, 1995), ainda assim, tem uma profunda influência sobre o regime de precipitação no Nordeste, durante o verão. Os resultados anteriores sugerem, que quando a ZCIT está intensa, a precipitação diminui sobre o Nordeste no verão do HS. Esta diminuição é devido a dois fatores, um direto, associado à circulação do tipo Hadley entre a ZCIT e o Nordeste, e o outro, devido a sua influência na precipitação sobre a Amazônia. Este último, poderia influenciar na circulação do tipo Walker entre a Amazônia e o Nordeste.

5.6 - O EFEITO DA CONVECÇÃO NA ÁFRICA SOBRE A PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE E A ZCAS.

O Nordeste é uma das regiões do Brasil que mais sofre com o problema da seca, o que tem uma profunda influência social e econômica para a população desta região. Portanto, existe a necessidade de se entender o porquê do Nordeste ser uma região seca no sentido climatológico. Na seção anterior, foi encontrado que a ZCIT do Atlântico tem sua influência na estação pre-chuvosa sobre o regime de precipitação do Nordeste. Outro possível fator pode ser a convecção da África. Com o propósito de explorar este problema foi feito o experimento número 7 (exp. 7), isto é, foi integrado o modelo M3, desligando-se a liberação de calor latente na África. Os resultados são mostrados na Figura 5.15, e a diferença entre este experimento o de controle é apresentada na Figura 5.16.

Na Figura 5.15a, pode-se ver que não existe mais a Alta da África em 200 hPa, mas por outro lado, o cavado profundo observado no modelo controle fica mais fraco e deslocada para leste. O resultado mais importante pode ser observado no campo de precipitação (Figura 5.15b e Figura 5.16b), isto é, uma intensificação da ZCAS na sua parte subtropical. Também pode-se notar um ligeiro deslocamento para leste da convecção tropical sobre a América do Sul (ao norte de 15°S), e um ligeiro deslocamento da ZCIT do Atlântico para o norte. Este deslocamento da ZCIT, pode estar associado ao aumento de ventos alísios de SE sobre esta região, como pode ser visto na Figura 5.16c.

Não é observado um efeito significativo sobre a precipitação do Nordeste, como acontece quando é desligada a liberação de calor latente na ZCIT (compare Figura 5.14a com a Figura 5.16b). O maior efeito no campo de precipitação encontra-se em torno de 40°W e 20°S (sul da Bahia), coerente com a confluência de ventos sobre esta região, como pode ser visto na Figura 5.16c.

A Figura 5.16a mostra claramente que, devido à falta de liberação de calor latente na África criou-se uma circulação leste-oeste do tipo Walker, com máximo movimento descendente sobre a África, em torno de 60°E e 10°S e movimento ascendente sobre o Oceano Atlântico, em torno de 25°W-5°S.

Em resumo, os resultados acima mostrados indicam que o maior efeito da ausência da convecção na África é a intensificação da parte subtropical da ZCAS. Isto pode ser corroborado com a Figura 1.8, onde pode-se observar uma intensa convecção sobre a África durante o período sem ZCAS, e o contrário durante o período de ZCAS.

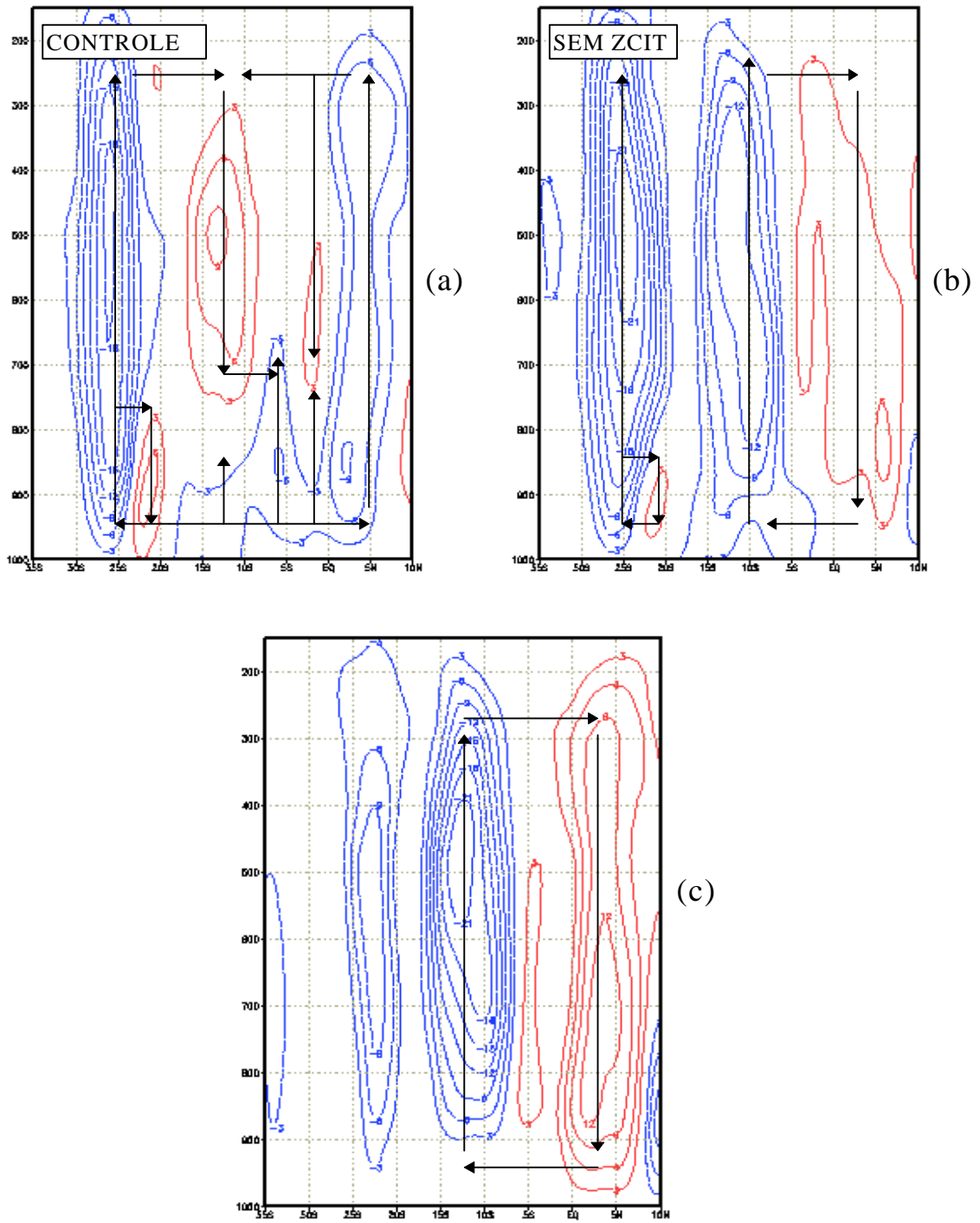


Fig. 5.14 - Velocidade vertical ($\times 10^{-4}$ hPa/s) média entre 45° - 37.5° W. a) Modelo controle, b) o experimento sem calor latente sobre a ZCIT do Atlântico (exp. 6), e c) diferença entre o exp. 6 e o modelo controle. Contornos a cada 3×10^{-4} hPa/s. As flechas indicam o sentido do movimento vertical.

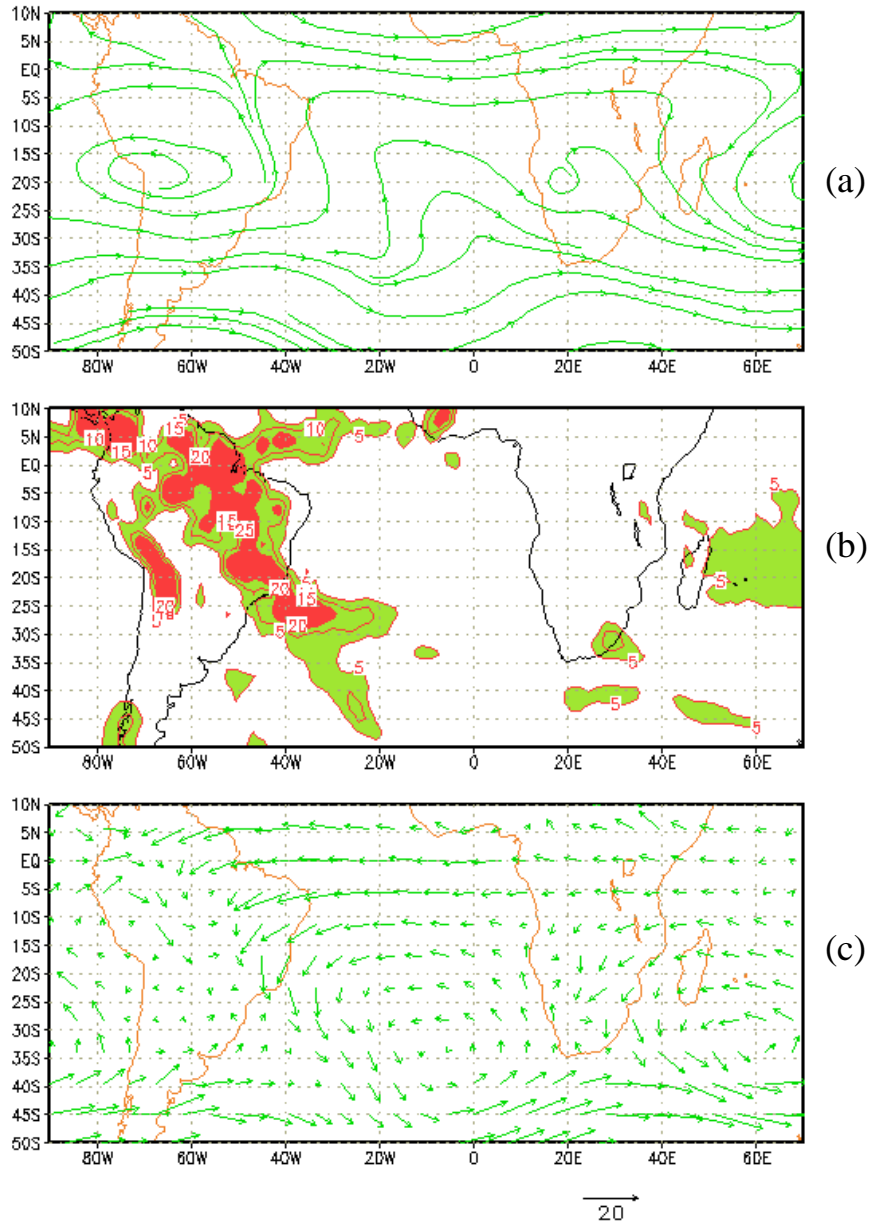


Fig. 5.15 - Como na Figura 12, porém para o experimento sem calor latente sobre a África (exp. 7).

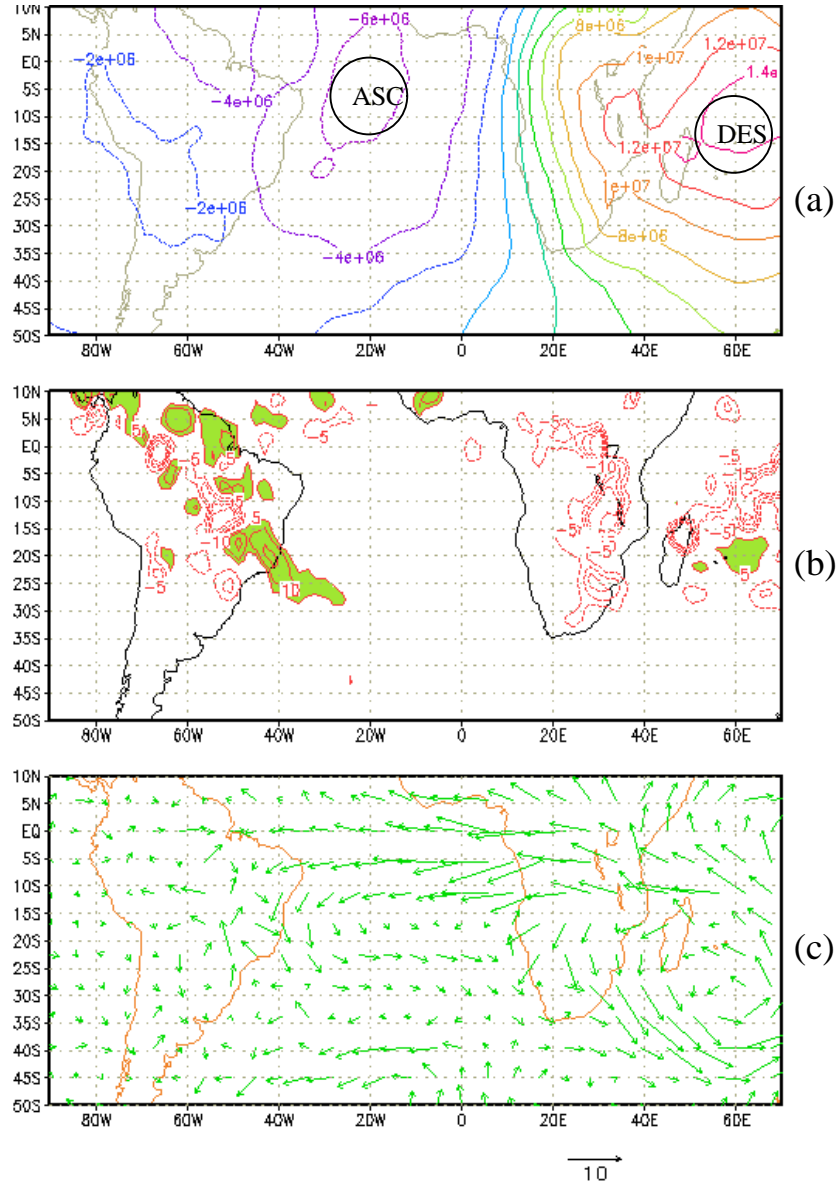


Fig. 5.16 - Diferença entre o exp. 7 e o modelo: a) potencial de velocidade (a cada $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, b) precipitação (a cada 5 mm/dia) como na Figura 5.13b, c) campo de vento em 850 hPa. ASC e DES dentro dos círculos em (a) indicam movimento ascendente e descendente, respectivamente.

5.7 - SIMULAÇÃO DAS ZONAS DE CONVERGÊNCIA SOBRE O HS COM UM MODELO SIMPLES ETA

Nos itens anteriores ficou claro a importância da convecção na Amazônia para a formação da ZCAS e, associado a esta, a existência de uma circulação tipicamente de verão na alta troposfera. A fim de generalizar os resultados de Figueroa et al. (1995) para as outras Zonas de Convergência (ZCPS e do Oceano Índico), e poder sugerir uma hipótese do mecanismo de formação da ZCAS foi integrado o modelo Eta com a presença dos Andes. As condições iniciais e de contorno são como descritas no Capítulo 3, para o experimento 8 (exp. 8), para o modelo Eta. Neste experimento foram incluídas as forçantes térmicas da Indonésia, Amazônia e da África, com variação temporal cíclica a cada 24 horas, com máximo valor às 18 horas e mínimo às 6 horas local. Os resultados são apresentados para o quarto dia de integração. A seguir são discutidos os resultados.

Na circulação em 200 hPa (Figura 5.17a), pode-se observar as três altas associadas às fontes de calor tropical, como da Indonésia, da Amazônia (AB) e da África. Após o quinto dia de integração, foi observada uma interação entre as ondas de Kelvin provenientes do Pacífico com a AB. Sobre a América do Sul pode-se observar uma faixa de convergência orientada na direção da ZCAS, e associado a esta faixa em baixos níveis (Figura 5.17b), pode-se notar um campo de convergência, exatamente na direção da posição climatológica da ZCAS.

No Pacífico Central, também pode-se observar uma zona de convergência na direção da ZCPS, entretanto, em altos níveis não é evidente a presença de uma zona de divergência. Isto sugere que a convecção deve ser importante, mas devem existir outros fatores que contribuem para a formação da ZCPS. Kilades et al. (1989) discute a importância da temperatura da superfície do mar (TSM) para a formação desta zona. Sobre a África, também

não é tão evidente a formação de uma zona de convergência. Este resultado é coerente com as observações. Existem duas possíveis hipóteses sobre este problema, uma associada à posição latitudinal (sobre a qual discute-se no item seguinte) e outra pode ser devido à proximidade com a convecção da Indonésia, a qual pode criar subsidência nesta área.

5.8 - MECANISMO DE FORMAÇÃO DAS ZONAS DE CONVERGÊNCIA SUBTROPICAL (ZCST)

Existem evidências observacionais e de modelagem que a convecção tropical é fundamental para a formação das zonas de convergência subtropical, mas surgem duas perguntas relacionadas a estes resultados:

- a) Qual o mecanismo inicial de sua formação?
- b) Porque a orientação NW-SE sobre o HS e SW-NE no HN?.

O fato é que, na África, forma-se uma ZCST muito fraca comparada à ZCST sobre a América do Sul, coerente com as observações, e como uma das diferenças entre ambas as fontes de calor (Amazônia e África) é sua localização latitudinal, isto sugere que a origem da ZCST poderia estar associada às ondas de Kelvin (modos rotacionais) do que às ondas de Rossby ou Rossby-gravidade. Quanto mais perto do Equador a energia será projetada mais sobre os modos de gravidade como as ondas de Kelvin (Matsuno, 1966; Gill, 1980; Silva Dias et al., 1983).

A fim de explorar a anterior sugestão, o modelo Eta foi integrado por 30 horas, com duas fontes idealizadas e afastadas umas das outras, de tal forma a evitar a interação entre estas, antes da formação de uma ZCST. Assim, uma das fontes está localizada no Equador em 50°W e a outra em 25°S-130°W (uma localização idealizada). Este experimento corresponde ao exp. 9 com o modelo Eta, descrito no Capítulo 3. O modelo foi

integrado por 30 horas. Os resultados são mostrados na Figura 5.18 para 200 hPa e na Figura 5.19 para 850 hPa.

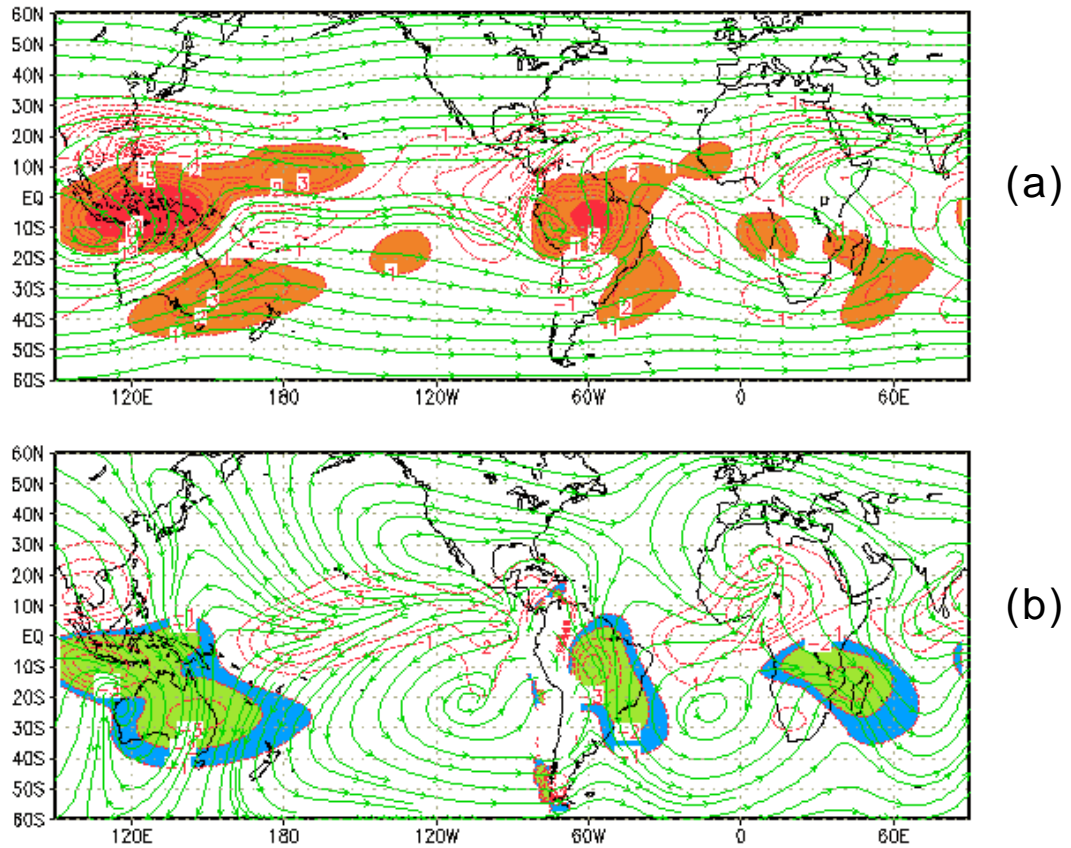


Fig. 5.17 - Simulação das Zonas de Convergência sobre o HS com o modelo Eta, para o quarto dia de integração, às 12 horas local da Amazônia (exp. 8), com a presença dos Andes e forçantes térmicas da Indonésia, Amazônia e África. a) circulação e campo de divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa, e as áreas coloridas indicam valores maiores que $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$; b) como em (a), mas em 850 hPa, e as áreas coloridas indicam valores menores que $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Contornos a cada $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

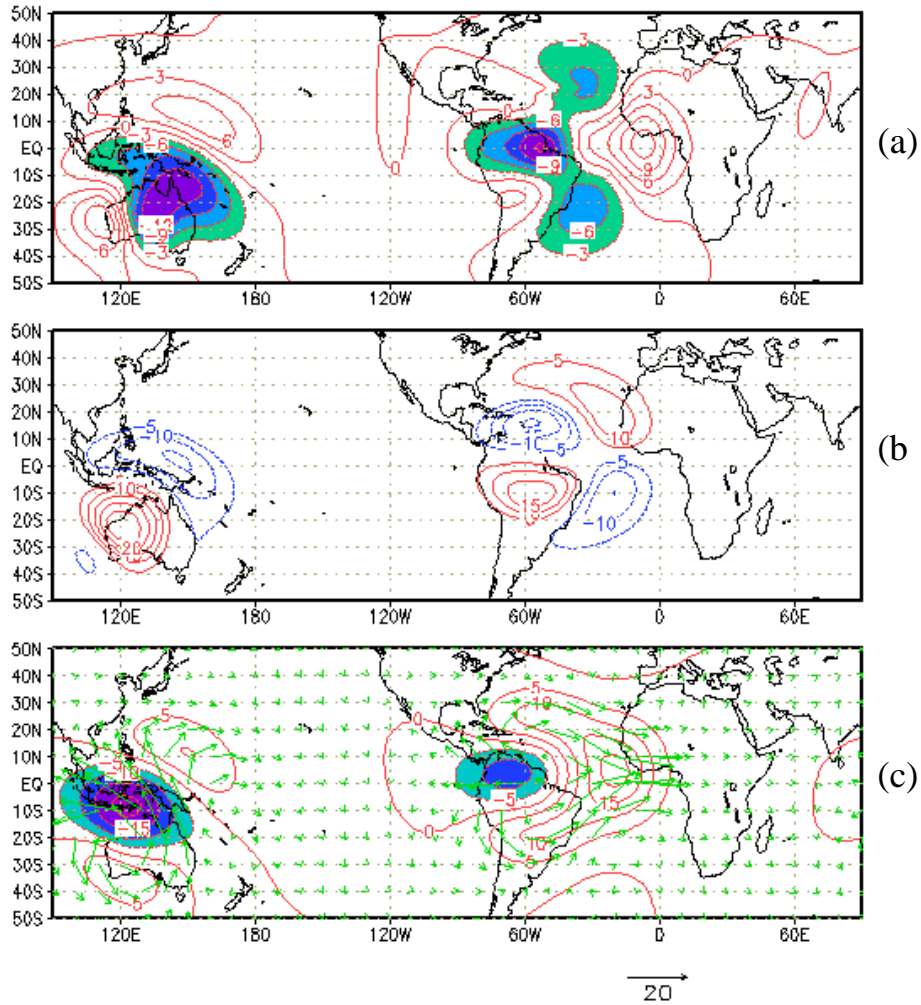


Fig. 5.18 - Resultado da simulação com modelo Eta, com duas fontes de calor artificiais, uma localizada em torno do Equador-50°W, e a outra localizada em torno de 130°E-25°S (exp. 9), após 30 horas de integração. a) Velocidade vertical em 500 hPa ($\times 10^4$ mb/s, contornos a cada 3×10^{-4} mb/s, e a área colorida indica movimento ascendente), b) vorticidade relativa ($\times 10^{-6}$ s $^{-1}$, a cada 5×10^{-6} s $^{-1}$) em 200 hPa, e c) campo de vento e a componente zonal do vento (m/s, contornos a cada 5 m/s) em 200 hPa.

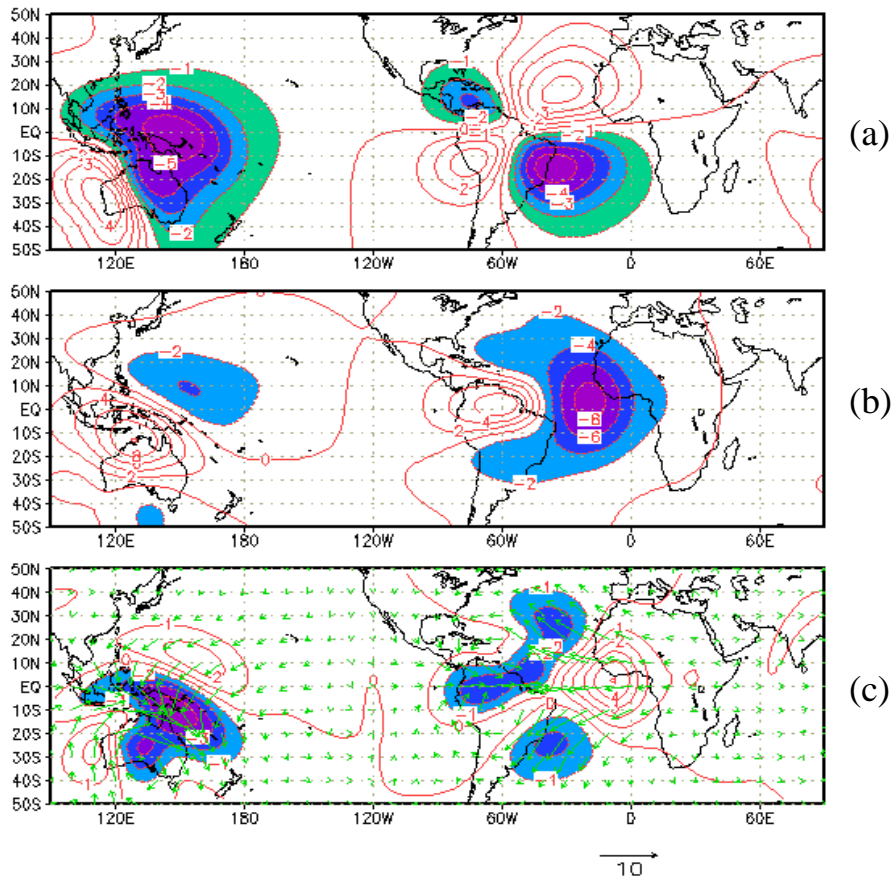


Fig. 5.19 - Resultado da simulação do exp. 9 com o modelo Eta após 30 horas de integração, o mesmo experimento da Figura 5.18, mas para 850 hPa. a) Componente meridional do vento (m/s, contornos a cada 1 m/s), b) componente zonal do vento (m/s, contornos a cada 2 m/s) e c) campo de vento e divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, contornos a cada $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$). As áreas com valores negativos são coloridas.

Na Figura 18a tem-se o campo da velocidade vertical em 500 hPa. Para a forçante térmica localizada em torno do Equador e 50°W , pode-se observar a formação de duas zonas com movimento vertical ascendente, uma com direção NW-SE sobre o HS, e a outra, SW-NE sobre o HN. Estas faixas de movimento ascendente têm orientação semelhante às ZCST. Entretanto, a fonte localizada na latitude de 25°S gera uma zona de movimento vertical, com direção NW-SE, não muito bem definida quanto à fonte localizada no Equador.

Na Figura 5.18b é mostrado o campo de vorticidade relativa, onde pode-se observar o modo rotacional anti-simétrico em torno do Equador e 50°W , que é uma típica estrutura horizontal de uma onda de Rossby. Esta estrutura não é observada para a outra fonte. A vorticidade relativa observada sobre a fonte localizada a 25°S é muito mais intensa que sobre o Equador, devido a que a maior parte da energia nesta área ser projetada nos modos rotacionais. No campo de vento (Figura 18c), pode-se ver que os maiores valores da componente zonal do vento é para a fonte localizada no Equador. Por isso, observa-se grandes valores de vento zonal em torno do Equador quanto comparado à fonte a 25°S .

Nas Figuras 5.18a e b mostram-se as componentes meridional e zonal do vento, respectivamente, em 850 hPa, e na Figura 5.18c o campo de vento e divergência em 850 hPa. Aqui se focalizará somente sobre a fonte sobre o Equador. O campo de convergência (Figura 5.18c) é similar ao campo de movimento vertical observado na Figura 5.17a. A pequena diferença entre a faixa de convergência no HS comparado à do HN deve-se à interação com a forçante da Austrália.

A Figura 5.18c sugere que a convergência gerada em cada Hemisfério está associada com a divergência gerada em torno do Equador. Inclusive existe a sugestão de que a orientação SW-NE no HS e NW-SE no HN parece estar associada à divergência que corresponde, principalmente aos modos divergentes como as ondas de Kelvin. Embora possa parecer que as ondas de Kelvin sejam responsáveis pela formação das zonas de convergência, no entanto, a componente meridional entre $60^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$, negativa no HS e positiva no HN, é responsável pelos ventos de NE sobre o HS, e de SE no HN. O que sugere que as ondas de Rossby e mistas Rossby-gravidade também devem ser importantes para a formação das faixas de convergência na baixa troposfera, porém a presença das ondas de Kelvin baroclínicas parecem ser a chave para a gênese da zona de convergência. Entretanto, fonte de energia para a manutenção da ZCST devem ser as ondas transientes.

5.9 - RESULTADOS MAIS IMPORTANTES

Nesta parte faz-se um resumo dos resultados mais importantes relacionados com a formação e intensificação da ZCAS, e sua relação com a convecção tropical sobre a AS, os Andes, ZCIT e com a convecção da África. Também trata-se de associar com os resultados da parte observacional apresentadas no Capítulo 4.

A formação da ZCAS não depende dos Andes, da ZCPS, da ZCIT, e da convecção na África. Entretanto, na ausência de convecção tropical sobre a América do Sul, esta zona de convergência não se forma. Isto sugere que a presença dos distúrbios transientes de latitudes médias sobre a AS, não é suficiente para a manutenção da ZCAS, ou em outras palavras, para a manutenção da ZCAS é necessária a convecção sobre a Amazônia. Isto pode explicar o porquê da ZCAS não se formar durante o inverno. Assim, considerando os resultados deste trabalho, pode-se sugerir que o fator principal para a formação e manutenção da ZCAS deve ser a interação entre a

convecção tropical sobre a AS e as ondas transientes de números de onda zonal 5 e 6, com períodos de 8-10 dias, e modulados pelas oscilações de 20-30 e 30-60 dias.

Como efeitos de segunda ordem, a localização e intensificação (ou enfraquecimento) da ZCAS dependem de vários fatores, dentre eles os Andes, a ZCIT e a convecção da África. O efeito de cada um destes fatores é resumido a seguir.

a.1) - Efeito dos Andes: Os Andes são responsáveis pela localização da máxima precipitação observada durante o verão, em torno de 50° - 60° W e 7° - 15° S. Esta localização é consequência do efeito “barreira” dos Andes no seu lado leste, na baixa troposfera sobre o escoamento de leste e nordeste, o qual é desviado para a região central da América do Sul, criando uma zona de convergência na região onde é observada a máxima precipitação, provavelmente devido à forma côncava dos Andes, entre as latitudes 5° e 20° S. Entretanto, na média e alta troposfera, a influência dos Andes é muito pequena.

Na ausência dos Andes, o núcleo de máxima precipitação forma-se em torno de 0° - 5° S e 60° - 50° W. Portanto, os Andes influenciam indiretamente no posicionamento e na intensificação da ZCAS, através da localização e intensificação da máxima precipitação sobre a parte central da América do Sul. Na ausência dos Andes a ZCAS entre 20° e 30° S, localiza-se ligeiramente a sudeste de sua posição climatológica.

a.2) - Efeito da ZCIT: A convecção na ZCIT do Atlântico é um dos fatores importantes para a existência de subsidência na média e alta troposfera sobre o Nordeste durante o verão do HS. Esta subsidência é consequência da existência de uma circulação do tipo Hadley, com movimento ascendente na região da ZCIT e descendente sobre o

Nordeste. A ausência ou enfraquecimento desta convecção, favorece a ocorrência da precipitação na região sul do Nordeste, diminui a precipitação sobre a região da Amazônia e desloca a ZCAS, ligeiramente para o Nordeste.

a.3) - *Efeito da convecção da África*: Os resultados com relação ao efeito da convecção da África na ZCAS sugerem que, quando a convecção na África está ausente ou fraca, intensificam-se os ventos de leste na região norte do Anticiclone do Atlântico, e com isso intensifica-se a convergência próxima à região sul da Bahia. Assim, intensifica-se a ZCAS na faixa subtropical (20°-30°S).

CAPÍTULO 6

RESULTADOS

PARTE III: SIMULAÇÕES

SIMULAÇÃO DO VÓRTICE CICLÔNICO ATRAVÉS DOS MODELOS GLOBAL E REGIONAL

Neste capítulo, são apresentados os resultados de simulações da formação de um VC quase-estacionário próximo ao Nordeste, usando os modelos global e regional. Na primeira parte, trata-se sobre a simulação do VC quase-estacionário usando o Modelo Global. Na segunda parte, trata-se sobre a influência da ZCIT e da convecção da África na formação do VC. Na terceira parte, mostra-se a gênese do VC sobre o Atlântico Sul através da simulação com o modelo Eta. Na quarta parte, apresenta-se a simulação do VC quase-estacionário próximo ao Nordeste e discute-se sobre a influência da liberação de calor latente da ZCAS na formação da AB. E na última parte faz-se um resumo dos resultados mais importantes deste capítulo.

6.1 - SIMULAÇÃO DA FORMAÇÃO DE UM VC QUASE-ESTACIONÁRIO COM MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL

Os VC são geralmente sistemas transientes que se formam sobre o Atlântico tropical, próximo ao Nordeste (Virji, 1981; Kousky e Gan, 1981) e deslocam-se para oeste. A formação dos vórtices transientes está associada à presença de um cavado sobre a área da ZCAS (Figuerola et al., 1997), como consequência da entrada de sistemas frontais sobre o Brasil, em direção ao Nordeste. A entrada de sistemas frontais amplificaria a crista na alta troposfera, devido à advecção de ar quente nos baixos níveis (Kousky e

Gan, 1981). Na seção 6.3 será mostrado que a gênese do VC está associada à precipitação sobre o sul do Nordeste.

A formação dos VC quase-estacionários próximo ao Nordeste, ainda é objeto de estudo. Tais vórtices podem durar mais que três dias e portanto, afetar mais o regime de precipitação sobre o Nordeste do que aqueles do tipo transiente, como aconteceu em janeiro de 1996 (Climanálise, 1996). Mas estes vórtices por quê ficam estacionários? Com o propósito de estudar este problema, são utilizados os mesmos resultados da simulação da ZCAS apresentados no Capítulo 5, pois de 1-19 de janeiro de 1996 os VC quase-estacionários formaram-se em dois períodos, como será mostrado a seguir.

Na Figura 6.1, é mostrado o campo de anomalias de vorticidade relativa média entre as latitudes 0° - 20° S na análise dos dias 6 a 19 de janeiro de 1996 (a), simulado pelo modelo M1 (b) e pelo modelo M3 (c). Na Figura 6.1a pode-se observar a formação de um VC quase-estacionário entre 9-13 de janeiro de 1996 nas longitudes 25° - 35° W, isto é, próximo à costa do Nordeste, e outro VC quase-estacionário sobre o Nordeste entre 35° - 45° W entre os dias 14-17 de janeiro. O modelo 2 não reproduz este sistema ciclônico quase-estacionário em nenhum dos períodos observados na Figura 6.1a, ao passo que o modelo M3 reproduz razoavelmente bem este VC nos períodos em que este sistema ficou quase-estacionário.

O modelo M3 apresenta duas falhas comparado à análise: a) o início da intensificação do VC no primeiro período acontece com quase um dia de atraso, e b) o VC simulado no segundo período é mais fraco. Em que pesem estas deficiências, este modelo torna-se uma ferramenta útil para estudar o caráter quase-estacionário dos VC.

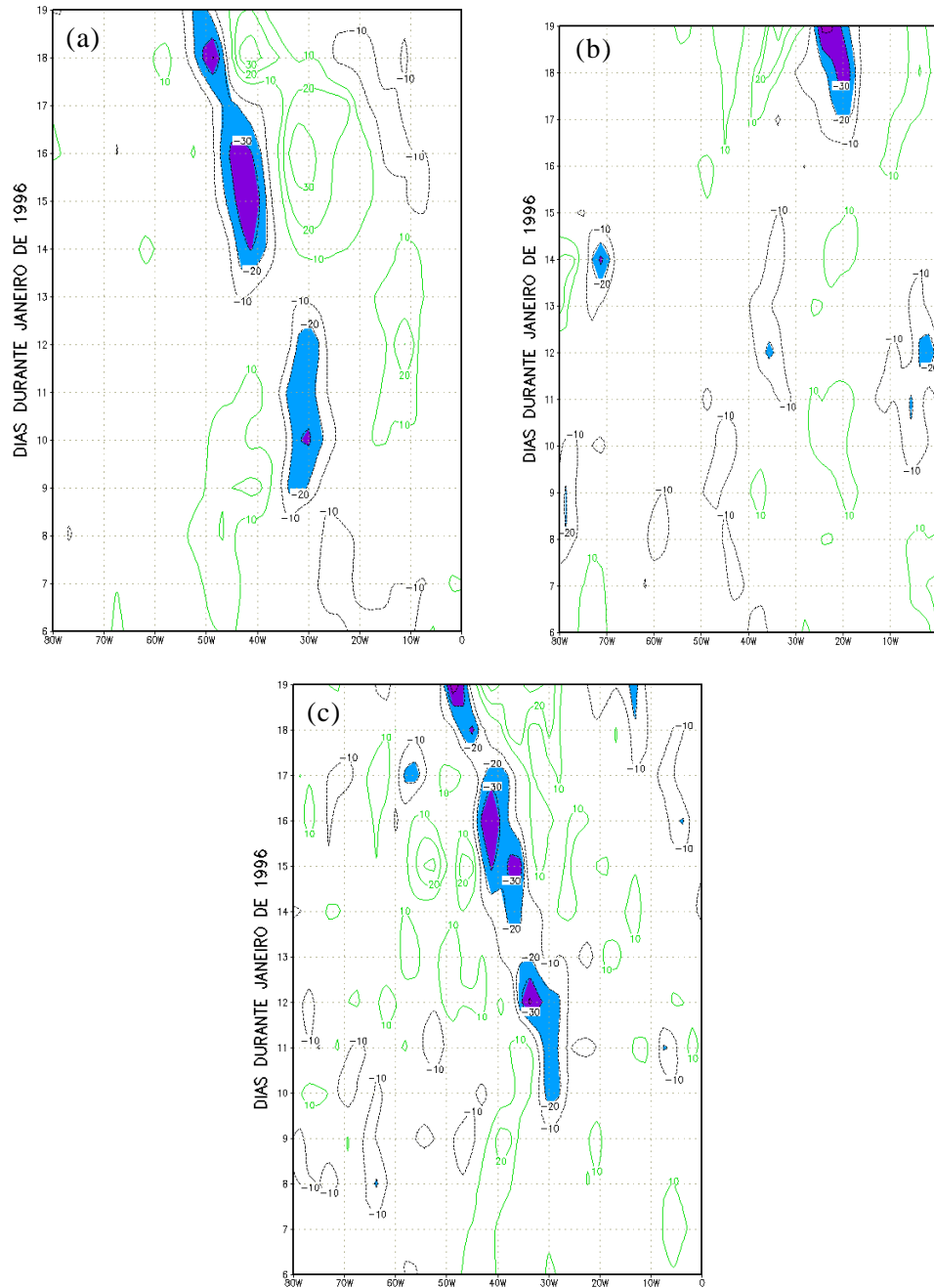


Fig. 6.1 - Seção tempo-longitude da média de anomalias de vorticidade relativa entre 0° - 20° S, para o período de simulação de 6-19 de janeiro de 1996, a) análise, b) simulado pelo modelo M1, e c) pelo modelo M3. Contornos a intervalos de $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ e as áreas com valores menores que $-20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ são coloridas e consideradas vórtices ciclônicos intensos.

Daqui para frente, nos restringiremos ao primeiro período que foi bem simulado pelo modelo M3, isto é, de 10-13 de janeiro. Na Figura 6.2 é apresentada a circulação em 200 hPa para a análise (a), simulado pelo modelo M1 (b) e pelo modelo M3 (c). Comparando-se as três figuras, fica claro que o modelo M3 reproduz razoavelmente bem o VC quase-estacionário, assim como também a AB. Estas circulações são coerentes com a Figura 6.1c, ao passo que a pequena anomalia apresentada pelo modelo M1 na Figura 6.1b em torno de 30°W entre os dias 11-15 de janeiro relaciona-se ao fraco cavado nas vizinhanças do Nordeste (Figura 6.2b). Uma falha do modelo M3 é observada sobre o Pacífico e oeste do Peru, ao não reproduzir a circulação anticiclônica em torno de 100°W e 5°S.

Comparando as Figura 6.2 b e c pode-se notar que, em ambos os casos existe um jato subtropical com máxima intensidade em torno de 50°-60°W e 30°-40°S, sendo um pouco mais intenso (observando a área que está dentro do contorno de 40 m/s) com a presença da AB (Figura 6.2c). Embora que o jato subtropical em torno de 30°-40°S fica ligeiramente mais intenso com a presença da AB, mas sua existência é independente da AB, VC, e ZCAS.

Voltando ao caso do VC quase-estacionário, o fato que o modelo M1 não reproduz a AB e com base nos resultados da parte observacional, onde foi encontrada uma significativa correlação entre a formação do VC e a velocidade vertical próximo à área da ZCAS, sugere-se a hipótese que a liberação de calor latente sobre a área da ZCAS deve ser um fator importante na manutenção do VC quase-estacionário. Uma forma de avaliar esta hipótese é através da diferença de precipitação.

Na Figura 6.3 é mostrada a precipitação correspondente ao modelo M3 (a), modelo M1(b) e a diferença entre os modelos M3 e M1 (c). Na Figura 6.3a nota-se a ZCAS muito bem definida com bastante precipitação sobre a Amazônia e o Brasil Central. Na Figura 6.3b pode-se notar que não

existe a ZCAS, porém nota-se forte precipitação ao norte da Argentina, coerente com os resultados observacionais de Nogués-Paegle e Mo (1997). Eles encontraram que durante o período de enfraquecimento ou ausência da ZCAS, intensifica-se a precipitação ao norte da Argentina.

A diferença de precipitação entre os modelos M3 e M1 (Figura 6.3c) mostra claramente, um déficit de precipitação em toda a área da ZCAS e da Amazônia. Este resultado sugere que o VC quase-estacionário formou-se associado à liberação de calor latente na Amazônia e na área da ZCAS.

Muitos autores, tais como Silva Dias et al. (1983), Kleeman (1989), Gandu e Geisler (1992) e Figueroa et al. (1995), através de modelos puramente dinâmicos, mostraram que a convecção na Amazônia reproduz um cavado nas vizinhanças do Nordeste, mas não reproduz o VC. Figueroa et al. (1995) sugeriu que outras fontes de calor sejam provavelmente importantes na formação do VC. Figueroa e Nobre (1996), através da simulação com o modelo global, mostraram que, a formação do VC quase-estacionário sobre o Nordeste durante a primeira semana de janeiro de 1996, foi devido à liberação de calor latente na ZCAS.

Os resultados mostrados na Figura 6.3, sugerem que, para a formação do VC quase-estacionário próximo do Nordeste deve ser fundamental a liberação de calor latente na ZCAS, como sugerido por Figueroa e Nobre (1996). Isto explicaria o porquê do deslocamento do VC quase-estacionário para o continente entre 14-17 de janeiro, quando a ZCAS deslocou-se ligeiramente para sudeste. A simulação da formação do VC com um modelo seco confirma esta hipótese, e será mostrada posteriormente.

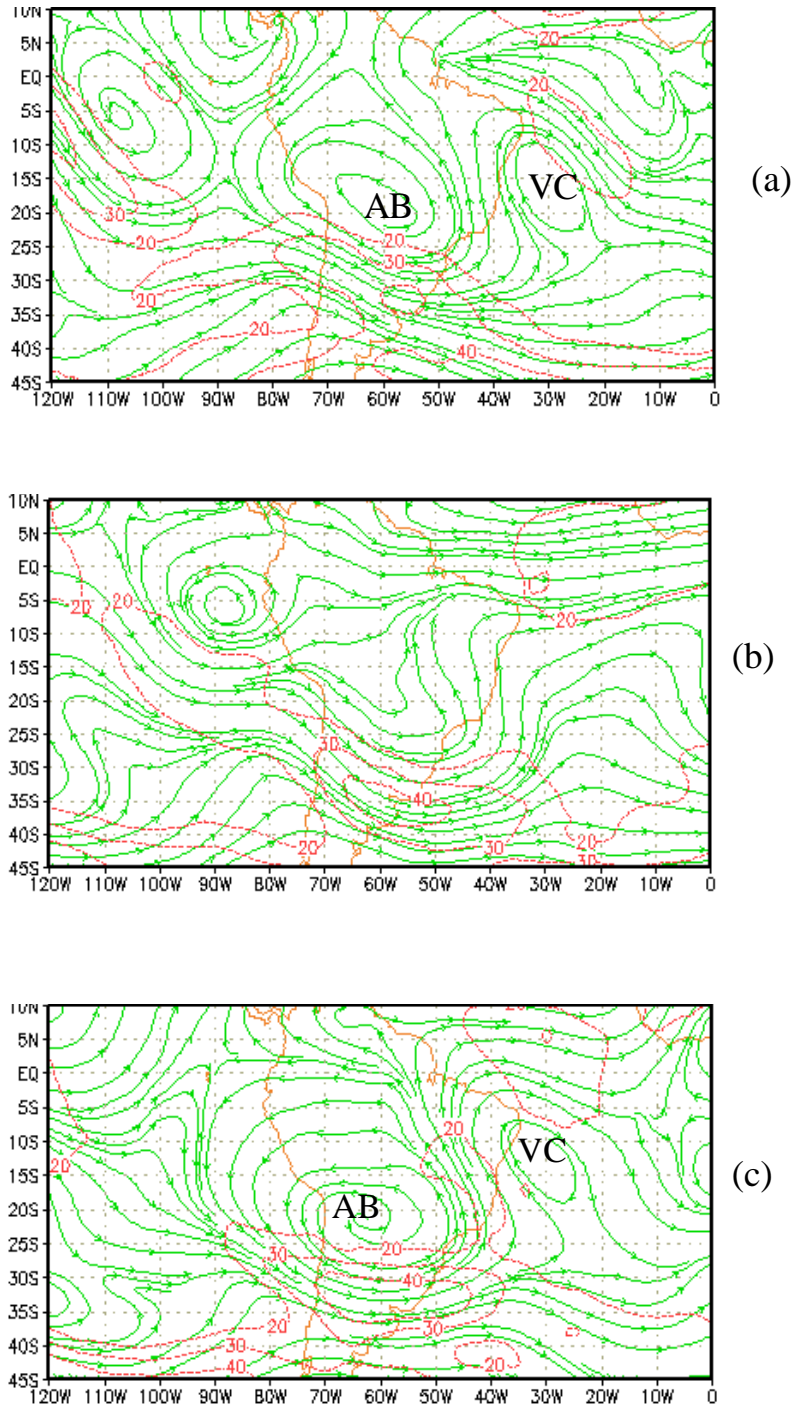


Fig. 6.2 - Linhas de corrente e isotacas (m/s) em 200 hPa para a) análise do período de 10-13 de janeiro de 1996 às 12 UTC, e os resultados das simulações com os modelos b) M1, e c) M3. Contornos das isotacas a cada 10 m/s.

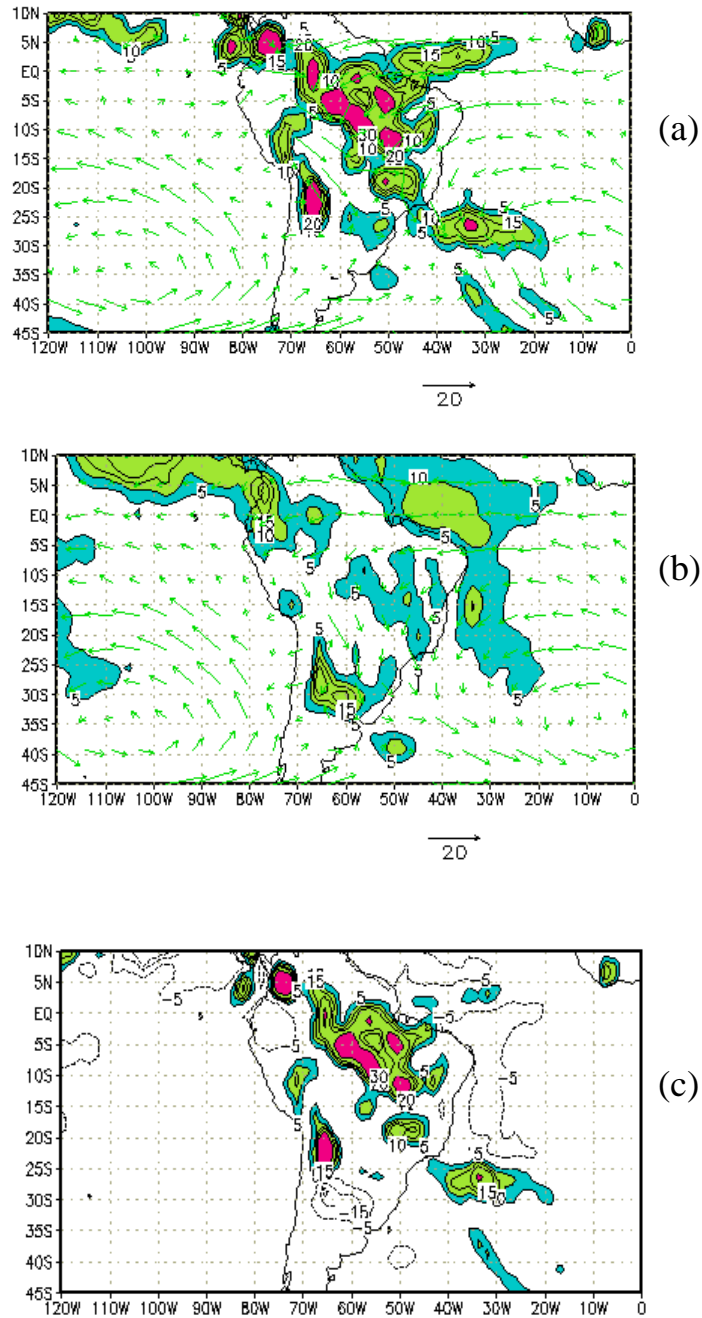


Fig. 6.3 - Precipitação e campo de vento em 850 hPa simulados pelos modelos M1 e M3 para o período de 10-13 de janeiro de 1996 às 12 UTC a) M3 e b) M1, e c) a diferença de precipitação entre os modelos M3 e M1. Contornos a cada 5 mm/dia, e as áreas com maiores que 5 mm/dia são coloridas.

6.2 - A INFLUÊNCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DA CONVECÇÃO DA ÁFRICA SOBRE A FORMAÇÃO DO VC QUASE-ESTACIONÁRIO (VCQ)

No Capítulo 5, foi mostrado que a ZCIT tem influência na ocorrência de precipitação sobre a parte sul do Nordeste (por exemplo, no Estado da Bahia). Segundo o boletim Climanálise (1996), durante o mês de janeiro de 1996 foram observadas anomalias negativas de precipitação acima de 100 mm sobre o Estado da Bahia, associadas com o VC quase-estacionários (VCQ) nesta região.

Os resultados do Capítulo 5, referentes à influência da ZCIT sobre o regime de precipitação no Nordeste, sugerem que a ZCIT deve ter sua influência na origem da anomalia negativa de precipitação no Estado da Bahia. Isto implica que a ZCIT também deve influenciar na manutenção do VC quase-estacionário sobre ou próximo do Nordeste. Para verificar esta sugestão, é analisado o VCQ próximo do Nordeste, no experimento 6, onde foi desligada a liberação de calor latente na ZCIT.

Na Figura 6.4 é mostrada a semelhança da Figura 6.1, a variação longitude-tempo da anomalia de vorticidade média entre 0° - 20° W. Nesta figura pode-se notar claramente que não se formou o intenso VCQ, durante 10-13 de janeiro de 1996. Porém, na circulação e vorticidade observada para este período (figura não mostrada), o VC quase-estacionário formou-se muito fraco ao leste do Nordeste sobre o Atlântico. Por isso, na média entre 0° - 20° W, este VC não aparece na Figura 6.4. O fato que o VCQ durante 10-13 de janeiro de 1996, formou-se muito fraco e em outra localização quando foi desligada a liberação de calor latente na ZCIT, sugere que a ZCIT afeta o VCQ em sua intensidade e localização.

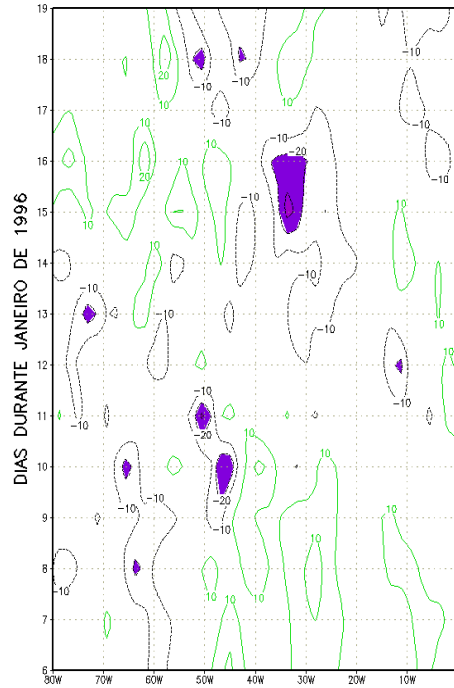


Fig. 6.4 - Idem à Figura 6.1, mas para o experimento com o modelo M3 sem calor latente na ZCIT do Atlântico.

Por outro lado, a Figura 6.4 mostra um período onde o VC quase- estacionário formou-se entre os dias 14-16 de janeiro de 1996. Isto sugere que o VCQ forma-se independente da ZCIT, porém em outra localização e menos intenso. Na Figura 6.5a é mostrada a circulação para os dias 14-16 de janeiro de 1996, onde pode-se notar a formação do VCQ em torno de $30^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{S}$ sobre o Atlântico, coerente com a Figura 6.4. A formação deste VCQ está associada à precipitação em torno de $40^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{S}$ (Figura 6.5b). Estes resultados mostram: a) que a origem e a manutenção do VCQ é principalmente a liberação de calor latente, b) que a ZCIT intensifica e desloca o VCQ ligeiramente para o sul, e c) que, quando a ZCIT esta ativa (fraca) é favorável (desfavorável) para a formação do VCQ sobre o Nordeste e desfavorável (favorável) para a ocorrência de precipitação na região sul do Nordeste.

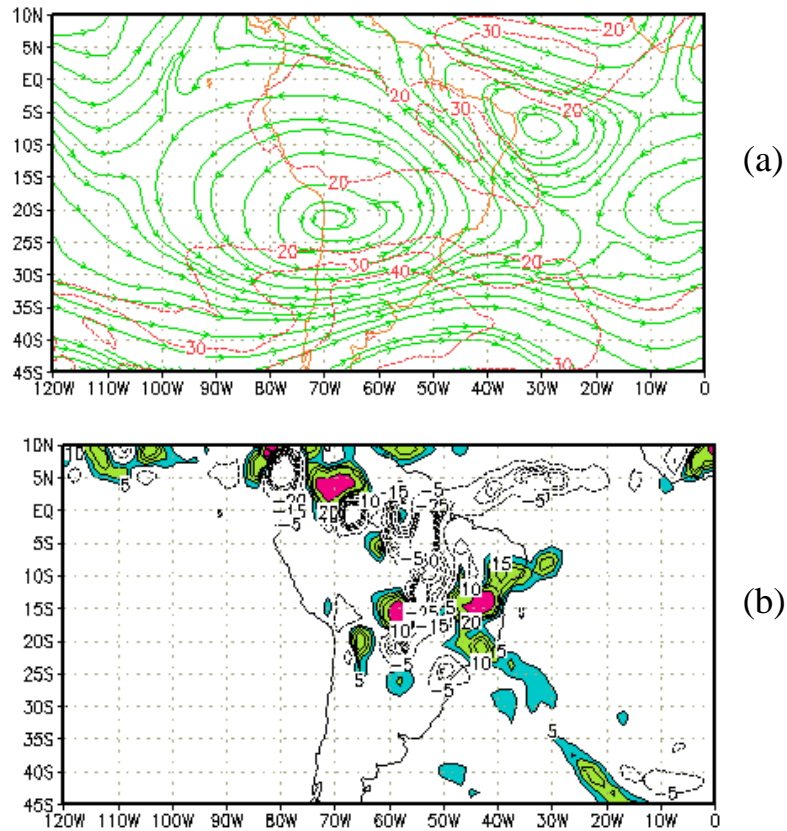


Fig. 6.5 - Resultado da simulação com o modelo M3, porém sem liberação de calor latente sobre a ZCIT do Atlântico para o período de 14-16 de janeiro. a) Circulação como na Figura 6.2 e b) diferença de precipitação entre este experimento e o de modelo controle (M3). Contornos a cada 5 mm/dia e as áreas com valores maiores que 5 mm/dia são coloridas.

Outro fator que tem influência na formação do VC é a convecção na África como sugerido por Gandu (1993). Como foi observado no capítulo anterior, a alta da África não se forma quando é desligada a liberação de calor latente nesta área. A Figura 6.6 mostra a circulação em 200 hPa para o período 10-13 de janeiro de 1996, para o experimento sem calor latente sobre a África. Nesta figura pode-se observar que não se forma o VC quase-estacionário como na Figura 6.2c, formando-se apenas um cavado bastante profundo, porém deslocado para leste. Este resultado sugere que a convecção da África pode ser outro fator na localização e intensificação do VC.

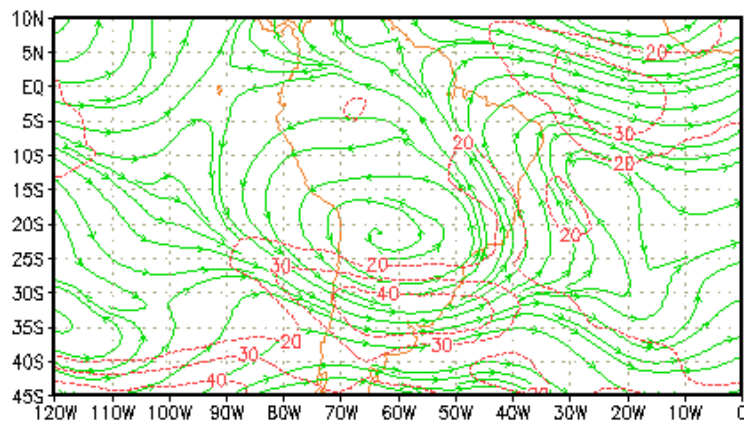


Fig. 6.6 - Como na Figura 6.5a para o período de 10-13 de janeiro de 1996, porém para o experimento sem calor latente sobre a África.

6.3 -SIMULAÇÃO DO VÓRTICE CICLÔNICO TRANSIENTE (VCT) SOBRE ATLÂNTICO SUL COM O MODELO ETA

Como visto no Capítulo 2, durante o verão formam-se com frequência VC transientes (VCT) sobre o Atlântico Sul Tropical em torno de 15°S - 20°W , com pico durante o mês de janeiro (Virji, 1981; Kousky e Gan, 1982). Os mecanismos de formação destes vórtices, como discutido no Capítulo 2 ainda não estão muito claros, mas o estudo observacional usando EOF combinado estendido (EEOFC), discutido no Capítulo 4, mostra claramente que existe uma correlação entre a velocidade vertical em torno da Bahia e Norte de Minas Gerais (17.5°S - 40°W) e a formação de VC sobre o Atlântico tropical em torno de 10°S - 20°W (Figura 4.9), coerente com o resultado de Grimm (1992), quem também encontrou através do estudo de funções de influência a existência de correlação entre estas duas áreas. Carvalho(1989) através de correlações de vorticidade entre a região da AB e o VC também encontrou maiores correlações quando a AB localiza-se mais ao suldeste de sua posição climatológica.

Os resultados citados anteriormente, sugere que a liberação de calor latente na região Sul do Nordeste, pode ser a chave para a gênese do VCT sobre o Atlântico. Esta fonte de calor deve criar vorticidade anticiclônica na alta troposfera, que por sua vez, deve intensificar a crista nesta região, e o cavado próximo ao Nordeste sobre o Atlântico deve aprofundar-se, e formar o VC transiente.

Com o propósito de testar esta hipótese foi preparado o experimento 10 (exp. 10), como descrito no Capítulo 2. O modelo Eta foi integrado por 30 horas com as forçantes térmicas da Amazônia, África e Bahia. Os resultados são apresentados na Figura 6.7.

Na Figura 6.7a pode-se observar que o modelo foi capaz de produzir a formação do VCT na posição climatológica onde formam-se estes vórtices, isto é, aproximadamente entre 10° - 20° S e 20° - 30° W (Kousky e Gan, 1981). Pode-se notar que em 300 hPa (Figura 6.7b) o centro do VC fica ligeiramente para oeste, comparado à sua posição em 200 hPa (Figura 6.7a), o que sugere que o VCT tem uma inclinação com a altura para leste que é coerente com as observações (por exemplo, Kousky e Gan, 1981).

O resultado anterior sugere o porquê nas simulações da formação da AB e VC feitas por outros autores, não conseguiu-se reproduzir a formação do VCT. Foi devido à falta de considerar a convecção ao sul do Nordeste. Estas figuras também mostram a influência da precipitação ao sul do Nordeste na formação da AB, o que faz que esta alta tenha uma ligeira orientação NW-SE.

Quando um sistema frontal atinge o sul do Nordeste, forma-se um cavado nos altos níveis sobre a área da ZCAS, e uma crista sobre Nordeste, aproximadamente como na Figura 4.9b. Kousky e Gan (1981) sugerem que a formação dos VC estariam associadas com a amplificação da crista na alta troposfera sobre o Nordeste, devido à advecção de ar quente nos baixos níveis quando uma frente fria move-se para a região do Nordeste.

Os resultados deste experimento sugere que provavelmente a advecção de temperatura de ar quente nos baixos níveis para intensificar a crista nos altos níveis seja um fator secundário, sendo o principal a liberação de calor latente na intensificação da crista, e conseqüentemente na gênese do VC.

A fim de testar a influência da convecção sobre a África na formação do VC no Atlântico, foi desligada a forçante térmica da África, esta corresponde ao experimento 11 (exp. 11). Os resultados são mostrados na Figura 6.8. Nesta figura pode-se observar que o VC também forma-se, embora ocupe maior área que na Figura 6.8. Comparando as Figura 6.7b e Figura 6.8b, existe a sugestão que a convecção da África pode contribuir na gênese do VC. Esta contribuição possivelmente é pequena mas, importante.

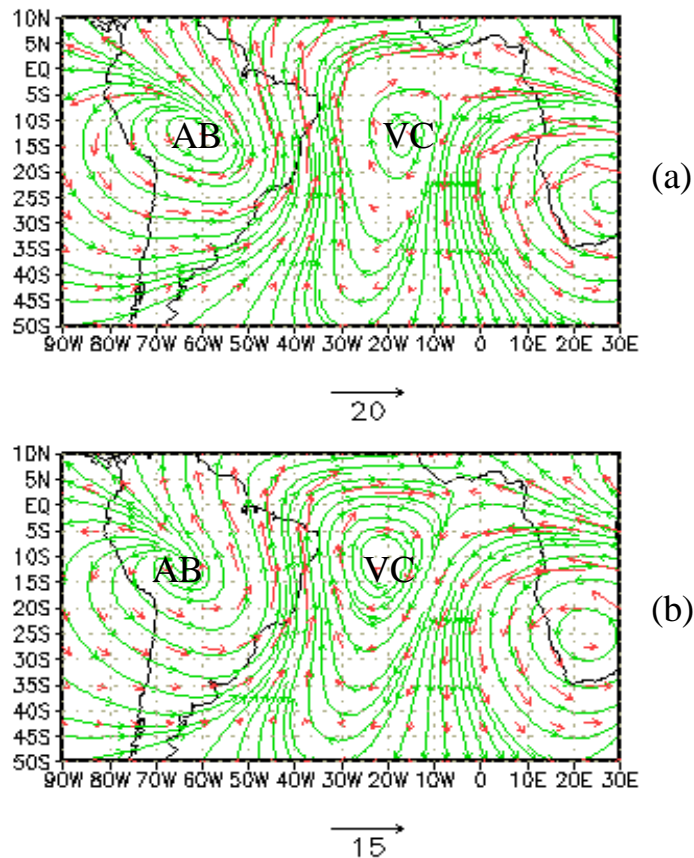


Fig. 6.7 - Linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelho) para o experimento 3 (exp. 3) com o modelo Eta, após 30 horas de integração (que equivale às 12 horas local do segundo dia de integração) para a) 200 hPa e b) 300 hPa. Este experimento tem as forçantes térmicas da Amazônia, África e Bahia.

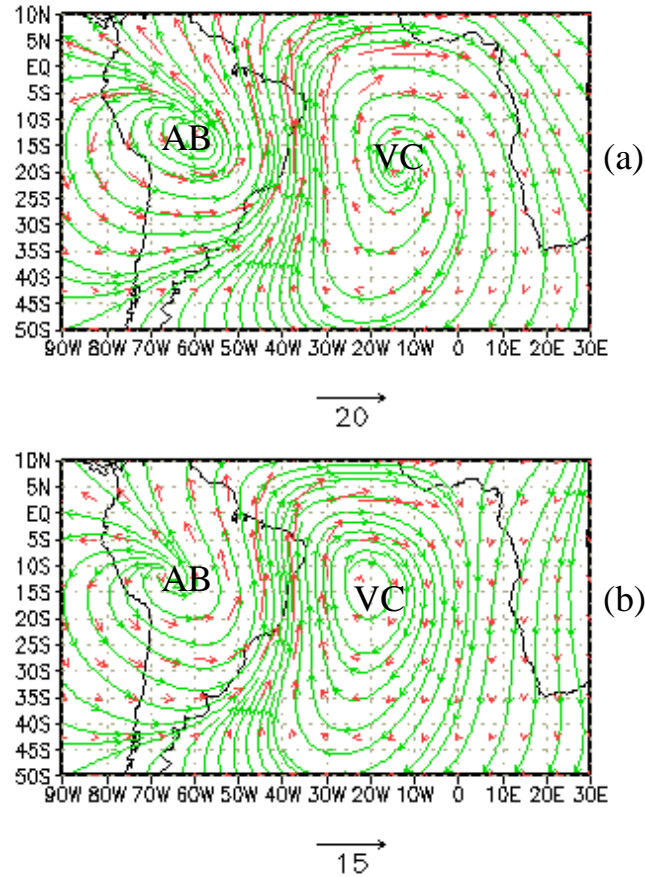


Fig. 6.8 - Idem à Figura 6.7, porém sem a forçante térmica da África a) 200 hPa e b) 300 hPa.

A manutenção destes VCT durante seu deslocamento para oeste não é discutida aqui, entretanto a dinâmica sugerida por Kousky e Gan (1981) parece ser até agora a mais aceitável, isto é, como consequência de ar frio descendente desde o núcleo do VCT, cria-se na sua circunvizinhança, zonas com movimento de ar quente ascendente. Esta circulação termicamente direta pode intensificar a convecção na direção de seu deslocamento, e a liberação do calor latente desta convecção ajudaria a manter o gradiente de temperatura e, portanto, intensificaria o VCT. O que poderia ser acrescentado a esta sugestão de Kousky e Gan (1981) é que o deslocamento para oeste também pode estar associado à dispersão para oeste das ondas de Rossby baroclínicas criadas pela convecção ao sul do Nordeste.

6.4 - SIMULAÇÃO DO VÓRTICE CICLÔNICO QUASE-ESTACIONÁRIO PRÓXIMO AO NORDESTE

Nos itens 6.1 e 6.2 foi discutida a origem do durante o período no qual a ZCAS esteve presente. Durante esse período não foi observado a presença de VC transientes, isto é, aqueles que formam-se no Atlântico e logo deslocam-se para oeste, como encontrado por Virji (1981), Kousky e Gan (1981), e estudado através de EEOF por Figueroa et al. (1997). Entretanto, foi observado a formação de um VCQ em dois períodos, um de 10 a 13, e outro de 14 a 16 de janeiro de 1996.

Na Figura 6.9 é mostrado o campo de vento e vorticidade observada para o período 10-13 de janeiro de 1996. Na Figura 6.9a observa-se claramente, a formação da AB com inclinação NW-SE, e esta inclinação é devido à união com a AZCAS. O centro desta alta encontra-se aproximadamente em torno de $60^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{S}$, ao passo que o centro máximo de vorticidade (Figura 6.9b) encontra-se em torno de $55^{\circ}\text{W}-25^{\circ}\text{S}$. A orientação da faixa de vorticidade com valores positivos (anticiclônica) sobre a América do Sul é devido à convecção na ZCAS.

Na Figura 6.9a nota-se a presença do VCQ em torno de $30^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{S}$ com inclinação NW-SE. O campo de vorticidade (Figura 6.9b) também mostra uma faixa de vorticidade ciclônica com inclinação NW-SE, e com a mesma inclinação que a faixa de vorticidade anticiclônica na ZCAS. O núcleo da vorticidade ciclônica associada ao VCQ, encontra-se em torno de $30^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{S}$. Como foi mostrado anteriormente, o MCGA (modelo M3) consegue reproduzir este VC quase-estacionário similar à observada, e concluiu-se que sua manutenção e formação deveu-se à precipitação na ZCAS. Também foi encontrado a influência da ZCIT e da convecção na África.

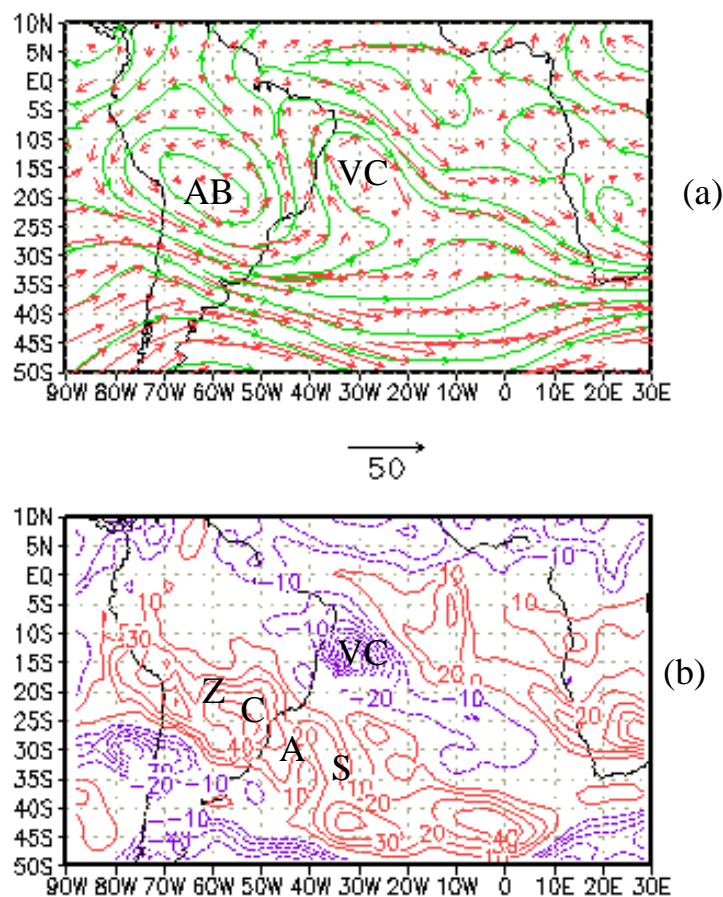


Fig. 6.9 - Análise do NCEP para o período de 10-13 de janeiro de 1996 em 200 hPa : a) linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelha) e b) a vorticidade relativa. Contornos da vorticidade relativa a cada $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Neste ítem pretende-se explorar se o modelo Eta é capaz de produzir o VCQ incluindo as forçantes da ZCAS, África e ZCIT. Este caso é o experimento 12, como descrito no Capítulo 3. Este experimento 12 é basicamente semelhante ao exp. 8, com a diferença que aqui, em vez de usar a forçante sobre a Bahia, é usada a forçante sobre a ZCAS e é incluída a ZCIT do Atlântico como indicado na Figura 2.2. Mais dois experimentos são realizados, o exp. 13 e o exp. 14. Estes experimentos são semelhantes ao exp. 12, porém no exp. 13 a forçante correspondente à ZCIT e no exp. 14 a forçante da África são excluídas.

Os experimentos antes mencionados foram integrados por 5 dias, e os resultados são mostrados para as 06 horas local do quarto dia nas Figuras 6.10 e 6.11. Na Figura 6.10 são mostradas as circulações em 200 hPa para os três experimentos (exp. 12, 13 e 14), e na Figura 6.11, os campos de vorticidade relativa em 200 hPa. Os resultados para o segundo, terceiro, quarto e quinto dias são semelhantes às Figuras 6.10 e 6.11, e bastante parecidos entre às 06 e 12 horas local. A seguir são discutidos os resultados.

Na Figura 6.10a pode-se observar que o modelo é capaz de reproduzir razoavelmente bem a formação do VC em torno de 20°W - 20°S , com ligeira inclinação NW-SE. O modelo também reproduz a formação de uma alta com orientação NW-SE, com centro em torno de 55°W - 20°S . Comparando esta figura com o campo observado (Figura 6.9a), pode-se notar algumas diferenças. O modelo produz a AB e VCQ ligeiramente a leste do que o observado na análise. Por outro lado o modelo não reproduz uma faixa de vorticidade positiva estendendo-se desde a ZCIT do Atlântico até a África como observada na análise. Porém, o resultado mais importante é a formação do VCQ, bastante parecido ao observado.

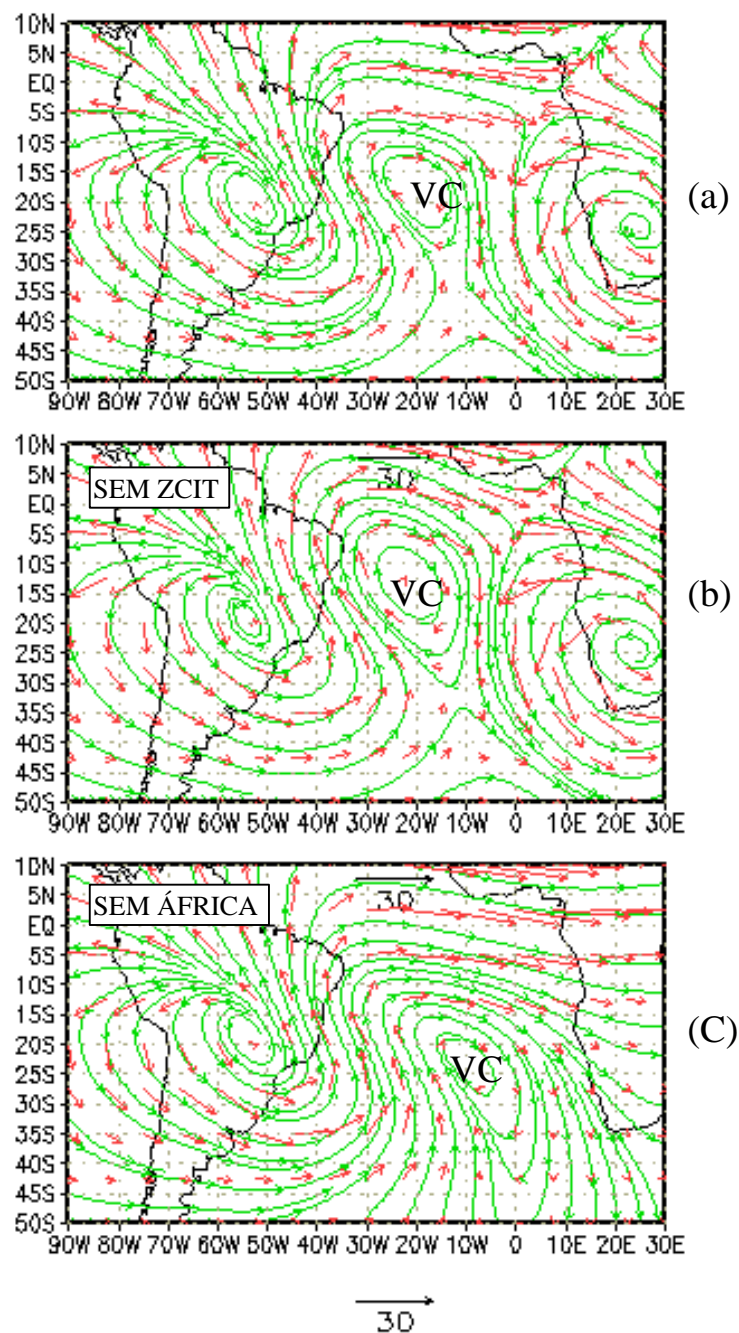


Fig. 6.10 - Linhas de corrente (verde) e campo de vento (vermelho) em 200 hPa para os experimentos com o modelo Eta após 48 horas de integração: a) exp. 12 (com forçantes térmicas da Amazônia, ZCAS, África e ZCIT), b) exp. 13 (igual ao exp. 12, mas sem forçante térmica da ZCIT), e c) exp. 14 (igual ao exp. 12, mas sem forçante térmica da África). “SEM ZCIT” e “SEM ÁFRICA” em (b) e (c) significam, sem forçante térmica na ZCIT do Atlântico e na África, respectivamente.

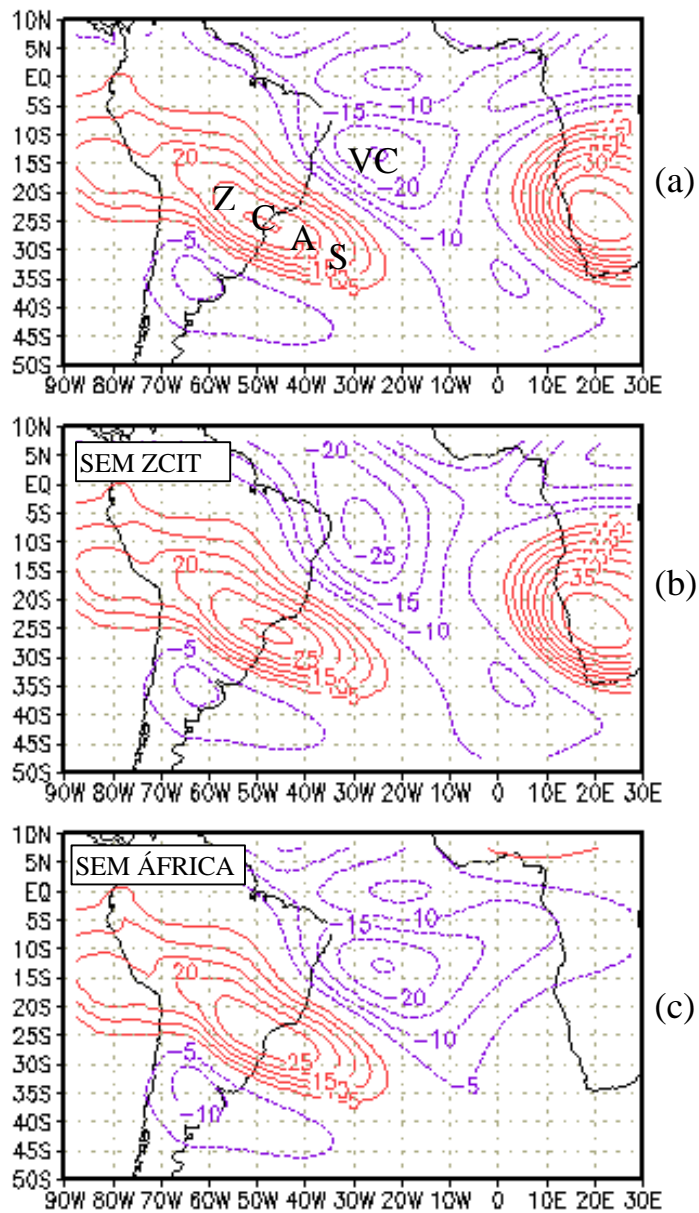


Fig. 6.11 - Campo de vorticidade relativa em 200 hPa corresponde à Figura 6.10: a) exp. 12 , b) exp. 13 e c) exp. 14. Contornos da vorticidade relativa a cada $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Na Figura 6.10b (experimento sem forçante térmica na ZCIT) pode-se observar que a formação do VCQ não depende da ZCIT. Porém, na ausência da ZCIT o VCQ forma-se ligeiramente mais para o norte, coerente com o resultado do MCGA (modelo M3). Uma possível explicação para o pequeno efeito da ZCIT sobre o VCQ neste experimento, pode ser devido ao fato de que a forçante é especificada independente dos efeitos da ZCIT na precipitação sobre a Amazônia e Nordeste .

Na atmosfera real, como foi mostrado com o MCGA, a ZCIT afeta a convecção da Amazônia e da ZCAS. Entretanto no modelo Eta, este efeito não é considerado. Isto ilustra as deficiências de um modelo simples. Portanto, os resultados deste experimento devem ser tomados com cautela.

A Figura 6.10c é semelhante ao caso na Figura 6.10a, mas sem a forçante da África. Nesta figura pode-se notar que o VCQ também forma-se sobre o Atlântico, porém mais para leste que quando é incluído a forçante da África, e menos definido como na Figura 6.10a. Este resultado sugere que a convecção da África pode ser importante na localização longitudinal do VCQ.

No campo de vorticidade, a Figura 6.11a, comparada à Figura. 6.9b mostra algumas semelhanças como a formação de um núcleo de vorticidade ciclônica próximo ao Nordeste (em torno de 30°W e 25°S) e uma faixa de vorticidade anticiclônica na ZCAS, com orientação NW-SE, e máximos valores em torno de 50°W - 25°S . Este resultado mostra que a faixa de vorticidade relativa observada na Figura 6.9b é devido à liberação de calor latente na Amazônia e na ZCAS. Sem a fonte térmica da Amazônia ou da ZCAS (figura não mostrada) não forma-se esta faixa de vorticidade com orientação NW-SE.

Na Figura 6.11b (sem ZCIT) pode-se notar um alongamento da faixa de vorticidade negativa (observada na Figura 6.11a) para o norte próximo da ZCIT. Este alongamento está associado com o ligeiro deslocamento do VCQ para o norte (Figura 6.10b). Portanto, pode-se concluir que a ZCIT tem uma influência importante para a localização latitudinal do VCQ.

A Figura 6.11c mostra o campo de vorticidade relativa para o experimento sem a forçante da África. Nesta figura pode-se observar que os máximos valores de vorticidade encontram-se em torno de $20^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{S}$, entretanto na Figura 6.10c o VCQ aparece em torno de $10^{\circ}\text{W}-25^{\circ}\text{S}$. Porém, não é muito claro a diferença.

A Figura 6.12 é semelhante à Figura 6.10, porém para o nível de 300 hPa. As diferenças entre as Figura 6.12 a, b e c são menores que em 200 hPa. Nesta figura pode-se notar a formação do VCQ ligeiramente a oeste, em relação a sua posição em 200 hPa (nos três experimentos), o que significa que estes VCQ têm uma ligeira inclinação para leste com a altura. Esta inclinação foi verificada nas análises para o período de 10-13 de janeiro de 1996 (figura não mostrada), e foi encontrado ser coerente com os resultados deste experimento.

Finalmente, comparando as Figura 6.12a e Figura 6.9a, podem-se observar muitas semelhanças na formação da AB e VCQ, o que sugere que tanto a ZCIT e a forçante da África contribuem na formação do VCQ, porém a forçante térmica mais importante para a formação e manutenção dos VCQ é a ZCAS. Os experimentos 12, 13 e 14 também mostram a formação da AB com inclinação de NW-SE coerente com as observações, o que indica que para a formação e manutenção da AB também é importante a liberação de calor latente na ZCAS, além da Amazônia.

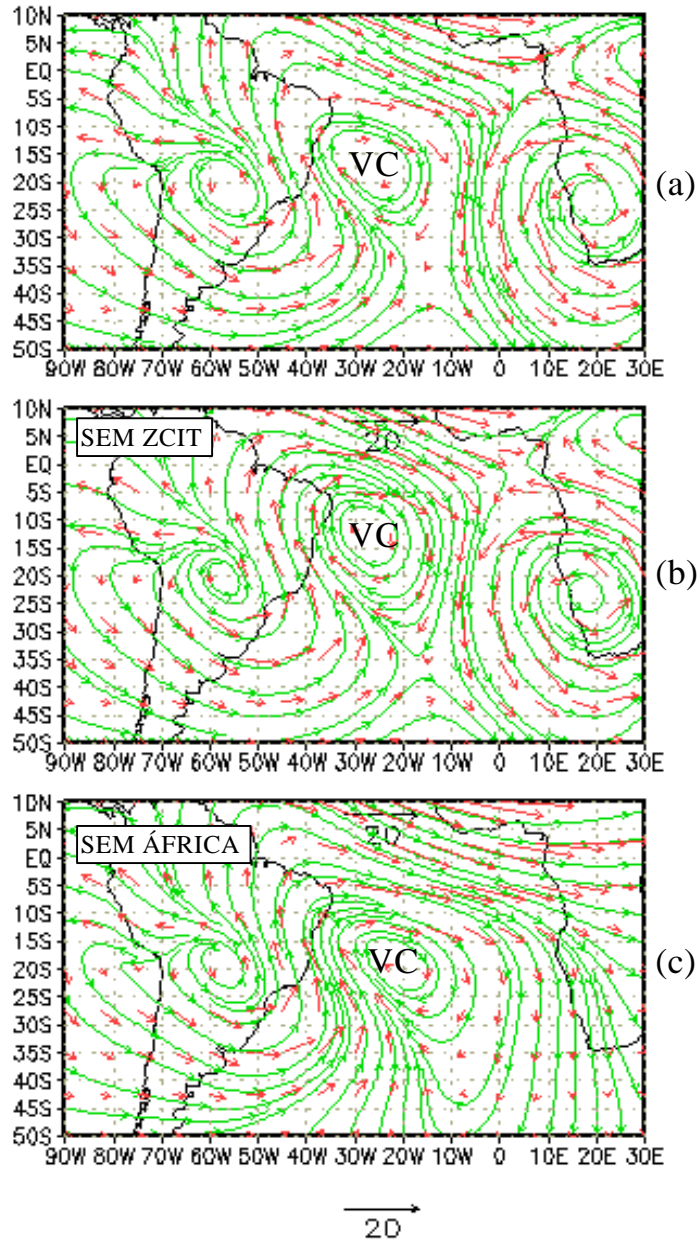


Fig. 6.12 - Idem à Figura 6.8 porém para 300 hPa, com forçantes da a) ZCAS, Amazônia ZCIT e África (exp. 12), b) ZCAS, Amazônia e África (exp. 13.) e c) ZCAS, Amazônia e ZCIT (exp. 14).

6.5 - RESULTADOS MAIS IMPORTANTES

Os resultados mais importantes deste capítulo são:

a) a formação do VCQ próximo ao Nordeste foi bem simulada através dos modelos global (MCGA) e regional Eta; a conclusão mais importante destas simulações é que a formação e manutenção do VC quase-estacionário próximo ao Nordeste deve-se à liberação de calor latente na ZCAS; porém, existem outros fatores que contribuem em sua formação, localização e intensificação, dentre eles a convecção da ZCIT e da África;

b) os resultados com o modelo global (MCGA) mostram que a convecção na ZCIT e na África intensificam o VCQ, porém, esta intensificação não foi significativa nas simulações com o modelo Eta. o que sugere, que um modelo puramente dinâmico tem limitações para estudar e representar as interações entre diferentes forçantes térmicas; isto é devido fundamentalmente à especificação das forçantes térmicas independentemente umas das outras;

c) os resultados com o modelo global (MCGA) e regional Eta, referente ao efeito da convecção na ZCIT sobre o VCQ, sugerem que a ZCIT contribui no posicionamento latitudinal do VCQ, quando a convecção na ZCIT está intensa, o VCQ se formará mais ao sul do que quando a ZCIT estiver inativa ou fraca;

d) a convecção da Amazônia é fundamental para a formação da AB, porém a liberação de calor latente na ZCAS, a qual gera a AZCAS, contribui também na formação e manutenção da AB; igualmente, a convecção ao sul do Nordeste contribui para a formação da AB, estas

fontes térmicas da ZCAS e da Bahia (fora da Amazônia) são responsáveis pela orientação NW-SE da AB;

e) em relação à formação dos VCT sobre o Atlântico simulados com o modelo Eta, conclui-se que a gênese dos vórtices ciclônicos transientes estudados por Kousky e Gan (1981) e Virji (1981) deve-se à liberação de calor em torno da Bahia, na região sul do Nordeste.

.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho foram feitos estudos observacionais e de modelagem relacionados à formação, manutenção e às interações dos sistemas de circulação dominantes durante o verão sobre a América do Sul: Alta da Bolívia (AB), os Vórtices Ciclônicos (VC), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

7.1 - CONCLUSÕES DOS RESULTADOS OBSERVACIONAIS

A parte observacional teve como objetivo determinar as ondas planetárias dominantes durante o verão sobre o Hemisfério Sul (HS), que podem ter influência sobre a ZCAS e nos VC, assim como determinar a teleconexão entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS. Para este propósito, foi feita uma análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) com os dados de vorticidade relativa. Esta vorticidade foi calculada a partir dos dados da reanálise provenientes do “National Centers for Environmental Prediction” (NCEP) para as componentes meridional e zonal do vento, para 17 verões (1979/80-1995/96) em 250 hPa.

Nesta parte observacional também foram feitas: a) uma análise de funções ortogonais empíricas estendidas (EEOF) com os dados de vorticidade relativa para o verão de 1987/88 com o propósito de estudar a onda quase-estacionária sobre a América do Sul (AS), e b) uma análise de funções ortogonais empíricas estendidas combinadas (EEOFC) com os dados das componentes meridional e zonal do vento em 200 hPa e velocidade vertical em 500 hPa para o verão 1986/87, este estudo teve como objetivo de estudar a formação do VC transiente sobre o Oceano Atlântico. Para este último caso,

foram usados dados procedentes do ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast).

Os resultados em escala planetária mostram: (i) ondas de número de onda zonal 4, 5, 6 e 7 sobre o HS durante o verão ao norte de 60°S, e (ii) teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS nas escalas de tempo 20-30 dias e 30-60 dias. A seguir são apresentadas as conclusões mais importantes da parte observacional:

Neste parte faz-se um resumo dos resultados mais importantes deste Capítulo, mas tratando de ligar um com outro. Dentre os resultados mais importantes são:

a) - Ondas transientes 5 e 6 e sua interacção com a ZCAS

Na escala de tempo de 7-16 dias as ondas transientes números 5 e 6 são as mais dominantes no HS. Estas ondas, propagam-se aproximadamente entre as latitudes 45°-50°S com períodos de 8-10 dias. As correlações associadas a estas ondas, são estatisticamente significantes sobre a região da ZCAS, o que sugere que existe interacção entre estes transientes e a ZCAS; a onda número 6 é defletida para o Equador pelos Andes, e, como consequência, atinge até o Nordeste.

b) - Ondas transientes 6 e 7

Na escala de tempo menores de 7 dias, as ondas transientes números 6 e 7 com períodos de 3-5 dias são as dominantes sobre o HS. Estas ondas propagam-se entre as latitudes 50°-55°S e não têm influencia significativa sobre a ZCAS e VC.

c) - Oscilação de 20-30 dias e a teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS

Na escala de tempo de 20-30 dias, existe teleconexão entre a ZCPS e a parte sul do Brasil, através dos trópicos, passando por Peru e Norte de Chile com período médio de 22 dias. Nesta escala de tempo também existe uma rota de teleconexão entre a região oeste da ZCPS e área da ZCAS através das latitudes extratropicais com período médio de 21 dias.

d) - Oscilação de 30-60 dias e a teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS

Na escala de tempo 30-60 dias, existe propagação de um trem de ondas desde a parte Sul da ZCPS para a região da ZCAS através das latitudes médias com período médio de 42 dias.

e) - Onda quase-estacionária sobre a América do Sul

Para o verão de 1987/88, foi encontrada a formação de uma onda quase-estacionária de número de onda zonal 6, com período aproximadamente de 22 dias e com máximas amplitudes entre 80°-40°W. Uma das fases desta onda está associada à intensificação da ZCAS.

7.2 - CONCLUSÕES DOS RESULTADOS DE MODELAGEM NUMÉRICA

A parte de modelagem teve como objetivo realizar simulações dos sistemas de circulação de verão dominantes a sobre América do Sul, com ênfase na ZCAS e nos VC. Para este propósito, foram usados, por um lado, o Modelo de Circulação Geral Atmosférico do COLA/CPTEC (MCGA) com resolução T62 e 28 níveis na vertical, e por outro lado, o modelo puramente dinâmico em coordenadas eta (modelo Eta), desenvolvido por Figueroa (1990) com sete níveis na vertical e resolução horizontal de 2,5°x2,5°.

Nos experimentos feitos neste trabalho, foi encontrado que o MCGA tem deficiências em reproduzir a ZCAS, VC e a AB após quatro dias de integração. Esta deficiência deve-se à falta de suficiente liberação de calor latente sobre a Amazônia, como consequência das deficiências na parametrização da convecção profunda. A substituição do esquema atual de convecção profunda (Kuo-Anthes) por Arakawa-Shubert melhora a simulação da precipitação sobre o Pacífico, e sobre a ZCIT, porém, sobre a Amazônia, apresenta o mesmo problema que o esquema atual.

Uma pequena modificação na parametrização da convecção profunda de maneira a aumentar a liberação de calor latente sobre a área tropical foi suficiente, para que o MCGA seja capaz de produzir precipitação em toda a área tropical, resultando que a ZCAS, os VC, a AB e a ZCIT foram razoavelmente simulados. Portanto, este modelo ligeiramente modificado (MCGA) e o modelo Eta, foram os modelos usados para realizar os experimentos numéricos neste trabalho. Os resultados mais importantes desta parte de simulações numéricas foram os seguintes:

a) - A formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A formação da ZCAS não depende dos Andes, da ZCPS, da ZCIT, e da convecção na África. Entretanto, na ausência de convecção tropical sobre a América do Sul, esta zona de convergência não se forma. Isto sugere que a presença dos distúrbios transientes de latitudes médias sobre a AS, não é suficiente para a manutenção da ZCAS, ou em outras palavras, para a manutenção da ZCAS é necessária a convecção sobre a Amazônia. Isto pode explicar o porquê da ZCAS não se formar durante o inverno. Assim, considerando os resultados deste trabalho, pode-se sugerir que o fator principal

para a formação e manutenção da ZCAS deve ser a interação entre a convecção tropical sobre a AS e as ondas transientes de números de onda zonal 5 e 6, com períodos de 8-10 dias, e modulados pelas oscilações de 20-30 e 30-60 dias.

Como efeitos de segunda ordem, a localização e intensificação (ou enfraquecimento) da ZCAS dependem de vários fatores, dentre eles os Andes, a ZCIT e a convecção da África. O efeito de cada um destes fatores é resumido a seguir.

a.1) Efeito dos Andes: Os Andes são responsáveis pela localização da máxima precipitação observada durante o verão em torno de 50° - 60° W e 7° - 15° S. Esta localização é consequência do efeito “barreira” dos Andes, no seu lado leste, na baixa troposfera sobre o escoamento de leste e nordeste, o qual é desviado para a região central da América do Sul, criando uma zona de convergência na região onde é observada a máxima precipitação, provavelmente devido à forma côncava dos Andes entre as latitudes 5° e 20° S. Entretanto, na média e alta troposfera a influência dos Andes é muito pequena.

Na ausência dos Andes, o núcleo de máxima precipitação forma-se em torno de 0° - 5° S e 60° - 50° W. Portanto, os Andes influenciam indiretamente no posicionamento e na intensificação da ZCAS, através da localização e intensificação da máxima precipitação sobre a parte central da América do Sul. Na ausência dos Andes a ZCAS entre 20° e 30° S, localiza-se ligeiramente a sudeste de sua posição climatológica.

a.2) Efeito da ZCIT: A convecção na ZCIT do Atlântico é um dos fatores importantes para a existência de subsidência na média e alta troposfera sobre o Nordeste durante o verão do HS. Esta subsidência é consequência da existência de uma circulação do tipo Hadley, com movimento ascendente na região da ZCIT e descendente sobre o Nordeste. A ausência ou

enfraquecimento desta convecção, favorece a ocorrência da precipitação na região sul do Nordeste, diminui a precipitação sobre a região da Amazônia e desloca a ZCAS ligeiramente para o Nordeste.

a.3) *Efeito da convecção da África:* Os resultados com relação ao efeito da convecção da África na ZCAS sugerem que, quando a convecção na África está ausente ou fraca, intensificam-se os ventos de leste na região norte do Anticiclone do Atlântico, e com isso intensifica-se a convergência próxima à região sul da Bahia. Assim, intensifica-se a ZCAS na faixa subtropical (20°-30°S).

b) - *A formação do vórtice ciclônico quase-estacionário próximo do Nordeste*

A formação do VC quase-estacionário (VCQ) próximo ao Nordeste foi bem simulada através dos modelos global MCGA e regional Eta. A conclusão mais importante destas simulações é que a formação e manutenção do VCQ próximo ao Nordeste deve-se à liberação de calor latente na ZCAS. Porém, existem outros fatores que contribuem em sua formação, localização e intensificação, dentre eles a convecção da ZCIT e da África.

Os resultados com o modelo global (MCGA) mostram que a convecção na ZCIT e na África, intensificam o VCQ. Porém, esta intensificação não foi significativa nas simulações com o modelo Eta. O que sugere que um modelo puramente dinâmico tem limitações para estudar e representar as interações entre diferentes forçantes térmicas. Isto é devido, fundamentalmente à especificação das forçantes térmicas independentes umas das outras.

Os resultados com o modelo MCGA regional Eta, referente ao efeito da convecção na ZCIT sobre o VCQ, sugerem que a ZCIT contribui no posicionamento latitudinal do VCQ. Quando a convecção na ZCIT está

intensa, o VCQ se formará mais ao sul do que quando a ZCIT estiver inativa ou fraca.

c) - Formação da Alta da Bolívia e a influência da ZCAS sobre a AB

Para a formação da AB a convecção da Amazônia é fundamental, porém a liberação de calor latente na ZCAS, a qual gera a AZCAS (sobre a região da ZCAS), contribui também na formação e manutenção da AB. Igualmente, a convecção no sul do Nordeste contribui para a formação da AB. Estas fontes térmicas da ZCAS e da Bahia (fora da Amazônia) são responsáveis pela orientação NW-SE da AB.

d) - Gênese do vórtice ciclônico transiente sobre o Oceano Atlântico

Em relação à formação dos VC transientes (VCT) sobre o Atlântico simuladas com o modelo Eta, conclui-se que a gênese dos vórtices ciclônicos transientes estudados por Kousky e Gan (1981) e Virji (1981) deve-se à liberação de calor em torno da Bahia, na região sul do Nordeste.

7.3 - INTERAÇÃO ENTRE OS SISTEMAS DE CIRCULAÇÃO DE VERÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL

O acoplamento entre a ZCAS e AB já foi sugerido por Silva Dias (1995). Os resultados deste trabalho mostram claramente, que existe uma interação entre os sistemas AB, ZCAS e o VCQ. Mas como explicar a formação deste sistema quase-estacionário unindo a AB, a ZCAS e o VCQ?. Silva Dias (1995) sugere que o caráter quase-estacionário deste sistema seja consequência de uma efetiva redução da altura equivalente H para H_{ef} , devido à liberação de calor latente. Uma diminuição da altura equivalente implica uma redução do raio de deformação de Rossby de λ para λ_{ef} . Como a partição de energia depende do raio de deformação de Rossby, e como $\lambda_{ef} < \lambda$, então

mais energia é projetada nos modos lentos. Em resumo, o efeito da liberação de calor latente é criar uma onda quase-estacionária. Assim o sistema acoplado AB, ZCAS e VCQ constitui uma onda quase-estacionária sobre a América do Sul.

Uma vez que é estabelecido o sistema quase-estacionário, em estado rotacional (Rossby estacionária), cada um dos componentes deste sistema pode induzir regiões de subsidência e regiões que favorecem ainda mais a convecção pelo processo de CISK (Conditional Instability of the Second Kind) modificando o estado básico existente. Por exemplo, a oeste da AB, esta induz subsidência. O lado leste e nordeste da AB gera divergência nos altos níveis, o que favorece ainda mais a convecção na Amazônia (Santos, 1986). A ZCAS e o VCQ também criam zonas de subsidência (Casarin e Kousky, 1986;; Gandu, 1993; Nogués-Paegle, 1997; Gandu e Silva Dias, 1998). Como a resposta da perturbação é dependente do estado básico (Grimm, 1992), então para a manutenção do sistema quase-estacionário é muito importante que este sistema esté inmerso dentro de um estado básico divergente

Com base nos resultados deste trabalho, propõe-se o seguinte modelo conceitual sobre a interação entre os sistemas de circulação mostrados na Fig. 1.1.

Os sistemas de circulação AB, ZCAS e VCQ constituem um sistema acoplado quase-estacionário (SAQE) em estado rotacional, porém inmerso dentro de um estado básico divergente. Este sistema acoplado pode existir na ausência da ZCIT. No entanto, a ZCIT do Atlântico pode influenciar na intensificação do SAQE através da modificação do estado básico. Neste sistema acoplado, o VCQ depende da ZCAS, a AB depende da convecção da Amazônia e da ZCAS, a ZCAS depende da convecção da Amazônia e dos transientes de latitudes médias, e a convecção da Amazônia depende de fatores de grande escala. Mas existe também uma interação entre cada um dos

componentes deste sistema, contribuindo para manter a SAQE por vários dias. A ZCAS e a convecção da Amazônia, podem sofrer intensificação ou enfraquecimento por fatores de grande escala, como as oscilações de 20-30 dias e 30-60 dias. E finalmente, enquanto o VCQ sobre o Nordeste ou próximo do Nordeste depende da ZCAS, os VCT podem existir na ausência da ZCAS.

7.4 - RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- a) Estudar com mais profundidade o esquema de convecção do modelo atual do COLA/CPTEC, o qual pode tornar este modelo uma excelente ferramenta para fazer estudos do tempo e clima sobre a América do Sul, e pode melhorar as previsões a médio prazo da ocorrência de ZCAS;
- b) elaborar análise aprofundada da incorreta precipitação calculada pelo modelo MCG neste trabalho sobre os Andes, já que esta precipitação artificial tem um impacto na distribuição da precipitação na parte central da América do Sul;
- c) realizar experimentos a nível climático, integrando o modelo global por vários meses ou anos, e com isso estudar mais casos da ocorrência da ZCAS, e com isso estudar melhor o SAQE;
- d) estudar a teleconexão entre a ZCPS e ZCAS através de simulações do modelo global a longo prazo (meses);
- e) realizar experimentos de sensibilidade do modelo global à variação da temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico, para estudar a importância da TSM na intensificação da ZCAS; os resultados destes experimentos contribuiria ao entendimento do clima do sul do Nordeste, já que a ZCAS tem uma influência direta sobre o regime de precipitação nesta região;

f) realizar experimentos de teleconexão entre a região da África e da ZCAS. Os resultados deste trabalho sugerem que existe influência da convecção da África sobre a ZCAS, porém este aspecto necessita ser melhor estudado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anthes, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**:270-286, 1977.
- Batchelor, F.R.S. *An introduction to Fluid Dynamics*. London, Cambridge University Press, 1967. 615 p.
- Berbery E.; Vera, C.S. Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. *J. Atmos. Sci.*, **53**:468-481, 1996.
- Carvalho, A.M.G. Conexões entre a circulação em altitude e convecção sobre a América do Sul. (Tese de Mestrado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989, 121 p. (INPE-4923-TDI/383)
- Casarin, D.P.; Kousky, V.E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **1**:83-90, 1986.
- Chagas, J.C.; Tarasova, T.A. *Parameterization of atmospheric radiation in the CPTEC/COLA atmospheric general circulation model*. São José dos Campos, INPE, 1996. 142 p. (INPE-5980-NTC/327).
- Charney, J.G.; Eliassen, A. Numerical method for predicting the perturbations of the middle altitudes westerlies. *Tellus*, **2**:38-54, 1949.
- Chen, G.T.J., Chou, L.F. An investigation of cold vortices in the upper troposphere over the western North Pacific during the warm season. *Mon. Wea. Rev.*, **122**: 1436-1448, 1994.
- Climanálise. Aspectos climáticos e sinóticos no Brasil. **11**: 19-31, 1995.
- Climanálise. Aspectos climáticos e sinóticos no Brasil. **11**: 19-32, 1996.
- Duchon, C.E. Lanczos filtering in one and two dimension. *J. Appl. Meteor.*, **18**:1016-1022, 1979.
- Egger, J. The linear response of a hemispheric two level primitive equation model to forcing by topography. *Mon. Wea. Rev.*, **4**:351-364, 1976.
- Figuroa, S.N, Nobre, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, **5**:36-45, 1990.

- Figuroa, S.N. *Simulações da circulação atmosférica no verão sobre a América do Sul com a presença da cordilheira dos Andes usando coordenadas eta*. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990. 131p. (INPE- 5269-TDI/445).
- Figuroa, S.N.; Satyamurty,P.; Silva Dias P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**: 1573-1584, 1995.
- Figuroa, S.N; Nobre, C.A. Simulação de sistemas sinóticos de verão sobre a América do Sul usando modelos de circulação global e regional. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 9., Campos de Jordão, SP, 1996, Anais. Rio de Janeiro, SBMET, 1996. v.1, p. 863-865.
- Figuroa, S.N.; Kayano, M.T. , Nobre, C.A. Upper tropospheric vortex and 12-14 day oscillation in the South American/Atlantic sector during the austral summer of 1986-87. Submetido para . *Quart. J.Roy. Meteor. Soc.*, 1997.
- Gan, M.A.; Rao, V.B. The influence of the cordillera on transient disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **122**: 1141-1157, 1994.
- Gandu, A.W., Silva Dias, P.L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J.Geophys. Res.*, 103:6001-6015, 1998.
- Gandu, A.W., Gleisler, 1991: A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. *J. Atmos. Sci.* **48**:1822-1836, 1991.
- Gandu, A.W. Modelagem numérica da resposta troposferica regional a fontes tropicais de calor. (Tese de doutoramento em Meteorologia)- Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 1993. 191 p.
- Gao, X.H., Stanford, J.L. Possible Feedback path for low-frequency atmospheric oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **45**:1425-1432, 1988.
- Gill, A.E. Some simples solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J.Roy. Meteor. Soc.*, **106**:447-462, 1980.
- Gottlieb, D. ; Orszac, S. *Numerical Analysis of spectral methods: theory and applications*. Pennsylvania, Society for industrial and applied mathematics, 1989. p.168

- Grimm, A.M. Influência remota de fontes tropicais anômalas de calor. (Tese de doutoramento em Meteorologia- Instituto Astronômico e Geofísico), USP, 1992, 216 p.
- Grimm, A. M.; Silva Dias, P.L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, **52**:3538-3555, 1995a
- Grimm, A. M.; Silva Dias, P.L. Use of barotropic models in the study of the extratropical response to tropical heat sources. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**: 765-780, 1995b.
- Grose, W.L.; Hoskins, B.J. On the influence of topography on large-scale atmospheric flow. *J. Atmos. Sci.*, **2**:223-234, 1979.
- Gutman, G; Schwerdtfeger, W.S. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the tropical Andes, in the summer. *Meteor. Rundsch.*, **18**: 69-75, 1965.
- Hamilton, K. Aspects of wave behavior in the mid and upper troposphere of the Southern Hemisphere. *Atmos. Ocean.*, **21**:40-51, 1983.
- Harshvardhan, R.; Davis, D; Randall, A.; Corsetti, T.G. A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**: 1009-1016, 1987.
- Hastenrath, S.; Heller, L: Dynamics of climate hazards in Northeast Brasil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**:77-92, 1977.
- Hastenrath, S.; Wu, M.C.; Chu, P.S. Towards the monitoring and prediction of north-east Brasil droughts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**: 411-425, 1984.
- Holton, J. R. The second Haurwitz memorial lecture: stationary planetary waves. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**: 1735-1742, 1993.
- Hou, Y. T. Cloud-Radiation-Dynamics Interaction. (Ph.D Thesis)-University of Merland, 1990, 209 p.
- Kalnay, E.; MO, K.C.; Palgle, J. Large - Amplitud, short-scala stationary Rosby waves the Southern Hemisfere:observations and mechanistic experiments to determine their origen. *J. Atmos. Sci.*, **43**:252-275, 1986.
- Kalnay, E. ; et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *AMS Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**:437-471, 1996.

- Kayano, M.T.; Kousky, V.E.; Studzinsky, C.D.; Silva Dias, P.L. As variações intrasazonais da precipitação no Brasil durante o verão de 1989/1990. *Climanálise*, **4**:40-50, 1990.
- Kayano M.T.; Kousky, V.E. Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. *Rev. Bras. Met.* **2**:593-602, 1992.
- Kelly, W.E.; Mock, D.R. A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 471-480, 1982.
- Kidson, J.W. Intraseasonal variations in the Southern Hemisphere circulation. *J. Climate*, **4**: 939-953, 1991.
- Kiladis , G.N. ; Von Storch, H.; VAN LOON, H. Origin of the South Pacific Convergence Zone. *J. of Climate*, **2**:1185 -1195, 1989.
- Kiladis, G.N; Weickmann, K.M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**: 1900 -1923, 1992.
- Kinter, J.I.; Shukla, J.; Marx, L.; Schneider, E.K. A simulation of the winter and summer circulations with the NMC global spectral model. *J. Atmos. Sci.*, **45**:2486-2522. 1988.
- Kleeman, R. A modeling study of the effect of the Andes on the summertime circulation of tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, **46**:3344-3362, 1989.
- Kodama, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the ZPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**:813-836, 1992.
- Kodama, Y.M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the ZPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulation for generating the. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**:581-610, 1993.
- Kousky, V.E.; Gan, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **33**: 538-551, 1981.
- Kousky, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de meteorologia*, **3**:217-231, 1988.
- Kousky, V.E.; Kayano, M.T. Principal modes of outgoing radiation and 250 mb circulation for the South American Sector. *J. Climate*, **7**:1131-1143, 1994.
- Krishnamurti, T.N.; Pasch, J.; Pasn, H.; Chou, S.H.; Ingles, K. Details of low latitude medium range numerical weather prediction using a global spectral

- model I: formulation of the monsoon depression. *Journal of the meteorology Society of Japan*, **61**:188-207, 1983.
- Kuo, H. L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci*, **22**:40-73, 1965.
- Kuo, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci*, **31**:1232-1240, 1974.
- Kurganskiy M.V.; Pisnitchenko, I.A.; Chernous'ko, Y.L. Laboratory and theoretical study of stationary rossby wave above isolate barriers in an annulus. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **23**: 505-513, 1987.
- Lacis, A.; Hansen, J.E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**:118-133, 1974.
- Lau , K.M.; Chang, F.C. Tropical intraseasonal oscillation and its prediction by the NMC operational model, *J. Climate*, **5**:1365-1378, 1992.
- Lenters, J.D; Cook, K.H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *J. Climate*, **8**:2988-3005, 1995.
- Lenters, J.D.; Cook, K.H.; Ringler, T.D. Comments on "On the influence of the Andes on the General circulation of the Southern Hemisphere" , *J. Climate*, **8**:2113-2118, 1995.
- Lenters, J.D.; Cook, K.H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.*, **54**:656-677, 1997.
- Liebmann, B.; Hendon, H.H. Synoptic-Scale disturbances near the equator. *J. Atmos. Sci.*, **47**:1463-1479, 1990.
- Lima, M.C. de. Oscilação de 30-60 dias detectada nos parâmetros de energia sobre a América do sul tropical. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 9. Campos do Jordão, SP, 1996, V.2, p. 1095-1097.
- Manabe, S.; Smagorinsky, J. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle II. Analysis of the tropical atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **95**:155-169, 1967.
- Marques, R.F.C. *Um estudo observacional de energética e eficiência das ondas baroclínicas no Hemisfério Sul* (Tese de mestrado em meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1991. 93 p. (INPE-5307-TDI/457).

- Marton, E. *Conversão de energia cinética baroclínica em energia cinética arotropicala*. Comunicação pessoal, 1997.
- Matsuno, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 44:25-43, 1966.
- Mellor , G.L.; Yamada, T. Developmente of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875. 1982.
- Mesinger, F., Janjic, Z.I. Problems and numerical methods of the incorporation of mountains in atmospheric models. *Lect.Appl.Math.*, **22**:81-120, 1985.
- Miller, B.I.; Carlson, T.N. Vertical motions and the kinetic energy balance of a cold low. *Mon. Wea. Rev.*, **98**:363-374, 1970.
- Mo, K.C; Ghil, I. Osilatory modes in the Southern Hemisphere. In: *Third Int. Con. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Buenos Aires, Argentina, *Amer. Meteor. Soc.*, p. 144-145, 1989.
- Moura, A.D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in northeast Brasil: Observational, theory and numerical experiment with a general circulation model. *J. of Atmos. Sci.*, **38**: 2653-2675, 1981.
- Nobre, C.A. Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation. (Ph.D. Thesis)- Massachusites Institute of Technology, Cambridge, MA, 1983. 297 p.
- Nobre, C.A. Ainda sobre a zona de convergência do Atlântico sul: A importância do Oceano Atlântico. *Climanálise*, **4**:30-35, 1988.
- Nobre, P. ; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *J. of Climate*,**10**:2464-2479, 1995.
- Nigan, S.; Held, I. The influence of a critical latitude on topograpically forced stationary waves in a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, **11**:2610-2624, 1983.
- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South América during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**:279-291, 1997.
- Obregon, G.O. *Teleconexões no campo de vorticidade relativa durante o verão de 1979/80 do Hemisfério Sul*. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia)-Instituto de Pesquisas Espacias, São José dos Campos, 1991. 82p. (INPE-5308-TDI/458).

- Oliveira, A.S. *Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção da Amazônia*. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986. 115p. (INPE-4008-TDL/239).
- Park, C.K; Schubert, S.D. Remotely forced intraseasonal oscillation over the Tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **50**: 89-103, 1993.
- Park, C.K; Suarez, M.; Schubert, S.D. Response of the zonally asymmetric flow to time-dependent tropical heating, *J. Atmos. Sci.*, **52**:3738-3756,1995.
- Pisnitchenko, I.A.; Figueroa, S.N. The instability of ultra-long waves during the formation of long-term weather anomalies. In:*Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9.*, Campos de Jordão, SP, 1996, V.2, p.1415-1418.
- Quadro, M.F.L. *Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul* (Dissertação de mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994. 124 p. (INPE-6341-TDI/993)
- Quintanar, A.I.; Mechoso, C.R. Quase-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational data. *J. of Climate*, **8**: 2659-2672, 1995.
- Randel, N. J.; Stanford, J.L. Structure of medium-scale atmosphere waves in the Southern Hemisphere summer, *J. Atmos. Sci.*, **40**: 2312-2318, 1983.
- . An observational Study of medium-scale waves in the southern hemisphere Summer. Part I: Wave structure and energetics. *J. Atmos. Sci.*, **42**:1172-1188, 1985a.
- . An observational Study of medium-scale waves in the southern hemisphere Summer. Part II: Stationary-transient wave interference. *J. Atmos. Sci.*, **42**:1189-1197, 1985b.
- . The observed life-cycle of a baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, **42**:1364-1373, 1985c.
- Rao, V.B.; Marques, V.S. Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. *J. Appl. Meteor.*, **6**:440-444, 1984.
- Rao, V.B.; Bonatti, J.P. On origin of upper tropospheric cyclones vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. *Met. Atm. Physics*, **37**:11-16, 1987.
- Salbay, M.L. A ubiquitous wave 5 anomaly in the Southern Hemisphere during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, **110**:712-720, 1982.

- Santos, I. Variabilidade da circulação de verão da alta atmosfera na América do Sul tropical, (Dissertação de Mestrado em Meteorologia)- Universidade de São Paulo, 141p. 1986.
- Sato, N.; Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Kinter, J.L.; Hou, Y.T; Albertazzi, E. Effects of implementing the Simple Biosphere Model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**:2757-2782, 1989.
- Satyamurti, P.; Dos Santos R.P; Lemes, M.A.M. On the stationary trough generated by the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**:510-520, 1980.
- Satyamurti, P.; Rao, V.B. Zona de convergência do Atlântico sul. *Climanálise*, **3**:31-35, 1988.
- Satyamurti, P.; Mattos, L.F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, **117**:1355-1364, 1989.
- Schwerdtfeger, W.S. The atmospheric circulation over central and South America. In: *Climates of central and South America*. Amsterdam, Elsevier, 1976. p.1-12.
- Sela, J.G. Spectral modeling at NMC. *Mon. Wea. Rev.*, **108**: 1279-1292, 1980.
- Sellers, P.J.; Mintz, Y; Sud, Y.C.; Dalcher, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 505-531, 1986.
- Silva Dias, P.L.; Schubert, W.H.; De Maria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to the transient convection. *J. Atmos. Sci.* **115**: 2689-2707, 1983.
- Silva Dias, P.L.; Kasahara, A. Teleconnections and interactions among vertical modes. In: *International conference on Geophysics Fluid Dynamics with special Emphasis on El-Niño*. INPE, São José dos Campos, p.278-295, 1987.
- Silva Dias, P.L; Bonatti, J. P.; Kousky, V.E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **115**:1465-1478, 1987.
- Silva Dias, P.L. As anomalias globais observadas em fevereiro e a previsão de médio prazo. *Climanálise*, **3**:32-33, 1988.

- Silva Dias, P.L.; Etchichury, P.C.; Sclar, J.; Filho, A.J.; Satyamurti, P.; Silva Dias, M.A.F.; Grammelsbacher, I.; Grammelsbacher, E. As Chuvas de março de 1991 na região de São de São Paulo. *Climanálise*, **6**:44-47, 1991.
- Silva Dias, P.L. *A zona de Convergência do Atlântico Sul*: em IV curso de interpretação de imagens e análise meteorológica. Curso de extensão universitária, São José dos Campos, 19 a 25 de outubro de 1995 UNIVAP.
- Smagorinsky, J. The dynamical influence of large scale heat sources and sinks on the quasi stationary mean motions of the atmosphere. *Quart J. Roy. Meteor. Soc.*, **79**:342-366, 1953.
- Slingo, J.M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**:899-927, 1987.
- Streten, N.A. Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **101**:486-495, 1973.
- Tanajura, C.A.S. Modeling and analysis of the South American Summer Climate. (Ph.D. Thesis)- University of Maryland, 1996. 164 p.
- Taljaard, J.J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during the IGY. *J. Appl. Meteor.*, **6**:973-987, 1967.
- Tiedtke, M. The sensitivity of the time mean large scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. Workshop on Convection in large scale numerical models. ECMWF, 297-316., 1983.
- Tibaldi, S.; Tosi, E.; Navarra, A.; Pedulli, L. Northern and southern Hemisphere seasonal variability of blocking frequency and predictability. *Mon. Wea. Rev.* **122**: 1971-2003, 1994.
- Trenberth, K.E. Interannual variability of the 500 mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere *Mon. Wea. Rev.*, **107**: 1515-1524, 1979.
- . Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **108**:1378-1389, 1980.
- Uvo, C.R.B. *A zona de convergência intertropical (ZCIT) a sua relação com a precipitação da região norte do Nordeste Brasileiro*. (Tese de Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989. 82 p. (INPE-4887-TDL/378).

- Van Loon, H.; Jeene, R.L. The zonal harmonics standing waves. *J. Geophys. Res.*, **77**:992-1003, 1972.
- Valverde Ramirez, M.C. *Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil*. (Tese de Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996. 132 p. (INPE-6408-TDI/618)
- Vera, C.S. *O efeito dos Andes sobre os transientes de latitudes médias*. Comunicação pessoal, 1997.
- Vincent, D.G. Circulation features over the South Pacific during 10-18 January 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **110**:981-993, 1982.
- Virji, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev.*, **109**:599-610, 1981.
- Weare, B.C.; Nasstrom, J.S. Examples of extended orthogonal function analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **110**: 481-485, 1982.
- Weickmann, K.M.; Palmer, T.N.; Kutzbach, J.E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250-mb streamfunction during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **113**:941-961, 1985
- Xie, P.P.; Arkin, P.A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observation, satellite estimate, and numerical model prediction. *J. Climate*, **9**:8490-858, 1996.
- Xue, Y.; Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla J. A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**: 345-364, 1991.
- Yu, J.Y., Hartmann, D.L. Orographic influences on the distribution and generation of atmospheric variability in a GCM, *J. Atmos. Sci.* : **52**:2428-2443, 1995.
- Yasunari, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid latitude zone revealed from average brightness charts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**: 274-285, 1977.
- Zang, T.; Hussaini, Y. Recent applications of spectral methods in fluid dynamics. *Lect. Appl. Mathematics*, **2** :379-409, 1985.
- Zhang, Z.; Krishnamurti, T.N. A generalization of Gill's heat-induced tropical circulation. *J. Atmos. Sci.* **53**:1045-1052, 1996.

APÊNDICE A

DINÂMICA DO MODELO ESPECTRAL DE CIRCULAÇÃO GERAL

Neste apêndice, trata-se resumidamente sobre a parte dinâmica do modelo operacional MCG COLA/CPTEC. Este modelo é uma versão modificada do modelo MCG do NCEP. As equações da parte dinâmica do modelo do NCEP são descritas em Sela (1980) e Kinter et al. (1988). Na primeira parte deste capítulo, são apresentadas as equações do modelo, na segunda parte, trata-se da solução numérica destas equações pelo método espectral, e na última parte, sobre a integração explícita e semi-implícita. Este apêndice é incluído a fim de tornar claro os aspectos matemáticos e numéricos embutidos na solução do sistema de equações primitivas que constitui o esqueleto do modelo.

A.1 - AS EQUAÇÕES DO MODELO

A equação do movimento em coordenada vertical “sigma” (s) pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \dot{s} \frac{\partial \vec{V}}{\partial s} = -f \vec{k} \times \vec{V} - \nabla_s \phi - RT \nabla_s \ln P^* + \vec{F}, \quad (\text{A.1})$$

onde $s = \frac{P}{P^*}$, $\dot{s} = \frac{ds}{dt}$, $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j}$, u e v são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente, e P é a pressão, P^* é a pressão da superfície, f é o parâmetro de Coriolis, ϕ é o geopotencial; T é a temperatura absoluta; R é a constante de ar seco e \vec{F} representa os processos dissipativos. Nos níveis k são definidos \vec{V} e T . Os valores nas interfaces são representados por (\wedge) .

A parte advectiva da equação (3.1) pode ser escrita como se segue:

$$\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \hat{s} \frac{\mathcal{I} \vec{V}}{\mathcal{I} s} = \nabla \hat{s} \frac{\vec{V} \cdot \vec{V}}{2} + z \bar{k}_x \vec{V} + \frac{\mathcal{I}(\hat{s} \vec{V})}{\mathcal{I} s} - \vec{V} \frac{\mathcal{I}(\hat{s})}{\mathcal{I} s}, \quad (\text{A.2})$$

onde z é a componente vertical da vorticidade relativa, definida como $z = \bar{k} \cdot (\nabla_x \vec{V})$. Finalmente, a equação do movimento após a discretização na vertical torna-se:

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{I} \vec{V}_k}{\mathcal{I} t} = & -\nabla s \frac{\vec{V}_{k-1} \cdot \vec{V}_k}{2} - z_k \bar{k}_x \vec{V}_k - \frac{1}{2 \Delta_k} \left\{ \hat{s}_{k+1} (\vec{V}_{k+1} - \vec{V}_k) + \hat{s}_k (\vec{V}_k - \vec{V}_{k-1}) \right\} \\ & - f \bar{k}_x \vec{V}_k - \nabla f_k - R T_k \nabla \ln P^* + \vec{F}_k, \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

onde Δ_k representa a diferença entre os valores de s das interface $k+1$ e k .

No modelo não é usada diretamente a Equação (A.3), esta é decomposta em duas equações: da divergência e da vorticidade.

A.1.1 - A EQUAÇÃO DA DIVERGÊNCIA

Aplicando o operador $\nabla \cdot$ à Equação (A.3) obtém-se:

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{I} D_k}{\mathcal{I} t} = & \bar{k} \cdot \nabla_x (z + f) \vec{V}_k - \nabla \cdot [R T \nabla \ln P^*] - \nabla \cdot \frac{[\hat{s}_{k+1} (\vec{V}_{k+1} - \vec{V}_k) + \hat{s}_k (\vec{V}_k - \vec{V}_{k-1})]}{2 \Delta_k} \\ & - \nabla^2 \left(f + \frac{\vec{V}_k \cdot \vec{V}_k}{2} \right) + \nabla \cdot \vec{F}_k, \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

onde D é a divergência de \vec{V} , sendo em coordenadas esféricas definida da seguinte forma:

$$D_k = \frac{1}{a \cos j} \left[\frac{\mathcal{I} u_k}{\mathcal{I} l} + \frac{\mathcal{I} (\cos j v_k)}{\mathcal{I} j} \right], \quad (\text{A.5})$$

onde a é raio da terra, l é a longitude e j é a latitude. Expressando a Equação (A.4) em coordenadas esféricas e usando as seguintes relações:

$$U_k = u_k \cos j, \quad V_k = v_k \cos j,$$

ao excluir os processos dissipativos, obtém-se a equação da divergência,

$$\frac{\partial D_k}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2(j)} \left(\frac{\partial B_k}{\partial l} - \cos j \frac{\partial A_k}{\partial j} \right) - \nabla^2 (f_k + E_k + RT_0 \ln p^*), \quad (\text{A.6})$$

onde,

$$A_k = h_k U_k + \frac{RT'_k}{a} \cdot \frac{\partial \ln p^*}{\partial j} + \frac{1}{2\Delta_k} [\hat{s}_{k+1}(V_{k+1} - V_k) + \hat{s}_k(V_k - V_{k-1})], \quad (\text{A.7})$$

$$B_k = h_k V_k - \frac{RT'_k}{a} \cdot \frac{\partial \ln p^*}{\partial l} + \frac{1}{2\Delta_k} [\hat{s}_{k+1}(U_{k+1} - U_k) + \hat{s}_k(U_k - U_{k-1})], \quad (\text{A.8})$$

com,

$$T_k = T_{0k} + T'_k, \quad (\text{A.9})$$

$$E_k = \frac{\vec{V}_k \cdot \vec{V}_k}{2}, \quad (\text{A.10})$$

$$h_k = z_k + f, \quad (\text{A.11})$$

U_k, V_k são chamadas componentes do pseudovento, T_0 é a temperatura padrão e depende apenas de k .

A.1.2 A - EQUAÇÃO DA VORTICIDADE

Aplicando o operador $\vec{k} \cdot \nabla_X$ à Equação (A.3) e seguindo o mesmo procedimento para a equação da divergência, obtém-se a equação da vorticidade:

$$\frac{\partial h_k}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 j} \left(\frac{\partial A_k}{\partial l} + \cos j \frac{\partial B_k}{\partial j} \right). \quad (\text{A.12})$$

3.1.3 - A EQUAÇÃO DE ENERGIA TERMODINÂMICA

A partir da primeira Lei da Termodinâmica e discretizando na vertical, como na equação do movimento, obtém-se a seguinte equação para a tendência da temperatura:

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{I} T_k}{\mathcal{I} t} = & \vec{V}_k \cdot \nabla T_k + c T_k \left(\frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I} t} + \vec{V}_k \cdot \nabla \right) \ln P^* + \frac{H_k}{C_p} \\ & - \frac{1}{2 \Delta_k} \left[\hat{\mathbf{S}}_{k+1} \left(\frac{\mathbf{P}_k}{\mathbf{P}_{k+1}} T_{k+1} - T_k \right) + \hat{\mathbf{S}}_k \left(T_k - \frac{\mathbf{P}_k}{\mathbf{P}_{k-1}} T_{k-1} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.13})$$

onde:

$$\mathbf{P}_k = \left(\frac{P_k}{P_0} \right)^c, \quad (\text{A.14})$$

$c = \frac{R}{c_p}$, e H é a fonte ou sumidouro de calor por unidade de massa.

A.1.4 - AS EQUAÇÕES DA PRESSÃO À SUPERFÍCIE E DA VELOCIDADE VERTICAL

A partir da equação da continuidade obtém-se a seguinte equação para a pressão à superfície:

$$\frac{\mathcal{I} \ln P^*}{\mathcal{I} t} = \sum_{k=1}^{Km} (\nabla \cdot \vec{v}_k) \Delta_k - \sum_{k=1}^{Km} (\vec{v}_k \cdot \nabla \ln P^*) \Delta_k, \quad (\text{A.15})$$

e a equação para a velocidade vertical ($\hat{\sigma}$):

$$\hat{\sigma}_k = -\mathbf{S}_k \frac{\mathcal{I} \ln P^*}{\mathcal{I} t} + \int_0^{\mathbf{S}} \nabla \cdot \vec{V} d\mathbf{S} + \int_0^{\mathbf{S}} \vec{V} \cdot \nabla \ln P^* d\mathbf{S}, \quad (\text{A.16})$$

onde Km é o número de níveis do modelo.

A.1.5 - A EQUAÇÃO HIDROSTÁTICA

O geopotencial f_k é calculado nos níveis onde a temperatura está definida e usando as seguintes equações:

$$f_{k-1} - f_k = \frac{cP}{2} \left\{ T_{k-1} \left(\frac{p_k}{p_{k-1}} - 1 \right) + T_k \left(1 - \frac{p_{k-1}}{p_k} \right) \right\}, \quad k = 2, Km, \quad (a) \quad (A.17)$$

$$R \sum_{k=1}^{Km} \Delta_k T_k = \sum_{k=1}^{Km} \Delta_k f_k - f_0, \quad (b)$$

onde, f_0 é a altura geopotencial da superfície.

A.1.6 - A EQUAÇÃO DO VAPOR D'ÁGUA

A equação da conservação da umidade específica (q) é dada por:

$$\frac{dq}{dt} = S, \quad (A.18)$$

onde S representa a fonte ou sumidouro de umidade específica. Discretizando a Equação (A.18) na vertical, como na equação do movimento e termodinâmica, obtém-se:

$$\frac{\mathcal{I} q_k}{\mathcal{I} t} = -\vec{V}_k \cdot \nabla q_k - \frac{1}{2\Delta_k} \left[\hat{s}_{k+1} (q_{k+1} - q) + \hat{s}_k (q_k + q_{k-1}) \right] + S_k. \quad (A.19)$$

Assim, as equações prognósticas são as equações: da divergência (A.6), da vorticidade (A.12), da termodinâmica (A.13), da pressão à superfície (A.15) e do vapor d'água (A.19). As equações diagnósticas são as equações: da velocidade vertical (A.16) e da hidrostática (A.17).

A.2 A - SOLUÇÃO NUMÉRICA DAS EQUAÇÕES PELO MÉTODO ESPECTRAL

Nesta seção, trata-se resumidamente sobre a solução numérica pelo método espectral das equações descritas no item anterior. As propriedades que envolvem o método espectral podem ser encontradas em Zang e Hussaini (1985); Gottlieb e Orszag (1989). A seguir é apresentado um exemplo que ilustra a solução das equações pelo método espectral. A equação da vorticidade (A.9) do modelo MCGA é escolhida para esta demonstração. A solução das demais equações segue o mesmo padrão.

A.2.1 - A FORMA ESPECTRAL DA EQUAÇÃO DA VORTICIDADE

A variação temporal da vorticidade relativa (z) para cada ponto de grade i, j e para cada nível k , e eliminando os índices i, j na Equação (A.12), pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial z_k}{\partial t} = F_k, \quad (\text{A.20})$$

onde,

$$F_k = \frac{1}{a \cos^2 j} \left[\frac{\partial A_k}{\partial l} + \cos j \frac{\partial B_k}{\partial j} \right]. \quad (\text{A.21})$$

Agora as variáveis z (da mesma forma se faz para as outras variáveis prognósticas) e F , para cada nível k , podem ser representadas como coeficientes de projeção (z_{nk}^m, F_{nk}^m) sobre os harmônicos esféricos $Y_n^m(l, j)$ (os autovalores do operador laplaciano na esfera). Esta função base $Y_n^m(l, j)$ depende da longitude l e da latitude j , e é definida como:

$Y_n^m(\mathbf{l}, \mathbf{j}) = P_n^m(\text{sen } \mathbf{j}) e^{im\mathbf{l}}$, onde P_n^m é a função associada de Legendre (solução das equações de Legendre) de ordem m (usada no modelo como número de onda zonal) e grau n (no modelo $n = |m|$ é o número de onda meridional). Algumas propriedades das funções associadas de Legendre, normalizadas e dos harmônicos esféricos são:

a) *propriedade de ortogonalidade*

$$\int_{-\mathbf{p}/2}^{\mathbf{p}/2} P_n^m P_{n'}^m \cos \mathbf{j} \, d\mathbf{j} = \mathbf{d}_{nn'}, \quad (\text{A.22})$$

$$\frac{1}{2\mathbf{p}} \int_0^{2\mathbf{p}} \int_{-\frac{\mathbf{p}}{2}}^{\frac{\mathbf{p}}{2}} Y_n^m (Y_{n'}^m)^* \cos \mathbf{j} \, d\mathbf{j} \, d\mathbf{l} = \mathbf{d}_{nn'} \mathbf{d}_{mm'}, \quad (\text{A.23})$$

onde $(Y_n^m)^*$ é o conjugado complexo de (Y_n^m) ,

b) *outra propriedade*

$$P_n^{-m} = (-1)^m P_n^m. \quad (\text{A.24})$$

Assim z_k e F_k podem ser expandidas com truncamento triangular (T)

de M ondas na direção zonal (ex.: em T62, $M=62$) e $N(m)=M$ como:

$$z_k = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} z_{nk}^m Y_n^m(\mathbf{j}) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} z_{nk}^m P_n^m(\text{sen } \mathbf{j}) e^{im\mathbf{l}} \quad (\text{A.25})$$

$$F_k = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} F_{nk}^m Y_n^m(\mathbf{j}) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} F_{nk}^m P_n^m(\text{sen } \mathbf{j}) e^{im\mathbf{l}} \quad (\text{A.26})$$

Substituindo (A.25) e (A.26) em (A.20), integrando de $l = 0, 2p$ e $j = -\frac{p}{2}, \frac{p}{2}$ e aplicando as relações de ortogonalidade, obtém-se:

$$\frac{dz_{nk}^m}{dt} = F_{nk}^m, \quad (\text{A.27})$$

onde z_{nk}^m representa os coeficientes espectrais da vorticidade relativa para cada nível k , e não depende mais de i, j ; entretanto z_k representa a vorticidade relativa em pontos de grade i, j para o nível k . Desde que F_{nk}^m seja conhecido, a Equação (A.27) é resolvida facilmente por tratar-se de uma equação diferencial ordinária. Os passos que se seguem para calcular F_{nk}^m são os seguintes:

a) - *Transformação de pontos de grade para coeficientes espectrais*

Para passar a variável F de pontos de grade (F_k) para coeficientes espectrais (F_{nk}^m), usa-se o método da transformada na seguinte forma:

$$F_{nk}^m = \frac{1}{4p} \int_0^{2p} \int_{-\frac{p}{2}}^{\frac{p}{2}} F_k P_n^m(j) \cos j \, dl, \quad (\text{A.28})$$

assim substituindo (A.21) em (A.28) e integrando por partes obtém-se:

$$F_{nk}^m = \frac{1}{2a} \int_{-\frac{p}{2}}^{\frac{p}{2}} \frac{1}{\cos^2} \left\{ -im A_k^m P_n^m(j) + B_k^m \cos j \frac{d P_n^m(j)}{dj} \right\} \cos j \, dj, \quad (\text{A.29})$$

onde A^m e B^m são coeficientes de Fourier de A e B , respectivamente. Para calcular estes coeficientes usa-se a Transformada de Fourier.

$$A_k^m = \frac{1}{2p} \int_0^{2p} A_k e^{-iml} dl \quad (\text{A.30})$$

$$B_k^m = \frac{1}{2p} \int_0^{2p} B_k e^{-iml} dl, \quad (\text{A.31})$$

esta última equação pode ser aproximada por:

$$B_k^m = \frac{1}{NN} \sum_{j=1}^{NN} B_k e^{-im\left(\frac{2p j}{NN}\right)}, \quad (\text{A.32})$$

onde, NN é o número de pontos na direção zonal, neste modelo com resolução T62, NN é igual a 192.

b) - *Transformação de coeficientes espectrais para pontos de grade*

Nas Equações (A.30) e (A.31), para calcular os coeficientes de Fourier de A e B , primeiro precisa-se conhecer o valor destas variáveis em pontos de grade. Estes termos A e B envolvem variáveis como U e V , mas estas variáveis são calculadas em coeficientes espectrais a partir dos coeficientes espectrais da divergência e da vorticidade. Por exemplo, U_n^m é obtido como se segue:

$$U_n^m = \left\{ -a \frac{e_n^m z_{n-1}^m}{n} + a e_{n+1}^m z_{n+1}^m \right\} + i \left\{ \frac{ma D_n^m}{n(n+1)} \right\}, \quad (\text{A.33})$$

onde,

$$e_n^m = \left(\frac{\begin{matrix} 2 & 2 \\ n & -m \\ 4n & 2-1 \end{matrix}}{2} \right)^{1/2}. \quad (\text{A.34})$$

Portanto, algumas vezes é necessário a conversão de coeficientes espectrais para pontos de grade, como no caso de U e V , bem como outras variáveis. Para passar uma determinada variável, como por exemplo a vorticidade, para pontos de grade, a partir de coeficientes espectrais, duas etapas são requeridas:

b.1) Primeiro os coeficientes espectrais (z_n^m) são transformados em coeficientes de Fourier (z^m) usando a "Transformada de Legendre", da seguinte forma:

$$z_k^m = \sum_{n=|m|}^{N(m)} z_n^m P_n^m(j), \quad (\text{A.35})$$

logo, para passar de coeficientes de Fourier para pontos de grade, usa-se a Transformada inversa de Fourier, que para o caso da variável ζ_k , é dado por:

$$z_k = \sum_{m=-M}^M z_k^m e^{iml}. \quad (\text{A.36})$$

c) *Integração meridional*

Depois de obter A^m e B^m , estes são usados na integração da Equação (3.29). A integração desta equação se faz por Quadratura de Gauss, na seguinte forma:

$$F_{nk}^m = \frac{1}{2a} \sum_{j=1}^J \frac{W_j}{(1-m^2_j)} \left\{ -im A_k^m P_n^m(\mathbf{m}_j) + B_k^m S_n^m(\mathbf{m}_j) \right\}, \quad (\text{A.37})$$

onde: J é o número de latitudes gaussianas, neste modelo com resolução de T62, J é igual a 96

$$W_j = 2(1-m_j^2) \left\{ J P_j^0(\mathbf{m}_j) \right\}^2, \quad (\text{A.38})$$

$$S_n^m(\mathbf{m}_j) = \cos j \frac{d p_n^m}{d j} = (n+1) e_n^m P_{n+1}^m(\mathbf{m}_j) - n e_{n+1}^m P_{n+1}^m(\mathbf{m}_j), \quad (\text{A.39})$$

e $\mathbf{m} = \text{sen } j$, (\text{A.40})

3.2.2 - A FORMA ESPECTRAL DA EQUAÇÃO DA DIVERGÊNCIA

Pode-se também escrever a Equação (3.6) como:

$$\frac{\mathcal{I} D_k}{\mathcal{I} t} = X_k + Y_k + Z_k, \quad (\text{A.41})$$

onde,

$$X_k = \frac{1}{a \cos^2 j} \left(\frac{\mathcal{I} B}{\mathcal{I} l} - \cos j \frac{\mathcal{I} A}{\mathcal{I} j} \right), \quad (\text{A.42})$$

$${}_k \nabla^2, \quad (\text{A.43})$$

$$Z_k = -\nabla^2 (\mathbf{f} + RT_o \ln p^*). \quad (\text{A.44})$$

Seguindo o mesmo procedimento do item (A.2.1), chega-se a:

$$\frac{d D_{nk}^m}{dt} = x_{nk}^m + y_{nk}^m + z_{nk}^m, \quad (\text{A.45})$$

o primeiro termo da equação anterior (x_n^m) é calculado de forma semelhante ao termo F_n^m na Equação (A.27). A equação equivalente a (A.29), para o caso da divergência, fica assim:

$$x_{nk}^m = \frac{1}{2a} \int_{-\frac{p}{2}}^{\frac{p}{2}} \frac{1}{\cos^2 j} \left\{ im B_k^m P_n^m(j) + A_k^m \cos j \frac{d p_n^m(j)}{dj} \right\} \cos j dj, \quad (\text{A.46})$$

e para o segundo termo (y_n^m), primeiro transforma-se o operador laplaciano para outra forma mais simples, como segue:

$$y_{nk}^m = -\nabla^2 E_{nk}^m = + \frac{n(n+1)}{a^2} E_n^m, \quad (\text{A.47})$$

onde,

$$E_k = \frac{(U_k^2 + V_k^2)}{2}, \quad (\text{A.48})$$

para transformar E_k para coeficiente de Fourier, usa-se a Transformada de Fourier (equivalente à Equação (A.30)). Para passar transformar E^m para coeficientes espectrais, usa-se a "Transformada de Legendre", logo fica:

$$E_{nk}^m = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 E_k^m P_n^m(\mathbf{m}) d\mathbf{m}, \quad (\text{A.49})$$

integrando por "Quadratura de Gauss" a equação anterior fica:

$$E_{nk}^m = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^J W_j E_k^m P_n^m(\mathbf{m}_j), \quad (\text{A.50})$$

e, finalmente, o terceiro termo da Equação (A.45) (Z_n^m), calcula-se como em (A.47), logo este fica:

$$Z_{nk}^m = \frac{n(n+1)}{a^2} \mathbf{f}_{nk}^m + \frac{n(n+1)}{a^2} R T_{Ok} (\ln p^*)_n^m \quad (\text{3.51})$$

onde,

$$\mathbf{f}_n^m = A T_n^m + \mathbf{f}_{sn}^m, \quad (\text{3.52})$$

A é uma matriz quadrada cujos elementos dependem da discretização vertical e de T_o . Esta matriz é obtida com a ajuda da equação hidrostática (A.17). Os termos \mathbf{f}_{sn}^m , T_n^m , $(\ln p^*)_n^m$ são a representação espectral da geopotencial da superfície (j_s), temperatura (T) e logaritmo da pressão da superfície ($\ln P^*$), respectivamente.

A.2.3 A - FORMA ESPECTRAL DA EQUAÇÃO TERMODINÂMICA

Depois de substituir (A.9) em (A.13), e usando (A.15) e (A.16), o segundo termo da equação termodinâmica, agora contém separada a

contribuição linear da divergência ($B\tilde{D}$), onde B é uma matriz que depende de s , T_0 e H_k . O símbolo $(-)$ indica que trata-se de uma matriz coluna de dimensão km . A separação da parte linear é muito importante para efeitos de integração semi-implícita.

$$\frac{\mathbb{1} \tilde{T}}{\mathbb{1} t} = \tilde{y} + B\tilde{D}, \quad (\text{A.53})$$

onde:

$$\begin{aligned} y_k = & -\nabla \cdot (T_k \bar{V}_k) + T_k (D_k - x\bar{D}) + x T_k (C - \bar{C}) \\ & - \frac{1}{2\Delta k} \left\{ \hat{s}_{k+1} (P_k^1 T_{k+1} - T_k) + \hat{s}_k (T_k - P_k^2 T_{k-1}) + (\hat{s}_{k+1} \bar{C} - \sum_{j=1}^{km} C_j \Delta_j) H_k^1 \right\} \\ & - \frac{1}{2\Delta k} \left\{ (\hat{s}_k \bar{C} - \sum_{j=1}^{km-1} \Delta_j C_j) H_k^2 \right\}, \end{aligned} \quad (\text{A.54})$$

$$C_k = \bar{V}_k \cdot \nabla \ln P^*, \quad (\text{A.55})$$

$$D_k = \nabla \cdot \bar{V}_k, \quad (\text{A.56})$$

$$\bar{C} = \sum_{k=1}^{km} C \Delta_k, \quad (\text{A.57})$$

$$\bar{D} = \sum_{k=1}^{km} D \Delta_k, \quad (\text{A.58})$$

$$\frac{P_k}{P_{k+1}} = P_k^1 \text{ com } P_{km}^2 = 0 \quad \kappa = 1, 2, \dots, km-1, \quad (\text{A.59})$$

$$\frac{P_k}{P_{k+1}} = P_k^2 \text{ com } P_1^2 = 0 \quad \kappa = 2, 3, \dots, km \quad (\text{A.60})$$

$$P_k^1 T_{0k+1} - T_{0k} = H_k^1 \text{ com } H_{km}^1 = 0 \quad \kappa = 1, 2, \dots, km-1, \quad (\text{A.61})$$

$$P_k^2 T_{OK-1} + T_{OK} = H_k^2 \quad \text{com} \quad H_1^2 = 0 \quad k=2,3 \dots km-1. \quad (\text{A.62})$$

Expressado em coeficientes espectrais (A.53) fica assim:

$$\frac{\mathcal{F} \tilde{T}_n^m}{\mathcal{F} t} = \tilde{Y}_n^m + B \tilde{D}_n^m. \quad (\text{A.63})$$

A.2.4 - A FORMA ESPECTRAL DA EQUAÇÃO DA PRESSÃO DA SUPERFÍCIE

A Equação (A.15) e usando as Equações (A.5) e (A.56) fica assim:

$$\frac{\mathcal{F} \ln P^*}{\mathcal{F} t} = -\bar{C} - \sum_{j=1}^{km} D_j \Delta_j, \quad (\text{A.64})$$

e na forma espectral a equação anterior fica como:

$$\frac{\mathcal{F}(\ln P^*)_n^m}{\mathcal{F} t} = Z_n^m - \mathbf{d} D_n^m, \quad (\text{A.65})$$

onde,

$$Z = - \sum_{j=1}^{km} \left(\frac{U \mathcal{F} \ln P^*}{\mathcal{F} l} + V \cos j \mathcal{F} \frac{\ln P^*}{\mathcal{F} j} \right) \Delta_k, \quad (\text{A.66})$$

$$\mathbf{d} = (\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3, \dots, \Delta_{km}), \quad (\text{A.67})$$

o termo Z_n^m é calculado por integração de Z^m (Fourier), na seguinte forma:

$$Z_n^m = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^J W_j Z^m p_n^m(\mathbf{m}). \quad (\text{A.68})$$

A.2.5 - A FORMA ESPECTRAL DA EQUAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA

Transformando para a forma espectral a Equação (A.19) tem-se:

$$\frac{\mathcal{F} q_{nk}^m}{\mathcal{F} t} = (Ra)_{nk}^m + (Rb)_{nk}^m \quad (\text{A.69})$$

onde:

$$(Ra)_{nk}^m = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^J Ra_n^m p_n^m(\mathbf{m}) W_j, \quad (\text{A.70})$$

$$(Ra)_k = -\nabla \cdot (q_k \vec{V}_k), \quad (\text{A.71})$$

$$(Rb)_k = q_k D_k - \frac{1}{2\Delta_k} [\hat{\mathbf{s}}_{k+1} (q_{k+1} - q_k) + \hat{\mathbf{s}}_k (q_k - q_{k-1})]. \quad (\text{A.72})$$

Para transformar (A.54) para a forma espectral se faz como em (A.52). Logo a Equação (A.51), finalmente fica:

$$\frac{\mathcal{F} \tilde{q}_n^m}{\mathcal{F} t} = \tilde{R}_n^m + \tilde{S}_n^m, \quad (\text{A.74})$$

onde \tilde{R}_n^m é a tendência calculada em (A.71) e (A.72), e \tilde{S}_n^m é a representação espectral devido às trocas da mistura por condensação e evaporação.

A.3 - A INTEGRAÇÃO EXPLÍCITA E SEMI-IMPLÍCITA

As equações prognósticas são resumidas assim:

$$\frac{dz_{nk}^m}{dt} = F_{nk}^m \quad (\text{a})$$

$$\frac{\int \tilde{q}_n^m}{\int t} = \tilde{R}_n^m + \tilde{S}_n^m \quad (\text{b})$$

$$\frac{\int D_{nk}^m}{\int t} = x_{nk}^m + \frac{n(n+1)}{a^2} \left(f_{nk}^m + R(\ln P^*) \frac{m}{n} T_k \right) \quad (\text{c}) \quad (\text{A.75})$$

$$\frac{\int \tilde{T}_n^m}{\int t} = \tilde{Y}_n^m + B \tilde{D}_n^m \quad (\text{d})$$

$$\frac{\int (\ln P^*)^m}{\int t} = Z_n^m + \mathbf{d} \tilde{D}_n^m \quad (\text{e})$$

A integração numérica das equações de vorticidade (A.75a) e de mistura (A.75b) se faz explicitamente mediante o método leapfrog, assim para tempo $t+1$ e um DT , estas equações ficam na forma mais simples, como:

$$\mathbf{z}_{nk}^m{}^{t+1} = \mathbf{z}_{nk}^m{}^{t-1} + 2DT \mathbf{z}_{nk}^m{}^t, \quad (\text{A.76})$$

$$q_{nk}^m{}^{t+1} = q_{nk}^m{}^{t-1} + 2DT q_{nk}^m{}^t. \quad (\text{A.77})$$

Entretanto, as equações da divergência, da temperatura e da pressão da superfície são integradas semi-implicitamente. A Equação (3.75c) também pode ser escrita como:

$$\frac{\int \tilde{D}_n^m}{\int t} = \tilde{x}_n^m + \mathbf{a} \tilde{T}_n^m + \mathbf{b} (\ln P^*)^m, \quad (\text{A.78})$$

onde α e β são matrizes,

$$\mathbf{a} = \frac{n(n+1)}{a^2} A, \quad (\text{A.79})$$

$$\mathbf{b} = \frac{n(n+1)}{a^2} R[T_{o1}, \dots, T_{okm}] \quad (\text{A.80})$$

Agora, o novo sistema de equações é: (A.78), (A.75d) e (A.75e), onde os termos $\tilde{X}_n^m, \tilde{Y}_n^m$ e \tilde{Z}_n^m são os termos não lineares. Na

integração no tempo estes termos lineares são tratados implicitamente, usando o método trapezoidal. Após a discretização com o tempo, o novo sistema torna-se:

$$\frac{\tilde{D}^{t+1} - \tilde{D}^{t-1}}{2\Delta t} = \tilde{X}^t + a \left[\frac{\tilde{T}^{t+1} + \tilde{T}^{t-1}}{2} \right] + b \left[\frac{\ln P^{*t+1} + \ln P^{*t-1}}{2} \right], \quad (\text{A.81})$$

$$\frac{\tilde{T}^{t+1} - \tilde{T}^{t-1}}{2\Delta t} = \tilde{Y}^t + B \left[\frac{\tilde{D}^{t+1} + \tilde{D}^{t-1}}{2} \right], \quad (\text{A.82})$$

$$\frac{\ln p^{*t+1} - \ln p^{*t-1}}{2\Delta t} = z^t + S \left[\frac{\tilde{D}^{t+1} + \tilde{D}^{t-1}}{2} \right]. \quad (\text{A.83})$$

Substituindo (A.83) e (A.82) em (A.81) chega-se a uma só equação com a incógnita \tilde{D}^{t+1} , sendo os outros termos conhecidos. Depois de obter D , facilmente são calculados $\ln P^*$ e T . É importante assinalar que no sistema de Equações (A.75a-e) não está sendo considerada a difusão horizontal. Este termo deve ser acrescentado no lado direito do sistema de equações, antes deste ser integrado. Por exemplo, o termo é $kd\nabla^4 V_n^m$ para a vorticidade, onde kd é o coeficiente de difusão.

■

APÊNDICE B

PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS

Neste apêndice é feita uma descrição sucinta sobre as diferentes parametrizações físicas do modelo, tais como: da convecção profunda, da convecção rasa e de grande escala; dos processos de superfície, dos fluxos turbulentos e da radiação. Descreve-se com maior detalhe a parte da convecção profunda.

a) - A parametrização da convecção profunda

O esquema de parametrização da convecção profunda usado no modelo MCG COLA/CPTEC é o proposto por Kuo (1965), Kuo (1974) e modificado por Anthes (1977). Portanto, este esquema é mais conhecido como esquema de Kuo-Anthes. Para calcular a quantidade de precipitação ou de calor latente para o aquecimento da atmosfera, e a quantidade de umidade para umedecimento da atmosfera durante o processo da convecção profunda, o método de Kuo-Anthes segue resumidamente as etapas descritas a seguir.

A base da nuvem, onde a pressão é P_b , é determinada pelo nível de condensação por levantamento (NCL). A temperatura (T_c) e a umidade (q_c) dentro da nuvem correspondem à temperatura da adiábica saturada ($T_c = T_s$, $q_c(T_s)$, T_s é a temperatura de saturação). O topo da nuvem, onde a pressão é P_t , e as camadas instáveis são determinados através do uso da temperatura potencial equivalente. Depois de testar se a camada é instável, se há convergência de umidade nos baixos níveis, se a espessura da camada instável (pelo menos 300 hPa), e conhecer a base e o topo da nuvem, é calculada a convergência de umidade integrada na vertical (W), a partir da variação de umidade entre os tempos $t+1$ e $t-1$, assim:

$$W = \int_{Pb}^{Pt} (q(t+1) - q(t-1)) dp / p_s, \quad (\text{B.1})$$

onde, Pt e Pb são a pressão no topo e na base da nuvem, respectivamente, e Ps é a pressão da superfície. W é dividida em duas partes: uma parte precipitável $(1-b)W$, o que vai aquecer a atmosfera como consequência da liberação de calor latente, e a outra parte bW que é utilizada no umedecimento da atmosfera dependendo da capacidade média da coluna para adicionar vapor d'água. O termo b (fator de fracionamento) é determinado a partir da relação entre a umidade média na vertical (\bar{q}) e sua umidade média saturada correspondente (\bar{q}_s). Estas médias são feitas no ambiente da nuvem, logo, b é calculado da seguinte forma:

$$b = 1 - \frac{\bar{q}}{\bar{q}_s}. \quad (\text{B.2})$$

A distribuição vertical da liberação de calor latente é feita em função da diferença das temperaturas virtuais dentro da nuvem (Tvc) e o ambiente (Tv). Com isso, é determinada a variação da temperatura em cada nível (ΔT). Analogamente, é feita a distribuição vertical de umedecimento. A diferença entre umidade da nuvem (qc) e a umidade do ambiente (q) é usada para determinar a variação da umidade em cada nível (Δq). Logo, o novo valor de $T(t+1)$ e $q(t-1)$ fica definido como:

$$T^{t+1} = T^t + \Delta, \quad (\text{B.3})$$

$$q^{t-1} = q^{t-1} + \Delta q, \quad (\text{B.4})$$

onde,

$$\Delta T = \left(\frac{(1-b)W \frac{L}{cp}}{\int_{pb}^{pt} (Tvc - Tv) \frac{dp}{Ps}} \right) (Tvc - Tv), \quad (\text{B.5})$$

$$\Delta q = \left(\frac{bW}{\int_{pb}^{pt} (qc - q) \frac{dp}{Ps}} \right) (qc - q), \quad (\text{B.6})$$

e a precipitação convectiva (R) é determinada pela seguinte equação:

$$R = \frac{(1-b)WP_s}{2g}, \quad (\text{B.7})$$

onde g é a aceleração da gravidade, L é calor latente de condensação.

b) - *A parametrização da convecção rasa e de grande escala*

Seguindo o esquema de Tiedke (1983), é parametrizado os efeitos de cumuli rasos na circulação de grande escala nos pontos de grade onde não foi usada a convecção profunda. O importante para este método é a estratificação próximo à superfície. Este método, somente considera as camadas condicionalmente instáveis próximo à superfície, e não precisa do cálculo da convergência de umidade em baixos níveis.

A parametrização de grande escala (Sela, 1980) é usada para condensar o excesso de umidade (maior que 80%) que fica na atmosfera após a convecção profunda. Este excesso é convertido em precipitação. O processo inicia-se desde camadas mais altas até a primeira camada. Em cada camada é testado o excesso ou déficit de umidade. Se existir excesso de umidade, este acumula na seguinte camada inferior, em caso contrário evapora. Desta forma, repete-se o processo até a camada próxima à superfície. O excesso de umidade na última camada é a que precipita. Esta precipitação é acrescentado à precipitação convectiva (R)

c) - *A radiação e cobertura de nuvens*

A parametrização do aquecimento radiativo solar é feita seguindo o esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa é parametrizada seguindo o esquema de Harshvardhan et al. (1987). Este último, inclui o aquecimento devido à absorção da radiação termal pelo vapor d'água, dióxido de carbono e nuvens. E o esquema de parametrização para a cobertura de nuvens segue o de Hou (1990) o qual está baseado em Slingo (1987). Maiores detalhes destas parametrizações podem-se encontrar na recente publicação de Chagas e Tarasova (1996)).

d) - *Os processos de superfície*

A parametrização dos processos de superfície usada pelo modelo MCG COLA/CPTEC é uma versão modificada do modelo "Simple Biosphere Model (SIB)". Este modelo original foi implementado no modelo de COLA por Sato et al. (1989) baseado em Sellers et al. (1986) e, ultimamente, foi modificado por Xue et al. (1991). Este modelo do SIB é uma representação da camada de superfície que inclui os aspectos físicos e biológicos que interagem com a atmosfera. Assim dadas as variáveis atmosféricas, calcula-se os fluxos de momentum, calor e umidade, que são logo usados nos processos de difusão vertical turbulenta, como contorno inferior.

e) - *A parametrização da difusão vertical turbulenta*

O esquema de parametrização dos fluxos de calor, momento e umidade na vertical, é feito como na teoria K, mas seguindo o esquema de fechamento ordem 2.0 de Mellor e Yamada (1982). Esta parametrização está acoplada à parametrização da superfície como condição de contorno inferior.

Este fechamento de segunda ordem implica que existe um balanço entre a produção de turbulência por cisalhamento, a dissipação e a flutuação. Por um processo iterativo calcula-se os coeficientes de difusão vertical.