



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-11275-TDI/950

**VARIABILIDADE INTERDIURNA DA CONVECÇÃO NA
AMÉRICA DO SUL: A PROPAGAÇÃO MERIDIONAL
DA CONVECÇÃO**

José Ricardo Siqueira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 15 de dezembro de 2003.

551.58

SIQUEIRA, J. R.

Variabilidade interdiurna da convecção na América do Sul: a propagação meridional da convecção / J. R. Siqueira.

- São José dos Campos: INPE, 2003.

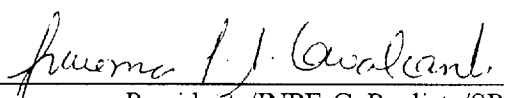
186p. – (INPE-11275-TDI/950).

1.Convecção. 2.Radiômetros de microondas. 3.Modos de propagação. 4.Climatologia. 5.Nuvens. 6.Precipitação.

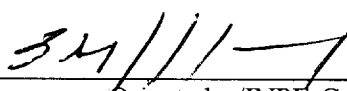
I.Título.

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia.**

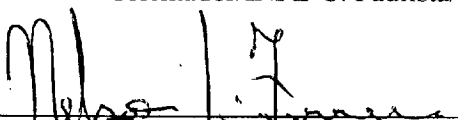
Dr^a Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti


Presidente/INPE-C. Paulista/SP

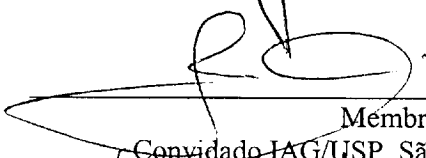
Dr. Luiz Augusto Toledo Machado


Orientador/INPE-C. Paulista/SP


Dr. Nelson Jesus Ferreira


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Tércio Ambrizzi


Membro da Banca
Convidado IAG/USP, São Paulo/SP

Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez


Membro da Banca
Convidado IAG/USP, São Paulo/SP

Candidato (a): José Ricardo Siqueira

São José dos Campos, 15 de dezembro de 2003.

A minha mãe e a meu avô, pelo carinho, apoio e confiança indispensáveis oferecidos desde o início da minha formação profissional.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de prestar meus agradecimentos

A meu orientador, Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, pela valiosa orientação e permanente interesse com que acompanhou esta pesquisa.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e à Pós-Graduação em Meteorologia (PGMet), pelos recursos disponíveis.

À Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE), pelos recursos disponíveis e a disponibilidade dos dados necessários.

Ao Goddard Institute for Space Studies (GISS/NASA) de Nova York/EUA, pela boa recepção durante minha visita à Instituição e a disponibilidade dos dados necessários.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo auxílio financeiro.

Ao Dr. William B. Rossow, do GISS/NASA, pela importante contribuição dada para a execução deste trabalho.

Aos membros participantes da banca examinadora, pelas críticas e sugestões que serão de grande auxílio para o aprimoramento deste trabalho.

A meus familiares, pelo importante apoio emocional, e aos pesquisadores da ACA/IAE, do CPTEC/INPE e do GISS/NASA, pela contribuição e incentivo ao trabalho.

RESUMO

Um estudo climatológico da propagação meridional da convecção (PMC) sobre a América do Sul (AS) é realizado para o período de 1983 a 1993 utilizando compostos de nuvem e de circulação atmosférica. Os resultados apontam três importantes tipos de PMC. O tipo 1 enfoca as frequentes penetrações de frentes frias que organizam a atividade convectiva nos trópicos e propagam-se com a convecção em direção ao equador. Este tipo é mais frequente na primavera austral e contribui para pelo menos 37 % da variabilidade total interdiurna da convecção na AS durante aquela estação. O avanço de um ciclone transiente nos baixos níveis do sudeste para o nordeste da AS mantido pela convergência de fluxos de umidade da Amazônia e ar frio das latitudes médias constitui o principal padrão de circulação atmosférica observado durante os eventos tipo 1. O tipo 2 é caracterizado por uma organização da atividade convectiva nos trópicos devido a frentes frias nos subtropicais, e está associado com intensificação e aparente propagação da convecção dos trópicos para os subtropicais. Este tipo, que está associado à formação sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), é mais frequente durante o verão austral e contribui para mais de 16 % da variabilidade total interdiurna da convecção naquela estação. O padrão de circulação observado para o tipo 2 é semelhante ao do tipo 1, exceto por um movimento quasi-estacionário do ciclone transiente nos baixos níveis sobre o sudeste da AS, que se intensifica e favorece a formação da ZCAS durante a maioria dos eventos tipo 2. As frentes frias que pouco interagem com a convecção tropical e exibem propagação quasi-estacionária (com respeito à direção meridional) com a convecção nos subtropicais são classificadas como tipo 3. O tipo 3 é mais frequente no inverno austral e contribui para pelo menos 50 % da variabilidade total interdiurna da convecção naquela estação. A existência de um anticiclone (ciclone) transiente quasi-estacionário nos baixos níveis sobre o centro (sudeste e sul) da AS e de um jato subtropical é o principal padrão de circulação associado ao tipo 3. Um intenso vórtice ciclônico nos altos níveis no nordeste da AS é também presente, aparentemente contribuindo para o bloqueio das frentes frias nos subtropicais que é frequentemente observado durante os eventos tipo 3. Uma descrição estatística das propriedades de nuvem e precipitação de sistemas convectivos iniciados durante a ocorrência dos três tipos de PMC sobre a AS é feita utilizando imagens combinadas de diferentes tipos de sensores durante a estação úmida austral dos anos de 1998-2000. Os resultados mostram que os três tipos de PMC modulam fortemente a nebulosidade convectiva e o regime de precipitação da AS durante a estação úmida e exibem diferenças significativas entre os seus correspondentes sistemas convectivos. Um estudo de dois casos de PMC (um do tipo 1 e outro do tipo 2) revelou que os padrões de circulação atmosférica durante a ocorrência do caso do tipo 1 foram equivalentes aos apresentados na sua climatologia, exceto pela ocorrência de um vórtice ciclônico nos altos níveis sobre o nordeste da AS e do jato subtropical, que parecem ter inibido a progressão do cavado em baixos níveis associado à frente fria para norte durante o evento tipo 1. No caso do tipo 2, os padrões de circulação apresentaram forte consistência em relação aos da climatologia e permitiram ainda comprovar a formação de uma ciclogênese do tipo B na AS durante o evento.

DAY-TO-DAY CONVECTIVE VARIABILITY OVER SOUTH AMERICA: THE MERIDIONAL PROPAGATION OF CONVECTION

ABSTRACT

A climatology for the meridional propagation of convection (MPC) over South America (SA) for the 1983-93 years is built by using cloud and atmospheric circulation composites. Results reveal three important types of MPC over SA. Type 1 focuses the frequent penetrations of cold fronts that organize tropical convection and move with it towards equator. Type 1 is more frequent during austral spring and contributes to at least 37 % of the total day-to-day convective variability over SA during that season. The advance of a low level transient cyclone from southeast to northeast SA which is maintained by the convergence of moisture fluxes from the Amazon and cold air from the midlatitudes constitutes the main atmospheric circulation pattern during the type 1 events. Type 2 is characterized by an organization of tropical convection due to cold fronts over the subtropics and is associated with intensification and apparent propagation of convection from the tropics towards the subtropics. Type 2, which is associated with the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation, is more frequent in austral summer and contributes to more than 16 % of the total day-to-day convective variability during that season. The type 2 circulation pattern is similar to the type 1, except by the low level quasi-stationary transient cyclone over southeast SA that intensifies and favors the SACZ formation during the majority of the type 2 events. The cold fronts that have only weak interaction with tropical convection and remain quasi-stationary with convection in the subtropics (with respect to the meridional direction) are classified as type 3. Type 3 is more frequent in austral winter and contributes to at least 50 % of the total day-to-day convective variability during that season. The existence of a low level quasi-stationary transient anticyclone (cyclone) over central (southeast and south) SA and a subtropical jet is the main circulation pattern observed for type 3. An intense upper level cyclonic vortex over northeast SA is present, apparently also contributing for the blocking of cold fronts over the subtropics that are frequently observed during the type 3 events. An austral wet season climatology of the cloud and rain properties of the convective systems formed during the occurrences of the MPC types was done by using collocated images from different types of sensors for the 1998-2000 years. Results show that the three MPC types modulate strongly the convective cloudiness and the rainfall regimes over SA and exhibit significant structural differences between their convective systems. A two cases study for the MPC (one for type 1 and other for type 2) revealed that the atmospheric circulation patterns during the type 1 case are basically equivalent to the ones described in its climatology, except by the occurrence of an upper level cyclonic vortex over northeast SA and a subtropical jet that seem to inhibit the northward advance of the low level though associated to the cold front during the event. For the type 2 case, the circulation patterns exhibited consistence with respect to its climatology and permitted to comprove the development of a type B cyclogenesis over SA during the event.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO GERAL	27
1.1 - Visão geral da variabilidade climática na América do Sul	27
1.2 - Variabilidade temporal da convecção na América do Sul	30
1.3 - A propagação meridional da convecção	43
1.4 - Objetivos	45
CAPÍTULO 2 - CLIMATOLOGIA DA PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO NA AMÉRICA DO SUL	47
2.1 - Dados	47
2.2 - Principais tipos de propagação meridional da convecção	49
2.3 - Variabilidade convectiva na América do Sul associada à propagação meridional da convecção	55
2.3.1 - Ciclo de vida da propagação meridional da convecção	55
2.3.2 - Padrões espacial e temporal da variabilidade convectiva	59
2.3.2.1 - Propagações meridionais da convecção do tipo 1	61
2.3.2.2 - Propagações meridionais da convecção do tipo 2	67
2.3.2.3 - Propagações meridionais da convecção do tipo 3	68
2.3.3 - Variabilidade sazonal e interanual da propagação meridional da convecção ...	70
2.4 - Circulação atmosférica na América do Sul durante a propagação meridional da convecção	73

CAPÍTULO 3 - CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS SISTEMAS CONVECTIVOS ASSOCIADOS À PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO NA AMÉRICA DO SUL.	83
3.1 - Dados	83
3.2 - Identificação dos eventos de propagação meridional da convecção	87
3.3 - Identificação e descrição dos sistemas convectivos	92
3.4 - Características estruturais dos sistemas convectivos	98
3.4.1 - Sistemas convectivos nos trópicos	98
3.4.2 - Sistemas convectivos nos subtrópicos/latitudes médias	115
3.4.3 - Sistemas convectivos nos trópicos x sistemas convectivos nos subtrópicos/ latitudes médias	119
3.5 - Variabilidade estrutural dos sistemas convectivos com o ciclo de vida	122
CAPÍTULO 4 - ESTUDO DE CASOS DE PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO	127
4.1 - Primeiro caso (22 a 24 de janeiro de 2003)	127
4.2 - Segundo caso (24 a 26 de janeiro de 2003)	137
CAPÍTULO 5 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
APÊNDICE A - INTERPOLAÇÃO DAS IMAGENS DO ISCCP	173
APÊNDICE B - MÉTODO DE IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO	175
APÊNDICE C - ANÁLISE POR COMPONENTES PRINCIPAIS	179
APÊNDICE D - FILTRO DE LANCZOS	187
APÊNDICE E - TRANSFORMADAS DE ONDALETA	189

APÊNDICE F - MÉTODO DE RASTREAMENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS	193
APÊNDICE G - ANÁLISES ESTATÍSTICAS APLICADAS NA DESCRIÇÃO DOS SISTEMAS CONVECTIVOS	197

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Fluxograma da Metodologia empregada na descrição climatológica da propagação meridional da convecção sobre a AS	50
2.2 - Diagrama de Hovmoller construído para as porcentagens de cobertura de nuvens frias na janela longitudinal de 48,75° W a 58,75° W durante Outubro de 1987, para cada 3 horas.....	52
2.3 - Porcentagens médias de cobertura de nuvens frias para os dias -2 a +2 de ocorrência dos 442 eventos do tipo 1 e dos 194 eventos do tipo 2. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados	57
2.4 - Amplitude e fase da primeira CPC calculada para as séries temporais médias filtradas das porcentagens de cobertura de nuvens frias durante os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 (a), tipo 2 (b) e tipo 3 (c) na AS	63
2.5 - Distribuição do número de eventos dos tipos 1 a 3 identificados na AS para o período de Dezembro de 1983 a Novembro de 1993 durante o verão, outono, inverno e primavera austral	71
2.6 - Distribuição do número de eventos dos tipos 1 a 3 identificados na AS durante os anos de 1984 a 1993	72
2.7 - Componente total média do vento horizontal no nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993	76
2.8 - Idem à Figura 2.7, mas para o nível de 200 hPa	77
2.9 - Componente transiente média do vento horizontal no nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993	78
2.10 - Idem à Figura 2.9, mas para o nível de 200 hPa	79

2.11 - Componente total média do fluxo de umidade horizontal integrado verticalmente entre a superfície e o nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993	80
2.12 - Componente transiente média do fluxo de umidade horizontal integrado verticalmente entre a superfície e o nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993	81
3.1 - Fluxograma da Metodologia empregada na descrição das características estruturais da propagação meridional da convecção sobre a AS	89
3.2 - Diagrama de Hovmoller das porcentagens de cobertura de nuvens para os limiares de 245 K e 220 K da temperatura do topo da nuvem sobre a janela longitudinal de 48,75° W a 58,75° W, para o mês de Abril de 1998	92
3.3 - Trajetórias dos SCs tropicais associados com as propagações meridionais da convecção dos tipos 1 (a) e 2 (b) e dos SCs nos subtrópicos/latitudes médias associados aos tipos 1 (c) e 3 (d) durante a estação úmida austral dos anos de 1998-2000	99
3.4 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função do tempo da fase de maturação (a), do tempo de duração do ciclo de vida (b) e do raio efetivo do SC durante a fase de maturação (c) derivados da aplicação do método de rastreamento de SCs aos pixels do DX no IR para os quatro grupos de SCs estudados	100
3.5 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels DX no VIS para os quatro grupos de SC estudados	105
3.6 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função da temperatura mínima das nuvens de convecção profunda (a) e do número de pixels DX no VIS em função da espessura ótica das nuvens de convecção profunda (b) derivados dos pixels DX no VIS para os quatro grupos de SCs estudados durante a fase de maturação	106

3.7 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de chuva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados	108
3.8 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de chuva convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados	109
3.9 - Perfis verticais médios das taxas de precipitação estratiforme (a) e convectiva (b) durante a fase de maturação para cada 0,25 km (acima de 2 km) derivados dos pixels do PR para os quatro grupos de SCs estudados	111
3.10 - Distribuição cumulativa do número de SCs descrito por medidas do PR em função da maior taxa de precipitação convectiva encontrada nos SCs durante a fase de maturação para os quatro grupos de SCs estudados	112
3.11 - Distribuição cumulativa do número de SCs descrito por medidas do PR e do TMI coincidentes em função da média (a) e do desvio padrão (b) das temperaturas de brilho em 85,5 GHz dos SCs durante a fase de maturação derivadas dos pixels do TMI do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados	114
3.12 - Perfis verticais médios do fator de refletividade do PR para o tipo de chuva convectiva durante a fase de maturação dos SCs para cada 0,25 km (acima de 2 km), para os grupos de SCs do tipo 1	121
3.13 - Distribuição cumulativa do número de pixels do PR com chuva convectiva em função das máximas taxas de precipitação convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados	125

3.14 - Distribuição cumulativa do número de pixels do PR com chuva convectiva em função da altura das máximas taxas de precipitação convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados	126
4.1 - Imagens GOES no IR para as 15 UTC dos dias 22, 23 e 24 de janeiro de 2003.	128
4.2 - Campo total de vento horizontal em 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003	128
4.3 - Idem à Figura 4.2, mas para o nível de 200 hPa	129
4.4 - Campo total de divergência horizontal do fluxo de umidade (em 10^{-5} g/kg.s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003 ..	129
4.5 - Campo total de advecção horizontal de temperatura do ar (em 10^{-5} K/s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003	130
4.6 - Campo total de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa (em 10^{-10} s ⁻²) no nível de 200 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003	130
4.7 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s ⁻²) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K em t = -24 horas do dia central do evento do tipo 1 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas	136
4.8 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s ⁻²) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K no dia central do evento do tipo 1 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas	137
4.9 - Imagens GOES no IR para as 15 UTC dos dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2003.	138
4.10 - Campo total de vento horizontal em 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de janeiro de 2003	139
4.11 - Idem à Figura 4.10, mas para o nível de 200 hPa	139
4.12 - Campo total de divergência horizontal do fluxo de umidade (em 10^{-5} g/kg.s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003 ...	140

4.13 - Campo total de advecção horizontal de temperatura do ar (em 10^{-5} K/s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003	140
4.14 - Campo total de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa (em 10^{-10} s ⁻²) no nível de 200 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003	141
4.15 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s ⁻²) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K em t = -24 horas do dia central do evento do tipo 2 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas.....	143
4.16 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s ⁻²) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K no dia central do evento do tipo 2 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas	143
C.1 - Amplitude e fase da primeira CPC obtidas para as séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias na AS para um total de 5 dias .	186
D.1 - Resposta espectral do filtro passabanda de Lanczos obtida utilizando diferentes números de pesos laterais para uma banda espectral equivalente a oscilações de campos geofísicos com períodos de 2-10 dias (frequências de 0,1-0,5 dias ⁻¹) ..	188
E.1 - Amplitudes dos coeficientes da TOM aplicada a séries temporais filtradas das porcentagens médias da cobertura de nuvens frias em 48,75-58,75° W, para a latitude de 26,25° S	192

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Principais estudos envolvendo a propagação meridional da convecção na AS.	44
2.1 - Séries de dados utilizados na elaboração da climatologia da propagação meridional da convecção na AS	48
2.2 - Classificação dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados na AS durante o período de Julho de 1983 a Dezembro de 1993.	54
2.3 - Tipos de propagação meridional da convecção dominantes identificados no padrão espacial da variabilidade interdiurna da convecção expresso pelas CPCs sazonais na AS durante 1984-1993	64
2.4 - Distribuição do número total de eventos de propagação meridional da convecção na AS como função dos desvios médios quadráticos de amplitude e das diferenças de fase entre a primeira CPC obtida para cada evento e a primeira CPC obtida para o seu respectivo tipo durante Julho de 1983 a Dezembro de 1993.....	65
2.5 - Distribuição de frequência do número de eventos dos tipos 1 a 3 de acordo com as escalas de flutuação dominantes da convecção na região subtropical da AS (26,25° S) durante o dia central de cada evento para Dezembro de 1983 a novembro de 1993	66
2.6 - Média das escalas temporais interdiurnas da variabilidade convectiva dominantes no dia central de cada evento dos tipos 1 a 3 no centro (16,25° S) e na região subtropical da AS para cada estação austral do ano. A região Amazônica (6,25° S) é exibida para os tipos 1 e 2	67
3.1 - Séries de dados utilizados para descrever as características estruturais da propagação meridional da convecção na AS.....	84
3.2 - Definição dos principais tipos de nuvem empregados na descrição das características estruturais da propagação meridional da convecção na AS	85
3.3 - Principais campos derivados das imagens DX e dos sensores do TRMM para descrever a estrutura da propagação meridional da convecção na AS	90

3.4 - Distribuição da população de SCs sobre a região continental da AS entre os dias -2 a +2 dos eventos dos tipos 1 a 3 para a estação úmida austral dos anos de 1998-2000	97
3.5 - Distribuição das porcentagens de cobertura de nuvens do tipo CCB durante a fase de maturação dos SCs estimadas pela aplicação do método de rastreamento de SCs aos pixels do DX no IR para os quatro grupos de SCs estudados	101
3.6 - Distribuição da direção meridional de propagação das nuvens do tipo CCS e do maior grupo de nuvens do tipo CCB dos SCs durante a fase de maturação estimadas pela aplicação do método de rastreamento de SCs aos pixels do DX no IR para os quatro grupos de SCs estudados	102
3.7 - Distribuição da velocidade de propagação das nuvens do tipo CCS dos SCs durante a fase de maturação estimadas pela aplicação do método de rastreamento de SCs aos pixels do DX no IR para os quatro grupos de SCs estudados	103
3.8 - Distribuição das porcentagens de cobertura de nuvens cirrus finas e cirrus espessas na fase de maturação do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels DX no VIS para os quatro grupos de SCs estudados	104
3.9 - Coeficientes de correlação linear estimados entre as propriedades dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM e dos pixels DX no VIS e do TMI do TRMM na fase de maturação para todos os SCs contendo medidas do PR, do VIS-DX e do TMI combinadas	110
5.1 - Principais resultados obtidos no presente estudo da propagação meridional da convecção sobre a AS	147

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia.
ACA	Ciências Atmosféricas.
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit.
AS	América do Sul.
ATOVS	Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder.
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer.
CCS	Nuvens frias altas.
CCB	Nuvens frias altas frequentemente associadas com a convecção.
CTA	Centro Técnico Aeroespacial.
CP	Componente Principal.
CPC	Componente Principal Complexa.
CPR	Componente Principal Rotacionada.
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos.
DEC	Decaimento
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program.
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts.
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment.
GISS	Goddard Institute for Space Studies.
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite.
HN	Hemisfério Norte.
HS	Hemisfério Sul.
INI	Iniciação
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia.
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
IR	Infravermelho.
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project.

LBA	Large-scale Biosphere Atmosphere.
LLJ	Low Level Jet.
MAT	Maturação.
MCC	Mesoscale Convective Complex.
METEOSAT	Meteorological Satellite.
NASA	National Aeronautics and Space Administration.
NASDA	National Space Development Agency.
NCAR	National Center for Atmospheric Research.
NCEP	National Centers for Environmental Prediction.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
OI	Oscilação Intrazonal.
PMC	Propagação Meridional da Convecção
PR	Precipitation Radar.
R	Razão de chuva.
ROL	Radiação de Onda Longa.
SC	Sistema convectivo.
SD	Subtropical ou em latitudes médias.
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager.
SSA	Singular Spectral Analysis.
TD	Tropical.
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite.
TMI	TRMM Microwave Imager.
TOM	Transformada de Ondaleta de Morlet.
TOVS	TIROS-N Operational Vertical Sounder.
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission.
VCAN	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis.
VIS	Visível.
VISSR	Visible/Infrared Spin-Scan Radiometer.
WCRP	World Climate Research Program.
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul.

ZCIT

Zona de Convergência Intertropical.

ZCPS

Zona de Convergência do Pacífico Sul.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

1.1 Visão Geral da Variabilidade Climática na América do Sul

Com o crescente número de satélites meteorológicos atualmente em operação, o monitoramento da atividade convectiva sobre o globo terrestre tem sido de grande importância para a compreensão das suas influências no tempo e no clima dos continentes e oceanos. Neste contexto, o conhecimento dos diferentes tipos de sistemas convectivos existentes sobre o globo tem sido muito útil para o aperfeiçoamento dos modelos de previsão de tempo e clima, em virtude da necessidade de se estabelecer parametrizações para uma grande classe de sistemas convectivos.

Nas décadas de 70 e 80, sistemas convectivos de diferentes escalas espaciais foram identificados na literatura (Houze, 1977; Tollerud e Esbensen, 1985; Maddox, 1983; e outros). Com base nas suas escalas espaciais, os sistemas convectivos no cinturão tropical do globo terrestre foram definidos como: linhas de instabilidade (Houze, 1977), sistemas convectivos de mesoescala (Tollerud e Esbensen, 1985) e complexos convectivos de mesoescala (Maddox, 1983).

A partir da década de 90, o maior número de satélites disponível e a sofisticação de novos sensores têm contribuído consideravelmente para o avanço de importantes projetos objetivando descrever os processos convectivos sobre o globo terrestre de forma contínua, tal como o *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP - Projeto Internacional de Climatologia de Nuvem por Satélite), bem como para o surgimento de inúmeros trabalhos com este enfoque (Machado e Rossow, 1993; Machado et al., 1998; Carvalho e Jones, 2001; e outros). Neste contexto, Machado e Rossow (1993) e Machado et al. (1998) estudaram intensivamente os sistemas convectivos sobre o cinturão tropical da *América do Sul* (AS) utilizando um conjunto de imagens fornecidas por diferentes tipos de sensores a bordo de satélites

geoestacionários ambientais coletadas pelo ISCCP nas faixas espectrais do visível e do infravermelho termal. Machado e Rossow (1993) observaram que os sistemas convectivos nos trópicos são constituídos basicamente por dois tipos de nuvem: o primeiro, com topos mais altos, maior espessura ótica e associado com a convecção profunda em escala local; e, o segundo, com topos mais baixos, espessura ótica reduzida e associado com nebulosidade estratiforme estendendo-se em mesoescala. Por sua vez, Machado et al. (1998) promoveram o rastreamento de diferentes tipos de sistemas convectivos e estimaram a evolução temporal de importantes propriedades físicas inerentes a cada sistema convectivo, tal como seu raio, sua forma geométrica aproximada, sua direção e velocidade de propagação, sua área de maior atividade convectiva, sua temperatura do topo, e outras. Neste estudo notou-se uma relação direta entre o raio e o tempo de duração dos sistemas convectivos, além de variações semelhantes das suas propriedades físicas durante o ciclo de vida de cada sistema convectivo. Um outro estudo importante recentemente realizado com este mesmo enfoque foi o de Carvalho e Jones (2001), que desenvolveram um método alternativo para o rastreamento dos sistemas convectivos e das suas propriedades físicas utilizando imagens de satélite na faixa espectral do infravermelho termal.

Com o lançamento do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM - Missão de Medição da Precipitação Tropical) em Novembro de 1997 (Simpson et al., 1998; Kummerow et al., 1998), tem sido possível descrever de forma mais ampla os processos convectivos nos trópicos a partir da combinação de imagens geradas por diferentes tipos de sensores. Com este enfoque, Bellerby et al. (2000) produziram estimativas de precipitação com alta resolução espacial associada a sistemas convectivos combinando perfis verticais de precipitação fornecidos pelo radar meteorológico *Precipitation Radar* (PR - Radar de Precipitação) do TRMM que opera na faixa espectral das microondas com imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES - Satélite Ambiental Geoestacionário Operacional) produzidas na faixa espectral do infravermelho termal. Também combinando perfis verticais de precipitação do PR com imagens do GOES, Morales et al. (2003) realizaram uma ampla descrição das características estruturais dos sistemas convectivos sobre a região

Amazônica durante o experimento da *Large-scale Biosphere Atmosphere* (LBA - Atmosfera Biosfera em Grande Escala). Os autores observaram uma forte dependência da atividade dos sistemas convectivos com respeito ao tempo de duração e ao tamanho de cada sistema, tal que os sistemas convectivos mais longos e com maior extensão apresentavam um desenvolvimento inicial mais intenso.

Entre vários trabalhos realizados combinando somente imagens dos sensores do TRMM, destacam-se os de Grecu e Anagnostou (2001) e Fu e Liu (2003), que utilizaram temperaturas de brilho do sensor passivo *TRMM Microwave Imager* (TMI - Imageador de Microondas do TRMM) do TRMM que opera na faixa das microondas e perfis verticais de precipitação do PR do TRMM para estimar a precipitação nos trópicos. Grecu e Anagnostou realizaram estimativas de áreas sob influência de precipitação, de tipos de precipitação (convectiva/estratiforme) e do conteúdo de água líquida na atmosfera aplicando redes neurais às temperaturas de brilho de diversos canais do TMI e utilizando perfis verticais de precipitação do PR para calibração e validação da técnica. Neste estudo observou-se consistência entre a classificação da precipitação e o conteúdo de água líquida na atmosfera estimados a partir do TMI com respeito às mesmas propriedades de precipitação derivadas do PR. Por sua vez, Fu e Liu (2003) estudaram a variabilidade dos perfis verticais de precipitação e investigaram o seu impacto nas temperaturas de brilho em microondas aplicando análises por CPs (Componentes Principais) aos perfis de precipitação do PR e estimando as variações das temperaturas de brilho do TMI no canal em 85,5 GHz durante a ocorrência de precipitação. Os autores observaram pouca variabilidade entre os perfis verticais de precipitação durante a ocorrência de precipitação estratiforme, com máxima precipitação ocorrendo próxima ao nível de resfriamento. Durante a ocorrência de precipitação convectiva, os autores verificaram a existência de dois importantes perfis verticais de precipitação: o primeiro, com máxima precipitação ocorrendo em níveis atmosféricos consideravelmente mais baixos que o nível de resfriamento e causando pouca atenuação nas temperaturas de brilho em microondas; e, o segundo, com máxima precipitação ocorrendo próxima ao nível de resfriamento e produzindo forte atenuação nas temperaturas de brilho em microondas.

A atividade convectiva na AS manifesta-se principalmente pela presença de sistemas convectivos de escala local, mesoescala e escala sinótica. A formação e o tempo de vida dos sistemas convectivos, bem como a sua variabilidade espacial e temporal, são fortemente influenciadas por sistemas sinóticos que atuam sobre o continente em épocas específicas do ano. Dentre esses sistemas destacam-se a *Zona de Convergência do Atlântico Sul* (ZCAS), a *Alta da Bolívia* (AB), a *Zona de Convergência Inter-Tropical* (ZCIT), as Ondas de Leste e os *Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis* (VCAN) no Nordeste do Brasil, que ocorrem principalmente durante o verão austral e causam grande variabilidade da atividade convectiva no cinturão tropical (Casarin e Kousky, 1986; Virji, 1981; Hastenrath, 1991; Burpee, 1972; Kousky e Gan, 1981; e outros). Na AS também é observada a penetração de frentes frias, que frequentemente organizam a convecção no seu cinturão tropical, subtropical e em latitudes médias (Kousky e Ferreira, 1981; Oliveira e Nobre, 1986; Satyamurty e Mattos, 1989; e outros). No inverno austral, a atividade convectiva sobre a AS é geralmente caracterizada pela penetração de um maior número de frentes frias e por aglomerados convectivos que compõem a ZCIT (Oliveira e Nobre, 1986; Hastenrath, 1991; e outros). A convecção sobre a AS também é modulada por mecanismos de escala planetária como a *Oscilação Intrazonal* (OI) de 30-60 dias nos trópicos e os fenômenos El Niño e La Niña (Madden e Julian, 1971; Kousky e Cavalcanti, 1984; e outros). Além destes mecanismos, a ocorrência de convecção profunda sobre a região Amazônica e a presença da Cordilheira dos Andes são duas peculiaridades que contribuem de maneira significativa para a organização da convecção sobre a AS (Gan e Rao, 1994; Gandu e Geisler, 1991; e outros).

1.2 Variabilidade Temporal da Convecção na América do Sul

A modulação da convecção na AS pelos mecanismos mencionados anteriormente proporciona variações com periodicidade altamente variável, podendo ser da ordem de algumas horas (intradiurna) até de anos (interanual). As flutuações diurnas da convecção são as principais responsáveis pela forte variabilidade da cobertura de nuvens que é frequentemente observada sobre as regiões tropicais e subtropicais do

continente. Entre vários trabalhos sobre flutuações de curto período de tempo no continente, destacam-se os de Silva Dias e Bonatti (1985) e Silva Dias et al. (1987), que versam sobre a variação diurna de campos de divergência de vento, bem como a influência do ciclo diurno nos modelos de previsão de tempo na região Amazônica. Utilizando imagens de satélite para acompanhar o ciclo diurno da atividade convectiva na AS, Meisner e Arkin (1987) e Machado et al. (1997) observaram que a nebulosidade convectiva exibia um ciclo diurno semelhante na maior parte da região central do continente, com um máximo em torno das 18 LST. Os resultados obtidos por esses autores mostraram um posicionamento da convecção profunda ocupando uma área continental maior da AS durante o verão, e foram de grande importância para o conhecimento da climatologia de verão da atividade convectiva sobre o continente.

Uma vasta descrição do ciclo diurno da convecção sobre a AS durante o verão austral foi realizada por Garreaud e Wallace (1997) utilizando imagens de satélites geoestacionários fornecidas pela série de dados B3 do ISCCP. Neste estudo foram identificados fortes centros de variabilidade diurna da convecção sobre a Cordilheira dos Andes relacionados com a convergência de umidade em baixos níveis vinda da Amazônia. Utilizando diferentes limiares de temperatura de brilho no espectro do infravermelho termal para a identificação da nebulosidade convectiva sobre a região Amazônica, os autores promoveram o acompanhamento do ciclo diurno de diferentes tipos de nuvem presentes na região. Neste caso, notou-se um máximo diurno de cobertura de nuvens convectivas com topos mais frios (mais altos) sendo atingido mais rapidamente que o de nuvens com topos mais quentes (mais baixos), que geralmente ocorriam no período noturno. Garreaud e Wallace (1997) também notaram contrastes no ciclo diurno da atividade convectiva sobre a AS entre as suas regiões continentais e oceânicas. Na maioria das regiões continentais da AS, os autores observaram um ciclo diurno da nebulosidade convectiva com manhãs relativamente claras, um rápido aumento na cobertura de nuvens no período da tarde e um decaimento mais gradativo durante a noite. Já nas regiões costeiras foram notados máximos de cobertura de nuvens convectivas com topos mais frios estendendo-se do período da manhã até o meio-dia,

enquanto máximos de cobertura de nuvens com topos mais quentes eram notados no início da tarde.

O ciclo diurno da convecção sobre as planícies subtropicais da AS também tem sido o objeto de numerosos estudos (Wang e Paegle, 1996; Berbery e Rasmusson, 1999; e outros). Esses estudos têm apontado um ciclo diurno característico de forte nebulosidade convectiva próxima ao anoitecer sobre o nordeste da Argentina, Paraguai, sul do Brasil e parte do Uruguai, sendo estimulado principalmente pela presença de complexos convectivos de mesoescala com máxima atividade no período noturno. Berbery e Collini (2000) investigaram os mecanismos físicos associados com a precipitação nessas regiões durante o mês de Novembro de 1997, que foi um período de grande atividade convectiva nos subtrópicos (ano de El Niño). Neste estudo foi utilizado o modelo regional em coordenadas ETA (modelo ETA) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP - Centro Nacional de Previsão Ambiental) e dados de precipitação derivados do *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I - Sensor Especial de Microondas/Imageador). A precipitação e a convergência de fluxos de umidade simuladas pelo modelo exibiram um ciclo diurno coerente com dados observacionais, com máximos no período noturno. Além disto, foram consistentes com a presença de forçantes dinâmicas relacionadas com a intensificação do jato de baixos níveis durante a noite sobre a região. Um segundo regime de precipitação foi observado ao leste das planícies subtropicais, com máximos durante o dia. Neste caso, destacou-se o papel da instabilidade convectiva desencadeada pela brisa marítima e intensificada pela topografia da região sul do Brasil para o aumento da convecção naquela região.

Além do ciclo diurno, o ciclo interdiurno ou sinótico da convecção é responsável por grandes alterações na cobertura total de nuvens que costumam ser observadas dentro desta escala temporal e afeta consideravelmente o regime de precipitação da AS no decorrer do ano. As flutuações interdiurnas da convecção são forçadas por mecanismos menos previsíveis e relacionados com a ocorrência de várias condições em simultâneo. Uma das forçantes para a variabilidade interdiurna da convecção sobre a região tropical da AS são possivelmente as Ondas de Leste. O comportamento das Ondas de Leste na

região da África e no Atlântico tropical foi estudado por diversos autores (Carlson, 1969; Burpee, 1972; Burpe, 1974; Duvel, 1990; Diedhiou et al., 1999; e outros). Esses autores concluíram que grande parte da variabilidade interdiurna da convecção com periodicidades entre 3 e 4 dias naquelas regiões é causada por este tipo de perturbação.

Com o intuito de investigar a atividade das Ondas de Leste na região tropical da AS, Silvestre (1996) utilizando dados de circulação atmosférica para um período de 10 anos identificou distúrbios ondulatórios de leste sobre a AS durante as estações de verão, outono e inverno austral. Neste estudo observou-se que os distúrbios apresentavam comprimentos de onda maiores para o verão, e atingiam o litoral das regiões Norte e Nordeste do Brasil. O autor também não descarta a possibilidade de que as Ondas de Leste tenham algum efeito no regime de precipitação das regiões Norte e Nordeste do Brasil, pois os períodos de máxima precipitação identificados em ambas regiões coincidiram com a presença de distúrbios deslocando-se para oeste. A modulação da atividade convectiva na região tropical da AS pelas Ondas de Leste também foi verificada por Machado e Duvel (1998) utilizando imagens de satélites geoestacionários fornecidas pelo ISCCP, para um período de 3 anos. A partir da aplicação de *Componentes Principais Complexas* (CPCs) a porcentagens de cobertura de nuvem derivadas das imagens do ISCCP, os autores identificaram padrões de oscilação interdiurnos da convecção na região Amazônica que estavam possivelmente relacionados com a atividade das Ondas de Leste. Estes padrões eram caracterizados por uma propagação da convecção inicialmente de sudeste para noroeste e posteriormente para leste no norte da região Amazônica, e eram observados principalmente durante a primavera austral. Recentemente, Kayano et al. (2003) utilizando dados de circulação atmosférica e de precipitação identificaram algum impacto das Ondas de Leste sobre a precipitação diária no Nordeste da AS durante o verão austral. Os autores também observaram que o impacto das Ondas de Leste na precipitação do Nordeste era maior à medida que estes distúrbios se associavam a sistemas baroclínicos provenientes das latitudes médias.

A AB e os VCANs no Nordeste do Brasil são sistemas sinóticos que também influenciam de maneira significativa a variabilidade interdiurna da convecção na região tropical da AS. A AB foi intensivamente estudada por Gandu e Geisler (1991), que aplicaram modelagem numérica para estudar o efeito da convecção na Amazônia sobre a circulação atmosférica nos trópicos. Os autores observaram que a liberação de calor latente na Amazônia é fundamental para a formação da AB, sendo pouco importante a influência da Cordilheira dos Andes. O papel da AB no ciclo interdiurno da convecção sobre o continente também foi estudado por Machado et al. (1997) utilizando CPCs e imagens do ISCCP para o período de 1 ano. Neste estudo foram identificados padrões de variabilidade interdiurnos das coberturas de nuvem no oeste do continente durante o verão austral. Os autores também notaram forte atividade convectiva sobre o platô boliviano e a Amazônia, com períodos dominantes de 3 a 4 dias. A necessidade de um maior entendimento a respeito da interação da AB com outros sistemas sinóticos (principalmente frentes frias e Ondas de Leste) tem sido destacada pela comunidade científica para a compreensão da sua influência na atividade convectiva sobre a AS (Virji, 1981; Gusmão, 1997; Lenters e Cook, 1997; e outros).

A ocorrência dos VCANs influenciando fortemente a convecção em escala interdiurna sobre o Nordeste do Brasil e áreas oceânicas adjacentes foi verificada por inúmeros autores. Neste contexto, Kousky e Gan (1981) verificaram que quando estes vórtices penetram no Brasil, produzem condições de céu claro no sul e centro do Nordeste e precipitação no norte do Nordeste. Diversos estudos mostraram que a intensidade do anticiclone da AB é um fator determinante para a formação dos VCANs identificados sobre o Oceano Atlântico tropical (Gan e Kousky, 1986; Rao e Bonatti, 1987; e outros). Nestes estudos também foi observado que os VCANs impedem a propagação meridional das frentes frias para o litoral do Nordeste e contribuem para a sua permanência no Sudeste, onde causam precipitação persistente. Ramirez et al.(1999) observaram que os VCANs podem originar-se também como consequência da formação de uma circulação anticiclônica em altos níveis associada à ZCAS. Por sua vez, Calbete et al. (1997) realizaram um levantamento do número de VCANs sobre o Nordeste do Brasil utilizando imagens do GOES e dados de precipitação obtidos a partir de cartas

sinóticas de superfície, para um período de 9 anos. Os autores observaram uma maior frequência de ocorrência dos VCANs durante o verão austral, exibindo durações de até 15 dias.

Um outro mecanismo que contribui fortemente para a variabilidade interdiurna da convecção sobre a AS é a penetração de frentes frias no seu cinturão tropical. A influência das frentes frias no Nordeste do Brasil foi estudada por Kousky (1979) utilizando dados de precipitação fornecidos pelo *Instituto Nacional de Meteorologia* (INMET) para um período de 10 anos. Este autor observou que grande parte da precipitação ocorrida no sul do Nordeste entre os meses de Maio e Julho estava associada com a passagem de frentes frias sobre aquela região. A modulação da convecção no Nordeste do Brasil por frentes frias também foi confirmada por Kousky e Ferreira (1981) analisando variações interdiurnas de pressão e por Kousky (1988) utilizando *Radiação de Onda Longa* (ROL). Num estudo recente, Ferreira et al. (2001) utilizando imagens do GOES e dados de precipitação do INMET para um período de 6 anos identificaram dois tipos de organização da nebulosidade convectiva no Nordeste do Brasil associados com frentes frias que causavam precipitação acima da média climatológica naquela região. O primeiro tipo caracterizava-se pela orientação noroeste-sudeste da convecção estendendo-se até latitudes tropicais mais baixas, e estava associado com a penetração de frentes frias no sul, no centro e no oeste do Nordeste. Este tipo foi observado com uma maior frequência nos meses de Outubro e Novembro. Já o segundo tipo era característico de uma orientação norte-sul da convecção, e resultante da interação entre as frentes frias e os VCANs no Oceano Atlântico tropical e da formação da ZCAS sobre a AS. O segundo tipo foi favorecido pela presença de frentes frias que permanecem quasi-estacionárias sobre a costa sudeste do Brasil, e exibiu uma maior frequência entre os meses de Janeiro e Março.

Na região Central e no sul da região Norte do Brasil, Marengo et al. (1997) observaram a influência de frentes frias e o comportamento denominado de "Friagem". Este tipo de comportamento também foi observado por Machado e Duvel (1998) utilizando imagens do ISCCP para um período de 4 anos, que identificaram flutuações da convecção entre 3

e 6 dias na região Amazônica possivelmente associadas com a penetração de frentes frias na AS. Machado e Duvel (1998) notaram que estas flutuações correspondem a uma propagação meridional da convecção da região Sudeste até o oeste da região Amazônica e representam o principal padrão de oscilação interdiurno da convecção na AS durante a primavera austral. Um comportamento frontogenético com respeito à passagem de frentes frias sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil foi notado por Satyamurti e Mattos (1989) e por Lima e Satyamurti (1992). Oliveira e Nobre (1986) utilizando imagens de satélite desenvolveram uma climatologia da atividade frontal sobre a AS para o período de 1975 a 1984. Neste estudo verificou-se que as frentes frias penetravam o continente durante o ano todo e organizavam freqüentemente a convecção tropical, sobretudo entre as latitudes de 20° S e 35° S durante o verão austral.

A variabilidade interdiurna da convecção na AS que é causada pela penetração de frentes frias também está fortemente associada à configuração de bloqueio no sudeste do continente. A característica da circulação atmosférica associada à situação de bloqueio é a divisão do jato em dois ramos, que ocasiona um rompimento no padrão zonal do escoamento. Na situação de bloqueio, um anticiclone se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é frequentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes (Fuentes, 1997). A configuração de bloqueio geralmente é caracterizada por uma propagação mais meridional das frentes frias. Nesta situação, os ciclones migratórios ao se aproximarem de uma alta de bloqueio permanecem estacionários ou deslocam-se na periferia da alta, podendo causar condições de tempo duradouras sobre grandes áreas (Fuentes, 1997). Marques e Rao (1997 e 2001) estudaram a variação sazonal e interanual da ocorrência de bloqueios na AS no período de 1980 a 1993 utilizando dados do *European Centre for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF - Centro Europeu para Previsão de Tempo de Médio Prazo). Uma maior freqüência de bloqueios sobre o continente foi observada no inverno austral e na maioria dos anos de El Niño, enquanto a menor foi verificada durante o verão austral.

Alguns estudos mostraram que as incursões de ar frio proveniente das latitudes médias e aparentemente associado a frentes frias também são responsáveis por grande parte da variabilidade interdiurna da convecção sobre a região tropical da AS (Fortune e Kousky, 1983; e outros). A ocorrência da propagação meridional de bandas de convecção profunda adiante das incursões de ar frio sobre a AS em escala interdiurna foi intensivamente estudada por Garreaud e Wallace (1998), que documentaram os padrões de circulação atmosférica associados a este fenômeno físico durante o verão austral utilizando reanálises do NCEP para o período de 1979 a 1995. O principal padrão de circulação identificado pelos autores consiste de um trem de onda em altos níveis (crista a oeste de um cavado) nas latitudes médias (sudoeste da AS) que atua como uma forçante para o sistema. Observou-se na fase inicial das incursões que uma forte advecção de ar quente e úmido para o sul no leste da Cordilheira dos Andes criava condições favoráveis para o desenvolvimento de convecção profunda sobre o centro e o sul da Argentina. Na fase seguinte, um anticiclone frio migratório nos baixos níveis era observado movendo-se sobre as planícies subtropicais da AS. Devido ao bloqueio pela Cordilheira dos Andes, a circulação nos baixos níveis assumia a forma de um fluxo ageostrófico que produzia advecção de ar frio para o equador e proporcionava a propagação meridional da convecção. Este tipo de estrutura apresentada pela nebulosidade convectiva surgia como o principal modo da variabilidade interdiurna da convecção profunda nas regiões em que atuavam, e a contribuição destes sistemas para a precipitação variava em cerca de 25 % na região central da Amazônia e 50 % nas planícies subtropicais do continente. Uma periodicidade de aproximadamente 5 dias foi observada para as incursões de ar frio sobre a AS.

Utilizando modelagem numérica para a simulação de um evento de incursão de ar frio sobre a AS ocorrido em Maio de 1993, Garreaud (1999) identificou regiões de ascendência (lado equatorial) e subsidência (lado polar) do jato subtropical sobre o continente durante a ocorrência do fenômeno físico. O autor sugeriu que a região de subsidência do jato estaria contribuindo significativamente para a intensificação do anticiclone em baixos níveis que se propaga para o equador e caracteriza a incursão. Pelas simulações também foi observada uma forte contribuição da advecção horizontal

de vorticidade anticiclônica e de ar frio durante a ocorrência da incursão. Recentemente, Vera e Vighiarolo (2000) utilizando reanálises do ECMWF e análises por CPs estudaram as incursões de ar frio ocorridas sobre a AS no inverno austral durante um período de 6 anos. Neste estudo foram determinados os principais padrões de circulação atmosférica na AS associados com as incursões e também foi dada uma importante contribuição para a identificação da ocorrência deste fenômeno físico sobre o continente.

Uma outra escala de flutuação importante apresentada pela convecção sobre a AS é a escala intrasazonal. A variabilidade intrasazonal da convecção foi identificada por Madden e Julian (1971) aplicando análises espectral e espectral cruzada aos dados diários de circulação atmosférica, de temperatura e de pressão na superfície em algumas estações no Oceano Pacífico tropical oeste medidos a partir de radiossondagem, para um período de 10 anos. Os autores detectaram e documentaram oscilações da convecção naquelas regiões com periodicidades de 40-50 dias, que são referidas como Oscilação Intrasazonal. A OI caracteriza-se por um deslocamento para leste de uma célula zonal de grande escala, que causa variações na convecção sobre diversas regiões tropicais do globo terrestre. Uma vasta revisão sobre o assunto é encontrada em Madden e Julian (1994).

Desde a identificação da OI por Madden e Julian (1971), a variabilidade intrasazonal da convecção sobre a AS tem sido intensivamente estudada pela comunidade científica. Weickmann et al. (1985) utilizando Radiação de Onda Longa e dados de circulação atmosférica observaram a propagação de bandas de nebulosidade para leste na região tropical da AS e uma importante defasagem com respeito à atividade convectiva na região da *Zona de Convergência do Pacífico Sul* (ZCPS) em escalas de tempo intrasazonais. Casarin e Kousky (1986) mostraram que o aumento de anomalias negativas de ROL na região da ZCPS precedia o aumento de anomalias de ROL na região da ZCAS por aproximadamente 15 dias. Embora também seja caracterizada como um sistema sinótico, a ZCAS é um dos mecanismos físicos mais importantes presentes na variabilidade intrasazonal da convecção que ocorre na AS durante o verão

austral. Seus efeitos têm sido caracterizados pela comunidade científica por episódios de estiagem prolongada e enchentes que atingem diversas regiões do AS, tais como a Sul e a Sudeste (Casarin e Kousky, 1986; Silva Dias, 1988; Liebmann et al., 1999; Sanches, 2002; e outros). O estudo observacional feito por Kodama (1992) mostrou diversas características comuns entre a ZCAS, a ZCPS e a Zona Frontal de Baiu, chamadas, de uma forma geral, de Zonas de Convergência Subtropicais.

Alguns estudos enfocando a influência da OI na atividade convectiva sobre a AS têm sido realizados com a utilização de um maior conjunto de dados ou mesmo ferramentas estatísticas mais sofisticadas. Paegle e Mo (1997) aplicaram CPs a anomalias de ROL para identificar e descrever períodos de precipitação anômala no continente durante o verão austral. Neste estudo observou-se que a intensificação da atividade convectiva na região da ZCAS estava associada a um decréscimo na precipitação sobre as planícies subtropicais do continente e na região da ZCPS, e um aumento da atividade convectiva no Pacífico Central e Leste. Por outro lado, quando a atividade convectiva na ZCAS era observada menos intensa, a precipitação sobre as planícies subtropicais era abundante e notava-se um forte fluxo de umidade dos trópicos até o centro da Argentina e o sul do Brasil. Os autores também verificaram uma forte contribuição do jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes para a intensificação do fluxo de umidade identificado naquela região. Este tipo de configuração foi sugerido pelos autores como sendo uma componente regional da OI atuando sobre a AS. Recentemente, Goulet e Duvel (2000) aplicando CPCs a campos de ROL na forma de janelas temporais reproduziram a estrutura da OI identificada por Weickmann et al. (1985) sobre os Oceanos Índico e Pacífico. Os autores observaram uma menor periodicidade da OI durante anos de El Niño e uma maior variabilidade convectiva em escalas intrasazonais na banda latitudinal de 10° a 15° de cada hemisfério de verão. Destacam-se também o trabalho de Jones e Carvalho (2002), que detectaram variabilidade no regime de monção de verão na AS em escala intrasazonal utilizando dados de circulação e precipitação, e o de Vitorino (2002), que identificou variabilidade intrasazonal nos campos de circulação e de ROL sobre a AS associada com sistemas baroclínicos a partir da aplicação de Transformadas de Ondaleta a estas séries de dados.

A propagação meridional da convecção em escalas de tempo intrasazonais sobre o cinturão tropical do globo terrestre também foi estudada por alguns autores (Sikka e Gadgil, 1980; Gadgil e Srinivasan, 1990; Wang e Rui, 1990; e outros). Utilizando campos de ROL, Srinivasan e Smith (1996) identificaram a propagação meridional de zonas de convergência tropicais sobre a AS e sugeriram um importante papel das Ondas de Rossby para as propagações observadas em escala intrasazonal. Recentemente, Paegle et al. (2000) aplicaram *Singular Spectrum Analysis* (SSA - Análise Espectral Singular) e CPs a campos de ROL para determinar os principais padrões de variabilidade associados ao ciclo intrasazonal da convecção sobre a AS. Os principais padrões identificados pelos autores possuíam períodos de 36-40 dias (modo 40) e de 22-28 dias (modo 22). O modo 40, que estava diretamente relacionado com a OI na região tropical, apresentou uma defasagem de 8 a 10 dias entre anomalias negativas de ROL no Pacífico Oeste e na região da ZCAS. Para este modo também foi observada a propagação das anomalias de ROL para leste até o Pacífico Central, com um trem de onda estendendo-se do Pacífico Central até a AS. O modo 22, que caracterizou uma propagação meridional da convecção sobre a AS das latitudes médias para os trópicos, foi identificado pela propagação de um trem de onda do Pacífico Sudeste até o sul da Argentina e o nordeste da AS.

Devido à influência da sazonalidade, uma escala temporal de variabilidade convectiva que também se encontra fortemente presente em quase todo o globo terrestre é o ciclo anual. Particularmente, inúmeros estudos já foram descritos aqui considerando a influência das diferentes estações do ano na atividade convectiva sobre a AS. Com este enfoque, cita-se ainda o estudo realizado por Horel et al. (1989), que relacionaram o ciclo anual da convecção com o ciclo anual da circulação atmosférica sobre a AS utilizando dados de ROL, precipitação e compostos dinâmicos do ECMWF. Neste estudo foi verificado um rápido desenvolvimento da AB durante a transição da primavera para o verão austral, que coincidiu com a época de maior atividade convectiva observada sobre a AS.

Um importante estudo enfocando o ciclo anual da convecção e da circulação sobre a AS foi desenvolvido por Hastenrath (1997) utilizando dados de ROL da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA - Administração Atmosférica e Oceânica Nacional) e dados de circulação atmosférica do ECMWF para um período de 8 anos. O autor verificou para o verão austral a ocorrência de convecção profunda acompanhada de uma elevada divergência dos ventos nos altos níveis sobre o oeste da região Amazônica. Para o inverno austral, atividade convectiva mais intensa foi observada junto à ZCIT sobre o leste do Pacífico equatorial, enquanto a forte divergência nos altos níveis que foi verificada sobre o oeste da Amazônia durante o verão austral não se encontrava mais presente.

Rao e Hada (1990) descreveram a variação anual da precipitação e do conteúdo de umidade sobre o Brasil utilizando dados de precipitação fornecidos por estações de superfície, para o período de 1958 a 1978. No estudo também foram utilizados dados de circulação atmosférica do ECMWF para o período de 1985 a 1989. Os autores destacaram o papel da bacia Amazônica para o elevado conteúdo de umidade observado na região Central do Brasil durante os meses de Setembro a Fevereiro, que é o período de maior ocorrência de precipitação sobre aquela região.

Além dos ciclos diurno, interdiurno, intrasazonal e anual da atividade convectiva, um outro importante ciclo temporal da convecção sobre a AS é o ciclo interanual. Esta escala de variabilidade convectiva, que tem sido intensivamente estudada no continente no decorrer dos anos, tem tido um grande impacto na sociedade. O ciclo interanual da convecção também influencia os demais ciclos mencionados, e deve sua existência principalmente à presença de fenômenos climáticos como o El Niño, a La Niña e outros. Desde a descoberta da Oscilação Sul por Walker e Bliss (1932), a influência dos fenômenos El Niño e La Niña na atividade convectiva sobre as regiões Norte e Sul da AS tem sido o objeto de numerosos estudos (Kidson, 1975; Hastenrath e Heller, 1977; Rao e Hada, 1990, e outros).

Kousky e Cavalcanti (1984) documentaram os principais efeitos causados por alguns eventos de El Niño na atividade convectiva sobre as regiões tropical e subtropical da AS. Neste estudo verificou-se para o forte evento ocorrido entre 1982 e 1983 uma diminuição da atividade convectiva no leste da região Amazônica, no Nordeste do Brasil e no Atlântico equatorial, associada ao deslocamento do ramo subsidente da célula de Walker sobre essas regiões. Por outro lado, na região Sul do Brasil foi observada precipitação excessiva e acompanhada de enchentes. Neste caso, os autores verificaram um maior comportamento estacionário apresentado pelas frentes frias que penetravam na região Sul e o desenvolvimento de forte atividade convectiva ao longo e ao sul dessas frentes. Este tipo de estrutura foi caracterizado pelo fortalecimento do jato subtropical e a consequente presença de eventos de bloqueio na AS, que é muito comum em períodos de El Niño. Num estudo mais recente, Cavalcanti (1997) descreveu as influências de vários episódios de El Niño no regime de precipitação de algumas regiões do Brasil durante o período de 1986 a 1996.

A influência dos eventos de El Niño e La Niña na atividade convectiva sobre o sudeste da AS foi intensivamente estudada por Grimm et al. (2000) utilizando uma longa série de dados de precipitação e análises espectrais para o período de 1957 a 1991. No estudo foram identificadas regiões altamente coerentes com os eventos de El Niño e La Niña ocorridos durante este período. Para os eventos de El Niño foi verificada uma tendência de queda da precipitação sobre a maior parte do sudeste da AS antes do início dos eventos, mesmo não havendo eventos de La Niña no ano precedente. Após o início dos eventos, uma intensificação da atividade convectiva sobre o sudeste da AS foi observada durante a primavera e o inverno austral. Para os eventos de La Niña, notou-se que a precipitação sobre a maior parte do sudeste da AS exibia um comportamento semelhante ao observado para os eventos de El Niño, porém com uma oposição de fase. Os autores destacaram o fortalecimento (enfraquecimento) do jato subtropical e anomalias de circulação atmosférica durante a primavera austral do ano inicial dos eventos de El Niño (La Niña) como sendo os principais mecanismos responsáveis pela variabilidade convectiva observada sobre grande parte do sudeste da AS durante o evento, sobretudo no sul do Brasil.

1.3 A Propagação Meridional da Convecção

Com base nos estudos das diferentes escalas temporais da variabilidade convectiva sobre a AS, nota-se que a propagação meridional da convecção é um fenômeno físico frequentemente presente e afeta o tempo e o clima do continente ao longo dos anos. A propagação meridional da convecção, que ainda exhibe presença marcante nas escalas anual, intrasazonal e interdiurna que modulam a convecção na AS, tem seus principais estudos, periodicidades e possíveis mecanismos físicos associados descritos na Tabela 1.1. No ciclo anual da atividade convectiva, a ocorrência da propagação meridional da convecção sobre a região tropical da AS é justificada principalmente pelo efeito da sazonalidade sobre o continente. Este aspecto foi muito bem documentado nos estudos de Hastenrath (1991) e Srinivasan e Smith (1996), que observaram migrações meridionais das zonas de convergência tropicais dentro desta escala de tempo. Já no ciclo intrasazonal, diversos estudos enfocando a Oscilação Intrasazonal apontam as Ondas de Rossby como um mecanismo físico determinante para a propagação meridional da convecção que ocorre nas regiões tropical e subtropical da AS em escalas de tempo intrasazonais (Srinivasan e Smith, 1996; Paegle e Mo, 1997; Paegle et al., 2000; e outros).

A propagação meridional da convecção que ocorre em escalas de tempo interdiurnas é a mais frequente na AS, e influi no regime de precipitação de quase todo o continente no decorrer do ano. A propagação meridional da convecção sobre a AS em escala interdiurna teve diversos eventos identificados por Machado e Duvel (1998) utilizando imagens de satélite e ferramentas estatísticas. A ocorrência deste fenômeno físico sobre o continente também foi recentemente observada por Siqueira e Machado (2000) utilizando imagens do ISCCP e rotinas de identificação e geração de trajetórias de perturbações convectivas, para os meses de verão e inverno austral dos anos de 1983 a 1990.

TABELA 1.1 - Principais Estudos Envolvendo a Propagação Meridional da Convecção na AS.

Fenômeno físico observado	Período	Mecanismos físicos associados	Autores
Migração meridional das zonas de convergência tropicais	1 ano	Sazonalidade	Hastenrath (1991), Srinivasan e Smith (1996)
Propagação meridional da convecção do sudeste para o nordeste da AS	22-28 dias	Ondas de Rossby	Srinivasan e Smith (1996), Paegle e Mo (1997), Paegle et al. (2000)
Propagação meridional da convecção do sudeste para o nordeste da AS	3-6 dias	Frentes frias	Kousky (1979), Oliveira e Nobre (1986), Kousky (1988), Ferreira et al. (2001)
Propagação meridional da convecção do sudeste para o noroeste da AS	3-6 dias	Frentes frias, incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos	Oliveira e Nobre (1986), Marengo (1997), Machado e Duvel (1998), Garreaud (1999), Vera e Vigliarolo (2000), Siqueira e Machado (2000)

Possíveis mecanismos físicos responsáveis pela ocorrência da propagação meridional da convecção na AS em escalas de tempo interdiurnas como a penetração de frentes frias no continente, a incursão de ar frio das latitudes médias e a ZCAS foram levantados por importantes estudos (Oliveira e Nobre, 1986; Kousky, 1988; Marengo, 1997; Machado e Duvel, 1998; Garreaud, 1999; Vera e Vigliarolo, 2000; Siqueira e Machado, 2000; Ferreira et al., 2001; e outros). Todavia, para um melhor entendimento a respeito da importância de cada um destes mecanismos para a formação e a manutenção da propagação meridional da convecção sobre o continente, é fundamental a realização de uma investigação mais aprofundada a respeito do assunto. Para adquirir um amplo conhecimento a respeito da propagação meridional da convecção, ressalta-se ainda a necessidade de se conhecer as suas principais regiões e épocas preferenciais de

ocorrência sobre a AS, os principais padrões interdiurnos da variabilidade convectiva associada ao fenômeno físico, e as suas características estruturais do ponto de vista de tipos de nuvem e precipitação. Tal estudo deve ser realizado com ênfase ao cinturão tropical da AS, que é a região do continente em que se tem uma presença marcante de sistemas sinóticos e uma maior concentração e propagação meridional de bandas de nebulosidade convectiva associadas a esses sistemas (Srinivasan e Smith, 1996; Siqueira e Machado, 2000).

1.4 Objetivos

Este estudo tem por finalidade investigar a natureza da propagação meridional da convecção e entender os principais mecanismos físicos associados à ocorrência deste fenômeno físico na AS, que é o principal padrão de oscilação interdiurno exibido pela atividade convectiva sobre o continente, com ênfase dada à variabilidade interdiurna da convecção.

Propõe-se primeiramente elaborar uma climatologia para os principais tipos de propagação meridional da convecção que ocorreram sobre a AS durante um período de onze anos (1983 a 1993) utilizando imagens de satélite e diagramas de Latitude x Tempo (Hovmoller). Com a aplicação de análises estatísticas, análises por CPCs e Transformadas de Ondaleta a imagens de satélite, é feita uma descrição das épocas e das regiões preferenciais de ocorrência deste fenômeno físico sobre a AS, dos principais padrões espaciais e temporais da variabilidade convectiva sobre a AS associada à sua ocorrência, e da importância do fenômeno físico para a variabilidade total interdiurna da convecção sobre o continente. As principais características da circulação atmosférica na AS associadas com a propagação meridional da convecção também são documentadas mediante a elaboração de uma climatologia de 11 anos utilizando compostos de circulação atmosférica.

Na etapa seguinte do estudo é realizada uma descrição das principais características estruturais da propagação meridional da convecção na AS durante a sua estação úmida.

Para tanto, é realizado o acompanhamento da evolução temporal dos sistemas convectivos formados durante a ocorrência de uma série de eventos de propagação meridional da convecção sobre o continente durante um período de três anos (1998 a 2000). Uma estatística de nuvens e precipitação é produzida para os sistemas convectivos associados com os diferentes tipos de propagação meridional da convecção que foram classificados na etapa anterior. Este estudo é realizado utilizando rotinas de identificação e reconhecimento de sistemas convectivos desenvolvidas por Machado et al. (1998), bem como imagens combinadas de diferentes tipos de sensores a bordo de satélites ambientais.

Após a propagação meridional da convecção sobre a AS ter sido documentada do ponto de vista climatológico e estrutural, propõe-se realizar um estudo de casos ocorridos durante o verão austral para verificar a importância relativa dos diferentes mecanismos físicos que possam estar contribuindo para a ocorrência deste fenômeno físico. Neste caso, é acompanhada a evolução temporal de diversos campos dinâmicos e termodinâmicos durante o ciclo de vida de alguns eventos de propagação meridional da convecção, bem como os termos dominantes da equação prognóstica da componente vertical da vortacidade.

Considerando-se que a propagação meridional da convecção é o principal padrão de oscilação interdiurno exibido pela atividade convectiva sobre a AS, este estudo poderá ser de grande auxílio para as previsões de tempo que são realizadas nos centros de previsão e para o detalhamento das características do principal meio “gerador de precipitação” na AS.

CAPÍTULO 2

CLIMATOLOGIA DA PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

O conhecimento das regiões de maior ocorrência da propagação meridional da convecção é de grande interesse meteorológico, devido às alterações no tempo observadas durante a atuação deste fenômeno físico em determinadas regiões. Entretanto, para a AS poucos trabalhos realizados com este enfoque contêm informações detalhadas a respeito das suas regiões preferenciais. Por esta razão, resolveu-se realizar uma estatística dos principais tipos de propagação meridional sobre a AS utilizando 11 anos de imagens de satélite e campos de circulação atmosférica. A partir desses dados pôde-se determinar as regiões e períodos preferenciais de ocorrência da propagação meridional da convecção sobre a AS, bem como os principais padrões de variabilidade convectiva e de circulação atmosférica associados a este fenômeno físico.

2.1 Dados

A climatologia da propagação meridional da convecção sobre a AS foi realizada utilizando duas séries de dados, conforme ilustrado na Tabela 2.1. A primeira série consiste de um conjunto de dados globais do ISCCP. O ISCCP foi o primeiro projeto desenvolvido pelo *World Climate Research Program* (WCRP - Programa de Pesquisa do Clima Mundial) em 1982 com a finalidade de coletar e analisar medidas de radiância feitas por satélites. Os dados do ISCCP são derivados principalmente das imagens dos satélites geostacionários GOES e *Meteorological Satellite* (METEOSAT - Satélite Meteorológico) e dos de órbita polar da NOAA, que consistem em medidas de radiâncias de banda estreita feitas nas faixas espectrais do *visível* (VIS, 0,6 μm) e do *infravermelho termal* (IR, 11 μm) para as 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC. Devido à alta resolução temporal das suas imagens, os dados do ISCCP têm sido muito úteis para estudar as propriedades radiativas da nebulosidade e suas variações sazonais e diurnas (Schiffer e Rossow, 1983). Uma descrição completa dos satélites e dos respectivos

sensores utilizados para produzir a série de dados do ISCCP é feita por Rossow et al. (1996).

TABELA 2.1 - Séries de Dados Utilizados na Elaboração da Climatologia da Propagação Meridional da Convecção na AS.

SÉRIE	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL	DADOS
ISCCP: Estágio C1	2,5° x 2,5°	3 horas	Porcentagens de cobertura de nuvens frias
NCEP/NCAR	2,5° x 2,5°	6 horas	Vento horizontal, Velocidade vertical, Umidade específica

Foram utilizados os dados do estágio C1 do ISCCP para a região da AS situada em 5° N a 40° S e 35° W a 75° W durante o período de Julho de 1983 a Dezembro de 1993, para cada 3 horas. Uma interpolação linear foi realizada para remover a falta de imagens, sendo detalhada no Apêndice A. Os dados do estágio C1 descrevem a estatística espacial da nebulosidade em regiões com uma área correspondente a uma grade de 2,5° latitude x 2,5° longitude. Embora a resolução espacial dos dados do estágio C1 não seja alta, ela é suficientemente boa para descrever a propagação meridional da convecção na AS em escala sinótica. No presente estudo foram utilizadas porcentagens de cobertura de nuvens frias do estágio C1, que são definidas pela razão (multiplicada por 100) entre o número de pixels de nuvem com pressão no topo inferior a 560 hPa (temperatura do topo abaixo de 270 K) e o número total de pixels dentro da grade. A vantagem na utilização das nuvens frias para estudar a atividade convectiva é que elas estão frequentemente relacionadas aos processos convectivos que ocorrem nos trópicos (Rossow et al,1996). A utilização das nuvens frias também possibilita eliminar a maior parte das nuvens cirrus que não estão diretamente relacionadas aos processos

convectivos, sendo semi-transparentes à radiação no IR e possuindo temperaturas aparentes do topo muito mais quentes que 270 K (Rossow et al., 1996).

A segunda série de dados utilizada no estudo consiste em séries históricas das reanálises do projeto *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR - Centro Nacional para Previsão Ambiental /Centro Nacional para Pesquisa Atmosférica). O projeto NCEP/NCAR foi desenvolvido em conjunto entre o NCEP e o NCAR em 1948, e tem por objetivo produzir reanálises atmosféricas utilizando dados históricos e análises do estado atual da atmosfera (Kalnay et al., 1996). O NCEP/NCAR disponibiliza campos meteorológicos em níveis de pressão, quantidades radiométricas, parâmetros de nebulosidade e precipitação, fluxos turbulentos e outros, para uma grade de 2,5° latitude x 2,5° longitude. Os campos meteorológicos são fornecidos para as 00, 06, 12 e 18 UTC, bem como em médias diárias. No presente estudo foram utilizadas médias diárias do vento horizontal e da umidade específica para os níveis de pressão de 1000, 925, 850 e 200 hPa, para a mesma área e período definidos na utilização das imagens de satélite.

2.2 Principais Tipos de Propagação Meridional da Convecção

A descrição climatológica da propagação meridional da convecção sobre a AS foi feita para a região entre 5° N a 40° S e 35° W a 75° W, para o período de Julho de 1983 a Dezembro de 1993. Na Figura 2.1 são ilustradas as principais etapas da análise, além das técnicas empregadas em cada etapa. Na primeira etapa foi feita a identificação e a classificação dos tipos mais importantes de propagação meridional da convecção que ocorreram na AS dentro do período estabelecido. Para tanto, foram aplicados diagramas de Hovmoller aos campos de nuvem do estágio C1 do ISCCP. Na etapa seguinte foi realizada uma ampla descrição da variabilidade espacial e temporal da convecção durante o ciclo de vida de cada tipo de propagação meridional da convecção identificado para avaliar o seu impacto na atividade convectiva sobre diversas regiões da AS. No caso, foram aplicadas ferramentas estatísticas básicas (média e desvio padrão), análises por CPCs e Transformadas de Ondaleta aos campos de nuvem do

estágio C1 do ISCCP. Paralelamente, foram obtidos os principais padrões de circulação atmosférica associados a cada tipo de propagação meridional da convecção aplicando ferramentas estatísticas básicas aos campos de circulação atmosférica do NCEP.

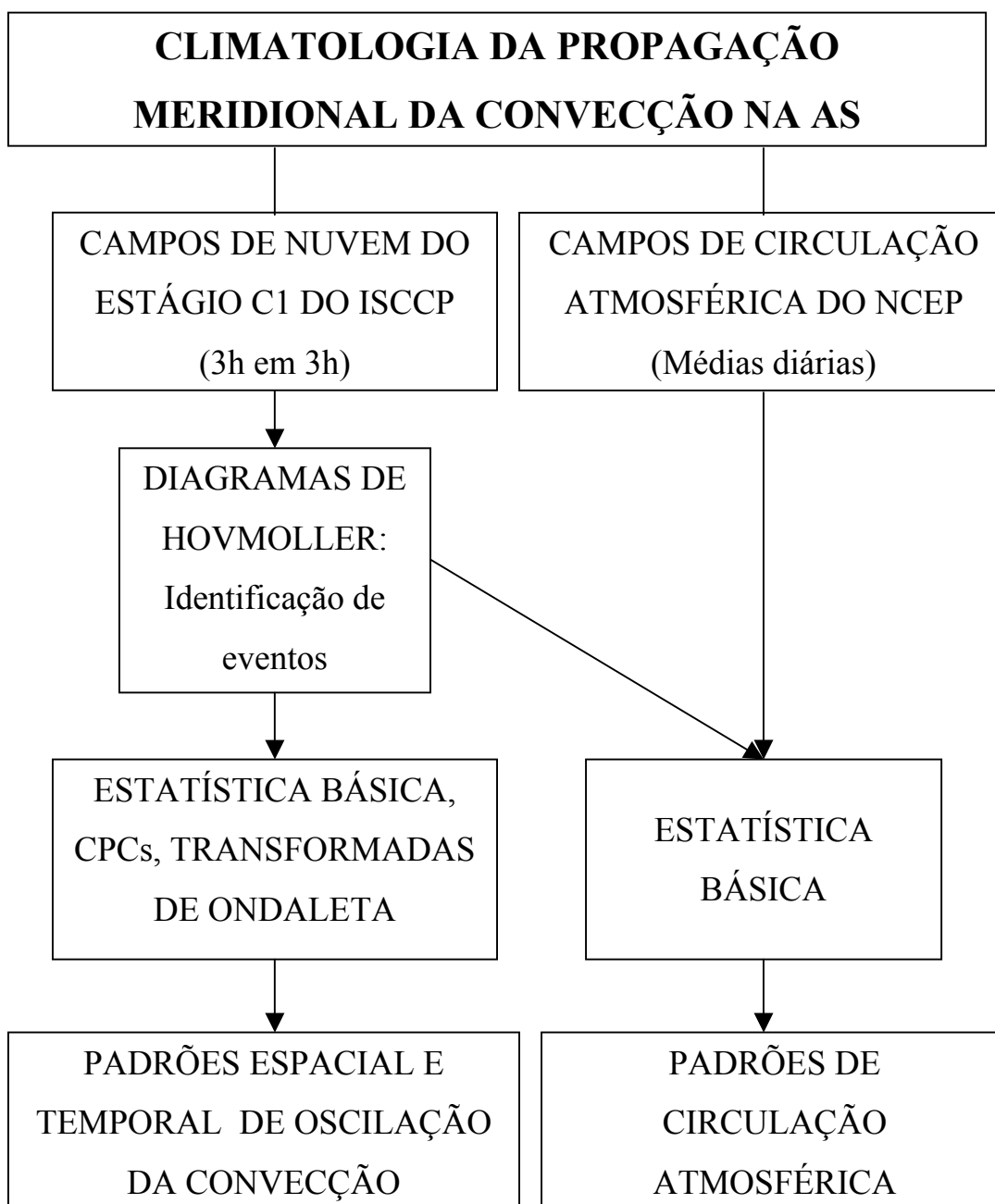


FIGURA 2.1 - Fluxograma da Metodologia empregada na descrição climatológica da propagação meridional da convecção sobre a AS.

A identificação e a classificação dos principais tipos de propagação meridional da convecção na AS foram feitas aplicando diagramas de Hovmoller às porcentagens de cobertura de nuvens frias do estágio C1 do ISCCP para o período completo de dados. Para eliminar a influência direta da Cordilheira dos Andes na variabilidade interdiurna da convecção e obter uma organização melhor definida das nuvens frias por sistemas sinóticos sobre o cinturão tropical da AS, foi utilizada a janela longitudinal entre $48,75^{\circ}$ W e $58,75^{\circ}$ W. Esta janela longitudinal foi adotada no cálculo das médias zonais das porcentagens de cobertura de nuvens frias para os diagramas de Hovmoller. A escolha de uma janela longitudinal com largura de 10° também foi importante para remover a organização de nuvens frias que é causada exclusivamente por processos locais.

A Figura 2.2 ilustra um diagrama de Hovmoller para a banda latitudinal de 0° a 40° S referente ao mês de Outubro de 1987, para cada 3 horas. Três importantes tipos de organização de nuvens frias aparentemente relacionada a sistemas frontais na AS podem ser notados. O tipo 1 enfoca as frequentes penetrações de sistemas frontais vindos dos subtropicais ou latitudes médias que organizam a atividade convectiva nos trópicos e propagam-se meridionalmente para norte com a convecção em direção às latitudes tropicais mais baixas. A ocorrência de quatro eventos deste tipo é notada durante a primeira quinzena do mês de Outubro. Já o tipo 2 é caracterizado por uma organização da atividade convectiva nos trópicos aparentemente devido a sistemas frontais sobre os subtropicais, e está associado com uma intensificação e uma aparente propagação meridional da convecção dos trópicos para os subtropicais ou latitudes médias. A ocorrência de um evento deste tipo é observada entre os dias 10 e 15 de Outubro. Os sistemas frontais que pouco interagem com a convecção tropical e exibem propagação quasi-estacionária (com respeito à direção meridional) com a convecção sobre os subtropicais e latitudes médias são classificados como o tipo 3, com a ocorrência de um evento podendo ser observada entre os dias 12 e 20 de Outubro. O presente estudo foi realizado para estes três principais tipos de organização de nuvens frias, que frequentemente modulam a atividade convectiva na AS e caracterizam três tipos de

propagação meridional da convecção: para norte (tipo 1), para sul (tipo 2) e quasi-estacionária (tipo 3).

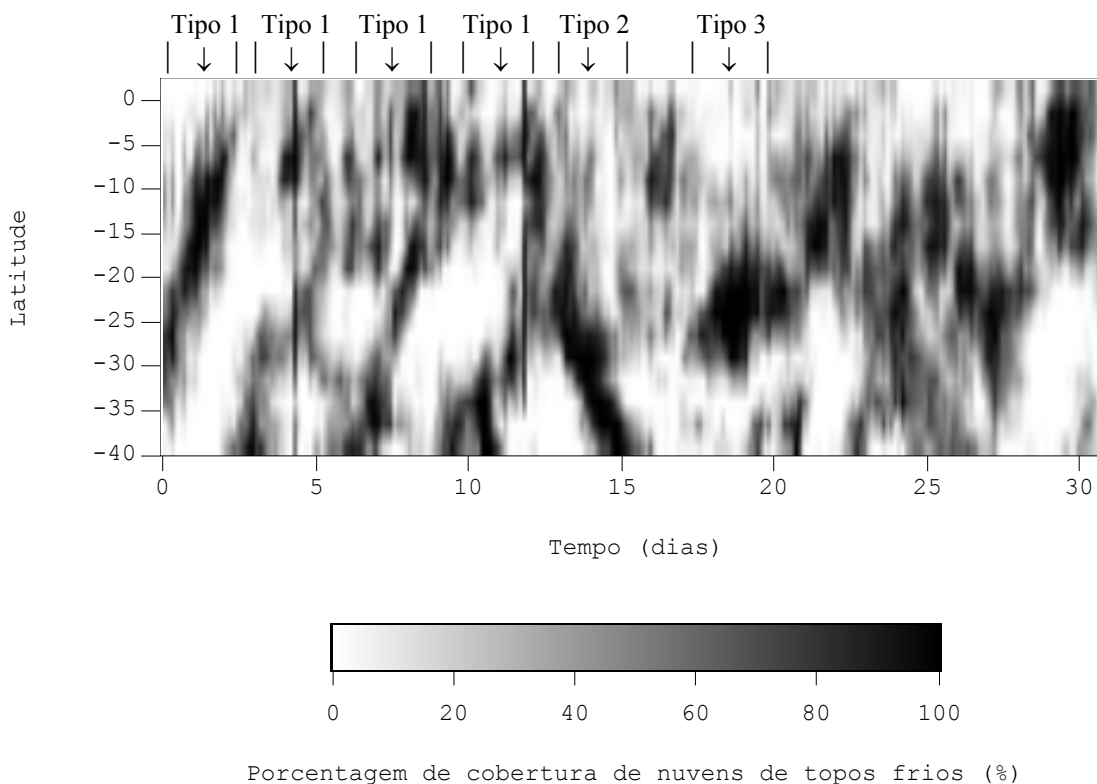


FIGURA 2.2 - Diagrama de Hovmoller construído para as porcentagens de cobertura de nuvens frias na janela longitudinal de $48,75^{\circ}$ W a $58,75^{\circ}$ W durante Outubro de 1987, para cada 3 horas. As setas no topo apontam para o dia central de ocorrência dos eventos dos tipos 1 a 3.

A identificação dos eventos correspondentes a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados sobre a AS foi feita utilizando um método objetivo. Uma descrição detalhada deste método é apresentada no Apêndice B. A idéia principal do método foi capturar um valor máximo de porcentagem de cobertura de nuvens frias aparentemente associado com sistemas frontais para uma dada latitude do diagrama de Hovmoller e tentar encontrar um valor máximo semelhante na latitude vizinha. Como resultado, obteve-se a evolução meridional das nuvens frias ao longo do

tempo e os períodos de ocorrência dos eventos correspondentes a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção.

As características dos três principais tipos de propagação meridional da convecção identificados na AS durante o período de Julho de 1983 a Dezembro de 1993 utilizando a metodologia descrita acima são ilustradas na Tabela 2.2. Subtipos de propagação da convecção para norte correspondentes ao tipo 1 e subtipos de intensificação e aparente propagação da convecção para sul correspondentes ao tipo 2, além das durações médias para os três tipos, as velocidades meridionais médias das nuvens frias para o tipo 1 e a distribuição do número de eventos para cada um dos três tipos, são também mostrados. Os eventos do tipo 1 em que se observa propagação da convecção até as latitudes tropicais mais baixas da região de estudo ($6,25^{\circ}$ S) foram definidos como sendo dos subtipos 1A (início nas latitudes médias) e 1C (início nos subtrópicos). Já os eventos do tipo 1 em que a propagação da convecção é menor (não ultrapassa a latitude de $16,25^{\circ}$ S) foram definidos como sendo dos subtipos 1B (início nas latitudes médias) e 1D (início nos subtrópicos). Para o tipo 2, os subtipos 2A e 2B representam intensificação e aparente propagação da convecção da região Amazônica (2A) ou da região Central da AS (2B) até as latitudes mais altas da região do estudo (no mínimo $36,25^{\circ}$ S). Já os subtipos 2C e 2D representam intensificação e aparente propagação da convecção somente até os subtrópicos ($26,25^{\circ}$ S) a partir da região Amazônica e da região Central da AS, respectivamente. Durações médias semelhantes podem ser notadas entre os subtipos do tipo 1 e do tipo 2 que são definidos para a mesmas bandas latitudinais (Tabela 2.2). Além disto, as velocidades meridionais médias das nuvens frias associadas com os tipos 1 e 2 são aproximadamente iguais às dos sistemas sinóticos dadas por Houghton (1985). Estes resultados mostram que a organização de nuvens frias na AS em direção às baixas ou às altas latitudes se dá fundamentalmente por sistemas sinóticos, sobretudo os sistemas frontais.

TABELA 2.2 - Classificação dos Três Tipos de Propagação Meridional da Convecção Identificados na AS Durante o Período de Julho de 1983 a Dezembro de 1993.

Tipo	Padrão básico de variabilidade convectiva	Subtipo	Banda latitudinal aproximada	Duração média na janela (dias)	Velocidade média meridional (m/s)	Número de eventos
1	Propagação da convecção para norte entre 6° S e 36° S	A	36° S a 6° S	3,5	9,8	87
		B	36° S a 16° S	2,3	9,9	67
		C	26° S a 6° S	2,5	9,2	142
		D	26° S a 16° S	1,2	9,7	146
2	Intensificação e aparente propagação da convecção para sul entre 6° S e 36° S	A	6° S a 36° S	3,5	- 9,9	15
		B	16° S a 36° S	2,5	-9,3	15
		C	6° S a 26° S	2,4	-9,6	81
		D	16° S a 26° S	1,2	- 9,6	83
3	Propagação quasi-estacionária da convecção entre 26° S e 36° S	-	----	1,4	---	25

Dos 442 eventos identificados para o tipo 1, os subtipos 1A, 1B, 1C e 1D foram observados em cerca de 20 %, 15 %, 32 % e 33 % do número total de eventos, respectivamente (Tabela 2.2). Para o tipo 2, os subtipos 2A, 2B, 2C e 2D foram identificados em cerca de 8 %, 8 %, 41 % e 43 % dos 194 eventos do tipo 2, respectivamente. Um total de apenas 25 eventos foi identificado para o tipo 3. Estes resultados revelam um alto número de eventos de propagação para norte, bem como de intensificação e aparente propagação para sul, da convecção associada com sistemas frontais sobre a região tropical e subtropical da AS (tipos 1 e 2). Um outro ponto importante é o alto número de eventos de propagação para latitudes mais baixas exibida

pelo tipo 1 (subtipos 1A e 1C), que modula a convecção até a região Amazônica. Cerca de 14 % e 2 % dos 194 eventos do tipo 2 foram coincidentes com os eventos dos tipos 1 e 3, respectivamente (mesmo dia central). Como esta porcentagem representa cerca de apenas 6 % do total de eventos do tipo 1 e 16 % do total de eventos do tipo 3 coincidentes com o tipo 2, uma descrição individual dos três tipos de propagação meridional da convecção utilizando compostos de nuvem e de circulação atmosférica torna-se bastante viável.

2.3 Variabilidade Convectiva na América do Sul Associada À Propagação Meridional da Convecção

Após a identificação e a classificação dos principais tipos de propagação meridional da convecção na AS, foi realizada uma ampla descrição da variabilidade espacial e temporal da convecção durante o ciclo de vida de cada um dos tipos identificados para avaliar o seu impacto na atividade convectiva sobre diversas regiões da AS. Para tanto, foram aplicadas análises estatísticas básicas, análises por CPCs e Transformadas de Ondaleta às séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias do ISCCP. A variabilidade sazonal e interanual da frequência de ocorrência dos diferentes tipos também foi documentada.

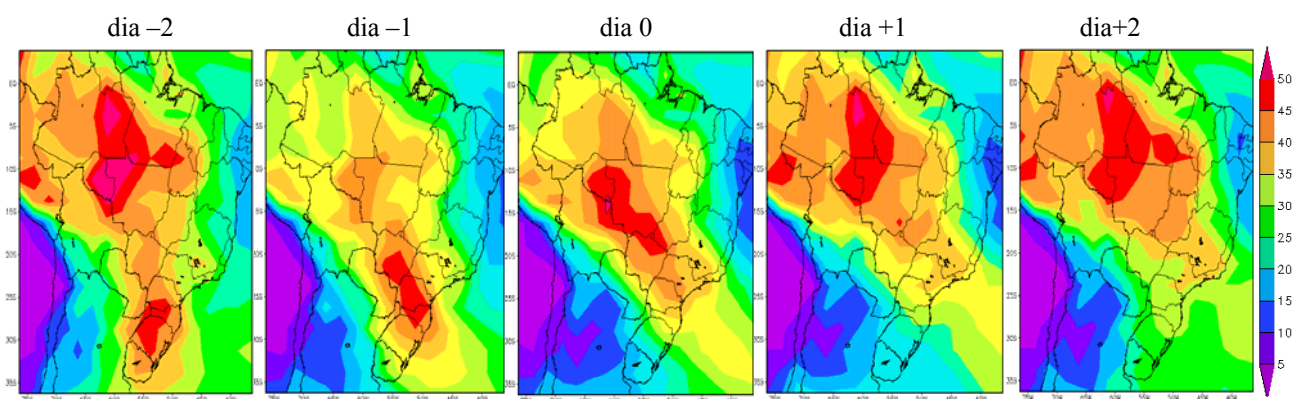
2.3.1 - Ciclo de Vida da Propagação Meridional da Convecção

O ciclo de vida médio de cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção sobre a AS foi determinado mediante a obtenção das imagens médias dos compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias, que são ilustradas na Figura 2.3. Estas imagens foram estimadas calculando a média das porcentagens de cobertura de nuvens frias sobre todos os eventos pertencentes a cada um dos três tipos, para cada horário das imagens do estágio C1 do ISCCP. Para eliminar o ciclo diurno da convecção, as porcentagens de cobertura de nuvens frias são mostradas para as 18 UTC dos dias -2 a +2 do dia central dos eventos pertencentes aos tipos 1 e 2 (Figura 2.3). Para os eventos do tipo 3, cuja duração média na janela do diagrama de Hovmoller é

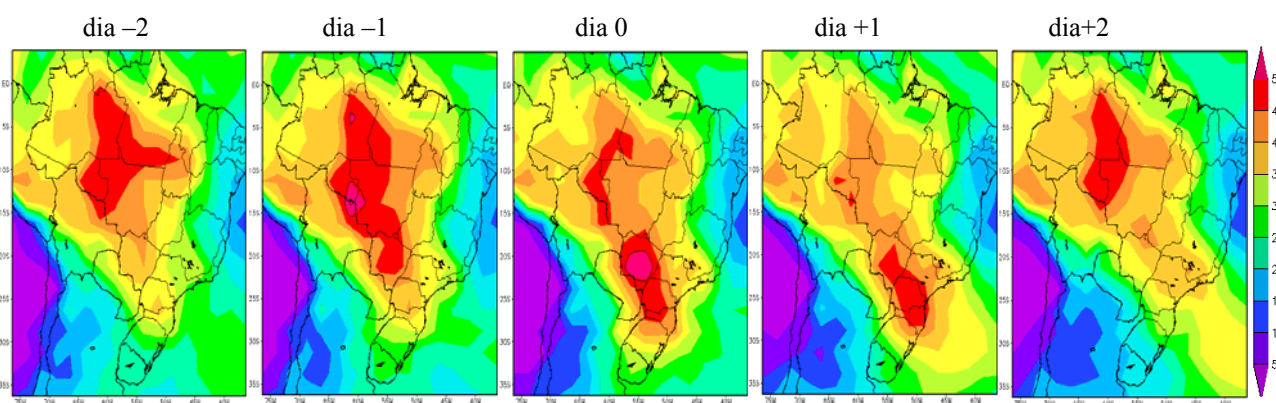
menor que 2 dias (Tabela 2.2), as porcentagens de cobertura de nuvens frias são exibidas somente para os dias -1 a +1 do dia central (também para as 18 UTC). O uso das 18 UTC é justificado por este ser um horário do dia em que a atividade convectiva está se intensificando sobre o AS. O padrão médio observado para os 442 eventos do tipo 1 consiste da penetração de uma frente fria sobre o sudeste da AS no dia -2 (Figura 2.3). Durante o dia -1, a frente fria organiza a convecção sobre aquela região. Nos dias 0 e +1, a propagação e a intensificação da convecção ao longo da frente fria são observadas em direção à região Central da AS, à região Amazônica e ao sul da região Nordeste da AS, seguidas por uma diminuição da atividade convectiva sobre o sudeste da AS no dia +2. Este padrão é similar ao identificado por Machado e Duvel (1998) utilizando CPCs durante a primavera austral.

Nas imagens médias dos compostos de satélite para os 194 eventos do tipo 2, a convecção intensificada na região Amazônica no dia -2 é o principal padrão observado inicialmente (Figura 2.3). A amplificação da convecção na região Central da AS é observada no dia -1, enquanto forte atividade convectiva encontra-se também presente sobre o sudeste da AS no dia 0. A existência de uma banda de convecção quasi-estacionária na direção noroeste-sudeste e estendendo-se da região Amazônica até os subtrópicos e parcialmente sobre o Atlântico Sul para um período mínimo de três dias partir do dia 0 é evidente, com um máximo de nebulosidade entre os dias 0 e +1. Este padrão representa a configuração sinótica da ZCAS sobre o continente. A ZCAS, que é caracterizada por longos períodos de precipitação no sudeste do Brasil principalmente no verão austral, é um importante modo de variabilidade convectiva sobre o cinturão tropical da AS.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

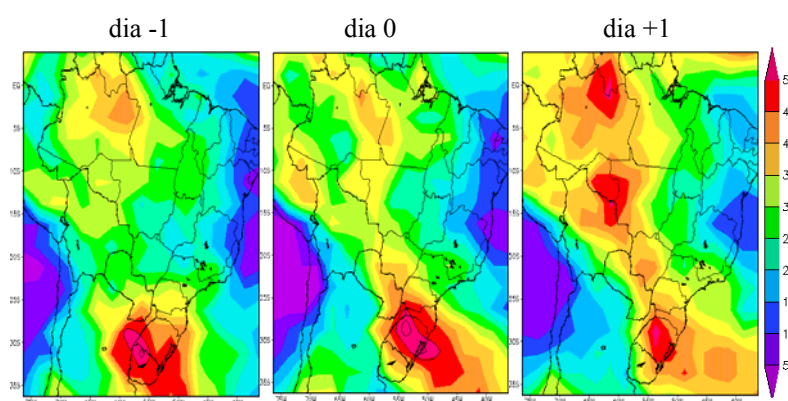


FIGURA 2.3 - Porcentagens médias de cobertura de nuvens frias para os dias -2 a +2 de ocorrência dos 442 eventos do tipo 1 e dos 194 eventos do tipo 2. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados.

O papel fundamental da convecção intensa na região Amazônica em aprofundar a atividade convectiva sobre o sudeste da AS e estabelecer o padrão da ZCAS sobre o continente tem sido ressaltado em diversos estudos descrevendo a formação sinótica da ZCAS (Kodama, 1992, Figueroa et al., 1995, Liebmann et al., 1999; Sanches, 2002; e outros). A existência das frentes frias sobre os subtrópicos foi observada por Liebmann et al. (1999) e Sanches (2002) como sendo também necessária para caracterizar e manter o padrão da ZCAS sobre a AS. Mediante a observação de diversos eventos do tipo 2 nos diagramas de Hovmoller, no presente estudo foi verificado que a convecção na Amazônia é freqüentemente estimulada por frentes frias (principalmente as que geram os eventos do tipo 1) no início dos eventos do tipo 2 (Figura 2.2, como um exemplo), consistente com o observado por Liebmann et al. (1999) e Sanches (2002).

Poucos métodos objetivos existem para a identificação de episódios da ZCAS a partir de imagens de satélite. Vários autores descrevem os eventos da ZCAS a partir da decomposição de séries de dados em pênadas (Paegle et al., 2000, por exemplo). Um método objetivo que consiste em estabelecer um período mínimo aproximado de quatro dias para a banda de convecção quasi-estacionária orientada na direção noroeste-sudeste sobre a AS tem sido aplicado para monitorar os episódios de ZCAS no boletim climático mensal “Climanálise” (Cavalcanti et al., 1988). Ao comparar as datas de ocorrência dos eventos do tipo 2 estimados pela metodologia descrita na seção 2.2 com os boletins do Climanálise desenvolvidos por Cavalcanti et al. (1988 e 1991) para os meses de Outubro, Janeiro e Abril de 1988 e 1991, observou-se que os episódios de ZCAS estiveram presentes em pelo menos 60 % do total de eventos do tipo 2 que ocorreram neste período. Este resultado revela que a propagação meridional da convecção do tipo 2 pode constituir o mecanismo necessário para a formação da ZCAS, mas eles não satisfazem necessariamente o critério de quatro dias para a existência da ZCAS sobre a AS.

Para as imagens médias de compostos de satélite obtidas para os 25 eventos do tipo 3, o padrão médio observado é representado por uma frente fria quasi-estacionária sobre os subtrópicos e latitudes médias entre os dias -1 e +1 (Figura 2.3). Alguma atividade

convectiva é também observada na regiões Amazônica e central da AS durante os dias 0 e +1; porém, menos intensa comparada à observada durante o ciclo de vida dos tipos 1 e 2. Um possível mecanismo responsável pelo padrão quasi-estacionário exibido pela atividade convectiva nos subtropicais durante o ciclo de vida do tipo 3 é a ocorrência de episódios de bloqueio atmosférico no sudeste da AS, que tende a impedir a progressão normal das frentes frias em direção aos trópicos e a causar condições de tempo duradouras sobre o sudeste da AS (Fuentes, 1997; Marques e Rao, 1997; Marques e Rao, 2001).

2.3.2 Padrões Espacial e Temporal da Variabilidade Convectiva

Os principais padrões espaciais da variabilidade convectiva na AS em escalas de tempo interdiurnas durante as ocorrências dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados e a influência destes três tipos na variabilidade total interdiurna da convecção na AS foram documentados aplicando análises por CPCs a diferentes séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias do ISCCP. As CPCs são baseadas nos autovalores e autovetores de uma matriz espectral, e fornecem informação a respeito das amplitudes (tamanho do vetor) e fases (ângulo do vetor com respeito ao eixo horizontal) produzidas por flutuações temporais de campos geofísicos sobre uma determinada região (Goulet e Duvel, 2000). Uma descrição detalhada da análise por CPCs é apresentada no Apêndice C.

Os padrões espaciais da variabilidade convectiva interdiurna na AS associados com a ocorrência de cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção foram primeiramente obtidos aplicando análises por CPCs às imagens médias dos compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias para os dias -2 a +2 de ocorrência de cada um dos três tipos. Neste caso foi extraída apenas a primeira CPC correspondente a cada um dos três tipos, que já tende a explicar por quase toda a variabilidade interdiurna da convecção entre os dias -2 e +2. As imagens médias são equivalentes às exibidas na Figura 2.3; porém, são para cada 3 horas. Posteriormente, os padrões espaciais da variabilidade total interdiurna da convecção na AS foram obtidos aplicando análises por

CPCs às porcentagens de cobertura de nuvens frias para cada estação do ano durante o período de Dezembro de 1983 a Dezembro de 1993, para cada 3 horas. Como as porcentagens de variância explicadas pela terceira CPC sazonal tendem a ser bastante reduzidas, os padrões espaciais da variabilidade total interdiurna da convecção foram expressos somente pela primeira e segunda CPCs sazonais. Em ambos procedimentos, foram utilizadas séries temporais normalizadas e filtradas com o filtro passabanda de Lanczos (Duchon, 1979) com um total de 80 pesos laterais para manter apenas as flutuações interdiurnas da convecção (2 a 10 dias). Uma descrição geral deste filtro é feita no Apêndice D.

O próximo procedimento da análise foi verificar se a variabilidade interdiurna da convecção sobre a AS causada pelos tipos 1 a 3 corresponde à variabilidade total interdiurna da convecção durante cada estação do ano e estimar possíveis contribuições da variabilidade convectiva interdiurna produzidas pelos tipos 1 a 3 sobre a variabilidade total interdiurna da convecção na AS. Isto foi feito comparando o padrão espacial da primeira CPC de cada um dos três tipos com os padrões espaciais da primeira e da segunda CPC sazonal observacionalmente e por meio de uma análise de desvios médios para as amplitudes e as fases das CPCs. Como resultado, foi feita a identificação dos tipos cujos padrões espaciais das suas primeiras CPCs eram mais similares aos da primeira e/ou segunda CPC sazonal (tipos dominantes). A contribuição da variabilidade convectiva interdiurna produzida pelos tipos dominantes para a variabilidade total interdiurna da convecção foi conhecida extraindo a porcentagem da variância total interdiurna da convecção explicada pela primeira e/ou segunda CPC sazonal.

O último procedimento da análise foi avaliar a representatividade do padrão espacial da variabilidade convectiva interdiurna expresso pela primeira CPC obtida para cada um dos três tipos sobre os padrões espaciais da variabilidade convectiva interdiurna de cada evento individual. Neste caso, a primeira CPC para cada evento individual pertencente a um dado tipo foi obtida a partir das imagens dos compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias e comparada com a primeira CPC que foi obtida para este

mesmo tipo utilizando as imagens médias dos compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias.

As principais escalas temporais da variabilidade convectiva associadas com os três tipos de propagação meridional da convecção foram obtidas aplicando a *Transformada de Ondaleta de Morlet* (TOM) às imagens de compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias do ISCCP. A TOM decompõe séries temporais em um domínio tempo-frequência e possibilita determinar as escalas temporais dominantes da variabilidade de campos geofísicos no decorrer do tempo (Torrence e Compo, 1998). Uma descrição detalhada desta ferramenta é feita no Apêndice E. A TOM foi aplicada às séries temporais filtradas das porcentagens de cobertura de nuvens frias para oscilações de 2-10 dias e 2-50 dias, para as latitudes do diagrama de Hovmoller ($6,25^{\circ}$ S a $36,25^{\circ}$ S, para cada $2,5^{\circ}$) e a cada 3 horas. Neste caso também foi utilizada a filtragem Lanczos mantendo um total de 80 pesos laterais. A TOM foi aplicada sobre o período completo para extrair as escalas temporais de flutuação convectiva correspondentes às maiores amplitudes dos coeficientes de Ondaleta identificadas durante os dias centrais de cada evento. A análise foi feita para a região Amazônica ($6,25^{\circ}$ S; $-58,75^{\circ}$ W a $-48,75^{\circ}$ W) somente para os tipos 1 e 2, já que o tipo 3 estimula muito pouco a convecção tropical. Para as regiões Central ($16,25^{\circ}$ S; $-58,75^{\circ}$ W a $-48,75^{\circ}$ W) e subtropical ($26,25^{\circ}$ S; $-58,75^{\circ}$ W a $-48,75^{\circ}$ W) da AS, a análise foi realizada para os três tipos.

2.3.2.1 Propagações Meridionais da Convecção do Tipo 1

As amplitudes e fases da primeira CPC calculadas utilizando imagens médias dos compostos das porcentagens de cobertura de nuvens frias para as propagações meridionais da convecção dos tipos 1 a 3 na AS são mostradas na Figura 2.4. A porcentagem da variância interdiurna da convecção explicada pela primeira CPC de cada um dos três tipos entre os dias -2 e 2 é ilustrada no topo de cada figura (Figura 2.4). Nota-se que a primeira CPC de cada tipo explica por quase toda a variabilidade interdiurna da convecção entre os dias -2 e $+2$. Para a primeira CPC do tipo 1 (Figura 2.4a), diferenças de fase positivas de até 90° são notadas entre os

seguintes pares de regiões (sempre com respeito à segunda região mencionada): latitudes médias e o sudeste da AS, sudeste da AS e o centro da AS, sudeste da AS e o sul da região Nordeste da AS, centro da AS e a região Amazônica. Como altos valores de amplitude estão concentrados sobre todas as regiões mencionadas e as fases nas latitudes médias (variando entre $+60^\circ$ e $+90^\circ$) são maiores que sobre a região Amazônica e sobre o sul da região Nordeste da AS (variando entre -180° e -90°), estes resultados podem ser interpretados como uma sequência temporal de variabilidade convectiva sobre a AS que se inicia sobre as latitudes médias e termina sobre a região Amazônica e o sul da região Nordeste da AS. Nesta sequência, a evolução temporal das porcentagens de cobertura de nuvens frias sobre todas as primeiras regiões mencionadas está avançada com respeito à nas demais regiões. Assim, o padrão espacial da primeira CPC obtida para o tipo 1 representa a variabilidade convectiva causada por uma frente fria inicialmente nas latitudes médias que se move para norte com a convecção até o sudeste da AS, o centro da AS, o sul da região Nordeste da AS e a região Amazônica.

A Tabela 2.3 mostra os tipos dominantes de propagação meridional da convecção identificados na primeira e/ou segunda CPC sazonal, bem como a porcentagem da variância total interdiurna da convecção explicada pelas CPCs sazonais, os desvios médios quadráticos de amplitude e as diferenças de fase encontradas entre as CPCs sazonais e as CPCs obtidas para cada tipo dominante. O padrão espacial correspondente à variabilidade convectiva produzida pelo tipo 1 (primeira CPC do tipo 1) foi identificado no padrão espacial da primeira CPC sazonal para as quatro estações do ano, explicando por pelo menos 37 % da variância total interdiurna da convecção durante a primavera austral, seguida do outono, verão e inverno com pelo menos 33 %, 32 % e 34 %, respectivamente.

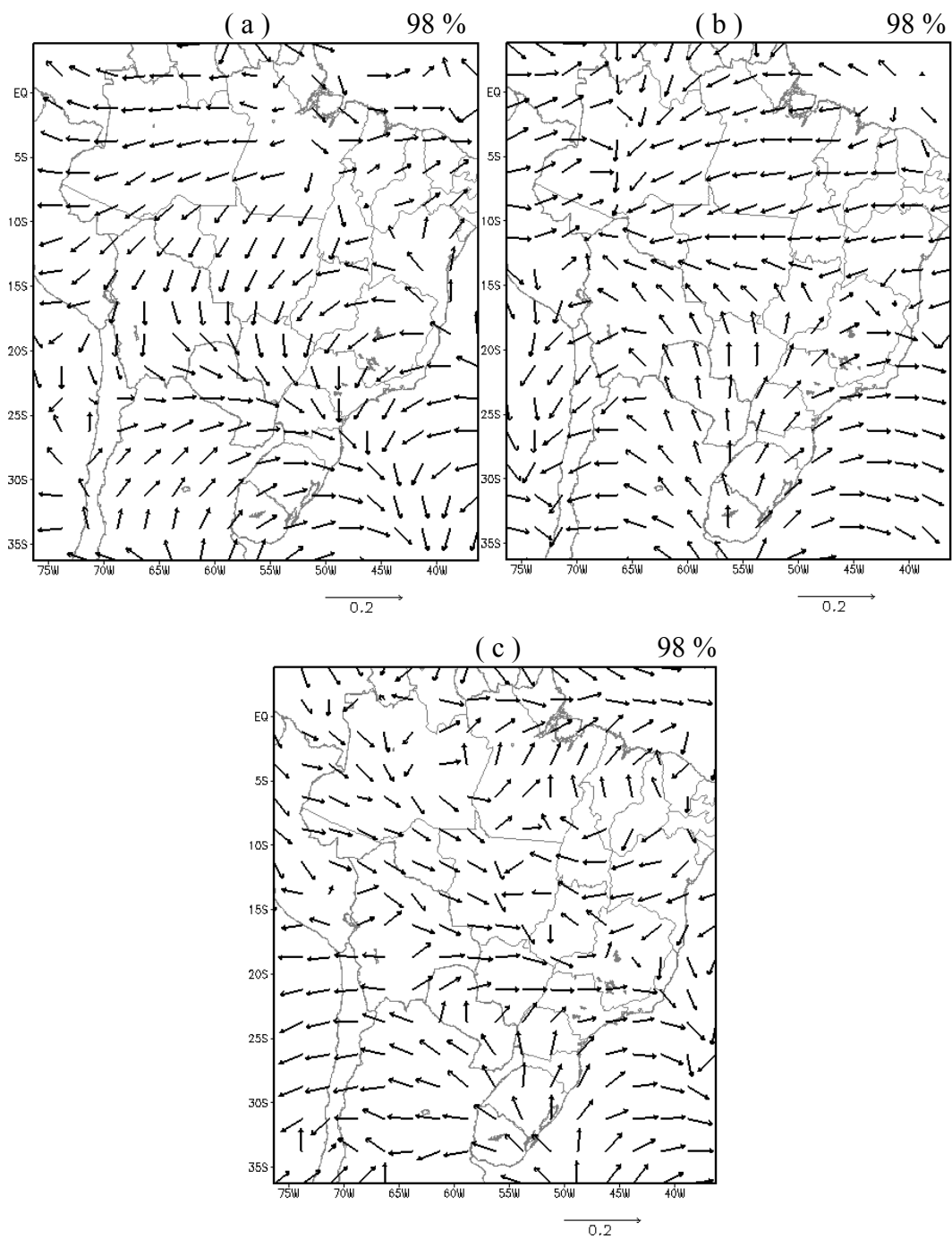


FIGURA 2.4 - Amplitude e fase da primeira CPC calculada para as séries temporais médias filtradas das porcentagens de cobertura de nuvens frias durante os dias -2 a $+2$ de ocorrência de todos os eventos do tipo 1 (a), do tipo 2 (b) e do tipo 3 (c) na AS. A amplitude e a fase são dadas pelo tamanho do vetor e o ângulo do vetor com o eixo horizontal, respectivamente.

TABELA 2.3 - Tipos de Propagação Meridional da Convecção Dominantes Identificados no Padrão Espacial da Variabilidade Interdiurna da Convecção Expresso pelas CPCs Sazonais na AS Durante 1984-1993. Desvios Médios Quadráticos de Amplitude e Diferenças de Fase com Respeito à Primeira CPC de Cada Tipo e a Porcentagem da Variância Interdiurna Explicada pelas CPCs Sazonais São Também Ilustrados.

Estação do ano	Tipo de propagação meridional da convecção dominante na estação do ano/ Desvio de amplitude e diferença de fase com respeito à primeira CPC de cada tipo/ Porcentagem da variância total interdiurna explicada pelas CPCs sazonais				Porcentagem total da variância interdiurna
	Tipo	Primeira CPC sazonal	Tipo	Segunda CPC sazonal	
Verão	1	$\delta\text{Amplitude} = 29 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 52^\circ$ Variância = 32 %	2	$\delta\text{Amplitude} = 30 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 77^\circ$ Variância = 16 %	48 %
Outono	1	$\delta\text{Amplitude} = 29 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 52,2^\circ$ Variância = 33 %	2	$\delta\text{Amplitude} = 30 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 80,5^\circ$ Variância = 17 %	50 %
Inverno	1 e 3	$\delta\text{Amplitude} = 29 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 52,3^\circ$ Variância = 34 %	3	$\delta\text{Amplitude} = 30 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 74^\circ$ Variância = 16 %	50 %
Primavera	1	$\delta\text{Amplitude} = 27 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 49^\circ$ Variância = 37 %	3	$\delta\text{Amplitude} = 33 \% A_{\text{max}}$ $\delta\text{Fase} = 75^\circ$ Variância = 17 %	54 %

* $A_{\text{max}} = 0,06$ é a máxima amplitude da primeira CPC obtida para cada tipo.

A representatividade dos padrões espaciais da variabilidade convectiva associada a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção (primeira CPC obtida para cada tipo) sobre os padrões espaciais associados a cada evento (primeira CPC obtida para cada evento individual de cada tipo) é apresentada na Tabela 2.4 por meio de uma distribuição do número total de eventos dos tipos 1 a 3 como função das diferenças de fase e dos desvios médios quadráticos entre a primeira CPC de cada tipo e a primeira CPC de cada evento pertencente a cada tipo. Para diferenças de fase maiores que $+90^\circ$

entre as CPCs, um número de eventos significativo exibindo desvios médios quadráticos de amplitude superiores a 10 % do valor máximo da amplitude da primeira CPC de cada tipo ($A_{\max} = 0.06$) é observado para as propagações meridionais da convecção do tipo 1. A forte variação na extensão latitudinal das propagações da convecção para norte com as frentes frias nos trópicos, que caracteriza a existência dos diversos subtipos de propagação meridional do tipo 1, é a principal justificativa para este resultado.

TABELA 2.4 - Distribuição do Número Total de Eventos de Propagação Meridional da Convecção na AS Como Função dos Desvios Médios Quadráticos de Amplitude e das Diferenças de Fase Entre a Primeira CPC Obtida para Cada Evento e a Primeira CPC Obtida para o Seu Respectivo Tipo Durante Julho de 1983 a Dezembro de 1993.

Tipo	Número de eventos com diferença de fase $> 90^\circ$ entre as CPCs			
	δ Amplitude $> 10\% A_{\max}$		δ Amplitude $> 20\% A_{\max}$	
1	105 (24 % do total)	Subtipo 1A: 28 %	9 (2 % do total)	Subtipo 1A: 33 %
		Subtipo 1B: 16 %		Subtipo 1B: 22 %
		Subtipo 1C: 33 %		Subtipo 1C: 33 %
		Subtipo 1D: 22 %		Subtipo 1D: 11 %
2	15 (8 % do total)	Subtipo 2A: 6 %	0 (0 % do total)	Subtipo 2A: 0 %
		Subtipo 2B: 13 %		Subtipo 2B: 0 %
		Subtipo 2C: 60 %		Subtipo 2C: 0 %
		Subtipo 2D: 20 %		Subtipo 2D: 0 %
3	3 (12 % do total)	1 (4 % do total)		

* $A_{\max} = 0,06$ é a máxima amplitude da primeira CPC obtida para cada tipo.

A distribuição de frequência das principais escalas temporais da flutuação convectiva no dia central dos eventos correspondentes a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção foi determinada aplicando TOM às séries temporais filtradas das porcentagens de cobertura de nuvens frias para manter apenas as flutuações da convecção entre 2-50 dias sobre a região subtropical da AS (Tabela 2.5). As escalas temporais de flutuação interdiurna da convecção entre 2-10 dias foram observadas predominantes em aproximadamente 45 % do total de eventos do tipo 1, seguidas pelos modos intrasazonais de 22-28 dias e 30-50 dias, que estiveram presentes em cerca de 12 % e 9 % do total de eventos, respectivamente. Aplicando a TOM às séries temporais filtradas para manter somente as flutuações interdiurnas da convecção, escalas temporais de flutuação médias variando entre 5,7 e 6,3 dias foram observadas durante os eventos do tipo 1 sobre a região subtropical da AS, o centro da AS e a região Amazônica durante o verão austral, decaindo para 5 a 5,8 dias na primavera e outono austrais (Tabela 2.6). Estas escalas de tempo interdiurnas são as principais exibidas pela convecção que se move com as frentes frias dos subtrópicos ou latitudes médias até latitudes tropicais mais baixas, e são intermediárias às que foram identificadas por Machado e Duvel (1998) para a variabilidade convectiva na região Amazônica associada a frentes frias durante a primavera austral (3-6 dias).

TABELA 2.5 - Distribuição de Frequência do Número de Eventos dos Tipos 1 a 3 De Acordo com as Escalas de Flutuação Dominantes da Convecção na Região Subtropical da AS (26.25°S) Durante o Dia Central de Cada Evento para Dezembro de 1983 a Novembro de 1993.

Tipo	Distribuição de frequência		
	Banda: 2-10 dias	Banda: 22-28 dias	Banda: 30-50 dias
1	45 %	12 %	9 %
2	38 %	16 %	5 %
3	50 %	17 %	---

TABELA 2.6 - Média das Escalas Temporais Interdiurnas da Variabilidade Convectiva Dominantes no Dia Central de Cada Evento dos Tipos 1 a 3 no Centro (16,25°S) e na Região Subtropical da AS para Cada Estação Austral do Ano. A Região Amazônica (6,25°S) É Exibida para os Tipos 1 e 2.

Tipo	Estação do ano	Escala média dominante (dias)		
		Região Amazônica	Região Central	Subtrópicos
1	Verão	5,7	6,3	5,9
	Outono	5,0	5,6	5,6
	Inverno	6,3	5,3	6,5
	Primavera	5,0	5,7	5,4
2	Verão	5,7	6,5	6,1
	Outono	5,1	5,7	6,0
	Inverno	5,6	4,5	5,6
	Primavera	4,8	6,3	5,5
3	Verão	---	5,7	6,8
	Outono	---	5,6	6,0
	Inverno	---	6,9	6,2
	Primavera	---	6,2	5,6

2.3.2.2 Propagações Meridionais da Convecção do Tipo 2

A primeira CPC obtida para as propagações meridionais da convecção do tipo 2 exibiu um padrão espacial de variabilidade convectiva semelhante ao da obtida para o tipo 1, exceto pelas fases opostas sobre a AS (Figura 2.4b). O padrão espacial da primeira CPC do tipo 2 é caracterizado por diferenças de fase positivas de até 90° entre os seguintes pares de regiões (sempre com respeito à segunda região mencionada): região Amazônica e centro da AS, região Amazônica e o sudeste da AS, setor oeste e setor leste das latitudes médias. Como as fases sobre a região Amazônica (entre 180 e 210°) são maiores que as fases sobre o centro e sudeste da AS (entre 60° e 90°), o padrão espacial da variabilidade convectiva associada com o tipo 2 é representado por uma intensificação da convecção proveniente da região Amazônica até o centro e o sudeste da AS. De forma análoga, diferenças de fase positivas das CPCs sobre a porção oeste das latitudes médias com respeito à porção central das latitudes médias e o sul do Atlântico são um importante indicativo da variabilidade convectiva causada pela

passagem de uma frente fria sobre os subtropicais e latitudes médias durante as ocorrências do tipo 2.

O padrão espacial da primeira CPC do tipo 2 foi identificado somente na segunda CPC sazonal para o verão e outono austrais, contribuindo por no mínimo 16 % da variância total interdiurna da convecção sobre a AS em ambas estações do ano (Tabela 2.3). Estes resultados coincidem com a maior frequência de episódios da ZCAS durante o verão austral, que pode também ser responsável por uma menor variabilidade verificada de um evento para outro, conforme mostra a Tabela 2.4. Examinando as principais escalas temporais de flutuação da convecção durante os eventos do tipo 2, as flutuações interdiurnas e intrasazonal de 22-28 dias foram predominantes em cerca de 38 % e 16 % dos eventos, respectivamente (Tabela 2.5). Restringindo a análise às escalas de flutuação interdiurnas da convecção, períodos médios de 5,7 a 6,5 dias foram encontrados sobre a região subtropical da AS, no centro da AS e na região Amazônica durante o verão austral, decaindo para 4,8 a 6,3 dias no outono e na primavera austral (Tabela 2.6). Estas escalas temporais, que são relacionadas com os episódios de ZCAS na AS, são consistentes com as escalas temporais da ZCAS encontradas na literatura (Liebmann et al., 1999).

2.3.2.3 Propagações Meridionais da Convecção do Tipo 3

O padrão espacial da variabilidade convectiva na AS associado às propagações meridionais da convecção do tipo 3 expresso pela primeira CPC concentra-se nas latitudes médias e nos subtropicais, onde as maiores amplitudes são observadas (Figura 2.4.c). Um padrão semelhante ao encontrado para a primeira CPC do tipo 2 é observado para as fases de variabilidade convectiva no oeste dos subtropicais e das latitudes médias com respeito às no centro dos subtropicais e Atlântico Sul, caracterizando a existência de uma frente fria quasi-estacionária sobre os subtropicais e latitudes médias. Por outro lado, nenhuma variabilidade convectiva significativa sobre os trópicos pode ser associada a ocorrência do tipo 3 devido aos baixos valores de amplitude e às fases aleatórias notadas sobre a região tropical da AS. O padrão espacial da primeira CPC do

tipo 3 foi identificado no padrão espacial da primeira e da segunda CPC sazonais durante o inverno austral, contribuindo por pelo menos 50 % (no total) da variabilidade total interdiurna da convecção sobre a AS durante o inverno austral (Tabela 2.3). Uma contribuição secundária de aproximadamente 17 % foi identificada na segunda CPC sazonal para a primavera austral. Estes resultados são consistentes com a maior frequência de episódios de bloqueio das frentes frias no sudeste da AS durante o inverno austral, que tendem a aumentar a ocorrência de eventos do tipo 3 durante aquela estação. Um outro aspecto importante é a variabilidade reduzida no padrão espacial do tipo 3 que ocorre de um evento para outro, conforme mostra a Tabela 2.4. Este resultado é provavelmente devido à maior variabilidade convectiva na AS associada ao tipo 3 ser muito maior nos subtrópicos e nas latitudes médias e muito mais significativa durante o inverno austral (Tabela 2.4).

As escalas interdiurnas e o modo intrasazonal de 22-28 dias foram as escalas temporais de flutuação dominantes na variabilidade convectiva associada ao tipo 3, exibindo presença em cerca de 50 % e 17 % do total de eventos do tipo 3, respectivamente (Tabela 2.5). Examinando-se apenas as escalas de flutuação interdiurnas da variabilidade convectiva, periodicidades médias de 5,6 a 6,9 dias foram identificadas na região subtropical e central da AS durante o inverno e o verão austral, decaindo para 5,6 a 6,2 dias durante o outono e a primavera austral (Tabela 2.6). Estes resultados indicam que as escalas interdiurnas da variabilidade convectiva na região tropical e subtropical da AS associada às frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos (tipo 3) são ligeiramente maiores que as da variabilidade convectiva produzida por frentes frias que avançam com a convecção até latitudes tropicais mais baixas (tipo 1) durante o verão e o inverno austral.

De maneira geral, escalas de tempo interdiurnas dominaram a variabilidade convectiva associada com a ocorrência dos três tipos de propagação meridional da convecção sobre o cinturão subtropical da AS, seguidas dos modos intrasazonais de 22-28 e 30-50 dias. A convecção que se move para norte com as frentes frias nos trópicos (tipo 1) e a convecção que se intensifica para sul ao longo das frentes frias nos subtrópicos (tipo 2)

exibiram escalas de tempo interdiurnas coerentes entre 5-7 dias sobre a região Amazônica, o centro e o cinturão subtropical da AS. Escalas de tempo entre 5-7 dias também foram identificadas para a convecção que é modulada por frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos (tipo 3).

2.3.3 Variabilidade Sazonal e Interanual da Propagação Meridional da Convecção

A distribuição sazonal do número de eventos correspondente a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados sobre a AS durante o período de Dezembro de 1983 a Novembro de 1993 é ilustrada na Figura 2.5. O tipo 1 exibiu maiores porcentagens do total de eventos durante o verão (32 %) e a primavera austral (31 %), enquanto as menores porcentagens foram observadas durante o inverno austral (11 %). Os subtipos 1A e 1C foram observados predominantes em cerca de 24 % e 42 % do total de eventos do tipo 1 durante o verão austral, e cerca de 26 % e 35 % durante a primavera austral, respectivamente. Isto confirma o importante papel das frentes frias em organizar e mover-se com a convecção dos subtrópicos ou latitudes médias até as latitudes tropicais mais baixas ($6,25^{\circ}$ S) nas estações do ano em que a atividade convectiva é intensa, atingindo a região Amazônica. Os subtipos 1B e 1D foram predominantes entre as ocorrências do tipo 1 durante o inverno austral, com cerca de 30 % e 60 % do número de eventos do tipo 1 durante o inverno austral, respectivamente. A distribuição dos subtipos 1B e 1D sugere a inabilidade das frentes frias em organizar e deslocar convecção para norte até latitudes tropicais menores durante a estação seca, atingindo somente o centro da AS ($16,25^{\circ}$ S) na maioria dos casos. Para o tipo 2, a maior porcentagem dos 194 eventos foi encontrada durante o verão austral (44 %), enquanto a menor foi observada durante o inverno austral (5 %). O subtipo 2C foi o mais representativo durante o verão austral, com 47 % do número de eventos do tipo 2 durante o verão austral. Já o subtipo 2 D foi predominante durante o inverno austral, com 66 % do número de eventos do tipo 2 durante o inverno austral. Estes resultados sugerem um importante papel da convecção na região Amazônica sobre a intensificação e aparente propagação meridional da convecção para o sul e o desenvolvimento de episódios da ZCAS nos trópicos e subtrópicos durante o verão austral, além de o seu

enfraquecimento durante a estação seca. Nenhuma variabilidade sazonal significativa foi observada para o tipo 3 em virtude do número muito pequeno de eventos identificado.

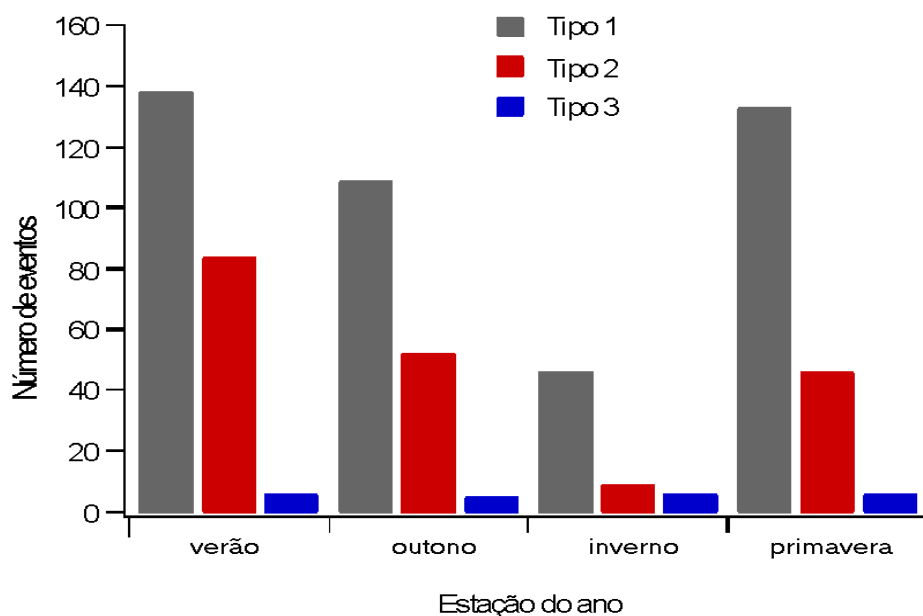


FIGURA 2.5 - Distribuição do número de eventos dos tipos 1 a 3 identificados na AS para o período de Dezembro de 1983 a Novembro de 1993 durante o verão, outono, inverno e primavera austral.

A Figura 2.6 mostra a variabilidade interanual do total de eventos correspondente às propagações meridionais da convecção dos tipos 1 a 3 para os anos de 1984 a 1993. A variabilidade *El Niño Southern Oscillation* (ENSO - El Niño Oscilação Sul) do número de eventos foi investigada para dois episódios de El Niño (1986-87 e 1990-95) e dois episódios de La Niña (1984-85 e 1988-89) listados por Trenberth (1997) utilizando *temperaturas da superfície do mar* (TSM) na região do Niño 3.4 (5° N a 5° S, 120° a 170° W). Nenhuma relação linear foi observada entre a ocorrência de ambos fenômenos climáticos com respeito à frequência dos eventos dos tipos 1 e 2. Entretanto, o subtipo 1D foi mais frequente durante alguns anos de El Niño (1986 e 1990), representando quase 35 % e 47 % do número de eventos do tipo 1 ocorridos durante os anos de 1986 e

1990, respectivamente. A principal razão para isto é a ocorrência de intensos episódios de bloqueio de frentes frias sobre o sudeste da AS durante os episódios de El Niño, que impedem o avanço para norte das frentes frias com a convecção até os trópicos. Os episódios de bloqueio normalmente observados durante anos de El Niño são caracterizados por uma intensificação da circulação de Hadley nos hemisférios de inverno que propicia um elevado transporte de momentum até as latitudes mais altas e consequentemente um jato subtropical mais forte que o normal (Bjerkness, 1966). Este padrão contribui para intensificar os episódios de bloqueio de frentes frias nas latitudes médias e nos subtropicais (Marques e Rao, 2001). Por outro lado, o subtipo 1C foi predominante durante os anos de La Nina para quase 37 % e 41 % do número de eventos do tipo 1 nos anos de 1985 e 1989, respectivamente. Neste caso, uma maior tendência das frentes frias em mover-se com a convecção dos subtropicais até as latitudes tropicais mais baixas foi notada durante os episódios de La Niña.

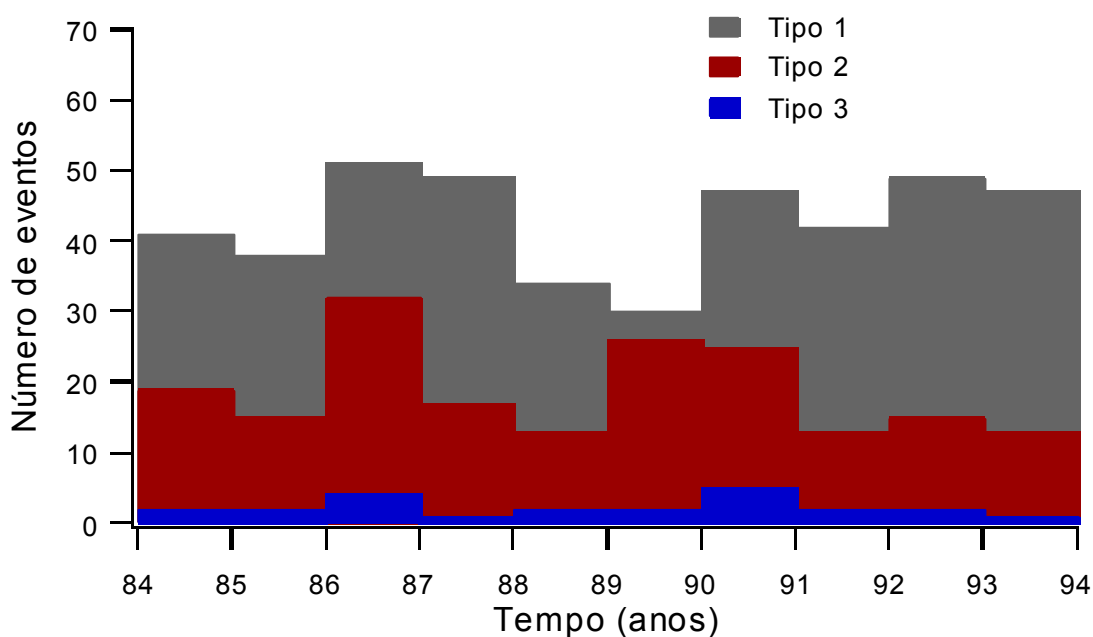


FIGURA 2.6 - Distribuição do número de eventos dos tipos 1 a 3 identificados na AS durante os anos de 1984 a 1993.

Os resultados obtidos para o tipo 1 revelam que a ocorrência de episódios de El Niño ou La Niña aparentemente afeta o avanço para norte das frentes frias e a convecção associada em direção aos trópicos, mas não influi na frequência destes eventos sobre a AS. Pela mesma razão, os intensos episódios de bloqueio das frentes frias sobre o sudeste da AS caracterizados pelos dois episódios de El Niño e observados por Marques e Rao (2001) parecem ter favorecido um pequeno aumento no número de eventos do tipo 3 nos anos de 1986 e 1990, resultando um maior número de frentes frias quasi-estacionárias nos subtropicais. Os poucos episódios de El Niño observados durante o período de 10 anos impossibilitam uma conclusão precisa a respeito da variabilidade interanual dos eventos, principalmente os do tipo 2.

2.4 Circulação Atmosférica na América do Sul Durante a Propagação Meridional da Convecção

A última etapa da descrição climatológica da propagação meridional da convecção sobre a AS consistiu em determinar os padrões de circulação atmosférica mais importantes na AS associados com a propagação meridional da convecção. O estudo foi realizado para os eventos correspondentes a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados entre Janeiro de 1984 e Dezembro de 1993. O vento horizontal e o transporte de umidade horizontal derivados das reanálises do NCEP/NCAR foram utilizados para elaborar uma análise de compostos de circulação atmosférica descrevendo os campos diários médios e os campos diários transientes para os dias -2 a $+2$ de ocorrência dos tipos 1 e 2, e os dias -1 a $+1$ de ocorrência do tipo 3. Os campos diários médios foram obtidos calculando a média dos campos diários sobre todos os eventos correspondentes a cada tipo de propagação meridional da convecção, para cada dia de ocorrência dos eventos. Já os campos diários transientes foram estimados subtraindo os campos diários de seus respectivos campos médios sazonais e obtendo uma média sobre todos os eventos correspondentes a cada tipo, para cada dia de ocorrência dos eventos.

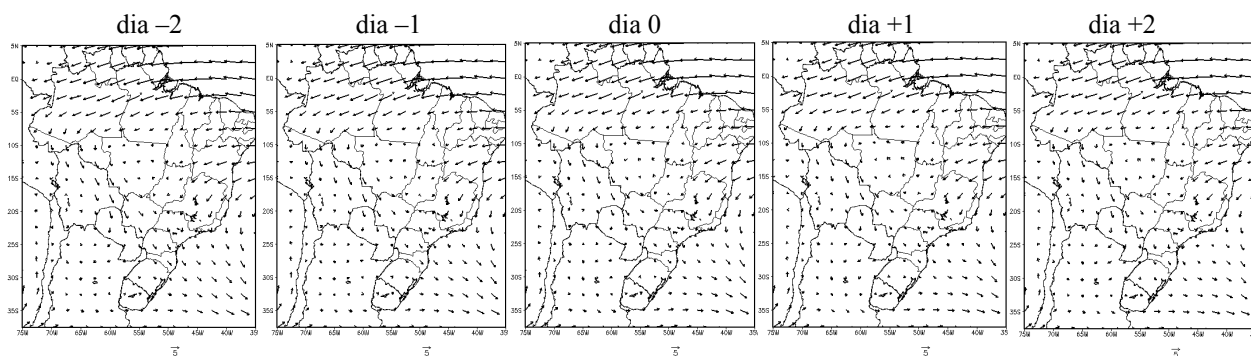
As Figuras 2.7 a 2.10 ilustram a evolução dos campos diários médios e dos campos diários transientes do vento horizontal em 850 e 200 hPa, respectivamente, durante o ciclo de vida dos três tipos de propagação meridional da convecção. O padrão inicialmente observado para o tipo 1 nos baixos níveis é o fortalecimento e o avanço de um ciclone transiente do sudeste para o nordeste da AS (Figura 2.9). No lado norte do ciclone transiente observa-se o deslocamento para nordeste de uma zona de convergência de aproximadamente 23° S no dia -2 até pelo menos 15° S no dia 0, e a sua principal característica é o enfraquecimento dos ventos nos baixos níveis provenientes da região Amazônica e o fortalecimento dos ventos nos baixos níveis provenientes das latitudes médias. Este modelo de circulação, que é semelhante ao observado por Machado e Duvel (1998) durante a primavera austral, é um indicativo da penetração de uma frente fria sobre os subtropicos que se move em direção ao nordeste da AS. Uma intensificação do fluxo de umidade da região Amazônica até o centro e o sudeste da AS também é observada nos campos diários médio e transiente do transporte de umidade horizontal integrado verticalmente entre a superfície e 850 hPa, que são ilustrados nas Figuras 2.11 e 2.12, respectivamente. A configuração de trem de onda nos baixos níveis observada nas latitudes médias e de ventos de sul anômalos caracterizam a presença de uma frente fria sobre o sudeste da AS movendo-se com a convecção em direção ao nordeste da AS, bem como de uma incursão de ar frio no sudeste associada à frente fria que estimula e se desloca com a convecção em direção ao centro da AS e sul da Amazônia (Figura 2.9). Uma configuração de trem de onda nos altos níveis é observada nos subtropicos, coerente com o modelo de circulação observado nos baixos níveis (Figura 2.10).

Para as propagações meridionais da convecção do tipo 2, a presença de um ciclone transiente nos baixos níveis sobre os subtropicos e de ventos anômalos da região Amazônica até o centro e o sudeste da AS são observadas antes do dia 0 (Figura 2.9). Fluxos de umidade horizontal anômalos da região Amazônica também são observados no decorrer do ciclo de vida nos campos diários médio e transiente, e constituem um importante mecanismo para sustentar o ciclone transiente e alimentar a convecção sobre o centro e o sudeste da AS durante os eventos do tipo 2 (Figuras 2.11 e 2.12). Ventos e

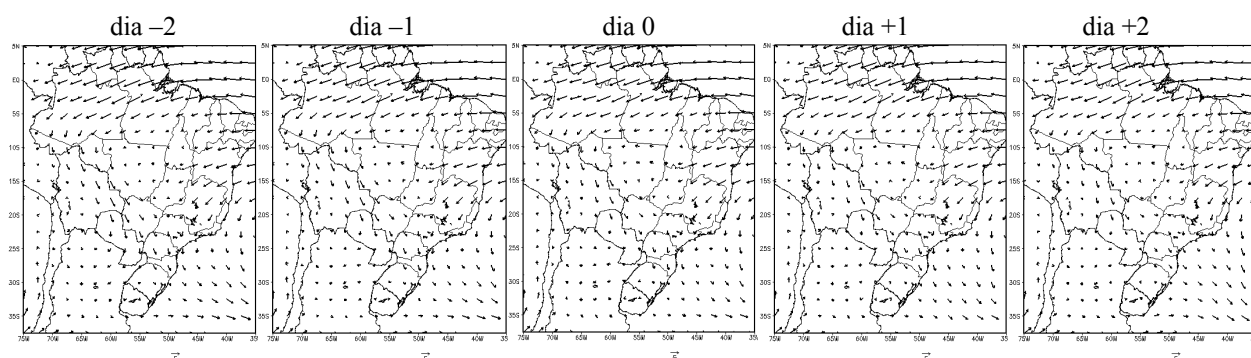
fluxos de umidade anômalos no dia +1 aparentemente também contribuem para a convecção sobre o centro da AS. Ventos de sul anômalos e um anticiclone transiente nos baixos níveis sobre os subtrópicos antes do dia -1 indicam a presença de uma incursão de ar frio das latitudes médias aparentemente produzida por uma frente fria que penetrou o sudeste da AS antes do início do ciclo de vida do tipo 2 (Figura 2.9). Esta incursão de ar frio contribui para manter o ciclone transiente e a convecção sobre o sudeste da AS por vários dias. Este modelo de circulação favorece a formação da ZCAS durante a maioria dos eventos do tipo 2. A configuração sinótica da ZCAS durante o ciclo de vida do tipo 2 é também evidenciada por uma inclinação noroeste-sudeste nos altos níveis sobre os trópicos (Figura 2.10). Uma outra característica importante nos altos níveis é a existência de um vórtice ciclônico transiente sobre o nordeste da AS que migra para oeste durante o dia -2 ao dia 0, que pode estar relacionado com os VCANs no nordeste do Brasil descritos na literatura (Kousky e Gan, 1981; Rao e Bonatti, 1987).

No decorrer do ciclo de vida do tipo 3, a existência de uma frente fria quasi-estacionária sobre os subtrópicos e latitudes médias é evidenciada pela presença de um ciclone transiente naquela região (Figura 2.9). Ventos e fluxos de umidade anômalos vindos da região Amazônica também são observados antes do dia 0 (Figuras 2.9, 2.11 e 2.12). Nos altos níveis, uma intensa corrente de jato de oeste quasi-estacionária nas latitudes médias aparentemente associada com o jato subtropical e um anticiclone transiente relacionado com a frente fria quasi-estacionária são notados até o dia 0, caracterizando o bloqueio de uma frente fria nos subtrópicos e em latitudes médias (Figura 2.10). A penetração de um extenso vórtice ciclônico transiente sobre o nordeste da AS que migra para oeste ao longo do ciclo de vida médio do tipo 3 é um outro mecanismo importante para o modelo de circulação do tipo 3 identificado nos altos níveis, e pode também estar relacionado à existência dos VCANs no nordeste do Brasil (Figura 2.10). A presença dos VCANs no nordeste do Brasil parece contribuir para o fraco avanço meridional das frentes frias em direção àquela região, conforme já foi sugerido por Kousky e Gan (1981).

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

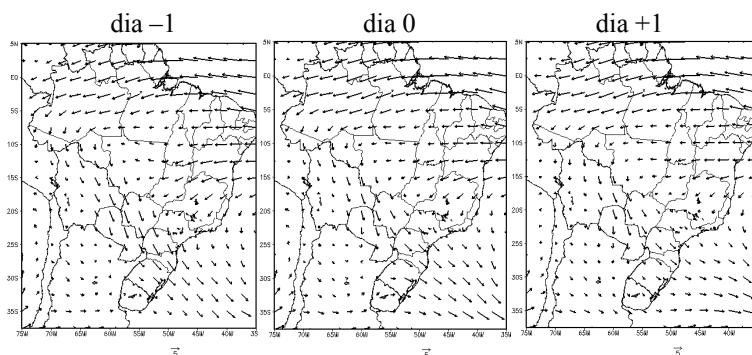
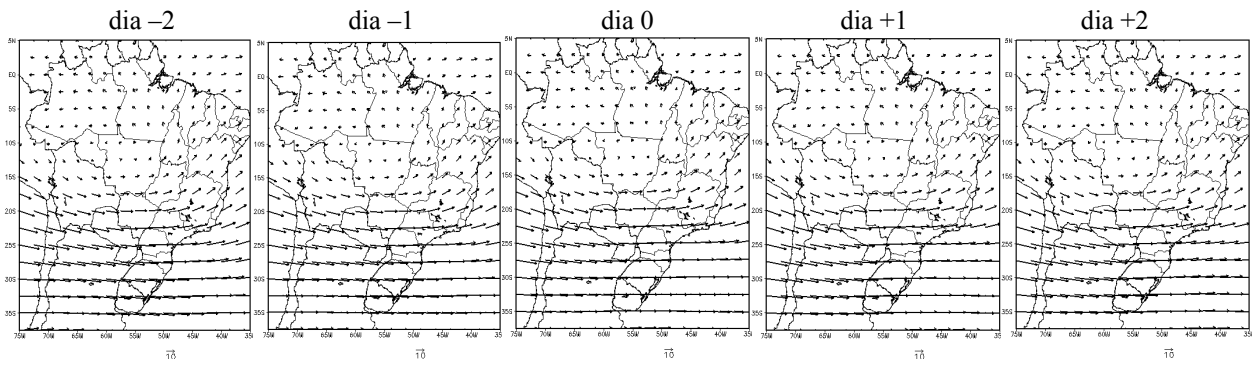
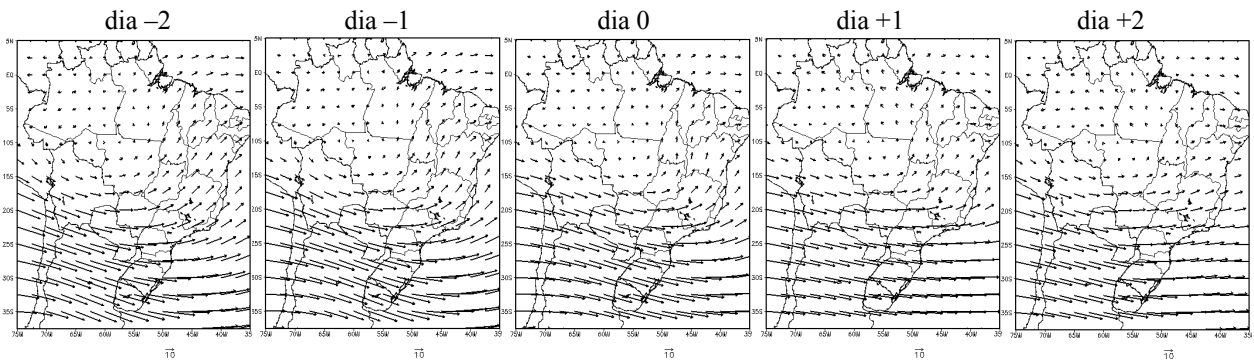


FIGURA 2.7 - Componente total média do vento horizontal no nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

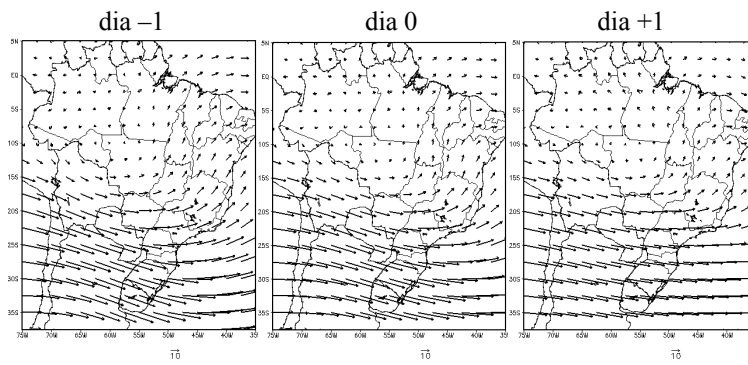
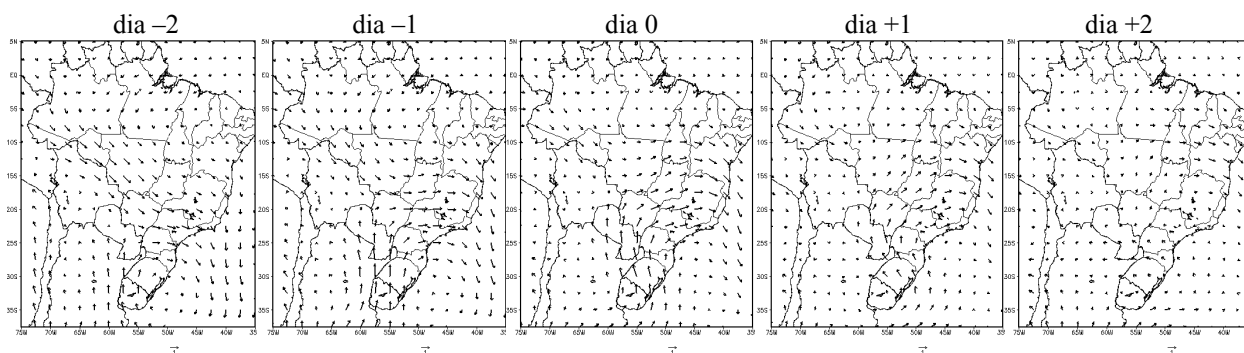
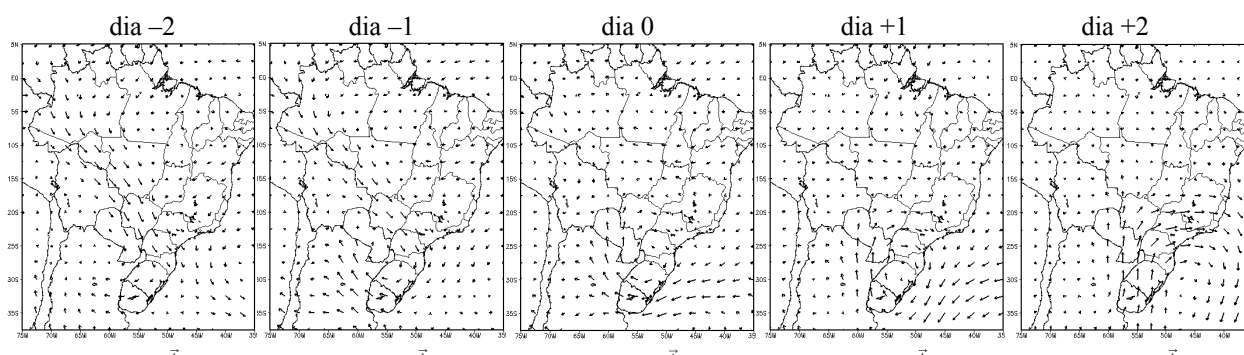


FIGURA 2.8 - Idem à Figura 2.7, mas para o nível de 200 hPa.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

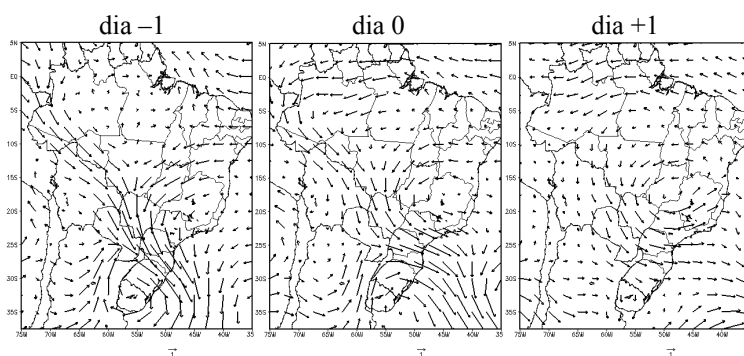
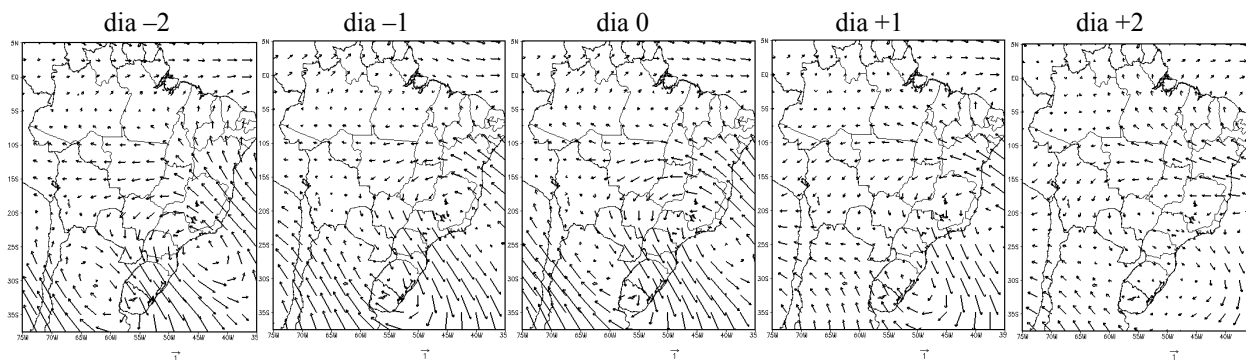
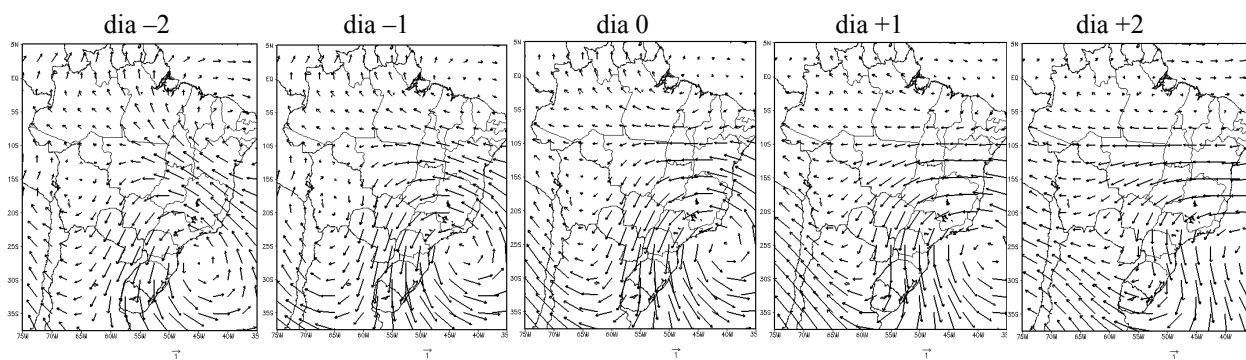


FIGURA 2.9 - Componente transiente média do vento horizontal no nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

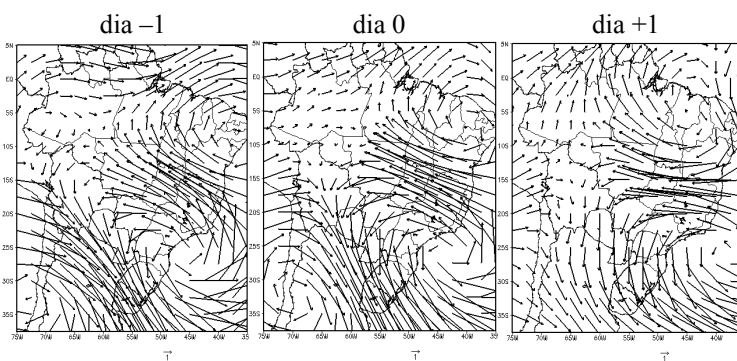
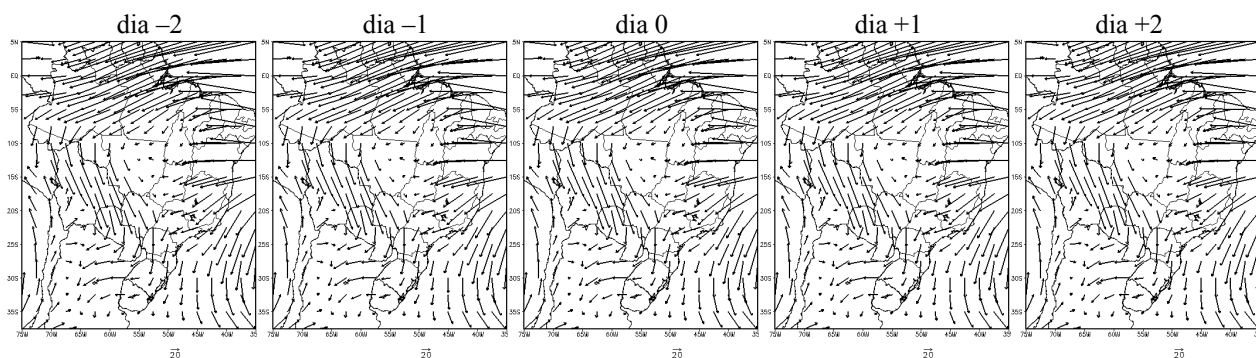
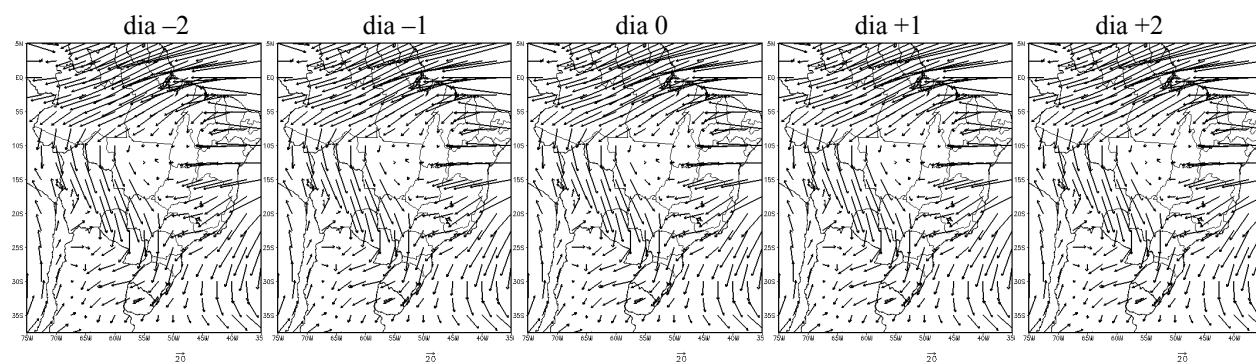


FIGURA 2.10 - Idem à Figura 2.9, mas para o nível de 200 hPa.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

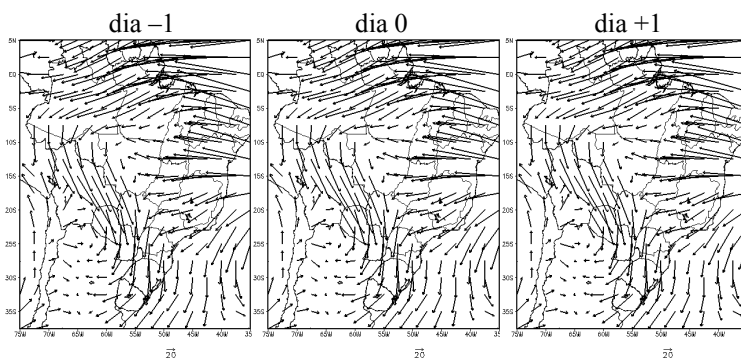
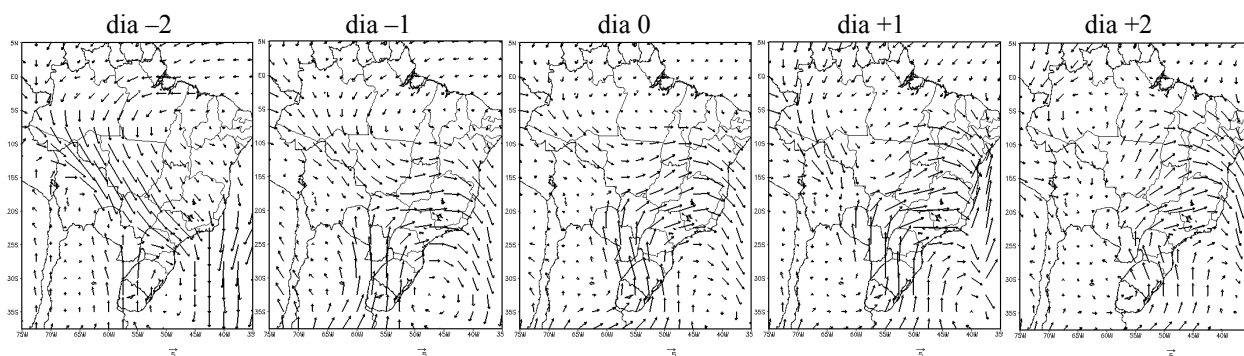
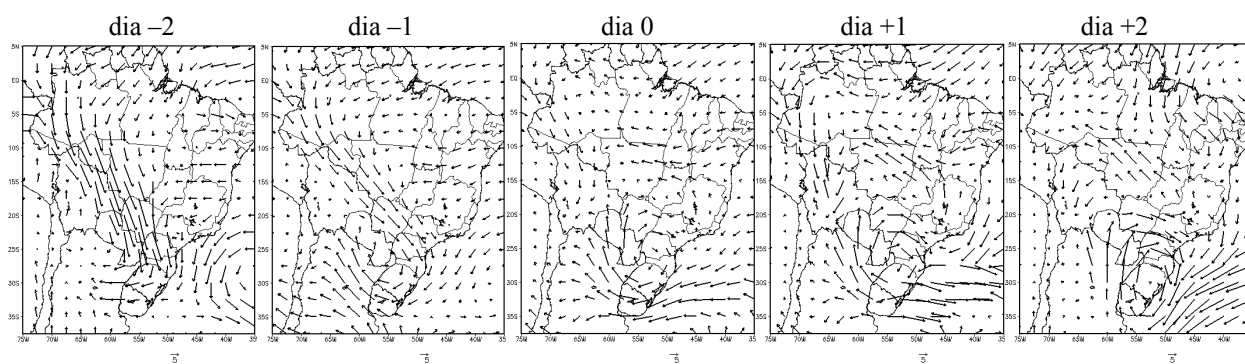


FIGURA 2.11 - Componente total média do fluxo de umidade horizontal integrado verticalmente entre a superfície e o nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados.

Tipo 1



Tipo 2



Tipo 3

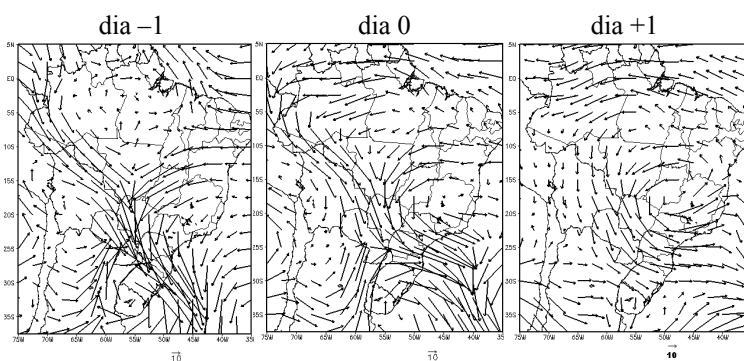


FIGURA 2.12 - Componente transiente média do fluxo de umidade horizontal integrado verticalmente entre a superfície e o nível de 850 hPa para os dias -2 a +2 de ocorrência dos eventos do tipo 1 e do tipo 2 durante o período de Janeiro de 1984 a Dezembro de 1993. Para os 25 eventos do tipo 3, somente os dias -1 a +1 são mostrados.

CAPÍTULO 3

CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS SISTEMAS CONVECTIVOS ASSOCIADOS À PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

Uma grande variedade de *sistemas convectivos* (SCs) é frequentemente presente na AS e associada com a ocorrência da propagação meridional da convecção. Desta forma, para um amplo entendimento a respeito da natureza da propagação meridional da convecção é fundamental que seja realizada uma extensa descrição da estrutura física dos SCs que se iniciam no decorrer dos eventos. Com este enfoque, foi realizado um estudo dos SCs que se formaram durante a ocorrência dos três principais tipos de propagação meridional da convecção identificados no Capítulo 2. No estudo foram utilizados 27 meses de imagens de diferentes tipos de sensores a bordo de satélites para estudar os SCs que se originaram sobre regiões continentais preferenciais de ocorrência da propagação meridional da convecção na AS (trópicos e subtropicais/latitudes médias) durante a sua estação úmida (primavera, verão e outono austral). A partir destes dados pôde-se estimar as propriedades radiativas dos SCs associados com a propagação meridional da convecção, a sua constituição por tipos de nuvem, as frequências de precipitação associadas, entre outros, e verificar a importância do fenômeno físico na organização da nebulosidade convectiva e no regime de chuvas sobre a AS durante a sua estação úmida.

3.1 Dados

As características estruturais dos sistemas convectivos associados à propagação meridional da convecção na AS foram descritas utilizando duas séries de dados produzidos por sensores a bordo de satélites ambientais, conforme mostrado na Tabela 3.1. A primeira série consiste de dados de nebulosidade fornecidas pelo estágio DX do ISCCP (Rossow e Schiffer, 1999). Os dados do estágio DX são produzidos pela combinação das radiâncias do estágio B3 do ISCCP (do satélite GOES-Leste para a AS)

com séries de dados de temperatura e umidade do *TIROS-N Operational Vertical Sounder* (TOVS - Sondador Vertical Operacional do TIROS-N). A resolução espacial dos dados é de 7 km com espaçamento de aproximadamente 30 km, e eles são fornecidos para cada 3 horas. Os dados do estágio DX foram extraídos para *nuvens frias altas* (CCS), que são nuvens com temperaturas do topo menores que 245 K (alturas do topo acima de 8 km), conforme descrito nas definições de nuvem da Tabela 3.2. Foram utilizadas temperatura e pressão do topo de nuvens inferidas na faixa espectral do IR, bem como temperatura e pressão do topo e espessura ótica de nuvens corrigidas no VIS. As variáveis inferidas no IR são obtidas assumindo que as nuvens frias altas são opacas à radiação ascendente da superfície. Já as variáveis corrigidas no VIS são estimadas avaliando reflectâncias do gelo das nuvens no VIS. Um maior detalhamento sobre o cálculo destes parâmetros é fornecido por Rossow e Schiffer (1999). Os dados do estágio DX foram extraídos para a região entre 5° N a 40° S e 30° W a 65° W, para o período de Janeiro de 1998 a Dezembro de 2000.

TABELA 3.1 - Séries de Dados Utilizados para Descrever as Características Estruturais da Propagação Meridional da Convecção na AS.

SÉRIE	SENSOR	FAIXA ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL	DADOS
ISCCP: Estágio DX	VISSR + TOVS	VIS (0,6 μm)	7 km, espaçado a cada 30 km	Temperatura e pressão de topos de nuvens corrigidas, Espessura ótica de nuvens
		IR (11 μm)	7 km, espaçado a cada 30 km	Temperatura e pressão de topos de nuvens
TRMM	PR	MICROONDAS (13,8 GHz)	4,3 km (horizontal) 250 m (vertical)	Classificação da chuva, Perfil vertical da taxa de precipitação, Perfil vertical do fator de refletividade
	TMI	MICROONDAS (85,5 GHz)	\cong 4,8 km	Temperatura de brilho

A segunda série de dados utilizada para estudar a propagação meridional da convecção na AS consiste em dados de precipitação medidos pelos sensores ativos e passivos a bordo do satélite TRMM. O satélite TRMM foi projetado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA - Administração Espacial e Aeronáutica Nacional) em conjunto com a *National Space Development Agency* (NASDA - Agência Nacional de Desenvolvimento Espacial) em 1997, e tem como principal objetivo estimar precipitação e trocas de energia (calor latente) entre as regiões tropical e subtropical da Terra (Kummerow et al., 1998). O satélite TRMM encontra-se em operação desde 1998, e descreve uma órbita circular em torno do planeta a uma altura de quase 350 km e um ângulo de inclinação de aproximadamente 35°. A órbita deste satélite é constituída de movimentos ascendentes (sul para norte) e descendentes (norte para sul) sobre os cinturões tropical e subtropical do planeta (38,75° S a 38,75° N), e possui uma periodicidade de cerca de 1,5 hora. O satélite TRMM leva quase 11 horas para promover a passagem e o imageamento da maior porção tropical e subtropical possível do globo, possibilitando imagear uma mesma região cerca de 2 vezes por dia.

TABELA 3.2 - Definição dos Principais Tipos de Nuvem Empregados na Descrição das Características Estruturais da Propagação Meridional da Convecção na AS. As Três Últimas Definições de Nuvem Foram Feitas Seguindo a Classificação de Nuvens do ISCCP.

DEFINIÇÃO DE NUVEM	TEMPERATURA DO TOPO	ESPESSURA ÓTICA NO VIS	PRINCIPAIS TIPOS DE NUVEM ASSOCIADOS
CCS	< 245 K	---	Cumulonimbus, cumulus congestus
CCB	< 220 K	---	Cumulonimbus, cumulus congestus
Cirrus finas	< 260 K	< 3,6	Cirrus
Cirrus espessas	< 260 K	3,6 - 23	Cirrocumulus, cirrostratus
Convecção profunda (DCC)	< 260 K	> 23	Cumulonimbus, cumulus congestus

No presente estudo foram extraídos dados dos sensores PR e TMI do TRMM para a mesma área e período dos dados do estágio DX. O PR, que é um radar meteorológico operando na faixa espectral das microondas em torno de 13,8 GHz, vem sendo de grande importância para descrever a estrutura tridimensional da precipitação. Ele realiza uma varredura do globo com um ângulo de inclinação de $\pm 17^\circ$ (com o nadir) com 49 posições, resultando numa faixa imageada com largura de 220 km e uma resolução horizontal de 4,3 km (Kummerow et al, 1998). A resolução vertical ao longo do feixe do radar é de 250 m. A sensibilidade do radar é tal que o mínimo sinal detectado é de aproximadamente 20 dBZ (equivalente a cerca de $0,7 \text{ mm h}^{-1}$ em taxa de precipitação).

Os produtos 2A25 e 2A23 do PR foram empregados no estudo. O 2A25, que é um produto de perfis verticais de taxas de precipitação corrigidos pelo efeito de atenuação, baseia-se num método híbrido que consiste no arranjo iterativo de Hitschfeld-Bordan e um método de referência de superfície (Iguchi et al., 2000). Após a correção de atenuação do perfil vertical de refletividade do radar, Z , a taxa de precipitação, R , é obtida a partir de uma relação Z - R assumindo diferentes distribuições de tamanho de gotículas de chuva observadas nos trópicos. Devido à contaminação na superfície, a taxa de precipitação não pode ser obtida com precisão para os níveis atmosféricos mais baixos. Por esta razão, somente os dados do PR acima de 2 km de altura foram utilizados no estudo. O produto 2A23 é uma classificação de chuva baseada nas características horizontais (Steiner et al., 1995) e verticais (Awaka et al, 1998) da precipitação. Um perfil de precipitação é classificado como estratiforme se o PR detecta uma banda de brilho próxima ao nível de resfriamento (isoterma de 273 K). A banda de brilho é a região da atmosfera em que se tem um forte espalhamento do sinal emitido pelo PR por hidrometeoros congelados (cristais de gelo, flocos de neve) dos níveis atmosféricos mais altos que começam a fundir-se próximo ao nível de resfriamento durante a ocorrência de precipitação estratiforme. Durante o processo de fusão, cria-se uma película de água sobre os hidrometeoros congelados, de modo que o PR assume cada hidrometeoro como sendo uma gotícula de chuva. Se tal espalhamento é detectado pelo PR próximo ao nível de resfriamento e se mantém intenso entre aproximadamente -1,5 km e +1,5 km de distância deste nível, decaindo rapidamente fora deste intervalo, é

evidenciada a existência da banda de brilho. Se nenhuma banda de brilho é detectada e qualquer valor de refletividade do radar excede 39 dBZ, o perfil de precipitação é classificado como convectivo.

O sensor TMI do TRMM é um radiômetro passivo na faixa espectral das microondas que mede temperaturas de brilho nas seguintes frequências: 10,7, 19,4, 21,3, 37,0 e 85,5 GHz (Kummerow et al., 1998). O TMI realiza uma varredura canônica do globo com um ângulo de inclinação de $52,8^\circ$ (com o nadir) e com 104 posições (208 posições) para os canais de baixa (alta) resolução, resultando uma faixa imageada com largura de 720 km e uma resolução horizontal variando de aproximadamente 4,8 km (para o canal em 85,5 GHz) a 39 km (para o canal em 10,7 GHz). Este sensor foi utilizado no presente estudo para complementar as estimativas de precipitação derivadas do PR. No caso, foram utilizadas as temperaturas de brilho do produto 1B11 do TMI para o canal do sensor com polarização vertical em 85,5 GHz. A vantagem na utilização do canal em 85,5 GHz é que ele possibilita estudar variações na intensidade da precipitação com alta resolução espacial devido à alta correlação existente entre o espalhamento da radiação em microondas por cristais de gelo na atmosfera e a intensidade da precipitação.

3.2 Identificação dos Eventos de Propagação Meridional da Convecção

Os procedimentos realizados para obter as principais características estruturais dos sistemas convectivos associados à propagação meridional da convecção na AS são ilustrados na Figura 3.1. Na primeira etapa foi feita a identificação de todos os eventos de propagação meridional da convecção que ocorreram na AS durante o período completo de dados. Para tanto, foram aplicados diagramas de Hovmoller às propriedades de nuvem do estágio DX do ISCCP inferidas no IR. Paralelamente à identificação dos eventos de propagação meridional da convecção, foi feita a identificação e a descrição das propriedades básicas de todos os SCs que se iniciaram sobre a região continental da AS durante os eventos aplicando um método de rastreamento de SCs às propriedades de nuvem do estágio DX inferidas no IR. A próxima etapa do estudo consistiu em realizar uma descrição das propriedades

radiativas e dos principais tipos de nuvem que compõem os SCs. Neste caso, foram aplicadas análises estatísticas às propriedades de nuvem do DX corrigidas no VIS. Paralelamente à descrição das propriedades de nuvem dos SCs, foram obtidas as características de precipitação dos SCs aplicando análises estatísticas aos produtos de precipitação 2A23 e 2A25 do PR e às temperaturas de brilho do produto 1B11 do TMI do TRMM.

A identificação de todos os eventos de propagação meridional da convecção que ocorreram na AS durante o período de Janeiro de 1998 a Dezembro de 2000 foi feita empregando a mesma metodologia descrita no Capítulo 2 (Apêndice B); porém, com duas diferenças importantes. A primeira diferença é que foram aplicados diagramas de Hovmoller às porcentagens de cobertura de nuvens frias altas derivadas do estágio DX do ISCCP ao invés das porcentagens de cobertura de nuvens frias do estágio C1 do ISCCP. A utilização das nuvens frias altas, que também estão relacionadas com os processos convectivos sobre os trópicos, se deve à aplicação de um limiar de temperatura do topo de nuvem equivalente ao das nuvens frias altas para a identificação de SCs nas etapas seguintes do estudo. A porcentagem de cobertura de nuvens frias altas é definida pela razão (multiplicada por 100) entre o número de pixels de nuvem do DX com temperatura do topo inferior a 245 K e o número total de pixels do DX dentro de uma janela longitudinal arbitrária de 10° . Esta propriedade, assim como as demais propriedades derivadas no estudo para descrever a propagação meridional da convecção, tem sua definição e os sensores cujos produtos foram utilizados descritos na Tabela 3.3. A segunda diferença da metodologia aplicada nesta etapa com respeito à que foi empregada no Capítulo 2 é a realização de uma análise observacional complementar para a identificação dos eventos do tipo 3 sobre a mesma janela longitudinal do diagrama de Hovmoller fixada na metodologia anterior; porém, entre as latitudes de 20° S e 35° S. Este procedimento foi realizado com o intuito de se obter um número mais expressivo de eventos do tipo 3 sobre a AS, que foi consideravelmente reduzido empregando a metodologia do Capítulo 2.

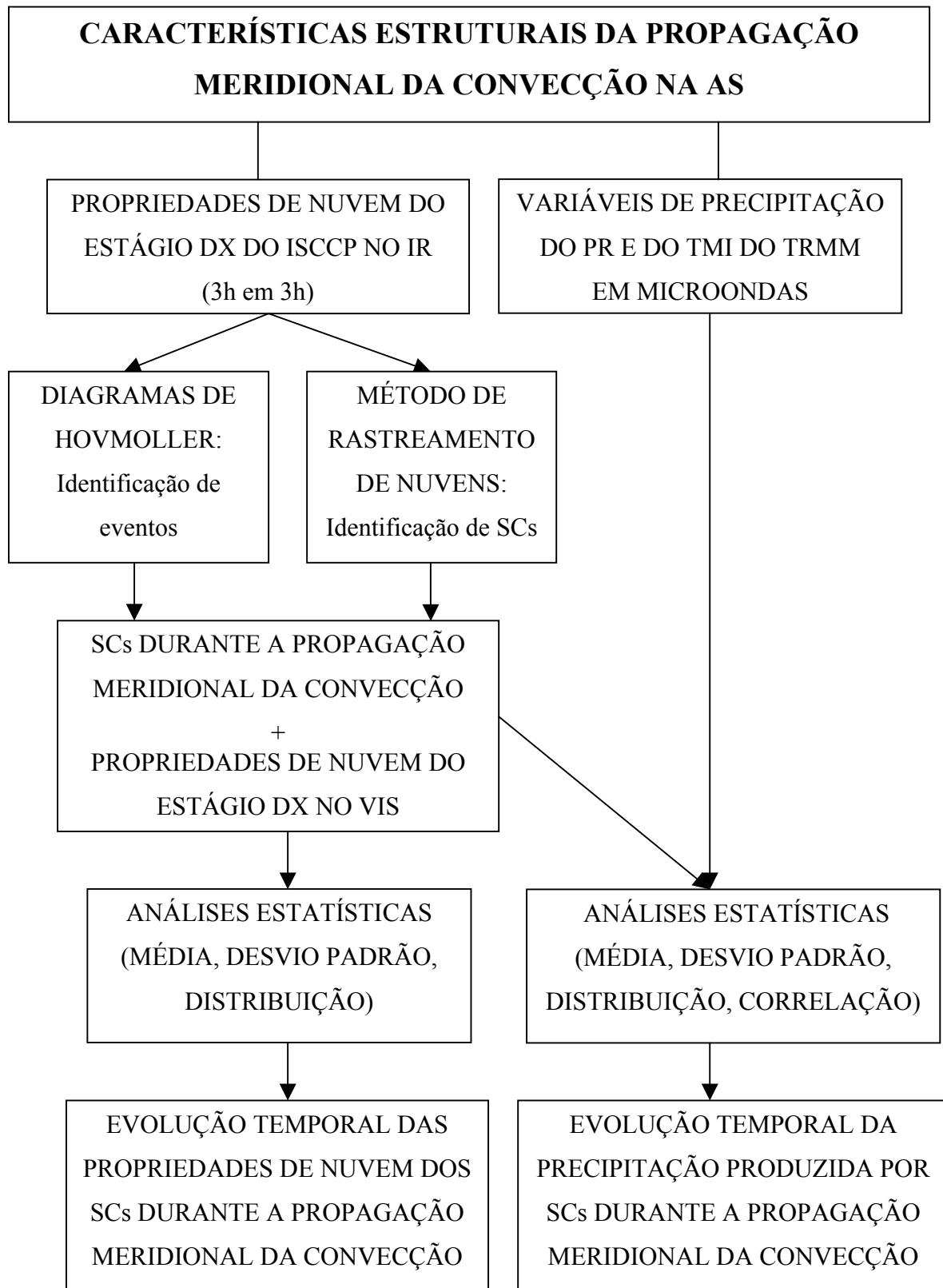


FIGURA 3.1 - Fluxograma da Metodologia empregada na descrição das características estruturais da propagação meridional da convecção sobre a AS.

TABELA 3.3 - Principais Campos Derivados das Imagens DX e dos Sensores do TRMM para Descrever a Estrutura da Propagação Meridional da Convecção na AS.

CAMPOS DERIVADOS	DEFINIÇÃO	SENSOR
Porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCS	Razão (x100) entre o número de pixels DX no IR com nuvem do tipo CCS e o total de pixels DX no IR na janela longitudinal de 10°	DX - IR
Porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB	Razão (x100) entre o número de pixels DX no IR com nuvem do tipo CCB e o total de pixels DX no IR na janela longitudinal de 10°	DX - IR
Porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB do SC	Razão (x100) entre o número de pixels DX no IR com nuvem do tipo CCB e o total de pixels DX no IR do SC	DX - IR
Tempo de maturação do SC	Hora local do dia em que o SC adquire sua maior porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB (LST)	DX - IR
Tempo de duração do SC	Intervalo de tempo entre as fases de inicial e decaimento do SC (h)	DX - IR
Raio efetivo do SC	Raio de um círculo com área aproximadamente igual à do SC (km)	DX - IR
Direção de propagação do SC	Ângulo de propagação do SC com respeito à direção leste	DX - IR
Porcentagem de cobertura de nuvens de convecção profunda	Razão (x100) entre o número de pixels DX no VIS com nuvens de convecção profunda e o total de pixels DX no VIS do SC	DX - VIS
Porcentagem de cobertura de nuvens cirrus finas (espessas)	Razão (x100) entre o número de pixels DX no VIS com nuvens cirrus finas (espessas) e o total de pixels DX no VIS do SC	DX - VIS
Espessura ótica média de nuvens de convecção profunda	Média da espessura ótica das nuvens de convecção profunda entre todos os pixels DX no VIS do SC com este tipo de nuvem (K)	DX - VIS
Temperatura mínima do topo de nuvens de convecção profunda	Menor temperatura do topo das nuvens de convecção profunda entre todos os pixels DX no VIS do SC com este tipo de nuvem (K)	DX - VIS
Porcentagem de chuva do SC	Razão (x100) entre o número de pixels PR com chuva e o total de pixels PR do SC	PR/2A23- Microondas
Porcentagem de chuva convectiva do SC	Razão (x100) entre o número de pixels PR com chuva convectiva e o total de pixels PR com chuva do SC	PR/2A23- Microondas
Perfis verticais médios de R e Z estratiforme e convectivo do SC	Médias de R e Z sobre todos os pixels convectivos e estratiformes do SC, para cada nível de altura (mm/h e dBZ, respectivamente)	PR/2A25- Microondas
Maior R convectiva do SC	Maior valor máximo de R entre todos os pixels convectivos do SC (mm/h)	PR/2A25- Microondas
Altura da máxima R do SC	Nível atmosférico da maior R do SC (km)	PR/2A25-
Média e desvio da temperatura de brilho em 85,5 GHz do SC	Média e desvio padrão das temperaturas de brilho em 85,5 GHz sobre todos os pixels TMI do SC que coincidem com os pixels de chuva do PR (K)	TMI/1B11- Microondas

A Figura 3.2 ilustra um diagrama de Hovmoller das porcentagens de cobertura de nuvens frias altas para a janela longitudinal de 48,75° W a 58,75° W e a banda latitudinal de 5° S a 40° S (para cada 2,5°), para o mês de Abril de 1998. O diagrama de Hovmoller produzido para as porcentagens de cobertura de uma segunda definição de nuvem fria alta (CCB) que também será empregada nas próximas etapas do estudo é ilustrado na Figura 3.2. As nuvens do tipo CCB serão referidas como *nuvens frias altas frequentemente associadas com a convecção* (Tabela 3.2). A porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB representa a fração (multiplicada por 100) do número total de pixels do DX que contém nuvem com temperaturas do topo inferior a 220 K (alturas do topo acima de 12 km), conforme descrito na Tabela 3.3. A influência dos três tipos de propagação meridional da convecção identificados no Capítulo 2 sobre a organização das nuvens frias altas na AS durante o mês de Abril de 1998 pode ser notada na Figura 3.2. As nuvens frias altas movendo-se para norte das latitudes médias até latitudes tropicais mais baixas entre os dias 15 e 19 correspondem à ocorrência de um evento do tipo 1. Já a intensificação e aparente propagação das nuvens frias altas da região tropical em direção aos subtropicais entre os dias 20 a 22 caracteriza a ocorrência de um evento do tipo 2. A ocorrência de um evento do tipo 3 é representada por um movimento quasi-estacionário das nuvens frias altas nos subtropicais e latitudes médias entre os dias 9 e 12. A influência destes três tipos na organização das nuvens do tipo CCB também é relevante, sugerindo a importância dos três tipos na organização de nuvens frias altas de forte desenvolvimento vertical e frequentemente associadas com a convecção. Pela aparente semelhança observada entre os diagramas de Hovmoller obtidos para as nuvens dos tipos CCS e CCB, nota-se também que a análise é pouco sensível aos dois limiares de temperatura de topos de nuvem apresentados e que foram utilizados na identificação de SCs na etapa seguinte do estudo.

A distribuição sazonal do total de eventos identificado para cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção sobre a AS aplicando diagramas de Hovmoller às porcentagens de cobertura de nuvens frias altas durante o período de Janeiro de 1998 a Dezembro de 2000 é dada como segue. De um total de 77 eventos identificados para o tipo 1, cerca de 34 % ocorreram durante a primavera austral, seguido de 27 % no verão,

21 % no outono e 18 % no inverno. Para o tipo 2, 46 % dos 15 eventos ocorreram no verão austral, seguido da primavera e do outono (27 % em cada estação). Um total de 33 eventos foi identificado para o tipo 3, com cerca de 42 % ocorrendo durante o inverno, 24 % no outono, 19 % na primavera e 15 % no verão austral. A variação sazonal do número de eventos dos tipos 1 e 2 é relativamente semelhante à que foi apresentada no Capítulo 2. Um outro aspecto importante é o número expressivo de eventos identificados para o tipo 3, que foi favorecido pela realização da análise observacional complementar à metodologia que foi empregada no Capítulo 2 para a identificação dos eventos do tipo 3. Este resultado permitiu verificar a variabilidade sazonal da frequência dos eventos do tipo 3 e a sua predominância consideravelmente maior na AS durante o inverno austral.

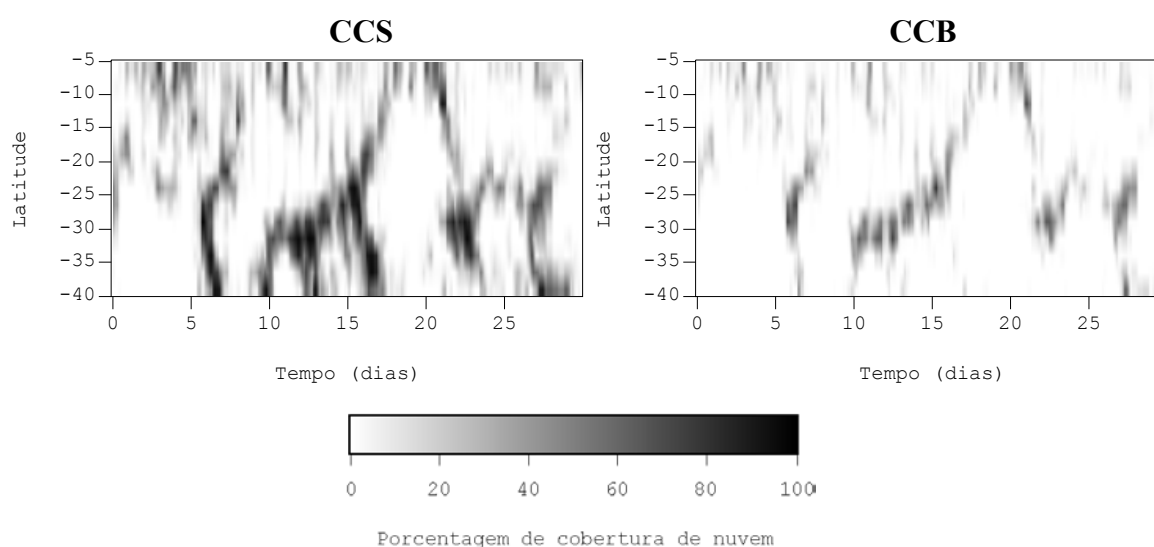


FIGURA 3.2 - Diagrama de Hovmoller das porcentagens de cobertura de nuvens para os limiares de 245 K e 220 K da temperatura do topo da nuvem na janela longitudinal de 48,75° W a 58,75° W, para o mês de Abril de 1998.

3.3 Identificação e Descrição dos Sistemas Convectivos

A identificação e a descrição das propriedades básicas de todos os SCs foram realizadas para a região continental da AS entre 5° S a 40° N e 30° W a 65° W durante a estação

úmida austral dos anos de 1998 a 2000. Para tanto, foi aplicado um método de rastreamento de nuvens no IR desenvolvido por Machado et al. (1998) às imagens IR do estágio DX do ISCCP. Este método determina as trajetórias de SCs com base na similaridade das características morfológicas e da área de superposição entre os SCs em imagens de satélite sucessivas mediante a utilização de dois limiares de temperatura de brilho. A utilização destes limiares é importante para eliminar uma grande parte de nuvens cirrus que possuem temperaturas aparentes do topo muito maior que suas temperaturas físicas e estão pouco associadas com a convecção (Machado et al., 1998). Uma descrição geral deste método é apresentada no Apêndice F. A diferença básica da versão do método que foi utilizada no presente estudo com respeito à utilizada por Machado et al. (1998) consiste na utilização das temperaturas físicas dos topos de nuvem das imagens DX inferidas no IR ao invés das temperaturas de brilho das imagens B3 do ISCCP no IR.

A identificação dos SCs foi feita utilizando os seguintes limiares de temperatura do topo de nuvem: 245 K (primeiro), equivalente às nuvens do tipo CCS; e 220 K (segundo), equivalente às nuvens do tipo CCB. De acordo com a metodologia desenvolvida por Machado et al. (1998), um grupo de nuvens com topos frios (do tipo CCS) que contém um grupo de nuvens com topos ainda mais frios e mais diretamente associados à intensa atividade convectiva (do tipo CCB) em algum instante durante o seu ciclo de vida é definido como um sistema convectivo e inclui diversos tipos de nuvens frias associadas com a convecção profunda. Machado et al. (1998) observaram que a forma e a distribuição de tamanho e outros atributos para SCs de grandes dimensões são pouco sensíveis à escolha dos limiares de temperatura de brilho entre 240 e 255 K (para o primeiro limiar) e entre 207 e 218 K (para o segundo limiar). Como a diferença entre a temperatura física do topo de nuvens e a temperatura de brilho é muito pequena no IR, esta falta de sensibilidade também foi observada para os limiares de temperatura física dos topos de nuvens que foram utilizados no presente estudo. As principais propriedades básicas dos SCs que foram obtidas utilizando o método de rastreamento de nuvens e aplicadas no estudo são: tempo de duração, raio efetivo, porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB (fração convectiva), tempo da fase de maturação,

velocidade de propagação, direção de propagação das nuvens do tipo CCS e do maior grupo de nuvens do tipo CCB identificado nos SCs com respeito ao leste (Tabela 3.3).

A próxima etapa do estudo consistiu em realizar uma descrição das propriedades radiativas e dos principais tipos de nuvem que compõem os SCs durante a propagação meridional da convecção na AS. No caso, foram aplicadas análises estatísticas à temperatura e pressão do topo de nuvem do DX corrigidas no VIS, bem como à espessura ótica de nuvem do DX inferida no VIS. Uma população de pixels do DX no VIS ocupando pelo menos metade (50 %) da área de cada um dos SCs foi exigida para resultar em uma descrição consistente. A descrição do tipo de nuvem foi feita baseada na classificação do ISCCP, que é mostrada na Tabela 3.2 (Rossow e Schiffer, 1999). Para cada SC foram calculadas as porcentagens de cobertura de nuvens cirrus finas, nuvens cirrus espessas e nuvens de convecção profunda, além da distribuição estatística dos pixels de nuvem como função das temperaturas do topo e da espessura ótica da nuvem (Tabela 3.3). As principais ferramentas (média, desvio padrão e distribuição) e cálculos estatísticos utilizados para estimar a distribuição estatística destas e de outras propriedades dos SCs são detalhadas no Apêndice G.

Paralelamente à descrição das propriedades de nuvem dos SCs, foram obtidas as características de precipitação dos SCs aplicando análises estatísticas aos produtos de precipitação 2A23 e 2A25 do PR e às temperaturas de brilho do produto 1B11 do TMI do TRMM. Para tanto, foram selecionados todos os pixels do PR e do DX coincidentes mediante a identificação de todos os pixels do PR com centros no interior dos pixels do DX durante um intervalo de tempo de $\pm 1,5$ hora do instante de cada SC. O intervalo de tempo foi baseado na resolução temporal das imagens do DX e definido com o intuito de obter o maior número possível de medidas do PR no decorrer do ciclo de vida dos SCs. Uma população de pixels do PR equivalente a pelo menos metade da área de cada um dos SCs também foi exigida para possibilitar uma descrição consistente dos SCs pelas variáveis do PR. Todos os pixels do PR e do DX coincidentes foram extraídos para estimar as distribuições estatísticas das seguintes variáveis, para as componentes de chuva estratiforme e convectiva de cada SC: porcentagem do tipo de chuva, máxima

taxa de precipitação e altura da máxima taxa de precipitação (Tabela 3.3 e Apêndice G). Uma porcentagem de chuva (total) foi também calculada pela razão (multiplicada por 100) entre o número de pixels de chuva do PR e o número total de pixels do PR para cada SC. Perfis verticais médios da taxa de precipitação e do fator de refletividade do PR para os tipos de chuva estratiforme e convectivo (acima de 2 km) também foram calculados para os SCs (Tabela 3.3 e Apêndice G).

Para complementar a descrição da precipitação dos SCs derivada do PR e verificar o seu impacto nas temperaturas de brilho na faixa espectral das microondas, foram extraídos todos os pixels do TMI coincidentes com os pixels do PR em cada um dos SCs. Para um dado pixel de chuva do PR pertencente aos SCs, foram pesquisados os pixels do TMI em que a distância entre seus centros e o centro do pixel do PR fosse inferior à metade da resolução espacial do radiômetro. Para cada SC com pixels de chuva do PR e do TMI coincidentes, foram calculadas a média e o desvio padrão das temperaturas de brilho em 85,5 GHz (Tabela 3.3 e Apêndice G). A descrição derivada do TMI foi baseada na dependência das temperaturas de brilho em 85,5 GHz com respeito à intensidade da chuva nos SCs. No caso, as temperaturas de brilho mais frias (mais quentes) estão principalmente associadas com chuva intensa (reduzida) devido às observações em 85,5 GHz serem sensíveis principalmente ao espalhamento da radiação em microondas por cristais de gelo na atmosfera (Greco e Anagnostou, 2001; Fu e Liu, 2003).

Para estudar as principais regiões da AS que foram influenciadas pelos três tipos de propagação meridional da convecção, foram selecionados somente os SCs que se iniciaram sobre as regiões continentais da AS a leste de 65° W entre o dia -2 e o dia +2 do dia central dos eventos dos tipos 1 a 3. Somente SCs do tipo 1 (tipo 2) situados na banda latitudinal de propagação para norte da convecção (desenvolvimento para sul da convecção) calculada para cada evento nos diagramas de Hovmoller (com um largura latitudinal adicional de 5°) foram extraídos. Analogamente, apenas os SCs situados entre 20° S e 35° S (com uma largura adicional de 5°) foram selecionados para o estudo do tipo 3. Com o intuito de limitar a análise aos SCs dentro de uma organização de grande escala por sistemas sinóticos, foram selecionados somente os SCs com raio

efetivo maior que 90 km (area superior a 25460 km²). Todas as propriedades dos SCs descritas anteriormente foram estimadas para as fases de *iniciação* (INI), *maturação* (MAT) e *decaimento* (DEC) do ciclo de vida dos SCs. O primeiro (último) instante em que cada um dos SC encontra-se presente nas imagens DX é definido como a fase de iniciação (decaimento), enquanto o instante em que cada SC adquire sua maior porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB corresponde à fase de maturação. É importante salientar que como o método de rastreamento de nuvens no IR identifica SCs nas imagens DX separadas por 3 horas, a primeira detecção dos SCs pode ocorrer em um estágio avançado de desenvolvimento convectivo. Deste modo, alguns SCs exibem fases de iniciação e maturação coincidentes.

A distribuição estatística das populações de SCs associadas com os três tipos de propagação meridional da convecção na AS durante a estação úmida austral dos anos de 1998 a 2000 é ilustrada na Tabela 3.4. A maioria dos 3369 SCs identificados para o tipo 1 encontra-se nos trópicos, seguido dos subtropicais/latitudes médias. Uma porcentagem muito maior dos 947 SCs identificados para o tipo 2 situa-se nos trópicos, enquanto a maior parte dos 570 SCs identificados para o tipo 3 situa-se nos subtropicais/latitudes médias. Praticamente todos os SCs exibem durações de tempo intradiurnas. As populações de SCs dos tipos 1 e 3 são consideravelmente reduzidas nas latitudes médias (25-31 % dos SCs sobre os subtropicais/latitudes médias), enquanto nenhum dos SCs do tipo 2 ocorre nas latitudes médias. Devido à indisponibilidade das medidas DX no VIS durante o período noturno, à baixa resolução temporal dos sensores do TRMM e à exigência populacional de pixels empregada no estudo para uma descrição consistente dos SCs, as populações de SCs com medidas DX no VIS e medidas PR do TRMM disponíveis para uma mesma fase do ciclo de vida (coincidentes) são consideravelmente reduzidas comparadas às populações totais de SCs. Com o intuito de estender a descrição dos SCs utilizando todos estes instrumentos, foi selecionado cada SC contendo medidas DX no VIS e medidas PR do TRMM disponíveis em pelo menos uma fase do seu ciclo de vida (coincidentes ou não coincidentes) e que satisfizesse a exigência populacional de pixels. A vantagem deste procedimento é que ele mantém as populações de SCs com medidas DX no VIS e do PR

coincidentes em cada SC (Tabela 3.4), que são importantes para dar consistência à descrição das suas propriedades, e tende a aumentar consideravelmente as populações de SCs com medidas DX no VIS e do PR disponíveis em todos os grupos de SCs. As principais ferramentas (média, desvio padrão, distribuição e correlação) e cálculos estatísticos utilizados para realizar uma estatística de classe das principais propriedades dos SCs também são detalhadas no Apêndice G.

TABELA 3.4 - Distribuição da População de SCs sobre a Região Continental da AS entre os Dias -2 a +2 dos Eventos dos Tipos 1 a 3 para a Estação Úmida austral dos Anos de 1998-2000. A Disponibilidade de Medidas DX no VIS e PR do TRMM para Descrever SCs nas Fases de Iniciação, Maturação e Decaimento dos SCs é Também Ilustrada.

Tipo	Total de SCs	Grupo de SCs predominante	Número de SCs (% do total)	Fase	Número de SCs descritos por medidas do VIS-DX e do PR/TMI combinadas (% do número de SC)
1	3369	TD (tropical)	2336 (69 %)	INI	34 (1,4 %)
				MAT	19 (0,8 %)
				DEC	27 (1,2 %)
		SD (subtropical/ latitudes médias)	1002 (30 %)	INI	26 (2,6 %)
				MAT	34 (3,4 %)
				DEC	33 (3,3 %)
2	947	TD	871 (92 %)	INI	16 (1,8 %)
				MAT	13 (1,5 %)
				DEC	13 (1,5 %)
		SD	75 (8 %)	INI	4 (8,5 %)
				MAT	4 (8,5 %)
				DEC	0 (0 %)
3	570	SD	358 (63 %)	INI	14 (3,9 %)
				MAT	14 (3,9 %)
				DEC	14 (3,9 %)

3.4 Características Estruturais dos Sistemas Convectivos

Nesta seção são apresentadas as características estruturais dos SCs associados com os três tipos de propagação meridional da convecção sobre a AS durante as suas fases de maior desenvolvimento convectivo (maturação). Para o tipo 1, que contém uma grande população de SCs sobre os trópicos e os subtropicais/latitudes médias, os resultados são apresentados para ambas bandas latitudinais. Para o tipo 2, cuja população de SCs sobre os trópicos é muito maior que sobre os subtropicais, os resultados são apresentados apenas para os trópicos. Devido ao tipo 3 estimular pouco a convecção tropical, os resultados referentes a este tipo são apresentados apenas para os subtropicais/latitudes médias. Análises comparativas entre a estrutura dos SCs são discutidas para os SCs nos trópicos (SCs do tipo 1 TD e SCs do tipo 2 TD) e os SCs nos subtropicais/latitudes médias (SCs do tipo 1 SD e SCs do tipo 3 SD), que têm suas trajetórias ilustradas na Figura 3.3 por meio de linhas segmentadas. A variação latitudinal da estrutura dos SCs também é discutida; porém, utilizando apenas os SCs do tipo 1 (1 TD e 1 SD) para elaborar uma comparação consistente entre os SCs pertencentes a um mesmo padrão sinótico que é muito mais frequente no decorrer do ano e tem uma população de SCs disponível consideravelmente maior sobre os trópicos e subtropicais/latitudes médias (propagação meridional das frentes frias com a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas).

3.4.1 Sistemas Convectivos nos Trópicos

A Figura 3.4 ilustra as distribuições cumulativas do número de SCs em função do tempo de maturação, do tempo de duração e do raio efetivo para os quatro grupos de SCs estudados. A maioria dos SCs tropicais adquire sua maior porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB no final da tarde e no início da noite, consistente com o ciclo diurno da convecção profunda sobre regiões tropicais continentais descrito por Garreaud e Wallace (1997). Os SCs tropicais duram principalmente 3 a 6 h (75 % dos SCs); porém, alguns SCs apresentam durações entre 9 e 24 h. Os SCs tropicais são em mesoescala e exibem raios efetivos predominantemente entre 90-150 km (86 % dos

SCs). Além disto, porcentagens de cobertura de nuvens do tipo CCB $> 30\%$ são observadas em cerca de 90 % dos SCs tropicais, conforme a distribuição deste tipo de nuvem ilustrada na Tabela 3.5. Estes resultados mostram a importância das frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas e da formação da ZCAS na produção de SCs tropicais de mesoescala com durações intradiurnas e significativa presença de nuvens frias que são frequentemente moduladas pelo ciclo diurno da convecção.

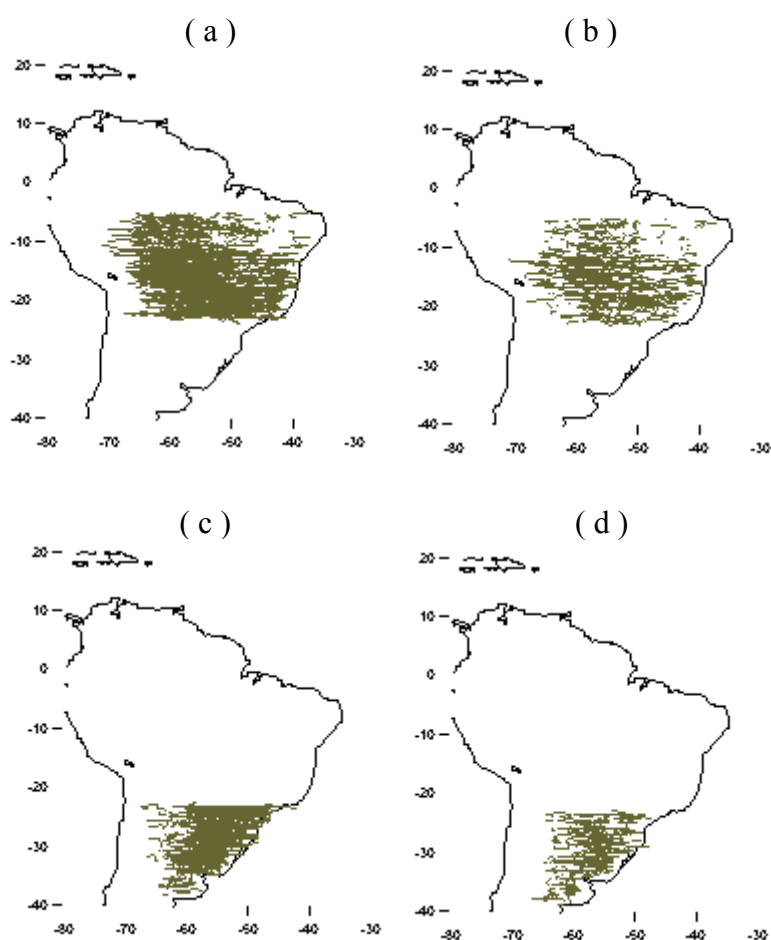


FIGURA 3.3 - Trajetórias dos SCs tropicais associados com as propagações meridionais da convecção dos tipos 1 (a) e 2 (b) e dos SCs nos subtropicos/latitudes médias associados aos tipos 1 (c) e 3 (d) durante a estação úmida austral dos anos de 1998-2000. As trajetórias são plotadas para o ciclo de vida completo dos SCs.

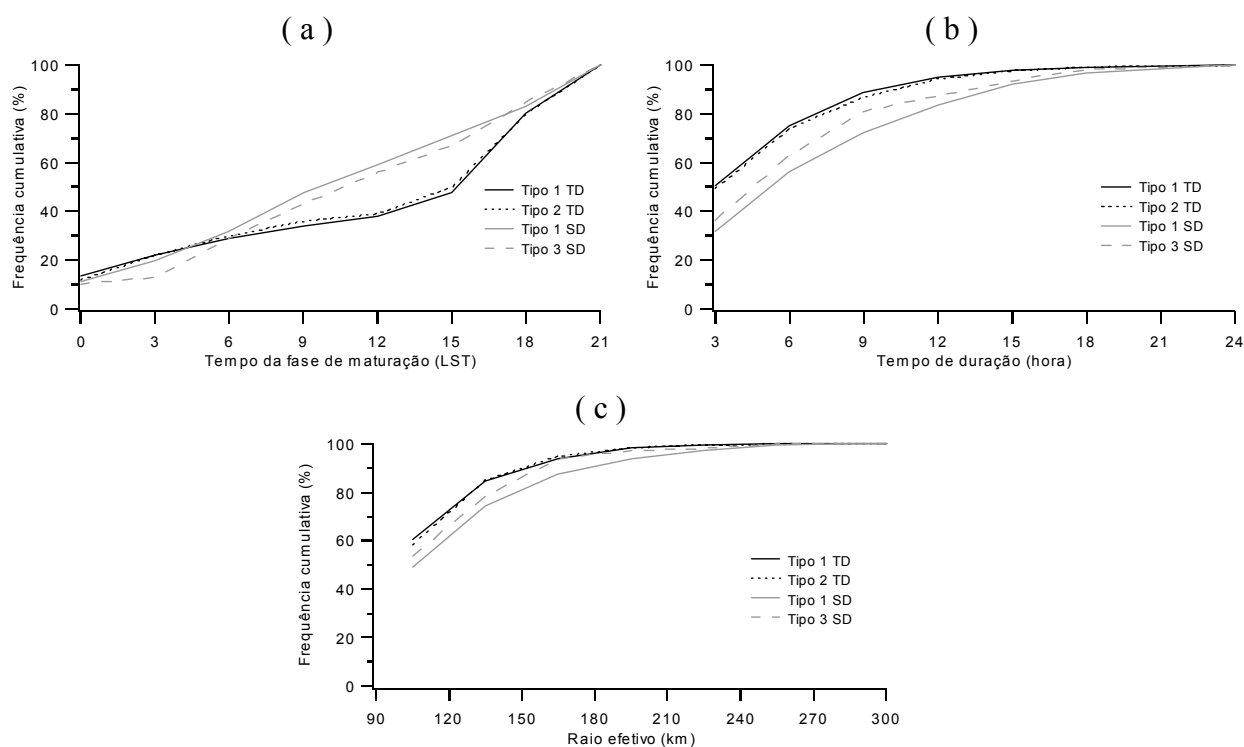


FIGURA 3.4 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função do tempo da fase de maturação (a), do tempo de duração do ciclo de vida (b) e do raio efetivo do SC durante a fase de maturação (c) derivados da aplicação do método de rastreamento de SCs aos pixels do DX no IR para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de tempo de 3 horas, e para intervalos de raio de 30 km.

Na Tabela 3.6 são ilustradas as distribuições das direções meridionais de propagação das nuvens dos tipos CCS e CCB que constituem os SCs. As nuvens do tipo CCS que constituem os SCs tropicais foram observadas movendo-se para norte (tipo 1) e para sul (tipo 2) em cerca de 23 % e 37 % dos SCs, respectivamente. As nuvens do tipo CCB que constituem os SCs do tipo 1 foram observadas propagando-se para norte com uma maior frequência (+6 % dos SCs) que as nuvens do tipo CCS que compõem os SCs do tipo 1 nos trópicos, ressaltando o comportamento das frentes frias do tipo 1 em mover-se com a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas. Um contraste semelhante; porém, maior (+11 %), foi observado para as nuvens do tipo CCB que

constituem os SCs do tipo 2 e se movem para sul sobre os trópicos com respeito às nuvens do tipo CCS que constituem os SCs do tipo 2 (Tabela 3.6). Estes resultados revelam que a formação da ZCAS é frequentemente caracterizada por propagação meridional da convecção para sul sobre os trópicos, com uma contribuição aparentemente importante da convecção profunda sobre a região Amazônica na formação deste fenômeno físico.

TABELA 3.5 - Distribuição das Porcentagens de Cobertura de Nuvens do Tipo CCB Durante a Fase de Maturação dos SCs Estimadas pela Aplicação do Método de Rastreamento de SCs aos Pixels do DX no IR para os Quatro Grupos de SCs Estudados.

Grupo de SCs	% do número total de SCs durante a maturação	
	Porcentagem de cobertura de nuvens do tipo CCB (%)	
	0	> 30
Tipo 1 TD	0 %	90 %
Tipo 2 TD	0 %	91 %
Tipo 1 SD	0 %	81 %
Tipo 3 SD	0 %	81 %

Uma outra diferença importante verificada entre as direções de propagação da nebulosidade nos SCs tropicais dos tipos 1 e 2 foi uma maior distribuição da propagação meridional das nuvens dos tipos CCS e CCB para o tipo 2, caracterizando os SCs produzidos pela convecção profunda na região Amazônica como SCs sem direções preferenciais de propagação meridional (igualmente para sudeste, sul ou sudoeste) ou simplesmente como perturbações convectivas nos trópicos (Figura 3.3). Entre os SCs do tipo 1, cerca de 75 % movem-se para nordeste na mesma direção das frentes frias, enquanto somente 25 % movem-se para noroeste e podem ser referidos como perturbações convectivas nos trópicos produzidas pela interação das frentes frias com a convecção tropical (Figura 3.3). Os SCs tropicais do tipo 1 sobre longitudes a leste de -55° W (cerca de 40 % do total do tipo 1) formam-se e tendem a associar-se ao

movimento das frentes frias em direção ao sul da região Nordeste da AS, enquanto os demais SCs tropicais do tipo 1 associam-se principalmente às incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos que ocorrem após as penetrações frontais na AS e se deslocam em direção à região Central da AS e sul da Amazônia (Figura 3.3). Notou-se também que as nuvens dos tipos CCS e CCB dos SCs tropicais propagam-se meridionalmente para norte (tipo 1) e para sul (tipo 2) com direções preferencialmente próximas às direções leste e oeste (-180° a -150° , -30° a $+30^\circ$, e $+150^\circ$ a $+180^\circ$), conforme a Figura 3.3. Desta forma, embora a organização da atividade convectiva em escala sinótica nos trópicos pelas frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas (tipo 1) e pela formação sinótica da ZCAS (tipo 2) seja nas direções sudeste-nordeste e sudeste-noroeste (tipo 1) e noroeste-sudeste (tipo 2), respectivamente, a organização da atividade convectiva em mesoescala por estes dois importantes mecanismos ocorre principalmente ao redor da direção zonal.

TABELA 3.6 - Distribuição da Direção Meridional de Propagação das Nuvens do Tipo CCS e do Maior Grupo de Nuvens do Tipo CCB dos SCs Durante a Fase de Maturação Estimadas pela Aplicação do Método de Rastreamento de SCs aos Pixels do DX no IR para os Quatro Grupos de SCs Estudados.

Grupo de SCs	% do número total de SCs durante a maturação	
	Direção meridional das nuvens do tipo CCS: sul (para o tipo 2) e norte (para os tipos 1 e 3)	Direção meridional das nuvens do tipo CCB: sul (para o tipo 2) e norte (para os tipos 1 e 3)
Tipo 1 TD	23 %	29 %
Tipo 2 TD	37 %	48 %
Tipo 1 SD	32 %	42 %
Tipo 3 SD	19 %	31 %

A maioria dos SCs tropicais (nuvens do tipo CCS) dos tipos 1 e 2 move-se mais lentamente ou com velocidades semelhantes a de sistemas sinóticos (< 10 m/s), conforme a distribuição das velocidades de propagação dos SCs ilustrada na Tabela 3.7. Estes resultados novamente ressaltam a importância das frentes frias em organizar a nebulosidade convectiva na região tropical da AS.

TABELA 3.7 - Distribuição da Velocidade de Propagação das Nuvens do Tipo CCS dos SCs Durante a Fase de Maturação Estimadas pela Aplicação do Método de Rastreamento de SCs aos Pixels do DX no IR para os Quatro Grupos de SCs Estudados.

Grupo de SCs	% do número total de SCs durante a maturação	
	Velocidade de propagação do SC (m/s)	
	< 10	>10
Tipo 1 TD	59 %	41 %
Tipo 2 TD	59 %	41 %
Tipo 1 SD	60 %	40 %
Tipo 3 SD	58 %	42 %

A metodologia empregada para identificar SCs permitiu eliminar a maioria das nuvens cirrus finas, que têm uma relação menos direta com os processos convectivos e não são o principal objetivo do presente estudo. A Tabela 3.8 mostra que 94-100 % de todos os SCs (tropicais, subtropicais e nas latitudes médias) possui porcentagens de cobertura de nuvens cirrus finas < 30 %. As nuvens cirrus espessas compõem todos os SCs tropicais, com 57-73 % dos SCs tropicais contendo porcentagens de cobertura de nuvem > 30 %, conforme também é ilustrado na Tabela 3.8. Os SCs tropicais do tipo 1 exibem as maiores porcentagens de cobertura de nuvens cirrus espessas. Como as nuvens cirrus espessas podem ser produzidas pelo levantamento vertical e expansão das nuvens cumulonimbus e estar diretamente associadas com a precipitação, este tipo de nuvem não deve ser desprezado apesar das suas espessuras óticas reduzidas (Houze, 1977).

TABELA 3.8 - Distribuição das Porcentagens de Cobertura de Nuvens Cirrus Finas e Cirrus Espessas na Fase de Maturação do Ciclo de Vida dos SCs Derivadas dos Pixels DX no VIS para os Quatro Grupos de SCs Estudados.

Grupo de SCs	% do número de SCs descrito por medidas VIS-DX na maturação		
	Porcentagem de cobertura de nuvens cirrus finas dos SCs (%)	Porcentagem de cobertura de nuvens cirrus espessas dos SCs (%)	
	< 30	0	> 30
Tipo 1 TD	94 %	0 %	73 %
Tipo 2 TD	100 %	0 %	57 %
Tipo 1 SD	96 %	7 %	38 %
Tipo 3 SD	94 %	3 %	62 %

Os SCs tropicais também são constituídos por grandes porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda na fase de maturação, conforme ilustrado na Figura 3.5 (a variabilidade com o ciclo de vida será discutida na Seção 3.5). Cerca de 72-79 % dos SCs tropicais contêm porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda > 30 % (maior para os SCs do tipo 2), enquanto em apenas 0-8 % dos SCs não foi registrada a ocorrência deste tipo de nuvem possivelmente em virtude de a resolução temporal do estágio DX. Portanto, os SCs tropicais produzidos por frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas e os SCs tropicais associados com a formação da ZCAS são constituídos por porcentagens significativas de nuvens com forte desenvolvimento vertical como cumulonimbus e cumulus congestus, sendo maiores nos SCs produzidos ao longo da formação da ZCAS.

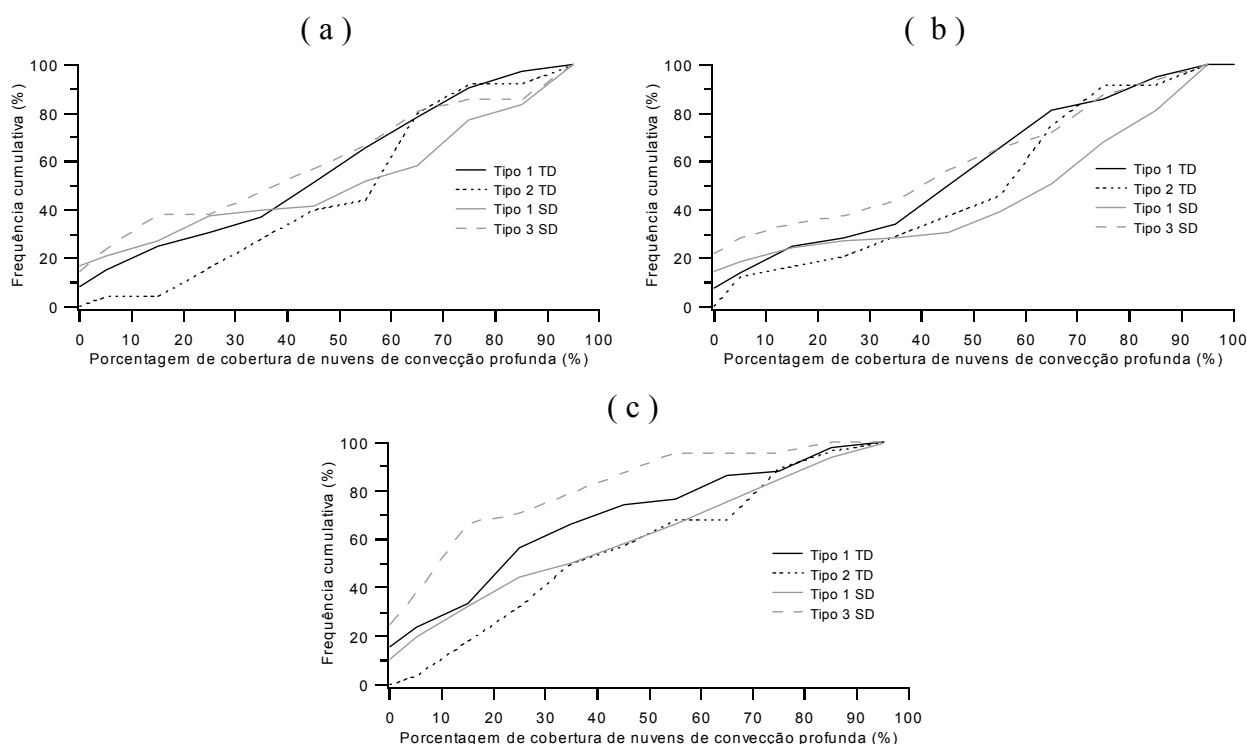


FIGURA 3.5 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels DX no VIS para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de porcentagem de 10 %.

A distribuição cumulativa do número de SCs como função da temperatura mínima do topo das nuvens de convecção profunda que os constituem é ilustrada na Figura 3.6 para os quatro grupos de SCs estudados. A distribuição cumulativa do número de pixels dos SCs característicos de nuvens de convecção profunda como função da sua espessura ótica é também ilustrada na Figura 3.6. Nessa Figura observa-se que as menores temperaturas mínimas exibidas pelos SCs tropicais estão entre 186-210 K. Machado e Rossow (1993) identificaram valores médios de temperatura mínima para os SCs tropicais intermediários aos do presente estudo. Uma porcentagem significativamente maior de SCs com temperaturas do topo mínimas < 198 K (> 198 K) pode ser notada nos SCs do tipo 1 (tipo 2). Um comportamento semelhante pode ser também observado na distribuição das espessuras óticas de nuvens de convecção profunda nos SCs tropicais,

com os SCs do tipo 1 contendo nuvens de convecção profunda óticamente mais espessas que os SCs do tipo 2 no intervalo entre 63-123. Isto caracteriza os SCs tropicais produzidos ao longo da formação da ZCAS como SCs com maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda; porém, com desenvolvimento vertical e espessura um tanto menor que os SCs tropicais produzidos por frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas.

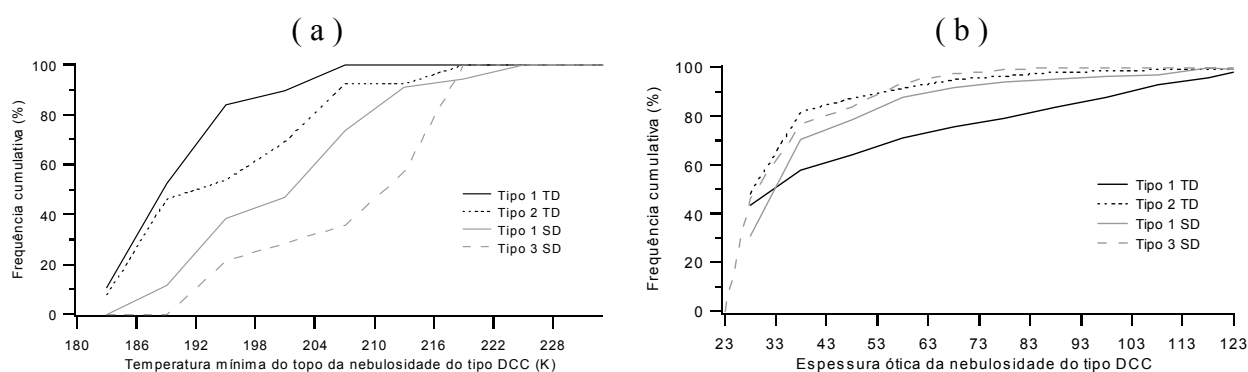


FIGURA 3.6 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função da temperatura mínima das nuvens de convecção profunda (a) e do número de pixels DX no VIS em função da espessura ótica das nuvens de convecção profunda (b) derivados dos pixels DX no VIS para os quatro grupos de SCs durante a fase de maturação. A estatística é feita para intervalos de temperatura de 6 K e intervalos de espessura ótica de 10 unidades.

A convecção profunda na região Amazônica exerce um importante papel na intensificação da convecção sobre a região Central e Sudeste da AS durante os episódios de ZCAS e parece ser responsável pelas porcentagens maiores de cobertura de nuvens de convecção profunda nos SCs do tipo 2, estimulando a convecção sobre áreas maiores (Capítulo 2). Entretanto, a maior organização de grande escala das nuvens de convecção profunda sobre a região tropical da AS pela ZCAS tende a estabelecer uma distribuição mais uniforme deste tipo de nuvem e com menos episódios de convecção mais intensa nos trópicos. Além disto, as frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas interagem e estimulam mais diretamente a convecção profunda nos trópicos

que as frentes frias que propiciam o padrão de ZCAS, que permanecem quase-estacionárias no sudeste da AS ou até atuam na região tropical da AS mas somente no início dos eventos do tipo 2 (Capítulo 2). Esta diferença tende também a favorecer os episódios de convecção mais intensa observados nos SCs tropicais do tipo 1.

Nas Figuras 3.7 e 3.8 são mostradas as distribuições cumulativas do total de SCs como função das porcentagens de chuva e de chuva convectiva, respectivamente, para os quatro grupos de SCs. Porcentagens de chuva $> 30\%$ podem ser observadas para 54-67 % dos SCs tropicais durante a maturação, enquanto somente 0-5 % dos SCs tropicais não exibem presença de chuva nesta fase (as variações com o ciclo de vida serão discutidas na Seção 3.5). Os SCs do tipo 2 exibem as maiores porcentagens de chuva nos trópicos. A componente convectiva da chuva é também notável nos SCs tropicais durante a maturação, tal que somente 0-6 % dos SCs não evidenciam a existência de chuva convectiva e 22-39 % dos SCs exibem porcentagens de chuva convectiva $> 30\%$. As maiores porcentagens de chuva convectiva sobre os trópicos são encontradas nos SCs do tipo 1. Estes resultados confirmam a importância das frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas e da formação da ZCAS na frequência de precipitação sobre os trópicos. Um outro resultado importante é a relação verificada entre algumas propriedades de nuvem dos SCs derivadas do DX no VIS e as medidas de precipitação derivadas do PR. As porcentagens de chuva são diretamente proporcionais às porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda em cada um dos SCs durante a maturação, conforme também pode ser observado nas correlações positivas significativas entre ambas propriedades que foi obtida utilizando todos os SCs (tropicais, subtropicais e nas latitudes médias) e são mostradas na Tabela 3.9. Analogamente, as porcentagens de chuva convectiva são diretamente proporcionais às espessuras óticas médias das nuvens de convecção profunda estimadas para cada SC, conforme também é exibido na Tabela 3.9 por meio de correlações positivas significativas entre ambas as propriedades.

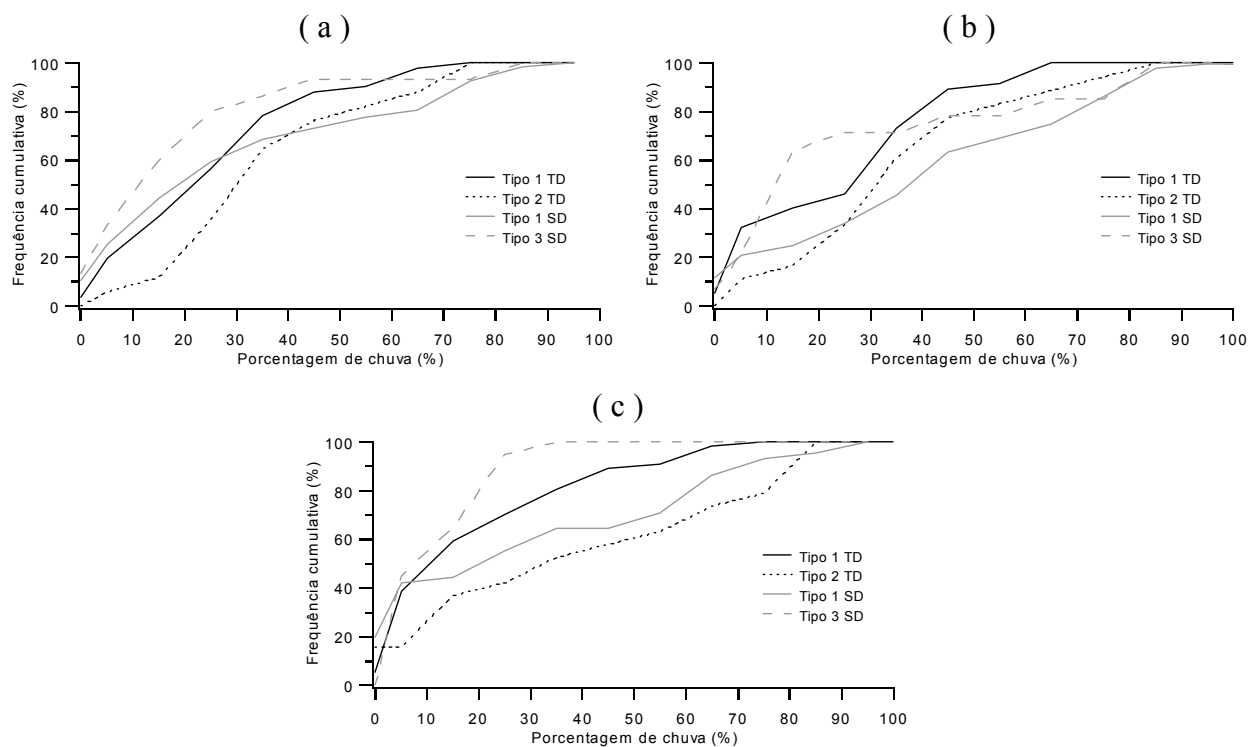


FIGURA 3.7 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de chuva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de porcentagem de 10 %.

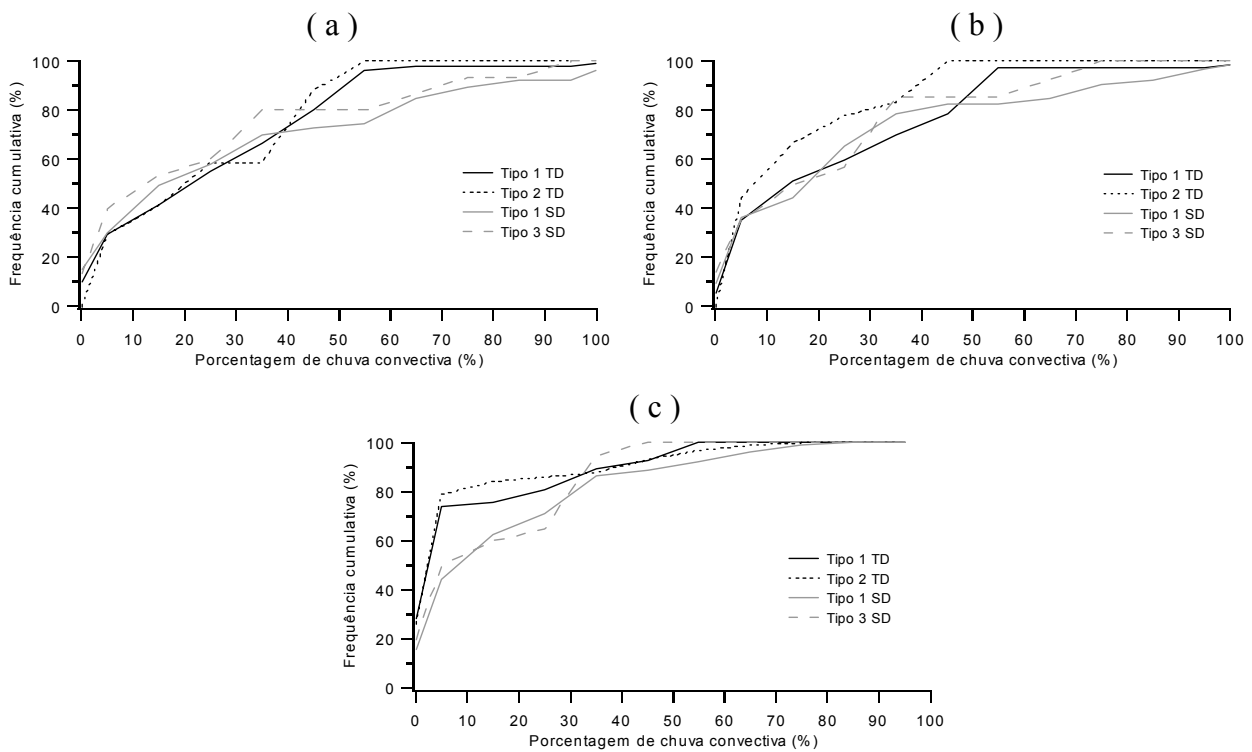


FIGURA 3.8 - Distribuição cumulativa do número de SCs em função das porcentagens de chuva convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de porcentagem de 10 %.

A principal idéia física das relações observadas acima é que os SCs com maiores áreas de convecção profunda exibem as maiores áreas sob influência de precipitação, enquanto os SCs com maior desenvolvimento vertical produzem convecção mais intensa e exibem maiores áreas influenciadas por chuva convectiva. Assim, a formação da ZCAS produz SCs com maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda e maiores porcentagens de chuva sobre os trópicos, enquanto as frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas formam SCs com maior desenvolvimento vertical e maiores porcentagens de chuva convectiva.

TABELA 3.9 - Coeficientes de Correlação Linear Estimados entre as Propriedades dos SCs Derivadas dos Pixels PR do TRMM e dos Pixels DX no VIS e do TMI do TRMM na Fase de Maturação para Todos os SCs Contendo Medidas do PR, do DX no VIS e do TMI Combinadas. A Variância de Cada uma das Propriedades É Também Fornecida.

Correlação	Propriedades dos SCs	Coefficiente de correlação	Variância
PR x DX no VIS	Porcentagem de chuva x Porcentagem de cobertura de nuvens de convecção profunda	+0,70	671 (porcentagem de chuva) 763 (porcentagem de cobertura de nuvens)
	Porcentagem de chuva convectiva x Espessura ótica média das nuvens de convecção profunda	+0,32	124 (porcentagem de chuva convectiva) 498 (espessura ótica média)
	Integral média da taxa de precipitação convectiva x Espessura ótica média das nuvens de convecção profunda	+0,48	640 (integral média) 498 (espessura ótica média)
TMI X PR	Temperatura de brilho média em 85,5 GHz x Porcentagem de chuva convectiva	-0,50	248 (temperatura de brilho média) 124 (porcentagem de chuva convectiva)
	Desvio padrão da temperatura de brilho em 85,5 GHz x Porcentagem de chuva convectiva	+0,70	93 (desvio padrão da temperatura de brilho) 124 (porcentagem de chuva convectiva)

Os perfis verticais médios das taxas de precipitação estratiforme e convectiva obtidos para cada um dos quatro grupos de SCs são ilustrados na Figura 3.9. O perfil vertical médio de precipitação estratiforme dos SCs tropicais consiste de taxas de precipitação entre 1,8-2 mm/h no nível de 2 km e máximas taxas de precipitação de 2,3-2,8 mm/h entre 4-4,3 km (os SCs do tipo 1 exibem as maiores taxas de precipitação). Embora não existam diferenças substanciais entre os perfis estratiformes dos SCs tropicais dos tipos 1 e 2 ($< 0,5$ mm/h), é interessante notar que as maiores taxas de precipitação estratiforme exibidas pelos SCs do tipo 1 estão relacionadas a um maior conteúdo de gelo atmosférico dos níveis mais altos que se funde próximo ao nível de resfriamento durante a ocorrência de precipitação estratiforme e caracteriza a existência da banda de brilho. Este resultado pode estar diretamente relacionado ao maior desenvolvimento vertical das nuvens de convecção profunda que foi observado nos SCs do tipo 1, que

gera nebulosidade com topos mais frios e tende a produzir um maior conteúdo de gelo nos níveis atmosféricos mais altos sobre os trópicos (Figura 3.6).

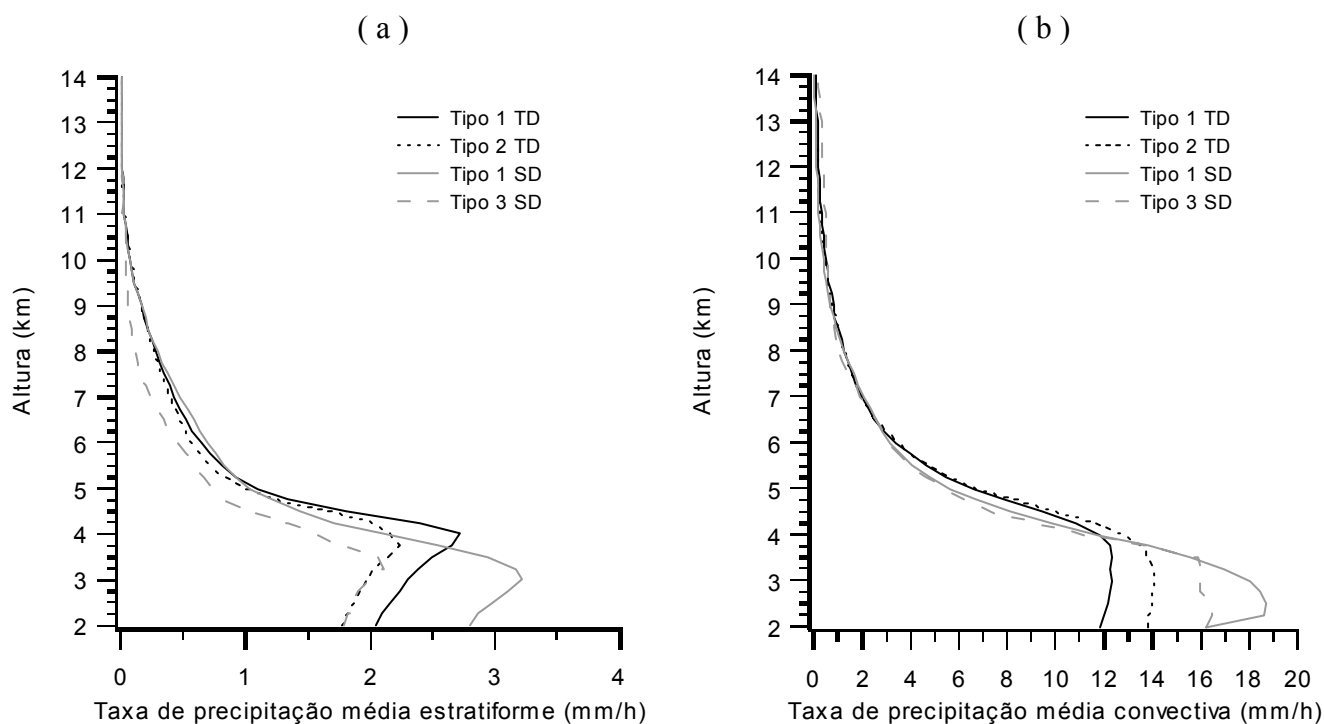


FIGURA 3.9 - Perfis verticais médios das taxas de precipitação estratiforme (a) e convectiva (b) durante a fase de maturação dos SCs para cada 0,25 km (acima de 2 km) derivados dos pixels do PR para os quatro grupos de SCs estudados.

O perfil vertical médio de precipitação convectiva dos SCs tropicais é caracterizado por taxas de precipitação entre 12,3-14 mm/h no nível de 2 km e máximas taxas de precipitação de 12-14,2 mm/h entre 3-3,8 km (Figura 3.9). Os SCs do tipo 2 exibem taxas de precipitação convectiva médias cerca de 2 mm/h maiores que as dos SCs do tipo 1 entre 2-4 km (Figura 3.9). Entretanto, os SCs do tipo 1 exibem os maiores máximos individuais de taxa de precipitação convectiva, conforme indica a distribuição cumulativa dos SCs como função da sua maior taxa de precipitação convectiva ilustrada na Figura 3.10. As alturas preferenciais das máximas taxas de precipitação localizadas próximo ao nível de resfriamento (para precipitação estratiforme) e próximo

ou abaixo do nível de resfriamento (para precipitação convectiva) também foram observadas por Fu e Liu (2003) utilizando dados de precipitação do PR do TRMM. Com base nas altas taxas de precipitação convectiva média e individual que foram observadas para os SCs tropicais, nota-se a importância das frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas e a formação da ZCAS no regime de precipitação da região tropical da AS durante a estação úmida austral (Figura 3.9).

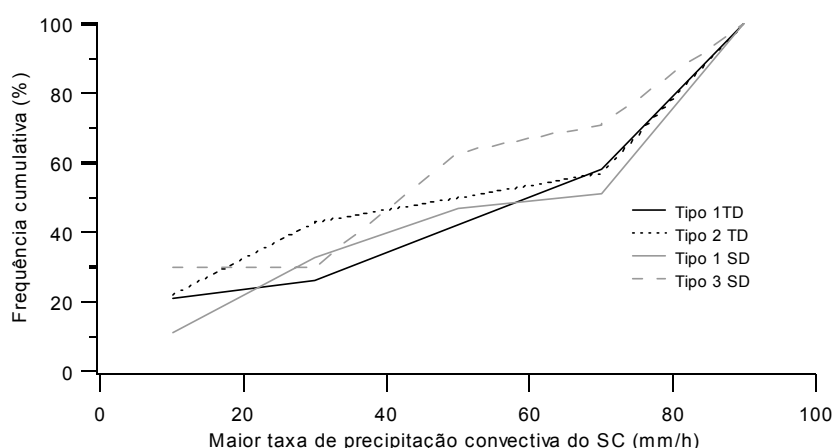


FIGURA 3.10 - Distribuição cumulativa do número de SCs descrito por medidas do PR em função da maior taxa de precipitação convectiva encontrada nos SCs durante a fase de maturação para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de taxa de precipitação de 20 mm/h.

Com o intuito de investigar possíveis relações entre as taxas de precipitação convectiva e as propriedades de nuvem dos SCs, calculou-se a integral média das taxas de precipitação convectiva acima do nível de 2 km para cada um dos SCs pertencentes aos quatro grupos estudados durante a sua maturação e o coeficiente de correlação linear desta propriedade com respeito à espessura ótica média das nuvens de convecção profunda para cada SC (Tabela 3.9). Uma correlação positiva significativa foi encontrada entre ambas as propriedades dos SCs (diretamente proporcionais), sugerindo que as maiores taxas e as ocorrências mais intensas (profundas) de precipitação convectiva na atmosfera são geralmente produzidas pelos SCs com maior

desenvolvimento vertical de nuvens de convecção profunda. Como os SCs do tipo 2 exibem máximas taxas de precipitação convectiva médias ligeiramente superiores às do tipo 1 nos trópicos, é possível que as condições de maior instabilidade troposférica geralmente presentes nos SCs com maior desenvolvimento vertical (tipo 1) resultem em uma distribuição menos uniforme da extensão vertical da nebulosidade convectiva e das taxas de precipitação convectiva nos SCs. Estes SCs (tipo 1) tendem a produzir as maiores taxas de precipitação convectiva individuais; porém, com valores médios algumas vezes comparáveis ou até mesmo abaixo aos dos SCs com menor desenvolvimento vertical (tipo 2). A hipótese anterior, que é baseada no fato de que os regimes de chuva convectiva são associados com forte turbulência na nebulosidade e intensa variabilidade do conteúdo de água líquida principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera (Houze, 1993), é consistente com a distribuição mais uniforme da extensão vertical das nuvens de convecção profunda dos SCs associados à formação da ZCAS nos trópicos que foi observada anteriormente (Figura 3.10). Como resultado, os SCs associados à formação da ZCAS formam-se com maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda; porém, com menor desenvolvimento vertical que os SCs tropicais produzidos por frentes frias movendo-se em direção a latitudes tropicais mais baixas e produzindo taxas de precipitação convectiva médias (individuais) ligeiramente maiores (menores) e situadas em níveis mais baixos (Figuras 3.9 e 3.10).

A descrição complementar da precipitação produzida pelos quatro grupos de SCs a partir da média e do desvio padrão das temperaturas de brilho em microondas é feita baseada nas distribuições cumulativas dos SCs em função destas duas propriedades, que são ilustradas na Figura 3.11. Como a ocorrência de chuva nos níveis mais baixos ou de contaminação na superfície sobre as medidas do TMI podem estar presente e não produzir a atenuação necessária nas radiâncias em microondas que indiquem presença de precipitação, a porcentagem do número de SCs tropicais associada com precipitação intensa expressa por meio de temperaturas de brilho mais frias não é tão significativa quanto à estimada utilizando os produtos do PR. O número de SCs do tipo 1 contendo temperaturas de brilho médias < 230 K (frequentemente característico de precipitação, conforme Hong et al., 1999) e desvios padrões de temperatura de brilho > 15 K é maior

que o número de SCs do tipo 2, sugerindo uma forte dependência da média e do desvio padrão das temperaturas de brilho com respeito às porcentagens de chuva convectiva derivadas do PR. Coeficientes de correlação linear significativamente negativos (positivos) entre as médias (desvios padrões) das temperaturas de brilho e as porcentagens de chuva convectiva são mostrados na Tabela 3.9, confirmando esta relação. Isto significa que os SCs com maior desenvolvimento vertical contêm maiores porcentagens de cobertura de nuvens com cristais de gelo e de chuva convectiva na atmosfera, conseqüentemente atenuando e variando mais fortemente as radiancias em microondas. Portanto, os SCs tropicais formados por frentes frias movendo-se em direção a latitudes tropicais mais baixas, que contêm maiores quantidades de gelo na atmosfera (nuvens de topos mais frios) e maiores porcentagens de chuva convectiva que os SCs tropicais associados à formação da ZCAS, aparentemente causam maior atenuação e variabilidade nas temperaturas de brilho em 85,5 GHz nos trópicos.

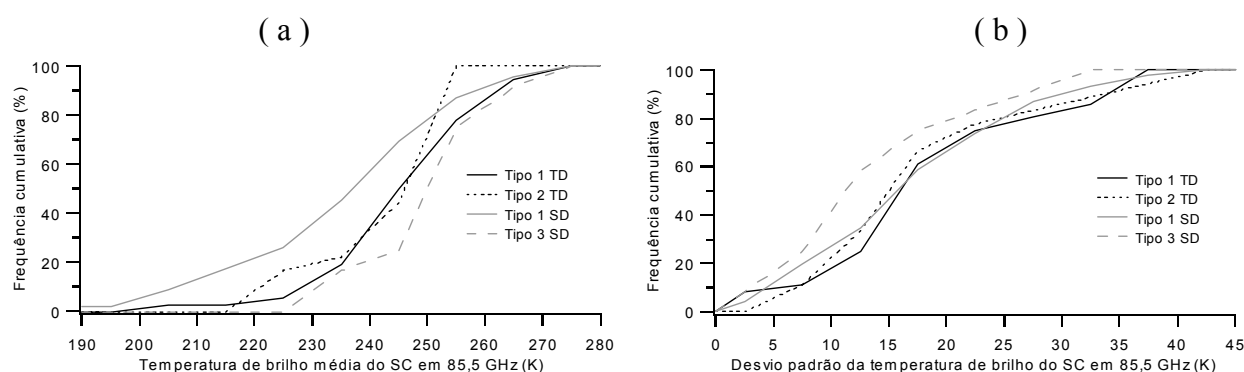


FIGURA 3.11 - Distribuição cumulativa do número de SCs descrito por medidas do PR e do TMI coincidentes em função da média (a) e do desvio padrão (b) das temperaturas de brilho em 85,5 GHz dos SCs durante a fase de maturação derivadas dos pixels do TMI do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de temperatura de 10 K e intervalos de desvio de 5 K.

3.4.2 Sistemas Convectivos nos Subtrópicos/Latitudes Médias

Os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias adquirem suas maiores porcentagens de cobertura de nuvens do tipo CCB de forma distribuída ao longo do dia, exibindo tempos de maturação principalmente no final da tarde, no início da noite e durante a madrugada (Figura 3.4). Este resultado está provavelmente relacionado com uma atividade mais intensa de frentes frias nos subtrópicos e latitudes médias, o que acaba estimulando a atividade convectiva em diferentes horários do dia sobre aquelas regiões. Os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias são caracterizados por tempos de duração predominantemente entre 3-6 h (57-63 % dos SCs) e raios efetivos preferencialmente entre 90-150 km (75-80 % dos SCs). Os SCs do tipo 1 contêm durações mais longas e raios efetivos maiores que os SCs do tipo 3. Porcentagens de cobertura de nuvens do tipo CCB > 30 % são verificadas em cerca de 82 % dos SCs dos tipos 1 e 3 (Tabela 3.5). As distribuições do raio efetivo e da cobertura de nuvens do tipo CCB exibidas pelos SCs dos tipos 1 e 3 mostram que as frentes frias movendo-se em direção a latitudes tropicais mais baixas e as frentes frias quasi-estacionárias contribuem para a formação de SCs em mesoescala sobre a AS subtropical com dimensões significativas e uma elevada presença de nuvens frias que estão frequentemente associadas com a convecção. Entre os SCs que duram mais de 6 h e atingem sua maturação durante a madrugada (menos de 30 % dos SCs dos tipos 1 e 3), surgem os *Mesoscale Convective Complexes* (MCCs - Complexos Convectivos de Mesoescala) estudados por Velasco e Fritsch (1987), que são produzidos no leste da Cordilheira dos Andes pelo Jato de Baixos Níveis, são aparentemente estimulados por frentes frias e movem-se em direção ao sudeste da AS.

As nuvens do tipo CCS que constituem os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias foram observadas movendo-se para norte (predominantemente para nordeste) durante os eventos do tipo 1 em cerca de 32 % dos SCs (Tabela 3.6). Todavia, as nuvens do tipo CCB que compõem os SCs do tipo 1 foram observadas movendo-se para norte em um número de SCs 10 % maior que as nuvens do tipo CCS, ressaltando o importante papel das frentes frias sobre os subtrópicos em mover-se com a convecção em direção aos

trópicos. Já as nuvens do tipo CCS que compõem os SCs do tipo 3 e movem-se para norte (predominantemente para nordeste) sobre os subtropicais/latitudes médias foram cerca de 13 % menos frequentes que as do tipo 1 (Tabela 3.6). Entretanto, as nuvens do tipo CCB que compõem os SCs do tipo 3 e se movem para norte foram cerca de 12 % mais frequentes que as nuvens do tipo CCS que compõem os SCs do tipo 3 movendo-se nesta mesma direção. Estes resultados mostram que as frentes frias quasi-estacionárias sobre os subtropicais, que interagem menos fortemente com a convecção tropical, propagam-se muito menos meridionalmente em direção aos trópicos mas também geram perturbações convectivas que se movem em direção aos trópicos independentemente da direção do seu movimento. Analogamente ao que foi observado para os SCs tropicais, a organização da atividade convectiva em mesoescala nos subtropicais e latitudes médias pelas frentes frias quasi-estacionárias e pelas frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas ocorre principalmente ao redor da direção zonal (Figura 3.3). Os SCs sobre os subtropicais/latitudes médias propagam-se com velocidades comparáveis às dos SCs tropicais (Tabela 3.7).

Os SCs nos subtropicais/latitudes médias exibem porcentagens de cobertura de nuvens cirrus espessas significativas, tal que 38-62 % dos SCs contêm porcentagens de cobertura > 30 % e os SCs do tipo 3 possuem as maiores porcentagens (Tabela 3.8). Porcentagens significativas da cobertura de nuvens de convecção profunda também são notadas nos SCs, com 62-73 % dos SCs contendo porcentagens de cobertura > 30 % e apenas 14-22 % dos SCs não apresentando este tipo de nuvem provavelmente em virtude de a resolução temporal das imagens do DX (Figura 3.5). Como os SCs do tipo 1 exibem as maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda, as frentes frias sobre os subtropicais que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas são responsáveis pela maior presença deste tipo de nuvem, enquanto as frentes frias quasi-estacionárias sobre os subtropicais têm uma presença consideravelmente maior de nuvens do tipo estratiforme.

As nuvens de convecção profunda que constituem os SCs nos subtropicais/latitudes médias exibem temperaturas mínimas de topo predominantemente entre 192-222 K,

com os topos mais frios (< 210 K) ocorrendo nos SCs do tipo 1 (Figura 3.6). As diferenças de espessura ótica das nuvens de convecção profunda entre os SCs dos tipos 1 e 3 são pouco significativas; porém, são consistentes com as diferenças observadas entre as suas temperaturas mínimas de topo (Figura 3.6). Estes resultados mostram que as frentes frias movendo-se em direção a latitudes tropicais mais baixas nos subtrópicos produzem SCs com maior cobertura, maior desenvolvimento vertical e maior espessura de nuvens de convecção profunda que os SCs formados por frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos. Como as frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas caracterizam-se por incursões mais frequentes das massas de ar frio e seco de origem polar sobre as massas de ar quente e úmido de origem tropical que compõem a sua zona frontal, estas tendem a organizar a nebulosidade convectiva sobre áreas maiores e com desenvolvimento vertical mais intenso nos subtrópicos que as frentes frias quasi-estacionárias.

Os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias também exibem porcentagens de chuva e de chuva convectiva significativas (Figuras 3.7 e 3.8). Somente 7-12 % dos SCs não exibem presença de chuva, enquanto 28-65 % dos SCs exibem porcentagens de chuva > 30 %. As maiores porcentagens de chuva são exibidas pelos SCs do tipo 1. A distribuição das porcentagens de chuva confirma uma presença significativa de precipitação nos SCs dos tipos 1 e 3 e também mostra uma relação direta com respeito à distribuição das porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda dos SCs dos tipos 1 e 3 nos subtrópicos/latitudes médias (Tabela 3.9). Cerca de apenas 10-15 % dos SCs não apresentam evidências de chuva convectiva, enquanto 29-38 % dos SCs contêm porcentagens de chuva convectiva > 30 %. Embora os SCs do tipo 3 contendo porcentagens de chuva convectiva > 30 % sejam mais numerosos (+9 % dos SCs), o número de SCs do tipo 1 contendo porcentagens de chuva convectiva > 70 % é maior (+8 %) e corresponde diretamente aos SCs com nuvens de convecção profunda de topos mais frios que foram observados nos subtrópicos/latitudes médias (Figuras 3.6, 3.7 e 3.8 e Tabela 3.9). Portanto, as frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas produzem SCs com maior cobertura de nuvens de convecção profunda e de chuva nos subtrópicos, além de nuvens de convecção profunda com maior

desenvolvimento vertical e maiores porcentagens de chuva convectiva comparadas às dos SCs formados por frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos.

O perfil vertical médio de precipitação estratiforme dos SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias é caracterizado por taxas de precipitação entre 1,8-2,8 mm/h no nível de 2 km e máximas taxas de precipitação entre 2,3-3,3 mm/h próximo ao nível de resfriamento (3,3 km), conforme ilustrado na Figura 3.9. As diferenças entre os perfis estratiformes dos SCs dos tipos 1 e 3 são pouco substanciais (< 1 mm/h); porém, são maiores que as observadas entre os SCs tropicais. As maiores taxas de precipitação estratiforme nos subtrópicos/latitudes médias são exibidas pelos SCs do tipo 1, e podem estar relacionadas a um maior conteúdo de gelo atmosférico dos níveis mais altos que se funde próximo ao nível de resfriamento durante a ocorrência de precipitação estratiforme e caracteriza a existência da banda de brilho. Este resultado pode estar diretamente relacionado ao maior desenvolvimento vertical das nuvens de convecção profunda que foi observado nos SCs do tipo 1 nos subtrópicos/latitudes médias, que gera nebulosidade com topos mais frios e tende a produzir um maior conteúdo de gelo nos níveis atmosféricos mais altos sobre os subtrópicos e latitudes médias (Figura 3.6).

O perfil vertical médio de precipitação convectiva é representado por taxas de precipitação em torno de 16 mm/h no nível de 2 km e máximas taxas de precipitação entre 16-18 mm/h abaixo do nível de resfriamento, em cerca de 2,5 km (Figura 3.9). Os SCs do tipo 1 exibem taxas de precipitação convectiva média cerca de 2 mm/h maiores que os SCs do tipo 3 abaixo do nível de 4 km. Os maiores máximos individuais de taxa de precipitação convectiva nos subtrópicos/latitudes médias também são encontrados nos SCs do tipo 1 (Figura 3.10). As taxas de precipitação convectiva médias associadas com os SCs dos tipos 1 e 3 mostram o impacto das frentes frias que se movem em direção ao equador ou permanecem quasi-estacionárias nos subtrópicos sobre o regime de precipitação da AS nos subtrópicos durante a estação úmida austral. Analogamente ao que foi observado para os SCs tropicais, os SCs nos subtrópicos/latitudes médias contendo um maior desenvolvimento vertical de nuvens de convecção profunda (maiores espessuras óticas médias) apresentam as maiores taxas e as ocorrências mais

intensas de precipitação convectiva na atmosfera (Figura 3.6, Figura 3.10 e Tabela 3.9). Portanto, os SCs formados por frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas, com maior cobertura e maior desenvolvimento vertical de nuvens de convecção profunda que os SCs formados por frentes frias quasi-estacionárias nos subtropicais, exibem os maiores valores médios e os maiores valores individuais de taxa de precipitação convectiva sobre aquela região.

As distribuições da média e do desvio padrão das temperaturas de brilho em 85,5 GHz para os SCs nos subtropicais/latitudes médias mostram um maior número de SCs do tipo 1 com temperaturas de brilho médias abaixo de 220 K e desvios padrões acima de 30 K com respeito aos SCs do tipo 3 (Figura 3.11). Estes resultados reafirmam as relações identificadas entre a média e o desvio padrão das temperaturas de brilho com respeito às porcentagens de cobertura de chuva convectiva dos SCs que foram descritas anteriormente (Tabela 3.9). Logo, os SCs formados por frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas aparentemente causam maior atenuação e variabilidade nas temperaturas de brilho em 85,5 GHz que os SCs formados por frentes frias quasi-estacionárias nos subtropicais em virtude do seu maior desenvolvimento vertical, da maior presença de chuva convectiva e conseqüentemente de maiores quantidades de gelo na atmosfera.

3.4.3 Sistemas Convectivos nos Trópicos x Sistemas Convectivos nos Subtropicais/Latitudes Médias

Conforme já foi observado nas seções anteriores, os SCs sobre a região tropical e os SCs sobre os subtropicais/latitudes médias apresentam características completamente distintas. Um resumo das diferenças mais significativas encontradas na estrutura dos SCs associados às frentes frias entre estas duas regiões geográficas é apresentada para os SCs do tipo 1 nos trópicos e os SCs do tipo 1 nos subtropicais/ latitudes médias.

A maioria dos SCs tropicais formados por frentes frias sobre os trópicos adquire sua maior cobertura de nuvens do tipo CCB no final da tarde e no início da noite, enquanto

os SCs formados por frentes frias sobre os subtrópicos/latitudes médias adquirem suas maiores coberturas de forma distribuída no decorrer do dia (Figura 3.4). Este resultado é provavelmente devido a uma atividade mais intensa das frentes frias nos subtrópicos, que acaba estimulando a atividade convectiva em diferentes horários do dia sobre aquela região. Os SCs formados por frentes frias sobre os subtrópicos/latitudes médias têm tempos de duração e raios efetivos maiores, com cerca de 18 % menos (mais) SCs durando entre 3-6 h (9-24 h) e aproximadamente 11 % mais SCs com raios efetivos entre 120-270 km que os SCs produzidos por frentes frias sobre os trópicos (Figura 3.4). Diferenças semelhantes nas distribuições de tamanho e tempo de duração entre os SCs tropicais e os SCs nos subtrópicos/latitudes médias também foram identificadas por Velasco e Fritsch (1987) e relacionadas a uma atividade frontal mais intensa favorecida pela maior instabilidade baroclínica nas latitudes médias. Como uma porcentagem aproximadamente 9 % (13 %) maior de SCs contendo nuvens do tipo CCS (CCB) que se movem para norte com as frentes frias foi encontrada nos subtrópicos/latitudes médias com respeito aos trópicos, a atividade frontal mais intensa nos subtrópicos/latitudes médias também pode ser responsável por uma maior frequência de propagações para norte da convecção com as frentes frias nos subtrópicos e latitudes médias (Tabela 3.6).

Os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias também exibem porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda significativamente maiores que os SCs tropicais, com cerca de 25 % mais SCs contendo porcentagens de cobertura > 70 % (Figura 3.5). Todavia, as nuvens de convecção profunda que constituem os SC tropicais possuem topos mais frios e são ópticamente mais espessas (Figura 3.6). As porcentagens de chuva e de chuva convectiva dos SCs também estão diretamente relacionadas às porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda e às suas espessuras óticas médias, respectivamente (Figura 3.6, Figura 3.7, Figura 3.8 e Tabela 3.9). Logo, os SCs nos subtrópicos/latitudes médias exibem as maiores porcentagens de chuva (11 % mais SCs contendo porcentagens > 30 %) e os SCs tropicais contêm as maiores porcentagens de chuva convectiva (10 % mais SCs contendo porcentagens > 30 %).

Devido à relação Z-R empregada pelo PR no cálculo das taxas de precipitação não ser a mesma para atmosferas tropicais, subtropicais e de latitudes médias, é necessário o uso adicional do fator de refletividade do PR para validar os resultados observados na análise comparativa das taxas de precipitação convectiva entre os SCs tropicais e os SCs nos subtrópicos/latitudes médias. Os SCs nos subtrópicos/latitudes médias apresentam perfis verticais médios de precipitação convectiva com taxas de precipitação máximas cerca de 6 mm/h maiores e situadas em níveis aproximadamente 1,3 km mais baixos com respeito aos SCs tropicais (Figura 3.9). Este resultado também é observado em termos do fator de refletividade do PR, cujos perfis verticais médios são ilustrados na Figura 3.12, mediante diferenças de 0-5 dBZ no fator de refletividade entre os dois grupos de SCs. Todavia, os SCs tropicais com máximos individuais de taxa de precipitação convectiva > 40 mm/h são mais numerosos que os SCs nos subtrópicos/latitudes médias (Figura 3.10).

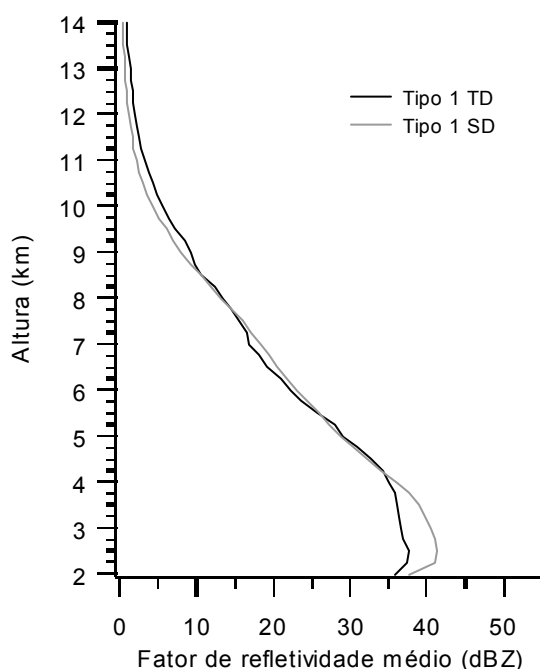


FIGURA 3.12 - Perfis verticais médios do fator de refletividade do PR para o tipo de chuva convectiva durante a fase de maturação dos SCs para cada 0,25 km (acima de 2 km), para os grupos de SCs do tipo 1.

As maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda e de chuva nos SCs produzidos por frentes frias nos subtrópicos/latitudes médias mostram que as frentes frias penetrando a AS subtropical estimulam a atividade convectiva sobre áreas maiores e mais uniformemente naquela região, onde elas freqüentemente se formam ou são intensificadas por processos baroclínicos, produzindo SCs com maiores taxas de precipitação convectiva médias. Por outro lado, as maiores espessuras óticas e os topos mais frios de nuvens de convecção profunda e as maiores porcentagens de chuva convectiva encontradas nos SCs tropicais formados por frentes frias atuando nos trópicos revelam que a convecção mais intensa é produzida quando as frentes frias interagem diretamente com a convecção na região tropical da AS. Este último resultado deve-se ao fato de que a região tropical é característica de fluxos de vapor d'água estendendo-se sobre quase toda a atmosfera, o que favorece mais acentuadamente os processos convectivos e a formação de SCs com os maiores máximos individuais de taxa de precipitação convectiva sobre aquela região.

3.5 Variabilidade Estrutural dos Sistemas Convectivos com o Ciclo de Vida

Nesta seção são apresentados os principais aspectos da evolução das propriedades de nuvem e precipitação dos SCs associados com os três tipos de propagação meridional da convecção na AS no decorrer do ciclo de vida dos SCs. O objetivo da análise também foi avaliar as principais diferenças estruturais entre os SCs associados a cada um dos três tipos no decorrer do ciclo de vida. A análise abrange os SCs tropicais (tipos 1 e 2) e os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias (tipos 1 e 3). Embora 29-41 % (6-14 %) dos SCs com medidas do DX no VIS e do PR do TRMM coincidentes tenham exibido tempos de iniciação e maturação (maturação e decaimento) coincidentes, foi possível identificar importantes variações nas suas propriedades durante o ciclo de vida e observar diferenças entre os grupos de SCs.

A evolução das propriedades de nuvem e precipitação dos SCs no decorrer do ciclo de vida mostra um desenvolvimento inicial mais intenso das porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda, das porcentagens de chuva e das porcentagens de chuva

convectiva para os SCs tropicais que para os SCs nos subtrópicos/latitudes médias (Figuras 3.5, 3.7 e 3.8). Neste caso, valores predominantemente maiores ou comparáveis aos da fase de maturação são verificados para os SCs tropicais, que podem ser caracterizados como SCs mais explosivos (de rápido crescimento inicial). Os SCs sobre os subtrópicos/latitudes médias exibem uma redução mais lenta na sua atividade convectiva ao longo do ciclo de vida, provavelmente associada com a atividade mais intensa das frentes frias nos subtrópicos. Os SCs iniciados durante a formação da ZCAS (tipo 2) surgem como mais explosivos nos trópicos, exibindo também atividade convectiva mais longa em virtude de uma maior organização de grande escala e maior uniformidade da atividade convectiva pela ZCAS. Todavia, os SCs produzidos por frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas (tipo 1) têm um decaimento consideravelmente mais lento do tipo de chuva convectiva nos trópicos no decorrer do ciclo de vida. Este resultado mostra que as frentes frias (tipo 1) estimulam convecção intensa por mais tempo nos trópicos provavelmente devido à sua interação mais direta com a convecção tropical que as frentes frias que propiciam o padrão de ZCAS (tipo 2), que permanecem quasi-estacionárias no sudeste da AS ou até atuam na região tropical da AS mas somente no início dos eventos do tipo 2. Já os SCs formados por frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas são mais explosivos e exibem atividade convectiva mais longa sobre os subtrópicos/ latitudes médias. Embora os SCs produzidos por frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos (tipo 3) exibam um decaimento menor no tipo de chuva convectiva durante o ciclo de vida provavelmente em virtude de a persistência dessas frentes e da sua interação mais longa com a convecção nos subtrópicos, este último resultado é pouco significativo devido à forte redução da sua atividade convectiva no decorrer do ciclo do vida.

Devido às maiores diferenças entre os perfis verticais de taxa de precipitação terem sido observadas para o tipo de chuva convectiva (Figura 3.9), realizou-se também um acompanhamento da evolução das máximas taxas de precipitação convectiva e das suas respectivas alturas no decorrer do ciclo de vida dos SCs, que são ilustradas nas Figuras 3.13 e 3.14, respectivamente. Nessa figura nota-se que os SCs tropicais (tipos 1 e 2) e os SCs do tipo 3 nos subtrópicos/latitudes médias exibem máximas taxas de

precipitação convectiva preferencialmente entre 2-12 mm/h, enquanto os SCs do tipo 1 nos subtropicais/latitudes médias exibem uma larga distribuição das máximas taxas de precipitação convectiva entre 2-40 mm/h. Os SCs tropicais do tipo 2 exibem uma distribuição semelhante à dos SCs tropicais do tipo 1 durante a iniciação; porém, contêm máximas taxas de precipitação convectiva ligeiramente maiores na maturação (também observado nos perfis verticais médios) e uma queda significativa no número de pixels com máximas taxas de precipitação convectiva entre 18-48 mm/h no decaimento. Estes resultados mostram que os SCs tropicais formados ao longo da ZCAS, que são observados mais explosivos, têm uma distribuição de máximas taxas de precipitação convectiva ligeiramente superiores na maturação que os SCs tropicais produzidos por frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas; porém, que decrescem mais rapidamente no decorrer do ciclo de vida. Conforme observado anteriormente para as porcentagens de chuva convectiva, as frentes frias que avançam em direção a latitudes mais baixas mostram uma maior capacidade em estimular a convecção profunda por mais tempo nos trópicos. Nos subtropicais/latitudes médias, os SCs do tipo 1 possuem uma distribuição de máximas taxas de precipitação convectiva sobre o intervalo de 20-48 mm/h maior que a dos SCs do tipo 3 durante o ciclo de vida. Neste caso, as maiores taxas de precipitação convectiva ocorrem nos SCs produzidos por frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas e são aparentemente causadas pelas incursões mais frequentes das massas de ar frio e seco (de origem polar) sobre as massas de ar quente e úmido (de origem tropical) das suas zonas frontais.

A distribuição das alturas de máxima taxa de precipitação convectiva mostra valores predominantes entre 2-2.5 km e secundários entre 2.5-5 km para todos os SCs ao longo do ciclo de vida (Figura 3.14). Variações significativas ocorrem somente no decaimento, com uma queda (aumento) no número de pixels dos SC tropicais (subtropicais/latitudes médias) contendo alturas acima de 3 km. Os SCs do tipo 1 (tipo 3) exibem uma maior distribuição de alturas acima de 3.5 km que os SCs do tipo 2 (tipo 1) nos trópicos (subtropicais/latitudes médias) durante o ciclo de vida. Estes resultados também sugerem a importância das frentes frias em manter a convecção

profunda ativa nos trópicos e principalmente nos subtropicais da AS, produzindo SCs com máximas taxas de precipitação convectiva em níveis mais altos durante o ciclo de vida.

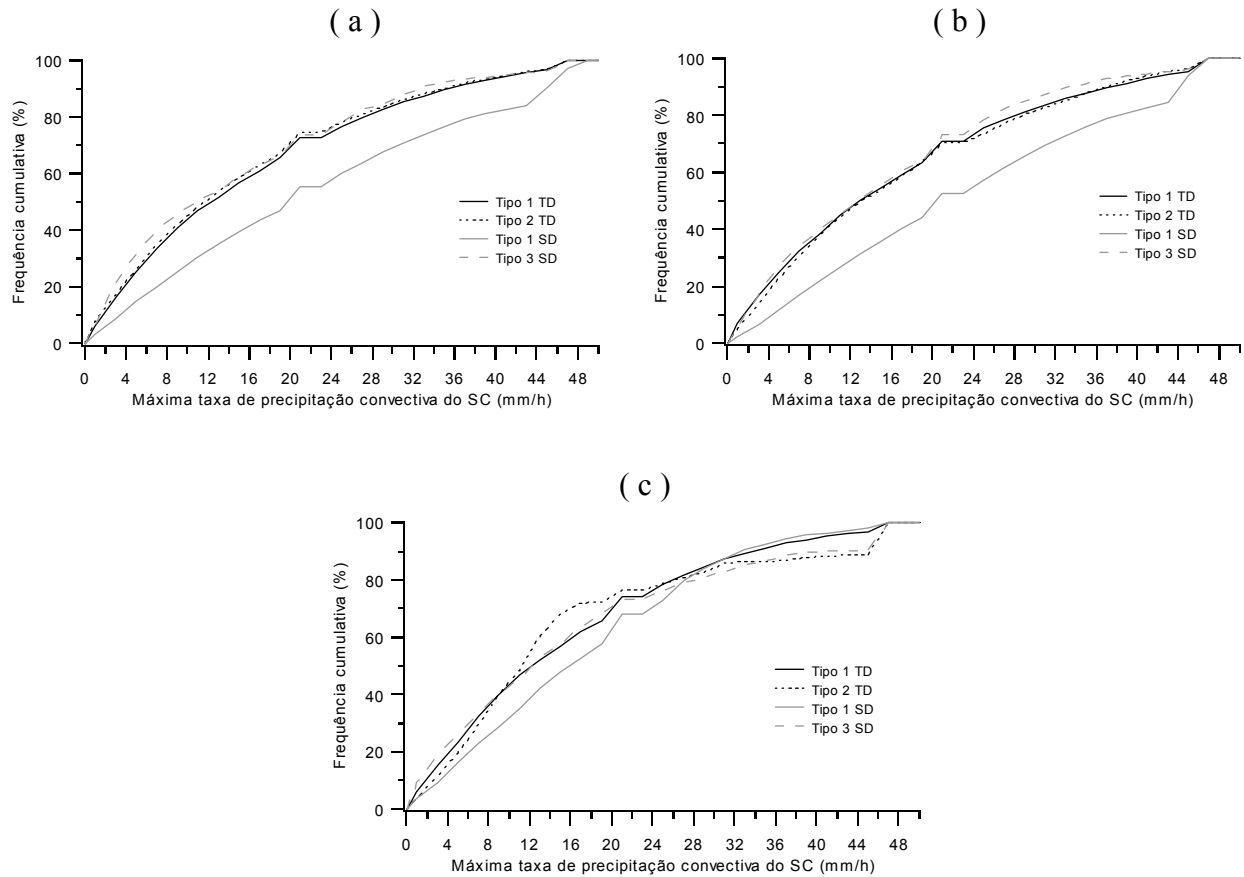


FIGURA 3.13 - Distribuição cumulativa do número de pixels do PR com chuva convectiva em função das máximas taxas de precipitação convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de taxa de precipitação de 2 mm/h.

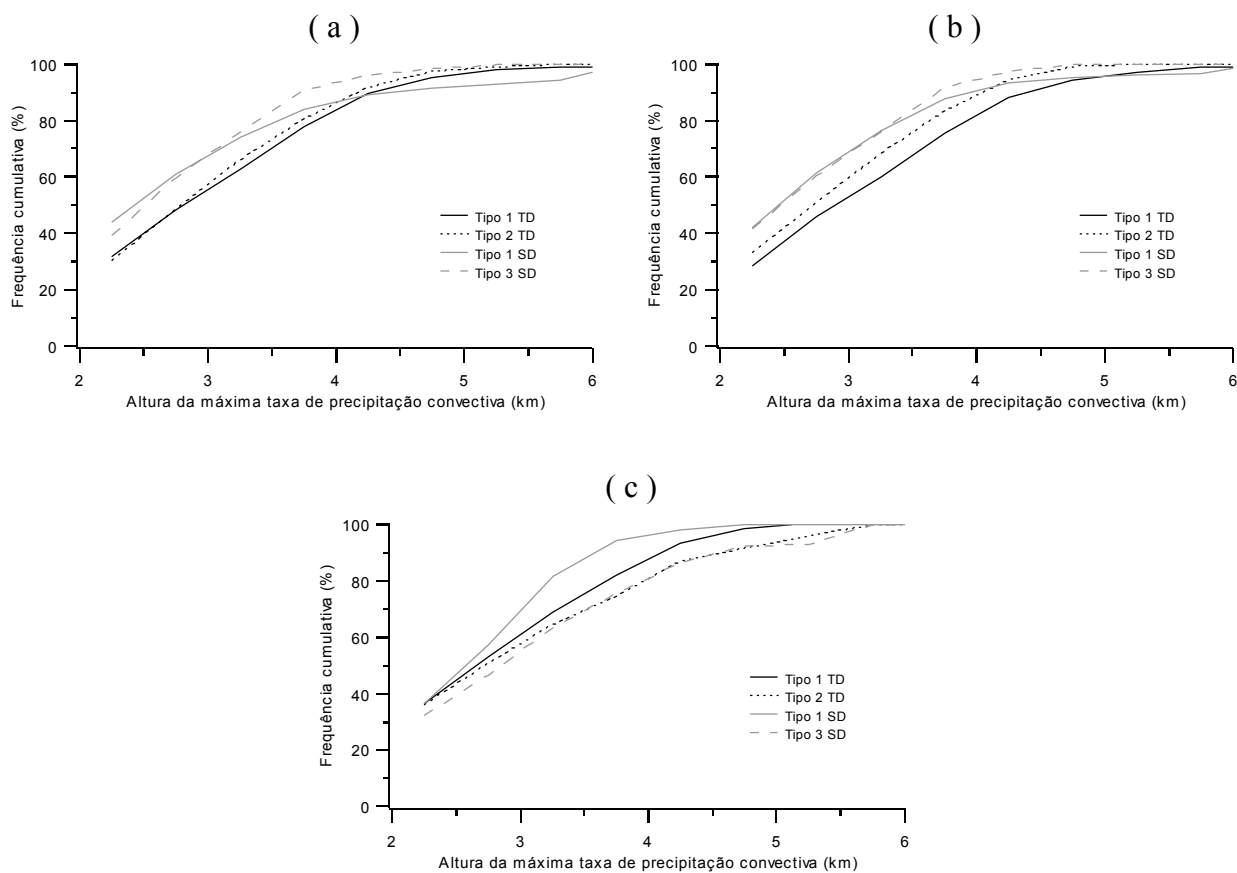


FIGURA 3.14 - Distribuição cumulativa do número de pixels do PR com chuva convectiva em função da altura das máximas taxas de precipitação convectiva durante as fases de iniciação (a), maturação (b) e decaimento (c) do ciclo de vida dos SCs derivadas dos pixels PR do TRMM para os quatro grupos de SCs estudados. A estatística é feita para intervalos de altura de 0,5 km.

CAPÍTULO 4

ESTUDO DE CASOS DE PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO

Estudos observacionais visando um melhor entendimento dos mecanismos físicos de formação da propagação meridional da convecção na AS são de suma importância na Meteorologia, devido ao importante papel deste fenômeno físico na variabilidade interdiurna da convecção sobre as suas principais regiões de ocorrência no continente e aos poucos trabalhos realizados com este enfoque. Desse modo, realiza-se neste capítulo um estudo de dois casos de propagação meridional da convecção sobre a AS ocorridos no verão austral durante o *South America Low Level Jet Experiment* (SALLJEX - Experimento do Jato de Baixos Níveis na América do Sul), ambos objetivando um maior conhecimento sobre os processos físicos e dinâmicos da atmosfera que possam levar à formação da propagação meridional da convecção durante a estação úmida do continente. O primeiro caso formou-se no dia 22 de Janeiro de 2003 e o segundo, no dia 24 de Janeiro de 2003.

No presente estudo foram utilizadas as temperaturas de brilho no canal do IR do satélite GOES-Leste dos arquivos do *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* (CPTEC/INPE) e os compostos dinâmicos do NCEP/NCAR em níveis de pressão (temperatura, vento horizontal, umidade específica e umidade relativa) para a AS. As imagens GOES foram obtidas somente para as 15 UTC, enquanto os compostos dinâmicos do NCEP-NCAR foram extraídos para as 00, 06, 12 e 18 UTC dos dias 22 a 26 de Janeiro de 2003.

4.1 Primeiro Caso (22 a 24 de Janeiro de 2003)

Nesta seção é estudada a ocorrência de um evento de propagação meridional da convecção correspondente ao tipo 1 descrito no Capítulo 2. As Figuras 4.1 a 4.6 mostram a sequência de imagens do satélite GOES para as 15 UTC e os campos totais de vento horizontal em 850 e 200 hPa, de divergência horizontal do fluxo horizontal de umidade em 850 hPa, de

advecção horizontal de temperatura em 850 hPa e de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa em 200 hPa, respectivamente, que foram derivados do NCEP para as 18 UTC dos dias 22 a 24 de Janeiro de 2003.

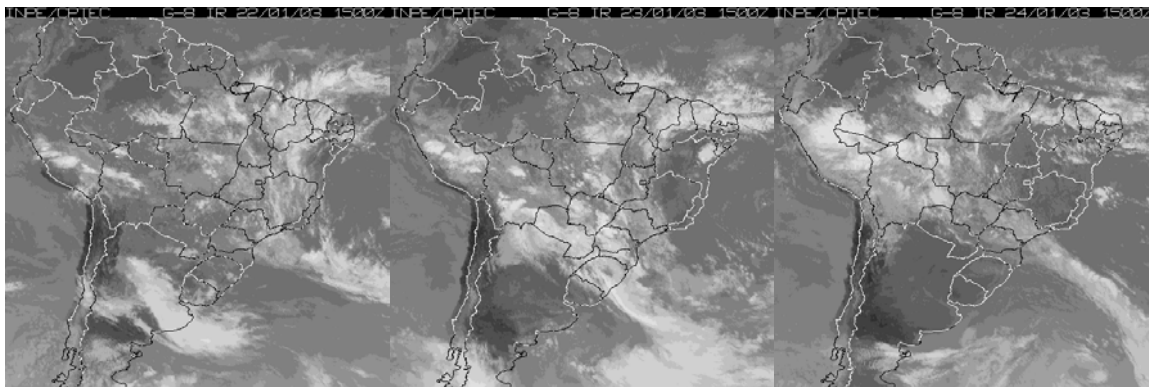


FIGURA 4.1 - Imagens GOES no IR para as 15 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003.

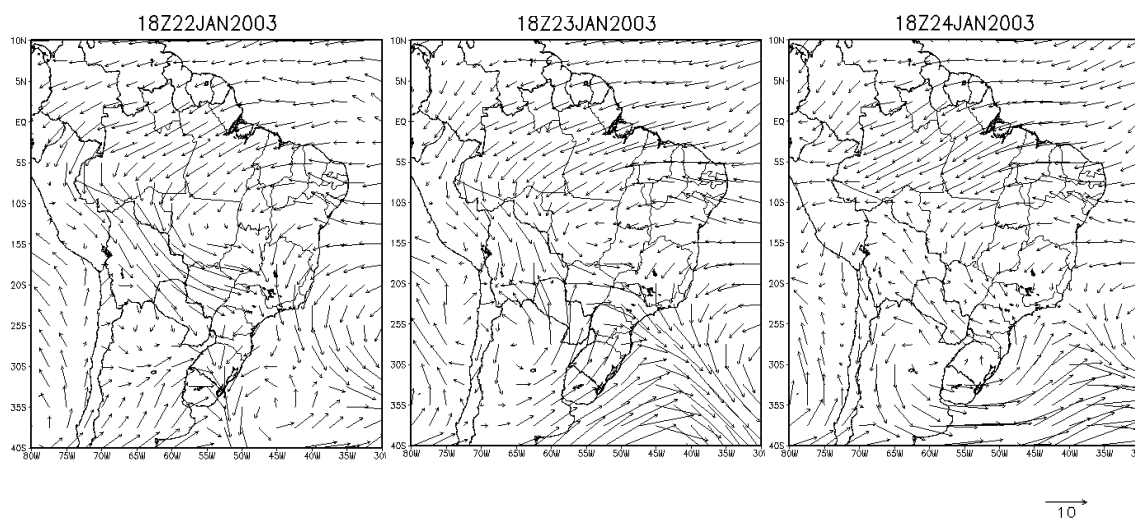


FIGURA 4.2 - Campo total de vento horizontal no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003.

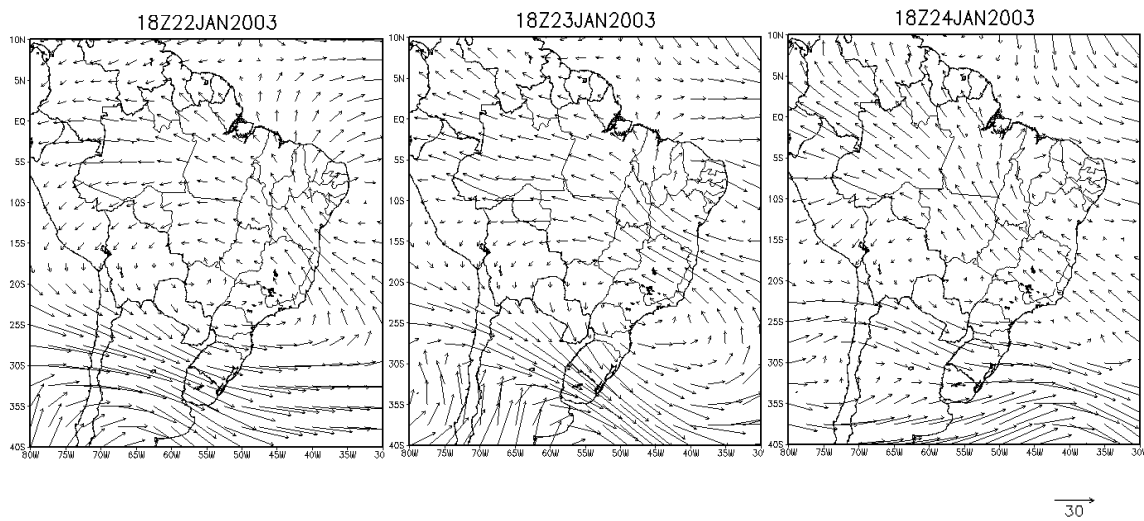


FIGURA 4.3 - Idem à Figura 4.2, mas para o nível de 200 hPa.

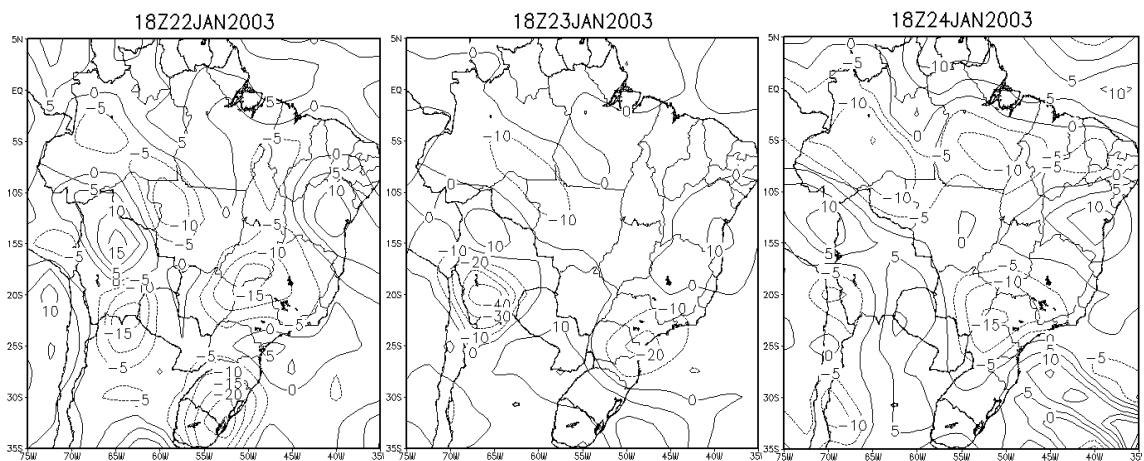


FIGURA 4.4 - Campo total de divergência horizontal do fluxo de umidade (em 10^{-5} g/kg.s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003.

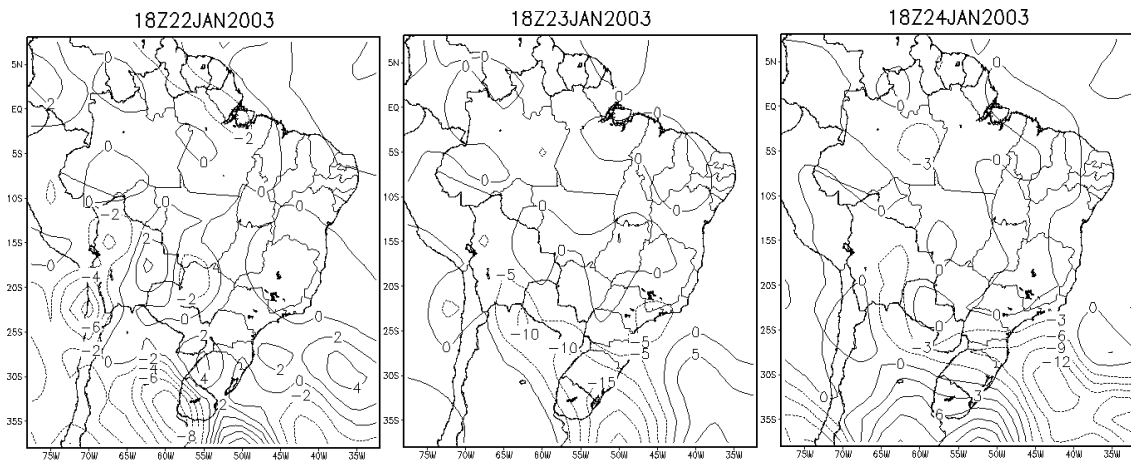


FIGURA 4.5 - Campo total de advecção horizontal de temperatura do ar (em 10^{-5} K/s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003.

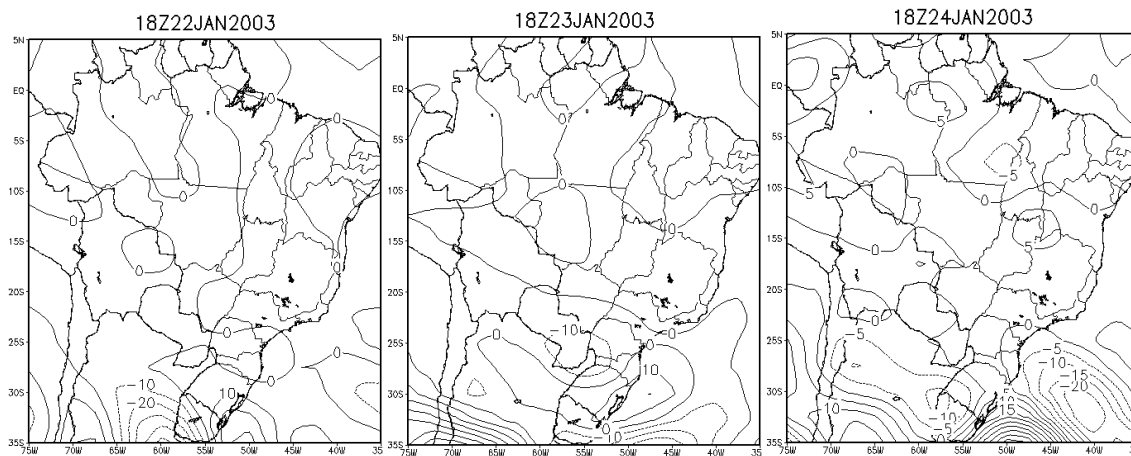


FIGURA 4.6 - Campo total de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa (em 10^{-10} s $^{-2}$) no nível de 200 hPa para as 18 UTC dos dias 22, 23 e 24 de Janeiro de 2003.

Nota-se no dia 22 a presença de uma frente fria estendendo-se do sul do Uruguai ao noroeste da Argentina (Figura 4.1). Há convecção formando-se ao longo da frente fria e pequenas células convectivas isoladas no norte da Bolívia, Paraguai e sul do Brasil. A baixa do Chaco é intensificada no norte da Argentina e associada a um cavado sobre o sul do Brasil que advecta ar frio em 850 hPa para norte, onde há forte convergência de umidade em 850 hPa (Figuras 4.2 e 4.4). A aproximação da frente fria e a ocorrência de ventos de norte em 850 hPa sobre a Argentina induzem o desenvolvimento de MCCs ao longo da frente fria (Figuras 4.1 e 4.2), com a contribuição adicional de um LLJ que atuou nesta região no dia anterior. A convecção no centro e nordeste da AS é intensa devido à ação de uma frente fria que penetrou o sudeste da AS no dia anterior e estimulou a convecção até a região Amazônica e o sul do Nordeste do Brasil. A convergência de umidade também é elevada sobre estas regiões (Figura 4.4). A atividade da AB é intensa na sua posição climatológica (15° S, 65° W), enquanto um VCAN situa-se no litoral do nordeste da AS e estimula a convecção ao seu norte e oeste, onde há forte convergência de umidade (Figuras 4.3 e 4.4). Um cavado em 200 hPa move-se rapidamente sobre a costa sudoeste da AS para leste.

O principal padrão observado no dia 23 consiste em um deslocamento da frente fria (cavado em 850 hPa) para o sudeste da AS, onde há forte convergência de ar frio das latitudes médias e de ar quente e úmido vindo dos trópicos e forte advecção de ar quente no lado quente da zonal frontal (Figuras 4.1, 4.2, 4.4 e 4.5). Intensa subsidência de ar e advecção de ar frio são observadas no sul da AS (lado frio da zona frontal), conforme as Figuras 4.4 e 4.5, enquanto um anticiclone em 850 hPa no sul da AS é aprofundado pela advecção de vortacidade anticiclônica nos altos níveis no seu lado oeste (Figura 4.6). Esta última configuração é semelhante à que foi observada por Garreaud e Wallace (1998) estudando as incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos. O Jato Subtropical apresenta forte atividade neste dia, intensificando a frente fria e a atividade convectiva no sul e no sudeste do Brasil (Figura 4.3). O VCAN penetra o nordeste da AS, estimulando a convecção nos seus lados oeste e norte e causando subsidência de ar no seu centro frio e ao sul (Figuras 4.3 e 4.4). O cavado em 200 hPa observado no dia anterior situa-se sobre o sul e parte do sudeste da AS, e continua a mover-se rapidamente para leste (Figura 4.3).

No dia 24, a frente fria organiza a convecção para norte desligada da parte leste da AS, isto é, sobre o centro da AS e o sul da Amazônia (Figura 4.1). Há confluência de fluxos em 850 hPa no oeste e no centro da AS, com ventos de sul atingindo a Bolívia e o sul da Amazônia e a permanência da zona de convergência observada no dia anterior sobre o sudeste da AS (Figuras 4.2 e 4.4). Os cavados em 850 hPa e 200 hPa movem-se rapidamente para o Oceano Atlântico Sul (Figuras 4.2 e 4.3). Forte subsidência de ar é observada no sul e em parte do sudeste da AS, provavelmente associada a uma incursão de ar frio que foi trazida pela frente fria (Figura 4.4). A ocorrência da incursão de ar frio é confirmada pela forte advecção de ar frio observada no sudeste da AS (Figura 4.5). A AB é distorcida pelo surgimento de um novo cavado de onda curta em 200 hPa sobre o Paraguai, enquanto a atividade do VCAN continua intensa no norte e no nordeste da AS estimulando convecção ao norte e causando subsidência de ar no sul do nordeste da AS (Figuras 4.1, 4.3, 4.4 e 4.6).

De um modo geral, os padrões de circulação atmosférica observados na AS durante a ocorrência do evento do tipo 1 e expressos por campos totais de vento no presente estudo de caso (Figuras 4.2 e 4.3) são equivalentes aos apresentados na climatologia das propagações meridionais da convecção do tipo 1 no Capítulo 2 a partir de campos médios diários de vento transiente (Figuras 2.9 e 2.10). A principal diferença está na evolução meridional do cavado em 850 hPa associado à frente fria durante o ciclo de vida do evento. Este cavado move-se apenas até o sudeste e parte do centro da AS no estudo de caso; porém, atinge o centro da região Nordeste da AS na descrição climatológica. As presenças de um Jato Subtropical e de um VCAN atuando sobre a região Nordeste da AS no decorrer do ciclo de vida do evento do tipo 1 no estudo de caso (não observadas na climatologia) parecem contribuir para o fraco avanço meridional do cavado em 850 hPa em direção à região Nordeste para este caso em particular, conforme já foi observado no presente estudo durante as ocorrências dos eventos tipo 3 e na literatura (Kousky e Gan, 1981). Este efeito aparentemente fez com que a frente fria estimulasse e propagasse menos convecção meridionalmente até o centro e o sul da Amazônia, e esta organização da atividade convectiva fosse desligada da parte leste da AS durante o evento do tipo 1.

Uma outra maneira de verificar as principais características dinâmicas da oscilação convectiva produzida pela ocorrência de eventos de propagação meridional da convecção é modelizar a equação da componente vertical da vorticidade relativa. Mediante o seu equacionamento, é possível prognosticar a variação temporal da vorticidade relativa e investigar os termos mais importantes na região de ação da perturbação durante a ocorrência dos eventos. A equação prognóstica da componente vertical da vorticidade relativa em coordenadas de pressão para uma determinada parcela de fluido considerando a ausência de forças de atrito é dada por (Bluestein, 1992)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla_h (\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\zeta + f) \nabla_h \cdot V + K \cdot \left(\frac{\partial V}{\partial p} \times \nabla \omega \right), \quad (4.1)$$

onde ζ é a vorticidade relativa, t é o tempo, f é o parâmetro de Coriolis, $\mathbf{V} = (u, v)$ é o vetor vento horizontal, p é a pressão atmosférica e $\omega = dp/dt$ é a taxa de variação da pressão atmosférica sobre a parcela com o tempo. O primeiro e o segundo termo no lado direito da Equação 4.1 denotam o termo de advecção, enquanto o terceiro e o quarto termo representam os termos de divergência e tilting, respectivamente.

Já a equação da componente vertical da vorticidade relativa em coordenadas isentrópicas para uma parcela de fluido desprezando forças de atrito pode ser expressa como (Bluestein, 1992)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla_\theta (\zeta + f) - \frac{D\theta}{Dt} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} - (\zeta + f) \nabla_\theta \cdot V + K \cdot \frac{\partial V}{\partial \theta} \times \nabla \left(\frac{D\theta}{Dt} \right), \quad (4.2)$$

onde θ é a temperatura potencial da parcela. O termo de advecção é dado pelo primeiro e o segundo termo no lado direito da Equação 4.2, enquanto os termos de divergência e tilting são dados pelo terceiro e o quarto termo no lado direito, respectivamente.

A interpretação física dos termos da equação da vorticidade em coordenadas isentrópicas é dada como segue (Bluestein, 1992):

- a) Termo de advecção: contribuição do transporte de vorticidade absoluta na superfície isentrópica para a variação temporal da vorticidade relativa da parcela do fluido. Este termo não altera a intensidade dos sistemas sinóticos; porém, afeta a sua propagação. A advecção de vorticidade relativa que constitui este termo é dominante para ondas curtas, tal como os sistemas sinóticos (comprimentos de onda < 3000 km), e acelera o movimento da parcela de fluido (tem o mesmo sinal da vorticidade da parcela). Já a advecção de vorticidade planetária é dominante para ondas planetárias (comprimentos de onda > 10000 km), e retarda o movimento da parcela de fluido (tem sinal oposto ao da vorticidade da parcela). O termo de advecção também é um importante indicativo da presença de fluxos meridionais provenientes dos trópicos e das latitudes médias influenciando no movimento da parcela de fluido.
- b) Termo de divergência: contribuição da divergência/convergência das massas de ar na superfície isentrópica para a variação temporal da vorticidade relativa da parcela de fluido. Se positivo, indica a redução da magnitude da rotação da parcela de fluido ao longo do tempo pela divergência das massas de ar. Se negativo, indica o aumento da magnitude da rotação da parcela de fluido ao longo do tempo pela convergência das massas de ar. O termo de divergência também indica o papel da rotação da Terra (força de Coriolis) sobre a variação da vorticidade da parcela de fluido (gera movimentos ciclônicos para fluxos convergentes e anticiclônicos para fluxos divergentes), e é responsável pela produção de vorticidade em ciclones extratropicais e ao longo de frentes frias.
- c) Termo tilting: contribuição do cisalhamento vertical do vento (baroclinia) e do cisalhamento da velocidade vertical na superfície isentrópica (movimento vertical) para a variação temporal da vorticidade relativa da parcela de fluido. O termo tilting é um importante indicativo de processos convectivos, de frontogênese e da influência da orografia sobre o movimento da parcela de fluido.

No presente estudo estimaram-se os termos de advecção, divergência e tilting da equação da vorticidade em coordenadas isentrópicas mediante o cálculo de cada uma das derivadas

parciais em coordenadas de pressão que constitui os termos, a aplicação de rotinas para a conversão de cada derivada parcial em coordenadas de pressão para coordenadas isentrópicas, e o cálculo final dos termos. A utilização do sistema de coordenadas isentrópicas tem o efeito de simplificar a equação da vorticidade em coordenadas cartesianas, eliminando o termo baroclínico (solenoidal) que compõe a equação da vorticidade quando convertida em coordenadas isentrópicas (Bluestein, 1992). Uma outra vantagem deste sistema de coordenadas é que ele permite melhor visualizar o transporte vertical de umidade, que é facilmente visto nas superfícies isentrópicas quando os processos são adiabáticos (temperatura potencial constante). Como existem interações das parcelas de ar com a orografia (fluxos de calor sensível) e com a convecção (fluxos de calor latente), o movimento das parcelas de ar não é totalmente adiabático e os resultados obtidos na forma de coordenadas isentrópicas devem ser considerados como aproximativos. Contudo, a utilização das coordenadas isentrópicas é uma boa ferramenta para análise nos altos níveis, onde o aquecimento diabático é bastante reduzido.

As Figuras 4.7 e 4.8 ilustram os termos da equação da vorticidade que foram estimados em coordenadas isentrópicas para o nível de 350 K (190-250 hPa) no instante t-24 h do dia central e no dia central do evento do tipo 1 sobre a AS. Em ambos instantes nota-se que o termo de advecção é dominante sobre a região de entrada da frente fria na AS (sul e parte do sudeste da AS), com magnitude da ordem de 10^{-9} . A dominância deste termo naquela região é consequência da forte advecção de vorticidade anticiclônica nos altos níveis sobre o sudoeste da AS, que aprofunda o anticiclone em baixos níveis associado à frente fria no sul da AS, torna o movimento da frente fria acelerado e intensifica a incursão de ar frio das latitudes médias nos trópicos durante o evento do tipo 1. O termo de advecção também foi verificado por Garreaud e Wallace (1998) como sendo de grande importância para a ocorrência das incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos sobre a AS. A dominância do termo de advecção adicionada à componente ageostrófica da frente fria e ao efeito de desorganização deste sistema sinótico pela Cordilheira dos Andes tendem a deslocar o cavado em baixos níveis associado à frente fria mais rapidamente em direção aos trópicos e a propagar a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas, conforme foi observado nos campos de vento (Figuras 4.2 e 4.3). O termo tilting é

dominante nas regiões Sudeste, Central e Norte da AS, em que a convecção é propagada meridionalmente pela frente fria, exibindo magnitude da ordem de 10^{-10} . Este termo, que depende do cisalhamento vertical do vento horizontal (baroclinia) e do gradiente horizontal da velocidade vertical (movimento vertical), destaca a presença da zona frontal e da sua interação com a convecção sobre o cinturão tropical da AS produzindo uma diversidade de sistemas convectivos (Capítulo 3). Já o termo de divergência é o menos importante na região da perturbação.

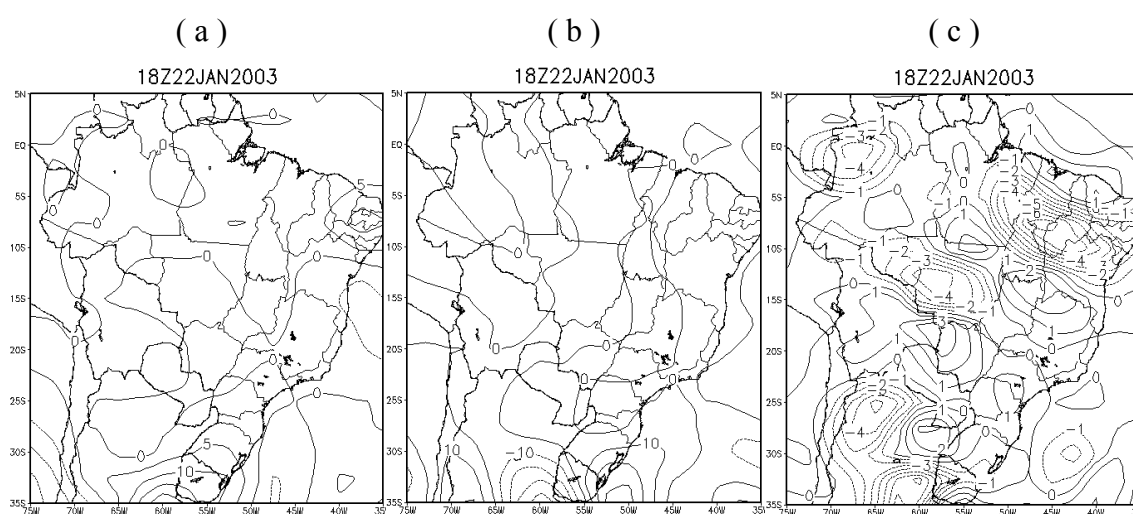


FIGURA 4.7 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s^{-2}) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K em $t = -24$ horas do dia central do evento do tipo 1 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas.

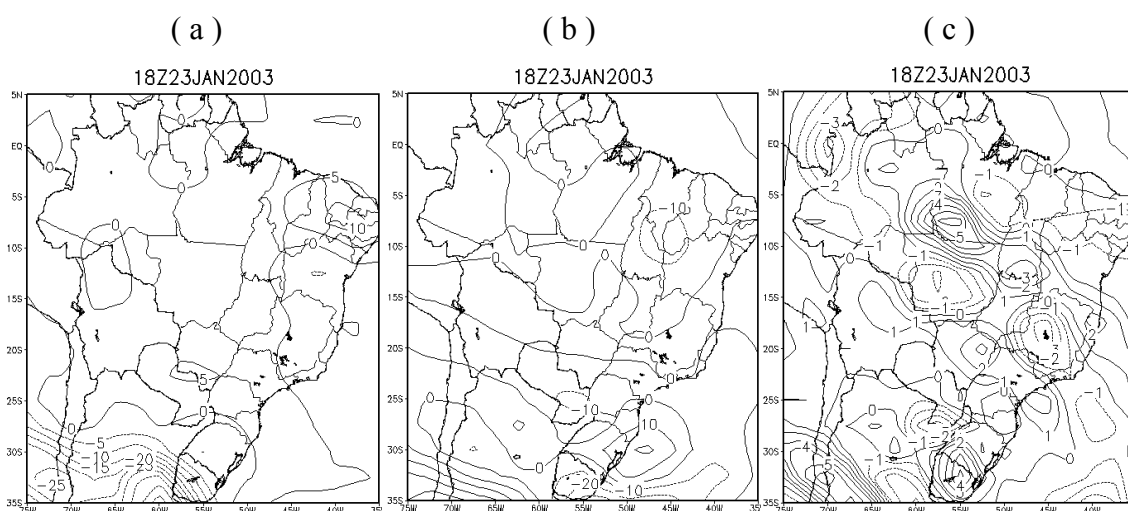


FIGURA 4.8 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s^{-2}) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K no dia central do evento do tipo 1 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas.

4.2 Segundo Caso (24 a 26 de Janeiro de 2003)

A ocorrência de um evento de propagação meridional da convecção correspondente ao tipo 2 descrito no Capítulo 2 é estudada nesta seção. As Figuras 4.9 a 4.14 mostram a sequência de imagens do satélite GOES para as 15 UTC e os campos totais de vento horizontal em 850 e 200 hPa, de divergência horizontal do fluxo horizontal de umidade em 850 hPa, de advecção horizontal de temperatura em 850 hPa e de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa em 200 hPa, respectivamente, que foram derivados do NCEP para as 18 UTC dos dias 24 a 26 de Janeiro de 2003.

O padrão observado no dia 24 é o mesmo que foi descrito anteriormente para o último dia de ocorrência do primeiro caso. No dia 25, o início da ZCAS torna-se evidente pela orientação noroeste-sudeste e quasi-estacionária da nebulosidade convectiva estendendo-se da região Amazônica até o sudeste da AS a partir deste dia (Figura 4.9). Uma área de alta

pressão em 850 hPa relacionada com a última incursão de ar frio das latitudes médias é observada sobre a Argentina (Figura 4.10). O padrão da ZCAS é mantido pela incursão de ar frio das latitudes médias e de ar quente e úmido da Amazônia sobre o centro e o sudeste da AS, respectivamente, onde é notada uma forte convergência de umidade (Figuras 4.10 e 4.12). Este resultado também é comprovado pela forte advecção de ar frio no centro da AS e pela forte advecção de ar quente no sudeste da AS (Figura 4.13). O cavado de onda curta em 200 hPa observado no dia anterior amplifica-se entre o noroeste da Argentina e o leste do Paraguai, advectando vorticidade ciclônica e aprofundando a zona de convergência (ciclone) em 850 hPa sobre o sudeste da AS (Figuras 4.10, 4.11 e 4.14). A AB está ativa na sua posição climatológica (Figuras 4.11 e 4.14), enquanto o VCAN estimula pouca convecção sobre o norte da AS e gera subsidência de ar no nordeste da AS após sua passagem (céu claro), conforme as Figuras 4.9, 4.11 e 4.12.

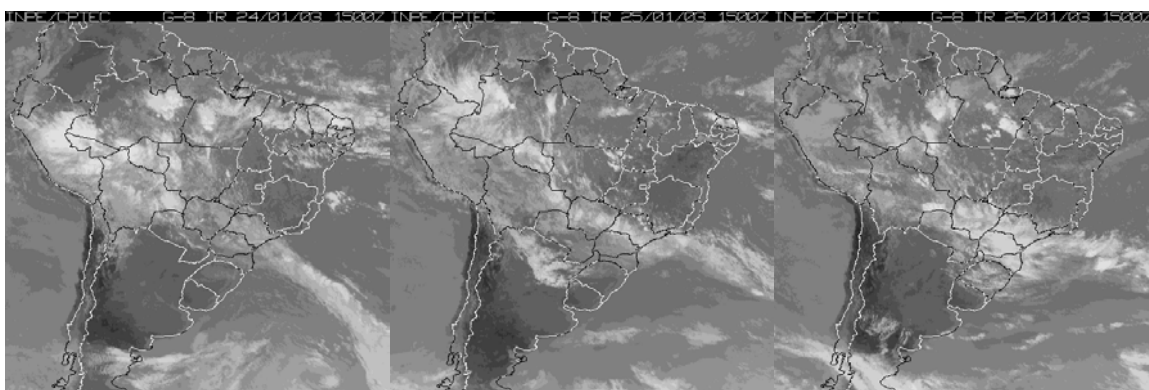


FIGURA 4.9 - Imagens GOES no IR para as 15 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003.

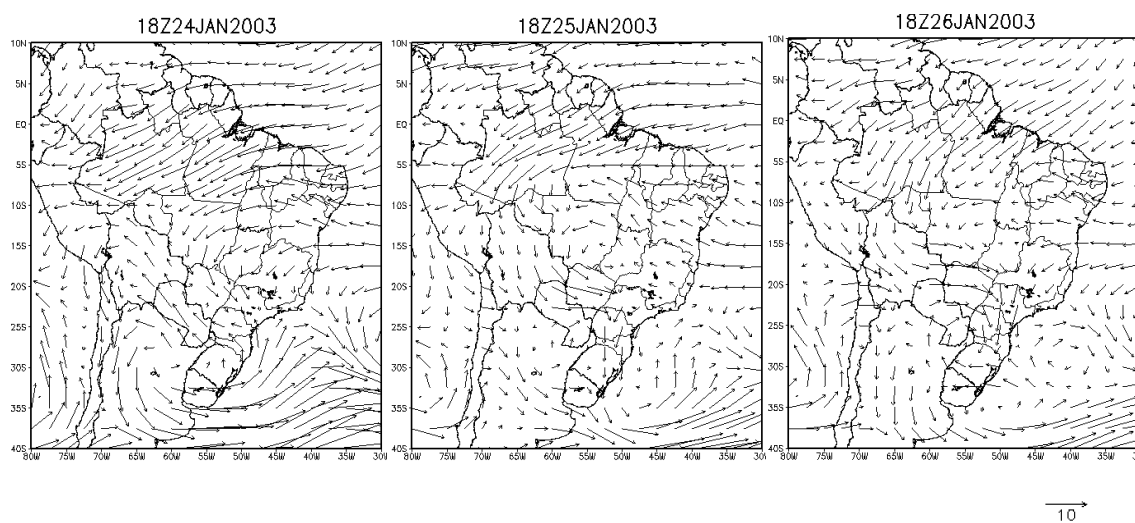


FIGURA 4.10 - Campo total de vento horizontal em 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003.

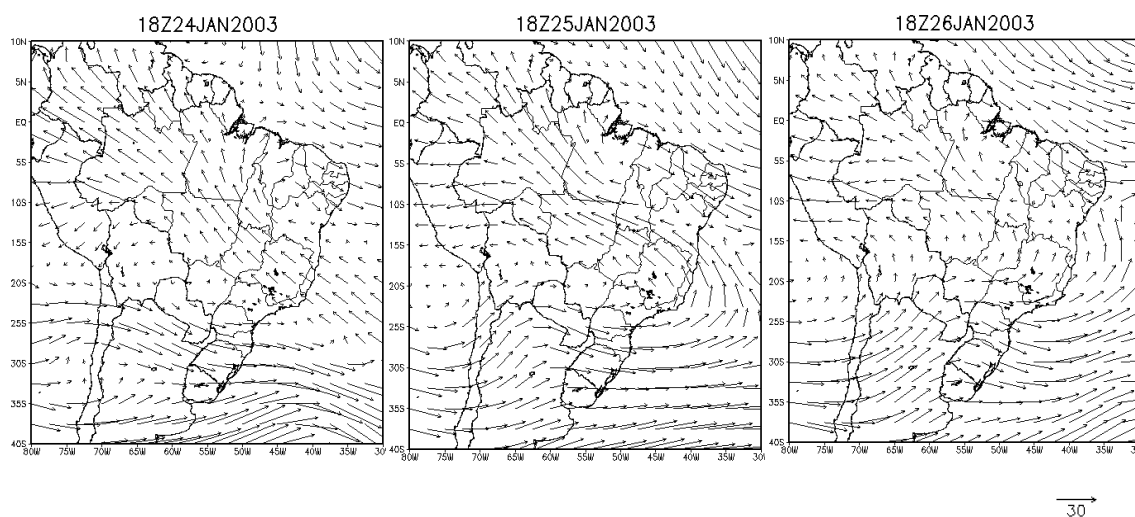


FIGURA 4.11 - Idem à Figura 4.10, mas para o nível de 200 hPa.

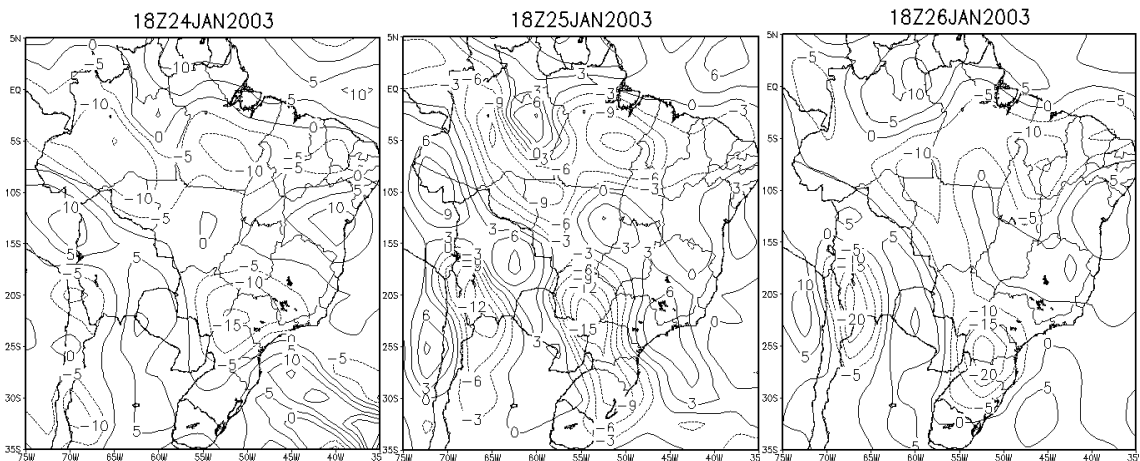


FIGURA 4.12 - Campo total de divergência horizontal do fluxo de umidade (em 10^{-5} g/kg.s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003.

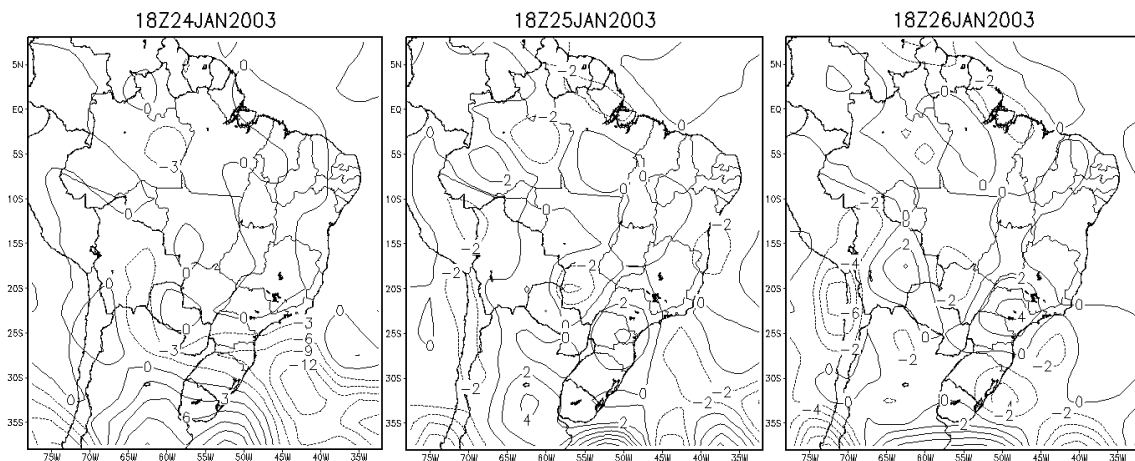


FIGURA 4.13 - Campo total de advecção horizontal de temperatura do ar (em 10^{-5} K/s) no nível de 850 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003.

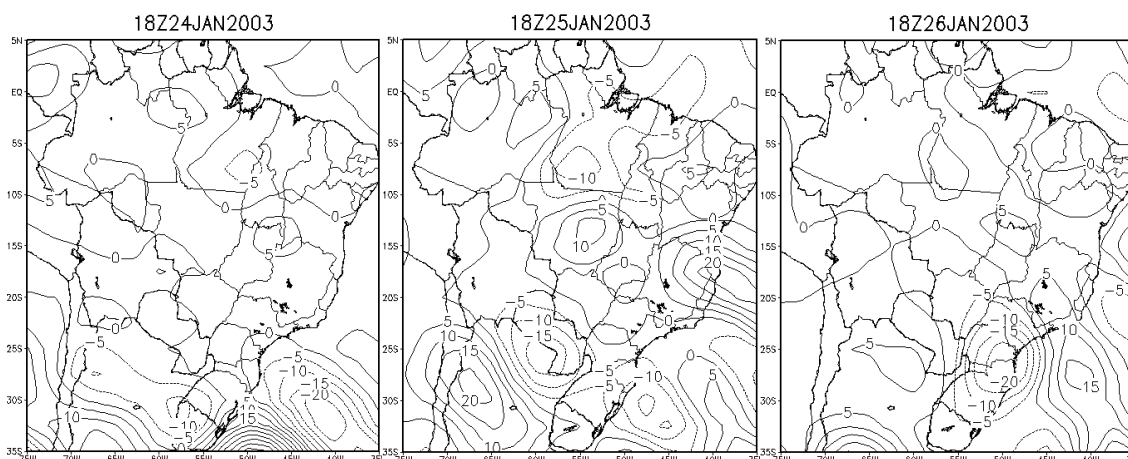


FIGURA 4.14 - Campo total de advecção horizontal da componente vertical da vorticidade relativa (em 10^{-10} s^{-2}) no nível de 200 hPa para as 18 UTC dos dias 24, 25 e 26 de Janeiro de 2003.

No dia 26, a atividade convectiva mantém-se orientada na direção noroeste-sudeste sobre a AS caracterizando o padrão da ZCAS (Figura 4.9). A ZCAS é mantida pelas incursões de ar frio das latitudes médias e de ar quente e úmido da Amazônia sobre o centro e sudeste da AS verificadas no dia anterior (Figuras 4.10, 4.12, 4.13 e 4.14). O ciclone em 850 hPa observado sobre o sudeste da AS no dia anterior amplifica-se e apresenta-se praticamente alinhado ao cavado de onda curta em 200 hPa, que se move lentamente para leste (Figuras 4.10, 4.11 e 4.14). Este posicionamento aproximadamente vertical do eixo do cavado no instante de maior intensidade do ciclone em 850 hPa favorece a ocorrência de um evento de ciclogênese do tipo B no sudeste da AS (Petterssen e Smebye, 1971). A AB move-se para oeste da sua posição climatológica e é aparentemente forçada pelo cavado de onda curta em 200 hPa sobre o sudeste da AS, enquanto o VCAN desintensifica-se no norte da AS (Figura 4.11).

Os padrões de circulação atmosférica na AS associados com as propagações meridionais da convecção do tipo 2 expressos por meio de campos totais de vento no presente estudo de caso (Figuras 4.10 e 4.11) apresentaram consistência com respeito aos campos médios diários de vento transiente apresentados na climatologia das propagações meridionais da

convecção do tipo 2 (Figuras 2.9 e 2.10). Este resultado enfatiza a importância de todos os mecanismos físicos envolvidos na ocorrência dos eventos do tipo 2 que foram observados no estudo climatológico da propagação meridional da convecção (Capítulo 2) e novamente verificados no presente estudo de caso do tipo 2. Um outro mecanismo importante observado durante a ocorrência dos eventos do tipo 2 e que pôde ser mais facilmente visualizado e comprovado no estudo de caso foi a ocorrência de um episódio de ciclogênese do tipo B após o dia central do evento. A ocorrência da ciclogênese revela que a formação de ciclones é a principal responsável pelo intenso desenvolvimento da atividade convectiva no sudeste da AS que ocorre a partir do dia central dos eventos do tipo 2.

Nas Figuras 4.15 e 4.16 são ilustrados os termos da equação da vorticidade em coordenadas isentrópicas para o nível de 350 K no instante $t-24$ h do dia central e no dia central do evento do tipo 2 sobre a AS. Em ambos instantes nota-se que o termo de advecção é dominante sobre quase toda a AS, com magnitude da ordem de 10^{-9} . A advecção de vorticidade ciclônica pelo cavado de onda curta em 200 hPa observado no sul da AS durante o dia central do evento contribui significativamente para este resultado, o que evidencia a importância dos fluxos meridionais das latitudes médias (ar frio) e dos trópicos (ar quente e úmido da Amazônia) para a formação sinótica da ZCAS, a ocorrência de ciclogênese e a aparente propagação meridional da convecção da região Amazônica em direção ao sudeste que caracteriza os eventos do tipo 2. O termo tilting, com magnitude da ordem de 10^{-11} , é de importância secundária sobre a região da ZCAS. Contudo, a contribuição deste termo também é um indicativo da interação dos processos baroclínicos com a convecção tropical que ocorrem durante a formação sinótica da ZCAS e da ciclogênese. Já o termo de divergência é o menos importante na região da perturbação.

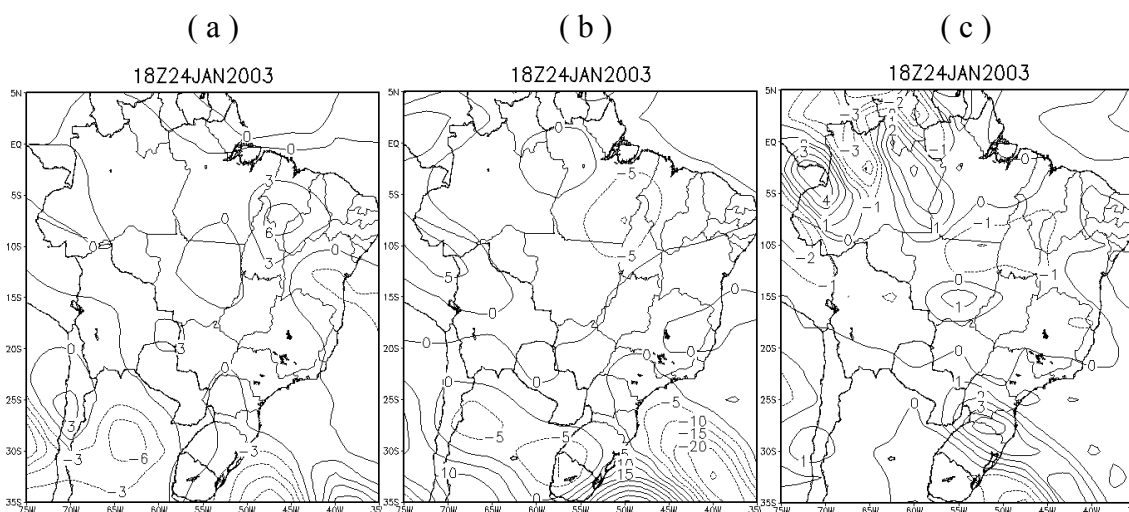


FIGURA 4.15 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s^{-2}) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K em $t = -24$ horas do dia central do evento do tipo 2 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas.

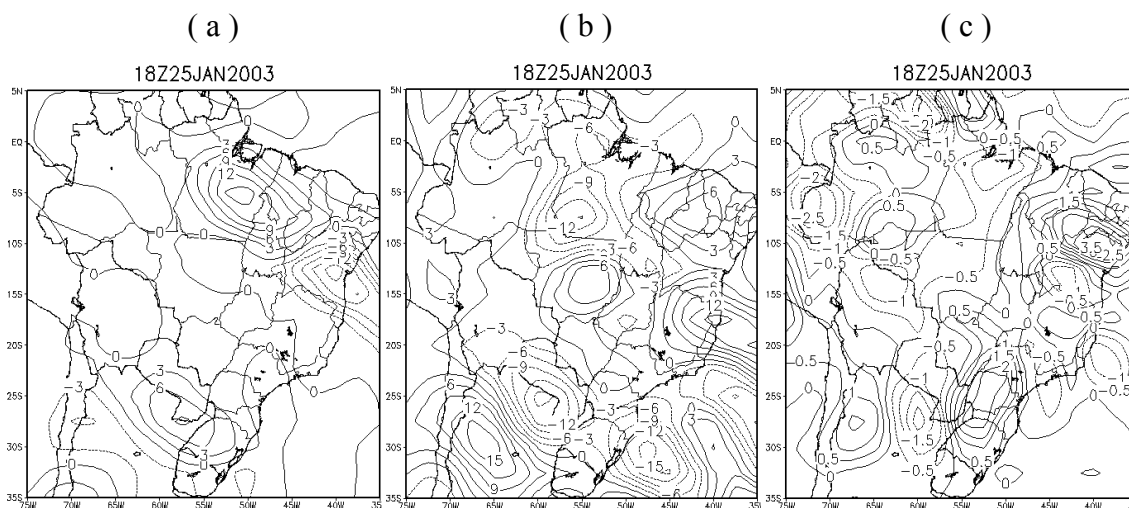


FIGURA 4.16 - Termos de divergência (a), advecção (b) e tilting (c) da equação da vorticidade (em 10^{-10} s^{-2}) no sistema de coordenadas isentrópicas para a temperatura potencial de 350 K no dia central do evento do tipo 2 aplicados aos campos meteorológicos provenientes das análises compostas.

CAPÍTULO 5

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

A propagação meridional da convecção exibe uma presença notável nas diferentes escalas temporais de variabilidade da atividade convectiva presentes na AS, afetando o tempo e o clima do continente no decorrer dos anos. No ciclo anual da atividade convectiva, a ocorrência da propagação meridional da convecção sobre a região tropical da AS é justificada principalmente pelo efeito da sazonalidade sobre o continente (Hastenrath, 1991; Srinivasan e Smith, 1996). Já no ciclo intrasazonal, diversos estudos enfocando a Oscilação Intrasazonal apontam as Ondas de Rossby como um mecanismo físico determinante para a propagação meridional da convecção que ocorre nas regiões tropical e subtropical da AS nesta escala de tempo (Srinivasan e Smith, 1996; Paegle e Mo, 1997; Paegle et al., 2000). Por sua vez, a propagação meridional da convecção que ocorre em escalas de tempo interdiurnas é muito mais frequente sobre a AS e influi no regime de precipitação de quase toda a AS no decorrer do ano. Possíveis mecanismos responsáveis pela ocorrência da propagação meridional da convecção em escalas interdiurnas, tais como as frentes frias e as incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos, foram sugeridos por alguns autores (Oliveira e Nobre, 1986; Kousky, 1988; Machado e Duvel, 1998; Garreaud, 1999; Vera e Vigliarolo, 2000; e outros).

Com os objetivos de adquirir um amplo conhecimento a respeito da natureza da propagação meridional da convecção em escalas interdiurnas e da importância dos diferentes mecanismos físicos que agem na AS para a sua ocorrência, realizou-se no presente estudo uma extensa documentação da ocorrência da propagação meridional da convecção sobre a AS, com ênfase dada à variabilidade interdiurna da convecção. Este estudo teve como primeiro objetivo realizar a estatística da propagação meridional da convecção na AS, com o intuito de identificar os principais tipos de propagação meridional existentes, obter suas épocas e suas regiões preferenciais de ocorrência e investigar os principais padrões de variabilidade convectiva e de circulação atmosférica na AS associados às suas ocorrências. A descrição das características estruturais dos

principais sistemas convectivos que fazem parte da propagação meridional da convecção sobre a AS e a realização de um estudo para se conhecer melhor a influência dos mecanismos físicos atuantes na AS sobre a propagação meridional da convecção foram também, objetivos deste estudo.

Um resumo dos principais resultados que foram obtidos estudando a propagação meridional da convecção na AS é apresentado na Tabela 5.1. Para identificar os principais tipos de propagação meridional da convecção na AS, determinar suas regiões e épocas preferenciais de ocorrência e obter os principais padrões de variabilidade convectiva e de circulação atmosférica associados, realizou-se um estudo climatológico para o período de 1983 a 1993 utilizando campos de nuvem, campos de circulação atmosférica e ferramentas estatísticas. Três importantes tipos de propagação meridional da convecção foram identificados aplicando diagramas de Hovmoller aos campos de nuvem.

O primeiro tipo de propagação meridional da convecção identificado na AS (tipo 1) enfoca as frequentes penetrações de sistemas frontais provenientes dos subtrópicos ou latitudes médias que organizam a atividade convectiva nos trópicos e propagam-se meridionalmente para norte com a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas. A passagem de uma frente fria sobre o sudeste da AS que avança para norte com a convecção até o centro da AS, o sul do Nordeste da AS e a região Amazônica é o principal padrão espacial de variabilidade convectiva expresso pelas imagens médias e pelas análises por Componentes Principais Complexas aplicadas aos campos de nuvem para o tipo 1. Este tipo é mais frequente durante o verão e a primavera austral, e contribui para pelo menos 32 % e 37 % da variabilidade total interdiurna da convecção durante estas estações, respectivamente.

O segundo tipo de propagação meridional da convecção na AS (tipo 2) é caracterizado por uma organização da atividade convectiva nos trópicos aparentemente devido a sistemas frontais sobre os subtrópicos, e está associado com uma intensificação e uma aparente propagação meridional da convecção dos trópicos para os subtrópicos ou

latitudes médias. A passagem de uma frente fria sobre o sudeste da AS nos primeiros dias de ocorrência dos eventos acompanhada de uma banda de nebulosidade convectiva quasi-estacionária estendendo-se da região Amazônica até o Oceano Atlântico sul para períodos maiores que três dias é o principal padrão espacial de variabilidade encontrado para o tipo 2. O tipo 2 é associado com a formação da ZCAS, tal que os episódios da ZCAS correspondem à configuração sinótica do tipo 2 que permanece sobre a AS por mais de quatro dias. Este tipo tem a maior frequência de ocorrência durante o verão austral, e contribui para no mínimo 16 % da variabilidade total interdiurna da convecção nesta estação.

TABELA 5.1 - Principais Resultados Obtidos no Presente Estudo da Propagação Meridional da Convecção sobre a AS.

TÓPICO	PRINCIPAIS RESULTADOS
Climatologia da propagação meridional da convecção	<ul style="list-style-type: none"> - Três importantes tipos de propagação meridional da convecção na AS; - Regiões e épocas preferenciais de ocorrência dos tipos; - Padrões espacial e temporal da variabilidade convectiva associada aos tipos; - Forte impacto de cada tipo na variabilidade interdiurna da convecção; - Padrões de circulação atmosférica associados aos tipos.
Características estruturais dos sistemas convectivos associados à propagação meridional da convecção	<ul style="list-style-type: none"> - Forte impacto dos três tipos na organização da nebulosidade convectiva e no regime de precipitação da AS; - Diferenças estruturais entre os tipos durante a fase mais ativa dos sistemas convectivos; - Variações e diferenças estruturais entre os tipos no decorrer do ciclo de vida dos sistemas convectivos.
Estudo de casos de propagação meridional da convecção	<ul style="list-style-type: none"> - Evidência dos sistemas sinóticos no decorrer do ciclo de vida de cada caso; - Contribuição dos diferentes mecanismos físicos na AS para a ocorrência dos casos.

Os sistemas frontais que pouco interagem com a convecção tropical na AS e exibem propagação quasi-estacionária (com respeito à direção meridional) com a convecção sobre os subtropicais e/ou latitudes médias caracterizam o terceiro tipo de propagação meridional da convecção identificado sobre o continente (tipo 3). O tipo 3 é consideravelmente mais frequente durante o inverno austral e contribui para pelo menos 50 % da variabilidade total interdiurna da convecção sobre a AS durante esta estação.

As Transformadas de Ondaleta de Morlet aplicadas aos campos de nuvem mostraram ser uma ferramenta eficiente para a obtenção das principais escalas temporais da variabilidade convectiva na AS durante as ocorrências dos três tipos de propagação meridional da convecção estudados. Escalas de tempo interdiurnas dominaram a variabilidade convectiva associada com a ocorrência dos três tipos de propagação meridional da convecção sobre o cinturão subtropical da AS, seguidas dos modos intrasazonais de 22-28 e 30-50 dias. A convecção que se move para norte com as frentes frias nos trópicos (tipo 1) e a convecção que se intensifica para sul ao longo das frentes frias nos subtropicais (tipo 2) exibem escalas de tempo interdiurnas coerentes entre 5-7 dias sobre a região Amazônica, o centro e o cinturão subtropical da AS. Escalas de tempo entre 5-7 dias também foram identificadas para a convecção que é modulada por frentes frias quasi-estacionárias nos subtropicais (tipo 3).

Importantes características de circulação atmosférica na AS associadas com os três tipos de propagação meridional da convecção foram documentadas utilizando campos de circulação atmosférica. O avanço de um ciclone transiente nos baixos níveis do sudeste para o nordeste da AS mantido pela convergência de fluxos de umidade da região Amazônica e de ventos de sul das latitudes médias constitui o principal padrão de circulação observado durante o ciclo de vida do tipo 1. Este padrão evidencia a existência de uma frente fria que se propaga com a convecção da região Sudeste até o sul da região Nordeste da AS, bem como de uma incursão de ar frio na região Sudeste associada à frente fria que estimula e se desloca com a convecção sobre a região Central da AS e o sul da Amazônia. Um padrão relativamente similar foi observado durante o ciclo de vida do tipo 2, exceto pelo comportamento quasi-estacionário apresentado pelo

ciclone transiente nos baixos níveis sobre o sudeste da AS, que se intensifica e favorece a formação da ZCAS durante a maioria dos eventos do tipo 2. A existência de um anticiclone transiente quasi-estacionário nos baixos níveis sobre o centro da AS acompanhado por um ciclone transiente nos baixos níveis sobre o sudeste da AS e de fortes ventos de oeste possivelmente associados com o Jato Subtropical é o principal padrão durante o ciclo de vida do tipo 3, e representa o bloqueio da frente fria sobre o sudeste da AS. Um intenso vórtice ciclônico transiente nos altos níveis sobre o nordeste da AS que migra para oeste parece também contribuir para o padrão de circulação da tipo 3, o que sugere um possível papel dos VCANs no Nordeste do Brasil para as configurações de bloqueio que propiciam as ocorrências do tipo 3.

Na descrição das características estruturais dos principais sistemas convectivos que fazem parte da propagação meridional da convecção (Tabela 5.1), pôde-se verificar a importância deste fenômeno físico para a organização da nebulosidade convectiva e o regime de chuvas sobre a região continental da AS durante a sua estação úmida (primavera, verão e outono austral). Os sistemas convectivos que se formaram sobre as regiões preferenciais de ocorrência dos três principais tipos de propagação meridional da convecção na AS foram estudados utilizando propriedades de nuvem e precipitação derivadas das imagens de diferentes tipos de sensores a bordo de satélites ambientais nas faixas espectrais do visível, infravermelho termal e microondas, ferramentas estatísticas e um método de rastreamento de sistemas convectivos. O estudo foi feito para a estação úmida do período de 1998 a 2000. As distribuições estatísticas dos sistemas convectivos mostraram que a propagação meridional da convecção do tipo 1 tem forte impacto na atividade convectiva sobre quase toda a AS, enquanto a do tipo 2 e a do tipo 3 têm maior impacto na atividade convectiva sobre as regiões tropical e subtropical do continente, respectivamente. Estes três tipos modulam fortemente a nebulosidade convectiva, originando um grande número de sistemas convectivos de mesoescala, com raios efetivos de até 270 km (principalmente entre 90-150 km), dominância de durações intradiurnas (principalmente entre 3-6 h) e grandes porcentagens de cobertura de nuvens cirrostratus e de nuvens de convecção profunda com forte desenvolvimento vertical (temperatura mínima do topo entre 180-220 K)

durante a fase de maturação dos sistemas convectivos. Porcentagens de chuva estratiforme e convectiva significativas ($> 30\%$) sobre uma grande quantidade de sistemas convectivos acompanhadas de máximas taxas de precipitação convectiva (médias) entre 12-19 mm/h durante a fase de maturação confirmaram o impacto dos três tipos no regime de precipitação da AS durante a sua estação úmida.

Da análise comparativa entre as propriedades de nuvem e precipitação dos sistemas convectivos pertencentes à propagação meridional da convecção do tipo 1 e à do tipo 2 nos trópicos durante a fase de maturação, observou-se que ambos grupos de sistemas convectivos atingiam sua maior área convectiva durante o entardecer e o início da noite, consistente com o ciclo diurno da convecção profunda frequentemente observado sobre áreas continentais. Grandes porcentagens de cobertura de nuvens frias associadas à convecção foram verificadas nesses sistemas convectivos durante a maturação movendo-se predominantemente para nordeste (na mesma direção das frentes frias) e para noroeste (como perturbações convectivas nos trópicos) como parte dos eventos do tipo 1, e igualmente para sudeste, sul e sudoeste (como perturbações convectivas nos trópicos) como parte dos eventos do tipo 2. Estes resultados sugerem um importante papel das frentes frias e das incursões de ar frio das latitudes médias em mover-se com a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas e a importância da formação da ZCAS e da convecção profunda sobre a Amazônia em gerar propagação da convecção para sul nos trópicos. A convecção profunda na região Amazônica também exerce um importante papel em estimular a atividade convectiva no centro e no sudeste da AS durante a formação da ZCAS, possivelmente contribuindo para as maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda e de chuva e para as máximas taxas de precipitação convectiva (médias) ligeiramente maiores encontradas nos sistemas convectivos tropicais do tipo 2. A maior organização em grande escala de sistemas convectivos nos trópicos pela ZCAS tende a estabelecer sistemas convectivos com uma maior uniformidade de nuvens e episódios de convecção profunda, bem como sobre áreas maiores. Já as frentes frias que se movem com a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas interagem e estimulam mais diretamente a convecção profunda nos trópicos que as frentes frias quasi-estacionárias sobre os subtropicais, que

contribuem para manter o padrão da ZCAS na AS. Este comportamento aparentemente favoreceu a ocorrência dos episódios de convecção mais intensos observados nos sistemas convectivos tropicais do tipo 1, que exibiram maior desenvolvimento vertical de nuvens de convecção profunda, maiores porcentagens de chuva convectiva e os maiores máximos individuais das taxas de precipitação convectiva nos trópicos.

Ao comparar as propriedades de nuvem e precipitação dos sistemas convectivos nos subtropicais e latitudes médias pertencentes à propagação meridional da convecção do tipo 1 com as dos sistemas convectivos pertencentes à do tipo 3 sobre esta mesma região durante as suas fases de maturação, notou-se que ambos grupos de sistemas convectivos exibiam perda de um ciclo diurno, com suas maiores áreas convectivas sendo atingidas de forma distribuída no decorrer do dia. Este resultado foi aparentemente causado por uma atividade mais forte das frentes frias nos subtropicais, que acabou desencadeando atividade convectiva em diferentes horários do dia sobre aquela região. Porcentagens significativas de cobertura de nuvens frias frequentemente associadas com a convecção que se movem para nordeste foram encontradas nos sistemas convectivos do tipo 3 e principalmente do tipo 1, sugerindo a importância das frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas ou mesmo das frentes frias quasi-estacionárias em propagar a convecção profunda meridionalmente em direção aos trópicos. As frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas formaram sistemas convectivos contendo não apenas as maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda e de chuva, mas também nuvens de convecção profunda com maior desenvolvimento vertical, maiores porcentagens de chuva convectiva e os maiores máximos das taxas de precipitação convectiva (médios e individuais) nos subtropicais e latitudes médias (tipo 1). A maior frequência de ocorrência das incursões de ar frio das latitudes médias sobre o ar quente e úmido tropical da zona frontal geralmente observadas para as frentes frias que se movem em direção a latitudes tropicais mais baixas parece ser a principal fonte para os episódios de convecção profunda mais intensos e sobre áreas maiores observados para os seus respectivos sistemas convectivos nos subtropicais e latitudes médias.

Numa análise comparativa entre as propriedades de nuvem e precipitação dos sistemas convectivos nos trópicos e nos subtropicais/latitudes médias pertencentes à propagação meridional do tipo 1 durante a fase de maturação, pôde-se verificar que a convecção estimulada por frentes frias nos trópicos e nos subtropicais/latitudes médias exibem características completamente distintas. Os sistemas convectivos nos subtropicais/latitudes médias apresentaram raios efetivos maiores, durações mais longas e uma maior frequência de nuvens frias associadas com a convecção movendo-se para norte que os sistemas convectivos nos trópicos. Maiores porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda, maiores porcentagens de chuva e máximas taxas de precipitação convectiva (médias) superiores também foram exibidas pelos sistemas convectivos nos subtropicais/latitudes médias (a mesma diferença foi observada nos fatores de refletividade do radar). Estes resultados sugerem que as frentes frias penetrando a região subtropical da AS organizam a atividade convectiva com maior frequência, sobre áreas maiores e com uma maior uniformidade da nebulosidade convectiva nos subtropicais e latitudes médias, onde elas são geralmente intensificadas por processos baroclínicos. Entretanto, o maior desenvolvimento vertical das nuvens de convecção profunda, as maiores porcentagens de chuva convectiva e os maiores máximos individuais das taxas de precipitação convectiva foram identificados nos sistemas convectivos tropicais, que também exibiram máximas taxas de precipitação em níveis mais altos que os dos sistemas convectivos nos subtropicais/latitudes médias. Logo, os episódios de convecção mais intensa ocorrem quando as frentes frias interagem diretamente com a convecção na região tropical da AS, que é onde os fluxos de vapor d'água estendem-se sobre quase toda a atmosfera e favorecem mais acentuadamente os processos convectivos.

Acompanhando a evolução temporal das propriedades de nuvem e precipitação dos sistemas convectivos nos trópicos formados durante a ocorrência das propagações meridionais da convecção dos tipos 1 e 2 e dos sistemas convectivos nos subtropicais e latitudes médias formados durante a ocorrência das propagações meridionais da convecção dos tipos 1 e 3, observaram-se importantes variações dessas propriedades durante o ciclo de vida e algumas diferenças significativas entre os grupos de sistemas convectivos nas demais fases do ciclo de vida. Um desenvolvimento inicial mais intenso

das porcentagens de cobertura de nuvens de convecção profunda, das porcentagens de chuva e das porcentagens de chuva convectiva foi verificado para os sistemas convectivos nos trópicos, com valores predominantemente maiores ou comparáveis aos da fase de maturação (mais explosivos). Os sistemas convectivos nos subtrópicos/latitudes médias exibiram um decaimento mais lento da atividade convectiva (porcentagens de cobertura das nuvens de convecção profunda, porcentagens de chuva) durante o ciclo de vida, provavelmente pela maior atividade das frentes frias nos subtrópicos e latitudes médias. Os sistemas convectivos do tipo 2 revelaram-se mais explosivos e com um tempo de vida mais longo da atividade convectiva que os sistemas convectivos do tipo 1 nos trópicos. Todavia, os sistemas convectivos do tipo 1 exibiram um decaimento consideravelmente mais lento da convecção profunda (porcentagens de chuva convectiva) nos trópicos no decorrer do ciclo de vida. Estes resultados mostram que as frentes frias são fundamentais para estimular a convecção profunda por mais tempo nos trópicos, estabelecendo uma forte dinâmica de formação e decaimento de nuvens de convecção profunda com desenvolvimento vertical mais intenso provavelmente pela sua interação mais direta com a convecção profunda nos trópicos. A maior organização de grande escala dos sistemas convectivos pela ZCAS nos trópicos estabelece uma maior uniformidade na distribuição de nuvens de convecção profunda não apenas na maturação, conforme discutido anteriormente, mas também nas demais fases do ciclo de vida dos sistemas convectivos. Nos subtrópicos/latitudes médias, os sistemas convectivos do tipo 1 mostraram-se mais explosivos e com atividade convectiva bem mais duradoura que a dos sistemas convectivos do tipo 3, aparentemente devido à maior frequência das incursões de ar frio das latitudes médias sobre a massa de ar quente e úmido tropical da zona frontal correspondente ao tipo 1. Embora os sistemas convectivos do tipo 3 tenham exibido um decaimento mais lento da convecção profunda durante o ciclo de vida provavelmente devido a persistência das frentes frias quasi-estacionárias nos subtrópicos e latitudes médias, este resultado parece ter pouca relevância em virtude da queda abrupta na sua atividade convectiva no decorrer do ciclo de vida.

A realização do estudo de dois casos de propagação meridional da convecção na AS ocorridos no mês de Janeiro de 2003 permitiu adquirir um maior entendimento a respeito da importância de alguns mecanismos físicos para a ocorrência dos eventos tipos 1 e 2 sobre o continente (Tabela 5.1). Os padrões de circulação atmosférica observados na AS durante a ocorrência de um evento do tipo 1 foram relativamente equivalentes aos apresentados na climatologia da propagação meridional da convecção do tipo 1. A principal diferença esteve na evolução meridional do cavado em baixos níveis associado à frente fria durante o ciclo de vida do evento, que se moveu apenas até o sudeste e parte do centro da AS no estudo de caso. As presenças de um VCAN no nordeste da AS e do Jato Subtropical nas latitudes médias identificadas no decorrer do ciclo de vida do evento do tipo 1 no estudo de caso (não observadas na climatologia) parecem ter contribuído para o fraco avanço meridional do cavado em baixos níveis em direção ao nordeste da AS para este caso em particular, conforme já foi observado no presente estudo durante as ocorrências do tipo 3 e na literatura (Kousky e Gan, 1981). Este efeito aparentemente fez com que a frente fria estimulasse e propagasse menos convecção meridionalmente até o centro e o sul da Amazônia, e esta organização da atividade convectiva fosse desligada da parte leste da AS durante o evento do tipo 1.

Analisando a importância dos termos da equação da vorticidade em coordenadas isentrópicas durante a ocorrência do evento do tipo 1 no estudo de caso, notou-se que o termo de advecção foi dominante sobre a região de entrada da frente fria na AS (sul e parte do sudeste da AS), com magnitude da ordem de 10^{-9} . A dominância deste termo naquela região foi consequência da forte advecção de vorticidade anticiclônica nos altos níveis sobre o sudoeste da AS, que aprofundou um anticiclone em baixos níveis associado à frente fria a leste sobre o sul da AS, tornou o movimento da frente fria acelerado e intensificou a incursão de ar frio das latitudes médias nos trópicos durante o evento do tipo 1. O termo de advecção também foi verificado por Garreaud e Wallace (1998) como sendo de grande importância para a ocorrência das incursões de ar frio das latitudes médias nos trópicos sobre a AS. A dominância do termo de advecção adicionada à componente ageostrófica da frente fria e ao efeito de desorganização deste sistema sinótico pela Cordilheira dos Andes contribuem para deslocar o cavado em

baixos níveis associado à frente fria mais rapidamente em direção aos trópicos e a propagar a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas. O termo tilting foi dominante no sudeste, no centro e no norte da AS, onde a frente fria propaga a convecção em direção a latitudes tropicais mais baixas, exibindo magnitude da ordem de 10^{-10} . Este termo, que depende do cisalhamento vertical do vento horizontal (baroclinia) e do gradiente horizontal da velocidade vertical (movimento vertical), caracteriza a presença da zona frontal e da sua interação com a convecção sobre a região tropical da AS produzindo uma diversidade de sistemas convectivos.

No estudo de caso realizado para a ocorrência de um evento do tipo 2, os padrões de circulação atmosférica na AS apresentaram forte consistência com respeito aos descritos na climatologia construída para a propagação meridional da convecção do tipo 2. Este resultado enfatiza a importância de todos os mecanismos físicos envolvidos na ocorrência dos eventos do tipo 2 que foram observados no estudo climatológico da propagação meridional da convecção do tipo 2 e no presente estudo caso. Um outro mecanismo importante durante a ocorrência dos eventos do tipo 2 e que pôde ser mais facilmente observado e comprovado no estudo de caso foi a ocorrência de um episódio de ciclogênese do tipo B após o dia central do evento. A ocorrência da ciclogênese revela que a formação de ciclones é a principal responsável pelo intenso desenvolvimento da atividade convectiva no sudeste da AS que ocorre a partir do dia central dos eventos do tipo 2. Analisando-se os termos da equação da vorticidade em coordenadas isentrópicas, notou-se que o termo de advecção foi dominante sobre quase toda a AS, com magnitude da ordem de 10^{-9} . A advecção de vorticidade ciclônica por um cavado de onda curta em 200 hPa no sul da AS contribuiu significativamente para este resultado, evidenciando a importância dos fluxos meridionais das latitudes médias (ar frio) e dos trópicos (ar quente e úmido da Amazônia) para a formação sinótica da ZCAS e da ciclogênese sobre a AS durante o evento do tipo 2, além de uma aparente propagação meridional da convecção da região Amazônica até o centro ou o sudeste da AS. O termo tilting, com magnitude da ordem de 10^{-11} , é de importância secundária sobre a região da ZCAS. Contudo, a contribuição deste termo também é um indicativo

da interação dos processos baroclínicos com a convecção tropical que ocorrem durante a formação sinótica da ZCAS e da ciclogênese.

Um estudo de modelagem numérica investigando o efeito dos mecanismos físicos mencionados durante a ocorrência de cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção estudados durante suas épocas preferenciais e não preferenciais de ocorrência seria um tópico importante a ser abordado no futuro. A maior vantagem deste estudo seria a possibilidade de se acompanhar, com alta resolução temporal, a evolução de cada mecanismo físico durante a ocorrência dos eventos, bem como realizar importantes variações da intensidade destes mecanismos durante o início dos eventos.

Outro efeito que também deve ser investigado é o impacto dos diferentes tipos de penetração de frentes frias na AS sobre a ocorrência dos eventos do tipo 2. No presente estudo observou-se que a ocorrência de eventos do tipo 2 estava condicionada à existência de frentes frias que estimulavam a convecção na Amazônia durante o início dos eventos e contribuíam para a manutenção do padrão da ZCAS sobre a AS. Contudo, observou-se para inúmeros eventos do tipo 2 que a penetração de uma nova frente fria na região subtropical da AS também oferecia uma importante contribuição para a manutenção do padrão da ZCAS durante o final dos eventos do tipo 2. Uma estatística para a ocorrência de inúmeros eventos de propagação meridional da convecção (similar à do Capítulo 2) pertencentes ao tipo 2 que seja realizada separadamente para ambos padrões sinóticos na AS seria um primeiro procedimento importante para a realização de tal estudo.

Ressalta-se ainda a importância de se conhecer as principais características estruturais da propagação meridional da convecção na AS durante a sua estação seca (inverno austral). Embora a atividade convectiva sobre a AS seja consideravelmente reduzida nesta estação do ano, um estudo comparativo entre as principais propriedades dos sistemas convectivos iniciados pelas frentes frias quasi-estacionárias (tipo 3), que contribuem consideravelmente para a variabilidade convectiva interdiurna durante esta

estação, e as frentes frias que avançam em direção a latitudes tropicais mais baixas (tipo 1), seria o principal ponto a ser explorado. Um conhecimento a respeito das principais propriedades dos sistemas convectivos formados durante as poucas ocorrências do tipo 2 identificadas nesta estação, que não é época da ZCAS, também seria valioso. Para a estação úmida, destaca-se a importância de se conhecer as propriedades dos sistemas convectivos formados durante as ocorrências do tipo 2 nos subtropicais, que é uma região de intensa atividade da ZCAS na AS. Uma descrição mais específica dos sistemas convectivos formados na região tropical da AS durante as ocorrências do tipo 1 também seria um outro estudo importante, pois permitiria avaliar separadamente o impacto das frentes frias que se deslocam do sudeste para o nordeste da AS e das incursões de ar frio das latitudes médias até o centro da AS e sul da Amazônia na organização da nebulosidade convectiva e no regime de chuvas da região tropical da AS. Neste caso, uma decomposição dos sistemas convectivos tropicais quanto ao seu principal mecanismo físico gerador (frentes frias e incursões de ar frio) seria a forma mais adequada de realizar tal estudo.

Em virtude de a propagação meridional da convecção não ser uma característica exclusiva da AS, também seria motivante estender o presente estudo às inúmeras regiões do globo terrestre em que se tenham evidências da ocorrência deste fenômeno físico e da sua influência na atividade convectiva. Tal estudo seria relevante não apenas para o entendimento da ação do fenômeno físico sobre a atividade convectiva nas regiões continentais, mas também sobre as regiões oceânicas do planeta.

Como os três tipos de propagação meridional da convecção na AS que foram extensivamente descritos no presente estudo são os de maior frequência ao longo do ano, contribuem consideravelmente para a variabilidade total interdiurna da atividade convectiva e influem fortemente no regime de precipitação de diversas regiões do continente, espera-se que os resultados apresentados (sejam em caráter sinótico ou mesoescala) possam contribuir direta ou indiretamente para a realização de trabalhos com este enfoque ou mesmo para o aperfeiçoamento dos modelos de previsão de tempo e clima que são utilizados nos diversos centros de previsão da AS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anagnostou, E.N.; Kummerow, C. Stratiform and convective classification of rainfall using SSM/I 85-GHz brightness temperature observations. **Journal of Atmospheric Oceanic Technology**, v.14, n.3, p.570-575. 1997.
- Awaka, J.; Iguchi, T.; Okamoto, K. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. In: URSI Commission F Open Symposium, 8., 1998, Aveiro. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.143-146. 1 CD-ROM.
- Bellerby, T.; Todd, M.; Kniveton, D.; Kidd, C. Rainfall estimation from a combination of TRMM precipitation radar and GOES multispectral satellite imagery through the use of an artificial neural. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, n.12, p.2115-2128. 2000.
- Berbery, E.H.; Rasmusson, E.M. Mississippi moisture budgets on regional scales. **Monthly Weather Review**, v.127, n.11, p.2654-2673. 1999.
- Berbery, E. H.; Collini, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v.128, n.5, p.1328-1345. 2000.
- Bjerkness, J. A possible response of atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v.18, n.4, p.820-&. 1966.
- Bluestein, H.B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. New York: Oxford University Press, 1992. 431p.
- Burpee, R.W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.29, n.1, p.77-90. 1972.

- Burpee, R.W. Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.31, n.6, p.1556-1570. 1974.
- Calbete, N.O.; Gan, M.; Satyamurti, P. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997. Disponível em:
<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/dock.html>>. Acesso em 03.
- Carlson, T.N. Some remarks on African disturbance and their progress over the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v.97, n.10, p.716-726. 1969.
- Carvalho, L.M.V.; Jones, C. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). **Journal of Applied Meteorology**, v.40, n.10, p.1683-1701. 2001.
- Casarin, D.P.; Kousky, V.E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, n.2, p.83-90. 1986.
- Cavalcanti, I.F.A. Episódios El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997. Disponível em:
<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/nino.html>>. Acesso em 03.
- Cavalcanti, I.F.A.; Melo, A.B.C.; Castro, C. **Climanálise: Boletim de monitoramento e análise climática**. São José dos Campos: INPE, 1988 - Mensal.
- Cavalcanti, I.F.A.; Melo, A.B.C.; Castro, C. **Climanálise: Boletim de monitoramento e análise climática**. São José dos Campos: INPE, 1991 - Mensal.

- Chapa, S.R.; Rao, V.B.; Prasad, G.S.S.D. Application of Wavelet Transform to Meteosat-derived cold cloud index data over South America. **Monthly Weather Review**, v.126, n.9, p.2466-2481. 1998.
- Chui, C.K. **An introduction to Wavelets**. New York: Academic Press, 1992. 226p.
- Diedhiou, A.; Janicot, S.; Viltard, A; Felice, P.; Laurent, H. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. **Climate Dynamics**, v.15, n.11, p.795-822. 1999.
- Duchon, C.E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, n.8, p.1016-1022. 1979.
- Duvel, J.P. Convection over tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves. **Monthly Weather Review**, v.118, n.9, p.1855-1868. 1990.
- Ferreira, N.J.; Lacava, C.I.V.; Sobral, Z.R. A climatological study of convective cloudbands in northeastern Brazil. **Australian Meteorological Magazine**, v.50, n.2, p.105-113. 2001.
- Figueroa, S.N.; Satyamurti, P.; Silva Dias, P.L. Simulation of the summer circulation over the SA region with an Eta coordinate model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.52, n.10, p.1573-1584. 1995.
- Fortune, M.A.; Kousky, V.E. Two severe freezes in Brazil: Precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v.111, n.1, p.181-196. 1983.

- Fu, Y.F.; Liu, G.S. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. **Journal of Applied Meteorology**, v.40, n.12, p.2130-2143. 2001.
- Fuentes, M.V. Bloqueios. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997.
Disponível em:
<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/bloqueio.html>>. Acesso em 03.
- Gadgil, S.; Srinivasan, J. Low frequency variations of tropical convergence zones. **Meteorological Atmospheric Physics**, v.44, n.1-4, p.119-132. 1990.
- Gan, M.A.; Kousky, V.E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, n.1, p.19-28. 1986.
- Gan, M.A.; Rao, V.B. The influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. **Monthly Weather Review**, v.122, n.6, p.1141-1157. 1994.
- Gandu, A.W.; Geisler, J. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.48, n.16, p.1822-1836. 1991.
- Garreaud, R. D.; Wallace, J.M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v.125, n.12, p.3157-3171. 1997.
- Garreaud, R. D.; Wallace, J.M. Summertime incursions of mid-latitude air into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, v.126, n.10, p.2713-2733. 1998.
- Garreaud, R.D. Cold air incursions over subtropical and Tropical South America: A numerical case study. **Monthly Weather Review**, v.127, n.12, p.2823-2853. 1999.

- Goulet, L.; Duvel, J.P. A new approach to detect and characterize intermittent atmospheric oscillations: application to the Intraseasonal Oscillation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.57, n.15, p.2397-2416. 2000.
- Greco, M.; Anagnostou, E. Overland precipitation from TRMM passive microwave observations. **Journal of Applied Meteorology**, v.40, n.8, p.1367-1380. 2001.
- Grimm, A.M.; Barros, V.R.; Doyle, M.E. Climate variability in southern South America associated with El Nino and La Nina events. **Journal of Climate**, v.13, n.1, p.35-58. 2000.
- Gusmão, A.M. Alta da Bolívia. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997. Disponível em:
<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/17.html>>. Acesso em 03.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.103,n.435, p.77-92. 1977.
- Hastenrath, S. **Climate dynamics of the tropics**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1991. 488p.
- Hastenrath, S. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.4, p.4267-4274. 1997.
- Hong, Y.; Kummerow, C.D.; Olson, W.S. Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.38, n. 8, p.1195-1212. 1999.

- Horel, J.D.; Hahmann, A.N.; Geisler, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n.11, p.1388-1403. 1989.
- Houghton, D.D. **Handbook of applied meteorology**. Wisconsin: John Wiley and Sons, 1985. 1461p.
- Houze, R.A. Structure and dynamics of a tropical squall-line system. **Monthly Weather Review**, v.105, n.12, p.1540-1567. 1977.
- Houze, R.A. **Cloud dynamics**. New York: Academic Press, 1993. 573p.
- Iguchi, T.; Kozu, T.; Meneghini, R.; Awaka, J.; Okamoto, K. Rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar data. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, n.12, p.2038-2052. 2000.
- Jones, C.; Carvalho, L.M.V. Active and break phases in the south American Monsoon system. **Journal of Climate**, v.15, n.8, p.905-914. 2002.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R. The NCEP/NCAR 40 - year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.77, n.3, p.437-471. 1996.
- Kayano, M. T. Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.83, n.3-4, p.263-276. 2003.
- Kidson, J.W. Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**. v.103, n.3, p.187-196. 1975.

- Kodama, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v.70, n.4, p.813-836. 1992.
- Kousky, V.E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, n.9, p.1140-1153. 1979.
- Kousky, V.E.; Ferreira, N.J. Interdiurnal surface pressure variation in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, v.109, n.9, p.1999-2008. 1981.
- Kousky, V.E.; Gan, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.33, n.6, p.538-551. 1981.
- Kousky, V.E.; Cavalcanti, I.F.A. Eventos Oscilação do Sul - El Nino: Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v.36, n.11, p.1889-1899. 1984.
- Kousky, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, n.1, p.217-231. 1988.
- Kummerow, C.; Barnes, W.; Kozu, T.; Shiue, J.; Simpson, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.15, n.3, p.809-817. 1998.
- Lenters, J.D.; Cook, K.H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.54, n.5, p.656-677. 1997.

- Liebmann, B.; Kiladis, G.N.; Marengo, J.A.; Ambrizzi, T.; Glick, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.12, n.7, p.1877-1891. 1999.
- Lima, L.C.E.; Satyamurti, P. Um estudo observacional da formação e trajetórias de anticiclones extratropicais na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., 1992, São Paulo. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.706-710. 1 CD-ROM.
- Machado, L.A.T.; Rossow, W.B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v.121, n.12, p.3234-3260. 1993.
- Machado, L.A.T.; Guedes, R.L.; Alves, M.A.S. Características estruturais de sistemas convectivos e forçantes da convecção na América do Sul observados por satélites. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/12.html>>. Acesso em 03.
- Machado, L.A.T.; Duvel, J.P. Propagação meridional da convecção na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10., 1998, Brasília. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.1-5. 1 CD-ROM.
- Machado, L.A.T.; Rossow, W.B.; Guedes, R.L.; Walker, A.W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v.126, n.6, p.1630-1654. 1998.
- Madden, R.A.; Julian, P.R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.28, n.5, p.702-708. 1971.
- Madden, R.A.; Julian, P.R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation - a review. **Monthly Weather Review**, v.122, n.5, p.814-837. 1994.

- Maddox, R.A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v.111, n.7, p.1475-1493. 1983.
- Marengo, J.A.; Nobre, C.A.; Culf, A.D. Climatic impacts of "friagens" in forested and deforested areas of the Amazon basin. **Journal of Applied Meteorology**, v.36, n.11, p.1553-1566. 1997.
- Marques, R.F.C.; Rao, V.B. Bloqueio Atmosférico no Hemisfério Sul durante o período de 1980 a 1993. **Climanálise Especial**. São José dos Campos: INPE, 1997.
Disponível em:
<<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/bloqueio.html>>. Acesso em 03.
- Marques, R.F.C.; Rao, V.B. A comparison of atmospheric blockings over the southeast and southwest Pacific ocean. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v.79, n.4, p.863-874. 2001.
- Meisner, B.N.; Arkin, P.A. Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. **Monthly Weather Review**, v.155, n.9, p.2009-2032. 1987.
- Morales, C.; Machado, L.A.T.; Laurent, H. Preliminary results of 3D rainfall structure characteristics of the MCS observed in the Amazon during the LBA field campaign. **Monthly Weather Review**. 2003. (submetido).
- Oliveira, A.S.; Nobre, C.A. Interaction between frontal systems in South America and tropical convection over the Amazon. In: International Conference on Southern Hemisphere, 3., 1986, Wellington. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.56-59. 1 CD-ROM.

- Paegle, J.N.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, n.2, p.279-291. 1997.
- Paegle, J.N.; Byerle, L.A.; Mo, K.C. Intraseasonal modulation of South America summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v.128, n.3, p.837-851. 2000.
- Peixoto, J.; Oort, A. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics, 1995. 520p.
- Ramirez, M.C.V.; Kayano, M.T.; Ferreira, N.J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmospheres**, v.12, n.2, p.75-88. 1999.
- Rao, V.B.; Bonatti, J.P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.37, n.1, p.11-16. 1987.
- Rao, V.B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillations. **Theory of Applied Climatology**, v. 42, n.2, p.81-91. 1990.
- Richman, M.B. Rotation of Principal Components. **Journal of Climatology**, v.6, n.3, p.293-335. 1986.
- Rossow, W.B.; Brest, C.L.; Roiter, M.D. **International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) new radiance calibrations**. New York: NASA, 1996. 78p.
- Rossow, W.B.; Schiffer, R.A. Advances in understanding clouds from ISCCP. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.80, n.11, p.2261-2287. 1999.

- Sanches, M.B. **Análise sinótica da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. 2002. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002.
- Satyamurti, P; Mattos, L.F. Climatologically lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v.117, n.6, p.1355-1364. 1989.
- Schiffer, R.A.; Rossow, W.B. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) - The first project of the World Climate Program Research. **Bulletim of American Meteorological Society**, v.64, n.7, p.779-784. 1983.
- Silva Dias, P.L.; Bonatti, J.P. A preliminary study of observed vertical mode structure of the summer over tropical South America. **Tellus**, v.37A, n.2 p.185-195. 1985.
- Silva Dias, P.L.; Bonatti, J.P.; Kousky, V. Diurnally forced tropical a tropospheric circulation over South America. **Monthly Weather Review**, v.115, n.8, p.1465-1478. 1987.
- Silva Dias, P.L. As anomalias globais observadas em fevereiro e a previsão de médio a longo prazo. **Climanálise**, v.3, n.2, p.32-33. 1988.
- Silvestre, E. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. 1996. 149p. (INPE-6347-TDI/598). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1996.
- Sikka, D.R.; Gadgil, S. On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest Monsoon. **Monthly Weather Review**, v.108, n.11, p.1840-1853. 1980.

- Siqueira, J.R.; Machado, L.A.T. Variações interanuais das trajetórias das perturbações sinóticas na América do Sul e áreas adjacentes. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p.1036-1043. 1 CD-ROM.
- Srinivasan, J.; Smith, G.L. Meridional migration of tropical convergence zone. **Journal of Applied Meteorology**, v.35, n.8, p.1189-1202. 1996.
- Steiner, M.; Houze, R.A.; Yuter, S.E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operation radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v.34, n.9, p.1978-2005. 1995.
- Tollerud, E.I.; Esbensen, S.K. A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part I: Kinematic fields. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.42, n.8, p.823-837. 1985.
- Torrence, C.; Compo, G.P. A practical guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.1, p.61-78. 1998.
- Trenberth, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.12, p.2771-2777. 1997.
- Velasco, I.; Fritsch, J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v.92, n.8, p.9591-9613. 1987.
- Vera, C.S.; Vigliarolo, P.K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. **Monthly Weather Review**, v.128, n.1, p.3-24. 2000.
- Virji, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v.109, n.3, p.596-610. 1981.

- Vitorino, M.I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas**. 2002. 344p. (INPE-9822-TDI/865). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002.
- Walker, G.T.; Bliss, E.W. World Weather V. **Memorial Roy Meteorological Society**, v.4, p.53-84. 1932.
- Wang, B.; Rui, H. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. **Meteorological Atmospheric Physics**, v.44, n.1-4, p.43-61. 1990.
- Wang, M.Y.; Paegle, J.N. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.101, n.3, p.7291-7303. 1996.
- Weickmann, K. M.; Lussky, G.R.; Kutzbach, J.E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing long wave radiation and 250 mb stream function during northern winter. **Monthly Weather Review**, v.113, n.6, p.941-961. 1985.

APÊNDICE A

INTERPOLAÇÃO DAS IMAGENS DO ISCCP

A interpolação das porcentagens de cobertura de nuvem do ISCCP para a obtenção de séries temporais contínuas desses campos foi feita de acordo com a existência do número de *campos consecutivos não disponíveis* (GAPS) de uma observação (imagem) para a outra posterior. Foram estabelecidos 3 critérios para a interpolação dos dados. Primeiramente, para o caso de 1 a 3 GAPS consecutivos foi feita uma média aritmética ponderada entre os campos das observações imediatamente anterior e posterior às que foram identificados GAPS, para a obtenção de cada campo não disponível. As Equações A.1 a A.3 fornecem as expressões dos campos interpolados de uma *i*-ésima observação para a existência de 1, 2 e 3 GAPS consecutivos nas observações, respectivamente. Para um número de GAPS consecutivos variando entre 4 e 16, foi utilizada uma combinação linear das médias climatológicas sazonais para os horários não disponíveis com os campos das observações imediatamente anterior e posterior às das não disponíveis (Equação A.4). Finalmente, para um número de GAPS consecutivos acima de 16, a interpolação das séries temporais não é realizada e o período escolhido não é utilizado para a análise (não foi o caso no presente estudo).

(A.1)

$$P(i) = \frac{P(i+2) - P(i-1)}{3} + P(i-1)$$

e

(A.2)

$$P(i+1) = \frac{P(i+2) - P(i-1)}{3} + P(i)$$

$$P(i) = \frac{P(i+3) - P(i-1)}{4} + P(i-1),$$

$$P(i+1) = \frac{P(i+3) - P(i-1)}{4} + P(i) \quad (\text{A.3})$$

e

$$P(i+2) = \frac{P(i+3) - P(i-1)}{4} + P(i+1)$$

$$P(i) = 0,8(P(i-1) + (PM(i) - PM(i-1))) + 0,2.PM(i) \quad (\text{A.4})$$

$P(i)$ é o campo no instante i , e $PM(i)$ é a média climatológica sazonal do campo no instante i .

APÊNDICE B

MÉTODO DE IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS DE PROPAGAÇÃO MERIDIONAL DA CONVECÇÃO

A identificação dos eventos correspondentes a cada um dos três tipos de propagação meridional da convecção estudados sobre a AS foi feita empregando um método objetivo. Neste método, utilizam-se séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias das imagens C1 do ISCCP para quatro latitudes individuais do diagrama de Hovmoller dentro da janela longitudinal entre $48,75^{\circ}$ W e $58,75^{\circ}$ W (médias zonais), para cada 3 horas: $6,25^{\circ}$ S, $16,25^{\circ}$ S, $26,25^{\circ}$ S e $36,25^{\circ}$ S. As principais etapas do método são dadas como segue:

- 1) Identificação dos tempos de ocorrência de todos os máximos locais das porcentagens de cobertura de nuvens frias para cada uma das quatro latitudes individuais do diagrama de Hovmoller;
- 2) Cálculo das diferenças entre os tempos de ocorrência dos máximos locais das porcentagens de cobertura de nuvens frias para cada uma das três bandas latitudinais do diagrama de Hovmoller com largura de 10° : $6,25^{\circ}$ S a $16,25^{\circ}$ S, $16,25^{\circ}$ S a $26,25^{\circ}$ S, e $26,25^{\circ}$ S a $36,25^{\circ}$ S. As diferenças de tempo para cada banda latitudinal foram obtidas subtraindo cada um dos tempos de ocorrência dos máximos locais das porcentagens de cobertura de nuvens frias identificados para a latitude inferior da banda por cada tempo de ocorrência identificado para a latitude superior da banda ($36,25^{\circ}$ S por $26,25^{\circ}$ S, $26,25^{\circ}$ S por $16,25^{\circ}$ S, e $16,25^{\circ}$ S por $6,25^{\circ}$ S);
- 3) Avaliação de todas as diferenças de tempo estimadas para cada banda latitudinal, considerando somente três tipos de resultado, conforme segue. Para diferenças de tempo entre 0,5 e 2 dias, uma propagação da convecção para norte associada com a penetração de um sistema frontal sobre a AS é caracterizada dentro da banda latitudinal (tipo 1). Os valores extremos estabelecidos para as diferenças

de tempo correspondem às magnitudes da velocidade meridional de aproximadamente 20 m/s e 6 m/s, e foram definidos calculando a velocidade meridional de propagação das nuvens frias para alguns eventos nos diagramas de Hovmoller. A velocidade meridional média dos sistemas sinóticos de cerca de 10 m/s dada por Houghton (1985) é intermediária aos valores fixados. Para diferenças de tempo entre -2 dias e -0,5 dias, uma intensificação e aparente propagação da convecção para sul sobre a AS é evidenciada na banda latitudinal (tipo 2). Para diferenças de tempo entre -0,5 dias e +0,5 dias, a banda latitudinal é caracterizada pela propagação quasi-estacionária (com respeito à direção meridional) da convecção associada a um sistema frontal quasi-estacionário movendo-se para leste e concentrado entre os extremos da banda latitudinal (tipo 3). Este último resultado foi considerado somente para a banda latitudinal situada nos subtropicais e em latitudes médias ($26,25^{\circ}$ S a $36,25^{\circ}$ S), em que os sistemas frontais quasi-estacionários exibem uma maior frequência de ocorrência na AS (Oliveira e Nobre, 1986);

- 4) Avaliação das diferenças de tempo sobre a banda latitudinal completa do diagrama de Hovmoller ($6,25^{\circ}$ S a $36,25^{\circ}$ S), e classificação final dos eventos de propagação meridional da convecção. Nesta etapa, os instantes e bandas latitudinais em que foi identificada propagação da convecção para norte ou para sul ao longo do tempo foram agrupados, e os eventos foram classificados como sendo do tipo 1 ou do tipo 2, respectivamente. Para os instantes em que nenhuma propagação da convecção para norte e para sul foram identificados na banda latitudinal de $26,25^{\circ}$ S a $36,25^{\circ}$ S mas máximos locais de nebulosidade estiveram presentes, os eventos foram classificados como sendo do tipo 3;
- 5) Construção do ciclo de vida de cada evento de propagação meridional da convecção. O instante inicial (final) de ocorrência de cada evento do tipo 1 e do tipo 2 corresponde ao instante de máxima porcentagem de cobertura de nuvens frias na latitude individual inicial (final) de ocorrência de cada evento. Para os eventos do tipo 3, o instante inicial (final) de ocorrência corresponde ao tempo

do primeiro (último) máximo local das porcentagens de cobertura de nuvens frias identificado sobre a banda latitudinal de 26,25° S a 36,25° S durante as suas ocorrências. O dia central de ocorrência de cada evento pertencente a cada um dos três tipos foi determinado pela média aritmética dos dias inicial e final.

É importante salientar que a definição utilizada para classificar os eventos dos tipos 1 e 2 considera somente os sistemas frontais que se propagam com velocidades meridionais entre 6 m/s e 20 m/s. Além disto, como a classificação foi feita utilizando diferenças de tempos correspondentes aos máximos de nebulosidade e considera somente os tempos dentro de uma janela longitudinal de 10°, as fases inicial e final do ciclo de vida dos eventos correspondentes aos três tipos não são necessariamente consideradas, e os seus verdadeiros tempos de duração do ciclo de vida podem ser mais longos que os estimados pelo método. Devido ao critério usado para identificar a propagação quasi-estacionária da convecção ser limitado à banda latitudinal entre 26,25° S e 36,25° S, o número de eventos do tipo 3 tende a ser bastante reduzido.

APENDICE C

ANÁLISE POR COMPONENTES PRINCIPAIS

A aplicação de Componentes Principais nas séries temporais de campos geofísicos tem como principal vantagem a decomposição da variância total das séries em um conjunto de variâncias correspondendo a diferentes escalas temporais de oscilação produzidas por esses campos. A análise por Componentes Principais consiste basicamente em transformar o conjunto original de dados em um novo conjunto de variáveis não correlacionadas, e que são combinações lineares dos dados originais e derivadas em ordem decrescente de importância. As Componentes Principais podem ser classificadas em 3 tipos: Componentes Principais Sem Rotação (ou simplesmente Componentes Principais), Componentes Principais Rotacionadas e Componentes Principais Complexas.

C.1 Componentes Principais

Seja $f(x,t)$ um campo geofísico definido para M posições representadas por x , e N observações representadas pelo tempo t , com $1 < x < M$ e $1 < t < N$. Pode-se definir uma matriz de dados, F , com dimensões $M \times N$, tal que cada coluna da matriz represente uma mesma observação do campo f para diversas estações, e cada linha represente a série temporal do campo geofísico para uma mesma estação. A matriz F pode ser expressa por (Peixoto e Oort, 1995):

$$F = \begin{bmatrix} f_{11} & f_{12} & \dots & f_{1N} \\ f_{21} & f_{22} & \dots & f_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ f_{M1} & f_{M2} & \dots & f_{MN} \end{bmatrix}. \quad (C.1)$$

A análise por Componentes Principais consiste em determinar uma base ortogonal de M vetores no espaço $(\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \dots, \mathbf{e}_M)$ com M dimensões, tal que cada vetor melhor

represente os dados originais. Em termos matemáticos, isto equivale a maximizar a expressão

$$\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [\mathbf{f}_n \cdot \mathbf{e}_m]^2, \quad (\text{C.2})$$

para $m = 1, 2, \dots, M$, sujeita às condições de normalização e ortogonalidade dadas por $\mathbf{e}_m^T \mathbf{e}_m = 1$ e $\mathbf{e}_m^T \mathbf{e}_j = 0$, respectivamente, para todo $j \neq m$.

Na forma matricial, a Equação C.2 pode ser escrita em termos de uma matriz de covariância \mathbf{R} com dimensões $M \times M$. Isto resulta na expressão

$$\mathbf{e}_m^T \mathbf{R} \mathbf{e}_m, \quad (\text{C.3})$$

onde

$$\mathbf{R} = \frac{1}{N} \mathbf{F} \cdot \mathbf{F}^T. \quad (\text{C.4})$$

A maximização da Equação C.3 sujeita às condições acima constitui um problema de valor característico ou de autovalor, obtendo-se equações da forma

$$\mathbf{R} \mathbf{e}_m = \lambda_m \mathbf{e}_m \quad \text{ou} \quad (\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{e}_m = 0, \quad (\text{C.5})$$

onde λ_m é o m -ésimo autovalor e \mathbf{I} é a matriz identidade de ordem M . A Equação C.5 leva a um sistema homogêneo de M equações lineares com M desconhecidas. Este sistema homogêneo possuirá soluções não triviais se e somente se

$$|\mathbf{R} - \lambda \mathbf{I}| = 0. \quad (\text{C.6})$$

Como o determinante da Equação C.6 é de grau M e a matriz de covariância é simétrica, ter-se-ão M soluções reais e positivas para os autovalores λ , e conseqüentemente M autovetores \mathbf{e}_m com M dimensões obtidos pela equação C.5 e as condições de ortogonalidade e normalização. A porcentagem da variância total da série de dados explicada pelo m-ésimo autovalor (autovetor) é dada por

$$P_v = \frac{\lambda_m}{\sum_{i=1}^M \lambda_i} \times 100, \quad (\text{C.7})$$

sendo que a somatória de todos os autovalores é igual a ao traço da matriz \mathbf{R} .

Definem-se ainda os coeficientes de expansão temporal, que representam o peso de cada autovetor ou Componente Principal na representação do campo \mathbf{f}_n . Os coeficientes são os elementos de uma matriz C de dimensões M x N, tal que

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}^T \mathbf{F}, \quad (\text{C.8})$$

e \mathbf{E}^T é a transposta da matriz dos autovetores \mathbf{E} com dimensões M x M. Finalmente, tem-se que a série real do campo f recuperado utilizando as Componentes Principais e os coeficientes de expansão temporal é dada por

$$\mathbf{F} = \mathbf{E} \mathbf{C} \quad (\text{C.9})$$

C.2 Componentes Principais Rotacionadas

As Componentes Principais Rotacionadas são os autovetores obtidos pela rotação, no espaço de fase, dos autovetores que constituem as Componentes Principais (descritas no item anterior). A grande vantagem deste tipo de ferramenta na Meteorologia é que ela possibilita uma melhor interpretação física aos fenômenos que estão sendo observados que as Componentes Principais obtidas sem rotação, pois reduz a dependência da

representação das Componentes Principais com a estrutura do domínio em estudo e destaca os padrões de variabilidade mais significativos dos campos estudados. As rotações podem ser de dois tipos: ortogonal e oblíqua (Richman, 1986). Como exemplos de rotações ortogonais, que consistem numa base de autovetores ortogonais, têm-se as rotações Procrustes, Ortomax, Varimax, Quartimax, Equimax, e outras. Já as rotações oblíquas, que consistem numa base de autovetores oblíquos, tem-se as de Harris-Kaiser, a Procrustes Oblíqua, a Promax.e outras.

A Varimax é o tipo de rotação ortogonal mais preciso e recentemente utilizado pela comunidade científica para descrever padrões de variabilidade de diversos campos geofísicos. Os autovetores rotacionados pelo critério Varimax são dados pela transformação

$$\mathbf{B} = \mathbf{A} \mathbf{T}^{-1} \quad (\text{C.10})$$

onde \mathbf{B} é a matriz de autovetores rotacionados com dimensão $M \times R$, R é o número de autovetores selecionados para a rotação, \mathbf{A} é a matriz $M \times M$ dos autovetores obtidos sem rotação, e \mathbf{T} é a matriz de transformação de ordem $R \times R$ determinada quando o critério de convergência Varimax, V , é atingido (Equação C.11). As Componentes Principais Rotacionadas pelo critério Varimax são rotacionadas em pares até que V seja maximizado.

$$V = \sum_{j=1}^r \frac{M \sum_{i=1}^M (b_{ij}^2 / h_i^2)^2 - \left[\sum_{i=1}^M b_{ij}^2 / h_i^2 \right]^2}{M^2} \quad (\text{C.11})$$

Na Equação C.11, h_i^2 é a porção da variância explicada pelas i -ésimas Componentes Principais Rotacionadas.

C.3 Componentes Principais Complexas

A análise por CPCs consiste na obtenção de autovetores complexos e autovalores reais de uma matriz espectral cruzada hermitiana no domínio da frequência. A grande vantagem na utilização desta ferramenta é que ela permite determinar separadamente as amplitudes e as fases da variabilidade apresentada por campos geofísicos para um domínio estabelecido. A amplitude da CPC (tamanho do vetor) é diretamente proporcional à variância estatística do campo geofísico sobre uma dada região ao longo do tempo, enquanto a fase da CPC (direção do vetor, que varia entre -180° e $+180^\circ$) é um ângulo associado com a evolução temporal do campo geofísico sobre esta região. As regiões em que se observam maiores valores de amplitude e maiores valores de fase das CPCs obtidas para a série temporal de um campo geofísico correspondem às regiões com uma maior variabilidade temporal e um maior avanço na evolução temporal do campo geofísico, respectivamente. A matriz espectral cruzada ζ de ordem M é definida por (Goulet e Duvel, 2000)

$$\zeta(x, x') = \sum_{k=k_1}^{k_2} \tilde{\mathbf{F}}\mathbf{o}(x, k) \tilde{\mathbf{F}}\mathbf{o}(x', k)^*, \quad (\text{C.12})$$

onde $*$ representa o complexo conjugado, k é o número harmônico ($1 < k < T/2$), T é o número total de observações, e $\tilde{\mathbf{F}}\mathbf{o}(x, k)$ denota os coeficientes de Fourier obtidos pela análise espectral de FFT, tal que

$$\tilde{\mathbf{F}}\mathbf{o}(x, k) = \frac{\sqrt{2}}{T} \sum_{t=1}^T \mathbf{F}(x, t) e^{-2i\pi kt/T}. \quad (\text{C.13})$$

A porcentagem da variância total dos dados que é explicada por cada autovetor complexo, $Z_m(x)$, é dada pela Equação C.7, enquanto a amplitude A e a fase ϕ de cada autovetor são expressas, respectivamente, por

$$A_m(x) = |Z_m(x)| = \sqrt{Z_m(x)Z_m^*(x)}$$

e

(C.14)

$$\phi_m(x) = \arg[Z_m(x)].$$

A evolução temporal do coeficiente de expansão temporal de cada CPC é dada por

$$C_m(t) = \sqrt{2} \sum_{k=k_1}^{k_2} P_m(k) e^{2i\pi kt/T},$$
(C.15)

onde $P_m(k)$ é uma função espectral normalizada que fornece as características tempo-frequência de cada autovetor, e é dada por

$$P_m(k) = \frac{1}{\sqrt{\lambda_m}} \sum_{x=1}^M Z_m^*(x) F_0(x, k).$$
(C.16)

As séries temporais do campo geofísico em estudo podem ser recuperadas utilizando as CPCs e os seus coeficientes de expansão temporal, de modo que

$$\tilde{F}(x, t) = \sum_{m=1}^M Z_m(x) C_m(t)$$
(C.17)

Como um exemplo interpretativo da análise por CPCs, considere a amplitude e a fase da primeira CPC obtidas para as séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias na AS durante um período de 5 dias, conforme ilustrado na Figura C.1. Se a amplitude da primeira CPC sobre duas regiões quaisquer na AS for elevada, a porcentagem de cobertura de nuvens frias variará fortemente com o tempo nas duas regiões e a sua evolução temporal poderá ocorrer de diferentes maneiras nestas regiões. Se a diferença de fase da CPC entre as duas regiões for nula, a porcentagem de

cobertura de nuvens frias estará aumentando (ou diminuindo) fortemente com o tempo sobre ambas as regiões num mesmo instante (oscilação do campo completamente em fase entre as duas regiões). Um exemplo deste resultado pode ser observado nas diferenças de fase nulas da primeira CPC entre a região do Pacífico sudeste (fase $\cong +180^\circ$) e a região central da Argentina (fase $\cong +180^\circ$), que são ilustradas na Figura C.1. Se a diferença de fase da primeira CPC for de $+180^\circ$ entre as duas regiões (com respeito à segunda região), a porcentagem de cobertura de nuvens frias estará aumentando (diminuindo) intensamente com o tempo sobre a primeira região no mesmo instante em que uma intensa diminuição (aumento) desta propriedade ocorrerá sobre a segunda região (oscilação completamente fora de fase, com evolução temporal da porcentagem de cobertura de nuvens frias sobre a primeira região avançada com respeito à na segunda região). Este resultado pode ser observado na Figura C.1 comparando as fases da primeira CPC na porção oeste (fase $\cong +180^\circ$) com as na porção leste (fase $\cong 0^\circ$) da AS situadas nas latitudes médias. Se a diferença de fase da primeira CPC for de $+30^\circ$ entre as duas regiões (com respeito à segunda região), a porcentagem de cobertura de nuvens frias estará aumentando (diminuindo) intensamente com o tempo sobre a primeira região no mesmo instante em que um aumento (diminuição) desta propriedade ocorrerá sobre a segunda região; porém, com evolução temporal desta propriedade sobre a primeira região um pouco avançada com respeito à na segunda região (oscilação fora de fase). Este último resultado pode ser notado na Figura C.1 comparando as fases da primeira CPC no interior da região Sul (fase $\cong +90^\circ$) com as no litoral da região Sul da AS (fase $\cong +60^\circ$).

No presente estudo foram utilizadas rotinas IMSL de alta precisão para calcular as três primeiras Componentes Principais Complexas e as suas respectivas porcentagens de variância total estabelecidas pela variabilidade temporal dos compostos de satélite.

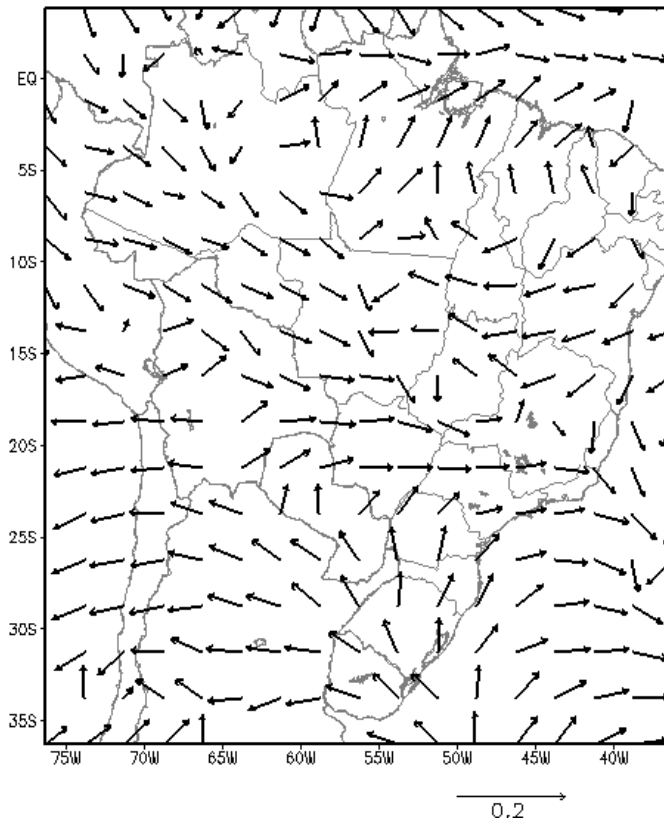


FIGURA C.1 - Amplitude e fase da primeira CPC obtidas para as séries temporais das porcentagens de cobertura de nuvens frias na AS para um total de 5 dias.

APÊNDICE D

FILTRO DE LANCZOS

O filtro digital passabanda de Lanczos possibilita eliminar escalas de tempo de oscilação nas séries temporais de campos geofísicos fora de uma banda espectral específica estabelecida. Para tanto, este tipo de filtragem transforma uma sequência de dados de entrada x_t em uma sequência de saída y_t utilizando uma relação linear, dada por (Duchon, 1979)

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \omega_k x_{t-k}, \quad (\text{D.1})$$

onde t é o tempo, e ω_k é o k -ésimo peso definido para este tipo de filtro. A relação entre as amplitudes de Fourier de entrada e de saída $X(f)$ e $Y(f)$, onde f é a frequência, é obtida aplicando a Transformada de Fourier na Equação D.1. Assim, tem-se que

$$Y(f) = R(f) X(f), \quad (\text{D.2})$$

onde $R(f)$ é a função-resposta do filtro de Lanczos no domínio da frequência. O peso e a função-resposta deste filtro constituem um par de Transformadas de Fourier, de tal forma que

$$R(f) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \omega_k \exp(i2\pi f k \Delta), \quad (\text{D.3})$$

$$\omega_k = \frac{1}{2f_N} \int_{-f_N}^{f_N} R(f) \exp(-i2\pi f k \Delta) df,$$

$$k = \dots, -1, 0, 1, \dots,$$

onde Δ é o intervalo de tempo das amostras, e f_N é a N -ésima frequência.

O k-ésimo peso do filtro de Lanczos também pode ser expresso por

$$\omega_k = ((\text{sen } 2\pi f_{c2} k\Delta - \text{sen } 2\pi f_{c1} k\Delta) / \pi k) \frac{\text{sen}(\pi k/n_{wt})}{\pi k/n_{wt}}, \quad (\text{D.4})$$

onde f_{c1} e f_{c2} são as frequências inicial e final da banda espectral cujas oscilações se pretende estudar, e n_{wt} é o número de pesos lateral. O número total de pesos é dado por $n_t = 2 n_{wt} + 1$.

A Figura D.1 ilustra a função-resposta do filtro de Lanczos obtida para cada 3 horas ($\Delta = 3$) num total de 5 dias, isto é, um total de 40 observações ($N=40$). Neste caso foi fixado um intervalo de frequências correspondente ao período de 2 a 10 dias ($f_{c1} = 0,1 \text{ dias}^{-1}$ e $f_{c2} = 0,5 \text{ dias}^{-1}$), que corresponde à variabilidade interdiurna de campos geofísicos, e diferentes números de pesos laterais para o cálculo da função resposta do filtro. Nota-se eficiência do filtro em eliminar oscilações com frequências fora da banda espectral interdiurna definida, sendo mais eficaz para o número de pesos lateral maior (80), que foi utilizado no presente estudo.

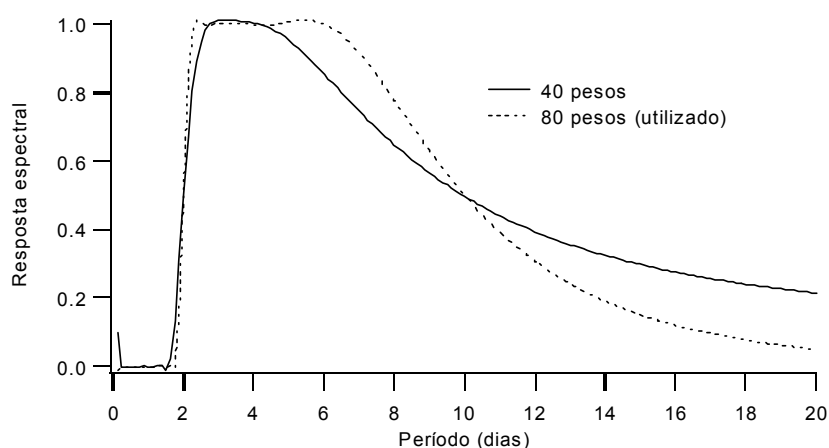


FIGURA D.1 - Resposta espectral do filtro passabanda de Lanczos obtida utilizando diferentes números de pesos laterais para uma banda espectral equivalente a oscilações de campos geofísicos com períodos de 2-10 dias (frequências de $0,1-0,5 \text{ dias}^{-1}$).

APÊNDICE E

TRANSFORMADAS DE ONDALETA

As chamadas funções de Ondaleta são funções construídas por dilatações e translações de uma função original $f(t)$ (também chamada de Ondaleta mãe) que possui energia finita de uma série contínua não estacionária (Chui, 1992). Tais funções têm a mesma energia total da função original, e suas amplitudes decaem suficientemente rápido para obter a localização dos domínios espacial e temporal da variabilidade de um campo geofísico. As funções de Ondaleta, $F(t)$, podem ser expressas por (Chapa et al., 1998)

$$F(t) = \alpha^{-1/2} f(t)(t - \frac{\beta}{\alpha}), \quad (\text{E.1})$$

onde α é o parâmetro de dilatação, β é o parâmetro de translação, t é o tempo, e $f(t)$ é a função original. Para que uma função de Ondaleta possa ser útil na análise da evolução temporal de um campo geofísico, a transformada de Fourier $\hat{f}(\omega)$ deve satisfazer uma condição de admissibilidade, que é dada pela equação

$$\int_{-\infty}^{\infty} \left| \hat{f}(\omega) \right|^2 \frac{d\omega}{\omega} < \infty, \quad (\text{E.2})$$

onde ω é o número de onda.

A Ondaleta de Morlet, que vem sendo a mais utilizada pela comunidade científica, é uma Ondaleta complexa e permite extrair informação a respeito da amplitude e fase das variações temporais de campos geofísicos. A Ondaleta de Morlet tem a forma

$$f(t) = \pi^{-1/4} (e^{-i\omega_0 t} - e^{-\omega_0^2 / 2}) e^{-t^2 / 2}, \quad (\text{E.3})$$

que pode ser aproximada como

$$f(t) = \pi^{-1/4} e^{-i\omega_0 t} e^{-t^2/2}, \quad (\text{E.4})$$

para $\omega_0 > 5$, onde ω_0 é um número de onda. Para $\omega_0 > 5$, o segundo termo da Equação E.3 torna-se desprezível e a nova expressão da Ondaleta de Morlet dada pela Equação E.4 ainda satisfaz a condição de admissibilidade (Equação E.2). Seguindo a metodologia de Chapa et al. (1998), ω_0 foi considerado 5,3364 no presente estudo.

As transformadas de Ondaleta, W_g , são definidas pela convolução de uma função $g(t)$ com uma série de Ondaletas $F(t)$ obtidas pelas translações e dilatações da Ondaleta original $f(t)$, de acordo com a equação

$$W_g(\alpha, \beta) = \langle g(t), F(t) \rangle. \quad (\text{E.5})$$

A convolução das duas funções acima consiste em uma expansão da série temporal da função $f(t)$ em um espaço bidimensional (α, β) e resulta em uma medida local da amplitude relativa da atividade na escala α e no tempo β . As Transformadas de Ondaleta geram coeficientes instantâneos que fornecem informações a respeito da variabilidade temporal de um campo geofísico. Para a Ondaleta de Morlet, os coeficientes instantâneos pode ser calculados no domínio da frequência mediante a expressão

$$W_g(\alpha, \beta) = \frac{1}{2\pi} \langle \hat{g}, \hat{F}^* \rangle, \quad (\text{E.6})$$

onde $\hat{F}(\omega) = \alpha^{1/2} e^{-i\beta\omega} \hat{f}(\alpha\omega)$. O símbolo “ $\hat{}$ ” denota a Transformada de Fourier da Ondaleta de Morlet e da função de Ondaleta, enquanto o símbolo “ $*$ ” representa o complexo conjugado da função de Ondaleta.

As partes real e imaginária dos coeficientes da TOM representam a intensidade (módulo) e a fase das variações de um sinal de escalas locais no domínio do tempo x frequência. Por sua vez, a escala local (α) está relacionada com a periodicidade de tempo (Pe) do campo geofísico pela equação abaixo

$$Pe = \frac{4\pi}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} 2^\alpha. \quad (E.7)$$

Em virtude de os coeficientes da TOM apresentarem uma forma canônica, esta ferramenta tem uma limitação no início e no final do domínio temporal de estudo. Deste modo, muita informação é perdida nos extremos das estruturas em escalas maiores. Todavia, a grande vantagem da TOM comparada às análises espectrais que utilizam *Fast Fourier Transform* (FFT - Transformada Rápida de Fourier) é que ela permite determinar as diferentes escalas de flutuação de um campo geofísico que estão atuando em cada instante. No presente estudo foram extraídas as amplitudes dos coeficientes da TOM submetidas a um nível de significância de 95 % para identificar as escalas de flutuação dominantes dos compostos de satélite no decorrer do tempo. Para tanto, foram utilizadas rotinas da TOM desenvolvidas por Torrence e Compo (1998).

Como um exemplo da aplicação da TOM, na Figura E.1 são ilustradas as amplitudes dos coeficientes da TOM aplicada às séries temporais filtradas por Lanczos (2-10 dias) das porcentagens de cobertura de nuvens frias para um intervalo de tempo de 2 dias, para cada 3 horas. As séries temporais consistem em médias zonais das porcentagens de cobertura de nuvens frias entre 48,75 e 58,75 W obtidas para a latitude de 26,25 S (latitude individual do diagrama de Hovmoller exibido na Figura 2.2), que foram utilizadas no Capítulo 2. O primeiro subintervalo (1 a 2) corresponde a um dia central qualquer de ocorrência de um evento de propagação meridional da convecção do tipo 1 sobre a AS, enquanto o segundo subintervalo (2 a 3) equivale a um dia central de ocorrência de um evento do tipo 2. Nessa figura é possível notar máxima amplitude dos coeficientes da TOM para flutuações da nebulosidade com periodicidades de 3,1-4,8 dias e de aproximadamente 7,3 dias no dia central de ocorrência do evento do

tipo 1, enquanto flutuações com periodicidades de aproximadamente 7,3 dias são observadas durante o dia central de ocorrência do evento do tipo 2.

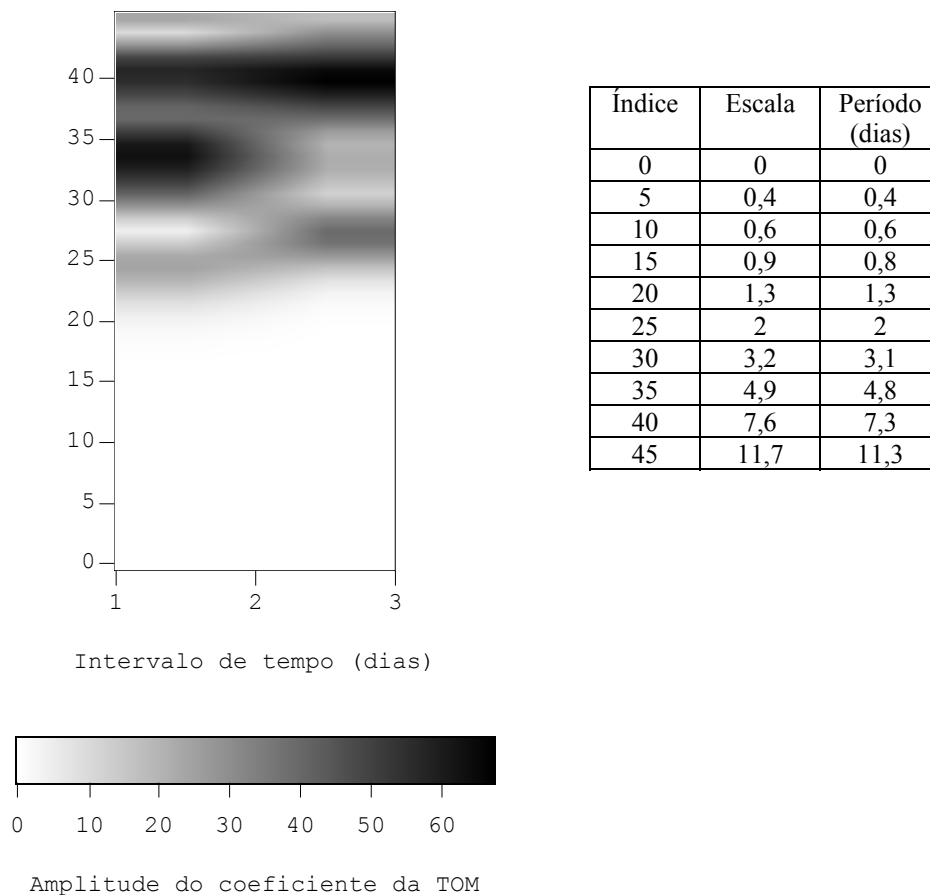


FIGURA E.1 - Amplitudes dos coeficientes da TOM aplicada a séries temporais filtradas das porcentagens médias da cobertura de nuvens frias em 48,75-58,75 W, para a latitude de 26,25 S. O primeiro e o segundo subintervalo de tempo representam um dia central qualquer de ocorrência de um evento de propagação meridional da convecção do tipo 1 e um dia central de ocorrência de um evento do tipo 2 na AS, respectivamente. Valores de escala e periodicidade equivalentes ao índice das escalas de flutuação exibidas pela nebulosidade são ilustrados nas colunas à direita.

APÊNDICE F

MÉTODO DE RASTREAMENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS

O método de rastreamento de sistemas convectivos desenvolvido por Machado et al. (1998) promove a identificação e o acompanhamento da evolução temporal de sistemas convectivos utilizando como dados de entrada temperaturas de brilho das imagens de satélites geoestacionários no IR em níveis de pixel que são fornecidas pelos estágios B3 ou DX do ISCCP, para cada 3 horas. O rastreamento dos sistemas convectivos é feito mediante a realização de três etapas. Na primeira etapa, as temperaturas de brilho são lidas e são estabelecidos dois limiares de temperatura de brilho para a identificação dos sistemas convectivos em cada imagem de satélite: o primeiro, equivalente a um grupo de nuvens; e, o segundo, equivalente a um grupo de células convectivas que constituem os sistemas convectivos. O princípio físico da utilização destes limiares é que um grupo de nuvens contendo um grupo de células convectivas imerso a ele em algum instante do seu ciclo de vida é definido como um sistema convectivo, e este inclui diversos tipos de nuvens associadas com a convecção profunda. Esta primeira etapa é muito importante, pois é nela que são especificados os tipos de nuvem que se deseja identificar.

Na segunda etapa do rastreamento dos sistemas convectivos, o método identifica os sistemas convectivos presentes em cada imagem de satélite e determina uma diversidade de parâmetros físicos inerentes aos sistemas convectivos, tais como: localização do centro de massa, raio efetivo, fração convectiva, excentricidade, inclinação com relação ao norte, temperatura média do topo, temperatura mínima do topo, e outros. No presente estudo foram utilizados os três primeiros parâmetros físicos dos sistemas convectivos que são gerados pelo método de rastreamento de sistemas convectivos nesta etapa, dados pelas expressões abaixo

$$CM(k) = \left(\frac{1}{NPIXCS(k)} \sum_i XLON(k,i), \frac{1}{NPIXCS(k)} \sum_i XLAT(k,i) \right), \quad (F.1)$$

$$Re(k) = \left(\frac{A_T(k)}{\pi} \right)^{1/2}, \quad (F.2)$$

e

$$Cf(k) = 100 \frac{Acc(k)}{A_T(k)}. \quad (F.3)$$

As variáveis são:

k: índice da imagem de satélite (DX);

CM(k): centro de massa do SC na k-ésima imagem (em graus);

NPIXCS(k): número de pixels B3 ou DX que constitui o SC na k-ésima imagem;

XLAT(k, i): latitude do i-ésimo pixel B3 ou DX que constitui o SC na k-ésima imagem;

XLON(k, i): longitude do i-ésimo pixel B3 ou DX que constitui o SC na k-ésima imagem;

Re(k): raio efetivo do SC na k-ésima imagem (km);

A_T(k): área total do SC na k-ésima imagem (km²);

Cf(k): fração convectiva do SC na k-ésima imagem (%);

A_{CC}(k): área do SC na k-ésima imagem coberta por células convectivas (km²);

O raio efetivo do sistema convectivo equivale ao raio de um círculo com área aproximadamente igual à do sistema convectivo, enquanto a fração convectiva representa a fração da área total do sistema convectivo (multiplicada por 100) que é coberta por células convectivas.

Após identificar todos os sistemas convectivos em cada imagem de satélite e descrever as suas principais propriedades físicas, na terceira etapa o método de rastreamento de sistemas convectivos determina as trajetórias desses sistemas com base na similaridade das suas características morfológicas e na área de superposição entre esses sistemas em imagens de satélite sucessivas. Neste caso, para cada sistema convectivo identificado numa imagem de satélite num instante t, são pesquisados seus possíveis candidatos na

imagem posterior (o mesmo sistema convectivo; porém, no instante t+3 h). Esta pesquisa é feita utilizando uma grade de 5° x 5° centrada sobre a localização do centro de massa do sistema convectivo no instante t, com exigência de um mínimo de 33 % de superposição areal entre os dois sistemas convectivos (para sistemas convectivos com raio efetivo > 90 km). O tamanho da grade é selecionado assumindo que a velocidade de propagação dos sistemas convectivos é inferior a 60 m/s (Machado et al., 1998). Com base no histórico do ciclo de vida de cada sistema convectivo em atuação na última imagem recebida, pôde-se estimar também a direção (com respeito ao leste) e a velocidade de propagação dos grupos de nuvens (sistemas convectivos) e do maior grupo de células convectivas que constitui os sistemas convectivos, expressas por

$$DIR(k) = ATAN \frac{(YCM(k) - YCM(k-1))}{(XCM(k) - XCM(k-1))}, \quad (F.4)$$

$$DIR_{cc}(k) = ATAN \frac{(YCM_{cc}(k) - YCM_{cc}(k-1))}{(XCM_{cc}(k) - XCM_{cc}(k-1))}, \quad (F.6)$$

$$VEL(k) = \frac{\sqrt{(XCM(k) - XCM(k-1))^2 + (YCM(k) - YCM(k-1))^2}}{\Delta t}, \quad (F.5)$$

e

$$VEL_{cc}(k) = \frac{\sqrt{(XCM_{cc}(k) - XCM_{cc}(k-1))^2 + (YCM_{cc}(k) - YCM_{cc}(k-1))^2}}{\Delta t}. \quad (F.7)$$

As variáveis são:

DIR(k): direção do SC na k-ésima imagem de satélite (em graus);

YCM(k): latitude do centro de massa do SC na k-ésima imagem;

XCM(k): longitude do centro de massa do SC na k-ésima imagem;

YCM(k-1): latitude do centro de massa do SC na imagem anterior à k-ésima imagem;

XCM(k-1): longitude do centro de massa do SC na imagem anterior à k-ésima imagem;
DIRcc(k): direção do maior grupo de células convectivas do SC na k-ésima imagem;
YCMcc(k): latitude do centro de massa do maior grupo de células convectivas do SC na k-ésima imagem;
XCMcc(k): longitude do centro de massa do maior grupo de células convectivas do SC na k-ésima imagem;
YCMcc(k-1): latitude do centro de massa do maior grupo de células convectivas do SC na imagem anterior à k-ésima imagem;
XCMcc(k-1): longitude do centro de massa do maior grupo de células convectivas do SC na imagem anterior à k-ésima imagem;
VEL(k): velocidade do SC na k-ésima imagem;
VELcc(k): velocidade do maior grupo de células convectivas do SC na k-ésima imagem;
 Δt : intervalo de tempo entre o SC na k-ésima imagem e o SC na imagem anterior (=3 h).

No presente estudo definiram-se as fases de iniciação, maturação e decaimento do ciclo de vida dos sistemas convectivos como sendo o primeiro instante da imagem de satélite em que eles são detectados, o instante de maior fração convectiva dos sistemas convectivos e o último instante de detecção dos sistemas convectivos nas imagens de satélite, respectivamente. O tempo de duração de cada sistema convectivo foi estimado subtraindo o instante da fase de decaimento do sistema convectivo pelo instante da sua fase de iniciação.

APÊNDICE G

ANÁLISES ESTATÍSTICAS APLICADAS NA DESCRIÇÃO DOS SISTEMAS CONVECTIVOS

As análises estatísticas empregadas na descrição das propriedades físicas de cada sistema convectivo que foi identificado utilizando o método de rastreamento de sistemas convectivos são: média, desvio padrão e distribuição de frequência da propriedade física sobre o sistema convectivo. As definições das análises estatísticas são dadas por

$$Mp(k) = \frac{1}{N(k)} \sum_{n=1}^{N(k)} P(k, n), \quad (G.1)$$

$$Dp(k) = \sqrt{\frac{1}{N(k)} \sum_{n=1}^{N(k)} P(k, n)^2 - Mp(k)^2} \quad (G.2)$$

e

$$DFp(k, l) = \frac{100Nl(k, l)}{N(k)}. \quad (G.3)$$

As variáveis são

k: índice do SC na imagem de satélite (DX);

n: índice do pixel (DX, PR ou TMI) imerso ao SC;

N(k): número total de pixels (DX, PR ou TMI) imersos ao SC na k-ésima imagem;

P(k,n): valor da propriedade física fornecido pelo n-ésimo pixel (DX, PR ou TMI) imerso ao SC na k-ésima imagem;

Mp(k): média da propriedade física sobre o SC na k-ésima imagem;

Dp(k): desvio padrão da propriedade física sobre o SC na k-ésima imagem;

l: intervalo específico de valor da propriedade física do SC;

$Nl(k,l)$: número de pixels (DX, PR ou TMI) imersos ao SC na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física do SC dentro do l-ésimo intervalo;

$DFp(k,l)$: porcentagem do número total de pixels (DX, PR ou TMI) imersos ao SC na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física do SC dentro do l-ésimo intervalo.

A estatística das propriedades físicas sobre uma classe de sistemas convectivos (estatística de classe) durante a mesma fase do ciclo de vida foi construída utilizando médias, distribuições de frequência e cumulativa do total de pixels (DX, PR ou TMI) imersos aos sistemas convectivos, bem como distribuições de frequência e cumulativa do total de sistemas convectivos em função dos valores das suas propriedades físicas, tal que

$$MSp(k) = \frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} Mp(s,k) \quad , \quad (G.4)$$

$$DSFp(k,l) = 100 \frac{\sum_{s=1}^{S(k)} Nl(s,k,l)}{\sum_{s=1}^{S(k)} N(s,k)} \quad , \quad (G.5)$$

e

$$DSSp(k,l) = 100 \frac{Nlsc(k,l)}{Nsc(k)} \quad . \quad (G.6)$$

s: índice do SC da classe;

$S(k)$: número total de SCs da classe na k-ésima imagem de satélite (DX);

$Mp(s,k)$: propriedade física média do s-ésimo SC da classe na k-ésima imagem;

$MSp(k)$: média da propriedade física sobre todos os SCs da classe na k-ésima imagem;

$Nl(s,k,l)$: número de pixels (DX, PR ou TMI) imersos ao s-ésimo SC na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física dentro do l-ésimo intervalo;

$N(s,k)$: número total de pixels (DX, PR ou TMI) imersos ao s-ésimo SC na k-ésima imagem;

$DSFp(k,l)$: porcentagem do número total de pixels (DX, PR ou TMI) imersos a todos os SCs da classe na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física dentro do l-ésimo intervalo;

$Nlsc(k,l)$: número de SCs da classe na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física dentro do l-ésimo intervalo;

$Nsc(k)$: número total de SCs da classe na k-ésima imagem;

$DSSp(k,l)$: porcentagem do número total de SCs da classe na k-ésima imagem contendo valores da propriedade física no l-ésimo intervalo.

A distribuição cumulativa de um total de SCs como função de uma propriedade física qualquer para um dado intervalo de valores desta propriedade equivale a soma das porcentagens do total de SCs contendo valores desta propriedade neste intervalo específico e em todos os intervalos anteriores a ele.

As correlações entre diferentes propriedades físicas dos sistemas convectivos derivadas por diferentes tipos de sensores (DX x PR, e PR x TMI) também foram estimadas, sendo expressas por

$$COR(k) = \frac{\frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} (P(s,k)*Q(s,k)) - \frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} (P(s,k)) \frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} (Q(s,k))}{\sqrt{\frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} P(s,k)^2 - (\frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} P(s,k))^2} \sqrt{\frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} Q(s,k)^2 - (\frac{1}{S(k)} \sum_{s=1}^{S(k)} Q(s,k))^2}}, \quad (G.7)$$

onde $P(s,k)$ e $Q(s, k)$ são duas propriedades físicas distintas do s-ésimo SC na k-ésima imagem de satélite (DX), e $COR(k)$ é o coeficiente de correlação linear de Pearson entre essas duas propriedades para todos os SCs na k-ésima imagem.