UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

MEIRY SAYURI SAKAMOTO

Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX

> São Paulo 2009

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

MEIRY SAYURI SAKAMOTO

Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do Título de Doutora em Meteorologia

Área de Concentração: Meteorologia **Orientador**: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi **Co-Orientador**: Prof. Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

> São Paulo 2009

À minha mãe, Alice, pelo exemplo de vida.

AGRADECIMENTOS

Aos Professores Tércio Ambrizzi e Luiz Augusto Toledo Machado pela confiança e orientação criteriosa.

A todos os Professores do Departamento de Ciências Atmosféricas, em especial, Rosmeri Porfirio da Rocha, Carlos Augusto Morales Rodrigues, Adilson Wagner Gandú, Leila Maria Vespoli de Carvalho e Edmilson Dias de Freitas, pela atenção e ensinamentos.

Aos Professores Raquel Nieto e Luis Gimeno pelo fornecimento dos dados do Flexpart e pela calorosa acolhida e generosidade durante minha estadia na Universidade de Vigo (Espanha).

Ao Dr. Dirceu Herdies pelo fornecimento das reanálises do período do SALLJEX.

Ao Dr. Henri Laurent (in memorian) por acreditar na minha capacidade.

À minha família pelo apoio e incentivos constantes.

Ao meu namorado José Laércio Araújo pelo amor e compreensão que foram fundamentais ao longo desta jornada.

Aos amigos de perto e de longe, em especial, Ana Elizabethe, Nathalie, Rodrigo, Gyrlene, Anita, Michelle, Enver, Tatiana, Taciana, América, Maria Cristina, Helber, Ana Maria, Bena, Juscivânia, Bosco, Silvia, Geraldo, Eduardo Sávio.

Aos funcionários do IAG, em especial a Rose, Bete, Sonia, Ana, Samuel, Sebastião, Marcel, Conceição, Lucinha, Célia e Bernardina, pela simpatia, paciência e compreensão ao longo destes anos.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de Doutorado (Processo Nº142830/2005-4) e a CAPES pela concessão da bolsa de Doutorado Sanduíche (Processo N°BEX 4734/07).

Ao CPTEC/INPE, em especial ao grupo do DSA, na pessoa de Alessandra de Pádua Pereira pelo fornecimento de imagens de satélite e apoio técnico.

À FUNCEME por conceder esta oportunidade de aperfeiçoamento e crescimento.

"Eu me encontro entre aquelas que vêem a beleza da ciência" Marie Curie

RESUMO

Sakamoto, M.S. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na região subtropical da América do Sul durante o SALLJEX.** 2009. 281 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

Neste estudo são analisados os sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) subtropicais, de origem continental e oceânica, observados na América do Sul durante o South American Low Level Experiment (SALLJEX), realizado no verão de 2002/2003. Nesta análise são avaliadas a distribuição espacial, variabilidade diurna, ciclo de vida, deslocamento e parâmetros morfológicos dos SCM's continentais e oceânicos, sendo também investigadas as origens das fontes de umidade que contribuem para a gênese desses sistemas. Outros aspectos explorados são a caracterização das condições sinóticas com atenção à identificação dos fatores pré-condicionantes e mecanismos de gatilho à convecção; a avaliação das condições dinâmicas e termodinâmicas observadas durante a gênese do sistema convectivo e sua evolução ao longo do ciclo de vida. Além disso, são realizadas simulações numéricas dos SCM's com enfoque na verificação da qualidade da previsão de precipitação em função da capacidade do modelo em reproduzir as condições atmosféricas essenciais à geração da convecção. Os resultados mostram que os sistemas convectivos continentais são mais numerosos que os oceânicos, e em ambas as regiões, SCM's com maior duração apresentam taxas de expansão maiores nas primeiras horas do seu ciclo de vida. O jato de baixos níveis (JBN) afeta a formação de sistemas continentais, porém, seu efeito sobre os SCM's oceânicos é mínimo. O oceano Atlântico tropical, a região Amazônica e o oceano Pacífico subtropical, são as principais regiões de origem da umidade para a gênese dos sistemas convectivos, contudo, a atuação dessas fontes depende da região de formação do sistema e das condições sinóticas. O aquecimento diurno da camada limite convectiva, o jato de baixos níveis, o cavado em 500 hPa e a circulação transversa são os pré-condicionantes identificados na formação dos SCM's continentais noturnos. Em relação aos mecanismos de gatilho, os principais fatores são os sistemas frontais e o fluxo catabático dos Andes. Sistemas convectivos que apresentam ciclo de vida mais longo são gerados em um ambiente em que se identificam mais de um fator pré-condicionante e de gatilho atuando de forma conjunta. Além disso, o cisalhamento vertical do vento em baixos níveis parece ser um dos diferenciais na fase inicial dos SCM's de maior duração. Os resultados das simulações numéricas sugerem que quando as características sinóticas e de mesoescala que atuam como pré-condicionantes ou mecanismos de gatilho são mais bem definidas, o desempenho do modelo melhora sensivelmente, pois a simulação consegue reproduzir com mais precisão as condições ambientais observadas durante a gênese do sistema convectivo. Assim, sistemas com maior duração tendem a ser mais bem simulados.

Palavras-chave: sistemas convectivos de mesoescala, SALLJEX

ABSTRACT

Sakamoto, M.S. **Mesoscale convective systems observed in subtropics of South America during SALLJEX.** 2009. 281 f. Thesis (Doctoral) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

In this study, we analyze continental and oceanic mesoscale convective systems (MCS's) observed in the subtropics of South America during the South American Low Level Experiment (SALLJEX), held in the summer of 2002/2003. This analysis evaluated the spatial distribution, diurnal variability, life cycle, displacement and morphological parameters of the continental and oceanic MCS's, and also investigated the origins of moisture sources that contribute to these systems genesis. Other issues considered are the characterization of the synoptic conditions and the identification of preconditioning and trigger mechanisms, and evaluation of dynamic and thermodynamic conditions observed during the convective system genesis and its evolution over the life cycle. Moreover, MCS's numerical simulations are made focused on the model capability to replicate the essential atmospheric conditions to the convection generation. The results show that the continental convective systems are more numerous than the oceanic ones, and in both regions, MCS's with longer duration have higher growth rates in the early hours of their life cycle. The low level jet (LLJ) affects the formation of the continental systems, but its effect on oceanic MCS's is minimal. The tropical Atlantic Ocean, the Amazon region and the subtropical Pacific Ocean, are the main moisture source to the genesis of convective systems, however, the incidence of these sources depends on the convective system genesis area and the synoptic conditions. The daytime heating of convective boundary layer, the low level jet, the trough at 500 hPa and transverse circulation are the preconditioning processes identified in the formation of nocturnal MCS's with continental origin. For trigger mechanisms, the main factors are the frontal systems and the katabatic flow from the Andes Mountain. Convective systems with longer life cycles are generated in an environment in which several preconditioning and trigger mechanisms act jointly. Moreover, the vertical wind shear at low levels appears to be one of the differences in the initial phase of long living MCSs. The results of numerical simulations suggest that when the characteristics of synoptic and mesoscale that act as pre-conditions or triggering mechanisms are better defined, the model's performance improves significantly, because the simulation can more accurately reproduce the environmental conditions observed during the genesis of the convective system. Thus, systems with longer duration tend to be better simulated.

Keywords: mesoscale convective systems, SALLJEX

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Posição inicial de todos os sistemas convectivos detectados no dia 02/12/2002. As cores indicam os horários UTC.....17 Figura 2.2 – Esquema da estrutura do algoritmo FORTRACC (Fonte: Macedo et al., 2004) Figura 2.3 - Classificação do SC de acordo com seu comportamento durante o seu rastreamento: (a) SC com continuidade; (b) SC que sofreu divisão ou split; (c) SC que sofreu combinação ou merge. (Fonte: Macedo et al., 2004)......20 Figura 2.4 – Curva da evolução temporal da área (10³km²) de cobertura de um sistema convectivo observado inicialmente as 02:30 UTC do dia 17/12/02 no Paraguai (em preto) e imagens de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K) para as fases: inicial, intermediária, madura e de dissipação. Em cada imagem o SCM é destacado pelo Figura 2.5 – (a) Trajetória e (b) deslocamento de dois sistemas convectivos de mesoescala de origem continental. Em (a) os círculos abertos em azul e vermelho indicam a posição do centro de massa em intervalos de 30 minutos, mostrando a trajetória de cada um dos dois sistemas. Em (b), para os mesmos SCM's, as setas em preto, indicam os deslocamentos entre as fases INI e MAX, e MAX e FIM.26 Figura 2.6 – Esquema de trajetórias de partículas que alcançam a área de formação do sistema convectivo no instante de sua gênese, indicado por "0". (Adaptado de Nieto et al., Figura 2.7 - Pontos de grade considerados para o cálculo da média na composição de Figura 2.8 – O esquema de configuração do modelo WRF. (Fonte: Skamarock et al., Figura 3.1 - Sistemas convectivos observados entre 15/12/02 a 15/02/03. Os círculos coloridos representam a posição do centro de massa dos SC's no momento de sua Figura 3.2 - Densidade média dos sistemas convectivos continentais observados entre 15/12/02 a 15/02/03 de acordo com a posição do seu centro de massa na fase: (a) inicial; Figura 3.3 – Densidade média dos sistemas convectivos oceânicos observados entre 15/12/02 a 15/02/03 de acordo com a posição do seu centro de massa na fase: (a) inicial; (b) madura e (c) final. Os valores são multiplicados por 10⁴......50 Figura 3.4 – Freqüência relativa (%) dos SCM's de acordo com seu ciclo de vida (horas).51 Figura 3.5 – Fregüência relativa de sistemas convectivos continentais conforme o período

Figura 3.10 – Evolução da taxa de expansão média dos sistemas convectivos de mesoescala continentais e oceânicos nas três primeiras horas do ciclo de vida.

Figura 3.11 – Evolução da área média dos sistemas convectivos de mesoescala continentais e oceânicos nas três primeiras horas do ciclo de vida......61

Figura 4.5 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao sul de 20°S: (a) Pacífico, região do Chaco e Atlântico subtropical; (b) Pacífico subtropical. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura. 80

Figura 4.6 – Quadro resumo das fontes de umidade predominantes para a gênese dos sistemas convectivos continentais observados no período entre 15/12/02 a 15/02/03.81

Figura 4.10 – Quadro resumo das fontes de umidade predominantes para a gênese dos sistemas convectivos oceânicos observados no período entre 15/12/02 a 15/02/03.86

Figura 5.1 – Freqüência relativa de sistemas convectivos noturnos conforme o período em que ocorre sua fase inicial, madura e de dissipação, no: (a) continente; (b) oceano.92

Figura 5.7 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.3 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.3. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).......102

Figura 5.11 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.5 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.5. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM)......107

Figura 5.13 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.6 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.6. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM)..................109

Figura 5.14 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K)

Figura 5.15 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.7 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.7. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).......112

Figura 5.16 – Campos derivados das reanálise do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.1: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

Figura 5.17 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.1 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.1. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM)......115

Figura 5.19 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.2 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.2. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).......117

Figura 5.20 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o

Figura 5.21 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.3 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.3. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM)......119

Figura 5.23 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.4 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.4. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM)......122

Figura 5.33 - Condições dinâmicas e termodinâmicas médias para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas (em preto) e ≥ 24horas (em vermelho), em INI-12h, INI-6h, INI, MAX-12h, MAX-6h, MAX, FIM-12h, FIM-6h e FIM. Os parâmetros foram calculados conforme metodologia e as unidades utilizadas são: (a)

CAPE (J/kg); (b) CINE (J/kg); (c) Div de Fluxo de Umidade na camada entre 925 e 850 hPa (10^{-5} kg/m2s); (d) Umidade Específica média na camada entre 925 e 850hPa (g/kg); (e) Divergência do Vento em 200hPa (10^{-5} /s) (f) Divergência do Vento em 850hPa (10^{-5} /s); (g) Cisalhamento na camada entre 1000 e 500 hPa (10^{-3} /s); (h) Água Precipitável (kg/m²).

Figura 5.34 – Perfis verticais médios de divergência do vento $(10^{-5}/s)$ para as fases INI, MAX e FIM dos sistemas convectivos noturnos de acordo com a duração do seu ciclo de vida: (a) Ciclo de vida < 24 horas; (b) Ciclo de vida ≥ 24hs......145

Figura 6.6 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d´água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10-5/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Figura 6.16 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d´água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Figura 6.20 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.1 para o dia 11/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no Figura 6.21 - Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.2: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d'água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição Figura 6.22 - Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 18/01/03 na área de Figura 6.23 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.2 para o dia 18/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no Figura 6.24 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d'água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.175 Figura 6.25 - Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 16/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.3.176 Figura 6.26 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.3 para o dia 16/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no Figura 6.27 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.4: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d'água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição Figura 6.28 - Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 31/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.4.179 Figura 6.29 - Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.5: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d´água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição Figura 6.30 – Precipitação: (a) e (b) prevista; (c) e (d) observada nos dias 19 e 20/12/02 xxi

Figura 6.19 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 11/01/03 na área de

Figura 6.38 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.8: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d´água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Figura 6.39 – Precipitação: (a), (b) e (c) prevista; (d), (e) e (f) observada nos dias 28, 29 e 30/12/02 na área de atuação do sistema convectivo B.7......192

Figura 6.42 – Campos de divergência do vento em 850 hPa $(10^{-5}/s)$ simulados pelo modelo WRF na fase inicial dos sistemas convectivos: (a) A.2; (b). A.3; (c) A.5; (d) A.6; (e)

B.1 e (f) B.7. A posição do centro de massa do SC na sua fase de gênese é indicada pelo quadrado em preto
Figura 6.43 – Índices de avaliação de precipitação referentes às simulações dos sistemas de acordo com o seu ciclo de vida197
Figura A.1 – Sistema $\frac{\eta}{2}$ de coordenadas verticais adotado no WRF. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)
Figura A.2 – Grades horizontal e vertical alternadas do tipo Arakawa-C. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)
Figura A.3 - Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)
Figura A.4 – Exemplo de grade aninhada do tipo Arakawa-C, com razão entre tamanhos de grade de 3:1. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Parâmetros de Saída do ForTraCC 20
Tabela 2.2 – Tabela de contingência
Tabela 3.1 – Sentido de deslocamento dos sistemas convectivos continentais, de acordocom as direções leste e oeste
Tabela 3.2 – Sentido de deslocamento dos sistemas convectivos oceânicos, de acordocom as direções leste e oeste
Tabela 3.3 – Sentido de deslocamento dos sistemas convectivos continentais e oceânicosentre as fases INI e FIM, de acordo com as direções norte e sul
Tabela 5.1 – Lista dos SC's continentais noturnos e as correspondentes reanálises do CPTEC
Tabela 5.2 – Condições dinâmicas e termodinâmicas médias para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas e \geq 24horas. Os parâmetros foram calculados conforme descrito e as unidades utilizadas são: CAPE (J/kg), CINE (J/kg), DivFluxUmid (10 ⁻⁵ kg/m ² s), UmidEspec (g/kg), DivVento200hPa (10 ⁻⁵ s ⁻¹), DivVento850hPa (10 ⁻⁵ s ⁻¹), Cisalhamento (10 ⁻³ s ⁻¹), Água Precip (kg/m ²)
Tabela 6.1 – Informações sobre os SC's simulados e inicialização do modelo151
Tabela B.1 – Determinação do JBN para o período de 15/12/02 a 31/12/02237
Tabela B.2 – Determinação do JBN para o período de 01/01/03 a 31/01/03239
Tabela B.3 – Determinação do JBN para o período de 01/02/03 a 15/02/03242

LISTA DE SIGLAS

AFWA	Air Force Weather Agency
ARW	Advanced Research WRF
BIAS	Tendência
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPS	Center for Analysis and Prediction of Storms
Cb	Cumulunimbus
CC	Célula Convectiva
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CINE	Convective Inibition Energy
CLIVAR	Climate Variability and Predictability Programme
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSI	Critical Success Index
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño/Oscilação Sul
ETA	Modelo numérico
ETAClim	Versão climática do modelo ETA do CPTEC
FAA	Federal Aviation Administration
FAR	Falso Alarme
FIM	Fase de dissipação do SCM
FLEXPART	Modelo lagrangeano desenvolvido por Stohl e James (2004, 2005)
ForTraCC	Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters
FSL	Forecast System Laboratory
FUNCEME	Fundaçao Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GMS	Satélite geoestacionário japonês
GOES	Satélite geoestacionário norte americano
INI	Fase inicial do SCM
JBN	Jato de Baixos Níveis
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere
LFC	Nível de convecção livre ou de condensação convectiva
LI	Linha de Instabilidade
LNB	Nível de <i>buoyance</i> neutro ou de equilíbrio
MASCOTTE	Maximum Spatial Correlation Tracking Technique
MAX	Fase madura ou de máxima Extensão do SCM
Meteosat	Satélite geoestacionário da comunidade européia
MMM	Mesoscale and Microscale Meteorology Division
NAL	Northwestern Argentinean Low
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NMM	Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	Naval Research Laboratory

NWS	National Weather Service
POD	Probabilidade de Detecção
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SALLJEX	South American Low Level Jet Experiment
SC	Sistema Convectivo
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SESA	Sudeste da América do Sul
Skew-T	Diagrama termodinâmico
SR	Razão de Sucesso
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	Universal Time Coordinated (unidade de tempo universal)
VAMOS	Variability of the American Monsoon
WCRP	World Climate Research Programme
WETAMC	Wet-Season Atmospheric Mesoscale Campaign
WPS	WRF Processing System
WRF	Weather Research and Forecasting Model
WRF-Var	Módulo de assimilação do modelo WRF
WSM5	Esquema de parametrização de microfísica
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

Α	área
C _p	calor específico a pressão constante
°C	grau Celsius
e	evaporação
Ε	evaporação por unidade de área
F_*	termos forçantes devido a física do modelo (mistura turbulenta, projeção
	esférica, rotação da Terra e umidade)
8	aceleração gravitacional
hPa	hecto Pascal
J	joule
K	graus Kelvin
K	numero de particulas
kg	quilograma
m	metros
m	fator de escala
M	massa
m_a	massa atmosférica
Ň	número de partículas ou número total de camadas
р	precipitação
Р	precipitação por unidade de área
p, p_{hs}, p_{ht}	pressão, componente hidrostática da pressão na superfície e no limite
	superior da atmosfera
q	umidade específica
$Q, Q_{\lambda}, Q_{\varphi}$	fluxo horizontal, zonal e meridional de umidade
Q_m	representa massa de vapor d'água, nuvem, preciptação, gelo (Q_v, Q_c, Q_i)
r	razao de mistura
R_d, R_v	constante universal para ar seco e vapor d'agua
S T	segundos
T_{v}	temperatura virtual de uma parcela
T_{v}	temperatura virtural da atmosfera
u, v, w	componente zonal, meridional e vertical do vento
U, V, W, Ω, Θ	variáveis na forma de fluxo
UR	umidade relativa
<u>v</u>	vetor velocidade tridimensional
V	vento horizontal médio
x(t)	posição da partícula no tempo t
Z.	altura
W	agua precipitavel
$W_{\rm max}$	velocidade vertical maxima
$\Delta t, \Delta \tau$	passos no tempo
θ	temperatura potencial

- θ_{e} temperatura potencial equivalente
- $\begin{array}{ll} \eta & \mbox{coordenada vertical do modelo WRF} \\ \phi & \mbox{geopotencial} \\ \alpha, \alpha_d & \mbox{volume específico, volume específico do ar seco} \\ \rho & \mbox{densidade} \\ \gamma & \mbox{é a razão do calor específico para o ar seco} \end{array}$

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS
RESUMO vii
ABSTRACTix
LISTA DE FIGURAS
LISTA DE TABELAS xxv
LISTA DE SIGLAS
LISTA DE SÍMBOLOS
1 Introdução1
1.1 Motivação1
1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala Subtropicais Sul-Americanos2
1.3 Observação e Simulação Numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala Subtropicais Sul-Americanos
1.3.1 South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX)8
1.3.2 Identificação e Rastreamento de Sistemas Convectivos de Mesoescala9
1.3.3 Simulação Numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala11
1.4 Objetivos
2 Dados e Metodologia17
2.1 Período e Região de Análise17
2.2 Dados17
2.3 Esquema para Rastreamento de Clusters de Nuvens18
2.4 Seleção de Sistemas Convectivos21
2.6 Classificação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala24
2.7 Classificação da Fase do Ciclo de Vida do Sistema Convectivo de Mesoescala24
2.8 Áreas Preferenciais das Fases Inicial, Madura e de Dissipação dos Sistemas Convectivos
2.9 Trajetória e Deslocamento de Sistemas Convectivos de Mesoescala25
2.10 Determinação das Fontes de Umidade Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos
2.10.1 Determinação do Jato de Baixos Níveis26
2.10.2 Identificação de Fontes de Umidade Através de Modelo Lagrangeano27
2.11 Caracterização das Condições Dinâmicas e Termodinâmicas
2.11.1 Condições Dinâmicas e Termodinâmicas
--
a) Estrutura Termodinâmica32
a.1) Temperatura Potencial Equivalente33
a.2) Divergência do Fluxo de Umidade e Umidade Específica Média
a.3) Água Precipitável35
b) Estrutura Dinâmica35
b.1) Cisalhamento Vertical do Vento35
b.2) Divergência do Vento em 200hPa e 850hPa
2.12 Simulação Numérica
3 Características Gerais dos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos.43
3.1 Características da Variabilidade Interanual e Intra-sazonal do Período de Análise43
3.2 Características Sinóticas do Período de Análise44
3.3 Distribuição Espacial dos Sistemas Convectivos46
3.4 Ciclo de Vida dos Sistemas Convectivos Continentais e Oceânicos
3.5 Ciclo Diurno dos Sistemas Convectivos de Mesoescala Continentais e Oceânicos52
3.6 Caracterização do Ciclo de Vida dos Sistemas Convectivos Continentais e Oceânicos em Função de Parâmetros Morfológicos Iniciais
3.7 Deslocamento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala Continentais e Oceânicos 61
3.8 Conclusões Parciais
4 Fontes de Umidade Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos71
4.1 Identificação de Eventos de Jato de Baixos Níveis71
4.2 Identificação de Fontes de Umidade74
4.2.1 Fontes de Umidade para Gênese dos Sistemas Convectivos Continentais75
4.2.1.1 Sistemas Convectivos Continentais com Fontes de Umidade ao Norte de 20°S
4.2.1.2 Sistemas Convectivos Continentais com Fontes de Umidade ao Sul de 20°S
4.2.2 Fontes de Umidade para Gênese dos Sistemas Convectivos Oceânicos82
4.2.2.1 Sistemas Convectivos Oceânicos com Fontes de Umidade ao Norte de 20°S
4.2.2.2 Sistemas Convectivos Oceânicos com Fontes de Umidade ao Sul de 20°S85
5 Características Dinâmicas e Termodinâmicas Associadas aos Sistemas

5.1 Os Sistemas Convectivos com Ciclo de Vida Noturno	91
5.2 Condições Sinóticas e Fontes de Umidade Associadas à Formação de Convectivos Continentais Noturnos	os Sistemas 93
a) Sistema Convectivo A.1	93
b) Sistema Convectivo A.2	97
c) Sistema Convectivo A.3	99
d) Sistema Convectivo A.4	102
e) Sistema Convectivo A.5	105
f) Sistema Convectivo A.6	107
g) Sistema Convectivo A.7	110
h) Sistema Convectivo B.1	112
i) Sistema Convectivo B.2	113
j)Sistema Convectivo B.3	117
k) Sistema Convectivo B.4	120
I) Sistema Convectivo B.5	122
m) Sistema Convectivo B.6	125
n) Sistema Convectivo B.7	127
o) Sistema Convectivo B.8	130
5.2.1 Características Ambientais de Acordo com a Duração Ciclo de Vida	133
5.2.1.1 Sistemas com Ciclo de Vida < 24 Horas de Duração	133
5.2.1.2 Sistemas com Ciclo de Vida ≥ 24 Horas de Duração	134
5.2.1.3 Diferenças nas Características Ambientais Associadas à C Sistemas Convectivos de Acordo com a Duração do Ciclo de Vida	Gênese dos 135
5.3 Características Dinâmicas e Termodinâmicas Associadas aos Sistemas Continentais Noturnos ao Longo do seu Ciclo de Vida	Convectivos
5.4 Conclusões Parciais	147
6 Simulação Numérica	151
6.1 Simulação dos Sistemas Convectivos Noturnos	152
a) Sistema Convectivo A.1	152
b) Sistema Convectivo A.2	154
c) Sistema Convectivo A.3	155
d) Sistema Convectivo A.4	159
e) Sistema Convectivo A.5	161

f) Sistema Convectivo A.6163
g) Sistema Convectivo A.7
h) Sistema Convectivo B.1168
i) Sistema Convectivo B.2171
j) Sistema Convectivo B.3174
k) Sistema Convectivo B.4177
I) Sistema Convectivo B.5179
m) Sistema Convectivo B.6
n) Sistema Convectivo B.7
o) Sistema Convectivo B.8
6.2 Conclusões Parciais193
7 Conclusão Geral e Sugestões para Trabalhos Futuros
7.1 Conclusão Geral
7.1.1 Características Gerais dos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos 199
7.1.2 Fontes de Umidade Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos202
7.1.3 Características Dinâmicas e Temodinâmicas Associadas aos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos Noturnos de Origem Continental203
7.1.4 Simulação Numérica dos Sistemas Convectivos Noturnos
7.2 Sugestões para Trabalho Futuros206
Referências Bibliográficas
Anexo A - Características Principais do Sistema WRF-ARW
Anexo B – Resultados da Determinação do Jato de Baixos Níveis

1 Introdução

1.1 Motivação

O verão na América do Sul é caracterizado por uma circulação atmosférica do tipo monçônico, geralmente iniciada na primavera, guando a convecção localizada no extremo noroeste migra para a região central do continente (Nogués-Paegle et al., 2002). A monção é uma resposta, em latitudes mais baixas, à variação sazonal do contraste de temperatura entre o continente e o oceano. Na América do Sul essa mudança no contraste térmico é menos evidente, e a reversão do vento em baixos níveis só é identificada com a remoção da média anual (Zhou e Lau, 1998). Porém, características de clima monçônico como a presença de estações secas e úmidas no ciclo sazonal da precipitação são observadas na região tropical. Durante a fase madura do período monçônico sul-americano (novembro a fevereiro) a atividade convectiva localiza-se sobre a região Amazônica e central do Brasil, configura-se a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), estabelece-se em altos níveis uma circulação anticiclônica (Alta da Bolívia) centrada em 15°S 65°W e um cavado próximo à costa do Nordeste brasileiro; em baixos níveis, se estabelece a Baixa do Chaco que reforçada pelo efeito da Cordilheira dos Andes favorece o transporte de umidade e calor do Atlântico tropical e região Amazônica para os extra-trópicos da América do Sul (Vera et al., 2006b). Este fluxo pode eventualmente ser intensificado quando se caracteriza o jato de baixos níveis (JBN) a leste da cordilheira, considerado fundamental para a gênese e manutenção de sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) subtropicais (Velasco e Fritsch, 1987; Nieto Ferreira et al., 2003; Salio et al., 2007).

Diversos estudos têm mostrado que o período e a localização do máximo de precipitação na região subtropical da América do Sul, principalmente na Bacia do Prata, estão modulados por esta troca de calor e umidade através do JBN (Vera et al., 2006b; Weykamp e Ambrizzi, 2006; Liebmann et al., 2004; Marengo et al., 2004; Nieto Ferreira et al., 2003; Nicolini e Saulo, 2000; Saulo et al., 2000), pois este tem um papel vital no desenvolvimento e manutenção dos SCM's (Nicolini et al., 2002; Salio et al., 2007). Por outro lado, o ciclo diurno da precipitação durante a estação quente, com máximos durante a noite (Berbery e Collini, 2000; Berbery e Barros, 2002), concordam com as observações de que parte desses SCM's apresenta hábitos noturnos (Garreaud e Wallace, 1997) e constituem os complexos convectivos de mesoescala (CCM's) identificados por Velasco e Fritsch (1987). Recentemente, Durkee et al. (2009) analisaram a precipitação associada

aos CCM's e verificaram que entre novembro a fevereiro, a contribuição da precipitação desses sistemas no norte da Argentina e Paraguai alcança de 20 a 30% (atingindo até 50% no mês de dezembro); na porção oeste/centro da Argentina a participação dos CCM's no regime de precipitação pode chegar a 66%. Mota (2003) observou que a precipitação associada aos SCM's de longa duração contribui com mais de 50% da precipitação em diversas áreas da região subtropical da América do Sul.

Entretanto, além de contribuírem para o ciclo hidrológico da região (Berbery e Barros, 2002), os sistemas convectivos de mesoescala, principalmente, os eventos maiores e de longa duração como os CCM's, também provocam impactos negativos devido aos episódios de tempo severos, com inundações, ventos extremos e até tornados (Velasco e Fritsch, 1987; Silva Dias, 1999). Zipser et al. (2006) observou que os SCM's subtropicais que ocorrem na América do Sul estão entre as mais intensas tempestades do mundo, o que torna a região susceptível aos danos que estes temporais podem trazer, desde os aspectos sociais provocados pelas chuvas torrenciais, até os prejuízos econômicos que as descargas elétricas nos Cumulonimbus podem provocar. A alta densidade de descargas na região foi documentada por Pinto e Pinto (2003). Lima (2005), por sua vez, relacionou a incidência de um maior número de descargas elétricas justamente em períodos com ocorrência acentuada de SCM's na região sul da América do Sul.

Esses impactos atingem uma parcela considerável da população, já que a região subtropical é uma das mais habitadas do continente sul-americano, além de ser uma das áreas mais economicamente ativas (Vera et al., 2006a), o que motiva o estudo dos SCM's com base nas aplicações em previsão do tempo. Entretanto, apesar dos diversos estudos que realizados recentemente, o conhecimento sobre esses sistemas ainda é limitado, principalmente devido à complexidade da interação entre as escalas espaciais e temporais envolvidas na formação desses eventos, o que justifica a necessidade de estudos mais detalhados que possam melhorar o conhecimento sobre as condições ambientais de gênese e manutenção desses sistemas convectivos.

1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala Subtropicais Sul-Americanos

Embora células convectivas ou nuvens Cumulonimbus (Cb) possam ocorrer isoladamente, a convecção tende a se agrupar em clusters (20 a 200 km) ou se estruturar em mesoescala alcançando dimensões de 200 a 2000 km (Machado e Rossow, 1993). Esta organização em mesoescala é favorecida quando a convecção encontra condições

ambientais propícias como, por exemplo, regiões com suprimento de ar quente e úmido (Maddox, 1983). Segundo Zipser (1982), um SCM constitui-se de um agrupamento de nuvens Cumulonimbus organizado em mesoescala (Orlanski, 1975), que perdura por um período que deve exceder o tempo de duração de um Cb individual e que apresenta ao longo do seu ciclo de vida regiões de intenso movimento ascendente que culminam em divergência na alta troposfera e áreas de movimentos subsidentes que geram zonas de ar frio na baixa troposfera. Portanto, SCM é uma denominação abrangente que engloba uma variedade de configurações meteorológicas, tais como: aglomerados de nuvens, linhas de instabilidade (LI), complexos convectivos de mesoescala (CCM's), tempestades tropicais e até mesmo furacões (Fritsch e Forbes, 2001).

Na América do Sul, Mohr e Zipser (1996) mostraram que SCM's podem ser observados ao longo de todo o ano, porém, na região subtropical são mais numerosos durante a estação quente, podendo ser observados na forma de linhas de instabilidade (Lima, 1986; Abdoulaev et al., 1994), complexos convectivos de mesoescala (Velasco e Fritsch, 1987) entre outros.

Um dos primeiros estudos a registrar a ocorrência de convecção na região subtropical da América do Sul foi o trabalho de Cavalcanti (1982) que observou a formação de aglomerados convectivos na região do Paraguai. Embora não tenham sido classificados como CCM's, esses aglomerados estudados por Cavalcanti apresentam características que concordam com a definição de Maddox (1980) como o ciclo de vida noturno, o formato arredondado e a duração do evento. Além disso, Cavalcanti (1982) sugere que esses sistemas tiveram sua formação associada ao levantamento forçado, possivelmente vinculado à circulação vale-montanha, além da influência de circulações de escala maior e a configuração de um fluxo de baixos níveis similar ao JBN.

Guedes (1985) considerando a definição de CCM de Maddox (1980) selecionou sistemas convectivos no sudeste da América do Sul e analisou os processos de grande escala que favorecem sua gênese e manutenção. Seus resultados indicaram que esses CCM's têm sua formação influenciada por forçantes, entre os quais o jato em baixos níveis transportando ar quente e úmido, o jato em altos níveis e a configuração da circulação transversa (Uccelini e Johnson, 1979).

Velasco e Fritsch (1987) foram os primeiros a realizar um mapeamento da ocorrência dos CCM's por toda a América do Sul identificando suas áreas preferenciais de formação: nas latitudes médias e sobre a região da Colômbia. Apesar de apresentarem maior extensão horizontal e maior duração do que aqueles observados nos Estados

Unidos, a análise de Velasco e Fritsch (1987) mostrou que os CCM's sul-americanos apresentam características semelhantes, como o hábito noturno, o predomínio de formação sobre o continente a sotavento de uma cadeia de montanhas, e a presença dos jatos de baixos e altos níveis na gênese do sistema. Em relação ao ciclo de vida, o estudo mostrou que as primeiras tempestades iniciam-se no final da tarde, a organização em mesoescala acontece à noite, a fase madura ocorre durante a madrugada e a dissipação é observada pela manhã.

Na década de 90, alguns estudos de casos de CCM's também verificaram a presença dos jatos de altos e baixos níveis (Scolar e Figueiredo, 1990; Duquia e Silva Dias, 1994), e a importância do JBN no transporte de calor e umidade para a intensificação da convecção nas áreas de formação desses CCM's (Sugahara et al., 1994).

Laing e Fritsch (1997) ao estudar a população global de CCM's, verificaram que a presença deste jato em baixos níveis não é exclusiva dos complexos convectivos de mesoescala sul-americanos, sendo também observado um fluxo similar transportando ar quente e úmido durante o desenvolvimento de sistemas convectivos semelhantes nos Estados Unidos e na China.

Na América do Sul, este escoamento de norte é uma característica típica de verão (Virji, 1981; Marengo et al., 2009), e tem seu estabelecimento fortemente influenciado pelos Andes e pela presença de fontes de calor na Amazônia (Gandú e Geisler, 1991; Figueiroa et al., 1995). Marengo e Soares (2002) observaram que de um modo geral, o efeito dos Andes na ocorrência deste jato acontece à semelhança do observado com as montanhas Rochosas nos Estados Unidos: as cordilheiras, que se estendem meridionalmente, bloqueiam a circulação zonal em baixos níveis provocando sua canalização e transportando o ar quente e úmido do Atlântico tropical e Amazônia e do Golfo do México, respectivamente, para as regiões centrais da América do Sul e Norte.

A identificação do JBN tem sido baseada no critério 1 de Bonner (Bonner, 1968) modificado para as condições da América do Sul e geralmente aplicado em Santa Cruz de la Sierra (17,75°S, 63,06°W), Bolívia (Marengo et al., 2004), onde são observados os ventos mais intensos (Vera et al., 2006a).

Em Santa Cruz de La Sierra o fluxo máximo ocorre em média entre 1.000 e 1.600 metros acima do nível médio do mar e pode se estender lateralmente por até 500 km (Vera et al., 2006a), e apesar de alguns estudos terem indicado maior intensidade entre 00 e 12 UTC (Marengo et al., 2004), devido à escassez de dados de ar superior na

região, seu ciclo diurno ainda não é bem definido (Marengo et al., 2009). Embora o jato seja mais freqüente durante a estação quente, ele pode ser observado inclusive no inverno, principalmente, nas áreas a sudeste de Santa Cruz de La Sierra (Marengo et al., 2004). Em relação à variabilidade interanual, estudos sugerem que o El Niño pode afetar a intensidade e a freqüência dos eventos (Nieto Ferreira et al., 2003; Marengo et al., 2004), de modo que na fase quente, observa-se uma tendência de aumento no número de JBN's durante o verão austral (Silva et al., 2009).

Estudos também mostram que o balanço de umidade da região subtropical é afetado pelo JBN, principalmente durante a estação quente (Saulo et al., 2000; Salio et al.; 2002 e Marengo et al., 2004), quando se observa que, eventos de jato de baixos níveis estão associados com extremos de precipitação no sudeste da América do Sul (Liebmann et a., 2004; Weykamp e Ambrizzi, 2006, entre outros). As análises sobre os efeitos da variação deste jato sobre a gênese de SCM's e a precipitação têm explorado, principalmente, o aspecto da variabilidade intrasazonal, que aponta a existência de um padrão de dipolo de precipitação e circulação sobre a América do Sul (Nogues-Paegle e Mo, 1997; Liebmann et al., 1999): quando a ZCAS não está atuante, o JBN se localiza próximo ao declive leste dos Andes, e transporta umidade tropical para a bacia do Prata; por outro lado em períodos de ZCAS atuante, o JBN é deslocado para leste, transportando a umidade tropical para o sudeste do Brasil ao longo do sistema frontal estacionário (Herdies et al., 2002). Este padrão de variação intrasazonal da circulação em baixos níveis foi associado às fases ativa e não ativa do sistema de monção sul-americano (Jones e Carvalho, 2002).

Nieto Ferreira et al. (2003) analisaram a relação entre ZCAS, JBN e a organização da convecção na América do Sul. Seus resultados mostraram que na ausência de ZCAS existe uma tendência do fluxo de norte na Bolívia ser mais intenso e a formação de SCM's ser maior na região subtropical. Outro aspecto da variabilidade do JBN foi observado por Salio, Nicolini e Saulo (2002), e ocorre quando o vento máximo é observado em torno ou ao sul de 25°S, e o jato em baixos níveis passa a ser denominado de jato do Chaco. Este jato é forçado sinoticamente e é uma resposta geostrófica ao aprofundamento da baixa térmica sobre o noroeste da Argentina (Seluchi et al. 2003). Assim, o jato do Chaco seria conseqüência do *feedback* entre a convecção e o fluxo de norte em baixos níveis que se torna acelerado (Saulo et al. , 2007).

Salio et al. (2007) partiram dessas evidências que relacionam o JBN e a gênese e manutenção dos SCM's, e analisaram a evolução das condições ambientais e

da convecção durante os períodos em que se observa essa relação. A análise considerou a evolução de três dias, sendo o dia central (DIA-SCM/JBN) definido como aquele em que o JBN foi identificado e pelo menos um dos SCM's selecionados alcançou o estágio maduro. Os resultados mostram que no nordeste da Argentina a formação dos SCM's é precedida por um transporte intenso de calor e umidade em baixos níveis, que penetra extensivamente dentro de áreas subtropicais no DIA-1. Este fluxo apresenta um perfil vertical de JBN com um ciclo diurno anômalo denotado pela persistência de vento intenso em baixos níveis durante a tarde que gera instabilidade convectiva, levando a configuração gradual de condições favoráveis para a formação de convecção organizada na área subtropical durante o dia seguinte (DIA-SCM/JBN). Uma contribuição adicional para a formação de convecção seriam as condições favoráveis de grande escala geradas pela presença de uma zona baroclínica em latitudes médias, que ajuda a sustentar movimentos verticais ascendentes na área de desenvolvimento de SCM's. As 06 e 12UTC do DIA-SCM/JBN a contribuição de calor e umidade, a divergência de altos níveis associada com o jato subtropical, a convergência de baixos níveis gerada pelo jato de baixos níveis, e os máximos de umidade específica e temperatura potencial na superfície se combinam em fase para criar uma extensa área com formação e intensificação de convecção organizada. Estas condições se assemelham àquelas identificadas como responsáveis pela gradual desestabilização da atmosfera e no estabelecimento das condições requeridas para gerar convecção organizada em outras regiões do globo (Johnson e Mapes, 2001; Fritsch e Forbes, 2001).

Anabor et al. (2008) estudaram um grupo específico de SCM's com ciclos de vida que alcançam até 70 horas de duração e se deslocam para norte ou noroeste. As análises das composições médias dos dez casos estudados indicam que esses SCM's se formam em um ambiente com intensa advecção de ar quente e úmido nos baixos níveis a partir da região Amazônica. A configuração de um anticiclone na costa do Brasil parece reforçar o fluxo deste jato de baixos níveis. O sistema se desenvolve no lado equatorial do jato de altos níveis e tem sua gênese em um ambiente com alto valor de CAPE (Convective Available Potential Energy).

Outros estudos têm analisado as características estruturais dos sistemas convectivos, avaliando aspectos da morfologia dos SCM's.

Machado e Rossow (1993) estudaram a evolução dos sistemas convectivos e verificaram que além das variações de forma e tamanho, a composição das nuvens também se modifica ao longo do seu ciclo de vida, desde a fase inicial composta quase

exclusivamente de Cb's, até a fase madura onde uma parte considerável do SCM apresenta nuvens estratiformes, Cb's em dissipação e Cirrus.

Machado et al. (1998) analisaram os ciclos de vida dos SCM's sul-americanos e observaram evidências de uma correspondência direta entre o tamanho e tempo de vida desses sistemas e características morfológicas iniciais como a taxa de expansão da área de cobertura de nuvens.

A relação entre taxa de expansão e ciclo de vida também foi explorada por Machado e Laurent (2004) no caso de sistemas convectivos tropicais, seus resultados sugerem que a taxa de expansão poderia ser usada como um parâmetro previsor do ciclo de vida do SCM.

Siqueira e Machado (2004) analisaram a influência da incursão de sistemas frontais na variabilidade da convecção. Siqueira et al. (2005) mostraram que as características estruturais dos sistemas convectivos observados em diferentes tipos de interações com sistemas frontais são variáveis, e que o sistema frontal tende a organizar a área da convecção nos subtrópicos, e sua estrutura vertical nos trópicos.

Zipser et al. (2004) realizaram uma análise preliminar dos CCM's observados durante período do South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) explorando alguns aspetos da relação entre os sistemas convectivos e o JBN. Sakamoto et al. (2008) verificaram que além de serem mais numerosos, os sistemas tropicais observados durante o SALLJEX apresentam temperaturas mais baixas nos topos das nuvens do que os sistemas convectivos subtropicais, o que sugere que seu desenvolvimento inicial é mais intenso. Sakamoto et al. (2009) analisaram os SCM's continentais e oceânicos subtropicais observados durante este experimento e verificaram que além dos eventos continentais serem mais numerosos que os oceânicos, existem diferenças no ciclo diurno desses SCM's. Sistemas continentais são gerados principalmente à tarde e no início da noite, apresentam a fase madura à noite e durante a madrugada, e a dissipação ocorre ao longo do dia. Os sistemas convectivos oceânicos apresentam gênese e fase madura mais tarde, durante a noite e madrugada, e a dissipação ao longo do dia, com um pico no final da manhã.

Recentemente, Durkee e Mote (2009) apresentaram uma climatologia dos CCM's subtropical sul-americana baseada na análise dos sistemas observados durante os meses de outubro a maio de 1998 a 2007. O estudo avaliou, dentre outros, a distribuição espacial e temporal dos sistemas ao longo da estação quente. Seus resultados mostram similaridades com as observações de Velasco e Fritsch (1987), por

exemplo, quanto ao ciclo diurno, porém foram notadas algumas diferenças como o tempo de vida e a área máxima do sistema, provavelmente por causa dos limiares de temperatura utilizados, que foram mais altos neste trabalho de Durkee e Mote. Um aspecto interessante deste estudo foi a análise dos sistemas convectivos oceânicos, que representaram em torno de 15% dos eventos observados.

1.3 Observação e Simulação Numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala Subtropicais Sul-Americanos

1.3.1 South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX)

O ciclo de vida dos sistemas convectivos de mesoescala inicia-se a partir de tempestades individuais que interagem entre si e se combinam de forma organizada, podendo atingir um longo período de duração (Cotton e Anthes, 1989). Mesmo um CCM, que em sua fase madura pode alcançar dimensões horizontais superiores a 600.000 km² (Maddox, 1983), apresenta em sua gênese, segundo o modelo conceitual de ciclo de vida sugerido por Maddox (1980), fenômenos de escala micro α e/ou meso β (Orlanski, 1975), que dificilmente são observados pela rede convencional de monitoramento.

O problema da deficiência observacional torna-se ainda mais evidente quando se verifica que a organização desses sistemas depende de circulações de escala sinótica, mesoescala e também em escala mais localizada associadas à topografia (Johnson e Mapes, 2001), o que requer uma ampla cobertura de dados. Na região subtropical da América soma-se ainda a escassa rede de observações, principalmente de ar superior, que dificulta o entendimento, por exemplo, da estrutura do JBN, considerado uma característica chave da monção sul-americana e conseqüentemente do clima do continente.

Assim, a realização do experimento de campo SALLJEX gerou uma oportunidade singular para melhorar a descrição espacial e temporal do fluxo atmosférico na América do Sul. O experimento é parte de um projeto mais amplo do programa Variability of the American Monsoon (VAMOS) (que pertence ao Climate Variability and Predictability Programme (CLIVAR) do World Climate Research Programme (WCRP)), que visa compreender o papel do JBN na troca de calor e umidade entre os trópicos e os extra-trópicos e aspectos sobre hidrologia, clima e variabilidade climática (Vera et al., 2006a).

O SALLJEX foi realizado entre os dias 15/11/2002 a 15/02/2003 e constituiu-se de uma maciça coleta de dados através de uma rede composta por radiossondas, balões piloto, pluviômetros, além de um avião de pesquisa. O experimento contou com a participação de cientistas, estudantes e colaboradores de diversos países como Argentina, Brasil, Bolívia, Paraguai, Chile, Uruguai, Peru e Estados Unidos (Vera et al., 2006a).

Resultados preliminares baseados nesses dados foram apresentados em uma edição especial da revista *Clivar Exchanges (Clivar Exchanges, 2004)*.

O conjunto de dados coletados não tem sido apenas utilizado para estudar a estrutura troposférica e a validar simulações numéricas. Herdies et al. (2007) realizaram um estudo de assimilação de dados para avaliar o impacto dessas observações nas análises. Seus resultados mostraram uma melhora significativa na descrição do padrão de circulação atmosférica da região. Além disso, a partir deste estudo foi gerado um conjunto de reanálises especiais para o período do experimento que pode ser utilizado para experimentos numéricos ou ainda para análises das condições ambientais.

1.3.2 Identificação e Rastreamento de Sistemas Convectivos de Mesoescala

A identificação de sistemas convectivos iniciou-se com o advento dos satélites meteorológicos na década de 60 que permitiu a obtenção sistemática de imagens de cobertura de nuvens. As metodologias mais comuns utilizam imagens do canal infravermelho que requer a adoção de limiares de temperatura para identificar regiões de convecção (Carvalho e Jones, 2001).

Doswell (2001) observa que as denominações SCM e CCM estão associadas unicamente a esta perspectiva via satélite e lembra que Maddox (1980) definiu os complexos convectivos de mesoescala (CCM's) através de critérios determinados essencialmente a partir de imagens de satélite do canal infravermelho.

Ainda que atualmente as técnicas de rastreamento de nuvens sejam quase todas automatizadas, as primeiras observações sobre os SCM's foram realizadas através de um acompanhamento manual. O estudo de Velasco e Fritsch (1987) é um desses casos onde cada CCM foi identificado através da inspeção visual das seqüências de imagens (Machado e et al. 1998).

Uma das primeiras metodologias de rastreamento automatizado de sistemas convectivos foi a de Williams e Houze (1987), que propôs a sobreposição mínima entre sistemas convectivos em imagens sucessivas. Arnaud et al. (1992) também desenvolveu

e aplicou uma técnica similar para analisar SCM's tropicais observados na África, porém adicionou critérios para identificar situações em que o sistema sofre divisões ou combinações com outros. A técnica de rastreamento de Feidas e Cartalis (2001) também considera a sobreposição de sistemas convectivos na seqüência de imagens, porém além do canal infravermelho, imagens do vapor d'água são utilizadas para aperfeiçoar a detecção das células convectivas. Mathon e Laurent (2001) também desenvolveram uma metodologia de acompanhamento do deslocamento dos SC's, que considera situações de fusão e separação dos SC's permitindo diferenciar aqueles que evoluíram de uma fusão daqueles que se desenvolveram isoladamente. Nesta metodologia em cada passo de tempo a localização do SCM e as características morfológicas e radiativas são calculadas para diferentes limiares de temperatura.

No Brasil, Machado et al. (1998) desenvolveram uma metodologia que considera a utilização de dois limiares de temperatura, o primeiro para identificar o sistema convectivo (SC) e um segundo limar, mais frio, para delimitar os clusters convectivos inseridos nesse sistema. Para cada sistema convectivo primeiramente são calculados diversos parâmetros (tamanho, números de clusters convectivos, forma, excentricidade, etc.), em seguida verifica-se a sobreposição das áreas desse sistema convectivo original e do sistema candidato na imagem seguinte, calculando a fração desta sobreposição, a velocidade e direção de propagação. O SC pode ser rastreado durante todo seu ciclo de vida, o que permite estudar a evolução de suas propriedades morfológicas e radiativas. Esta é a base da técnica de rastreamento conhecida como ForTraCC (Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters, Machado e Laurent, 2004; Vila et al., 2008).

Carvalho e Jones (2001) desenvolveram uma metodologia baseada na identificação de sistemas de nuvens convectivas em imagens do canal infravermelho, e no uso da técnica de máxima correlação espacial para rastrear e acompanhar SC´s. A técnica, chamada de MASCOTTE (Maximum Spatial Correlation Tracking Technique) assume que a correlação espacial entre regiões definidas por um dado sistema de nuvem convectiva em imagens consecutivas deve permanecer acima de um dado limiar.

Essas metodologias têm sido testadas ao longo dos anos através das aplicações em diversas partes do mundo. Na América do Sul, as técnicas mais utilizadas são o MASCOTTE e o ForTraCC.

O MASCOTTE (Carvalho e Jones, 2001) foi a técnica aplicada por Carvalho et al. (2002) para analisar características diversas da Zona de Convergência do Atlântico Sul

(ZCAS), também foi utilizada por Nieto Ferreira et al. (2003) na análise da variabilidade dos sistemas de nuvens convectivas observadas na América do Sul.

Em relação à utilização do ForTraCC, além dos estudos citados anteriormente: Nicolini et al. (2002); Siqueira e Machado (2004); Siqueira et al. (2005); Salio et al. (2007); Sakamoto et al. (2008); Sakamoto et al. (2009), outros também fizeram uso desta metodologia de rastreamento de nuvens: Machado et al. (1998) aplicou a metodologia para analisar as características morfológicas dos SCM's observados nas Américas; Machado e Laurent (2004) utilizaram o ForTraCC para analisar SCM's tropicais e verificar a relação entre a divergência em altos níveis e a taxa de expansão da área dos sistemas convectivos e de seu ciclo de vida; Sakamoto (2004) utilizou a técnica para avaliar sistemas convectivos que provocaram precipitações intensas em Fortaleza (CE); Zipser et al. (2004) utilizaram o ForTraCC para rastrear os SCM's observados durante o SALLJEX; Sakamoto et al. (2009) também utilizaram a técnica para identificar os SCM's observados no oeste da Colômbia.

1.3.3 Simulação Numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala

Apesar da necessidade de um prognóstico precoce e acertado, a previsão de SCM's continua sendo uma tarefa complexa (Ziegler, 2002) e requer minimamente o conhecimento das condições e áreas favoráveis à sua gênese (Jirak e Cotton, 2007). Entretanto, a natureza das escalas espaciais e temporais dos elementos envolvidos na iniciação da convecção, torna ainda mais complicada a simulação da localização e do momento de ocorrência dos SCM's (Stensrud et al., 2000).

Um exemplo da dificuldade de simular SCM's é o caso do sistema convectivo observado entre os dias 17 e 18/01/03 durante o experimento SALLJEX (Vera et al., 2006a), que não pôde ser adequadamente previsto à época (Paegle et al., 2004) e mesmo nas simulações realizadas posteriormente (Cavalcanti et al., 2003; Rozante e Cavalcanti, 2004). Paegle et al. (2004) observam para este evento em particular, que a dispersão dos resultados dos diversos modelos inicializados sob as mesmas condições, reflete a variabilidade das parametrizações físicas de cada um. Suas análises indicam que embora os modelos tenham previsto precipitação, eles não foram capazes de representar adequadamente as chuvas associadas ao sistema, além disso, Paegle et al. (2004) sugerem que a deficiência na previsão deste evento pode estar relacionada à especificação do estado inicial.

Esta questão sobre a condição inicial também foi observada por Menezes (1997) que utilizou o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling Systems) para simular as condições de escala sinótica e as estruturas de mesoescala observadas durante a formação e evolução de tempestades severas no estado de São Paulo. Seus resultados mostraram que embora as condições ambientais tenham sido simuladas relativamente bem, os experimentos numéricos também indicaram o impacto positivo da assimilação de dados de superfície e do aumento da resolução espacial da grade de simulação. Nicolini et al. (2002) ao estudarem a precipitação associada aos eventos de jato do Chaco também observaram o impacto do aumento da resolução espacial na simulação numérica.

Sakamoto et al. (2006) realizaram os primeiros experimentos com o modelo WRF (Weather Research and Forecasting Model) para verificar os efeitos de diferentes esquemas de parametrização (cumulus e microfísica) e de resolução horizontal na simulação do sistema convectivo observado no dia 17/01/03 durante o experimento SALLJEX. Sakamoto et al. (2007), além das questões exploradas no artigo de 2006, investigaram o efeito da condição inicial já mencionado por Paegle et al. (2004) inicializando o modelo WRF com diferentes condições iniciais e de fronteira e realizando experimentos com assimilação de dados. Seus resultados confirmam a sensibilidade dos experimentos numéricos quanto aos esquemas de parametrização, e indicam que as simulações são bastante sensíveis às condições iniciais, de modo que se observa um impacto positivo na previsão do padrão de precipitação quando técnicas de assimilação de dados.

Fernandez et al. (2006) avaliaram o desempenho do modelo ETACLIM na simulação de um CCM observado nos dias 22 e 23/01/03, durante o SALLJEX. Seus resultados mostraram que o impacto da condição inicial nas primeiras horas de integração do modelo é maior que o aumento de sua resolução horizontal e vertical.

Pinto e Campos (2007) utilizaram o modelo RAMS para estudar o ambiente sinótico de gênese e evolução de um sistema convectivo de mesoescala observado no Rio Grande do Sul em fevereiro de 2003. Os campos simulados permitiram verificar o ambiente sinótico e analisar as condições que favoreceram a formação do SCM.

Rozante e Cavalcanti (2008) realizaram simulações de SCM's observados durante a primavera e o verão na América do Sul através do modelo ETA de alta resolução. Os experimentos foram conduzidos também com o propósito de identificar a melhor configuração do modelo ETA para a simulação dos SCM's subtropicais. Os resultados das composições de oito casos, que incluíram um evento observado durante o SALLJEX, mostraram que o modelo nessa configuração ótima, conseguiu simular as circulações associadas, possibilitando a identificação dos jatos de baixos e altos níveis e da circulação transversa.

Recentemente, Anabor et al. (2009) utilizaram o modelo WRF para simular um conjunto especial de SCM's observados na América do Sul que apresentam propagação para noroeste. Para isso, as condições iniciais e de fronteira das simulações foram criadas utilizando os campos resultantes da composição de dez destes SCM's (Anabor et al., 2008). Os resultados mostram que o modelo conseguiu representar razoavelmente a evolução do ambiente de grande escala reproduzindo uma estrutura de convecção organizada similar àquela observada. Os resultados também sugerem que a propagação desses sistemas é influenciada por ondas de gravidade interna e a formação das piscinas de ar frio na baixa troposfera.

1.4 Objetivos

Esta breve revisão mostra que apesar dos estudos sobre os SCM's subtropicais sul-americanos terem aumentado recentemente, ainda há diversos aspectos a serem explorados, principalmente relacionados ao ambiente de gênese desses sistemas.

Diversos estudos têm evidenciado o papel do JBN como mecanismo de transporte de umidade e calor para a gênese e manutenção dos SCM's na região subtropical da América do Sul. Porém, Salio et al. (2007) mostram que em 41% (12%) dos dias com (sem) JBN pelo menos um SCM é observado, ou seja, mesmo que a freqüência de SCM's em dias sem ocorrência de JBN seja menor, existem sistemas sendo gerados. Assim, uma questão que se coloca é: se o jato de baixos níveis não está atuante para transportar umidade das latitudes mais baixas, qual seria a origem da umidade? Em dias com JBN atuante, a fonte de umidade para a gênese dos sistemas convectivos seria unicamente a região tropical?

Desde os trabalhos pioneiros de Cavalcanti (1982), Guedes (1985) e Velasco e Fritsch (1987), entre outros, foram identificados mecanismos pré-condicionantes e de gatilho que contribuem para a gênese dos SCM's subtropicais sul-americanos: jato de baixos níveis, jato de altos níveis, circulação transversa, cavado em níveis médios, circulação tipo vale-montanha, sistemas frontais. Mais recentemente, Salio, Nicolini e Zipser (2007) ao analisar as condições ambientais observadas em períodos de formação de SCM com JBN atuante, verificaram características atmosféricas similares aos observados em outras regiões de gênese de sistemas convectivos. No entanto, este estudo analisou as características gerais associadas aos sistemas, porém, sabe-se que a duração de um sistema convectivo, é altamente variável, como mostra o grupo de CCM's analisados por Velasco e Fritsch (1987), portanto, uma questão que poderia ser colocada é: existem condições ambientais distintas desde a gênese de um SCM que poderiam ajudar a explicar sua longevidade?

Os sistemas convectivos observados durante o período do SALLJEX já foram incluídos em estudos climatológicos (Salio et al., 2007; Durkee e Mote, 2009), e em alguns estudos específicos (Zipser et al., 2004; Sakamoto et al., 2009), porém, questões sobre o ambiente de formação desses sistemas permanecem inexploradas, por exemplo: quais seriam os mecanismos pré-condicionantes e de gatilho predominantes?

Em relação à simulação numérica dos sistemas observados durante o SALLJEX, os estudos que já foram realizados procuraram avaliar principalmente os efeitos de configuração dos modelos (Cavalcanti et al., 2003; Rozante e Cavalcanti, 2004; Fernandez et al., 2006; Sakamoto et al., 2006; Sakamoto et al., 2007; Rozante e Cavalcanti, 2008) e questões relacionadas à deficiência na previsão (Paegle et al., 2004). Poucos estudos avaliaram a simulação das condições ambientais dos sistemas convectivos observados na América do Sul: Rozante e Cavalcanti (2008) analisaram eventos de primavera e verão, incluindo um caso observado durante SALLJEX; Pinto e Campos (2007) também se restringiram a um evento de verão; Anabor et al.(2009) simularam um tipo específico de SCM em um experimento numérico realizado sob condições iniciais e de fronteira idealizadas. Deste modo, uma questão que poderia ser colocada em relação à capacidade de um modelo de mesoescala em simular as condições ambientais associadas à SCM's é: seria possível distinguir características dos SCM's ou das condições ambientais a eles associados, que ajudassem a explicar o desempenho do modelo numérico?

Assim, o objetivo geral deste estudo é caracterizar a atividade convectiva dos SCM's observados durante o experimento SALLJEX visando discernir as condições ambientais que distinguem sistemas de longa duração.

Para alcançar este propósito os seguintes objetivos específicos foram definidos:

- Avaliar a distribuição espacial, variabilidade diurna, ciclo de vida, deslocamento e parâmetros morfológicos dos SCM's continentais e oceânicos,
- Investigar as origens das fontes de umidade que contribuem para a gênese dos SCM's
- Caracterizar as condições sinóticas com atenção à identificação dos fatores pré-condicionantes e mecanismos de gatilho à convecção
- Avaliar as condições dinâmicas e termodinâmicas observadas durante a gênese do sistema convectivo e sua evolução ao longo do ciclo de vida.
- Realizar simulações numéricas dos SCM's com enfoque na verificação da qualidade da previsão de precipitação em função da capacidade do modelo em reproduzir as condições atmosféricas essenciais à geração da convecção.

Este estudo está estruturado da seguinte forma: no Capítulo 2 são apresentados os dados e a metodologia utilizados. O Capítulo 3 traz os resultados da caracterização geral dos SCM's. No Capítulo 4, são apresentadas as origens das fontes de umidade que contribuem para a gênese dos sistemas convectivos. O Capítulo 5 mostra as características dinâmicas e termodinâmicas observadas durante a gênese e evolução dos SCM's. No Capítulo 6 são mostrados os resultados das simulações numéricas. No Capítulo 7 são apresentadas as conclusões gerais e sugestões para trabalhos futuros. E por fim, as Referências Bibliográficas e os Anexos.

2 Dados e Metodologia

2.1 Período e Região de Análise

O estudo envolve o período do SALLJEX (South American Low-Level Jet Experiment). O experimento foi realizado entre 15 de novembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003, sobre a região da Bolívia, Paraguai, centro e norte da Argentina, oeste do Brasil e Peru, que sofre a influência direta do jato de baixos níveis (JBN). O SALLJEX foi concebido para monitorar, quantificar e analisar a circulação troposférica na região, e promoveu uma coleta de dados essenciais para estudar a estrutura deste jato, a variabilidade temporal e espacial do campo de vento e da precipitação (Vera et al., 2006a).

Devido à limitação do período da reanálise utilizada neste estudo, a análise é

direcionada aos sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) observados entre 15 de dezembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003.

Neste estudo avaliam-se os SCM's cuja gênese se deu ao sul da latitude de 20°S. Este limite latitudinal também foi adotado por Velasco e Fritsch (1987) para classificar os sistemas convectivos de origem subtropical. A Figura 2.1 mostra a área de cobertura da imagem de satélite utilizada para a detecção dos sistemas, e como exemplo, a posição dos



Figura 2.1 - Posição inicial de todos os sistemas convectivos detectados no dia 02/12/2002. As cores indicam os horários UTC.

SCM's observados em um dia escolhido aleatoriamente. São avaliados também os SCM's originados sobre o oceano Atlântico adjacente, além daqueles gerados sobre o continente.

2.2 Dados

A identificação dos sistemas convectivos é realizada através de imagens do canal infravermelho, partindo-se do pressuposto que nuvens associadas à convecção profunda apresentam topo com baixa temperatura de brilho (Mathon e Laurent, 2001). Para isso, são utilizadas imagens disponibilizadas pelo CPC/NCEP/NWS (Climate

Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service). Estas imagens têm resolução temporal de 30 minutos, resolução espacial (pixel) de 4 km, cobertura global e são resultado da combinação das imagens dos satélites geoestacionários americanos GOES 8 e 10, do satélite europeu Meteosat 7 e 5 e do satélite japonês GMS (Janowiak et al., 2001). Para este estudo, as imagens globais são recortadas sobre a região da América do Sul (Figura 2.1) e para o período de sessenta dias de análise (15/12/2002 a 15/02/2003), um total de 2.880 imagens foi processado.

As condições dinâmicas e termodinâmicas são avaliadas a partir de reanálises especialmente elaboradas pelo CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos). Estas possuem 1º de resolução espacial, resolução temporal de 6 horas (horários sinóticos) e incluem a assimilação dos dados coletados durante o SALLJEX (Herdies et al., 2007). Estas reanálises também são utilizadas como condição inicial e de fronteira nas simulações numéricas.

O jato de baixos níveis é determinado a partir das radiossondagens do SALLJEX e também das reanálises do CPTEC e do NCEP (National Center for Environmental Prediction). Além disso, as análises operacionais do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (ECMWF, 2002) com resolução de 1º são também utilizadas em um modelo lagrangeano para identificar fontes de umidade.

Dados de precipitação do SALLJEX são utilizados na verificação das simulações. Estes dados correspondem aos totais pluviométricos acumulados em 24 horas através de cerca de 1.200 pluviômetros instalados especialmente para o experimento, que complementaram a rede de coleta operacional da Argentina, Paraguai, Bolívia, Perú e Brasil (Vera et al., 2006a).

2.3 Esquema para Rastreamento de Clusters de Nuvens

O esquema de rastreamento de clusters ou agrupamentos de nuvens chamado ForTraCC (Forecasting and Tracking the evolution of Cloud Clusters) é aplicado às imagens do canal infravermelho para a detecção dos sistemas convectivos e obtenção de vários parâmetros, como por exemplo, excentricidade, velocidade e direção de propagação, taxa de expansão da área de cobertura do sistema convectivo, entre outros (Vila et al., 2008).

O ForTraCC foi desenvolvido em linguagem Fortran e opera no sistema Linux. As principais etapas de processamento deste algoritmo são:

a) Detecção do cluster de nuvens baseado em limiares de temperatura e tamanho;

- b) Estimativa de parâmetros morfológicos e radiativos;
- c) Rastreamento do cluster de nuvens baseado na sobreposição das áreas em imagens sucessivas;
- d) Previsão do deslocamento e fase do ciclo de vida do sistema convectivo baseado em sua evolução nos horários precedentes.

A estrutura do algoritmo é apresentada na Figura 2.2.



Figura 2.2 – Esquema da estrutura do algoritmo FORTRACC (Fonte: Macedo et al., 2004)

As diversas sub-rotinas apresentadas na Figura 2.2 atendem aos seguintes procedimentos:

- **Pré-Processamento de Imagens**: imagens do canal infravermelho em resolução total são re-projetadas da projeção satélite para projeção retangular.

- Identificação e Classificação do Sistema Convectivo (SC): os SC's são delimitados a partir de limiares pré-definidos de temperatura de topo de nuvem.

Cálculo de Parâmetros: morfológicos (tamanho do sistema, raio efetivo, fração convectiva e número de células convectivas, eixo de inércia, inclinação e excentricidade);
 radiativos (temperaturas média e mínima) e de localização (coordenadas do centro geométrico, data e hora).

- Acompanhamento ou Rastreamento do SC: definido o conjunto de pixels da imagem de satélite que delimita o SC, este pode ser classificado como: sistema novo ou de geração espontânea (N), sistema que sofreu continuidade (C), referindo-se ao SC identificado em uma imagem e presente na imagem seguinte (Figura 2.3a); sistema que sofreu uma divisão ou *split* (S), que corresponde ao desmembramento do SC (Figura 2.3b) e uma junção ou merge (M), quando dois ou mais SC se fundem (Figura 2.3c)

20



Figura 2.3 – Classificação do SC de acordo com seu comportamento durante o seu rastreamento: (a) SC com continuidade; (b) SC que sofreu divisão ou split; (c) SC que sofreu combinação ou merge. (Fonte: Macedo et al., 2004)

 Estimativa de Velocidade e Direção Média de Propagação: a partir da identificação de um mesmo SC em imagens sucessivas, define-se através do deslocamento do seu centro de massa, sua direção e velocidade de deslocamento.

- Estimativa de Crescimento e Desenvolvimento do SC: a taxa de expansão ou decréscimo da área do cluster que define o SC determina a fase do ciclo de vida do sistema (Machado e Laurent, 2004). A taxa de expansão é simplesmente definida como a diferença normalizada entre a área do sistema entre duas imagens sucessivas (Machado et al., 1998).

Os diversos parâmetros calculados pelo ForTraCC são apresentados na Tabela 2.1:

Tabela 2.1 – Parâmetros de Saída do ForTraCC	
SYS	Número de identificação do Sistema Convectivo (SC)
XLAT	Latitude do centro de massa do SC
XLON	Longitude do centro de massa do SC
TIME	Intervalo de tempo em relação ao horário da imagem

SIZE	Tamanho do SC em pixels
DSIZE	Taxa de expansão do SC
TMED	Temperatura media do SC
DTMED	Taxa de variação da temperatura média do SC
TMIN	Temperatura mínima do SC
DTMIN	Taxa de variação da temperatura mínima do SC
TMIN9	Média do kernel de 9 pixels (análise da vizinhança)
DTMIN9	Taxa de variação de TMIN9
CBNUM	Quantidade de topos frios
CBMED	Tamanho médio dos topos frios
VEL	Velocidade do centro de massa do SC em relação ao seu posicionamento na imagem anterior
DIR	Direção de deslocamento do centro de massa do SC
INCLI	Inclinação do SC
ECCE	Excentricidade do SC
CLA	Classificação do SC
SYS_ANT	Identifica qual o SC anterior que originou o atual

Detalhes sobre o cálculo destes parâmetros podem ser obtidos em Machado et al. (1998) e Vila et al. (2008) que trazem excelentes descrições sobre a metodologia.

2.4 Seleção de Sistemas Convectivos

Para identificar sistemas convectivos a partir de imagens do canal infravermelho assume-se que baixas temperaturas de brilho são fortemente relacionadas à convecção profunda (Mathon e Laurent, 2001). Este procedimento requer a adoção de um limiar de temperatura de topo de nuvem, a partir do qual se considera que pixels contíguos com temperatura inferior a este limiar constituem um cluster de nuvem, ou seja, um sistema convectivo (SC).

Nuvens associadas à convecção profunda alcançam grande desenvolvimento vertical e apresentam seu topo acima da média troposfera. Machado e Rossow (1993) observam que nos níveis médios, em torno de 6 a 9 quilômetros de altura, a temperatura encontra-se entre 245 e 265K, na faixa latitudinal entre 45° e o equador. Ainda de acordo com esse estudo, uma parcela flutuante nos Trópicos, para alcançar este nível, com temperatura menor do que 245K deve ter sido originada abaixo de 700 hPa, o que garante a profundidade da convecção. Diversos outros estudos concordam que limiares inferiores a 245K identificam satisfatoriamente sistemas convectivos (por exemplo: Velasco e Fritsch, 1987; Miller e Fritsch, 1991, Mapes e Houze, 1993; Machado e Rossow, 1993; Carvalho e Jones, 2001; Machado e Laurent, 2004; e outros).

Neste estudo, os limiares de temperatura do ForTraCC são mantidos conforme os valores utilizados operacionalmente no CPTEC/INPE: 235K para definir o SC e 210K para identificar áreas de convecção mais intensa ou células convectivas (CC) imersas no SC.

O limiar de seleção do SC de 235K é similar àquele adotado por Garreaud e Wallace (1997) que analisou a marcha diurna da convecção sobre as Américas tropical e subtropical. De acordo com esses autores, este limiar, que corresponde a uma altura de topo de nuvem acima de 300 hPa, é frio o suficiente para não ser afetado pelas mudanças na temperatura de corpo negro relacionadas às variações de temperatura do solo ou nuvens em níveis mais baixos. O mesmo limiar foi utilizado por Machado e Laurent (2004) e também por Carvalho e Jones (2001), em seus estudos sobre os sistemas convectivos observados sobre a bacia Amazônica, durante o experimento WETAMC/LBA (Wet-Season Atmospheric Mesoscale Campaign/Large-Scale Biosphere-Atmosphere). Carvalho e Jones (2001) observaram ainda que, com a adoção deste limiar pode-se investigar a maior parte da região da bigorna e também as áreas de atividade convectiva mais profunda.

O limiar de 235K é ligeiramente superior ao utilizado por Velasco e Fritsch (1987), que adotaram 231 e 233K. Porém, é mais baixo do que aquele empregado por Maddox (1980) na definição dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's), que foi de 241K.

Neste estudo o interesse é por sistemas de duração mais longa. Embora não seja feita qualquer distinção entre as diversas categorias de sistemas convectivos (Complexos Convectivos de Mesoescala – CCM, Linhas de Instabilidade – LI, etc.), alguns critérios adotados por Maddox (1980) para identificar CCM's foram considerados, dentre eles o ciclo de vida mínimo de seis horas. Porém, seguindo Anderson e Arrit (1998) o critério de excentricidade mínima de 0,7, adotado por Maddox (1980) para definir o CCM, não foi aplicado.

Assim, os SCM's analisados neste estudo, são aqueles que atendem aos critérios de tamanho mínimo de cluster (150 pixels = 2.400 km²) delimitado pelo limiar de temperatura de 235K, este valor mínimo de tamanho foi adotado por Vila et al. (2008) em um estudo de validação da técnica, e é mais conservador do que aquele utilizado por Morel e Senesi (2002) que adotaram um cluster mínimo de 1.000 km².

Portanto, os SCM's selecionados são sistemas novos, ou seja, não resultam da junção de um ou mais sistemas menores, ou da divisão (*split*) de sistemas maiores e apresentam:

- a) ciclo de vida igual ou superior a 6 horas;
- b) temperatura mínima igual ou inferior a 221K, em pelo menos um momento do ciclo de vida. Este valor foi usado por Maddox (1980) para caracterizar as áreas internas

do sistema com convecção mais intensa, e também foi utilizado por Velasco e Fritsch (1987) para delimitar áreas de convecção ativa;

c) padrão característico de crescimento, máxima expansão e decaimento da área de cobertura, como mostrado no exemplo da Figura 2.4. O SCM mostrado nesta figura foi inicialmente observado as 02:30 UTC do dia 17/12/02 e perdurou por 14 horas, entrando em dissipação as 16:30 UTC deste mesmo dia. Na figura, além da curva de evolução temporal da área do sistema, são mostrados recortes das imagens de satélite para a região durante: a fase inicial (02:30 UTC), uma fase intermediária (08:30 UTC), a fase madura ou de máxima extensão (12:30 UTC) e a fase em que o sistema entra em dissipação (16:30 UTC). Considerando o limiar de 235K, na fase inicial o sistema apresentava uma área de cerca de 2.430 km², na fase intermediária as 08:30 UTC, a área do sistema era de 97.490 km², na fase madura, sua área alcançou 135.820 km² de extensão, e na fase de dissipação aproximadamente 2.670 km².



Figura 2.4 – Curva da evolução temporal da área (10³km²) de cobertura de um sistema convectivo observado inicialmente as 02:30 UTC do dia 17/12/02 no Paraguai (em preto) e imagens de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K) para as fases: inicial, intermediária, madura e de dissipação. Em cada imagem o SCM é destacado pelo círculo em branco.

2.6 Classificação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Ao longo das análises, os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) foram classificados de acordo com critérios que relacionam o local de origem, período de desenvolvimento e duração do ciclo de vida.

a) Classificação de Acordo com Local de Origem

Sistemas convectivos de mesoescala são classificados como continentais, se tiveram sua gênese sobre o continente. Por outro lado, sistemas convectivos oceânicos são aqueles cuja origem se deu sobre o Oceano Atlântico. Estas denominações independem do deslocamento que o SCM possa adquirir ao longo de seu ciclo de vida.

b) Classificação de Acordo com o Período de Desenvolvimento

Os SCM's continentais ou oceânicos são também separados em outros dois grupos, de acordo com o período de desenvolvimento de seu ciclo de vida. Deste modo, o SCM continental ou oceânico pode ser qualificado como noturno ou diurno. Um sistema com ciclo de vida noturno é aquele que apresenta sua gênese até as 00:00 UTC e persiste até as 12:00 UTC do dia seguinte.

Todos os SCM's que não atendem a esses critérios são classificados como sistemas convectivos de mesoescala diurnos.

c) Classificação de Acordo com a Duração do Ciclo de Vida

A duração do ciclo de vida do sistema convectivo refere-se ao período total (em horas) entre sua detecção inicial e a fase de dissipação. Nas análises, os SCM's também foram separados em dois grupos com maior ou menor ciclo de vida, considerando-se o limiar de 24 horas de duração. Outros limiares, tais como 18 horas e 28 horas, foram testados, porém os resultados não apresentaram variações consideráveis. Portanto, os SCM's foram separados da seguinte forma:

SCM's com ciclo de vida < 24horas de duração; e

SCM's com ciclo de vida ≥ 24 horas de duração.

2.7 Classificação da Fase do Ciclo de Vida do Sistema Convectivo de Mesoescala

O ForTraCC rastreia o sistema convectivo ao longo de todo seu ciclo de vida, portanto, permite determinar as fases desse ciclo. São consideradas três fases:

- a) Inicial (INI) ou de gênese: refere-se ao instante de detecção inicial do SCM, quando o cluster de nuvens atende aos critérios de limiar de temperatura e número mínimo de pixels definidos no item 2.4.
- b) Madura (MAX): é definido no momento em que o SCM atinge sua máxima extensão horizontal.
- c) Final (FIM): quando o sistema convectivo perde suas características de tamanho mínimo e não atende ao limiar de temperatura, considera-se que o SCM entra em fase de dissipação.

2.8 Áreas Preferenciais das Fases Inicial, Madura e de Dissipação dos Sistemas Convectivos

As áreas preferenciais em que os sistemas convectivos são gerados ou atingem suas fases madura ou de dissipação são identificadas a partir da posição do centro de massa dos SCM's em cada uma destas etapas. A partir destas posições calculou-se a densidade média dos sistemas utilizando-se um procedimento similar ao de Murray e Simmonds (1991). Esta metodologia foi aplicada por Reboita (2008) em seu estudo sobre os ciclones extratropicais observados no Oceano Atlântico. De modo similar a Sinclair (1995) e Reboita (2008) são consideradas áreas de 5°x5° de latitude e longitude para o cálculo da densidade dos sistemas.

Além disso, para corrigir o efeito da latitude, que tende a favorecer a densidade dos sistemas na direção do equador, o cálculo final considera a razão entre o número de sistemas dentro dessas regiões de 5º x 5º pela extensão da área desta região (Sinclair, 1996). Para facilitar a apresentação dos resultados graficamente, a densidade foi multiplicada por 10⁴.

2.9 Trajetória e Deslocamento de Sistemas Convectivos de Mesoescala

A trajetória e o deslocamento de sistemas convectivos são conceitos distintos neste estudo, embora sejam ambos definidos baseados na posição do centro de massa do SCM estimado pelo ForTraCC.

A trajetória refere-se ao acompanhamento da posição do centro de massa do SCM em cada instante do seu ciclo de vida, entre a fase INI e FIM. Na Figura 2.5a são mostradas as trajetórias de dois SCM's, cujas posições a cada 30 minutos são indicadas pelos círculos abertos em vermelho e azul, e as posições nas fases INI, MAX e FIM são indicadas pelos círculos fechados em vermelho e azul.

Por outro lado, para definir o deslocamento do SCM consideram-se apenas as posições nas fases INI, MAX e FIM, conforme mostrado pelas setas em preto nos exemplos da Figura 2.5b, que indicam a mudança nas posições dos dois SCM's entre as fases INI e MAX e, MAX e FIM.



Figura 2.5 – (a) Trajetória e (b) deslocamento de dois sistemas convectivos de mesoescala de origem continental. Em (a) os círculos abertos em azul e vermelho indicam a posição do centro de massa em intervalos de 30 minutos, mostrando a trajetória de cada um dos dois sistemas. Em (b), para os mesmos SCM's, as setas em preto, indicam os deslocamentos entre as fases INI e MAX, e MAX e FIM.

2.10 Determinação das Fontes de Umidade Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos

As fontes de umidade associadas à gênese dos sistemas convectivos são identificadas através de dois procedimentos: a metodologia clássica, onde se determina a presença do jato de baixos níveis, e uma técnica alternativa através das análises dos resultados de um modelo Lagrangeano.

2.10.1 Determinação do Jato de Baixos Níveis

A formação dos sistemas convectivos subtropicais, principalmente aqueles que se originam sobre o continente, tem sido recorrentemente associada à presença de um

jato de baixos níveis, responsável pelo aporte de umidade de origem tropical (Salio, Nicolini e Zipser, 2007).

O critério 1 de Bonner, conforme mencionado por Marengo et al. (2004), considera que para o fluxo de baixos níveis ser caracterizado como JBN, as seguintes condições devem ser obedecidas:

a) vento de norte em 850hPa com velocidade igual ou superior a 12 m/s;

- b) cisalhamento vertical do vento igual ou superior a 6 m/s entre 850 e 700hPa;
- c) componente meridional do vento superior à componente zonal, sendo que a componente meridional deve ser de norte.

Essa avaliação é aplicada às reanálises do CPTEC e NCEP, e também aos dados das radiossondas lançadas em Santa Cruz e La Sierra (Bolívia) durante o experimento SALLJEX.

Foi elaborado um programa em Fortran, considerando, no caso das reanálises, os dados do ponto de grade mais próximo da posição climatológica do núcleo do JBN, normalmente adotado como sendo em Santa Cruz de La Sierra (17,75°S 63,06°W). No caso das radiossondas, utiliza-se o local dos lançamentos, que foram realizados em 17,39°S 63,77°W, posição ligeiramente diferente daquela originalmente considerada para Santa Cruz de La Sierra.

2.10.2 Identificação de Fontes de Umidade Através de Modelo Lagrangeano

Esta parte do estudo baseia-se na metodologia desenvolvida por Stohl e James (2004, 2005), que utiliza um modelo lagrangeano de dispersão de partículas conhecido como FLEXPART e dados de análises operacionais do ECMWF (ECMWF, 2002).

O FLEXPART foi originalmente desenvolvido para simular a dispersão de substâncias perigosas a partir de fontes pontuais tais como observados em casos de acidentes em instalações nucleares (Stohl et al., 1998). Outros estudos utilizaram o modelo para analisar o transporte de poluentes (Stohl e Trickl, 1999; Stohl et al., 2003; Forster et al., 2001, Spichtinger et al., 2001), e também trocas entre a estratosfera e troposfera (James et al., 2003). Mais recentemente, Stohl e James (2004 e 2005) aplicaram o método para determinar a origem da umidade e água responsáveis pela precipitação em determinadas bacias hidrográficas. Nieto et al. (2006, 2007), Drummond et al. (2008) e Stohl et al. (2008) utilizaram a técnica para identificar as fontes que

contribuem para o balanço de umidade de diversas regiões do planeta, tais como o Sahel, a Irlanda, a bacia do Prata, a região central do Brasil e a Noruega.

Para compor o análogo Lagrangeano do balanço de umidade, Stohl e James (2004) dividiram a atmosfera em um número grande de partículas, N, (neste estudo, N corresponde a 1.398.801 partículas (Drummond et al., 2008)), que são homogeneamente distribuídas, de modo que sua densidade é proporcional à densidade do ar. Dada a massa atmosférica total m_a , cada partícula possui, portanto, uma massa $M = \frac{m_a}{N}$. Cada partícula é transportada através da seguinte equação de trajetória:

$$\frac{dx(t)}{dt} = \mathbf{v}[x(t)] \tag{2.1}$$

Onde x(t) é a posição da partícula e $\mathbf{v}[x(t)]$ é a velocidade do vento interpolada no espaço e tempo a partir da grade de análise à posição x(t).

Interpolando a umidade específica, q, à posição da partícula, x(t), a taxa líquida de variação do conteúdo de umidade de uma partícula pode ser dada por:

$$e - p = M \frac{dq}{dt} \tag{2.2}$$

Onde e (evaporação) e p (precipitação) são, respectivamente, as taxas de aumento e decréscimo de umidade ao longo da trajetória da partícula. Portanto, variações temporais de q podem ser usadas para diagnosticar o balanço de umidade de uma partícula ao longo de sua trajetória.

O vento tridimensional, v, e a umidade específica, q, em (2.1) e (2.2) correspondem aos dados das análises do ECMWF que estão disponíveis com resolução horizontal de 1º e 60 níveis verticais, dos quais, 14 níveis estão abaixo de 1.500 metros e 23 níveis abaixo de 5.000 metros. As análises do ECMWF são fornecidas nos horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC), portanto, as partículas, assim como, sua posição e as correspondentes variações de umidade ao longo de sua trajetória, podem ser identificadas a cada 6 horas.

Para diagnosticar o fluxo de água superficial em uma área *A*, as variações de umidade de todas as partículas na coluna atmosférica sobre esta área são combinadas, fornecendo:

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^{K} (e - p)}{A}$$
(2.3)

Onde K é o número de partículas existentes na coluna atmosférica sobre a área A.

A equação (2.3) é o equivalente Lagrangeano da equação de balanço Euleriana de Trenberth e Guillemot (1998), onde, ignorando-se a presença de água líquida e gelo na atmosfera, o balanço na coluna pode ser escrito como:

$$E - P = \frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \mathbf{v} dp$$
(2.4)

Onde E - P é o fluxo de água na superfície, $w = \frac{1}{g} \int_{0}^{p_s} q dp$ é a água precipitável, *t* é o tempo, *g* é a aceleração gravitacional, *q* é a umidade específica, **v** é o vento e *E* é a evaporação e *P* a taxa de precipitação por unidade de área.

Stohl e James (2004) mostraram que usando um número suficientemente grande de partículas, o método lagrangeano (equações (2.2) e (2.3)) fornece resultados equivalentes ao obtido através de (2.4), validando assim a metodologia.

A desvantagem de (2.3) e (2.4) é que em ambos, E e P não podem ser estimados em separado. Por outro lado, a vantagem do método Lagrangeano sobre o Euleriano é que no primeiro, E - P, pode ser rastreado permitindo que sejam definidas as partículas que contribuíram, por exemplo, para um evento de precipitação, identificando onde e quando estas partículas receberam umidade.

Diferentemente de Nieto et al. (2006, 2007), Drummond et al., (2008) e Stohl et al. (2008) que analisaram as trajetórias de (E - P), ou seja, o balanço de umidade integrado na coluna atmosférica, neste estudo, as trajetórias das partículas são analisadas de forma individualizada.

Para verificar as origens das fontes de umidade que contribuíram para a gênese de sistemas convectivos, analisam-se as retro-trajetórias das partículas que alcançaram a área de formação do SC. No exemplo da Figura 2.6, a posição no instante

"0" corresponde ao momento de gênese do sistema, e os instantes "-1", "-2", ... "-10", aos momentos anteriores.



Figura 2.6 – Esquema de trajetórias de partículas que alcançam a área de formação do sistema convectivo no instante de sua gênese, indicado por "0". (Adaptado de Nieto et al., 2006)

Para delinear a área de formação do SC considera-se a posição do centro de massa do sistema convectivo definido pelo ForTraCC no instante de sua detecção inicial, e delimita-se uma área de 4° de latitude e longitude em torno desta posição (área delimitada pelo quadrado na Figura 2.6), o que corresponde a cerca de 160.000 km². Em seguida são rastreadas as retro-trajetórias de todas as partículas que alcançaram esta

área com umidade acima de um dado limiar, neste caso, assume-se $\frac{dq}{dt} > 0.1 * 10^{-2}$ g/Kg.

Essas trajetórias são rastreadas até dez dias antes da gênese do SC, que, de acordo com Numaguti (1999) é o período médio de permanência do vapor d'água na atmosfera. Uma metodologia similar foi utilizada por James et al. (2004) e Garcia-Herrera et al. (2005) para identificar a fonte de umidade associada a sistemas convectivos observados na Europa.

2.11 Caracterização das Condições Dinâmicas e Termodinâmicas

As condições dinâmicas e termodinâmicas dos sistemas convectivos são avaliadas a partir das reanálises do CPTEC. O critério para selecionar as reanálises representativas das condições do sistema ao longo do seu ciclo de vida é o seguinte:

- Se a fase INI (ou MAX ou FIM) de um SC ocorre entre 12:00 UTC e 17:30 UTC, utiliza-se a reanálise das 12:00 UTC correspondente a este dia.

- Se, por outro lado, a fase INI (ou MAX ou FIM) ocorre entre 18:00 UTC e 23:30 UTC, utiliza-se a reanálise das 18:00 UTC correspondente, e assim por diante.

Ou seja, sempre é utilizada a reanálise do próprio horário ou imediatamente anterior ao horário de interesse.

2.11.1 Condições Dinâmicas e Termodinâmicas

Instabilidade condicional, umidade e convergência (e conseqüente movimento ascendente) em baixos níveis para liberar a instabilidade são condições necessárias para a ocorrência de convecção profunda.

O tipo e a severidade da convecção são fortemente dependentes das condições ambientais em que a tempestade cresce, particularmente:

- a instabilidade termodinâmica exerce um controle fundamental na intensidade da tempestade convectiva, pois, ela controla a habilidade das parcelas de ar para acelerar verticalmente;

- o cisalhamento vertical do vento, que influencia fortemente a forma que a convecção poderia ter, isto é, se a convecção se desenvolverá em tempestade de célula de tempo de vida curto, multi-célula ou super-célula.

Enquanto as análises dos campos espaciais observados permitem diagnosticar algumas dessas características, uma maior compreensão sobre os aspectos que diferenciam, por exemplo, a longevidade dos sistemas requer uma avaliação mais específica e localizada. Para isso, define-se o ambiente médio ao qual o sistema convectivo encontra-se inserido durante seu ciclo de vida considerando a posição do seu centro de massa determinado pelo ForTraCC e os pontos de grade em torno. Aplica-se uma composição é similar àquela utilizada por Jirak e Cotton (2004) e Jirak e Cotton (2007) e denominada por eles de composição de ponto fixo. Onde a grade é ajustada a partir da posição do centro de massa do sistema.

Desde que a resolução espacial desta reanálise é de 1° (aproximadamente 100 km), ao se utilizar os 8 (oito) pontos de grade em torno da posição do SC, a área considerada como ambiente médio relaciona cerca de 40.000 km² (Figura 2.7).





Deste modo, para cada sistema convectivo calcula-se o valor médio considerando os pontos de grade conforme mostrado na Figura 2.6, em três ocasiões: INI, MAX e FIM. Além disso, consideram-se as condições médias 6 horas e 12 horas antes de cada uma dessas fases, totalizando nove valores médios por parâmetro para cada evento.

a) Estrutura Termodinâmica

O desenvolvimento de tempestades convectivas depende da presença de condições ambientais favoráveis para ocorrência de convecção profunda. A estratificação de umidade e temperatura da atmosfera é um fator importante dentre essas condições e a susceptibilidade dessa estrutura em permitir o desenvolvimento ou não da convecção é medida através de índices de instabilidade. Embora diversos índices tenham sido criados para medir o grau de instabilidade (Índice Levantado, Showalter e Total Totals, entre outros), neste estudo será considerada uma medida obtida pelo cálculo explícito da energia de empuxo (buoyant energy) disponível para uma parcela ascender verticalmente através de um ambiente não perturbado. Esta energia de empuxo é também conhecida como CAPE (Convective Available Potential Energy) e pode ser definida como:

$$CAPE = g \int \frac{T_{\nu}(z) - \overline{T}_{\nu}(z)}{\overline{T}_{\nu}(z)} dz$$
(2.5)

Onde:

 $T_{\nu}(z)$ é o perfil da temperatura virtual de uma parcela ascendendo através da adiabática úmida; e

 $\overline{T}_{v}(z)$ é o perfil de temperatura virtual da atmosfera

A integral é tomada entre o LFC (nível de convecção livre ou de condensação convectiva) e o LNB (nível de *buoyance* neutro ou de equilíbrio, corresponde ao topo da nuvem), ou seja, no intervalo em que a parcela está mais quente que o ambiente, o que corresponde à área positiva do diagrama Skew-T. Como o *CAPE* é a força ascensional integrada na vertical, ele representa o trabalho realizado pelo ambiente sobre a parcela quando a parcela é acelerada para cima.

Se forem desprezados o efeito da perturbação de pressão, a quantidade de água e a mistura, *CAPE* pode ser diretamente relacionado à máxima velocidade vertical da parcela que sobe verticalmente através da troposfera:

$$W_{\rm max} = \sqrt{2CAPE} \tag{2.6}$$

Em dias de convecção moderada a forte, valores típicos de *CAPE* nas latitudes médias alcançam magnitudes entre 1.000 a 3.000 J/kg, sendo que os máximos observados atingiram 5.000 a 7.000 J/kg. Para um *CAPE* de 2.500 J/kg, a velocidade máxima corresponde a cerca de 70 m/s. Contudo, a presença de água, de mistura e os gradientes verticais de pressão reduzem estas estimativas em cerca de 50% (Bluestein, 1993).

Porém, a existência de *CAPE* não é suficiente para que ocorra a formação de nuvens convectivas. Há fatores, como o efeito do entranhamento de ar frio e seco nas parcelas, que podem inibir a formação dessas nuvens. Outra condição é a energia de inibição (Convective Inhibition Energy – CINE), que deve ser vencida para que as parcelas se tornem flutuantes (Williams & Rennó, 1993). O *CINE* é o trabalho necessário para elevar uma parcela de ar em repouso na superfície até o nível de convecção livre e corresponde, no diagrama termodinâmico, ao negativo da área englobada entre o perfil de temperatura do ambiente e os perfis adiabáticos seco e úmido da superfície até o LFC. Assim, o *CINE* pode ser estimado de forma análoga à equação (2.5), integrando, desta vez, da superfície ao LFC. Por outro lado, a velocidade vertical necessária para que uma parcela que se encontra na superfície alcance o LFC é dada por $\sqrt{2CINE}$. Neste caso, a aceleração induzida é negativa e a parcela desacelera enquanto ascende até atingir o LFC, quando então, na presença de *CAPE* a parcela pode novamente sofrer aceleração. Segundo Bluestein (1993), para um *CINE* de 200 J/kg, a velocidade vertical necessária para elevar a parcela é de 20m/s.

Neste estudo, são utilizados os valores de *CAPE* e *CINE* fornecidos pela reanálise do CPTEC para as condições de superfície, e são apresentadas em unidades de J/kg.

a.1) Temperatura Potencial Equivalente

Outro critério de avaliar a estabilidade atmosférica é avaliar a instabilidade convectiva através dos perfis verticais de temperatura potencial equivalente, θ_e . Partindo
dos dados da reanálise do CPTEC, a temperatura potencial equivalente, $\theta_e(K)$, é estimada utilizando-se a metodologia descrita por Bolton (1980):

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{2,675r}{T_L}\right) \tag{2.7}$$

Onde:

r é a razão de mistura (g/kg);

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R_{c_p}} \text{ é a temperatura potencial (K), dada pela equação de Poisson;}$$
$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T-55} - \frac{\ln(UR/100)}{2840}} + 55 \text{ é a temperatura do nível de condensação por levantamento}}$$
(K) ;

UR é a umidade relativa (%); *T* é a temperatura (K); *R* é a constante universal para o ar seco (287J/kgK); c_p é o calor específico a pressão constante (1004 J/kgK); *p* e p_0 são a pressão no nível de cálculo e em 1000 hPa, respectivamente.

a.2) Divergência do Fluxo de Umidade e Umidade Específica Média

A estratificação da umidade é outro aspecto importante da estrutura termodinâmica, pois, são necessárias grandes quantidades de umidade na camada limite para iniciar e sustentar o desenvolvimento da convecção.

O parâmetro utilizado é a umidade específica fornecida pela reanálise do CPTEC (q). Além do valor médio na camada entre 925 hPa a 850 hPa (kg/kg), nas análises são considerados o fluxo de umidade (kg/ms) e a divergência do fluxo de umidade (10^{-5} kg/m²s). A equação (2.7) fornece a relação utilizada para o cálculo do fluxo zonal de umidade (Nóbrega et al., 2005):

$$\mathbf{Q}_{\lambda} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^{2} \frac{\left[(uq)_{850} + (uq)_{925} \right]}{2} \left[p_{925} - p_{850} \right]$$
(2.8)

O fluxo meridional é dado por:

$$\mathbf{Q}_{\varphi} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^{2} \frac{\left[(vq)_{850} + (vq)_{925} \right]}{2} \left[p_{925} - p_{850} \right]$$
(2.9)

Por fim, o fluxo horizontal de umidade é dado por:

$$\mathbf{Q} = \mathbf{Q}_{\lambda} + \mathbf{Q}_{\varphi} \tag{2.10}$$

Sendo: g aceleração da gravidade, q umidade específica, p pressão, N o número total de camadas, neste caso são apenas duas camadas, u e v as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.

Após obter o fluxo de umidade, aplica-se o método de diferenças finitas para estimar a divergência correspondente.

a.3) Água Precipitável

A forma com que a atmosfera é aquecida pela condensação de vapor d'água depende da natureza do processo de condensação. No caso dos processos de grande escala, normalmente associados com sistemas sinóticos de latitudes médias, o calor latente liberado pode ser estimado em termos da equação da energia termodinâmica a partir de campos de variáveis em escala sinótica. Por outro lado, o aquecimento devido à condensação em nuvens convectivas envolve o problema de parametrização, de modo que as variáveis nessa escala menor precisam se avaliadas a partir de variáveis estimadas na escala resolvida pelas análises.

Segundo Holton (1992) o aquecimento devido ao calor latente liberado pela condensação nos cumulus poderia ser aproximado considerando o fato de que a taxa de aquecimento total deve ser aproximadamente proporcional à taxa de precipitação líquida. Assim, para avaliar a liberação de calor latente associada a cada SC ao longo de seu ciclo de vida, utiliza-se a água precipitável na coluna atmosférica (kg/m²) fornecida pela reanálise do CPTEC.

b) Estrutura Dinâmica

b.1) Cisalhamento Vertical do Vento

O cisalhamento vertical (s⁻¹) é calculado na camada entre 1000 hPa e 500 hPa seguindo a metodologia descrita por Fogaccia (2001):

$$C = \frac{\overline{V}}{h} \tag{2.11}$$

Onde: h é a altura da camada (em metros);

 $\overline{V} = \sqrt{\left(u_m^2 + v_m^2\right)}$ é o vento horizontal médio na camada da baixa troposfera (considerado entre 1000 hPa e 500hPa); e

 $u_{m} = \frac{(u_{1} + u_{2} + u_{3})}{3}; v_{m} = \frac{(v_{1} + v_{2} + v_{3})}{3}, \text{ com}$ $u_{1} = u_{850} - u_{1000}; v_{1} = v_{850} - v_{1000}$ $u_{2} = u_{700} - u_{850}; v_{2} = v_{700} - v_{850}$ $u_{3} = u_{500} - u_{700}; v_{3} = v_{500} - v_{700}$

b.2) Divergência do Vento em 200hPa e 850hPa

A divergência do vento é calculada através do método de diferenças finitas, a partir das informações das componentes zonal e meridional do vento em 200 e 850 hPa.

2.12 Simulação Numérica

As simulações numéricas são realizadas com o WRF (Weather Research and Forecasting), que é um modelo numérico atmosférico orientado para simulações em microescala e mesoescala. É de domínio público, sendo disponibilizado gratuitamente no endereço eletrônico: http://www.mmm.ncar.edu/wrf/users/. Lançado em versão beta no ano de 2000, o WRF é o resultado de um esforço de diversos centros e agências de pesquisa norte-americanos, tais como: a Divisão de Meteorologia de Mesoescala e Microescala (MMM – Mesoscale and Microscale Meteorology Division) do NCAR (National Center for Atmospheric Research), os Centros Nacionais de Previsão Ambiental (NCEP -National Centers for Environmental Prediction) e o Laboratório de Sistemas de Previsão (FSL – Forecast System Laboratory) ambos pertencentes à Administração Nacional de Oceano e Atmosfera (NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration), a Agência de Tempo da Força Aérea (AFWA – Air Force Weather Agency) e o Laboratório de Pesquisa Naval (NRL - Naval Research Laboratory) ambos sob a tutela do Departamento de Defesa Americano, o Centro de Análise e Previsão de Tempestades (CAPS - Center for Analysis and Prediction of Storms) da Universidade de Oklahoma e a Administração Federal de Aviação (FAA - Federal Aviation Administration), além da participação de cientistas de diversas universidades.

O modelo WRF é flexível, com código portável eficiente também em ambientes de computação paralela. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados. Pode ser usado em aplicações com diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros, tanto em previsões numéricas operacionais assim como em simulações voltadas para a pesquisa. Permite ainda explorar as diversas parametrizações físicas, possui um módulo de química atmosférica que pode ser acoplado e também permite simulações idealizadas como ondas baroclínicas, convecção, entre outros. O modelo conta com duas opções para a solução da dinâmica de integração numérica: o NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) desenvolvido pelo grupo do NCEP e o ARW (Advanced Research WRF) desenvolvido pelo NCAR. Existem diferenças significativas entre as duas opções no que se refere à formulação das equações dinâmicas, as variáveis de prognóstico, ao modo como são dispostas as variáveis na grade, e os métodos de integração temporal. Skamarock (2005) esclarece essas diferenças e também as semelhanças entre ambas, apontando inclusive para a viabilidade de uma unificação futura.

Neste estudo, as simulações são realizadas com o WRF-ARW (doravante denominado apenas por WRF), na versão 2.2, lançada em dezembro de 2006. Além da estrutura principal de integração (WRF-ARW Model), o modelo possui módulos de: préprocessamento (WPS – WRF Preprocessing System), assimilação de dados (WRF-Var) e pós-processamento com opções de visualização que incluem conversão das saídas para GRADS, RIP e NCAR Graphics (Figura 2.8) (Skamarock et al., 2005; Wang et al, 2004). As características principais do WRF 2.2 são apresentadas no Anexo A.

O WRF, como um modelo de área limitada, necessita de condições de fronteira laterais que representem, dentro do possível, o estado real da atmosfera ao longo do tempo de integração das equações dinâmicas. Essas condições podem ser fornecidas, por exemplo, por um modelo de previsão numérica do tempo em escala global, ou uma reanálise.

Os parâmetros estáticos que caracterizam a superfície (tipicamente representados por médias climatológicas referentes ao mês em que se inclui o período de integração, salvo o relevo) são inseridos no processo de definição do domínio horizontal no estágio de pré-processamento (no módulo WPS) que antecede a integração das equações dinâmicas. O estado, ou condição inicial é obtido por interpolação espacial dos dados de análise de um modelo global: primeiramente, ainda no WPS, é feita uma interpolação horizontal, em relação às variáveis meteorológicas (altura geopotencial,

vento, temperatura, razão de mistura) em cada nível isobárico, e em relação às variáveis da superfície (pressão atmosférica, skin temperature) e dos níveis do subsolo (temperatura e umidade). Num segundo momento, já no bloco de inicialização dentro do módulo WRF-ARW, é feita uma interpolação vertical adequada à grade de cálculo do modelo, desta vez utilizando a coordenada vertical do modelo (η) em vez da pressão.

A performance do modelo pode ser melhorada por um sistema de assimilação de dados que permite aperfeiçoar o cálculo do estado inicial. Nesta versão do modelo, a assimilação é feita dentro do módulo WRF-Var, que consiste de um esquema variacional de terceira dimensão.



WRF ARW Modeling System Flow Chart (for WRFV2)



Nas simulações dos sistemas convectivos as reanálises do CPTEC foram utilizadas como condição inicial e de fronteira. Estas reanálises estão disponíveis a cada 6 horas (00Z,06Z,12Z e 18Z) e incluem 32 níveis de pressão (de 1000 hPa a 10 hPa), com resolução horizontal de 1°.

Utilizou-se a opção por equações não hidrostáticas inteiramente compressíveis; coordenada vertical de pressão do tipo *terrain-following* (η); grade Arakawa C; esquema

de integração no tempo do tipo Runge-Kutta de terceira ordem; esquema de advecção de quinta e terceira ordem nas direções horizontal e vertical, respectivamente. Em relação à física do modelo, optou-se pelas seguintes parametrizações: esquema YSU (Yonsei University) para a camada limite planetária; esquemas RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) para radiação de onda longa e Dudhia para onda curta; e esquemas Monin-Obukhov e difusão termal para física de superfície (Skamarock et al. 2005); Grellensemble (Grell e Devenyi, 2002) para convecção e esquema WSM5 (Hong et al., 2004) para microfísica. Todas as simulações foram feitas com uma grade de 30 km no domínio que engloba a área do SALLJEX, entre 80°W a 35°W, e 45°S a 6°S.

São simulados os sistemas convectivos continentais noturnos, um grupo com características especiais que serão descritas ao longo deste estudo. Será verificada a performance do modelo WRF na simulação das características dinâmicas e termodinâmicas presentes na gênese desses SC's, avaliando-se também a precipitação simulada em relação aos dados observados pela rede pluviométrica do SALLJEX.

Assim, a precipitação observada em cada estação pluviométrica é comparada com a média da precipitação prevista pelo modelo, considerando o valor médio simulado nos pontos de grade localizados dentro de um raio de 0,25º em torno do pluviômetro. Nesta comparação, são definidas as seguintes categorias, resumidas na Tabela 2.2, a seguir:

Observação Previsão	Chuva	Não-Chuva
Chuva	Х	Z
Não-Chuva	Υ	W

Tabela 2.2 – Tabela de contingência

Onde:

X - precipitação prevista pelo modelo e observada na estação

Y - precipitação não prevista pelo modelo, porém, observada na estação

Z – precipitação prevista pelo modelo, porém não observada na estação

W - precipitação não prevista pelo modelo e também não observada na estação

O critério de acerto ou erro do modelo leva em consideração a ocorrência do evento "chuva" (Tabela 2.2) dentro de determinadas categorias definidas por limiares de precipitação. Por exemplo, para um limiar de 20 mm, toda a precipitação abaixo deste valor é classificada como "não-chuva" e os valores iguais ou superiores ao limiar são

qualificados com "chuva" conforme a Tabela 2.2. Além de avaliar o modelo dentro das classes delimitadas pelos limiares adotados (2, 5, 10, 20, 25, e 50 mm), também foi verificada a simples capacidade do modelo numérico em simular a chuva independente do seu valor, de modo que "chuva", nesse caso significa qualquer valor observado ou previsto acima de 0 mm, caracterizando a avaliação tradicional de "chuva/não-chuva".

Os índices avaliados são:

a) CSI (Critical Success Index) proposto por Donaldson et al. (1975) e avaliado por Schaefer (1990):

$$CSI = \frac{x}{(x+y+z)}$$
(2.12)

O CSI é utilizado para verificar os acertos nos alertas de tempestades, ou seja, a razão de verificação da previsão, pois relaciona o número de acertos da previsão (x), com o número de eventos observados (x+y) mais o número de alarmes falsos (z). Naturalmente a melhor verificação ocorre quanto CSI=1.

b) POD (Probabilidade de Detecção)

Este índice mede a relação entre os eventos que são corretamente previstos (x) e o número total de eventos (x+y):

$$POD = \frac{x}{(x+y)} \tag{2.13}$$

Ou seja, o POD define o percentual de eventos que foram previstos (Schaefer, 1990), assim, quanto mais próximo de 1, melhor é o desempenho da previsão.

c) FAR (Taxa de Alarme Falso)

A taxa de alarme é a razão entre o número de eventos previstos e não observados (z) e o número total de previsões (x+z) (Schaefer, 1990):

$$FAR = \frac{z}{\left(x+z\right)} \tag{2.14}$$

Portanto, a previsão será melhor quanto mais próximo de 0, for o valor de FAR.

d) SR (Razão de Sucesso)

A razão de sucesso, definido por Schaefer (1990), pode ser entendido com o complementar do índice FAR, e é definida como a razão de acertos da previsão (x) em relação ao número total de eventos previstos (x+z):

$$SR = \frac{x}{\left(x+z\right)} \tag{2.15}$$

e) BIAS (Rozante, 2008)

É uma medida que indica se as previsões superestimam (BIAS>1) ou subestimam (BIAS<1) a ocorrência de precipitação:

$$BIAS = \frac{(x+z)}{(x+y)}$$
(2.16)



3 Características Gerais dos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos

3.1 Características da Variabilidade Interanual e Intra-sazonal do Período de Análise

O período de análise caracterizou-se por uma condição de El Niño moderado a fraco (Silva e Ambrizzi, 2006), com anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) variando de 1,2°C a 1,3°C na região do Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W), entre os meses de dezembro de 2002 a fevereiro de 2003, segundo dados do CPC/NCEP (Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction) disponibilizados no endereço eletrônico http://www.cpc.ncep.noaa.gov.

Embora diversos estudos tenham indicado aumento da atividade convectiva e da precipitação no sudeste da América do Sul (SESA) durante esses eventos quentes (Velasco e Fritsch, 1987; Ropelewski e Halpert, 1987, 1989; Aceituno, 1988; Kiladis e Diaz, 1989; Grimm et al., 1998, 2000; Lau e Zhou, 2003; Ferreira et al., 2003; Silva e Ambrizzi, 2006), a climatologia recém lançada por Durkee e Mote (2009), sobre os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's) observados na região indica que o sinal entre o período de atividade anômala de CCM's e a fase e magnitude do El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é altamente variável. Segundo esse estudo, entre outubro de 2002 a maio de 2003 a freqüência de CCM's esteve abaixo da média anual para a estação quente, considerando o período entre 1998 a 2007. Todavia, estudos como os de Hu e Feng (2001) e Berbery e Barros (2002) sugerem que uma parte considerável da variabilidade interanual do JBN e do transporte de vapor d'água das latitudes mais baixas é independente da condição de TSM do Pacífico, o que concorda com o resultado de Durkee e Mote (2009).

Em relação à variabilidade intra-sazonal, Raia e Cavalcanti (2008) mostraram que no verão 2002-2003, o período monçônico sul-americano iniciou-se dentro do período climatológico, no mês de outubro 2002; e encerrou-se na segunda quinzena de fevereiro de 2003, perdurando por 24 pêntadas. Para Silva e Carvalho (2007) a estação chuvosa do verão de 2002-2003, também teve início em outubro, porém, foi mais duradoura e estendeu-se por 37 pêntadas até abril de 2003. A diferença entre essas duas caracterizações possivelmente relaciona-se às metodologias adotadas. O cálculo utilizado no estudo de Raia e Cavalcanti considera a circulação atmosférica e a disponibilidade de umidade, representado pelo transporte de umidade sobre o núcleo da monção sul-americana. Silva e Carvalho por outro lado, utilizam no cálculo do seu índice, análises de

função ortogonal empírica combinada de anomalias de precipitação, umidade específica, temperatura do ar e vento. Assim, parece razoável que ambos os estudos concordem com a definição do início da monção, caracterizada pela alteração do padrão de circulação e maior aporte de umidade no continente. O final do período monçônico para Raia e Cavalcanti (2008) ocorre quando esse fluxo de umidade é interrompido, o que pode ocorrer antes de cessarem as precipitações. Contudo, apesar das discrepâncias, ambos concordam que o verão de 2002-2003 (dezembro a fevereiro) encontra-se sob o regime de monção, o que favorece a formação de sistemas convectivos no SESA, já que, sob tais condições o transporte de umidade através do jato de baixos níveis (JBN) se intensifica (Mechoso et al., 2005; Vera et al., 2006b), e este jato é uma das características recorrentes durante os estágios de formação e maturação dos SCM's subtropicais sul-americanos (Salio et al., 2007).

3.2 Características Sinóticas do Período de Análise

De acordo com o boletim Climanálise (Climanálise, 2002), seis sistemas frontais atingiram o Brasil durante o mês de dezembro de 2002, dentro da média histórica do período. De modo geral, os sistemas deslocaram-se pelo litoral, excetuando-se o segundo sistema frontal que ingressou no Rio Grande do Sul no dia 6, e que oscilou entre o litoral do Rio de Janeiro e São Paulo a partir do dia 9 ao dia 16, organizando uma faixa de nebulosidade convectiva com fortes chuvas no interior e litoral destes estados. Este foi o primeiro evento de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) do mês. O terceiro sistema atuou no extremo sul do País, deslocando-se para o oceano. No dia 19, a quarta frente fria foi identificada no litoral de Santa Catarina, alcançando o sul da Bahia no dia 23. O quinto sistema frontal deslocou-se pelo interior até o Paraná e depois pelo litoral até a Bahia, no dia 27. Entre os dias 27 e 29, frentes frias que se deslocavam pelo oceano contribuíram para organizar a convecção no litoral do Rio de Janeiro. Durante este período configurou-se o segundo evento de ZCAS, que perdurou do dia 27 ao dia 07 de janeiro, atuando sobre o sul da região Norte, parte da região Centro-Oeste e o Sudeste, estendendo-se para o oceano na altura do litoral do Rio de Janeiro e Espírito Santo. O último sistema frontal do mês ingressou no sul do Brasil no 30 e deslocou-se para o litoral do Rio de Janeiro no dia 31.

Em janeiro de 2003 também se observou a atuação de seis sistemas frontais, um a menos do que a média histórica para este mês. O último sistema de dezembro manteve-se semi-estacionário sobre o Rio de Janeiro até a primeira semana de janeiro,

44

configurando-se como uma ZCAS e organizando a convecção sobre o sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro e litoral de São Paulo. O primeiro e o segundo sistema frontal do mês atuaram por um dia no litoral do Rio de Janeiro movendo-se para o oceano. O terceiro sistema começou sua atuação no Brasil sobre o litoral do Paraná no dia 10, deslocou-se até a Bahia e manteve-se oscilando entre o Espírito Santo e o Rio de Janeiro desde o dia 13 até o dia 19, e configurou-se como o segundo episódio de ZCAS. No dia 18, o quarto sistema frontal ingressou no litoral de Santa Catarina e se deslocou para o litoral do Rio de Janeiro interagindo com o terceiro sistema frontal do mês. O quinto sistema ingressou no sul do Brasil no dia 20 e se deslocou pelo litoral de São Paulo para o oceano Atlântico. No dia 23 ingressou o último sistema frontal no Rio Grande do Sul. Esta frente fria deslocou-se para o Rio de Janeiro, e manteve-se semi-estacionária entre os litorais carioca e paulista do dia 25 ao dia 1° de fevereiro, constituindo assim o terceiro evento de ZCAS (Climanálise, 2003a).

Em fevereiro, conforme o boletim mensal Climanálise (Climanálise, 2003b), oito sistemas frontais atuaram sobre o Brasil, dois a mais do que a média histórica que considera a faixa latitudinal entre 35°S e 25°S. Destes, apenas um alcançou o Rio de Janeiro e dois chegaram a São Paulo. De modo geral, essas frentes frias associaram-se a sistemas de baixa pressão, intensificando a formação de áreas de instabilidade no interior do continente. No entanto, devido à presença de vórtices ciclônicos sobre o Brasil central, a maioria dos sistemas frontais teve a atuação restrita ao sul do País, em decorrência da subsidência associada ao vórtice. O mês começou sob influência do último evento de ZCAS de janeiro, que perdeu sua configuração e deslocou-se para o oceano no dia 3. Nesse mesmo dia, e no dia 6 dois sistemas frontais de fraca intensidade foram observados sobre o Rio Grande do Sul. Estes sistemas atuaram apenas por um dia, movendo-se para o oceano. No dia 7 observou-se a formação de intensa atividade convectiva sobre a região Sul e o sul de São Paulo. Esta convecção esteve associada à formação de ciclogênese em superfície e a atuação de um vórtice ciclônico em altos níveis. O terceiro sistema ingressou no litoral do Rio Grande do Sul no dia 8 deslocandose até Santa Catarina, onde enfraqueceu. No dia 11, foi identificado o quarto sistema frontal sobre o Rio Grande do Sul, durante seu rápido deslocamento para São Paulo organizou áreas de instabilidade pelos litorais de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. O quinto e sexto sistemas frontais originaram-se de ciclogêneses na costa sul do Brasil entre os dias 16 e 19. Este último, devido à sua interação com um vórtice ciclônico em altos níveis, provocou chuvas intensas do Rio Grande do Sul ao Paraná. Mais dois sistemas frontais ainda foram observados em fevereiro, entre as regiões Sul e Sudeste sem, contudo, provocar precipitações intensas.

3.3 Distribuição Espacial dos Sistemas Convectivos

Durante os sessenta e três dias de análise (15/12/2002 a 15/02/2003), dentre os inúmeros sistemas convectivos identificados, um total de 163 SC's atendeu aos critérios de seleção descritos no item 2.5. A Figura 3.1 mostra a posição do centro de massa dos SC's no momento de sua detecção inicial, cujo horário (UTC) é indicado pelas cores.



Figura 3.1 – Sistemas convectivos observados entre 15/12/02 a 15/02/03. Os círculos coloridos representam a posição do centro de massa dos SC's no momento de sua detecção inicial. O horário de detecção (UTC) é indicado pelas cores.

As análises mostram que ao sul de 20°S a gênese de SCM's com duração superior a seis horas é maior sobre o continente sul-americano do que sobre o oceano Atlântico adjacente: 120 sistemas convectivos foram identificados sobre o continente e 43 sobre o oceano. Portanto, 74% dos sistemas tiveram origem continental e 26% tiveram sua gênese no oceano Atlântico.

Ainda que o critério de classificação de sistemas continentais e oceânicos adotado por Durkee e Mote (2009) seja ligeiramente diferente, o resultado obtido concorda com sua climatologia de nove anos, que mostrou que a maioria dos CCM's subtropicais sul-americanos (85%) é observada sobre o continente. Resultados

semelhantes também foram obtidos por Laing e Fritsch (1997) que indicam que os sistemas continentais correspondem a 91,6% da população global de CCM's.

Doswell e Bosart (2001) sugerem que a predominância de SCM's nos continentes em relação aos oceanos (excetuando-se a região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as áreas sobre correntes marítimas quentes tais como a corrente do Golfo e a corrente de Kuroshio) pode ser resultado da baixa capacidade térmica do solo em relação à água. Uma dada quantidade de radiação incidente produz maior elevação da temperatura sobre o continente do que sobre o oceano aumentando a instabilidade atmosférica sobre o primeiro. O resultado é que regiões continentais desenvolvem maior instabilidade potencial do que oceânicas e quando há umidade em baixos níveis e presença de mecanismos que atuem como gatilho, a formação de convecção sobre os continentes se torna mais freqüente do que sobre os oceanos. Além disso, apesar do oceano ser uma fonte constante de umidade, a superfície sobre o continente é menos uniforme e, assim, a presença de topografia, aquecimento diferencial e outros mecanismos que podem agir como gatilhos para a formação dos SCM's contribuem para explicar a maior quantidade e também a maior longevidade desses sistemas.

A distribuição espacial dos SCM's foi avaliada através das densidades médias baseadas nas posições dos SCM's nas suas três fases: gênese ou inicial (INI), maturação ou máxima extensão horizontal (MAX) e dissipação ou fase final (FIM).

Sobre o continente (Figura 3.2a), observam-se três áreas preferenciais de formação de sistemas convectivos: sobre a região sul/sudeste do Brasil, norte e centro da Argentina. No norte da Argentina a localização dos SCM's está relacionada principalmente com a região de saída do JBN clássico (com o máximo de vento meridional em torno de 17°S). No sul/sudeste do Brasil, a formação dos SCM's pode ter como possíveis causadores: a convergência noturna no vale do rio Paraná, o fluxo de umidade oceânica associado à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, as frentes frias e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Para os SCM's que se formam na região central da Argentina, além do Jato do Chaco, uma variação do JBN, descrito por Nicolini e Saulo (2000), e que ocorre quando a isotaca de 12 m/s em 850 hPa atinge pelo menos 25°S, o fluxo catabático dos Andes pode criar regiões de convergência ao encontrar o fluxo de baixos níveis em escala sinótica (Velasco e Fritsch, 1997). Além disso, esta é a região onde se observa a baixa termo-orográfica do noroeste da Argentina ou baixa do Chaco (denominada por Seluchi et al. (2003) como NAL – *Northwestern Argentinean Low*) que pode contribuir para a intensificação do transporte de umidade das baixas latitudes e

assim promover a formação de sistemas convectivos (Vera. et al., 2006b). Em outra situação, a baixa do Chaco pode-se combinar à circulação anticiclônica da Alta Subtropical do Atlântico contribuindo também para o transporte de calor e umidade para a região e a conseqüente gênese de SCM's.

As áreas preferenciais em que os SCM's continentais atingem sua fase madura não diferem muito daquelas em que elas são geradas. Isso ocorre porque os SCM's acabam se deslocando para áreas com suprimento de calor e umidade, ou seja, tendem a se propagar em direção às áreas com alto valor de temperatura potencial equivalente (Fritsch e Forbes, 2001), que podem ser fornecidos pelo JBN, pelo fluxo oceânico ou por outra circulação favorável em baixos níveis. Observa-se, uma extensão das áreas de maior densidade para leste, sobre o Oceano Atlântico, principalmente, ao sul de 30°S, isso pode estar relacionado com SCM's associados a sistemas frontais que se deslocaram para áreas oceânicas. A dissipação ocorre de forma mais espalhada, porém, observa-se uma tendência a que os SCM's percam suas características em latitudes mais baixas. Como será discutido mais adiante, o deslocamento dos SCM's tende a ocorrer na direção da fonte de umidade e calor (Corfidi et al., 1996), normalmente encontrada nas regiões tropicais, ou em regiões com temperatura potencial equivalente alta e conteúdo de vapor d'água elevado, como o Chaco e a bacia do Rio Paraná.

Em relação ao oceano, as localizações preferenciais dos SCM's, no seu momento de formação, assemelham-se às áreas identificadas para formação de ciclones (Reboita, 2008): entre 25°S a 30°S, que correspondem à costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil; em torno de 35°S a 40°S, na desembocadura do rio da Prata no Uruguai; e ao sul de 45°S na costa sul da Argentina (Figura 3.3a). Estas áreas já foram indicadas por diversos autores (Necco, 1982 a e b; Sinclair, 1996; Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2005) como favoráveis para gênese de ciclones na costa da América do Sul.

Doswell e Bosart (2001) observaram que correntes marítimas quentes podem atuar como fontes de calor sensível e latente para a formação dos SCM's, o que ajuda a explicar a maior densidade de gênese de SCM's na costa do Sul/Sudeste do Brasil que se encontra sob influência das águas quentes da corrente do Brasil que aumentam a transferência de calor do oceano para a atmosfera e, assim, contribuem para reduzir a estabilidade estática da atmosfera (Sinclair, 1995). Por outro lado, a permanência de sistemas frontais, ou mesmo a configuração de eventos de ZCAS pode proporcionar condições de instabilidade necessárias para a maior formação de sistemas convectivos (van Loon, 1965; Gan, 1992; Seluchi et al., 2001). De acordo com Hoskins e Hodges (2005) o jato subtropical pode influenciar a formação de ciclogênese na costa leste da América do Sul, assim como a umidade transportada pelo JBN. No sul do continente (~45°S) os distúrbios que se propagam do Pacífico ao cruzarem os Andes se intensificam e favorecem a ocorrência de ciclogêneses.



Figura 3.2 – Densidade média dos sistemas convectivos continentais observados entre 15/12/02 a 15/02/03 de acordo com a posição do seu centro de massa na fase: (a) inicial; (b) madura e (c) final. Os valores são multiplicados por 10⁴.

O máximo de densidade próximo de 40°S encontra-se justamente sobre a região de confluência da corrente do Brasil e das Malvinas que durante o verão migra para o sul, alcançando latitudes entre 40° a 46°S (Legeckis e Gorgon, 1982). Portanto, esta região está propensa a gradientes intensos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) que podem induzir a baroclinia atmosférica em baixos níveis e iniciar uma ciclogênese (Sanders e Gyakum, 1980; Carlson, 1991).

A Figura 3.3b mostra que os SCM's oceânicos atingem sua fase madura preferencialmente mais a leste de sua área de gênese. Isso pode ser resultado do próprio deslocamento do sistema. Taljaard (1967) mostrou que, como os ciclones estão embebidos no cinturão de ventos de oeste, sua trajetória preferencial no Hemisfério Sul é para leste ou sudeste. A dissipação dos SCM's oceânicos ocorre preferencialmente mais afastada do continente, com máximo centrado em 30°S, 36°W (Figura 3.3c).



Figura 3.3 – Densidade média dos sistemas convectivos oceânicos observados entre 15/12/02 a 15/02/03 de acordo com a posição do seu centro de massa na fase: (a) inicial; (b) madura e (c) final. Os valores são multiplicados por 10⁴.

3.4 Ciclo de Vida dos Sistemas Convectivos Continentais e Oceânicos

Por outro lado, apesar das quantidades de SCM's diferirem sensivelmente entre o continente e o oceano, a distribuição percentual dos sistemas, de acordo com seu ciclo de vida, tal qual observado por Laing e Fritsch (1997) no caso das populações globais de CCM continentais e oceânicos, segue um comportamento similar nas duas regiões, com um decaimento do número de SCM's em função logarítmica (Figura 3.4). Em ambos os setores, sistemas com ciclo de vida menor são mais freqüentes. A maioria dos sistemas convectivos apresenta duração inferior a 12 horas, o que corresponde a 62% (64%) dos sistemas continentais (oceânicos). Apenas 8% (5%) dos sistemas de origem continental (oceânica) apresentam ciclo de vida superior a 24 horas (Figura 3.4).



Figura 3.4 – Freqüência relativa (%) dos SCM's de acordo com seu ciclo de vida (horas).

Apesar do ciclo de vida médio dos SCM's ser similar sobre o continente (12,3 horas de duração) e sobre o oceano (12,1 horas de duração), e concordar com as observações de Velasco e Fritsch (1987), nota-se que eventos extremos de origem continental tendem a apresentar maior longevidade, sendo que um dos sistemas continentais alcançou 55,5 horas de duração, enquanto que o SCM oceânico de maior duração atingiu 33,5 horas. Isto concorda com Nesbitt e Zipser (2003) que também observaram que sistemas convectivos de mesoescala continentais tendem a exibir ciclo de vida mais longo. Durkee e Mote (2009), por outro lado, não identificaram diferenças significativas sobre a duração dos sistemas continentais e oceânicos, e o ciclo de vida médio do conjunto total de CCM's continentais e oceânicos analisado foi de 14 horas, duas horas e meio mais duradouro do que o observado por Velasco e Fritsch (1987).

As diferenças dos resultados obtidos em relação à climatologia de Durkee e Mote ocorrem em parte porque além de se restringiram aos CCM's, foram utilizadas imagens em intervalos de 3 horas, de modo que sistemas de menor duração acabaram sendo eliminados da análise. Outra observação interessante é que os sistemas de duração mais longa tendem a apresentar ciclo de vida noturno, seguindo a classificação apresentada no Capítulo 2, item 2.6b. Embora representem apenas 12,5% dos sistemas continentais (15 SCM's), os SC's continentais noturnos apresentam 26,9 horas de duração, enquanto, os demais sistemas continentais diurnos têm em média, 10,3 horas de duração. Em relação aos sistemas oceânicos, SCM's noturnos correspondem a 11,6% dos eventos (5 SCM's), e seu ciclo de vida médio é de 24,1 horas, enquanto seus pares diurnos apresentam 10,6 horas de duração. Esse resultado parece indicar que afinal, esses sistemas classificados como noturnos, apresentam características de CCM's tal qual observado por Velasco e Fritsch (1987).

3.5 Ciclo Diurno dos Sistemas Convectivos de Mesoescala Continentais e Oceânicos

Outro aspecto que diferencia sistemas de origem continental e oceânica é o ciclo diurno de gênese, maturação e dissipação.

A freqüência relativa dos sistemas convectivos de acordo com o horário de gênese mostra que, no continente (Figura 3.5a) em torno de 52% dos sistemas é formado durante o intervalo entre 15 a 21 UTC. Embora 26% de sistemas se formem no final da noite e madrugada, entre 00 e 06 UTC, o aquecimento diurno parece ser um fator importante na formação dos sistemas continentais nos subtrópicos sul-americanos, de modo que a freqüência mínima de formação de SCM's ocorre em torno de 12 UTC. A fase madura desses sistemas continentais tende a ocorrer preferencialmente durante a noite e primeiras horas da manhã (21 a 06 UTC), isto é observado em mais de 70% dos sistemas. E o período em torno de 12 UTC corresponde àquele em que os sistemas atingem sua máxima extensão com menor freqüência. A dissipação ocorre ao longo do dia, e 62,5% dos SCM's tendem a perder suas características entre 00 e 12 UTC. Esses resultados concordam com aqueles obtidos por Velasco e Fritsch (1987), Laing e Fritsch (1997), Salio, Nicolini e Zipser (2007) e Durkee e Mote (2009), entre outros.

A Figura 3.5b mostra que no oceano Atlântico subtropical a gênese dos sistemas convectivos ocorre com maior freqüência entre 00 e 09 UTC (55% dos SCM's), e a fase madura dos SCM's é observada preferencialmente entre 03 e 09 UTC (39% dos sistemas). 70% dos SCM's oceânicos dissipam entre 03 e 18 UTC, com um pico entre 09 e 12 UTC, quando aproximadamente 28% dos sistemas perdem suas características. Estes resultados concordam com os obtidos por outros autores como: Janowiak et al.

(1994), que estudaram a modulação diurna da precipitação sobre os oceanos tropicais; Laing e Fritsch (1997) que analisaram os oceanos globais; Mapes e Houze (1993) que examinaram os sistemas observados no Pacífico tropical, Machado et al. (1992) que estudaram os sistemas convectivos sobre o Atlântico tropical; Gray e Jacobson (1977) que avaliaram a convecção profunda observada sobre o oceano Pacífico tropical.



Figura 3.5 – Freqüência relativa de sistemas convectivos continentais conforme o período em que ocorre sua fase inicial, madura e de dissipação.

Assim, no caso dos SCM's de origem oceânica, o efeito do ciclo diurno de aquecimento da camada limite parece ser menos evidente para a formação dos sistemas. Isso pode ser explicado, em parte, pela relativa estabilidade na baixa troposfera sobre os oceanos que é pouco variável ao longo do dia (Gray e Jacobson, 1977; Chang et al., 1995). Conforme observado por Gray e Jacobson (1977), estes máximos de convecção profunda ou precipitação intensa durante o período da madrugada e manhã podem ser observados não somente sobre os oceanos tropicais, como os subtropicais, e inclusive

em algumas áreas continentais. De acordo com esses autores, a explicação física para esse máximo resulta da variação diurna e noturna do resfriamento radiativo troposférico entre áreas cobertas de nuvens e as áreas vizinhas com céu claro. Durante a noite o resfriamento atmosférico radiativo é maior em condições de céu claro do que em áreas com nebulosidade, assim, a divergência em baixos níveis seria menor em áreas com nebulosidade. Randall et al. (1991), por sua vez, sugerem que a estabilização em decorrência da absorção de radiação solar devido às nuvens tenderia a suprimir a convecção durante a tarde comparativamente ao período da madrugada. Por outro lado, como a precipitação associada à convecção tende a ocorrer durante a fase de desenvolvimento do SCM próximo ao seu estágio maduro (Doswell, 2001), a circulação do tipo brisa terrestre, pode explicar o máximo de precipitação no oceano adjacente durante as primeiras horas da manhã (Silva Dias et al., 1987; Chen e Houze, 1997).

Contudo, os resultados contrastam em alguns pontos com aqueles da climatologia de Durkee e Mote (2009), que sugerem que a maior freqüência de gênese e máxima extensão dos SCM's oceânicos ocorre no período noturno, similarmente ao observado no caso continental. Além da menor resolução temporal das imagens utilizadas por Durkee e Mote (imagens a cada 3 horas), que pode prejudicar a interpretação do padrão diurno das suas observações, e do fato desses autores terem se restringido a um grupo específico de sistemas convectivos, os CCM's, outra explicação para essa divergência de resultados pode estar relacionada à diferença no critério de classificação adotado para selecionar sistemas continentais e oceânicos. Nesta tese, o critério considera o local de gênese do SCM. Se esta ocorre sobre o continente (oceano), o sistema é classificado como de origem continental (oceânica). Para Durkee e Mote (2009), um sistema é classificado como continental (oceânico) se pelo menos duas das três fases principais (inicial, máxima extensão ou dissipação) do ciclo de vida do CCM ocorrerem sobre o continente (oceano). Durkee e Mote não especificam o percentual de sistemas cuja trajetória ao longo do ciclo de vida atravessa essas fronteiras de cobertura superficial, porém, observa-se que no período entre 15/12/2002 a 15/02/2003, do total de 120 sistemas originados sobre o continente, 23% dissipam sobre o oceano, e apenas 2% dos 44 SC's oceânicos dissipam sobre o continente. Portanto, se considerarmos estes números, podemos inferir que, parte dos sistemas gerados sobre o continente, por apresentarem o ciclo complementar sobre o oceano, acabou sendo classificado como oceânico, afetando a distribuição de freqüências obtida por Durkee e Mote. E isso poderia

54

explicar a similaridade dos gráficos da distribuição de freqüências para o caso continental e oceânico (Figura 19 de Durkee e Mote, 2009).

3.6 Caracterização do Ciclo de Vida dos Sistemas Convectivos Continentais e Oceânicos em Função de Parâmetros Morfológicos Iniciais

A análise da relação entre a máxima cobertura horizontal e a duração do ciclo de vida do SCM (Figura 3.6) mostra que sistemas que geram extensa cobertura fria no topo das nuvens tendem a persistir por mais tempo. Esta característica também observada por Laing e Fritsch (1997), Mathon e Laurent (2001), Machado et al. (1998) e Machado e Laurent (2004) parece ser mais pronunciada no caso dos sistemas continentais do que sobre os oceânicos.

No caso continental, a correlação entre área máxima e duração do sistema convectivo é de 0,82. Essa correlação é estatisticamente significativa com nível de significância de 95%, de acordo com o teste de significância da correlação (Silva, 2009), considerando o grau de liberdade de 120 eventos.

Em relação aos sistemas oceânicos, a correlação é de 0,50, e também se mostrou estatisticamente significativa, pois como indicado pelo teste de significância com grau de liberdade de 44 eventos, correlações maiores (menores) do que 0,2973 (-0,2973) são estatisticamente significativas com nível de significância de 95%.

Laing e Fritsch (1997) também obtiveram correlações mais baixas para os sistemas oceânicos. Esta menor correlação observada nos oceanos pode ser parte das razões para que Durkee e Mote (2009) não tenham encontrado diferenças significativas entre o ciclo de vida dos complexos convectivos continentais e oceânicos, embora mencionem que os CCM's oceânicos apresentaram maior extensão da área de cobertura horizontal quando comparados aos continentais.

Esta relação entre ciclo de vida e máxima extensão horizontal também pode ser observada considerando-se o ciclo diurno da gênese dos SCM's. A Figura 3.7 mostra a relação entre o ciclo de vida e a área máxima alcançada pelos sistemas convectivos continentais e oceânicos. O período indicado na abscissa refere-se à gênese do sistema. Portanto, a figura mostra que sistemas continentais cuja gênese ocorre entre 09 e 15 UTC (intervalo com baixa freqüência relativa de SCM's mostrada na Figura 3.5a) alcançam, em média, maior extensão horizontal (e ciclo de vida mais longo) do que aqueles SCM's gerados, por exemplo, entre 18 e 21 UTC.

No caso dos SCM's oceânicos, a relação positiva entre ciclo de vida e área máxima se torna menos evidente para os sistemas cuja gênese se dá a partir das 15 UTC. A área máxima média não varia muito ao longo do dia. Comparativamente, observa-se que as áreas são maiores nos SCM's continentais (média de 10.100 pixels ou cerca de 161.600 km²) do que nos oceânicos (média de 6.100 pixels ou 97.600 km²). Em relação a Velasco e Fritsch (1987), esses valores médios são baixos e correspondem, no caso continental (oceânico), a 32% (20%) da área média observada nesse estudo de 1987, que foi de cerca de 500.000 km². Apesar disso, eventos isolados, como o SCM continental noturno que perdurou por 55,5 horas, apresentaram área superior a 1.000.000 km² em seu estágio maduro. O ciclo de vida médio dos SCM's, como já mencionado, é similar no continente e no oceano, e em torno de 12 horas.



Figura 3.6 – Relação entre a área (pixels) dos sistemas convectivos na fase madura e o ciclo de vida (horas), para: (a) SCM's continentais; (b) SCM's oceânicos.

Ainda que a relação não seja tão evidente nos oceanos, parece razoável relacionar a máxima extensão da área do sistema, ou seja, seu ciclo de vida, com parâmetros observados no momento de sua gênese para verificar se há algum indicativo de que o SCM pode alcançar maior longevidade.

O desenvolvimento de sistemas convectivos está relacionado à extensão vertical alcançada pelo topo da nuvem. Quanto mais fria a temperatura do topo da nuvem, maior seu desenvolvimento vertical (Machado et al., 1998). A Figura 3.8 mostra a relação entre a temperatura mínima inicial dos SCM's e a máxima extensão alcançada pelos sistemas em sua fase madura. O que se observa, principalmente em relação aos sistemas continentais é que desde o momento de gênese, as temperaturas mínimas médias no topo das nuvens são menores para os SCM's que atingem maior área horizontal, de modo que esses dois parâmetros parecem estar correlacionados

negativamente. Esse aspecto também pode ser observado no caso dos SCM's oceânicos, porém é menos evidente, sendo mais marcado para os sistemas gerados entre 18 e 21 UTC, ou seja, aqueles cuja gênese está mais relacionada ao efeito do aquecimento diurno da atmosfera.



Figura 3.7 – Relação entre o ciclo de vida e a área máxima dos sistemas convectivos de mesoescala de acordo com o período de gênese.



Figura 3.8 – Relação entre a temperatura mínima inicial e a área máxima dos sistemas convectivos de mesoescala de acordo com o período de gênese.

Outro indício do maior desenvolvimento dos sistemas continentais em relação aos oceânicos, é que as temperaturas mínimas são sistematicamente menores no topo dos SCM's gerados sobre o continente. Machado et al. (1998), analisando a evolução das temperaturas mínimas durante o ciclo de vida de sistemas convectivos observados nas Américas, já havia observado que essas temperaturas são menores em sistemas de maior duração.

A taxa de expansão inicial da área de cobertura das nuvens é outro parâmetro que pode ser associado ao desenvolvimento dos sistemas convectivos (Zhang e Fritsch, 1988; Laing e Fritsch, 1997).

Fritsch e Forbes (2001) sugerem que a taxa de expansão nas primeiras horas de vida do sistema poderia ser um bom previsor do tamanho e duração do SCM. Machado et al. (1998), Morales et al. (2002) e Machado e Laurent (2004) também notaram esta relação para os SCM's observados nas Américas. Segundo Machado et al. (1998), altas taxas de expansão iniciais que caracterizam sistemas grandes e com ciclo de vida mais longo, implicam em grandes velocidades verticais ascendentes que são consistentes com topos de nuvens mais altos (portanto, mais frios) e maior conteúdo de água na nuvem. Eles observam ainda que o próprio valor da taxa de expansão pode indicar a fase de vida do sistema: grandes valores positivos indicam estágio de crescimento, valores próximos a zero indicam a fase madura, e valores negativos seriam indicativos do estágio de dissipação. Machado e Laurent (2004) aprofundam estas análises e relacionam a taxa de expansão e a divergência em altos níveis estimada para os sistemas convectivos observados sobre a região Amazônica. A relação implica que uma rápida expansão (contração) corresponde à divergência (convergência) em altos níveis (Wallace e Hobbs, 1977) indicando a intensidade da convecção. Embora a relação entre a taxa de expansão inicial e a duração do ciclo de vida tenha sido mais evidente para eventos de curta duração (menor do que 8 horas), os resultados de Machado e Laurent (2004) sugerem que essa relação não é óbvia para sistemas com duração mais longa. Segundo os autores, a evolução de sistemas de maior duração sofre influência dos efeitos do ciclo diurno de aquecimento e outras forçantes externas e de grande escala de forma mais significativa, o que pode afetar os resultados.

A Figura 3.9 mostra a relação entre a taxa de expansão inicial e a área máxima dos SCM's de acordo com seu período de gênese. Para os SCM's continentais e oceânicos observados no período esta relação não é evidente. Embora se note no caso dos sistemas oceânicos, um mínimo de taxa de expansão associado a um mínimo de área, entre 09 e 12 UTC, esta parece ser uma característica isolada.

58



Figura 3.9 – Relação entre a taxa de expansão inicial e a área máxima dos sistemas convectivos de mesoescala de acordo com o período de gênese.

Ressalta-se que os sistemas em análise são aqueles com duração mínima de 6 horas, e o estudo de Machado e Laurent (2004) concluiu que a relação entre taxa de expansão e área do sistema se apresentou mais evidente em eventos com duração de até 8 horas, ou seja, quase no limite inferior de duração dos SCM's selecionados neste estudo. Portanto, a variabilidade mostrada na Figura 3.9 pode estar dentro do esperado, de acordo com essas considerações.

Por outro lado, Fritsch e Forbes (2001) relacionaram não somente a taxa de expansão inicial ao desenvolvimento dos sistemas, mas, também consideraram as três primeiras horas de vida do SCM, e mencionam que em eventos com duração maior, a área do sistema cresce muito mais rapidamente do que em eventos de curta duração, ou seja, a taxa de expansão mantém-se mais elevada ao longo desse período inicial nos casos mais longevos. Assim, considerando esta observação, foram analisadas as taxas de expansão das três primeiras horas dos sistemas, tomando-se a média nesses três intervalos e separando os eventos em dois grupos: ciclo de vida < 18horas e ciclo de vida ≥ 18 horas. Esse limiar de 18 horas corresponde à média (12 horas), somada ao desvio padrão (6 horas) dos ciclos de vida dos SCM's oceânicos. No caso continental, a média é similar (em torno de 12 horas), porém o desvio padrão é maior (8 horas), e para realizar uma análise comparativa, adotou-se o menor valor que é relativo aos SCM's oceânicos.

Os resultados apresentados na Figura 3.10 mostram que na primeira hora do ciclo de vida, os SCM's continentais apresentam taxa de expansão maior do que os oceânicos, independente da duração. Sistemas com ciclo de vida mais longo (≥18 horas)

sejam eles continentais ou oceânicos, apresentam taxas de expansão, na primeira e na terceira hora, maiores do que os SCM's com ciclo de vida mais curto (<18 horas). Apesar da maior variabilidade observada na segunda hora do ciclo de vida, sistemas continentais com ciclo de vida ≥ 18 horas apresentam taxa de expansão maior do que os SCM's com ciclo de vida <18 horas, sendo observado o mesmo com os sistemas oceânicos.

Assim, nota-se uma tendência de que sistemas com ciclo de vida mais longo apresentem taxas de expansão maiores nas primeiras horas do seu ciclo de vida do que os eventos com menor duração. Além disso, no continente o crescimento dos sistemas convectivos ocorre mais rapidamente do que no oceano, independente do ciclo de vida.



Figura 3.10 – Evolução da taxa de expansão média dos sistemas convectivos de mesoescala continentais e oceânicos nas três primeiras horas do ciclo de vida.

A Figura 3.11 mostra a evolução média das áreas dos sistemas convectivos continentais e oceânicos observados nas três primeiras horas do seu ciclo de vida. Como se nota, sistemas continentais com maior duração apresentam áreas iniciais maiores, e em resposta à taxa de expansão, tendem a apresentar um crescimento mais acelerado do que os de menor duração alcançando, ao final das três primeiras horas, maior desenvolvimento horizontal. Comportamento semelhante se observa com os SCM's oceânicos analisados. A figura mostra ainda que sistemas com duração maior do que 18 horas, apresentam no continente, maior área inicial e maior desenvolvimento do que os oceânicos de longa duração. Em relação aos SCM's de duração menor (<18 horas) esta característica é menos pronunciada. Sistemas continentais e oceânicos com duração

menor do que 18 horas iniciam-se com áreas similares, porém após três horas, os continentais são ligeiramente maiores do que os oceânicos.



Figura 3.11 – Evolução da área média dos sistemas convectivos de mesoescala continentais e oceânicos nas três primeiras horas do ciclo de vida.

3.7 Deslocamento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala Continentais e Oceânicos

Estudos como os de Guedes (1985), Velasco e Fritsch (1987) e Silva Dias (1987) mostraram que os SCM's subtropicais sul-americanos tendem a se deslocar para leste desde sua gênese até sua dissipação. De fato, a maioria dos sistemas apresenta este comportamento, conforme mostra a Figura 3.12. Dos sistemas que se originam sobre o continente, 78% apresentam sentido de deslocamento (entre o instante INI e FIM) com componente para leste, e 22% para oeste. Desses sistemas que se deslocam para leste, 57% segue no sentido nordeste, 42% para sudeste, e 1% para leste. Dos SCM's que apresentaram deslocamento para oeste, 77% seguiram para noroeste e 23% para sudoeste.

Conforme Fritsch e Forbes (2001) e Doswell (2001) mencionam, observações de tempo severo tendem a ocorrer na fase inicial do ciclo de vida do SCM, porém, a precipitação mais intensa geralmente ocorre na fase de desenvolvimento, próximo ao estágio maduro. Machado e Laurent (2004) observaram esta característica nos SCM's observados sobre a região Amazônica. Assim, parece razoável, discriminar a análise do deslocamento dos sistemas também entre as fases INI e MAX, e MAX e FIM.

No continente, o deslocamento entre as fases INI e MAX apresenta distribuição similar: 80% dos SCM's se movem para leste, 19% para oeste e 1% para sul. Dos SCM's que se deslocam para leste, 55% se movem para nordeste e 45% para sudeste. Daqueles sistemas que se deslocam para oeste, 65% seguem para noroeste e 35% para sudoeste.

Entre as fases MAX e FIM, os sistemas continentais apresentam preferencialmente deslocamento para leste (71%). Do grupo que vai para leste, a direção preferencial é para nordeste (58%), seguido do sudeste (41%) e ainda 1% se move para leste. Dos SCM's que se deslocam para oeste, 66% seguem com sentido noroeste e o restante para sudoeste (Tabela 3.1).

O predomínio de deslocamentos para leste também é observado sobre o oceano, porém, neste caso, esta tendência é mais acentuada, e entre as fases INI e FIM, corresponde a 93% dos sistemas. Diferentemente dos sistemas continentais, os SCM's oceânicos que apresentam sentido de movimento para leste, majoritariamente deslocamse para sudeste (80%). Este resultado parece contraditório, se analisarmos a Figura 3.3.b que mostra as áreas preferenciais de dissipação dos sistemas oceânicos com uma concentração de SCM's centrada em 27°S, 35°W. Contudo, o que se observa é que os sistemas gerados nesta região em particular se deslocam pouco durante seu ciclo de vida. Dentre os 7% dos sistemas que se deslocam para oeste desde sua gênese à dissipação, 67% se move para noroeste. Entre as fases INI-MAX (MAX-FIM), observa-se a mesma propensão, de modo que 95% (91%) dos sistemas se deslocam para leste, e destes 74% (75%) se move para sudeste. Dos 5% (9%) dos SCM's que se move para oeste entre INI e MAX (MAX e FIM), 50% (75%) se desloca para noroeste (Tabela 3.2).

Portanto, de modo geral, sistemas continentais e oceânicos tendem a se deslocar para leste em todas as fases (INI-MAX, INI-FIM, MAX-FIM), porém, enquanto os oceânicos preferencialmente se movem para sudeste (em torno de 80% dos casos), os continentais se deslocam para nordeste (com percentual ligeiramente superior) e sudeste. Estes resultados concordam, naturalmente, com as áreas preferenciais em que os sistemas continentais e oceânicos encontram-se quando atingem suas fases madura e de dissipação (Figura 3.2 b e c, Figura 3.3 b e c). Não se distinguem períodos distintos de formação de sistemas convectivos continentais e oceânicos em função do deslocamento que os mesmos venham a tomar ao longo do seu ciclo de vida.

62





Figura 3.12 – Deslocamento dos sistemas convectivos entre a fase INI (indicado pelo círculo em azul) e FIM (indicado pelo círculo em vermelho): (a) sistemas continentais; (b) sistemas oceânicos.

O movimento do sistema convectivo é a soma de uma componente advectiva, dada pelo deslocamento médio das células convectivas, e uma componente de propagação, definido pela taxa de formação e localização de novas células (Newton e Katz, 1958; Newton e Newton, 1959; Bluestein e Jain, 1985). As células convectivas individuais dentro dos sistemas tendem a se mover a favor do fluxo médio na camada de nuvens. Contudo, a estrutura em mesoescala do SCM tende a se mover em direção

(a)

205

255

305

359

40S

45S

50S

oposta ao fluxo em baixos níveis que fornece ar quente e úmido (Corfidi et al., 1996; Fritsch e Forbes, 2001). Este fluxo de baixos níveis muitas vezes se configura como os jatos de baixos níveis. Assim, os SCM's tendem a se mover na direção de áreas com temperatura potencial equivalente maior, possivelmente por isso predominem entre os sistemas convectivos continentais os deslocamentos (entre as fases INI e FIM) com componentes para norte que totaliza 62% dos casos, enquanto 37% apresentam movimento com componente para sul, e 1% para leste (Tabela 3.3).

Esta tendência de deslocamento para latitudes mais baixas também foi observada por Siqueira et al. (2005) em seu estudo sobre os SCM's associados aos sistemas frontais, com predominância de movimento para nordeste em casos em que frente fria apresentou deslocamento para latitudes mais baixas. Em estudo recente, Anabor, Stensrud e Moraes (2008) analisaram um conjunto especial de sistemas convectivos de mesoescala que apresentaram deslocamento para noroeste.

No caso oceânico, o padrão se inverte e em 75% dos casos o movimento apresenta componente para sul (Tabela 3.3).

Sistemas convectivos continentais com deslocamento de componente para norte ou sul, iniciam-se indistintamente nos períodos preferenciais já mostrados na Figura 3.5. No entanto, é notável que os SCM's oceânicos com deslocamento com componente para norte, tendem a se formar preferencialmente entre 15 e 21UTC (55%).

INI-FIM	Leste			78%	Oeste		2	2%	
	Nordeste 57%	Sudeste 42%		Leste 1%	Noroeste	77%	Sudoeste	23%	
INI-MAX	Leste			80%	Oeste	para	19% (+1% sul)		
	Nordeste	55%	Sud	este 45%	Noroeste	65%	Sudoeste	35%	
MAX-FIM	Leste			71%	Oeste		2	9%	
	Nordeste 58%	Sude 41	este %	Leste 1%	Noroeste	66%	Sudoeste	34%	

Tabela 3.1 -	Sentido	de	deslocamento	dos	sistemas	convectivos	continentais,	de	acordo	com	as	direções
leste e oeste.												

INI-FIM	Leste			93%	Oe	ste	7%
	Nordeste 2	20%	Sude	este 80%	Noroe	este 67%	Sudoeste 33%
INI-MAX	Leste			95%	Oe	ste	5%
	Nordeste	26%	Sude	este 74%	Noroe	este 50%	Sudoeste 50%
MAX-FIM	Leste			91%	Oe	ste	9%
	Nordeste 23%	Sud 75	este 5%	Leste 2%	Noroe	este 75%	Sudoeste 25%

Tabela 3.2 – Sentido de deslocamento dos sistemas convectivos oceânicos, de acordo com as direções leste e oeste.

Tabela 3.3 – Sentido de deslocamento dos sistemas convectivos continentais e oceânicos entre as fases INI e FIM, de acordo com as direções norte e sul.

SC's Continentais Norte 62% Nordeste 73% Noroeste 2	Norte	62%	Sul 37% (+1% para Leste)			
	Noroeste 27%	Sudeste 87%	Sudoeste 13%			
SC's Oceânicos	Norte	25%	Sul	75%		
	Nordeste 82%	Noroeste 18%	Sudeste 97%	Sudoeste 3%		

Chapell (1986) mostrou que quando o fluxo de baixos níveis com elevada temperatura potencial é similar em magnitude e direção ao fluxo médio na camada de nuvens, a componente de propagação do sistema será em sentido oposto ao do movimento das células individuais, então o SCM permanece quase estacionário, podendo até recuar. Portanto, embora se observe uma tendência de que sistemas continentais com ciclo de vida mais longo apresentem maior deslocamento (correlação de 0,5313), a variabilidade é grande (média de 480 km e desvio padrão de 452 km) (Figura 3.13a). Desse modo, a velocidade com que o sistema se move também é variável, sendo a média de 10 m/s, com desvio padrão de 6,5 m/s. Siqueira et al. (2005) observaram que sistemas convectivos relacionados à incursão de frentes frias tendem a apresentar velocidade de deslocamento em torno de 10 m/s, nesse caso, consistentes com sua modulação pelos sistemas frontais

No caso dos sistemas oceânicos, também existe correlação entre o ciclo de vida e a distância percorrida pelo SCM, porém, é de apenas 0,1660, e a variabilidade também é alta, com média de 544 km e desvio padrão de 441 km. Embora a distância média percorrida pelos sistemas oceânicos seja maior do que os continentais, o máximo

deslocamento dos SCM's continentais é ligeiramente superior e corresponde a 2.325 km, conforme observado em um SC com duração de 40,5 horas. No oceano, a maior distância foi percorrida por um sistema com apenas 14 horas de duração, e foi de 2.223 km. A menor distância percorrida por um sistema continental foi de apenas 19 km, enquanto, dentre os oceânicos foi quase 10 vezes maior, 115 km. Em ambos os casos a duração do sistema foi de apenas 6 horas. Dessas observações conclui-se que a velocidade de deslocamento dos sistemas oceânicos (média de 13 m/s, e desvio padrão de 8,6 m/s) é maior do que a dos continentais.



Figura 3.13 – Relação entre a distância percorrida (km) pelos sistemas convectivos entre INI e FIM e o ciclo de vida (horas): (a) SCM's continentais; (b) SCM's oceânicos.

3.8 Conclusões Parciais

O período de análise foi caracterizado por uma condição de El Niño moderado a fraco e apesar de alguns estudos indicarem aumento da atividade convectiva e da precipitação no sudeste da América do Sul (SESA) durante esses eventos quentes (Velasco e Fritsch, 1987; Ropelewski e Halpert, 1987, 1989; Aceituno, 1988; Kiladis e Diaz, 1989; Grimm et al., 1998, 2000; Lau e Zhou, 2003; Ferreira et al., 2003; Silva e Ambrizzi, 2006), a climatologia de Durkee e Mote (2009) sobre os CCM's observados na região indica que o sinal entre o período de atividade convectiva anômala e a fase e magnitude do El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é variável, de modo que entre outubro de 2002 a maio de 2003 a freqüência de CCM's esteve abaixo da média anual para a estação quente. Em relação à variabilidade intra-sazonal, o verão de 2002-2003 (dezembro a fevereiro) encontra-se sob o regime de monção, o que favorece a formação de sistemas convectivos no SESA.

Em relação à condição sinótica, em dezembro de 2002, seis sistemas frontais e dois episódios de ZCAS estiveram atuando sobre o Brasil. Em janeiro de 2003, foram seis

sistemas frontais e três ZCAS. Em fevereiro, oito sistemas frontais atuaram sobre o Brasil, dois a mais do que a média mensal, e destes, apenas um alcançou o Rio de Janeiro e dois chegaram a São Paulo. À exceção do último evento de ZCAS de janeiro, que perdeu sua configuração e deslocou-se para o oceano no início do mês, não houve outro evento semelhante.

Durante os sessenta e três dias de análise (15/12/2002 a 15/02/2003), do total de 163 sistemas convectivos identificados, 74% ou seja, 120 SCM's tiveram sua gênese sobre o continente e 43 sobre o oceano. O que concorda, por exemplo, com as observações de Durkee e Mote (2009) e Laing e Fritsch (1997).

Em relação à distribuição espacial, observam-se sobre o continente, três áreas preferenciais de formação de sistemas convectivos: sobre a região sul/sudeste do Brasil, norte e centro da Argentina. As áreas preferenciais em que os SCM's continentais atingem sua fase madura não diferem muito daquelas em que elas são geradas. A dissipação ocorre de forma mais espalhada, porém, observa-se uma tendência a que os SCM's percam suas características em latitudes mais baixas. Em relação ao oceano, as localizações preferenciais dos SCM's, no seu momento de formação, assemelham-se às áreas identificadas para formação de ciclones (Reboita, 2008): entre 25°S a 30°S, que correspondem a costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil; em torno de 35°S a 40°S, na desembocadura do rio da Prata no Uruguai; e ao sul de 45°S na costa sul da Argentina. Os SCM's oceânicos atingem sua fase madura preferencialmente mais a leste de sua área de gênese. Isso pode ser resultado do próprio deslocamento do sistema. A dissipação dos SC's oceânicos ocorre mais afastada do continente, com máximo centrado em 30°S, 36°W.

Embora seja observado um número maior de SCM's sobre o continente do que sobre o oceano, a distribuição percentual dos sistemas, de acordo com seu ciclo de vida, segue um comportamento similar nas duas regiões, com um decaimento do número de SCM's em função logarítmica. A maioria dos sistemas convectivos apresenta duração inferior a 12 horas, o que corresponde a pouco mais de 60% dos sistemas, e menos de 10% apresentam ciclo de vida superior a 24 horas. Apesar do ciclo de vida médio ser similar, eventos extremos de origem continental tendem a apresentar maior longevidade do que os oceânicos. Outra observação interessante é que os sistemas de duração mais longa tendem a apresentar ciclo de vida noturno no continente e no oceano, o que sugere que esses apresentam características de CCM's tal qual observado por Velasco e Fritsch (1987).

Outro aspecto que diferencia sistemas de origem continental e oceânica é o ciclo diurno de gênese, maturação e dissipação. Sistemas gerados sobre o continente tendem a ser mais afetados pelo aquecimento diurno, de modo que mais de 50% dos SCM's é formado entre 15 e 21UTC, com mínimo em torno de 12UTC. A fase madura desses sistemas continentais tende a ocorrer preferencialmente durante a noite e primeiras horas da manhã (21 a 06 UTC). A dissipação ocorre ao longo do dia, porém mais de 60% tende a perder suas características entre 00 e 12 UTC. No oceano Atlântico subtropical a gênese dos sistemas convectivos ocorre com maior freqüência entre 00 e 09 UTC (55% dos SC's), e a fase madura dos SCM's é observada preferencialmente entre 03 e 09 UTC (39% dos sistemas). 70% dos SCM's oceânicos dissipam entre 03 e 18 UTC, com um pico entre 09 e 12 UTC, quando aproximadamente 28% dos sistemas perdem suas características. Estes resultados concordam com os obtidos por outros autores, tais como Velasco e Fritsch (1987), Laing e Fritsch (1997), Salio et al (2007) e Durkee e Mote (2009), Janowiak et al. (1994), Mapes e Houze (1993), Machado et al. (1992) e Gray e Jacobson (1977), entre outros.

Em relação aos parâmetros morfológicos derivados do ForTraCC, observa-se que apesar dos sistemas continentais alcançarem maior extensão horizontal do que os oceânicos, em ambos os casos, SCM's que geram extensa cobertura fria no topo das nuvens tendem a persistir por mais tempo. Esta característica também observada por Laing e Fritsch (1997), Mathon e Laurent (2001), Machado et al. (1998) e Machado e Laurent (2004). Desde o momento de gênese, as temperaturas mínimas médias no topo das nuvens são menores para os SCM's que atingem maior área horizontal, de modo que esses dois parâmetros parecem estar correlacionados negativamente. Esse aspecto também pode ser observado no caso dos SCM's oceânicos, porém de forma menos evidente.

Outro indício do maior desenvolvimento dos sistemas continentais em relação aos oceânicos, é que as temperaturas mínimas são sistematicamente menores no topo dos SCM's gerados sobre o continente. Em relação à taxa de expansão da área do sistema convectivo, nota-se uma tendência de que sistemas com ciclo de vida mais longo apresentem taxas de expansão maiores nas primeiras horas do seu ciclo de vida do que os eventos com menor duração. Além disso, no continente o crescimento dos sistemas convectivos ocorre mais rapidamente do que no oceano, independente do ciclo de vida.

Sistemas convectivos subtropicais sul-americanos tendem a se deslocar para leste desde sua gênese até sua dissipação. SCM's que se originam sobre o continente,

68

apresentam sentido preferencial de deslocamento com componente para leste. Desses sistemas que se deslocam para leste, a maioria segue para nordeste. Dos SCM's que se movem para oeste, o predomínio é de deslocamento no sentido noroeste. O mesmo padrão de deslocamento é observado entre as fases INI e MAX; e entre MAX e FIM.

Sistemas oceânicos também apresentam predomínio de deslocamentos para leste entre as fases INI e FIM, porém diferentemente dos sistemas continentais, os SCM's oceânicos que apresentam sentido de movimento para leste, majoritariamente deslocamse para sudeste (80%). Dentre os sistemas que se deslocam para oeste desde sua gênese à dissipação, a maioria se move para noroeste. Entre as fases INI-MAX e MAX-FIM observa-se a mesma característica de deslocamento.

Observa-se uma tendência de que sistemas continentais com ciclo de vida mais longo apresentem maior deslocamento embora a variabilidade seja alta. Desse modo, a velocidade com que o sistema se move também é altamente variável, sendo em torno de 10 m/s em média. No caso dos sistemas oceânicos, a correlação entre o ciclo de vida e a distância percorrida pelo SCM também é positiva, porém, menos pronunciada e altamente variável, e a velocidade de deslocamento dos sistemas oceânicos é maior do que a dos continentais e é de 13 m/s.


4.1 Identificação de Eventos de Jato de Baixos Níveis

A convecção observada no sudeste da América do Sul (SESA) tem sua gênese recorrentemente associada à umidade e calor provenientes da bacia amazônica (Velasco e Fritsch, 1987; Nieto Ferreira et al., 2003). Este fluxo de norte localiza-se a leste dos Andes e tem sua configuração fortemente afetada pela presença da cordilheira (Nogues-Paegle e Mo, 1997; Marengo et al., 2002, 2004). Embora esteja presente ao longo do ano, o fluxo apresenta maior intensidade e freqüência durante o período mais quente do ano, quando exibe um perfil de jato de baixos níveis (JBN) (Salio et al., 2002), principalmente ao norte de 20°S (Marengo et al., 2004).

Velasco e Fritsch (1987) sugeriram que similarmente ao observado na região central dos Estados Unidos, a presença deste jato cria condições ambientais favoráveis à formação e ao desenvolvimento de sistemas convectivos na região subtropical sulamericana. Os resultados de Salio et al. (2007) mostraram que na média anual, pelo menos um SCM é observado no sudeste da América do Sul em 41% dos dias com ocorrência de JBN, enquanto que SCM's foram observados em apenas 12% dos dias em que o jato não foi identificado.

Aplicando-se uma metodologia similar à de Marengo et al. (2004) o período de análise (15/12/02 a 15/02/03) foi avaliado quanto à presença de JBN utilizando-se reanálises e radiossondagens. Os resultados são apresentados nas Tabelas B.1, B.2 e B.3 do Anexo B, onde os eventos de jato de baixos níveis são identificados com a sigla "JBN".

No caso das reanálises do CPTEC, foram utilizadas duas coordenadas: a de Santa Cruz (17,75°S 63,06°W) e a da radiossondagem (17,39°S 63,77°W), pois, da forma que é aplicada, a determinação do JBN depende da posição escolhida. Em relação às radiossondas adotaram-se dois cálculos, um considerando a informação do nível de pressão exato em 850hPa e 700hPa (penúltima coluna das tabelas, chamada de nível exato) e o outro considerando os dados médios das camadas 850hPa±10hPa e 700hPa±10hPa (última coluna das tabelas, chamada de nível médio). Para comparação, os cálculos também foram realizados com as reanálises do NCEP. Apesar da menor resolução espacial desta reanálise (2,5° de latitude e longitude), sua cobertura temporal, por sua vez, permitiu verificar que apenas dois eventos de JBN ocorreram fora do período de sessenta e três dias de análise: No dia 18/11/02 às 06UTC foi identificado um JBN, e nesse dia foram detectados três sistemas convectivos, um deles iniciou-se a 01UTC e apresentou ciclo de vida de 33 horas de duração, o segundo iniciou-se as 09:30UTC, com ciclo de vida de 10 horas e o terceiro iniciou-se as 16UTC e perdurou por 11,5 horas.

Outro JBN foi identificado no dia 25/11/02 às 06UTC, porém, nesse dia não foi registrado nenhum SC continental com ciclo de vida superior a 6 horas de duração.

Observa-se ainda que o lançamento das radiossondas durante o experimento SALLJEX iniciou-se apenas no dia 17 de dezembro de 2002 e apesar de terem sido lançadas até o dia 15 de fevereiro de 2003, pelo menos em relação à base de dados acessada, percebem-se inúmeras falhas, conforme mostrado nas tabelas. Essas falhas acabaram prejudicando sua utilização nas análises, portanto, a variabilidade diurna de ocorrência dos eventos de JBN e as demais análises são avaliadas a partir da reanálise do CPTEC no ponto de grade 18°S 63°W (primeira coluna das Tabelas B.1, B.2 e B.3), cuja posição é a que mais se aproxima daquela utilizada em outros estudos, tais como Marengo et al. (2004) e Silva e Ambrizzi (2006) que adotaram a latitude de Santa Cruz de La Sierra (17,75°S 63,06°W) para aplicar o critério de Bonner tal qual descrito na metodologia.

Assim, o exame dos 19 eventos de JBN detectados no período mostra que 26,3% ocorreram as 00UTC, 21,05% as 06UTC, 21,05% as 12ZUTC e 31,6% as 18UTC o que não concorda totalmente com a climatologia apresentada por Marengo et al. (2004) que indicou maior freqüência de JBN ao norte de 20°S, as 06 e 12UTC. Deve-se notar que Marengo et al. (2004) empregaram, além dos dados de balão piloto disponíveis, as reanálises do NCEP. Deste modo, analisando os resultados obtidos para esta mesma fonte (segunda coluna das Tabelas B.1, B.2 e B.3 do Anexo B), nota-se que neste caso, dos seis eventos detectados, 66,6% são identificados as 06UTC, 16,7% as 00UTC, 16,7% as 12UTC e nenhum evento as 18UTC, o que se aproxima melhor dos resultados de Marengo et al. (2004). Além da resolução espacial, outra possível explicação para as diferenças destes resultados quanto à variabilidade diurna do JBN pode estar relacionada ao fato de que as reanálises do CPTEC consideraram a assimilação de todas as radiossondagens do SALLJEX, que incluíram horários usualmente não atendidos pelos lançamentos rotineiros que ocorrem comumente as 12UTC, e eventualmente as 00 UTC.

Por outro lado, a maior freqüência de JBN em Santa Cruz, as 18 e 00UTC poderia explicar em parte a formação dos CCM's no sudeste da América do Sul nesse

período do dia, tal qual sugerido pelos resultados dos estudos de Velasco e Fritsch (1987), Silva Dias (1987), Salio et al. (2007), Durkee e Mote (2009) entre outros.

Embora a ocorrência de SCM's na região subtropical da América do Sul seja associada à presença do JBN, as análises mostram que a existência do jato não é garantia de formação de sistemas convectivos. Pelo menos durante o verão 2002/2003, do total de 120 sistemas convectivos continentais, apenas 27,5% (33 SCM's) foram gerados em dias com JBN.

Durante o período, o jato de baixos níveis foi identificado em Santa Cruz de la Sierra a partir da reanálise do CPTEC (primeira coluna das tabelas 4.1, 4.2 e 4.3) em 15 dias, ou 24% dos dias de análise. E em 73% desses dias, pelo menos um SCM com ciclo de vida superior a 6 horas foi gerado sobre o continente sul-americano ao sul de 20°S. Por outro lado, em 79% do total de 48 dias em que não se detectou JBN em Santa Cruz, pelo menos um SCM com ciclo de vida superior a 6 horas foi observado sobre o continente. Assim, as observações para o verão de 2002/2003 diferem ligeiramente da média anual de Salio et al. (2007), e os resultados sugerem que a ausência de JBN não impede a formação de sistemas convectivos no continente sul-americano.

Contudo cabe observar que no período analisado, dias com JBN apresentam em média 2,3 SCM's, e em dias sem JBN o número médio de formação de eventos convectivos cai para 1,7 sistemas, o que evidencia a importância deste jato no transporte de calor e umidade das latitudes mais baixas. O ciclo de vida médio dos SCM's iniciados em dias com JBN é de 12,6 horas de duração, ligeiramente superior às 12,2 horas de duração média apresentada pelos sistemas convectivos formados em dias em que não houve identificação de JBN.

No caso oceânico, a presença do JBN parece não afetar de maneira significativa a gênese dos SCM's. Em cerca de 40% dos dias com e sem JBN, observa-se a formação de pelo menos um sistema convectivo com ciclo de vida superior a 6 horas no oceano Atlântico ao sul de 20°S. Todavia, diferentemente do observado no continente, em dias com JBN se formam 0,4 SCM's por dia, e em dias sem JBN o número de eventos sobe para 0,8 sistemas por dia. Uma possível explicação para essa diferença pode estar relacionada à circulação atmosférica sobre a América do Sul. Estudos como o de Herdies et al. (2002) sugerem um padrão bimodal de circulação durante o verão, deste modo períodos com (sem) ZCAS estariam relacionados com divergência (convergência) de umidade sobre o sudoeste do Brasil, norte da Argentina e Paraguai. Assim, em períodos com ZCAS atuante o fluxo de umidade da região Amazônica sofreria uma canalização em

direção à região Sudeste do Brasil e o Atlântico, o que poderia favorecer a formação de sistemas convectivos sobre essas áreas, inclusive sobre o oceano. Essas diferenças na circulação de baixos níveis em períodos com e sem atuação da ZCAS também foram observados por Nogués-Paegle e Mo (1997). Saulo et al. (2007) mencionam inclusive que períodos em que prevalece a ausência de ZCAS estão relacionados justamente com eventos de JBN mais intensos.

Baseado nas informações dos boletins Climanálise (Climanálise, 2002; Climanálise, 2003a e b), observa-se que do total de 43 SC's oceânicos, 79% (34 sistemas) tiveram sua gênese em dias com ZCAS. Dos nove sistemas restantes, oito tiveram sua gênese em dias com atuação de sistemas frontais. Apenas seis sistemas convectivos oceânicos foram gerados em dias com JBN (dois ocorreram em ambiente com ZCAS, e nos quatro outros eventos, havia um sistema frontal). Ou seja, em quase 98% dos eventos, sistemas frontais ou eventos de ZCAS estavam presentes no Atlântico durante a fase de formação do sistema convectivo oceânico.

Portanto, a presença do JBN na formação de sistemas convectivos oceânicos parece ter efeito inverso, ou seja, no Atlântico, períodos sem JBN e com ZCAS parecem ser mais favoráveis à gênese de SCM's.

No continente, durante o verão, a convecção parece se formar indistintamente da presença do JBN em Santa Cruz, porém, conforme já mencionado, a aplicação do critério de Bonner para a identificação do jato de baixos níveis depende da posição geográfica selecionada. Estudos como o de Nicolini et al (2002), Nicolini e Saulo (2000) e Saulo et al. (2007) identificaram um subconjunto dos jatos de baixos níveis chamado Jato do Chaco, que se configura quando o vento meridional máximo atinge 25°S ou mesmo latitudes mais ao sul. Saulo et al. (2007) relacionam inclusive a região de saída do jato do Chaco com a formação de sistemas convectivos. Assim, é possível que embora a gênese de sistemas convectivos continentais subtropicais sul-americanos não tenha sido completamente explicada pela presença do jato de baixos níveis em Santa Cruz, parte dos eventos esteja relacionada ao jato do Chaco.

4.2 Identificação de Fontes de Umidade

Para identificar as fontes de umidade associadas à gênese dos sistemas convectivos foram consideradas as posições geográficas dos centros de massa de cada um dos 163 SCM's em sua fase inicial. Em torno destas posições foram definidas áreas de 4°x4° e selecionadas as partículas que contribuíram com umidade para a gênese dos

sistemas. Cada uma dessas partículas de umidade foi rastreada para trás no tempo por até 10 dias. Embora os dados permitam o rastreamento das partículas em toda a coluna, são mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5.000 metros, que é a camada onde se concentram mais de 95% do vapor d'água da atmosfera (Seidel, 2002).

4.2.1 Fontes de Umidade para Gênese dos Sistemas Convectivos Continentais

As análises das retro-trajetórias dos 120 sistemas convectivos continentais permitiram separar esses SCM's em dois grupos.

4.2.1.1 Sistemas Convectivos Continentais com Fontes de Umidade ao Norte de 20°S

No primeiro grupo estão 68% dos eventos, ou seja, 82 sistemas que têm em sua gênese contribuições de umidade de latitudes ao norte de 20°S, sendo o Atlântico tropical norte e sul, a região amazônica e o Brasil central as principais regiões fonte. Estas observações concordam com o estudo de Drumond et al. (2008) que também se basearam no modelo lagrangeano Flexpart aplicado aos dados do ECMWF, porém, diferentemente deste estudo, avaliaram o balanço de umidade integrado na coluna atmosférica. Seus resultados para a média dos meses de janeiro, fevereiro e março do período de 2000 a 2004 mostraram que no Brasil central as fontes de umidade principais são o Atlântico tropical norte e a costa leste do Brasil, e na bacia do Prata as fontes de umidade são o Atlântico tropical norte, a costa leste do Brasil, o sudoeste do Atlântico sul e o Brasil Central.

Em uma avaliação mais detalhada nota-se neste primeiro grupo, um subconjunto de sistemas (7%, ou 6 SCM's) que tem no oceano Atlântico tropical e na região Nordeste do Brasil suas fontes de umidade. Um exemplo típico das trajetórias é mostrado na Figura 4.1a. Na Figura as linhas coloridas representam as trajetórias das partículas de umidade que chegam até a área de gênese do SCM, indicado pelo retângulo em preto que identifica a localização do centro de massa do sistema, no quadro abaixo, a ordenada refere-se a altura em quilômetros e a abscissa mostra o passo de tempo em horas, sendo o tempo 0 referente ao momento da gênese do SCM, portanto, os números negativos representam os períodos (horas) que antecedem a formação do sistema convectivo. As cores indicam a variação de dq/dt, sendo que as cores avermelhadas representam dq/dt>

Os sistemas, cujas trajetórias das partículas de umidade são mostrados na Figura 4.1, são gerados relativamente próximos à costa, entre as latitudes de 20°S e 25°S

e parecem não ser particularmente afetados pelo JBN ou pela ZCAS. Neste conjunto, em apenas um evento a ZCAS esteve atuante e pode ter influenciado a trajetória do fluxo de umidade. Em outro evento, embora o JBN tenha sido identificado no mesmo dia da gênese do SCM, este jato parece não ter afetado sua formação.

Por outro lado, para a maior parte dos sistemas deste primeiro grupo (93% ou 76 SCM's) as partículas de umidade que contribuem para sua formação se originam ou atravessam a região amazônica partindo do Atlântico tropical norte e sul. Um padrão de trajetória de partículas de umidade típica desta configuração é mostrado na Figura 4.1b.



Figura 4.1 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao norte de 20°S: (a) Atlântico tropical sul e região Nordeste do Brasil; (b) Atlântico tropical norte e sul, região Amazônica e Brasil central. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.

As avaliações das trajetórias das partículas de umidade deste subconjunto de sistemas mostram diferenças relacionadas à sua área de formação.

Dos 76 SCM's, 60 sistemas (80%) são gerados entre 20°S e 25°S de latitude. As regiões fontes de umidade que contribuem para a gênese destes sistemas são o Atlântico tropical norte e sul, a região Amazônica e o Brasil central. Destes 60 sistemas, 36 (60%) se formam em dias com ZCAS atuante. A Figura 4.2a mostra um exemplo do padrão de trajetória de partículas de umidade para esta categoria de sistemas, cuja origem se dá em sua maioria a leste de 60°W (64% dos sistemas). Dentre estes 36 sistemas, apenas 7 SCM's (19%) se formam em dias com JBN. Por outro lado, dos demais 24 sistemas que se iniciam entre as latitudes de 20°S e 25°S em períodos sem atuação de ZCAS, 33% são gerados em dias com JBN. Embora nem todos os sistemas sejam diretamente afetados pelo JBN, aqueles que se formam a oeste de 55°W tendem a apresentar trajetórias das partículas de umidade seguindo um padrão de jato de baixos níveis, mesmo nos dias em que este não tenha sido identificado em Santa Cruz. A Figura 4.2b mostra um desses SCM's formado em um dia sem atuação de ZCAS e sem a identificação de JBN.

Dentre os 16 sistemas que se formam ao sul de 25°S, a maioria (69%) é gerada a oeste de 55°W, e em ambiente sem atuação de ZCAS (56%). É interessante notar que em todos os sistemas formados mais a oeste, o padrão de retro-trajetória das partículas de umidade apresenta características de presença de jato de baixos níveis, embora o JBN clássico em Santa Cruz de la Sierra tenha sido observado em apenas 36% desses eventos. A Figura 4.3a mostra um caso em que o JBN não foi identificado, e a Figura 4.3b o caso de um SCM cuja gênese foi diretamente afetada pelo JBN detectado em Santa Cruz.

Em ambos os episódios, nota-se que além da região tropical, as retrotrajetórias mostram que as partículas de umidade que convergiram na área de gênese dos SCM's tiveram origem também no oceano Atlântico e Pacífico. Esta é uma característica que diferencia os sistemas formados ao sul de 25°S e a oeste de 55°W: a contribuição de fontes de umidade de outras regiões, tais como o Pacífico subtropical e o Atlântico subtropical, além das latitudes ao norte de 20°S.

Convém observar que algumas das trajetórias das partículas de umidade que se assemelham a jato de baixos níveis, mas que foram observados em ocasiões em que o JBN não foi identificado em Santa Cruz podem ser casos relacionados ao jato do Chaco (Nicolini e Saulo, 2000). Embora não tenha sido analisada a presença de JBN ao sul de Santa Cruz de La Sierra, a configuração das trajetórias sugere que o exemplo da Figura 4.3a pode ser um desses eventos.

Ainda em relação ao JBN, dos 120 sistemas convectivos continentais, 33 sistemas foram gerados em dias em que houve identificação de JBN, porém, apenas quatro SCM's (12%) tiveram sua formação diretamente influenciada pelo jato de baixos níveis que foi detectado até 20 horas antes da gênese do sistema convectivo (Figuras 4.3b e Figura 4.4).



Figura 4.2 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao norte de 20°S: (a) Atlântico tropical norte e região Amazônica observado em um evento com ZCAS atuante; (b) Atlântico tropical norte e sul, região amazônica e Nordeste do Brasil em um evento sem atuação de ZCAS e sem JBN. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.



Figura 4.3 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao norte de 20°S: (a) região Amazônica, Atlântico subtropical e Pacífico subtropical observado em um evento sem JBN; (b) Atlântico tropical norte, região Amazônica e Pacífico subtropical em um evento com JBN. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.

78



Figura 4.4 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao norte de 20°S: (a) Atlântico tropical norte e Pacífico subtropical observado em um evento com JBN; (b) Atlântico tropical norte, região Amazônica, Pacífico subtropical e região continental em um evento com JBN; (c) Atlântico tropical norte, região Amazônica e Pacífico subtropical em um evento com JBN. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.

4.2.1.2 Sistemas Convectivos Continentais com Fontes de Umidade ao Sul de 20°S

No segundo grupo de sistemas encontram-se os 38 SCM's cujas gêneses não apresentam as regiões em latitudes ao norte de 20°S como principais fontes de umidade. Em 82% dos SCM's deste grupo, as fontes de umidade são provenientes do Pacífico, região continental e Atlântico subtropical, para os outros 18% o oceano Pacífico apresenta-se como sua principal fonte de umidade. Todos estes 38 sistemas convectivos apresentam sua gênese entre 28°S e 42°S, e são gerados a oeste de 52°W. A Figura 4.5 mostra exemplos que representam esses dois padrões.



Figura 4.5 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados em latitudes ao sul de 20°S: (a) Pacífico, região do Chaco e Atlântico subtropical; (b) Pacífico subtropical. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.

Do grupo de sistemas que apresenta o padrão apresentado na Figura 4.5b, 71% são gerados entre 21 e 06UTC, o que pode indicar o efeito do fluxo catabático dos Andes encontrando as áreas de convergência noturna no vale do Rio Paraná (Velasco e Fritsch, 1987). Ainda que o JBN não tenha tido influência direta na formação desses sistemas, sua identificação em 43% desses dias pode dar um indício da presença de umidade e calor na área, assim a brisa vale-montanha pode ter atuado como o mecanismo de modulação diurna para a formação dos SCM's (Silva Dias, 1987). A ZCAS esteve presente em 30% desses eventos e parece não ter afetado a formação desses sistemas.

No caso dos SCM's cujo padrão de trajetórias apresenta contribuições do Atlântico subtropical e região continental (Figura 4.5a), apesar de 29% dos sistemas se originarem entre 21 e 06UTC; a maior parte (58%) tem sua gênese mais cedo, entre 15 e 21UTC. Os efeitos do fluxo catabático da encosta dos Andes e a convergência noturna

também são mecanismos que podem explicar a formação dos sistemas deste subconjunto. Apesar de eventos de jato de baixos níveis terem sido detectados em Santa Cruz de La Sierra nos dias de gênese de 26% desses sistemas, as retro-trajetórias das partículas de umidade não evidenciam a contribuição do JBN no transporte de umidade para a formação desses SCM's. Por outro lado, a influência da presença da ZCAS na costa sudeste do Brasil nos dias de formação de 70% desses SCM's pode ter contribuído para a configuração anticiclônica das trajetórias das partículas de umidade. Esta circulação pode ter se somado àquela da Alta Subtropical, e colaborado para o transporte de umidade do Atlântico subtropical e região continental.

Um resumo das principais observações sobre a origem das fontes de umidade associadas à gênese dos sistemas convectivos continentais é apresentado na Figura 4.6. Complementando este esquema, são apresentados na Figura 4.7, padrões esquemáticos das trajetórias predominantes das partículas de umidade que contribuem para a gênese dos sistemas convectivos continentais observados durante o verão de 2002/2003. As áreas destacadas na Figura 4.7 se assemelham às posições identificadas como regiões preferenciais de formação de SCM's continentais já mostradas nas densidades médias



Figura 4.6 – Quadro resumo das fontes de umidade predominantes para a gênese dos sistemas convectivos continentais observados no período entre 15/12/02 a 15/02/03.



Figura 4.7 – Padrão esquemático das trajetórias das partículas de umidade observadas nas diversas configurações identificadas na gênese dos sistemas convectivos continentais: (a) Fontes de umidade no oceano Atlântico tropical sul e região Nordeste observados em SC's iniciados sem associação com ZCAS; (b) Fontes de umidade no oceano Atlântico tropical norte e sul, região Amazônica e Brasil central em SC's associados à ZCAS; (c) Fontes de umidade no Atlântico tropical norte e sul, região Amazônica, Brasil central, Pacífico subtropical e Atlântico subtropical em SC's associados à JBN; (d) Fontes de umidade no Pacífico subtropical e Atlântico subtropical em SC's gerados em situação de sistemas frontais ou ZCAS no sudeste do Brasil; (e) Fontes de umidade no Pacífico subtropical.

4.2.2 Fontes de Umidade para Gênese dos Sistemas Convectivos Oceânicos

A análise das retro-trajetórias das partículas de umidade associadas à gênese dos 43 sistemas convectivos oceânicos mostra que as fontes de umidade podem ser classificadas de maneira semelhante às dos sistemas continentais, sendo que dois grupos similares se destacam: aquele cujas fontes de umidade se encontram em latitudes ao norte de 20°S e o segundo grupo com fontes de umidade localizadas preferencialmente em latitudes ao sul de 20°S. 4.2.2.1 Sistemas Convectivos Oceânicos com Fontes de Umidade ao Norte de 20°S

Do total de 43 sistemas, 29, ou seja, 67% tiveram como fontes de umidade regiões ao norte da latitude de 20°S, com o Atlântico tropical sul e a região Amazônica como as principais regiões fonte. Embora o Atlântico tropical norte tenha sido identificado como fonte de umidade em alguns eventos (3 sistemas), a principal contribuição vem do setor tropical sul.

Dentre esses 29 sistemas, 12 SCM's (41%) apresentam o oceano Atlântico tropical sul como principal região fonte de umidade. São sistemas que se formam mais distantes do continente, todos a leste de 38°W, sendo que 83% iniciam-se entre 23°S e 30°S e em ambiente com atuação de ZCAS. A Figura 4.8a traz um exemplo do padrão de trajetória observado nestes casos. Este padrão é bastante similar ao observado por Lintner e Neelin (2009), em sua análise sobre as margens convectivas (denominação dada por eles às regiões de transição entre áreas extremamente convectivas e não convectivas nos Trópicos) e sua relação com o fluxo em baixos níveis, em situações de ZCAS. Apenas dois desses sistemas originaram-se em dias com JBN no continente, porém, este jato não parece ter influenciado a gênese destes sistemas.

A maior parte desses 29 sistemas (17 SCM's, ou 59% deste subconjunto) por outro lado, apresenta como áreas fonte de umidade para sua gênese o Atlântico tropical sul e a região Amazônica. Estes SCM's se originam mais próximos do continente, 87,5% têm origem a oeste de 38°W, sendo que 71% se formam entre 23°S e 30°S. A maior parte dos sistemas, 65% (11 sistemas), se forma durante períodos com ZCAS atuante, assim, a trajetória das partículas de umidade que contribuíram para sua gênese reflete esta condição. A Figura 4.8b mostra um exemplo do padrão de trajetórias característico destes SCM's. Dentre esses sistemas que se originaram durante períodos de ZCAS, 64% (sete SCM's) apresentam além da umidade de origem tropical, contribuições de latitudes mais altas. As retro-trajetórias mostradas no exemplo da Figura 4.8c mostram um desses sistemas, cujo ciclo de vida inclusive, está entre os cinco de maior duração observado nos eventos oceânicos (21 horas de duração). Em relação ao JBN, dois eventos ocorreram em dias em que este foi identificado, e em um desses SCM's a trajetória do fluxo de umidade parece ter sido influenciada por este jato de baixos níveis.



Figura 4.8 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados predominantemente em latitudes ao norte de 20°S: (a) Atlântico tropical sul; (b) região Amazônica e Atlântico tropical sul; (c) Região Amazônica, Brasil central, Pacífico subtropical e Atlântico subtropical. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.

4.2.2.2 Sistemas Convectivos Oceânicos com Fontes de Umidade ao Sul de 20°S

Dos 14 sistemas cujas fontes de umidade se encontram em regiões subtropicais, ao sul de 20°S, 79% (11 SCM's) apresentam em sua gênese, contribuições dos oceano Pacífico subtropical e Atlântico subtropical e região continental. Todos estes 11 sistemas se formam durante períodos em que a ZCAS esteve atuante na região Sudeste do Brasil, porém, estes sistemas têm sua origem ao sul de 35°S e a leste de 47°W e portanto, não receberam contribuições de umidade tropical continental associada a esta zona de convergência. O que se pode notar na análise das retro-trajetórias das partículas de umidade, é a existência de uma circulação anticiclônica possivelmente associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul, eventualmente reforçada pela região de alta pressão que segue a ZCAS. Esta circulação muitas vezes atinge a região continental, e acaba convergindo e encontrando o fluxo que se origina no Pacífico. A Figura 4.9a mostra um exemplo deste tipo de padrão de trajetória. Apenas um desses eventos se formou em um dia com JBN, e a análise das retro-trajetórias indica alguma contribuição da região continental ao norte da Argentina que pode ter sido influenciada por esse jato.

Os restantes 21% (três SCM's) por sua vez, apresentam como fonte de umidade apenas o fluxo proveniente do Pacífico. Embora dois desses sistemas tenham se formado em período de atuação de ZCAS, a circulação associada a esta zona de convergência parece não ter afetado as trajetórias das partículas de umidade associadas à sua gênese. Uma possível explicação relaciona-se à localização desses SCM's, pois todos os sistemas se formaram ao sul de 40°S e a oeste de 61°W, assim sua proximidade da costa litorânea poderia sugerir uma relação com a circulação do tipo brisa terrestre, que explica o máximo de precipitação no oceano adjacente durante as primeiras horas da manhã (Silva Dias et al., 1987; Chen e Houze, 1997). Por outro lado, estas trajetórias podem estar refletindo a propagação dos distúrbios atmosféricos que se originam no Pacífico e ao cruzarem os Andes se intensificam e favorecem a ocorrência de ciclogêneses no sul do continente (~45°S) (Hoskins e Hodges, 2005).

O resumo das principais observações sobre a origem das fontes de umidade associadas à gênese dos sistemas convectivos oceânicos é mostrado na Figura 4.10.

85



Figura 4.9 – Retro-trajetórias de partículas de umidade obtidas a partir do modelo Flexpart para dois casos típicos de fontes de umidade localizados predominantemente em latitudes ao norte de 20°S: (a) Pacífico subtropical e região continental; (c) Pacífico subtropical. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura.



Figura 4.10 – Quadro resumo das fontes de umidade predominantes para a gênese dos sistemas convectivos oceânicos observados no período entre 15/12/02 a 15/02/03.

A Figura 4.11 traz o padrão esquemático das trajetórias predominantes das partículas de umidade que contribuem para a gênese dos SCM's oceânicos. Os resultados mostram o relacionamento das retro-trajetórias predominantes às principais áreas de genes dos sistemas oceânicos já indicados na Figura 3.3a.



Figura 4.11 – Padrão esquemático das trajetórias das partículas de umidade observadas nas diversas configurações identificadas na gênese dos sistemas convectivos oceânicos: (a) Fontes de umidade no oceano Atlântico tropical sul observados em SC's iniciados em situação de ZCAS atuante; (b) Fontes de umidade no oceano Atlântico tropical sul, região Amazônica e Brasil central em SC's associados à ZCAS; (c) Fontes de umidade no Atlântico tropical sul, região Amazônica, Brasil central, Pacífico subtropical e Atlântico subtropical em SC's associados à ZCAS; (d) Fontes de umidade no Pacífico subtropical e Atlântico subtropical em SC's gerados em situação de sistemas frontais ou ZCAS no sudeste do Brasil; (e) Fontes de umidade no Pacífico subtropical.

4.3 Conclusões Parciais

Diferentemente dos resultados de Marengo et al. (2004), no período analisado, a maior freqüência de JBN em Santa Cruz, foi observado as 18 e 00 UTC o que pode explicar em parte a formação dos CCM's no sudeste da América do Sul nesse período do dia, tal qual sugerido pelos estudos de Velasco e Fritsch (1987), Silva Dias (1987), Salio, Nicolini e Zipser (2007), Durkee e Mote (2009) entre outros. Embora, a convecção observada no sudeste da América do Sul (SESA) tenha sua gênese recorrentemente associada à umidade e calor provenientes da bacia amazônica (Velasco e Fritsch, 1987; Ferreira et al., 2003), as análises mostram que a existência do jato não é garantia de formação de sistemas convectivos continentais, pois do total de 120 sistemas convectivos continentais, menos de 30% são gerados em dias com JBN em Santa Cruz. Contudo, a importância deste jato no transporte de calor e umidade das latitudes mais baixas não pode ser ignorado, já que nos períodos em que ele está presente, a média de formação de SCM's por dia é notadamente mais pronunciada (2,3 SCM's/dia, contra 1,7 SCM's/dia em período sem JBN). No oceano, a presença do JBN parece não afetar de maneira significativa a gênese dos SCM's. Entretanto, períodos com atuação de ZCAS e sistemas frontais parecem ser mais favoráveis à formação de sistemas convectivos oceânicos.

Em relação às retro-trajetórias das partículas de umidade, as análises indicam que os sistemas convectivos podem ser separados em dois grupos, o principal deles é aquele cujas fontes de umidade se localizam predominantemente ao norte de 20°S, tendo o Atlântico tropical norte e sul, a região amazônica e o Brasil central como principais regiões de origem. Estes sistemas são predominantemente formados na faixa entre 20°S e 25°S, e aqueles que se iniciam relativamente próximos à costa, têm no oceano Atlântico tropical e na região Nordeste do Brasil suas fontes de umidade, e não parecem ser particularmente afetados pelo JBN ou pela ZCAS. Ainda dentro desta faixa latitudinal, observa-se que sistemas cuja gênese ocorre em dias com atuação de ZCAS apresentam como regiões fontes de umidade o Atlântico tropical norte e sul, a região Amazônica e o Brasil central. Por outro lado, SCM's que se formam mais a oeste tendem a apresentar trajetórias das partículas de umidade seguindo um padrão de jato de baixos níveis, mesmo nos dias em que este não tenha sido identificado em Santa Cruz de la Sierra. Esta característica é observada também entre aqueles sistemas gerados ao sul de 25°S que apresentam, além das latitudes mais baixas, contribuições de fontes de umidade do Pacífico subtropical (devido ao fluxo catabático dos Andes) e Atlântico subtropical (devido à circulação associada à Alta Subtropical e presença de sistemas frontais e ZCAS). Neste caso, os eventos com essas trajetórias que se assemelham a jato de baixos níveis podem ser casos relacionados ao jato do Chaco (Nicolini e Saulo, 2000).

O Pacífico e o Atlântico subtropicais, além da região continental também são fontes de umidade para a maior parte dos sistemas continentais cuja gênese ocorre a oeste de 52ºW e dentro da faixa entre 28°S e 42°S. Além deste, outro conjunto de SCM's

também têm no Pacífico subtropical sua principal fonte de umidade. São sistemas gerados ao sul de 35ºS e mais próximos à costa.

As fontes de umidade associadas à gênese dos sistemas oceânicos também podem ser separadas de maneira similar ao caso continental. Mais de 65% apresenta fontes de umidade ao norte de 20°S, sendo o Atlântico tropical sul e a região Amazônica as principais regiões fornecedoras de umidade. Sistemas gerados mais distantes da costa (a leste de 38°W) e ao norte de 30°S tendem a apresentar o oceano Atlântico tropical sul como fonte de umidade predominante. É um padrão similar ao observado por Lintner e Neelin (2009) em sua análise sobre as margens convectivas e sua relação com o fluxo em baixos níveis, em situações de ZCAS. Por outro lado sistemas que se originam mais próximos ao continente apresentam como áreas fonte de umidade para sua gênese o Atlântico tropical sul e a região Amazônica. São sistemas que se formam principalmente durante períodos com ZCAS atuante, assim, a trajetória das partículas de umidade reflete esta condição. Há ainda, sistemas que além dessas fontes, recebem contribuições de latitudes mais altas como o Pacífico e Atlântico subtropicais. Nota-se que esses SCM's tendem a apresentar ciclo de vida mais longo, possivelmente devido à maior disponibilidade de umidade.

Do grupo de sistemas que apresentam em sua gênese, contribuições dos oceanos Pacífico subtropical e Atlântico subtropical e região continental, a maior parte têm sua origem ao sul de 35°S e a leste de 47°W. Embora a maioria seja gerada em ambiente com ZCAS, não recebem contribuições de umidade tropical continental associada a esta zona de convergência. O que se nota é a existência de uma circulação anticiclônica possivelmente associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul, e eventualmente reforçada pela região de alta pressão que segue a ZCAS. Um grupo reduzido de sistemas apresenta como fonte de umidade apenas o fluxo proveniente do Pacífico. São sistemas que se formam ao sul de 40°S e a oeste de 61°W, assim sua proximidade da costa litorânea sugere uma relação com a circulação do tipo brisa terrestre, que explica o máximo de precipitação no oceano adjacente durante as primeiras horas da manhã (Silva Dias et al., 1987; Chen e Houze, 1997), ou mesmo, com a propagação dos distúrbios provenientes do Pacífico que se intensificam ao cruzar os Andes (Hoskins e Hodges, 2005).

5 Características Dinâmicas e Termodinâmicas Associadas aos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos Noturnos de Origem Continental

5.1 Os Sistemas Convectivos com Ciclo de Vida Noturno

A análise das características gerais dos sistemas convectivos subtropicais apresentada no Capítulo 3 mostra que a maioria dos SCM's tem sua origem sobre o continente. Embora sistemas gerados sobre o oceano possam se propagar para a região continental, durante o período de análise, apenas 2% desses SCM's oceânicos apresenta tal deslocamento. Portanto, a convecção que atinge a região subtropical da América do Sul tende a ser gerada sobre o próprio continente. Apesar das observações também indicarem que sistemas continentais apresentam ciclo de vida mais longo do que aqueles de origem oceânica, as análises ainda sugerem que SCM's de maior duração são propensas a apresentar desenvolvimento noturno, independente de onde foram gerados. Esse comportamento também foi observado por Anderson e Arritt (1998) que analisaram sistemas convectivos de longa duração nos Estados Unidos.

Do total de eventos continentais, apenas quinze SCM's atendem aos critérios e são classificados como noturnos. Dentre os oceânicos, apenas cinco eventos tiveram desenvolvimentos predominantemente à noite. A Figura 5.1 mostra a freqüência relativa desses SCM's de acordo com o período em que ocorreram as fases inicial, madura e de dissipação. Diferentemente das análises gerais apresentadas no Capítulo 3, o que se observa é que SCM's continentais e oceânicos noturnos apresentam ciclo diurno similar. Em ambos os casos, o período de início dos sistemas ocorre durante a tarde e noite, a fase madura acontece durante o final da noite e manhã, e a dissipação é observada preferencialmente no final da manhã e tarde. Esses resultados mostram que os sistemas convectivos noturnos, mesmo aqueles gerados sobre o oceano, apresentam características semelhantes aos dos complexos convectivos de mesoescala subtropicais observados por Velasco e Fritsch (1987) na América do Sul, pelo menos no que se refere ao ciclo de vida que é fortemente afetado pelo aquecimento radiativo.

Assim, a periodicidade diária média desses sistemas pode explicar, em parte, a ocorrências de convecção e precipitação na região sudeste da América do Sul (SESA) à noite, principalmente durante os meses da estação quente (Velasco e Fritsch, 1987; Durkee e Mote, 2009). De acordo com Durkee, Mote e Shepherd (2009) os CCM's respondem em média, por 30% (até mesmo 50%, em algumas áreas) da precipitação no SESA durante o período de novembro a fevereiro. Maddox (1980) também atribuiu aos

CCM's os máximos noturnos de tempestades observados na região central dos Estados Unidos.



Figura 5.1 – Freqüência relativa de sistemas convectivos noturnos conforme o período em que ocorre sua fase inicial, madura e de dissipação, no: (a) continente; (b) oceano.

Portanto, apesar do número reduzido de eventos, estes sistemas convectivos noturnos têm um impacto considerável na região, e assim, serão estudados com maior detalhe no que se refere à sua formação e caracterização dinâmica e termodinâmica. As análises são restritas aos sistemas continentais, pois como mencionado, o percentual de sistemas de origem oceânica que se propaga para o continente é bastante limitado, e particularmente, durante o período de análise nenhum SC oceânico com ciclo noturno se deslocou sobre o continente.

5.2 Condições Sinóticas e Fontes de Umidade Associadas à Formação dos Sistemas Convectivos Continentais Noturnos

A ocorrência de convecção depende de três fatores: umidade, instabilidade e mecanismos que provoquem os movimentos ascendentes, ou seja, que atuem como gatilho para liberar a convecção (Doswell e Bosart, 2001). Umidade e instabilidade são consideradas por Johnson e Mapes (2001) como pré-condicionantes à convecção, são fatores que desestabilizam a atmosfera tais como: o jato de baixos níveis, os efeitos de terreno e de superfície (evaporação, aquecimento, descontinuidades criadas pela umidade do solo, rugosidade, etc.), as linhas de convergência geradas por sistemas frontais, as brisas (vale/montanha, mar/terra/lago), as circulações transversas descritas por Uccelini e Johnson(1979), os jatos em altos níveis, entre outros. E dentre os mecanismos que servem como gatilhos para a convecção podem ser citados: os efeitos de terreno, a ascensão forçada por frentes frias, brisas, frentes de rajada, entre outros.

Assim, ao avaliar as condições atmosféricas observadas no período de formação dos sistemas convectivos continentais noturnos pretende-se verificar quais desses fatores estão presentes na gênese desses eventos. Estas análises são baseadas nos campos de geopotencial, umidade específica, temperatura e vento obtidas a partir das reanálises do CPTEC, também são avaliadas as retro-trajetórias das partículas de umidade obtidas através do modelo lagrangeano Flexpart para identificar as fontes de umidade que contribuem para a gênese dos SC's. Outro aspecto verificado refere-se à propagação do sistema ao longo do seu ciclo de vida.

A Tabela 5.1 a seguir traz a lista dos 15 sistemas convectivos, identificando o dia e horário de detecção inicial de acordo com os resultados do ForTraCC, a reanálise do CPTEC utilizada, a posição do centro de massa do sistema e o seu ciclo de vida. Observa-se que as reanálises selecionadas sempre são aquelas do horário correspondente ou, se não houver coincidência, do horário imediatamente anterior. Optou-se por essa alternativa em decorrência do interesse em conhecer o ambiente no qual o sistema se forma. Na tabela, os SCM's são ordenados de acordo com o ciclo de vida, do menor para o maior, e também nesta ordem são apresentadas as descrições do ambiente sinótico e as demais análises.

a) Sistema Convectivo A.1

O sistema convectivo de mesoescala A.1 foi inicialmente detectado no dia 24/01/03, as 23:30 UTC, na região de uma frente fria semi-estacionária localizada sobre o

Estado de São Paulo (Figura 5.2a). O campo de umidade específica e temperatura em 850 hPa mostra que o sistema se encontra numa região de transição entre os trópicos e sub-trópicos e se forma em uma área com temperaturas e umidade elevadas, porém sem gradientes expressivos (Figura 5.2d). A convergência em baixos níveis apresenta um máximo em 850 hPa e está presente até cerca de 650 hPa, a partir do qual se observa divergência de massa (Figura 5.2e). As análises apresentadas no Capítulo 4 indicam que não houve identificação de JBN neste dia. O padrão ondulatório ao sul de 30°S permanece similar nos três níveis (Figura 5.2) e indica a presença do cavado no Atlântico subtropical associado ao sistema frontal. A Figura 5.3f mostra o SCM na fase inicial conforme detectado pelo ForTraCC na imagem de satélite. Nesta figura as cores representam a temperatura de brilho (K), e o círculo em branco está centralizado no centro do massa do SCM. Este sistema teve um ciclo de vida de 12, 5 horas, e iniciou-se com uma área de cerca de 3.000 km², alcançando 61.000 km² e formato alongado (excentricidade de 0,47) em sua fase madura.

	1ª Detecção (INI)	Reanálise CPTEC	Posição do Centro	Ciclo de Vida
Identificação do SC			de Massa (INI)	(horas)
A.1	24jan03 23:30UTC	24jan03 18:00UTC	21,45°S 51,88°W	12,5
A.2	28jan03 20:00UTC	28jan03 18:00UTC	35,79°S 66,09°W	16,0
A.3	17dez02 23:30UTC	17dez02 18:00UTC	37,34°S 64,92°W	16,5
A.4	27jan03 21:30UTC	27jan03 18:00UTC	37,33°S 57,01°W	16,5
A.5	06fev03 22:30UTC	06fev03 18:00UTC	31,03°S 66,76°W	19,0
A.6	29dez02 19:00UTC	29dez02 18:00UTC	24,53°S 64,91°W	21,0
A.7	09jan03 17:00UTC	09jan03 12:00UTC	38,37°S 61,20°W	21,5
B.1	10jan03 19:00UTC	10jan03 18:00UTC	26,29°S 64,82°W	24,0
B.2	17jan03 19:00UTC	17jan03 18:00UTC	30,19°S 62,43°W	24,5
B.3	15jan03 12:00UTC	15jan03 12:00UTC	37,39°S 60,46°W	26,5
B.4	30jan03 16:00UTC	30jan03 12:00UTC	38,61°S 58,72°W	31,5
B.5	18dez02 13:30UTC	18dez02 12:00UTC	36,74°S 66,55°W	34,5
B.6	16jan03 20:00UTC	16jan03 18:00UTC	37,36°S 66,85°W	40,5
B.8	19jan03 19:00UTC	19jan03 18:00UTC	34,20°S 58,10°W	44,0
B.9	27dez02 17:00UTC	27dez02 12:00UTC	36,66°S 63,04°W	55,5

Tabela 5.1 – Lista dos SC's continentais noturnos e as correspondentes reanálises do CPTEC.



Figura 5.2 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.1: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

Ainda que não tenha se configurado um evento de ZCAS (Climanálise, 2003a), as trajetórias fornecidas pelo Flexpart mostram que o Atlântico tropical norte e a região Amazônica são as fontes de umidade que contribuíram para a formação deste SCM (Figura 5.3a). A associação com o sistema frontal semi-estacionário criou as condições necessárias para liberar a instabilidade e iniciar a convecção. A fase de máxima extensão horizontal é alcançada pelo sistema no dia 25/01/03 as 06 UTC (21,07°S 51,65°W), e depois de seis horas, o SCM entra em fase de dissipação com centro de massa em 20,5°S 52,32°W. Portanto, o sistema desloca-se no sentido noroeste desde sua fase inicial (Figura 5.3b), seguindo na direção contrária às trajetórias das partículas de umidade mostradas pelo Flexpart. Isto concorda com as observações de estudos como Corfidi et al. (1996) e Fritsch e Forbes (2001) que indicam que a estrutura em mesoescala do SCM tende a se mover em direção oposta ao fluxo em baixos níveis que fornece ar quente e úmido.



Figura 5.3 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.1: obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.1. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

b) Sistema Convectivo A.2

Inicialmente detectado as 20 UTC do dia 28/01/03, o SC A.2 foi identificado na região central da Argentina (35,79°S 66,09°W) e apresentou ciclo de vida de 16 horas de duração. Apesar de o sistema ter sua gênese em uma região com ar quente e úmido que se estende desde latitudes mais baixas (Figura 5.4d), o campo de vento em 850 hPa não indica fluxo de norte na região, porém mostra indícios de uma circulação anti-horária em decorrência de um sistema estacionário sobre o sudeste. A circulação em 850 hPa mostra a Alta do Pacífico bem configurada e próxima ao continente (Figura 5.4a), onde também é possível distinguir um sistema frontal no sul da Argentina. A circulação de alta pressão no Pacífico e o padrão ondulatório ao sul de 30°S mantém-se presentes em 500 e 200 hPa. A convergência de umidade em baixos níveis em sua fase inicial é notada acima de 800 hPa, com máximo em 700 hPa (Figura 5.4e), porém já estava presente 6 horas antes da gênese do sistema (figura não mostrada). A Figura 5.4f mostra o SCM A.2 detectado pelo ForTraCC na sua fase inicial. Este sistema tinha inicialmente cerca de 6.400 km² de área, e alcançou na fase madura quase 276.000 km², com excentricidade de 0,51.

A saída do modelo lagrangeano mostra que as fontes de umidade para a gênese deste sistema foram o Pacífico subtropical, e a região continental influenciada pela circulação anticiclônica na retaguarda da ZCAS (Figura 5.5a). As trajetórias mostram também contribuições de latitudes mais baixas, possivelmente refletindo a presença de uma língua de ar quente e úmido que é observada no campo de umidade específica e temperatura em 850 hPa (Figura 5.4d), embora não tenha sido identificado episódios de JBN em Santa Cruz neste dia.

Este sistema convectivo deslocou-se para nordeste ao longo do seu ciclo de vida. Sua fase madura ocorreu no dia 29/01/03 as 05 UTC, e a dissipação foi observada as 12 UTC desse mesmo dia. Entre as fases INI e MAX (33,83°S; 63,98°W), a trajetória do sistema foi bastante influenciada pelo aporte de umidade do norte (Figura 5.5a), e entre as fases MAX e FIM (34,4°S 60,64°W), o sistema se propagou para leste, possivelmente influenciado pelo deslocamento do sistema frontal e pelo fluxo zonal predominante de oeste.



Figura 5.4 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.2: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.



Figura 5.5 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.2 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.2. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

c) Sistema Convectivo A.3

O sistema A.3 foi identificado no dia 17/12/02, as 23:30 UTC, com centro de massa em 37,34°S 65,92°W, e ciclo de vida de 16,5 horas. Neste dia uma frente fria foi identificada no Rio de Janeiro e o campo de geopotencial em 850 hPa mostra que além do cavado associado a este sistema frontal, configura-se uma crista e um segundo cavado no Pacífico. Esta crista posiciona-se de modo que a circulação anticiclônica a ela associada contribui para o transporte de umidade do Atlântico adjacente (Figura 5.6a). Assim, o SC em questão forma-se associado a um sistema frontal localizado no sul do continente, justamente na região de convergência em baixos níveis do fluxo proveniente do Pacífico e do Atlântico subtropical. A imagem de satélite mostra que este SCM em sua fase inicial apresentava um formato alongado (Figura 5.6f). Esta configuração manteve-se e o sistema chegou a fase madura com excentricidade de 0,47, e área aproximada de 79.000 km², tendo iniciado sua vida com 12.400 km².

A análise em altos níveis mostra que o SC se posicionou no lado equatorial do jato subtropical (Figura 5.6c). A configuração ondulatória observada em 850hPa repete-se em 500 e 200 hPa (Figura 5.6), e também foi observada 6 horas antes e depois do horário de gênese do sistema (figuras não mostradas). Este padrão que mostra a presença do cavado a oeste/noroeste do centro de massa do sistema convectivo também foi observado por Guedes (1985) e por Maddox (1983) e é mencionado por Johnson e

99

Mapes (2001) como um pré-condicionante à convecção, já que implica em advecção de vorticidade ciclônica em baixos níveis (Silva Dias; 1987). O SCM é gerado em uma área com gradiente considerável de umidade específica, porém o perfil de divergência (Figura 5.6e) mostra fraca convergência em baixos níveis, sendo que esse padrão de convergência já era observado na área de gênese do sistema até 12 horas antes (Figura não mostrada). De acordo com os resultados apresentados no Capítulo 4 e no Anexo B, o JBN não foi detectado em Santa Cruz neste dia e conforme as análises do Climanálise (2002), a ZCAS também não esteve atuante.

Em relação às fontes de umidade que contribuíram para a gênese deste sistema, as trajetórias das partículas de umidade (Figura 5.7a) confirmam as observações anteriores e mostram contribuição principalmente do Pacífico e também da região continental, devido à circulação anticiclônica associada à crista na costa leste da América do Sul.

O sistema se propaga para sudeste (Figura 5.7b), atingindo sua fase madura no dia 18/12/02 as 12 UTC, com centro de massa em 37,98°S 59,31°W. A dissipação ocorre no oceano (38,18°S 46,10°W), quatro horas depois. Este padrão de deslocamento pode estar relacionado ao fluxo predominante de oeste presente em baixos níveis.



Figura 5.6 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos guadrados em preto.



Figura 5.7 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que communam para a gênese do SC A.3 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.3. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

d) Sistema Convectivo A.4

O sistema A.4 detectado as 21:30 UTC do dia 27/01/03, com centro de massa em 37,33°S 57,01°W formou-se associado a uma frente fria observada no oceano Atlântico, ao sul da América do Sul (Figura 5.8a). O SCM nasce em uma região com gradiente de umidade (Figura 5.8d) e com convergência de massa, da superfície até 700 hPa (Figura 5.8b). A Alta Subtropical do Pacífico encontra-se bem configurada próxima à costa (Figura 5.8a), e essa circulação anticiclônica e o padrão ondulatório ao sul de 30°S prevalecem também em 500 e 200 hPa. A ZCAS permanece ativa no sudeste do Brasil, e em 850 e 500 hPa nota-se uma circulação ciclônica sobre São Paulo e Rio de Janeiro, indicando ocorrência de convecção na área (Climanálise, 2003a). A presença de um cavado sobre o Atlântico tropical (Figura 5.8c) a leste do Nordeste contribui para a estacionariedade dessa zona de convergência. Não houve identificação de JBN nesse dia, e não se observam contribuições de umidade de latitudes tropicais (Figura 5.9a), no entanto, as trajetórias das partículas de umidade mostram que além das contribuições do fluxo proveniente do Pacífico, parte da umidade provém da região continental ao norte, em decorrência da circulação anticiclônica na retaguarda da ZCAS, observada em baixos níveis.



Figura 5.8 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.4: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

O sistema que é gerado na costa (Figura 5.8f) se propaga para sudeste e atinge sua fase madura as 08:30 UTC do dia 28/01/03, com centro de massa sobre o oceano, em 39,08°S 47,53°W. Associado ao fluxo do sistema frontal, o SCM continua se deslocando para sudeste, e perde suas características entrando em fase de dissipação as 14 UTC desse mesmo dia, sendo que a posição do seu centro de massa atinge 40,50°S 43,47°W (Figura 5.9b). Comparativamente aos outros eventos continentais noturnos, este sistema não alcançou grande extensão horizontal, atingindo cerca de 90.000 km² e excentricidade de apenas 0,3 em sua fase madura, tendo iniciado com cerca de 2.400 km².



Figura 5.9 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.4 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.4. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

e) Sistema Convectivo A.5

O SC A.5 é o único sistema continental noturno observado durante o mês de fevereiro de 2003. Este sistema inicialmente identificado as 22:30 UTC do dia 06/02/03, encontrava-se com seu centro de massa sobre a Argentina (31,03°S 66,76°W), e teve sua gênese influenciada por um sistema frontal. O campo em 850hPa mostra fluxo proveniente do Atlântico tropical e da Amazônia em direção ao sul/sudeste do Brasil e Argentina, embora neste dia não tenha havido identificação de JBN em Santa Cruz. Parte dessa circulação está associada ao sistema frontal e o SC em questão ocorre sob influência de umidade do norte e nasce em uma área de convergência de fluxos em baixos níveis (Figura 5.10a). Ainda em 850 hPa observa-se a Alta Subtropical do Pacífico e do Atlântico bem configuradas. Sobre o Atlântico, o padrão anti-horário da circulação da alta também está presente em 500 hPa. Não houve configuração de evento de ZCAS. A circulação em altos níveis mostra que o SC se posiciona ao norte do jato subtropical. A Figura 5.10f mostra que além deste SCM, outras estruturas convectivas podem ser identificadas a norte/noroeste, possivelmente formadas devido ao transporte de umidade de norte. Apesar do formato inicial do sistema ser mais alongado (área inicial de aproximadamente 4.730 km²), em sua fase madura (área superior a 800.000 km²), a excentricidade foi de 0,73, o que o classificaria como CCM por este critério.

As trajetórias das partículas de umidade mostram que as fontes para a formação deste SC são o Atlântico tropical norte, região Amazônica e Pacífico subtropical, este último devido ao fluxo catabático dos Andes (Figura 5.11a). Ao longo do seu ciclo de vida, o sistema convectivo influenciado pelo deslocamento do sistema frontal ao qual está associado, se propaga para sudeste. A fase madura acontece as 12 UTC do dia 07/02/03, com o centro de massa localizado em 31,47°S 60,13W. Após 19 horas, desde sua gênese, a dissipação ocorre as 17:30 UTC desse mesmo dia, com o sistema localizado em 32,77°S e 59,42°W.


345 2 70w 69.5w 69.w 68.5w 68.w 67.5w 67.w 66.5w 66.w 65.5w 64.5w 64.5w 64.

Figura 5.10 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.5: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

50



Figura 5.11 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.5 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.5. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

f) Sistema Convectivo A.6

O SCM A.6 foi identificado as 19 UTC do dia 29/12/02, no norte da Argentina, com centro de massa em 24,53°S e 64,91°W. Apesar da presença da ZCAS oscilando entre Rio de Janeiro e Espírito Santo, esta zona de convergência parece não ter afetado a gênese deste sistema, que nasce numa região com fluxo de norte em baixos níveis (Figura 5.12a), intenso gradiente de umidade e temperaturas elevadas (Figura 5.12d), convergência na baixa troposfera até 700 hPa, e ao norte do jato subtropical em altos níveis (Figura 5.12e). Ainda em 850 hPa, nota-se ao sul de 30°S a presença da seqüência cavado/crista/cavado, que é observada na média e alta troposfera, principalmente o cavado no Pacífico leste que também é identificado em 500 e 200 hPa. O desenvolvimento deste sistema ocorreu bastante rapidamente, e desde sua identificação pelo ForTraCC temperaturas de topo de nuvens bastante baixas e uma área inicial de tamanho superior a 32.000 km². O sistema perdurou por 21 horas e atingiu, em sua fase madura cerca de 375.000 km², com excentricidade de 0,67, quase alcançando o limiar utilizado por Maddox (1980) para definição de CCM's.



Figura 5.12 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.6: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

As trajetórias das partículas de umidade indicam que as fontes para a gênese deste sistema são a região Amazônica e o fluxo proveniente do Pacífico (Figura 5.13a). O padrão das trajetórias apresenta similaridades com situações de jato de baixos níveis, porém, não houve detecção de JBN em Santa Cruz através da reanálise do CPTEC, embora os dados da radiossondagem indiquem JBN em 17,39°S 63,77°W as 06 UTC do dia 29/12/02 (Tabela B.1 do Anexo B).

Este sistema inicialmente localizado no norte da Argentina deslocou-se no sentido sudeste (Figura 5.13b), atingindo a fase madura as 07 UTC do dia 30/12/02 (25,54°S 61,90°W), e entrando em dissipação as 16 UTC desse mesmo dia próximo ao sul do Paraguai e oeste do Rio Grande do Sul (28,21°S 57,48°W). Além da disponibilidade de umidade e calor na região central da Argentina (Figura 5.12d), o suporte dinâmico em altos níveis, com a circulação anticiclônica mais deslocada para o sul (Figura 5.12c) podem ter contribuído para a propagação deste sistema.



Figura 5.13 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.6 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.6. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

g) Sistema Convectivo A.7

O sistema A.7 foi identificado no sudeste da Argentina (38,37°S 61,20°W), as 17 UTC do dia 09/01/03 e se formou dentro de uma região de baixa pressão que pode ser identificada pela circulação ciclônica em 850 hPa (Figura 5.14a) Embora o JBN tenha sido identificado as 18 UTC e não tenha contribuído diretamente para sua formação, é provável que o aporte de umidade e calor que ocorreram ao longo do dia tenham influenciado sua gênese. Por outro lado, devido à proximidade do litoral e considerando o horário de formação é possível que tenha havido contribuição da brisa marítima como gatilho para disparar a convecção. Em 850hPa observa-se fluxo de norte, inclusive com entrada de ar do Atlântico tropical, no entanto, isto não parece contribuir para a formação deste SCM, já que o mesmo está relacionado à ZCAS localizado no sudeste do Brasil. Cavados e cristas não são evidentes neste caso, porém nos níveis médio e alto, configura-se condição de divergência na região. Umidade e calor estão presentes na área de gênese do SCM, ainda que os valores e os gradientes envolvidos não sejam muito elevados (Figura 5.14d).

Em relação ao perfil de divergência, não se observa convergência na fase inicial do sistema (Figura 5.14e), no entanto, a análise dos períodos precedentes mostrou máximo de convergência 12 horas antes da identificação do SC (figura não mostrada). Isso poderia indicar um efeito da brisa terrestre transportando, inclusive a umidade disponível para a região. O recorte da imagem de satélite mostra o sistema na sua fase inicial, com cerca de 2.440 km². Na fase madura, que ocorreu no oceano, a área deste SCM alcançou mais de 205.000 km² e sua excentricidade de 0,66 quase o classifica como CCM.



Figura 5.14 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC A.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

A Figura 5.15a mostra a maior contribuição do Pacífico como fonte de umidade e em menor escala o Atlântico adjacente e a região continental, o padrão observado se assemelha ao fluxo em 850 hPa (Figura 5.14a).

Similarmente ao observado em outros eventos com convecção próximos à costa, este sistema também se desloca para o oceano, e adquire uma trajetória no sentido sudeste, alcançando sua máxima extensão as 03 UTC do dia 10/01/03, com centro de massa em 36,85°S 54,82°W. Sua dissipação ocorre as 14:30 UTC deste mesmo dia, e seu centro de massa se localiza em 38,35°S 42,65°W.



Figura 5.15 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC A.7 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC A.7. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

h) Sistema Convectivo B.1

O sistema convectivo B.1 foi detectado inicialmente no norte da Argentina (26,29°S 64,82°W) as 19 UTC do dia 10/01/03. O sistema teve sua gênese numa região bastante aquecida e com forte gradiente de umidade específica (Figura 5.16d), com convergência em baixos níveis (Figura 5.16e) e fluxo predominante de norte (Figura 5.16a). A circulação associada ao sistema frontal localizado no sul do Brasil afetou sua gênese, atuando como mecanismo de gatilho para a convecção. Em altos níveis observase o jato subtropical localizado ao sul da posição do sistema, favorecendo sua formação e continuidade. O jato de baixos níveis foi identificado as 00 UTC deste dia (Capítulo 4), e contribuiu para o aporte de umidade para a região. A imagem de satélite mostra grande extensão horizontal, e presença de núcleos bastante frios, desde sua detecção inicial pelo

ForTraCC (Figura 5.16f). Este sistema apresentou na sua fase madura, 0,84 de excentricidade, o que indica um formato arredondado, tal qual um CCM, sendo que a área máxima chegou próximo de 700.000 km².

As trajetórias das partículas mostram que as fontes de umidade que contribuíram para a gênese deste sistema são o Atlântico tropical norte, região Amazônica e o Pacífico, através do fluxo catabático na encosta dos Andes (Figura 5.17a). Devido sua interação com o sistema frontal, o SC se propagou para nordeste (Figura 5.17b). No entanto, entre as fases inicial e de máxima extensão horizontal o deslocamento ocorreu no sentido sudeste, de modo que a fase madura ocorreu ainda na Argentina (27,89°S 60,76°W), as 07 UTC do dia 11/01/03. Após alcançar sua maturação, o sistema começou a se deslocar para nordeste, e entrou em fase de dissipação na divisa entre Mato Grosso do Sul e Paraná (23,37°S 54,24°W), as 19 UTC do dia 11/01/03.

i) Sistema Convectivo B.2

O SC B.2 é um dos sistemas convectivos mais simulados nos estudos relacionados ao experimento SALLJEX (Paegle et al., 2004; Cavalcanti et al., 2003; Rozante e Cavalcanti, 2004). O sistema durou cerca de 24,5 horas e foi primeiramente identificado as 19 UTC do dia 17/01/03, no centro da Argentina (30,19°S 62,43°W). O SC se formou em um ambiente com umidade e temperaturas elevadas, embora sem gradientes expressivos (Figura 5.18d). O campo de geopotencial e vento em 850 hPa mostram que o sistema se formou numa região de convergência da circulação associada a um fluxo de norte e a uma frente fria (Figura 5.18a). Toda a camada entre a superfície e cerca de 700 hPa apresentam convergência, com máximo em torno de 800 hPa (Figura 5.18e), o que concorda com os máximos do fluxo do JBN, que foi identificado neste dia as 18 UTC. Além disso, segundo o boletim Climanálise (2003a), a ZCAS esteve atuante sobre a região sudeste do Brasil, de modo que a circulação anticiclônica observada na retaguarda desta zona de convergência também pode ter contribuído para o transporte de umidade (Figura 5.18a). Em 200 hPa (Figura 5.18c) na região do sistema há condição de divergência em altos níveis, e ao sul do SC, observa-se uma área de confluência de fluxo, configurando o jato subtropical. A imagem de satélite mostra que este sistema apresentou grande desenvolvimento vertical desde sua gênese, conforme indicam as vastas áreas com temperaturas bastante baixas (Figura 5.18f). Similarmente ao sistema B.1, este SCM também se iniciou com uma área de mais de 30.000 km², porém em sua fase madura, apresentou excentricidade de 0,51, o que não o classificaria com o um CCM, pelos critérios de Maddox (1980), apesar dos cerca de 700.000 km² de área alcançada.



Figura 5.16 – Campos derivados das reânalise do CPTEC no horário correspondente à tase inicial do SC B.1: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.



Figura 5.17 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.1 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.1. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

As fontes de umidade para a gênese deste sistema, de acordo com as trajetórias das partículas apresentadas na Figura (5,19a), são a região tropical, e os oceanos Pacífico e Atlântico.

Em relação ao deslocamento, observa-se que o sistema se propaga para noroeste, seguindo na direção oposta ao principal fluxo de umidade que contribui para sua gênese e manutenção. Considerando este padrão de deslocamento e o formato mais alongado indicado pela excentricidade de 0,51 em sua fase madura, este SCM apresenta características similares aos sistemas identificados Anabor, Stensrud e Moraes (2008).

Entre as fases inicial e madura, o sistema se desloca no sentido nordeste, e alcança a máxima extensão às 11 UTC do dia 18/01/03, com centro de massa em 24,44°S 60,30°W. A partir dessa fase, o sistema desvia sua direção de propagação, e entra em dissipação no sul da Bolívia (20,19°S 64,17°W), as 19:30 UTC do dia 18/01/03.



Figura 5.18 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.2: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.



Figura 5.19 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.2 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.2. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

j)Sistema Convectivo B.3

O SC B.3 formou-se próximo ao litoral da Argentina, tendo sido identificado as 12 UTC do dia 15/01/03 com centro de massa em 37,39°S 60,46°W. O sistema teve sua gênese em uma área com umidade e temperatura elevada, porém, sem gradientes expressivos (Figura 5.20d). O perfil vertical mostra convergência desde a superfície até 700 hPa (Figura 5.20e), em decorrência de um fluxo de norte/noroeste e a circulação associada ao sistema frontal no sul da Argentina (Figura 5.20a). Não houve identificação de JBN neste dia. A circulação anticiclônica na retaguarda da ZCAS atuante no sudeste do Brasil, pode também ter contribuído para o transporte de umidade. A configuração ondulatória ao sul de 40S° é observada nos três níveis, e em 500 hPa pode-se identificar um pequeno cavado a oeste do centro de massa do SC (Figura 5.20b), o que pode favorecer a formação e manutenção do sistema através do transporte de vorticidade negativa (Silva Dias, 1987). Em 200 hPa, observa-se que o jato subtropical sofre uma bifurcação, com um ramo ligeiramente ao sul da ZCAS. O SC em análise encontra-se ao norte do segundo ramo do jato subtropical (Figura 5.20c). Este sistema convectivo apresentou grande extensão horizontal desde sua primeira detecção pelo ForTraCC (Figura 5.20f), alcançando quase 264.000 km² em sua fase madura, porém, pelo critério da excentricidade (0,5) não se caracterizaria como CCM, apesar de ter perdurado por



Figura 5.20 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos guadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos guadrados em preto.

As trajetórias obtidas através do Flexpart mostram contribuições de umidade do Pacífico e também do próprio continente, a leste/nordeste da posição do SC (Figura 5.21a). Após passar um período quase estacionário sobre o continente, o sistema começa a se deslocar para sudeste e atinge sua fase madura as 01:30 UTC do dia 16/01/03 no litoral Argentino (38,19°S 58,32°W). Sua dissipação ocorre sobre o oceano numa posição mais a sudeste (44,10°S 51,34°W) as 14:30 UTC desse mesmo dia. Este padrão de deslocamento para sudeste é bastante similar à trajetória predominante observada no caso dos SCM's oceânicos, que refletem o fluxo dominante de oeste.



Figura 5.21 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.3 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.3. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

k) Sistema Convectivo B.4

O sistema B.4 durou 31,5 horas e foi inicialmente identificado as 16 UTC do dia 30/01/03, no litoral da Argentina (38,61°S 58,72°W). O SC se forma numa região com temperatura elevada e gradiente intenso de umidade específica (Figura 5.22d), com convergência desde a superfície até acima de 600 hPa (Figura 5.22e). Não houve identificação de JBN neste dia, e o fluxo de norte que converge e contribui para a gênese do sistema é decorrente da circulação de alta pressão observada na retaguarda da ZCAS que está sobre o sudeste do Brasil. Além disso, o sistema se forma associado a uma frente fria, e assim este atua como mecanismo de gatilho para liberar a convecção. Não se observa neste caso, o cavado a oeste em 500 hPa (Figura 5.22b). Porém, o SC se posiciona no lado equatorial do jato subtropical (Figura 5.22c). A imagem de satélite apresentada na Figura 5.22f mostra que este sistema se inicia com uma área relativamente pequena (de cerca de 2.700 km²). Ao longo do seu ciclo de vida que ocorreu sobre o oceano, este SCM atingiu e sua fase madura mais de 600.000 km2, porém não apresentou formato circular (excentricidade de 0,18).

As fontes de umidade que contribuem para a gênese deste sistema tem sua origem principalmente no Pacífico, e no próprio continente ao norte da região de formação do sistema, possivelmete por causa da circulação anticiclônica na retaguarda da ZCAS. Este sistema nascido na costa Argentina, desloca-se para sudeste, e atinge sua fase madura as 06 UTC do dia 31/01/03, já sobre o oceano (39,72°S 49,74°W). Sua dissipação ocorre no final da noite, as 23:30 UTC desse mesmo dia, com centro de massa em 39,25°S 46,06°W. Este SC também segue o padrão de deslocamento predominante dos sistemas oceânicos.



Figura 5.22 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.4: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.



Figura 5.23 – (a) Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.4 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.4. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

I) Sistema Convectivo B.5

O sistema B.5 foi detectado primeiramente as 13:30 UTC do dia 18/12/02, e se formou no centro sul da Argentina (36,74°S 66,55°W), em um ambiente com temperatura relativamente elevada e intenso gradiente de umidade específica (Figura 5.24d). O campo de vento em 850 hPa indica que há fluxo de norte na região, e este converge com o fluxo associado ao sistema frontal, e assim a frente fria gera as condições para os movimentos ascendentes do sistema convectivo. Ao sul de 30°S nota-se um padrão de cavado/crista/cavado de modo que a circulação anticiclônica associada à crista (Figura 5.24a) também contribui para o transporte de umidade. Essa característica é observada 6 horas antes e mantém-se no campo de 6 horas após o início do evento (figuras não mostradas). Esse padrão ondulatório também pode ser visto no campo de 500 e 200 hPa. Assim como observado por Guedes (1985) o cavado em 500 hPa encontra-se a oeste/noroeste do sistema convectivo. O JBN e a ZCAS não estiveram atuantes neste dia.



Figura 5.24 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.5: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

No instante de detecção pelo ForTracc o sistema convectivo B.5 apresentava área de pouco mais de 12.600 km², e embora a presença de núcleos frios não seja extensa nesta primeira imagem (Figura 5.24f), este sistema alcançou, em sua fase madura mais de 1.000.000 km² de área, embora sua excentricidade de 0,56, não o classifique como CCM a extensão alcançada se assemelha a eventos já identificados na América do Sul (Silva Dias et al., 2009). As retro-trajetórias do Flexpart mostram contribuições de fontes de umidade do oceano Pacífico, Atlântico subtropical e região continental para a gênese deste sistema.Possivelmente devido a sua associação com o sistema frontal, o SC desloca-se para nordeste. A fase madura ocorre sobre o oceano (36,67°S 56,05°W) as 07 UTC do dia 19/12/02, depois o sistema retorna para o continente, e atravessa o Uruguai, o Rio Grande do Sul, o litoral de Santa Catarina, e entra em dissipação no oceano, a leste do Paraná (25,67°S 47,11°W) as 00 UTC do dia 20/12/02.



Figura 5.25 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.5 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.5. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

m) Sistema Convectivo B.6

O sistema B.6 foi primeiramente identificado as 20 UTC do dia 16/01/03, no centro-sul da Argentina (37,36°S 66,85°W), em uma área com temperatura relativamente elevada, com gradiente de umidade específica (Figura 5.26d) e convergência desde a superfície até 700 hPa (Figura 5.26e). O campo de vento em 850 hPa indica fluxo de norte na região de formação do sistema (Figura 5.26a) e sugere também que o sistema teve sua gênese associada a um sistema frontal no sul da Argentina. A ZCAS esteve atuante, oscilando entre o Rio de Janeiro e o Espírito Santo. A circulação de alta pressão na retaguarda dessa zona de convergência não parece muito bem definida neste caso. Não houve identificação de JBN em Santa Cruz através da reanálise do CPTEC, embora os dados da radiossondagem indiquem JBN às 18 UTC. Em 500 hPa pode-se identificar o cavado a oeste/noroeste do sistema, tal qual observado por Guedes (1985). Em altos níveis (200 hPa) observa-se a confluência de jato sobre a região sul da América do Sul e difluência no oceano Atlântico. A imagem de satélite (Figura 5.26f) mostra que não se identificam núcleos muito frios no topo deste SCM, porém o sistema que na gênese apresentava área de cerca de 3.800 km², conseguiu alcançar quase 550.000 km² em sua fase madura, sem se caracterizar como CCM, do ponto de vista de seu formato, já que sua excentricidade na fase de máxima extensão foi de apenas 0,28.

As fontes de umidade para a formação deste sistema são provenientes, principalmente, do Pacífico através do vento catabático. As trajetórias também mostram alguma contribuição da região continental, ao norte da área de gênese do sistema (Figura 5.27a). Em relação ao seu deslocamento, observa-se que embora a tendência seja para leste, da fase inicial à fase madura o sistema se desloca no sentido sudeste, atingindo a máxima extensão sobre o oceano (39,97°S 57,96°W) no dia 17/01/03 as 08:30 UTC, e no restante do seu ciclo de vida, há uma variação na sua trajetória, de modo que o sistema adquire propagação para nordeste e entra em dissipação as 12:30 UTC do dia 18/01/03, em 36,83°S 43,61°W.



Figura 5.26 – Campos derivados das reanálise do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.6: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.



Figura 5.27 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.6 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.6. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

n) Sistema Convectivo B.7

O sistema B.7, identificado as 19 UTC do dia 19/01/03 e com centro de massa em 34,20°S 58,10°W foi gerado em associação com um sistema frontal e sob influência de um fluxo de norte. A circulação associada a estes dois eventos levou a gênese do SC (Figura 5.28a), que ocorreu próximo a costa, e em um ambiente com gradiente expressivo de umidade específica (Figura 5.28d). Embora a convergência não tenha sido observada em superfície, ela está presente na camada entre 900 e 600 hPa (Figura 5.28e). A ZCAS esteve atuante no sudeste do Brasil, entre o Rio de Janeiro e o Espírito Santo e a circulação de alta pressão observada na retaguarda desse sistema pode também ter contribuído para o transporte de umidade do Atlântico. Estas condições indicam que o sistema foi gerado em um ambiente bastante favorável, o que pode ser notado inclusive na imagem de satélite, que mostra a extensa área inicial deste SCM (Figura 5.28f). Em sua fase madura, esta área se estendeu por mais de 710.000 km², sendo a excentricidade observada de 0,55, sugerindo um formato mais alongado.



Figura 5.28 – Campos derivados das reanálises do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10⁻⁵/s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

No dia 19 o JBN foi identificado as 18 UTC em Santa Cruz (Tabela B.2 do Anexo B), e as trajetórias das partículas de umidade refletem essa característica, e indicam como fontes de umidade, além do Pacífico e Atlântico adjacente, latitudes mais ao norte (Figura 5.29a). Convém observar que nos dias 20 e 21/01/03 foram identificados mais quatro episódios de JBN (Tabela B.2 do Anexo B), o que certamente contribuiu para a manutenção do sistema convectivo por 44 horas. O padrão ondulatório ao sul de 30°S está presente também em 500 e 200 hPa, indicando as posições dos centros de baixa pressão associados ao sistema frontal e à ZCAS. A alta subtropical do Pacífico e do Atlântico podem ser identificados em 850 hPa e mesmo em 500 hPa, a circulação anticiclônica é visível. Devido a sua associação com o sistema frontal, o SC adquire um deslocamento no sentido nordeste, desde o sul do Uruguai onde foi gerado até o oeste de Minas Gerais, onde entra em dissipação, após uma breve passagem pelo estado de Goiás (Figura 5.29b). A fase madura ocorre as 21 UTC do dia 20/01/03, no oeste do Paraná (24,43°S 54,08°W). A dissipação ocorre no dia seguinte, as 15 UTC, com centro de massa do sistema localizado em 19,32°S 50,69°W.



Figura 5.29 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.7 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.7. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

o) Sistema Convectivo B.8

O SC B.8 foi inicialmente detectado as 17 UTC do dia 27/12/02, com centro de massa em 36,66°S, 63,04°W. Este foi o sistema com ciclo de vida mais longo (55,5 horas). A ZCAS esteve atuante neste dia, oscilando entre o Rio de Janeiro e Espírito Santo. Embora o JBN não tenha sido identificado em Santa Cruz, o campo de vento em 850 hPa (Figura 5.30a) mostra que possivelmente neste dia houve a configuração do Jato do Chaco. Isto foi observado 6 horas antes (figura não mostrada). Por outro lado, a circulação anticiclônica sobre o Atlântico contribuiu para o fluxo de umidade. O SC se forma numa região de baixa pressão, relativamente aquecido e com intenso gradiente de umidade (Figura 5.30d), onde convergem o fluxo de norte e o fluxo do Atlântico (Figura 5.30a), embora o perfil vertical de divergência não mostre convergência intensa em baixos níveis (os máximos de convergência foram observados até 12 horas antes da gênese do sistema (figura não mostrada)). Por outro lado, o gatilho para a convecção está possivelmente associado ao sistema frontal observado no sudeste da Argentina. Em 500 hPa (Figura 5.30b) observa-se um cavado no Pacífico sul, que pode favorecer a formação e manutenção do sistema através do transporte de vorticidade negativa (Silva Dias, 1987). Em 200 hPa, além desse cavado sobre o Pacífico, identifica-se o jato subtropical ao sul da posição do SC. O SCM B.8 identificado na imagem de satélite (Figura 5,30f) iniciou-se com uma área relativamente extensa (em torno de 12.000 km²), e alcançou mais de 1.145.000 km² em sua fase madura, sendo portanto, o sistema convectivo de maior ciclo de vida e área analisada neste estudo. Contudo, não atendeu ao critério de Maddox (1980) quanto ao formato, apresentando excentricidade de apenas 0,28.

As trajetórias das partículas de umidade não indicam contribuição direta da região tropical, no entanto, as partículas fazem uma curvatura anti-horária por causa do sistema de alta na costa do Atlântico, e é possível que nessa trajetória, parte das partículas tenha origem tropical. No entanto, a fonte principal parece ter origem no Pacífico subtropical (Figura 5.31a).



Figura 5.30 – Campos derivados das reanálise do CPTEC no horário correspondente à fase inicial do SC B.8: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) umidade específica (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil vertical de divergência (10^{-5/}s); (f) Recorte da imagem de satélite do canal infravermelho com temperatura de brilho (K), com o círculo em branco destacando o SCM. Em (a), (b), (c) e (d) o centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto. O centro de massa do sistema é indicado pelos quadrados em preto.

Este sistema se propagou para nordeste, possivelmente devido a sua associação com a frente fria. Mais de vinte horas após sua gênese (as 14:30 UTC do dia 28/12/02), o sistema alcança sua fase madura sobre o oceano (35,32°S 53,02°W). O SC só perde suas características trinta horas depois (as 00:30 UTC do dia 30/12/02), e encontra-se com seu centro de massa na fronteira do Rio Grande do Sul com a Argentina (28,78°S 56,26°W). Além de sua associação com o sistema frontal e sua passagem pelo oceano numa parte do seu ciclo de vida, o que pode ter contribuído para sua manutenção por tão longo tempo, observa-se que durante esses dois dias, o fornecimento de umidade no sudeste da América do Sul manteve-se presente. Isso se comprova, por exemplo, pela identificação do jato de baixos níveis através dos dados da radiossondagem lançada em 17,39°S 63,77°W as 06 UTC do dia 29/12/02, conforme resultados apresentados na Tabela B.1 do Anexo B.



Figura 5.31 – Retro-trajetórias de partículas de umidade que contribuíram para a gênese do SC B.8 obtidas a partir do modelo Flexpart. O retângulo identifica a área de gênese do SC. As cores avermelhadas representam dq/dt>0 e as cores azuladas dq/dt<0. São mostradas apenas as trajetórias abaixo de 5 km de altura; (b) Trajetória do SC B.8. Os círculos em azul indicam a posição do centro de massa do sistema nas fases inicial (INI), de máxima extensão horizontal (MAX) e de dissipação (FIM).

5.2.1 Características Ambientais de Acordo com a Duração Ciclo de Vida

Conforme indicado pela análise do ciclo diurno de formação dos SC's noturnos (Figura 5.1), o aquecimento diurno da camada limite convectiva é um dos mecanismos pré-condicionantes comuns para a convecção sobre o continente (Johnson e Mapes, 2001). Por outro lado, observa-se que a configuração de outras características tais como o jato de baixos níveis e a circulação transversa não são processos comuns a todos esses eventos. A análise desses quinze casos mostra que dependendo da duração do ciclo de vida do sistema, estes ou outros pré-condicionantes aparecem com maior ou menor freqüência na gênese da convecção.

Em relação aos mecanismos de gatilho que liberam a instabilidade e disparam a convecção observa-se como característica comum a presença de sistemas frontais, que é observada em 93% dos casos. Porém, circulações relacionadas ao declive dos Andes que podem contribuir para a ascensão das parcelas não são observados em todos os eventos.

Assim, nas análises subseqüentes os sistemas serão separados de acordo com o ciclo de vida: sistemas cuja duração foi menor do que 24 horas, e sistemas cujo ciclo de vida foi igual ou superior a 24 horas. Desde que os sistemas noturnos são gerados predominantemente no final da tarde e início da noite, considerou-se que se um SC sobrevive por mais de um ciclo diurno (24 horas) possivelmente este sistema é gerado em condições ambientais diferenciadas que garantem sua sobrevida por mais tempo. Esses sistemas estão discriminados na Tabela 5.1, e os de maior duração representam 53% dos SC's continentais noturnos e apresentam em média ciclo de vida de 35,1 horas, contra 17,6 horas dos SC's com menor duração.

5.2.1.1 Sistemas com Ciclo de Vida < 24 Horas de Duração

A análise das trajetórias das partículas de umidade mostrou que para este grupo de sistemas, o Pacífico subtropical e as regiões continentais ao norte da área de gênese atuam como as principais regiões fonte. Embora, nos outros 43%, a região Amazônica tenha sido a principal origem da umidade, não foi identificado JBN em nenhum dos 7 SC's noturnos com ciclo de vida menor do que 24 horas. As análises mostraram também que mesmo sem a configuração do JBN em sua posição clássica, alguns SC's se posicionaram em uma região com fluxo de norte em baixos níveis e no lado equatorial do jato de altos níveis, em um padrão bastante semelhante à circulação transversa que também foi identificada por Guedes (1985) associada à formação de sistemas convectivos na região subtropical da América do Sul. Esta configuração foi verificada em 43% dos sistemas deste conjunto de menor duração. O cavado em 500 hPa, outro processo précondicionante à convecção, foi identificado em apenas um evento.

Em relação aos mecanismos de gatilho, cinco dos sete eventos estiveram associados a sistemas frontais, três deles por ocorrerem mais próximos aos Andes, também sofreram o efeito do fluxo montanha/vale. Os outros dois casos ocorreram em regiões com convergência pronunciada em baixos níveis, a formação de um deles teve o acoplamento do fluxo catabático dos Andes, e o outro, por ter sido gerado na costa Argentina, provavelmente teve a ascensão forçada pelos efeitos da brisa marítima.

O sentido de deslocamento dos sistemas seguiu o padrão geral dos SC's continentais (Capítulo 3) e apresentou em sua maioria componente para leste. No entanto, o predomínio de propagação foi para sudeste, possivelmente influenciado pelo fluxo zonal, e apenas um desses eventos seguiu para nordeste, provavelmente por estar associado a um sistema frontal. Deste conjunto de sistemas de menor duração, um SC apresentou propagação com componente para oeste. O sistema em questão (SC 9102) que foi gerado na região de um sistema semi-estacionário, seguiu em direção oposta ao fluxo de baixos níveis responsável pelo transporte de umidade.

5.2.1.2 Sistemas com Ciclo de Vida ≥ 24 Horas de Duração

No caso dos sistemas de maior duração, as análises também mostram que a maioria deles (75%) tem no Pacífico subtropical e região continental as principais fontes de umidade. Nos outros 25% dos eventos, a fonte principal é a região Amazônica, e neste caso, todos tiveram sua gênese associada com JBN. Dentre os sistemas que foram gerados sem a contribuição do jato de baixos níveis, 80% se formou com a configuração de um cavado em 500 hPa localizado a oeste/noroeste da região de gênese. É interessante notar que o ambiente de formação de todos esses oito sistemas apresenta o padrão de circulação transversa observada nos CCM's analisados por Guedes (1985).

O mecanismo de gatilho para todos esses sistemas foram as circulações associadas aos sistemas frontais. Além disso, em 63% dos eventos, o fluxo catabático dos Andes atuou concomitantemente e também contribuiu para disparar os movimentos ascendentes e liberar a instabilidade.

Estes sistemas também apresentam tendência a deslocamentos com componente para leste, sendo que neste caso, aqueles que seguem para nordeste representam a maioria (57%). Apenas um evento se propagou para oeste, justamente o

134

SC B.2 observado em janeiro de 2003. A trajetória do sistema seguiu no sentido nordeste entre as fases inicial e madura, e depois desviou para noroeste, seguindo no sentido contrário à principal fonte de umidade e calor.

5.2.1.3 Diferenças nas Características Ambientais Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos de Acordo com a Duração do Ciclo de Vida

A Figura 5.32 resume as principais diferenças observadas no ambiente durante a fase de gênese dos sistemas continentais noturnos. Na coluna da esquerda são apresentados os campos das anomalias observadas no caso dos SCM's com ciclo de vida < 24 horas, e na coluna da direita, as anomalias observadas durante a gênese dos SC's com ciclo de vida \geq 24 horas. Para a obtenção desses campos foi realizada uma composição dos campos calculados para todos os SC ajustando uma grade de 30° x 30° de latitude e longitude a partir do centro de massa do SC representado pelos quadrados centrais. É uma metodologia similar à descrita no item 2.11.1, porém, estendida para uma grade maior e analisada espacialmente. As anomalias são primeiramente obtidas para os campos correspondentes ao horário de gênese de cada sistema, e depois combinadas para gerar um campo único.

Nas Figuras 5.32a e b os vetores representam os campos de anomalia de fluxo de umidade, e as cores, a divergência de fluxo de umidade, neste último são mostradas apenas as anomalias negativas que indicam que os campos correspondentes aos períodos de gênese dos sistemas apresentam desvios que sugerem convergência na área. Observa-se em ambos os casos convergência de fluxo de umidade, porém essa convergência é comparativamente mais pronunciada do que a média do período, no caso dos sistemas de menor duração (Figura 5.32a). Por outro lado, os fluxos de norte observados durante a gênese desses sistemas não parecem ser mais intensos do que a média, ao contrário das contribuições derivadas da circulação anti-horária a leste do SC (Figura 5.32a). Os fluxos de umidade associados à formação dos sistemas de duração mais longa por sua vez, são notadamente mais intensos do que a média, tanto as trajetórias com origem no norte, àquelas de sentido anticiclônico a leste do sistema, como aquelas associadas à circulação vale-montanha (Figura 5.32b). Esses campos de anomalias refletem a freqüência de JBN, o padrão das trajetórias das partículas de umidade e também a própria localização desses sistemas, que no caso daqueles de maior duração, ocorre predominante ao sul de 25°S (100%) e a oeste de 62°W (63%) o que os torna mais sujeitos aos efeitos das circulações associadas aos Andes.

Os campos de anomalias de geopotencial em 850 hPa (Figuras 5.32c, d, e, f) mostram que o ambiente é notadamente mais favorável à formação dos sistemas de maior duração (Figura 5.32d). Outro fator mencionado nas análises e cujo padrão pode ser identificado no campo de anomalias é o cavado em 500 hPa, a oeste do sistema, que foi observado com mais freqüência nos eventos de maior duração (Figura 5.32f). Estas características no padrão de geopotencial em 850 e 500 hPa foram identificadas por Guedes (1985) na análise dos CCM's subtropicais sul-americanos.

Outra particularidade observada nos eventos de maior duração foi a circulação transversa atuando como pré-condicionante à convecção, e este sinal em altos níveis pode ser identificado nas anomalias de vento e magnitude em 200 hPa (Figura 5.32h). Nota-se que no caso dos sistemas de menor duração embora se observem ventos mais intensos ao sul do sistema, sua intensidade praticamente não difere da média (Figura 5.32g).

Portanto, as análises sugerem que parecem existir fatores desde a gênese do sistema convectivo que podem indicar uma tendência do seu ciclo de vida. Alguns desses fatores relacionam-se ao ambiente em que se formam. Assim, SC's que apresentam ciclo de vida mais longo tendem a apresentar mais de um fator pré-condicionante atuando simultaneamente, por exemplo, JBN e cavado em 500 hpa. A mesma característica se observa em relação aos mecanismos de gatilho, que nos casos estudados, atuaram de forma combinada, por exemplo, sistemas frontais e o fluxo catabático dos Andes. Este padrão de combinações favoreceria o estabelecimento de condições atmosféricas mais propícias à formação de sistemas com possibilidade de maior sobrevida.



Figura 5.32 – Anomalias dos campos médios observados durante a gênese dos SC's de acordo com a duração do seu ciclo de vida: (a) e (b) Fluxo de Umidade (kg/ms) e Divergência de Fluxo de Umidade (10⁻⁵ kg/m²s) na camada entre 925 e 850 hPa; (c) e (d) geopotencial em 850 hPa (gpm); (e) e (f) Geopotencial em 500 hPa (gpm); (g) e (h) Vento (m/s) e Magnitude do Vento (m/s) em 200 hPa. O quadrado representa a posição do centro de massa do sistema convectivo em sua fase inicial.

30

5.3 Características Dinâmicas e Termodinâmicas Associadas aos Sistemas Convectivos Continentais Noturnos ao Longo do seu Ciclo de Vida

Os resultados anteriores indicam que o ciclo de vida dos sistemas convectivos noturnos pode ser afetado por variações nas condições ambientais durante sua gênese. Segundo essas observações, em sistemas com maior duração há uma tendência de que os mecanismos pré-condicionantes e mesmo os processos que liberam a convecção sejam mais numerosos e, portanto gerem condições mais favoráveis que podem contribuir para a longevidade dos sistemas. Contudo, conforme observado por Jirak e Cotton (2007) mesmo que algumas características ambientais intensifiquem o início da convecção, ainda assim são necessários suportes adicionais para o desenvolvimento e organização de sistemas convectivos de longa duração.

Assim, para avaliar se esse ambiente favorável se mantém de modo diferenciado ao longo do ciclo de vida dos sistemas são analisados os seguintes parâmetros: CAPE (Convective Available Potential Energy), CINE (Convective INhibition Energy), divergência de fluxo de umidade integrado entre 925 hPa e 850 hPa, umidade média na camada 925 a 850hPa, divergência do vento em 200 hPa e 850 hPa, cisalhamento médio entre 1000 hPa e 500hPa e água precipitável integrada na coluna atmosférica. Além disso, perfis verticais de θe também são avaliados para verificar as condições de instabilidade convectiva.

Cada um desses parâmetros foi calculado nas fases INI, MAX e FIM e também 6 e 12 horas antes de cada uma dessas etapas, totalizando nove períodos, para cada um dos quinze sistemas, seguindo a metodologia descrita no item 2.11.1. As grades das análises foram centradas nas posições dos centros de massa dos SC's em cada uma das suas fases: INI, MAX-12h, MAX-6h, MAX, FIM-12h, FIM-6h, FIM). Para INI-12h e INI-6h assumiu-se a posição do sistema na fase INI. Depois os resultados foram agrupados e combinados de acordo com a duração do sistema convectivo nos dois grupos já mencionados: duração < 24 horas, e duração ≥ 24 horas. Os resultados são apresentados na Tabela 5.2 e na Figura 5.33.

Tabela 5.2 – Condições dinâmicas e termodinâmicas médias para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas e \geq 24 horas. Os parâmetros foram calculados conforme descrito e as unidades utilizadas são: CAPE (J/kg), CINE (J/kg), DivFluxUmid (10⁻⁵ kg/m²s), UmidEspec (g/kg), DivVento200hPa (10⁻⁵ s⁻¹), DivVento850hPa (10⁻⁵ s⁻¹), Cisalhamento (10⁻³ s⁻¹), Água Precip (kg/m²).

	114(10 0)	, Bit vontooooni u								
Parâmetros	Ciclo de Vida	INI-12h	INI-6h	INI	MAX- 12h	MAX-6h	MAX	FIM-12h	FIM-6h	FIM
CAPE	< 24hs	208,0	218,7	521,7	458,2	355,7	525,9	276,2	346,7	268,6
	≥ 24hs	333,2	173,5	506,9	781,7	813,0	956,1	778,2	307,2	504,8
CINE	< 24hs	-69,7	55,1	-42,1	-54,7	-50,6	-59,8	-73,9	-52,7	-47,9
	≥ 24hs	-27,3	-45,5	-32,2	-50,7	-64,4	-67,0	-57,6	-27,5	-41,9
DivFluxUmid	< 24hs	-4,7	-4,7	-10,0	-10,1	-4,4	-6,9	-3,3	-1,9	-5,2
	≥ 24hs	-5,1	-3,3	-2,7	-6,2	-7,9	-6,7	-8,9	-19,0	-4,8
UmidEspec	< 24hs	8,9	8,5	9,1	9,2	10,3	10,7	10,4	10,5	10,4
	≥ 24hs	7,3	7,7	8,3	10,9	11,7	11,8	12,2	12,5	12,4
DivVento850hPa	< 24hs	-0,3	-0,6	-0,9	-0,9	-0,6	-0,6	-0,7	-0,7	-0,5
	≥ 24hs	-1,0	-1,0	-0,6	-0,5	-1,8	-0,5	-1,0	-2,5	-0,3
DivVento200hPa	< 24hs	-1,1	-0,5	-0,2	-0,3	0,5	1,3	0,6	1,4	1,8
	≥ 24hs	-0,5	0,4	0,2	0,9	3,1	0,7	2,0	5,5	0,9
Cisalhamento	< 24hs	0,7	0,7	0,9	0,9	1,0	0,9	1,0	0,8	0,8
	≥ 24hs	1,0	1,1	1,2	1,0	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6
ÁguaPrecip	< 24hs	29,6	32,0	32,0	32,5	36,6	41,7	35,4	40,7	40,5
	≥ 24hs	26,7	30,9	30,9	38,3	41,3	43,5	45,7	49,9	40,9

As composições mostram que na fase inicial não há distinção considerável em relação ao CAPE observado na região dos sistemas com duração ≥24hs e <24hs (Figura 5.33a). Em INI-12h o CAPE do SC de vida mais longa é ligeiramente superior ao do sistema com duração menor. Em ambos os casos os valores são positivos, porém, relativamente baixos e não passam de 520 J/kg na fase INI. Na fase de máxima extensão horizontal, observa-se que o CAPE dos SC's com ciclo de vida ≥24hs é cerca de 50% superior ao do grupo com ciclo <24hs, sendo que o valor máximo é alcançado no instante MAX, com CAPE superior a 950 J/kg (526 J/kg) para SC's com ciclo de vida ≥24hs (<24hs). Esta condição mantém-se ainda em FIM-12h. Em FIM-6h, os valores de CAPE para os dois grupos são similares, e no instante FIM novamente o CAPE dos SC's com ciclo de vida ≥24hs é superior ao observado no caso dos sistemas com menor duração. De qualquer modo os valores de CAPE são relativamente baixos e de acordo com a literatura indicam apenas convecção fraca (Bluestein, 1993). Os valores observados são inferiores aos obtidos por Laing e Fritsch (2000) em seu estudo sobre o ambiente médio de gênese dos CCM's da América do Sul, que encontrou um máximo de 1.614 J/kg. Em relação aos estudos no Brasil, o CAPE observado também é inferior aos valores obtidos por Benetti e Silva Dias (1986) em tempestades em São Paulo, cuja média chegou a 1.273 m²/s² e o máximo alcançou até 4.995 m²/s². As análises de Fogaccia (2001) mostraram grande variabilidade neste índice com valores entre 168 a 2.553 m²/s².

Na fase inicial os valores de CINE observados para os sistemas de menor duração são sempre menores (mais negativos) (Figura 5.33b). Em INI-12h a diferença é maior e chega a cerca de 40 J/kg, ou seja, SC's com ciclo de vida ≥24hs apresentam CINE de cerca de -30 J/kg e SC'c com ciclo de vida <24hs, -70 J/kg. Estes valores são similares aos observados por Silva et al (2008) em seu estudo sobre convecção organizada linearmente no Semi-Árido nordestino, e indicam que existe certa inibição à convecção, que pode ser vencida por levantamento forçado. Os valores em INI-6h são similares aos obtidos por Jirak e Cotton (2007) que também avaliaram o período que antecede a gênese dos sistemas convectivos de mesoescala observados na região central dos Estados Unidos. O CINE indica um obstáculo à convecção por haver falta de flutuação próxima à superfície. Assim, quanto mais negativo o valor do CINE, mais intensos devem ser os mecanismos para promover o levantamento forçado da parcela. No entanto, se o CINE fosse nulo, o disparo da convecção seria generalizado, e o CAPE seria consumido mais rapidamente. Portanto, como mencionado por Jirak e Cotton (2007), assim como um CINE muito elevado poderia dificultar o início da convecção, um CINE relativamente alto se faz necessário para que ocorra convecção profunda. Seus resultados mostram que o CINE médio antecedente à gênese de SCM's foi maior (mais negativo) do que o observado em condições anteriores a convecção generalizada.

Analisando conjuntamente esses dois parâmetros nota-se que na fase inicial embora o CAPE apresente valores similares em ambos os casos, o obstáculo à convecção representado pelo CINE é maior para os sistemas de menor duração (CINE mais negativo), portanto, os SC's com ciclo de vida ≥ 24 horas nascem em um ambiente com o mesmo potencial para convecção, porém, encontram uma limitação menor imposta pelo CINE. Do ponto de vista das velocidades verticais necessárias para elevar uma parcela sob esses valores de energia de inibição, para os sistemas de menor duração, a velocidade vertical requerida é de cerca de 9 m/s e para os sistemas de maior duração, 8 m/s. Ao longo do ciclo de vida, o CAPE dos SC's com duração ≥ 24 horas tende a se manter maior do que o dos SC's com duração < 24 horas, ocorrendo o contrário com a energia de inibição que se mantém maior (mais negativo) para os sistemas de menor duração, excetuando-se as fases MAX e MAX-6h.

140



Div Fluxo Umid (10-5 kg/m2 s)

Dverggência (10-5/s)



Figura 5.33 - Condições dinâmicas e termodinâmicas médias para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas (em preto) e ≥ 24horas (em vermelho), em INI-12h, INI-6h, INI, MAX-12h, MAX-6h, MAX, FIM-12h, FIM-6h e FIM. Os parâmetros foram calculados conforme metodologia e as unidades utilizadas são: (a) CAPE (J/kg); (b) CINE (J/kg); (c) Div de Fluxo de Umidade na camada entre 925 e 850 hPa (10⁻⁵ kg/m²s); (d) Umidade Específica média na camada entre 925 e 850hPa (g/kg); (e) Divergência do Vento em 200hPa (10^{-5} /s) (f) Divergência do Vento em 850hPa (10^{-5} /s); (g) Cisalhamento na camada entre 1000 e 500 hPa (10^{-3} /s); (h) Água Precipitável (kg/m²).
Ainda que o CAPE e o CINE sejam fortemente dependentes da temperatura e umidade, convém avaliar como se comporta especificamente a umidade em baixos níveis. Conforme mostrado na Figura 5.33c, observa-se convergência de fluxo de umidade na camada entre 925 hPa e 850 hPa durante todo o ciclo de vida dos sistemas convectivos. Na fase INI-12h, os valores são similares em ambos os casos. Em INI-6h e INI a convergência observada no caso dos eventos de menor duração é maior, principalmente no momento de sua detecção. Esta característica mantém-se em MAX-12h, porém em MAX-6h, há uma inversão, e a convergência observada no caso dos eventos dos eventos de maior duração é mais pronunciada. No instante MAX, os valores voltam a ser similares. Na fase de dissipação, a convergência observada no caso dos eventos de maior duração é mais pronunciada (atinge a máxima convergência de fluxo de umidade), principalmente em FIM-6h. No momento de dissipação os valores tornam-se similares, porém, menores do que os observados em FIM-6h. O predomínio de maior convergência de fluxo de umidade nas fases MAX e FIM observado nos sistemas de maior duração pode explicar porque estes SC's acabam apresentando um ciclo de vida mais longo.

A umidade média na camada 925 hPa e 850hPa apresentada na Figura 5.33d, mostra que se excetuando a fase inicial, a umidade observada no caso do sistemas de maior duração apresentou-se sistematicamente superior àquela dos eventos de menor duração. Isso reflete, naturalmente, o padrão de divergência de fluxo de umidade (Figura 5.33c) comentado anteriormente, que indicava convergência superior na fase inicial para os sistemas de menor duração. Portanto, após a formação do sistema, o fluxo em baixos níveis configurou-se de maneira a prover a umidade necessária e contribuir para a longevidade desses sistemas.

A divergência de massa em 850hPa (Figura 5.33e) mostra que em todas as fases houve convergência em baixos níveis nos dois casos. Na fase INI-12h e INI-6h, os sistemas de maior duração apresentaram maior convergência em baixos níveis. Em INI esse padrão se inverte. Os padrões nas fases MAX e FIM são similares àqueles observados com o parâmetro divergência de fluxo de umidade, e os sistemas com maior duração apresentam maior convergência.

Em altos níveis, na fase INI-12h (Figura 5.33f), em ambos os casos observa-se convergência de massa em 200 hPa. A partir deste momento, os sistemas com maior duração passam a apresentar divergência em altos níveis de forma sistemática, e nos períodos INI-6h, MAX-6h e FIM-6h ocorrem picos de divergência. Para os sistemas de menor duração, a divergência só ocorre a partir de MAX-6h. Em MAX o valor para os

sistemas de menor duração chega a superar aquele observado para os sistemas de maior duração. Na fase final de dissipação, o valor observado para ambos os casos é similar.

Em relação aos perfis verticais médios de divergência, para os sistemas com duração < 24 horas (Figura 5.34a) as análises mostram na fase inicial uma camada de convergência da superfície até 700 hPa, uma camada de divergência entre este nível e 250 hPa, seguido de outra camada de convergência de 250 a 150 hPa e divergência novamente acima deste nível. Na fase MAX a camada de convergência se estende da superfície até acima de 350 hPa, passando por um mínimo nos níveis médios (com leve divergência em 550 hPa), acima de 350 hPa observa-se predomínio de divergência. Na fase FIM o padrão se assemelha ao perfil observado na fase MAX, porém nos níveis médios, na camada de cerca de 150 hPa em torno de 550 hPa, observa-se divergência. Nota-se que as magnitudes da convergência em baixos níveis são ligeiramente superiores ao dos sistemas de maior duração (Figura 5.34b).

O padrão geral observado nas fases INI, MAX e FIM dos sistemas com duração ≥ 24 horas, se assemelha aos resultados de Cotton et al. (1989) que estudaram as características dinâmicas de complexos convectivos de mesoescala observados nos Estados Unidos. Estas semelhanças referem-se tanto à magnitude dos valores quanto às características do perfil vertical. A Figura 5.34b mostra que na fase INI dos SC's com duração ≥ 24 horas, a convergência em baixos níveis se estende da superfície até pouco acima de 700 hPa, a partir do qual se observa predomínio de divergência com máximo em torno de 550 hPa e não nos altos níveis como observado por Cotton et al. (1989). Na fase MAX a camada de convergência se aprofunda e se estende até cerca de 400 hPa e a divergência em altos níveis atinge valores máximos. Não se verificou divergência abaixo de 850 hPa, atribuída por Cotton et al. (1989) à formação de uma mesoalta induzida pela precipitação. Na fase FIM o perfil mostra convergência entre 1000 e 750 hPa, divergência entre 750 e 450 hPa, novamente convergência entre 450 e 250 hPa, e divergência acima desse nível. Cabe notar que os valores de convergência entre 1000 e 925 hPa observados na fase de dissipação são maiores do que os observados nas fases MAX e INI. Em relação à Cotton et al. (1989), o perfil obtido por esses autores na fase de dissipação é mais uniforme, com as camadas de convergência e divergência melhor distinguidas.

Assim, o quadro evolutivo geral observado ao longo do ciclo de vida dos sistemas convectivos continentais noturnos mostra que na fase INI observa-se convergência na camada inferior da atmosfera até cerca de 700 hPa; na fase MAX essa

143

camada de convergência se expande até os níveis médios (em torno de 450 hPa para os sistemas de maior duração) e a divergência se estabelece em altos níveis; na fase FIM ainda se observa convergência até os níveis médios, porém sua magnitude diminui ocorrendo até mesmo divergência em algumas camadas, assim como em altos níveis.

Este comportamento de certo modo foi observado por Maddox (1983) ao longo do ciclo de vida dos CCM's, porém com diferenças significativas em relação ao perfil da fase FIM, que não mostrou divergência em altos níveis, e também nas magnitudes dos valores máximos de convergência e divergência que são maiores no trabalho pioneiro de Maddox (1983). Essas diferenças em relação ao trabalho de Maddox podem estar relacionadas a resolução temporal dos dados que afetou diretamente a definição das fases do ciclo de vida do sistema convectivo. No trabalho de 1983, a fase inicial analisada por Maddox refere-se ao momento em que surgem as primeiras tempestades, por outro lado, nesta tese e no estudo de Cotton et al. (1989) a fase INI é definida quando o sistema convectivo já está configurado e a área de cobertura supera um determinado limiar de tamanho. Por isso, assim como mencionado por Cotton et al. (1989) as semelhanças são maiores entre os perfis das fases INI-6h e INI-12h mostrados na Figura 5.35a e o perfil inicial de Maddox (1983). A segunda fase do ciclo de vida do SC analisada por Maddox é o período entre a máxima intensidade e o decaimento, o que corresponde a um momento após a fase MAX definida nesta tese. Portanto, o comportamento do perfil e as intensidades das convergências e divergências que mais se aproximam dos resultados de Maddox (1983) são observadas na fase FIM-6h e FIM-12h, principalmente para os sistemas com duração ≥ 24 horas (Figura 5.35c). A última fase do ciclo analisado por Maddox (1983) refere-se ao período 12 horas após a ocorrência do CCM, portanto, quando já se estabeleceram características de circulação anticiclônica em baixos níveis que não justificariam divergência elevada em altos níveis. Nesta tese e também no estudo de Cotton et al. (1989) a fase FIM é definida quando o sistema convectivo não mais atende as condições de tamanho mínimo estabelecidos inicialmente em função dos limiares de temperatura de topo de nuvem, não descartando porém, que o SC ainda persista com menor desenvolvimento. Essas discrepâncias ajudam a explicar as diferenças observadas em relação ao estudo de Maddox (1983).



Figura 5.34 – Perfis verticais médios de divergência do vento $(10^{-5}/s)$ para as fases INI, MAX e FIM dos sistemas convectivos noturnos de acordo com a duração do seu ciclo de vida: (a) Ciclo de vida < 24 horas; (b) Ciclo de vida \ge 24hs.



Figura 5.35 – Perfil vertical médio de divergência do vento $(10^{-5}/s)$ para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas (em preto) e ≥ 24horas (em vermelho), em (a) INI-12h, INI-6h, INI; (b) MAX-12h, MAX-6h, MAX; (c) FIM-12h, FIM-6h e FIM.

O cisalhamento em baixos níveis é mais pronunciado nas fases INI e MAX no caso dos sistemas de maior duração. Este resultado enfatiza a importância da condição dinâmica na formação dos sistemas de duração maior. Na fase FIM esse padrão se inverte e os valores observados para os sistemas de duração < 24 horas nos instantes FIM-12h e FIM são maiores do que no caso dos sistemas de duração ≥ 24 horas. Ou seja, nesta fase, o cisalhamento mais intenso pode estar atuando para abreviar o tempo de vida dos sistemas de menor duração (Wilhelmson e Klemp, 1978). Quanto à magnitude

dos valores nota-se que estes são ligeiramente superiores àqueles obtidos por Fogaccia (2000) em eventos de tempestade em São Paulo, porém ainda assim são considerados fracos. Fogaccia (2000) atribuiu seus resultados aos campos de análise utilizados que seriam mais suavizados do que os perfis de radiossondagens. Dias e Grammelsbacher (1991) obtiveram cisalhamento de 3,2*10⁻³/s através dos dados de uma sondagem possivelmente associado a um tornado em São Caetano (SP). Para comparar os valores de cisalhamento com outros estudos como Jirak e Cotton (2007) e Laing e Fritsch (2000) é necessário fazer algumas adaptações já que em ambos a altura da camada não é considerada nos cálculos. Assim, após os devidos ajustes, os valores de cisalhamento na camada 1000 a 500 hPa na fase INI-6h são de 4 m/s e 6,2 m/s, para os SC's com duração < 24 horas e ≥ 24 horas, respectivamente. O que são muito inferiores aos obtidos por Jirak e Cotton (2007), que chegam a 16,6 m/s. Por outro lado, na camada entre 1000 e 700 hPa, o cisalhamento na fase INI é de 4 m/s e 5,2 m/s, para os SC's com duração < 24 horas $e \ge 24$ horas, respectivamente. Este último concorda com a magnitude do cisalhamento obtido por Laing e Fritsch (2000) para o ambiente precursor dos CCM's sulamericanos.

A Figura 5.36 mostra os perfis de temperatura potencial equivalente (θe) nas três fases (INI, MAX e FIM) para os dois grupos de sistemas: com maior e menor duração. Na fase INI observa-se, de modo geral, instabilidade convectiva entre 1000 hPa e 600 hPa nos dois casos. A diferença é que para os sistemas de maior duração, observa-se uma maior estratificação, ou seja, entre 1000 hPa e 900 hPa, há instabilidade convectiva, acima, entre 900 hPa e 750 hPa, observa-se uma camada estável, e entre, 750 hPa e 600 hPa, observa-se outra camada instável. A instabilidade entre 1000 hPa e 600 hPa concorda com o observada em outros estudos (Maddox, 1983; McBride e Frank, 1999) na fase inicial do sistema convectivo. A maior estratificação notada no caso dos sistemas de maior duração também foi observada por Lima (1986) em um estudo sobre linhas de instabilidade na região de Bauru (SP). Este perfil estratificado também é observado em INI-6h no caso dos sistemas de menor duração. Por outro lado, sistemas de maior duração apresentam, no instante INI-6h, um padrão de estabilidade estendendo-se até 750 hPa (nota-se uma camada instável entre 1000 hPa e 975 hPa). Em INI-12h, em ambos os casos observam-se condições de instabilidade convectiva em toda a baixa e média troposfera. A comparação entre os perfis dos dois casos indica ainda que o θe em 1000 hPa na fase INI é menor no caso dos sistemas de maior duração do que para o caso dos sistemas com ciclo de vida menor. Nas fases MAX e FIM, este padrão se inverte, e os

146

valores de temperatura potencial equivalente em 1000 hPa são maiores para os sistemas com duração maior. Este padrão de variação de θe em 1000 hPa durante o ciclo de vida de sistemas de maior duração também foi observado por Pinto e Campos (2007) em uma análise de um evento de SCM ocorrido no sul do Brasil.

Os resultados obtidos mostram que as condições dinâmicas parecem ser fundamentais para a formação e manutenção dos sistemas de maior duração (ciclo de vida ≥ 24hs). Pois, ainda que a presença de instabilidade convectiva (e condicional) seja essencial, esta não explica totalmente o desenvolvimento do sistema. Conforme mostrado por Wilhelmson e Klemp (1978), o cisalhamento vertical em baixos níveis é importante para o desenvolvimento de tempestades mais severas, e no caso dos sistemas analisados pode estar atuando como gatilho para a liberação da instabilidade.



Figura 5.36 – Perfil médio de θ e (K) para os sistemas convectivos continentais noturnos com ciclo de vida < 24 horas (em preto) e ≥ 24 horas (em vermelho), em (a) INI-12h, INI-6h, INI; (b) MAX-12h, MAX-6h, MAX; (c) FIM-12h, FIM-6h e FIM.

5.4 Conclusões Parciais

As análises mostram que os SCM's continentais e oceânicos noturnos apresentam ciclo de vida fortemente afetado pelo aquecimento radiativo, de modo similar ao observado nos complexos convectivos de mesoescala subtropicais observados por Velasco e Fritsch (1987) na América do Sul. Assim, SCM's noturnos continentais e oceânicos se iniciam durante a tarde e noite, atingem a fase madura durante o final da noite e manhã, e se dissipam preferencialmente no final da manhã e tarde.

Além do aquecimento diurno da camada limite convectiva, o jato de baixos níveis, o cavado em 500 hPa e a circulação transversa são os pré-condicionantes identificados nos quinze eventos continentais noturnos. Em relação aos mecanismos de gatilho, os principais processos observados são os sistemas frontais e o fluxo catabático dos Andes.

As análises sugerem que o que diferencia SCM's que apresentam ciclo de vida mais longo (≥ 24 horas) é que estes tendem a ser gerados em um ambiente em que dois ou mais fatores pré-condicionantes atuam de forma combinada. Essa associação também se observa em relação aos gatilhos. Em mais de 60% desses eventos de maior duração, além do sistema frontal, o fluxo catabático dos Andes foi igualmente detectado. Assim não se pode ignorar o efeito da topografia nas circulações atmosféricas contribuindo para o levantamento das parcelas de ar e desestabilização do ambiente, o que reduz o CINE, tornando a atmosfera susceptível a convecção profunda. Silva Dias (1987) também menciona este aspecto como favorável à continuidade da convecção, relacionando-o igualmente à redução da energia de inibição.

O cisalhamento vertical do vento nos baixos níveis (entre 1000 e 500 hPa) parece ser um dos diferenciais na fase inicial dos sistemas com duração ≥ 24 horas, já que os SCM's dos dois grupos nascem em ambientes com CAPE's similares e relativamente baixos. Assim, os resultados mostram que na fase inicial o cisalhamento médio dos sistemas com ciclo de vida ≥ 24 horas é maior do que o dos sistemas com duração < 24 horas, na fase de dissipação esse padrão se inverte, e o cisalhamento, neste caso, passa a atuar no sentido de descaracterizar o SCM. Johnson e Mapes (2001) observam que a organização de mesoescala é sensível ao cisalhamento do vento, porém, as relações são complexas e a ocorrência desses fenômenos está também relacionada à existência de características de escala sinótica ou mesoescala como os jatos, e frentes frias tal como observado nos eventos analisados.

Na fase inicial os CAPE's dos dois grupos são menores do que 600 J/kg, porém o CINE dos sistemas de menor duração é mais intenso, o que implica que os movimentos ascendentes devem ser mais fortes nesse caso para disparar a convecção. Ainda na fase inicial a umidade e a convergência de fluxo de umidade são maiores para os sistemas de menor duração, porém isso se inverte nas fases madura e de decaimento, o que pode explicar as diferenças na longevidade dos sistemas. A água precipitável é similar na fase inicial, porém nas demais fases é sistematicamente maior para os sistemas de maior duração.

148

Há uma tendência que a convergência em 850 hPa seja maior para os sistemas de maior duração, embora o padrão se inverta em algumas fases como em INI, MAX-12h, MAX e FIM. Para os sistemas de maior duração, observa-se o predomínio de divergência em 200 hPa ao longo de quase todo seu ciclo de vida, e esta tende a ser maior do que no caso dos sistemas de menor duração, que não apresentem esse padrão de divergência na fase INI-12h, INI-6h e INI. O padrão de evolução do perfil vertical de divergência, principalmente aquele observado no caso dos sistemas com ciclo de vida ≥ 24 horas, se assemelha ao obtido por Cotton et al. (1989), de modo que na fase INI observa-se convergência na camada inferior da atmosfera até cerca de 700 hPa; na fase MAX essa camada de convergência se expande até os níveis médios (em torno de 450 hPa para os sistemas de maior duração) e a divergência se estabelece em altos níveis; na fase FIM ainda se observa convergência até os níveis médios, porém sua magnitude diminui ocorrendo até mesmo divergência em algumas camadas, assim como em altos níveis.

De modo geral, à semelhança de estudos como os de Maddox (1983) e McBride e Frank (1999) observam-se instabilidade convectiva entre 1000 hPa e 600 hPa durante a fase inicial. A diferença é que para os sistemas de maior duração, observa-se uma maior estratificação, que também foi notada por Lima (1986) em um estudo sobre linhas de instabilidade na região de Bauru (SP).

6 Simulação Numérica

Os resultados mostrados a seguir referem-se às simulações dos 15 sistemas convectivos continentais noturnos com o modelo WRF. Estes experimentos tiveram como objetivo verificar se as principais condições dinâmicas e termodinâmicas descritas anteriormente puderam ser identificadas durante a gênese dos sistemas e avaliar em que situações as precipitações previstas mais se aproximam das observações.

As reanálises do CPTEC (Herdies et al., 2007) descritas no Capítulo 2.2 foram utilizadas como condições iniciais e de fronteira nos experimentos com o modelo WRF 2.2. A Tabela 6.1 mostra as informações das fases de início, máxima extensão horizontal e de dissipação de cada sistema convectivo de mesoescala e as datas e horários em que cada simulação foi inicializada. Todos os experimentos foram realizados com sob as mesmas condições de resolução horizontal e esquemas físicos descritos no Capítulo 2, item 2.12.

SC	INI	MAX	FIM	Inicialização do WRF
A.1	24/01/03 23:30UTC	25/01/03 06:00UTC	25/01/03 12:00UTC	24/01/03 00UTC
A.2	28/01/03 20:00UTC	29/01/03 05:00UTC	29/01/03 12:00UTC	27/01/03 06UTC
A.3	17/12/02 23:30UTC	18/12/02 12:00UTC	18/12/02 16:00UTC	17/12/02 12UTC
A.4	27/01/03 21:30UTC	28/01/03 08:30UTC	28/01/03 14:00UTC	27/01/03 06UTC
A.5	06/02/03 22:30UTC	07/02/03 12:00UTC	07/02/03 17:30UTC	06/02/03 06UTC
A.6	29/12/02 19:00UTC	30/12/02 07:00UTC	30/12/02 16:00UTC	29/12/02 12UTC
A.7	09/01/03 17:00UTC	10/01/03 03:00UTC	10/01/03 14:30UTC	09/01/03 00UTC
B.1	10/01/03 19:00UTC	11/01/03 07:00UTC	11/01/03 19:00UTC	10/01/03 00UTC
B.2	17/01/03 19:00UTC	18/01/03 11:00UTC	18/01/03 19:00UTC	17/01/03 12UTC
B.3	15/01/03 12:00UTC	16/01/03 01:30UTC	16/01/03 14:30UTC	15/01/03 00UTC
B.4	30/01/03 16:00UTC	31/01/03 06:00UTC	31/01/03 23:30UTC	30/01/03 00UTC
B.5	18/12/02 13:30UTC	19/12/02 07:00UTC	20/12/02 00:00UTC	17/12/02 12UTC
B.6	16/01/03 20:00UTC	17/01/03 08:30UTC	18/01/03 12:30UTC	16/01/03 06UTC
B.7	19/01/03 19:00UTC	20/01/03 21:00UTC	21/01/03 15:00UTC	19/01/03 06UTC
B.8	27/12/02 17:00UTC	28/12/02 14:30UTC	30/12/02 00:30UTC	27/12/02 00UTC

Tabela 6.1 – Informações sobre os SC's simulados e inicialização do modelo.

Para a análise da precipitação, as áreas foram definidas de acordo com a região de atuação do sistema convectivo, conforme mostrado pelas trajetórias dos SC's

(item b das Figuras 5.3, 5.5, 5.7, 5.9, 5.11, 5.13, 5.15, 5.17, 5.19, 5.21, 5.23, 5.25, 5.27, 5.29, e 5.31). A avaliação considera a comparação com a precipitação total acumulada em 24 horas. Para o cálculo dos valores médios são utilizados apenas os eventos de precipitação observada ou simulada, ou seja, os valores acima de 0 mm.

6.1 Simulação dos Sistemas Convectivos Noturnos

a) Sistema Convectivo A.1

O sistema convectivo A.1 é aquele que teve sua gênese associada a uma frente fria semi-estacionária localizada na região Sudeste do Brasil. O modelo conseguiu simular a configuração geral mostrada pelo campo da reanálise na fase inicial do SC (Figura 5.2), tais como o sistema frontal semi-estacionário (Figura 6.1a), e o posicionamento do SC em relação ao jato subtropical (Figura 6.1c). O padrão da temperatura e das condições de umidade em 850 hPa (Figura 6.1d) também são semelhantes às obtidas através da reanálise (Figura 5.2d). O perfil de divergência também se assemelha à reanálise (Figura 5.2e), e mostra máximo de convergência em baixos níveis em torno de 850 hPa (Figura 6.1e).

A comparação qualitativa da precipitação acumulada em 24 horas resultante desta simulação mostra boa concordância com a observação (Figura 6.2). O valor médio dos eventos de precipitação observada no dia 25/01/03 na área é de 15,6 mm e o valor simulado correspondente é de 18,8 mm. Apesar dessa diferença, os resultados mostram boa performance da previsão, como mostram os valores de CSI e POD, principalmente para os limiares mais baixos, onde a razão de sucesso (SR) prevaleceu sobre o falso alarme para os limiares de 0 a 10 mm. A melhor performance da previsão ocorre naturalmente no nível de avaliação de chuva/não-chuva, ou seja, com o limiar de zero mm, onde o CSI de 0,9 significa uma excelente razão de verificação da previsão, o POD máximo (=1) implica que todos os eventos observados foram corretamente previstos, a razão de sucesso também foi de 0,9 com baixíssimo falso alarme.

O padrão de decaimento nos valores dos índices CSI, POD e SR, e aumento no valor do índice FAR, mostra que o desempenho da simulação numérica cai à medida que aumenta o rigor da comparação com a observação (Figura 6.3), no entanto mesmo parar o limiar de 25 mm, os índices mostram bom desempenho da simulação. Os valores do BIAS variaram de 1,1, 1,3, 1, 1,5, 1 e 1,3 respectivamente para os limiares 0, 2, 5, 10, 20 e 25 mm, o que mostra uma tendência do modelo superestimar a ocorrência de previsão (predomínio de BIAS >1).



Figura 6.1 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.1: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s) respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) Razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) Perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.2 – Precipitação (a) prevista e (b) observada, no dia 25/01/03 na área de atuação do sistema convectivo A.1.



Figura 6.3 – Índices de avaliação de precipitação (CSI, POD, FAR e SR) referentes à simulação do sistema A.1 para o dia 25/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

b) Sistema Convectivo A.2

Este sistema convectivo foi inicialmente observado na região central da Argentina no dia 28/01/03. A comparação com os campos de grande escala (Figura 6.4) mostra concordância com o quadro geral observado pela reanálise na fase de gênese do SC (Figura 5.4), com a identificação de sistemas frontais no sudeste do Brasil e no sul da Argentina. Contudo, os ventos em 850 hPa são menos pronunciados no campo simulado (Figura 6.4a), principalmente na região de geração do SC. A simulação mostra que o sistema é formado em uma área com temperatura em baixos níveis ligeiramente inferior à observada na reanálise (Figura 6.4d e Figura 5.4d). O perfil médio de divergência na área

do sistema não indica convergência de vento em baixos níveis (Figura 6.4e), o que é similar ao observado pela reanálise (Figura 5.4e).

A comparação da precipitação observada e a prevista (Figura 6.5) no dia 29/01/03, mostra que o modelo numérico não foi capaz de simular o padrão geral do campo de precipitação observado. O valor médio dos eventos de precipitação observada é de 17 mm e valor simulado de apenas 0,4 mm. Os índices quantitativos que só puderam ser calculados para os limiares de 0 e 2 mm e mostram um baixíssimo número de acertos de previsão (CSI = 0,01), e mesmo o número de previsões corretamente realizadas foram significativamente baixas em relação ao total de eventos observados (POD = 0,4). Nessas condições o índice de alarmes falsos foi o pior possível (FAR = 0,98), mesmo considerando a avaliação no nível de chuva/não-chuva (limiar 0 mm). O BIAS mostra que a simulação superestimou a ocorrência de precipitação para o limiar de 0 mm (BIAS=39,0).

c) Sistema Convectivo A.3

O sistema convectivo A.3 teve sua gênese associada a uma frente fria localizada no sul do continente sul-americano, em uma região de convergência dos fluxos do Pacífico e do Atlântico subtropical. Os campos de geopotencial e vento mostram que o padrão geral nos três níveis parece ter sido capturado na simulação (Figura 6.6), quando comparado com os campos da reanálise (Figura 5.6), no entanto, o vento é menos intenso na simulação, assim como a temperatura em 850 hPa (Figura 6.6d) que é ligeiramente inferior comparada à reanálise (Figura 5.6d). Apesar do perfil de divergência indicar convergência em baixos níveis (Figura 6.6e), os valores são menores ainda do que os observados com a reanálise (Figura 5.6e).



Figura 6.4 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.2: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.5 – Precipitação (a) prevista e (b) observada, no dia 29/01/03 na área de atuação do sistema convectivo A.2.

O modelo não foi capaz de simular o padrão geral da precipitação observada (Figura 6.7). Para a área o valor médio acumulado dos eventos de precipitação no dia 18/12/02 as 12 UC foi de 14,2 mm para a observação e de apenas 4,5 mm para a simulação, além disso, é evidente pela Figura 6.7 que os máximos aparecem totalmente deslocados. Os índices para as avaliações quantitativas que consideram os limiares de precipitação não puderam ser calculados devido a essa diferença significativa. O cálculo para o limiar de 0 mm, por sua vez, mostra CSI de apenas 0,05, ou seja, os acertos, mesmo no nível de chuva/não-chuva foram muito baixos. Embora o POD tenha apresentado valor de 0,7, o que significa que um número significativo dos eventos foi previsto corretamente, o índice de falso alarme é próximo do máximo, e por conseqüência a razão de sucesso da simulação para precipitação é praticamente inexistente. O BIAS apresentou valor de 14, e mostra que o modelo superestima a ocorrência de precipitação, o que reflete a falta de consistência entre o campo previsto e observado.



Figura 6.6 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.7 - Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 18/12/02 na área de atuação do sistema convectivo A.3.

0.4 D.8 1.6 3.2 6.4 12.8 25.6

d) Sistema Convectivo A.4

D.8 1.6 3.2 12.8 25.6

Os resultados da simulação deste SC mostram que no campo de vento e geopotencial em 850 hPa simulado pelo WRF (Figura 6.8a) pode-se identificar o sistema frontal no litoral da Argentina, ao qual este SC teve sua gênese associada (Figura 5.8a). Os campos de geopotencial e vento em 500 e 200 hPa também mostram similaridades com o observado pela reanálise (itens b e c das Figuras 5.8 e 6.8), assim como o campo de umidade e temperatura em 850 hPa (Figura 6.8d). O perfil de divergência simulado (Figura 6.8e) mostra convergência com máximo em torno de 650 hPa, este máximo também é observado no perfil obtido a partir da reanálise, porém a configuração é ligeiramente diferente e mostra convergência na superfície, o que não ocorre no perfil simulado.

Este sistema se formou no litoral e se deslocou para o oceano, o que limita a comparação da precipitação observada e a simulada, restringindo o cálculo dos índices á região continental (Figura 6.9). Em relação à precipitação média, considerando apenas os eventos observados pela rede do SALLJEX, o valor observado é de 4,8 mm, sendo o valor simulado correspondente a esses eventos, de 3,6 mm. Em uma avaliação de chuva/não-chuva, com limiar de 0 mm, o CSI obtido é muito baixo (0,06), o que indica baixíssimo nível de acerto da simulação, porém, o POD é máximo, ou seja, todos os eventos de precipitação previstos foram efetivamente observados, porém, o índice de falso alarme também mostra valores máximos, e conseqüentemente, o índice de razão de sucesso é praticamente nulo. O BIAS é de 16, o que significa que o modelo superestimou a ocorrência de chuva.





Figura 6.8 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.4: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.9 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 28/01/03 na área de atuação do sistema convectivo A.4.

e) Sistema Convectivo A.5

Embora o padrão de circulação em 500 e 200 hPa (Figura 6.10b,c) simulado pelo modelo se assemelhe ao observado pela reanálise do CPTEC, no campo de geopotencial e vento em 850 hPa (Figura 6.10a) o fluxo de norte proveniente da região Amazônica aparece deslocado para a região sul do Brasil, e portanto, não alcança a região de gênese do sistema. Apesar disso, o campo de razão de mistura e temperatura (Figura 6.10d) indica condição similar de posicionamento do sistema quanto ao gradiente de umidade e temperatura (Figura 5.10d). O perfil de divergência (Figura 6.10e), também não mostra condição do convergência em baixos níveis, o que difere do observada pela reanálise do CPTEC que indica convergência desde a superfície até cerca de 800 hPa (Figura 5.10e).

Em relação à precipitação (Figura 6.11), a análise qualitativa mostra que a localização das áreas de máxima precipitação simulada pelo modelo não concorda com a observação. Além disso, o valor médio dos eventos de precipitação observada pela rede do SALLJEX no dia 07/02/03 é de 20,9 mm e de apenas 9,6 mm na simulação. Os índices são apresentados na Figura 6.12 e mostram que o CSI manteve-se em torno de 0,2 a 0,3 até o limiar de 10 m, caindo para próximo de zero, com o limiar de 20 mm, o que mostra que a previsão de ocorrência de precipitações mais intensas apresentou menor índice de acertos em decorrência da falta de concordância na localização dos máximos de precipitação previstos e observados. Os demais índices também mostram esse aspecto, ou seja, POD e SR decaindo com o aumento do limiar e o falso alarme aumentando. O índice BIAS manteve-se entre 2,8 a 1,2 para os limiares de 0 a 10 mm, indicando que a

simulação superestimou a ocorrência da precipitação, e para o limiar de 20 mm, apresentou o valor de 0,6, indicando que o modelo subestimou a ocorrência de eventos.



Figura 6.10 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.5: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.11 – Precipitação (a) prevista e (b) observada no dia 07/02/03 na área de atuação do sistema convectivo A.5.



Figura 6.12 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema A.5 para o dia 07/02/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

f) Sistema Convectivo A.6

Os campos de geopotencial e vento (Figuras 6.13a, b, c) simulados pelo WRF mostram que o modelo conseguiu reproduzir o padrão observado através da reanálise (Figuras 5.12a,b c), inclusive com o fluxo de norte em 850 hPa na região de gênese do SC, além da localização dos sistemas frontais. Em relação à umidade e temperatura, os campos simulados (Figura 6.13d) também apresentam boa concordância com o campo derivado da reanálise (Figura 5.12d) na fase inicial do sistema. No perfil de divergência de vento (Figura 6.13e) não se pode identificar convergência em baixos níveis, o que difere

do perfil observado pela reanálise que mostra intensa convergência desde a superfície até cerca de 700 hPa na fase de formação do sistema (Figura 5.12e).



Figura 6.13 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.6: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

A análise dos campos de precipitação apresentados na Figura 6.14 mostra relativa concordância nas áreas de ocorrência de precipitação, embora, seja evidente que os máximos observados são mais intensos que os simulados. De fato, o valor médio dos eventos de precipitação observados no dia 30/12/02 é de 42,8 mm e de somente 17,5 mm para a simulação. Os índices de avaliação da precipitação (Figura 6.15) mostram que o CSI mantém-se entre 0,5 e 0,4 até o limiar de 10 mm, a partir do qual decai. Isso significa que o acerto na previsão de ocorrência de precipitação mais elevada é menor porque como foi discutido, a chuva prevista pela simulação tendeu a ser mais baixa do que a observada, com valor médio de 17,5 mm na área.

Por outro lado, em relação aos limiares até 10 mm, o grau de acerto da previsão é bastante razoável, com uma razão de sucesso de um pouco mais de 0,5, superando os falsos alarmes. O POD também é alto até esse limiar. O BIAS, com valores entre 1,9 a 1,3, indica que a simulação superestimou a ocorrência de precipitação entre os limiares de 0 a 10 mm, e com valores entre 0,9 a 0,3 entre 20 a 50 mm, indica, por outro lado, que o modelo, nesta faixa, subestima a ocorrência de precipitação.



Figura 6.14 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 30/12/02 na área de atuação do sistema convectivo A.6.



Figura 6.15 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema A.6 para o dia 30/12/02. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

g) Sistema Convectivo A.7

Os campos de geopotencial e vento (Figura 6.16a, b, c) resultantes da simulação numérica mostram que apesar de reproduzir o padrão geral observado na fase inicial do sistema, a intensidade dos ventos é inferior quando comparada ao obtido a partir das reanálises (Figura 5.14a, b, c). Há semelhanças em relação à umidade e temperatura (Figuras 6.16d e 5.14d), porém, o perfil de divergência mostra na simulação a presença de uma pequena convergência em baixos níveis (Figura 6.16e), que não foi observada pela reanálise (Figura 5.14e).

O SC A.7 deslocou-se para o oceano, e isso prejudicou a avaliação da simulação, contudo, em relação à parte continental, a análise mostra relativa concordância quanto à área de ocorrência da precipitação (Figura 6.17), embora os valores sejam bastante distintos. Na média, a precipitação observada no dia 10/01/03 as 12 UTC é de 13,2 mm e a simulada para o mesmo período é de apenas 2,6 mm. Em relação aos índices, estes foram calculados apenas para o limiar e 0 mm e mostra CSI em torno de 0,1, o que significa que a simulação apresentou baixa razão de verificação de previsão e POD em torno de 0,7, indicando que a maioria dos eventos previstos efetivamente foi observada no nível de chuva/não-chuva. O falso alarme foi alto, próximo a 0,9 e a razão de sucesso baixa. O BIAS foi positivo indicando tendência do modelo em superestimar a ocorrência da precipitação.



Figura 6.16 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC A.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.17 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 10/01/03 na área de atuação do sistema convectivo A.7.

h) Sistema Convectivo B.1

Este sistema convectivo detectado as 19 UTC no norte da Argentina teve sua gênese influenciada pelo aporte de umidade transportado através de um JBN identificado as OO UTC (Tabela B.2 do Anexo B). No campo de geopotencial e vento em 850 hPa simulado pelo modelo (Figura 6.18a) é possível identificar o fluxo de norte chegando à área de gênese do sistema.

De modo geral os campos em 500 e 200 hPa (Figura 6.18b, c) conseguiram reproduzir aspectos observados com a reanálise (Figura 5.16 b, c) na fase de formação do sistema convectivo, tais como o posicionamento do sistema no lado equatorial do jato subtropical em altos níveis. Em relação à umidade e temperatura em 850 hPa (Figura 6.18d), a simulação parece apresentar valores ligeiramente inferiores àqueles derivados da reanálise (Figura 5.16d). O perfil de divergência não mostra convergência em baixos níveis durante a fase inicial do sistema (Figura 6.18e), o que difere do observado pela reanálise (Figura 5.16e), que mostrou convergência desde a superfície até cerca de 800 hPa nesta fase do ciclo de vida do SCM.



Figura 6.18 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.1: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Ainda que o padrão geral do campo de precipitação seja semelhante entre a simulação e a observação (Figura 6.19) pelo menos no que se refere às áreas de ocorrência de precipitação, a distribuição e a magnitude dos máximos diferem consideravelmente, já que no campo observado a região central da Argentina não apresentou áreas extensas de chuva. Com relação aos episódios de precipitação, no dia 11/01/03 foram observados uma média 18,3 mm e segundo a simulação, para este mesmo período 15 mm foi o valor médio. A análise dos índices (Figura 6.20) mostra que o CSI, o POD e o SR decaem conforme aumenta o limiar de precipitação, o que sugere que a simulação tem melhor desempenho quando se avaliam os limiares menores, pois como visto o modelo teve dificuldades para prever corretamente a intensidade e localização dos eventos mais intensos. O número de falsos alarmes, pelo contrário, aumenta, indicando piora no desempenho do modelo para limiares maiores de precipitação. Desde que o campo de precipitação simulado apresenta uma distribuição mais uniforme, o modelo tende a superestimar a ocorrência de chuva, e isso é comprovado pelos valores de BIAS,

que variaram de 2,9 a 10, entre os limiares de 0 a 25 mm. (a) Precipitação WRF 11jan12Z - SC B.1



Figura 6.19 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 11/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.1.



Figura 6.20 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.1 para o dia 11/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

i) Sistema Convectivo B.2

Os resultados do experimento numérico mostram que em 850 hPa, apesar dos vetores de vento ser menos intensos, estes e o geopotencial simulados representa bastante bem as condições observadas através da reanálise, de modo que o sistema é gerado em uma região de convergência do fluxo de norte e da circulação associada a um sistema frontal no sul da Argentina (Figura 6.21a e Figura 5.18a). O padrão atmosférico em 500 e 200 hPa, e as condições de temperatura e umidade em 850 também são bem simulados pelo modelo (itens b, c , d, das Figura 6.21 e 5.18).

O perfil de divergência mostra na fase inicial, uma profunda camada de convergência desde 950 hPa até cerca de 400 hPa, a partir do qual passa a ser observada divergência (Figura 6.21e). Este perfil difere ligeiramente do obtido a partir da reanálise, que embora mostre convergência em baixos níveis, indica que esta ocorre até cerca de 700 hPa com máximo em torno de 800 hPa.

A análise dos campos de precipitação simulada e observada (Figura 6.22) mostra boa concordância quanto à chuva da região central da Argentina, porém há diferenças consideráveis entre o padrão previsto e o observado na fronteira com a Bolívia. Em relação às médias, a precipitação observada na área foi de 24,3 mm e a simulada foi de 16,5 mm. Neste caso, o índice CSI (Figura 6.23) alcançou valores próximos a 0,5 para o limiar de 0 mm, e se manteve em torno de 0,4 até o limiar de 10 mm. Para esses limiares, o POD manteve-se alto, e a razão de sucesso permaneceu praticamente igual ao falso alarme.



Figura 6.21 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.2: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (10^{-3} kg/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10^{-5} s) . O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Esses resultados mostram que a simulação mostrou bom desempenho, já que houve um bom acerto na ocorrência das precipitações (CSI ~ 0,5), os eventos previstos foram quase todos observados (POD > 0,7) e os alarmes falsos e a razão de sucesso foram praticamente idênticos (FAR e SR ~ 0,5). Para os limiares maiores, os índices mostram uma queda no desempenho do modelo, parte disso se deve ao fato do modelo não ter conseguido captar adequadamente as chuvas no setor norte da área de análise. O BIAS indica que a simulação tendeu a superestimar a ocorrência de precipitação em todos os limiares analisados com valores entre 2 a 1,3, excetuando-se o limiar de 50 mm, quando o BIAS foi de 0,72, ou seja, a simulação nesta faixa subestimou a ocorrência de precipitação em relação à observação.



Figura 6.22 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 18/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.2.



Figura 6.23 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.2 para o dia 18/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

j) Sistema Convectivo B.3

Os resultados mostram que os campos de geopotencial e vento simulados pelo WRF (Figura 6.24a, b, c), assemelham-se àqueles obtidos a partir das reanálises do CPTEC (Figura 5.20a, b, c), e reproduzem as principais características que influenciaram a gênese deste sistema convectivo: o fluxo de norte, a circulação associada ao sistema frontal no sul da Argentina, o posicionamento em relação ao jato subtropical. O campo simulado de gradiente de umidade e temperatura em 850 hPa (Figura 6.24d) é também similar ao observado através da reanálise (Figura 5.20d). O perfil de divergência média obtido na simulação (Figura 6.24e) mostra convergência relativamente fraca entre 900 e 450 hPa, o que difere do perfil obtido a partir da reanálise que mostra convergência entre 700 e 500 hPa (Figura 5.20e).

Este sistema se deslocou para o oceano após atingir sua fase madura (Figura 5.21b) e, portanto, parte da precipitação a ela relacionada não pode ser analisada com base nos dados da rede pluviométrica. No entanto, o exame da chuva observada na região continental (Figura 6.25) mostra que apesar dos campos observado e simulado concordarem razoavelmente quanto à distribuição da área de precipitação, o modelo não conseguiu simular adequadamente a localização dos máximos de chuva. Em média, de acordo com os dados observacionais, na região continental delimitada a precipitação foi de 15,5 mm, e a chuva média prevista na área foi de apenas 6,3 mm. Os índices calculados (Figura 6.26) mostram que a razão de verificação da previsão é baixa e não passa de 0,2 para o limiar de 0 mm, a probabilidade de acerto também é bastante limitada e é inferior a 0,5, o que significa que poucos eventos de precipitação foram previstos. O SR mostra relativa razão de sucesso, com valores em torno de 0,4, porém os falsos alarmes são altos, principalmente para os limiares mais altos, isso por causa da inabilidade do modelo de prever esses eventos com a intensidade e localização comparáveis à observação.



Figura 6.24 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.3: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.25 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 16/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.3.



Figura 6.26 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.3 para o dia 16/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

k) Sistema Convectivo B.4

Os campos apresentados na Figura 6.27 mostram que o modelo conseguiu simular as condições de escala sinótica que afetaram a gênese deste sistema. O padrão de circulação nos três níveis e as condições de umidade e temperatura em baixos níveis mostra-se bastante similares aos observados através da reanálise (Figura 5.22). O fluxo de norte, possivelmente influenciado pela circulação anticiclônica observada na retaguarda da ZCAS também está presente (Figura 6.27a). Contudo, apesar de ser possível identificar convergência em torno de 700 hPa, ela é bastante fraca (Figura 6.27e) e o perfil simulado difere do observado pela reanálise, onde a convergência é mais pronunciada e se estende da superfície até cerca de 550 hPa (Figura 5.22e).

Este sistema também se deslocou para o oceano (Figura 5.23b), e em relação à precipitação continental que pode ser associada ao evento, a análise mostra pouca concordância entre o campo simulado, que exibe uma distribuição mais uniforme e o campo observado, cuja precipitação se localiza próxima a costa litorânea (Figura 6.28). O valor médio de precipitação observada pela rede pluviométrica é de 11,5 mm e a simulada para o dia 31/01/03 as 12 UTC é de 5,4 mm. Os índices foram calculados apenas para o limiar de 0 mm (figura não mostrada), e indicam CSI de apenas 0,09, o que aponta baixíssima verificação da previsão, embora, o POD seja alto, ou seja, os eventos previstos foram efetivamente observados, a razão de sucesso é praticamente nula e o falso alarme máximo.


Figura 6.27 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.4: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.28 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 31/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.4.

I) Sistema Convectivo B.5

Os resultados do experimento numérico mostram que os campos simulados de geopotencial, vento, razão de mistura e temperatura (Figura 6.29) se assemelham àqueles obtidos a partir da reanálise do CPTEC (Figura 5.24). Embora o vento simulado seja menos intenso do que a reanálise, pode-se identificar o padrão de fluxos de norte e a circulação associada ao sistema frontal que convergem na região de gênese do sistema convectivo, assim como o jato subtropical ao sul do SC e a própria presença do cavado em 500 hPa a oeste do sistema (Figura 6.29a, b, c). O perfil simulado mostra durante a fase inicial do sistema, convergência em baixos níveis até cerca de 650 hPa (Figura 6.29e), similarmente ao observado através da reanálise (Figura 5.24e), contudo os valores do perfil simulado são mais pronunciados.



Figura 6.29 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.5: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (GPM) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

Este sistema apresentou um ciclo de vida de 34,5 horas, portanto, serão analisadas as precipitações dos dias 19 e 20/12/02, já que o sistema foi primeiramente detectado as 13:30 UTC do dia 18 e entrou em dissipação as 00 UTC do dia 20. A Figura 6.30 mostra a precipitação observada e simulada na área de atuação do sistema ao longo de sua vida. Os campos do dia 19 parecem mais semelhantes entre si (6.30a, c) inclusive quanto à distribuição dos máximos de precipitação do núcleo principal na Argentina. No dia 20 a estrutura principal se desloca para o sul do Brasil e Paraguai, e o modelo consegue prever esta parte da distribuição de precipitação, contudo, os núcleos menores mais ao sul não são previstos pela simulação (Figura 6.30b,d). Em relação aos valores médios, para o dia 19, a precipitação média observada foi de 39 mm contra 25 mm da simulação. Para o dia 20, a precipitação média observada foi de 33,6 mm e 11,6 mm para a simulação. Portanto, sob este aspecto a simulação teve melhor desempenho. Em relação aos índices (Figura 6.31), a simulação teve melhor desempenho na previsão da precipitação acumulada no dia 19/12. A razão de verificação da precipitação esteve acima e 0,5 para todos os limiares, excetuando-se o limiar de 50 mm, mas, mesmo neste caso o valor á bastante alto comparado a vários outros eventos analisados. O POD manteve-se alto, o que significa que grande parte das previsões foi efetivamente observada. A razão de sucesso mostra também valores acima de 0,5 para todos os limiares, e mesmo para o limiar de 50 mm, o SR continua em torno de 0,5. Conseqüentemente, o falso alarme foi baixo para todos os limiares. O BIAS variou de 1,5 a 1,1 para os limiares entre 0 a 10 mm, e foi em torno de 0,9 para os limiares de 20 a 50 mm, que mostra que para os limiares menores a simulação superestimou a ocorrência de precipitação, e para os limiares maiores, o modelo subestimou a ocorrência de precipitação.

Os índices calculados para o dia 20/12 também indicam boa performance do modelo, contudo, a dificuldade em prever as áreas de chuva localizados mais ao sul afetou a avaliação, principalmente para os limiares mais altos. Porém é notável que mesmo nessas condições a razão de sucesso (SR) supere o falso alarme para diversos limiares de análise. O BIAS neste caso também indica que o modelo superestimou a ocorrência de precipitação para os limiares mais baixos (valores entre 2 a 1,2 para os limiares de 0 a 5 mm), e para os limiares acima, o BIAS variou de 0,8 a 0,4, indicando subestimativa da previsão.



Figura 6.30 – Precipitação: (a) e (b) prevista; (c) e (d) observada nos dias 19 e 20/12/02 na área de atuação do sistema convectivo B.5.



Figura 6.31 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.5 para os dias: (a) 19/12/02; (b) 20/12/02. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

m) Sistema Convectivo B.6

Os campos resultantes da simulação numérica mostram que apesar dos vetores de vento apresentar menor intensidade (6.32a, b, c), quando comparados aos campos derivados da reanálise do CPTEC (Figura 5.26a, b, c), o padrão geral foi reproduzido pelo modelo, e aspectos como o fluxo de norte em baixos níveis na região de gênese do sistema, a presença de um cavado nos níveis médios a oeste do SC, e o posicionamento deste em relação ao jato subtropical podem ser identificados. Ainda que os gradientes do campo simulado de razão de mistura apresentem-se similares aos derivados da reanálise (Figura 5.26d), a temperatura em 850 hPa encontra-se ligeiramente inferior (Figura 6.32d). O perfil de divergência simulado também mostra boa concordância com a reanálise, embora o máximo esteja ligeiramente deslocado, ocorrendo em torno de 800 hPa no caso da simulação (Figura 6.32e), e em torno de 750 hPa no caso da reanálise (Figura 5.26e), as magnitudes da convergência são similares nos dois casos.

Conforme mostrado (Figura 5.27b), ao longo do seu ciclo de vida a trajetória do sistema seguiu do continente para o oceano, assim, apesar das 40,5 horas de duração, a análise da precipitação foi feita apenas para a primeira etapa, quando o sistema ainda se encontrava sobre a Argentina (Figura 6.33). De acordo com os dados observacionais, a média acumulada para o dia 17/01/03 na área foi de 17,1 mm, e pelo resultado da simulação, para o mesmo período e região a precipitação média foi de apenas 7,7 mm. Houve, portanto, uma grande discrepância entre os valores observados e previstos. E apesar da análise qualitativa mostrar que a precipitação foi prevista para a região, os índices (Figura 6.34) mostram baixa razão de verificação (CSI < 0,2). O POD mantém acima de 0,5, porém os falsos alarmes são altos para todos os limiares. Diferentemente ao observado na análise das simulações dos outros sistemas, neste caso, os índices foram melhores para os limiares mais altos de precipitação, ou seja, a previsão desses eventos mais intensos teve melhor desempenho. O BIAS indicou que o modelo superestimou a ocorrência de precipitação, e os valores variaram entre 7,9 a 2,5.



Figura 6.32 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.6: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.



Figura 6.33 – Precipitação: (a) prevista e (b) observada no dia 17/01/03 na área de atuação do sistema convectivo B.6.



Figura 6.34 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.6 para o dia 17/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

n) Sistema Convectivo B.7

A comparação com os campos obtidos a partir da reanálise (Figura 5.28) mostra que os resultados do modelo numérico (Figura 6.35) se assemelham às condições observadas durante a gênese deste sistema convectivo através da reanálise (Figura 5.28). Ainda que a magnitude do vetor de vento seja menor no caso simulado, as principais características foram capturadas pelo modelo, dentre elas o posicionamento do SC em relação ao sistema frontal no sul da Argentina e ao fluxo de norte em baixos níveis, as condições de umidade e temperatura em 850 hPa e o padrão ondulatório em médios e altos níveis. Também se observam semelhanças entre o perfil de convergência em baixos níveis, que no caso simulado se estende de 900 a 550 hPa, porém em menor magnitude (Figura 6.35e), e no caso da reanálise, se estende de 900 a 600 hPa com um máximo bastante destacado em 800 hPa (Figura 5.28e).

A precipitação associada a este sistema que perdurou por 44 horas é avaliada comparando-se os totais acumulados observados e previstos dos dias 20 e 21/01/03. A comparação mostra que apesar de haver certa correspondência entre as áreas de ocorrência de chuva, a localização e intensidade dos máximos não foi totalmente prevista pelo modelo (Figura 6.36). Em relação ao valor médio, no dia 20, foram observados em média 28,6 mm, e no dia 21, 23,8 mm. Por outro lado, a precipitação média prevista pela simulação, para esses dois dias foi de apenas 7,6 mm e 5,8 mm, respectivamente. O que evidencia a discrepância entre observação e previsão neste aspecto.

Com respeito aos índices (Figura 6.37a), conforme já indicado por essas análises prévias, a melhor performance é observada para os limiares mais baixos, assim para 0 mm, o CSI e o POD em ambos os dias mostram que há uma verificação razoável das previsões (CSI ~ 0,5) e que os eventos são quase todos efetivamente previstos (POD > 0,8). Os falsos alarmes são relativamente baixos, e similares à razão de sucesso (FAR = SR ~ 0,5) no dia 20. Para o dia 21 (Figura 6.37b), a razão de sucesso alcança valores superiores ao falso alarme, o que indica que no nível de avaliação chuva/não-chuva a simulação tem boa performance (SR > 0,5, FAR < 0,5). Para os limiares mais altos o desempenho do modelo se reduz, porém é interessante notar que para o dia 21, o razão de sucesso é maior do que o falso alarme para os limiares de 2 e 5 mm, e se iguala ao FAR para o limiar de 10 mm.



Figura 6.35 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.7: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

O BIAS para as os análises do dia 20 mostram que para os limiares de 0 (BIAS = 2), 2 mm (BIAS = 1,7) e 5 mm (BIAS = 1,2), a simulação superestima a ocorrência de precipitação e para os limiares de 10, 20 e 25 mm, ocorre o inverso, com índices de 0,7, 0,2 e 0,1, respectivamente. Algo semelhante se observa nas análises do dia 21, de modo que para o limiar de 0 mm (BIAS = 1,4) o modelo tende a superestimar a ocorrência de precipitação, para 2 mm, não há tendência (BIAS =1), para os limiares de 5, 10 e 20 mm a simulação tende a subestimar a ocorrência de precipitação, e os índices obtidos são 0,7, 0,4 e 0,1 respectivamente.

(c)

16

18

205

225

245

265

28

389

32

Precipitacao Observada Rede SALLJEX

20jan03 - 12Z

31//551//5431/5331/5231//501//4931/4831/4731//461//45

51.6

25.6

12,8

6.4

3.2

1.6

0.8

0.4

0.2 0.1

51.6

25 F

12.8

6.4

3.2

1.6

0.8

0.4

0.2

0.1





(b) Precipitacao WRF 21jan12Z - SC B.7



Figura 6.36 - Precipitação: (a) e (b) prevista; (c) e (d) observada nos dias 20 e 21/01/03 na área atuação do sistema convectivo B.7.



Figura 6.37 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.7 para os dias: (a) 20/01/03; (b) 21/01/03. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

o) Sistema Convectivo B.8

O sistema B.8 é aquele que apresentou maior ciclo de vida (55,5 horas) tendo sido inicialmente identificado no centro-leste da Argentina no dia 27/12/02 as 17 UTC. Os campos resultantes da simulação numérica (Figura 6.38) assemelham-se aos obtidos a partir da reanálise do CPTEC (Figura 5.29) e permitem identificar o fluxo de norte em baixos níveis que contribui para a gênese deste evento, o posicionamento deste em relação ao gradiente de umidade e temperatura em baixos níveis, e o padrão de fluxo em 500 e 200 hPa, dentre outros.

O perfil vertical mostra que a convergência ocorre entre 825 a 650 hPa com um máximo em torno de 750 hPa (Figura 6.38b), contudo, esta característica não concorda totalmente com o observado a partir da reanálise (Figura 5.30e) que mostra um perfil com magnitudes de convergência bem menores.

Para avaliar a precipitação relacionada a este sistema são considerados os totais pluviométricos dos dias 28, 29 e 30/12/02, este último foi incluído, pois apesar do sistema ter entrado em dissipação as 00:30 UTC do dia 30, como a rede pluviométrica totaliza a precipitação as 12 UTC, parte da chuva associada a este sistema convectivo acabou sendo computada no montante acumulado deste dia.



Figura 6.38 – Campos simulados pelo WRF no horário correspondente à fase inicial do SC B.8: (a), (b) e (c) Altura geopotencial (gpm) e vetores de vento (m/s), respectivamente em 850, 500 e 200 hPa; (d) razão de mistura de vapor d água (g/kg) e temperatura (K) em 850 hPa; (e) perfil de divergência do vento (10⁻⁵/s). O quadrado em preto indica a posição do centro de massa do SCM durante a fase INI.

A Figura 6.39 traz a precipitação prevista e observada na área de atuação do sistema de acordo com sua trajetória (Figura 5.31b). Observa-se que neste caso, as precipitações mais intensas parecem ter ocorrido nos dias 29 e 30, após o sistema ter atingido sua fase madura. A explicação para isto pode estar relacionada à passagem do sistema sobre o oceano (Figura 5.31b), e ao transporte de umidade e calor da região Amazônica ao longo do ciclo de vida deste SC que forneceram as condições termodinâmicas para a intensificação e manutenção do sistema. Os totais acumulados médios observados foram: 18,8 mm, 32,8 mm e 43,8 mm respectivamente, para os dias 28, 29 e 30/12/02. Em relação à simulação os valores médios foram bem menores: 5,9 mm, 23,4 mm e 19,1 mm, respectivamente, para os dias 28, 29 e 30/12/02. Os índices de avaliação mostrados na Figura 6.40 indicam que a simulação apresentou o pior desempenho no dia 28 e mesmo para o limiar de 0 mm, os indicadores mostram que a verificação da previsão é baixa (CSI < 0,2), embora a probabilidade de detecção seja relativamente alta (POD ~ 0,65), o falso alarme é quase máximo e como conseqüência a razão de sucesso muito baixa. Não se observam mudanças significativas na avaliação para os demais limiares de precipitação (Figura 6.40a). Nas simulações deste dia, o modelo tendeu a superestimar a ocorrência de precipitação (BIAS > 1) para os limiares de 0 a 10 mm, e para os limiares de 20 e 25 mm, o modelo subestimou a ocorrência de precipitação.

No caso das simulações do dia 29 (Figura 5.40b), o desempenho do modelo melhora sensivelmente e o CSI passa a ser maior ou em torno de 0,4 para os limiares de 0 a 25 mm, caindo para cerca de 0,25 para o limiar de 50 mm, o que era de se esperar em vista das diferenças nas magnitudes da precipitação prevista e observada. Os valores de POD mostram que boa parte da precipitação observada foi efetivamente prevista, e os valores decaem de 0,9 para o limiar de 0 mm a 0,5 para o limiar de 50 mm. Os índices de falsos alarmes são menores para as previsões deste dia, inclusive sendo inferior à razão de sucesso para os limiares de 2, 5 e 10 mm. Em relação ao BIAS, este índice mostrou valores entre 2 a 1,4 para todos os limiares analisados, indicando que a simulação superestimou a ocorrência de precipitação neste dia.

No dia 30 (Figura 6.40c), a simulação teve uma performance ainda melhor, com a razão de verificação atingindo os maiores valores de todos as previsões avaliadas neste estudo, alcançando quase 0,7 para o limiar de 0 mm, com POD superior a 0,9, falso alarme de 0,3 e razão de sucesso de 0,7. Isso significa que no nível de avaliação de chuva/não-chuva, o modelo para este caso foi altamente confiável. À medida que se

consideram limiares maiores, os índices mostram piora no desempenho, porém até mesmo no limiar de 25 mm, a razão de sucesso se mantém superior ao falso alarme. Segundo os valores de BIAS, a simulação superestimou a ocorrência de precipitação para os limiares de 0 a 5 mm (BIAS entre 1,3 a 1,1) e subestimou para os limiares mais altos (valores entre 0,9 a 0,2).



Figura 6.39 – Precipitação: (a), (b) e (c) prevista; (d), (e) e (f) observada nos dias 28, 29 e 30/12/02 na área de atuação do sistema convectivo B.7.



Figura 6.40 – Índices de avaliação de precipitação referentes à simulação do sistema B.8 para os dias: (a) 28/12/02; (b) 29/12/02; (c) 30/12/02. As legendas das curvas referentes a cada índice encontram-se no lado direito da figura.

6.2 Conclusões Parciais

O modelo numérico WRF 2.2 inicializado com as reanálises do CPTEC reproduziu bem as condições sinóticas e de mesoescala observadas na fase de geração dos sistemas convectivos noturnos. O campo de geopotencial simulado nos três níveis analisados permitiu identificar o padrão de ondas e os sistemas sinóticos presentes. Observou-se que em sete dos quinze SC's, ou seja, em 47% dos sistemas convectivos a magnitude dos vetores de vento tendeu a ser subestimado nas simulações, embora as direções dos fluxos presentes tenham sido bem representadas.

O campo de umidade e temperatura também se assemelha aos obtidos a partir das reanálises, porém em quatro simulações (27%) as temperaturas na região da gênese do sistema foram ligeiramente inferiores àquelas observadas na reanálise.

Em 67% dos eventos, o perfil médio de divergência simulado na área de gênese do sistema mostrou-se semelhante ao perfil obtido a partir da reanálise.

A comparação com a precipitação observada mostrou que em apenas quatro dos quinze SCM's houve boa concordância com a previsão. Destes quatro sistemas, apenas um faz parte do grupo de sistemas convectivos com ciclo de vida menor do que 24 horas, é o SC A.1, que teve sua formação associada a uma frente fria semiestacionária. Os outros três sistemas são o: B2, B5 e B8. Estes quatro sistemas têm em comum o fato de que as simulações reproduziram bem as condições ambientais observadas na fase de gênese, visto nos campos de geopotencial, vento, umidade e temperatura, além do perfil de convergência em baixos níveis.

Dos demais onze SCM's, eliminando os cinco eventos (SCM's: A.4, A.7, B.3, B.4 e B.6) que tiveram a avaliação da precipitação prevista prejudicada devido ao seu deslocamento para o oceano, observa-se que em três casos (SCM's: A.5, A.6 e B.1) a simulação não reproduziu o perfil de convergência em baixos níveis, ou o perfil de convergência foi menos pronunciado (SCM A.4), ou ainda houve concordância com a reanálise, indicando divergência em baixos níveis. Além disso, em três sistemas (SCM's A.2, A.3 e B.1) a temperatura em 850 hPa apresentou-se ligeiramente inferior, e em quatro eventos a magnitude do vetor de vento foi menor do que o observado pela reanálise (SCM's A.2, A.3, A.5, B.7).

Portanto, observa-se que o desempenho do modelo numérico depende da capacidade de reproduzir o melhor possível as condições ambientais observadas durante a gênese do sistema convectivo, por outro lado, quando as características sinóticas e de mesoescala que atuam como pré-condicionantes ou mecanismos de gatilho para a convecção são mais bem definidas tanto melhor é essa representação, como é o caso do SC A.1, que se formou em associação a um sistema frontal semi-estacionário, ou o SC B.2, cuja gênese teve influência direta de um JBN.

Os resultados das simulações mostram em geral uma deficiência na modelagem numérica em representar adequadamente as precipitações associadas aos SCM's. As análises mostram que os máximos de convergência em baixos níveis na fase de gênese dos sistemas convectivos parecem deslocados das posições dos seus centros de massa identificados pelo ForTraCC. Isso se observa tanto nos casos melhor simulados (Figura 6.41), como naqueles em que o desempenho do modelo foi mais deficiente (Figura 6.42).



Figura 6.41 – Campos de divergência do vento em 850 hPa (10⁻⁵/s) simulados pelo modelo WRF na fase inicial dos sistemas convectivos: (a) A.1; (b). B.2; (c) B.5 e (d) B.8. A posição do centro de massa do SC na sua fase de gênese é indicada pelo quadrado em preto.

Outra observação interessante é que sistemas com duração maior tendem a ser mais bem simulados. A Figura 6.43 mostra os índices CSI, POD, FAR e SR médios para o limiar de 0 mm para os grupos com ciclo de vida < 24 horas e ≥ 24 horas. Ainda que as diferenças entre as duas curvas não sejam muito elevadas, os resultados mostram que todos os índices indicam melhor desempenho na previsão da precipitação dos sistemas com ciclo de vida mais longo. Uma possível explicação pode estar relacionada à melhor caracterização das condições ambientais na fase de gênese dos sistemas de maior duração, o que contribui inclusive para sua manutenção por um tempo de vida maior. Convém observar que dos quatro SCM's cuja simulação teve melhor desempenho, três fazem parte deste grupo de ciclo de vida ≥ 24 horas.





Figura 6.42 – Campos de divergência do vento em 850 hPa (10⁻⁵/s) simulados pelo modelo WRF na fase inicial dos sistemas convectivos: (a) A.2; (b). A.3; (c) A.5; (d) A.6; (e) B.1 e (f) B.7. A posição do centro de massa do SC na sua fase de gênese é indicada pelo quadrado em preto.



Figura 6.43 – Índices de avaliação de precipitação referentes às simulações dos sistemas de acordo com o seu ciclo de vida.

7 Conclusão Geral e Sugestões para Trabalhos Futuros

7.1 Conclusão Geral

Neste estudo foram investigados os sistemas convectivos de mesoescala (SCM's) observados durante o experimento SALLJEX (Vera et al. (2006a). Estes SCM's foram identificados utilizando-se o esquema de rastreamento de nuvens ForTraCC (Vila et al., 2008) aplicado às imagens de satélite do canal infravermelho e as características ambientais ao longo do seu ciclo de vida foram avaliadas com os dados da reanálise especialmente elaborada para o período (Herdies et al, 2007). Esta reanálise também foi utilizada como condição inicial e de fronteira para as simulações numéricas com o modelo WRF (Skamarock et al., 2005). Uma análise inédita foi realizada a partir dos resultados do modelo lagrangeano Flexpart (Stohl e James, 2004, 2005) para identificar as fontes de umidade que contribuem para a gênese dos sistemas convectivos de mesoescala subtropicais sul-americanos.

A seguir são apresentados os principais resultados e na seqüência, um resumo geral.

7.1.1 Características Gerais dos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos

O período de análise foi caracterizado por uma condição de El Niño moderado a fraco e de acordo com a climatologia de Durkee e Mote (2009) a freqüência de CCM's esteve abaixo da média anual para a estação quente na região subtropical da América do Sul. Entretanto, em relação à variabilidade intra-sazonal, o verão de 2002-2003 (dezembro a fevereiro) estava sob o regime de monção, o que trouxe condições favoráveis a formação de sistemas convectivos no sudeste do continente sul-americano. Do ponto de vista sinótico a incursão de sistemas ocorreu dentro da normalidade.

Durante o período de análise (15/12/2002 a 15/02/2003), dos 163 SCM's, 74% ou seja, 120 SCM's tiveram sua gênese sobre o continente e 43 sobre o oceano. No continente foram identificadas três áreas preferenciais de formação de sistemas convectivos de mesoescala: no norte e centro da Argentina e sobre a região sul/sudeste do Brasil. No norte da Argentina a localização dos SCM's está relacionada principalmente com a região de saída do JBN em Santa Cruz de la Sierra. Na região central da Argentina a gênese dos sistemas está relacionada ao fluxo catabático dos Andes que pode criar regiões de convergência ao encontrar o fluxo de baixos níveis em escala sinótica, e ao jato do Chaco. No sul/sudeste do Brasil, a formação dos SCM's pode ter como possíveis

causas: a convergência noturna no vale do rio Paraná, o fluxo de umidade oceânica associado à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, as frentes frias e a (ZCAS). As áreas em que os SCM's continentais atingem sua fase madura não diferem muito daquelas em que elas são geradas. No entanto, a dissipação ocorre de forma mais espalhada, onde os SCM's tendem a perder sua configuração em latitudes mais baixas. Em relação ao oceano, as localizações preferenciais dos SCM's, no seu momento de formação, assemelham-se às áreas identificadas para formação de ciclones (Reboita, 2008): entre 25°S a 30°S, que correspondem a costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil; em torno de 35°S a 40°S, na desembocadura do rio da Prata no Uruguai; e ao sul de 45°S na costa sul da Argentina. Os SCM's oceânicos atingem sua fase madura geralmente mais a leste de sua área de gênese e a dissipação ocorre mais afastada do continente, com máximo centrado em 30°S, 36°W.

Embora os SCM's continentais sejam mais numerosos do que os oceânicos, a distribuição percentual dos sistemas de acordo com seu ciclo de vida, segue um comportamento semelhante nas duas regiões, com um decaimento no número de SCM's em função logarítmica (Laing e Fritsch, 1997). Apesar do ciclo de vida médio ser similar, eventos extremos de origem continental tendem a apresentar maior longevidade do que os oceânicos, o que concorda com observações de Nesbitt e Zipser (2003). Outra observação interessante é que os sistemas continentais e oceânicos com duração mais longa tendem a apresentar ciclo de vida noturno, o que sugere que esses apresentam características de CCM's (Maddox, 1980; Velasco e Fritsch, 1987, Durkee e Mote, 2009 e outros), tendo participação fundamental no regime de precipitação durante a estação quente (Durkee et al., 2009).

Outro aspecto que diferencia sistemas de origem continental e oceânica é o ciclo diurno de gênese, maturação e dissipação. Sistemas gerados sobre o continente tendem a ser mais afetados pelo aquecimento diurno, de modo que a maioria dos SCM's é formada entre 15 e 21UTC. A fase madura tende a ocorrer preferencialmente durante a noite e primeiras horas da manhã (21 a 06 UTC). A dissipação ocorre ao longo do dia, porém mais de 60% tende a perder suas características entre 00 e 12 UTC. Estes resultados concordam com aqueles obtidos por Velasco e Fritsch (1987), Laing e Fritsch (1997), Salio et al. (2007) e Durkee e Mote (2009), entre outros. No oceano Atlântico subtropical a gênese dos sistemas convectivos ocorre com maior freqüência entre 00 e 09 UTC, a fase madura dos SCM's é observada preferencialmente entre 03 e 09 UTC e a dissipação entre 03 e 18 UTC. Estas características também foram observadas por

Janowiak et al., 1994; Laing e Fritsch, 1997; Mapes e Houze, 1993; Machado et al. ,1992; Gray e Jacobson, 1977. Assim, o efeito do ciclo diurno de aquecimento da camada limite parece ser menos evidente para a formação dos SCM's oceânicos, o que pode ser explicado, pela relativa estabilidade na baixa troposfera sobre os oceanos que é pouco variável ao longo do dia (Gray e Jacobson, 1977; Chang et al., 1995) e também pela estabilização em decorrência da absorção de radiação solar devido às nuvens que tenderia a suprimir a convecção durante a tarde comparativamente ao período da madrugada (Randall et al., 1991).

Em relação aos parâmetros morfológicos derivados pelo ForTraCC, observa-se que apesar dos sistemas continentais alcançarem maior extensão horizontal do que os oceânicos, em ambos os casos, SCM's que apresentam maior extensão horizontal tendem a persistir por mais tempo. Além disso, desde o momento de gênese, as temperaturas mínimas médias são menores no topo dos SCM's que irão apresentar ciclo de vida maior. Outro indício do maior desenvolvimento dos sistemas continentais em relação aos oceânicos, é que as temperaturas mínimas são sistematicamente menores no topo dos SCM's gerados sobre o continente. Em relação à taxa de expansão da área do sistema convectivo, nota-se uma tendência de que sistemas com ciclo de vida mais longo apresentem taxas de expansão maiores nas primeiras horas do seu ciclo de vida do que os eventos com menor duração. Além disso, no continente o crescimento dos sistemas convectivos ocorre mais rapidamente do que no oceano, independente do ciclo de vida.

Sistemas convectivos subtropicais sul-americanos continentais e oceânicos tendem a se deslocar para leste desde sua gênese até sua dissipação, observou-se, contudo que os SCM's continentais apresentam sentido preferencial de deslocamento para nordeste (possivelmente por causa de sua associação com sistemas frontais Siqueira et al., 2005) e os oceânicos, para sudeste seguindo o padrão de deslocamento observado com os ciclones no hemisfério sul, observados no cinturão de fluxo de oeste (Taljaard, 1967). Dentre os SCM's continentais e oceânicos que se movem para oeste, o predomínio é de deslocamento no sentido noroeste nos dois casos. Observa-se que sistemas continentais e oceânicos com ciclo de vida mais longo tendem a apresentar maior deslocamento, sendo a velocidade média de deslocamento dos sistemas continentais em torno de 10 m/s e dos SCM's oceânicos, 13 m/s.

7.1.2 Fontes de Umidade Associadas à Gênese dos Sistemas Convectivos

No período analisado, a maior freqüência de JBN em Santa Cruz, foi observada as 18 e 00 UTC o que pode explicar em parte a formação dos sistemas convectivos no sudeste da América do Sul nesse período do dia. Ainda que do total de 120 sistemas convectivos continentais, menos de 30% sejam gerados em dias com JBN em Santa Cruz de la Sierra, não se pode ignorar a importância deste jato no transporte de umidade e calor das latitudes mais baixas para a gênese dos SCM's, pois nos períodos em que o JBN está presente, a média de formação de SCM's por dia é mais pronunciada (2,3 SCM's/dia) do que nos dias sem JBN (1,7 SC's/dia). O que concorda com as observações de Salio et al (2007). No oceano a formação dos sistemas é influenciada principalmente pela atuação de sistemas frontais e da ZCAS, o efeito do JBN neste caso é praticamente inexistente. Esta observação em relação à ZCAS e SCM's oceânicos pode estar refletindo as características da variabilidade intrasazonal do fluxo de umidade sugerido em estudos como Carvalho, Jones e Liebmann (2004).

As análises das retro-trajetórias das partículas de umidade mostraram que 68% dos sistemas convectivos continentais apresentam fontes de umidade ao norte de 20°S, e tem no Atlântico tropical norte e sul, região amazônica e Brasil central as principais regiões de origem. São sistemas convectivos predominantemente gerados na faixa entre 20°S e 25°S. Desse grupo, aqueles que se iniciam relativamente próximos à costa, têm no oceano Atlântico tropical e na região Nordeste do Brasil suas fontes de umidade, e não parecem ser particularmente afetados pelo JBN ou pela ZCAS. Ainda dentro desta faixa latitudinal, observa-se que sistemas cuja gênese ocorre em dias com atuação de ZCAS apresentam como regiões fontes de umidade o Atlântico tropical norte e sul, a região Amazônica e o Brasil central. Por outro lado, SCM's que se formam mais a oeste tendem a apresentar trajetórias das partículas de umidade seguindo um padrão de jato de baixos níveis, mesmo nos dias em que este não tenha sido identificado em Santa Cruz de la Sierra. Esta característica é observada também entre aqueles sistemas gerados ao sul de 25°S e que apresentam, além das latitudes mais baixas, contribuições de fontes de umidade do Pacífico subtropical (devido ao fluxo catabático dos Andes) e Atlântico subtropical (devido à circulação associada à Alta Subtropical e a presença de sistemas frontais e ZCAS).

Dos 32% de SC's continentais cujas fontes de umidade encontram-se ao sul de 20°S, o Pacífico e o Atlântico subtropicais, além da região continental constituem-se nas principais fontes de umidade. São sistemas cuja gênese ocorre predominantemente a

oeste de 52ºW e na faixa entre 28°S e 42°S e que sofrem os efeitos do fluxo catabático dos Andes. Para um subconjunto de SC's gerados ao sul de 35°S apenas o Pacífico subtropical foi identificado como sua principal fonte de umidade.

Cerca de 65% dos SCM's oceânicos apresenta fontes de umidade ao norte de 20°S, sendo o Atlântico tropical sul e a região Amazônica as principais regiões fornecedoras de umidade. Sistemas gerados a leste de 38°W e ao norte de 30°S tendem a apresentar o oceano Atlântico tropical sul como fonte de umidade predominante. Sistemas que se originam mais próximos ao continente apresentam como áreas fonte de umidade para sua gênese o Atlântico tropical sul e a região Amazônica. São sistemas que se formam principalmente durante períodos com ZCAS atuante, assim, a trajetória das partículas de umidade reflete esta condição. Há ainda, sistemas que além dessas fontes, recebem contribuições de latitudes mais altas como o Pacífico e Atlântico subtropicais. Estes SCM's tendem a apresentar ciclo de vida mais longo, possivelmente devido à maior disponibilidade de umidade.

Do grupo de sistemas oceânicos que apresentam em sua gênese, contribuições de fontes de umidade predominantemente ao sul de 20°S, com origem nos oceanos Pacífico subtropical e Atlântico subtropical e região continental, a maior parte têm sua origem ao sul de 35°S e a leste de 47°W. Embora a maioria seja gerada em ambiente com ZCAS, estes SC's não recebem contribuições de umidade tropical continental associada a esta zona de convergência. O que se observa é a existência de uma circulação anticiclônica possivelmente associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul, eventualmente reforçada pela região de alta pressão na retaguarda da ZCAS. Para um grupo reduzido de sistemas que se formam ao sul de 40°S e a oeste de 61°W o fluxo proveniente do Pacífico constitui-se na principal fonte de umidade. Neste caso, devido a sua proximidade da costa litorânea pode haver uma relação com a circulação do tipo brisa terrestre, ou mesmo, com a propagação dos distúrbios provenientes do Pacífico que se intensificam ao cruzar os Andes.

7.1.3 Características Dinâmicas e Temodinâmicas Associadas aos Sistemas Convectivos Subtropicais Sul-Americanos Noturnos de Origem Continental

Os sistemas convectivos noturnos apresentam ciclo de vida similar ao observado nos CCM's subtropicais observados por Velasco e Fritsch (1987): têm sua gênese durante a tarde e noite, atingem a fase madura durante o final da noite e manhã, e se dissipam preferencialmente no final da manhã e tarde.

Os fatores pré-condicionantes identificados na fase de gênese desses sistemas foram o aquecimento diurno da camada limite convectiva, o jato de baixos níveis, o cavado em 500 hPa e a circulação transversa. Sistemas frontais e o fluxo catabático dos Andes foram os mecanismos de gatilho identificados.

As análises mostram que a diferença dos SCM's com ciclo de vida mais longo (≥ 24 horas) é que estes tendem a ser gerados em um ambiente em que se identificam mais de um fator pré-condicionante e de gatilho atuando de forma conjunta.

Na fase inicial os valores de CAPE são similares e relativamente baixos para os sistemas de maior e menor duração, já o CINE dos sistemas de menor duração é mais intenso, o que significa que o disparo da convecção neste caso, depende de movimentos ascendentes mais fortes. A umidade e a convergência de fluxo de umidade são maiores para os sistemas de menor duração na fase inicial, porém há uma inversão nas fases madura e de decaimento, que pode explicar as diferenças na longevidade dos sistemas. O padrão de evolução do perfil vertical de divergência, principalmente aquele observado no caso dos sistemas com ciclo de vida \geq 24 horas, é similar ao obtido por Cotton et al. (1989), assim na fase INI observa-se convergência na camada inferior da atmosfera; na fase MAX essa camada de convergência se expande até os níveis médios e a divergência se estabelece em altos níveis; na fase FIM ainda se observa convergência até os níveis médios, porém em menor magnitude, e nos altos níveis permanece o padrão de divergência. A água precipitável é similar na fase inicial, porém nas demais fases é sistematicamente maior para os sistemas de maior duração, o que indica que maior liberação de calor latente. Prevalece instabilidade convectiva entre 1000 hPa e 600 hPa durante a fase inicial, com maior estratificação no caso dos sistemas de maior duração. O cisalhamento vertical do vento nos baixos níveis parece ser um dos diferenciais na fase inicial dos sistemas com duração \geq 24 horas.

7.1.4 Simulação Numérica dos Sistemas Convectivos Noturnos

O modelo numérico WRF 2.2 conseguiu reproduzir as condições sinóticas e de mesoescala observadas na fase de geração dos sistemas convectivos noturnos. Em 47% dos SCM's simulados observou-se que as direções dos fluxos foram bem representadas porem notou-se que uma tendência a subestimação da magnitude dos vetores de vento. Em 27% das simulações, as temperaturas na região da gênese do sistema foram ligeiramente inferiores àquelas observadas na reanálise.

Em apenas quatro dos quinze SCM's houve boa concordância entre a precipitação observada e a prevista. O fator comum destas simulações foi boa reprodução das condições ambientais da fase de gênese, observado através dos campos de geopotencial, vento, umidade e temperatura, e do perfil de convergência em baixos níveis.

Na simulação dos demais SCM's houve dificuldades em reproduzir o perfil de convergência em baixos níveis, e problemas com a temperatura em 850 hPa e a magnitude dos vetores de vento. Portanto, os resultados sugerem que o desempenho do modelo numérico depende da capacidade de reproduzir o melhor possível as condições ambientais observadas durante a gênese do sistema convectivo, por outro lado, quando as características sinóticas e de mesoescala que atuam como pré-condicionantes ou mecanismos de gatilho para a convecção são mais bem definidas tanto melhor é essa representação. Outro resultado interessante é que sistemas com duração maior tendem a ser mais bem simulados. Convém observar que dos quatro SCM's cuja simulação teve melhor desempenho, três fazem parte deste grupo de ciclo de vida ≥ 24 horas.

Um resumo dos principais resultados é apresentado a seguir:

- SCM's continentais são mais numerosos do que os oceânicos.
- O ciclo de vida médio dos sistemas é similar nas duas regiões, porém, eventos de duração mais longa são observados no continente.
- SCM's continentais também apresentam maior desenvolvimento vertical, e são mais afetados pelo ciclo diurno de aquecimento.
- O deslocamento preferencial é para leste, porém, os sistemas continentais tendem a seguir para nordeste e os oceânicos para sudeste.
- SCM's continentais ou oceânicos com maior duração apresentam temperatura de topo de nuvem mais baixa desde sua gênese, e taxa de expansão maior nas primeiras horas do seu ciclo de vida.
- Sistemas convectivos continentais e oceânicos noturnos apresentam ciclo de vida mais longo.
- As principais fontes de umidade para a gênese dos SCM's são o Atlântico tropical, região Amazônica e o Pacífico subtropical.
- O aquecimento diurno da camada limite convectiva, o jato de baixos níveis, o cavado em 500 hPa e a circulação transversa são os pré-

condicionantes identificados na formação dos SCM's continentais noturnos. Em relação aos mecanismos de gatilho, os principais fatores são os sistemas frontais e o fluxo catabático dos Andes.

- SCM's continentais noturnos com ciclo de vida mais longo são gerados em um ambiente em que atuam mais de um fator pré-condicionante e de gatilho.
- O cisalhamento em baixos níveis é mais intenso durante a gênese dos sistemas de maior duração, e o suprimento de umidade e a liberação de calor latente também são maiores durante a evolução destes SCM's.
- SCM's com ciclo de vida mais longo são gerados em um ambiente onde as características sinóticas e de mesoescala são mais bem definidas, assim são mais bem reproduzidas pelos modelos numéricos gerando previsões mais bem sucedidas.

7.2 Sugestões para Trabalho Futuros

Desde que os resultados do WRF mostram que mesmo no caso dos SCM's melhor simulados, os máximos de convergência em baixos níveis na fase de gênese dos sistemas convectivos parecem deslocados das posições dos seus centros de massa identificados a partir das imagens de satélite, uma das sugestões para trabalhos futuros é utilizar a posição do sistema convectivo indicada pelo ForTraCC para localizar e assimilar perfis verticais convectivos.

Outra sugestão é acoplar o ForTraCC ao modelo numérico utilizando as informações de propagação dos SCM's para localizar a convecção adequadamente nas simulações. Este acoplamento também poderá ser implementado no sentido oposto, utilizando-se as informações do modelo numérico quanto a localização do ambiente favorável à gênese de sistemas convectivos para subsidiar o ForTraCC a identificar a convecção com potencial para evoluir para um SCM.

Diante dos resultados promissores sugere-se estender a metodologia de análise para caracterizar os sistemas convectivos observados nas demais regiões da América do Sul, como o Nordeste e Norte do Brasil e a região costeira da Colômbia.

Sugere-se ainda aplicar a metodologia de identificação de fontes de umidade através do modelo lagrangeano Flexpart para análise da variação sazonal e interanual da origem da umidade para a gênese dos SC's subtropicais da América do Sul.

Referências Bibliográficas

Abdoulaev, S., A. Starostin e D.P. Casarin, 1994: Estudo Preliminar das Linhas de Instabilidade de Convecção Observadas no Rio Grande do Sul. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, **2**, 301-304.

Aceituno, P., 1988: On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505–524.

Anabor, V., D.J. Stensrud e O.L.L. de Moraes, 2008: Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3087-3105.

Anabor, V., D.J. Stensrud e O.L.L. de Moraes, 2009: Simulation of a Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Event over Southeastern South America Using Composite Initial Conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2144-2163.

Anderson, C.J. e R.W. Arritt, 1998: Mesoscale Convective Complexes and Persistent Convective Systems over the United States during 1992 and 1993. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 578-599.

Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, 173-265.

Arnaud, Y., M. Desbois e J. Maizi, 1992: Automatic Tracking and Characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 443-453.

Benetti, C.A.A. e M.A.F. Silva Dias, 1986: Análise da Performance dos Índices de Instabilidade como Previsores de Tempestades na Região de São Paulo. Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 20 a 24 de outubro, v. 2, 65-70.

Berbery, E.H. e E. Collini, 2000: Springtime Precipitation and Water Vapor Flux Convergence over Southeastern South America. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1328-1346.

Berbery, E.H., and V.R. Barros, 2002: The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630–645.

Bluestein, H.B. e M.H. Jain, 1985: Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall Lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.

Bluestein, H.B., 1993: Synoptic–Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II, Observations and Theory of Weather Systems, Oxford University Press, 594 pp.

Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.

Bonner, W.D., 1968: Climatology of the Low Level Jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833-850.

Carbone, R.E., 1982: A Severe Frontal Rainband. Part I: Stormwide Hydrodynamic Structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.

Carlson, T. N., 1991: Mid-latitude Weather Systems. London: Harper Collins, 512p.

Carvalho, L. M. V., e C. Jones, 2001: A Satellite Method to Identify Structural Properties of Mesoscale Convective Systems Based on Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE). *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1683-1701.

Carvalho, L.M.V., C. Jones e B. Liebmann, 2002: Extreme Precipitation Events in Southeastern and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **15**, 2377-2394.

Carvalho, L.M.V., C. Jones e B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108.

Cavalcanti, I.F., 1982: Um Estudo sobre Interações entre Sistemas de Circulação de Escala Sinótica e Circulações Locais. *Dissertação de Mestrado*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 121 pp.

Cavalcanti, I.F.A. e D. Herdies, 2004: Data Assimiliation Study using SALLJEX Data. *CLIVAR Exchanges*, n^o 9, International CLIVAR Project Office, Southhampton, Reino Unido, 23-24.

Chang, A.T.C., L.S. Chu e G. Yang, 1995: Diurnal Cycle of Oceanic Precipitation from SSM/I Data. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3371-3380.

Chapell, C.F., 1986: Quasi_Stationary Convective Events. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc., 289-310.

Chen, F. e J. Dudhia, 2001: Coupling an Advanced Land-Surface/Hydrology Model with the Penn State/NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Description and Implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.

Chen, S.-H. e W.-Y. Sun, 2002: A One-Dimensional Time Dependent Cloud Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 99-118.

Chen, S.S. e R.A. Houze Jr., 1997: Diurnal Variation and Life-Cycle of Deep Convective Systems over th Tropical Pacific Warm Pool. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **123**, 357-388.

Chou M.-D. e M.J. Suarez, 1994: Na Efficient Thermal Infrared Radiation Parameterization for Use in General Circulaton Models. NASA Tech. Memo. 104606, 3, 85pp.

Climanálise, 2002: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. INPE/CPTEC. Cachoeira Paulista (SP).

Climanálise, 2003a. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. INPE/CPTEC. Cachoeira Paulista (SP).

Climanálise, 2003b. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. INPE/CPTEC. Cachoeira Paulista (SP).

Clivar Exchanges, 2004. Clivar Exchanges nº 9, International CLIVAR Project Office, Southhampton, Reino Unido.

Corfidi, S. F., J. H. Merritt e J. M. Fritsch, 1996: Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Wea. Forecasting*, **11**, 41-46.

Cotton, W.R., M.-S. Lin, R.L. McAnelly e C.J. Tremback, 1989: A Composite Model of Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 765-783.

Cotton, W.R., R.L. George, P.J. Wetzel e R.L. McAnelly, 1983: A Long-Lasting Mesoscale Convective Complex. Part I: The Mountain-Generated Component. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1893-1918.

Donaldson, R.J., R.M. Dyer e R.M. Krauss, 1975: An Objective Evaluator of Techniques for Predicting Severe Weather Events. Preprints, *Ninth Conf. on Severe Local Storms*, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 321-326.

Doswell, C.A. e L.F. Bosart, 2001: Extratopical Synoptic-Scale Processes and Severe Convection. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, vol. **28**. N° 50, 27-69.

Doswell, C.A., 2001: Severe Weather Storms – An Overview. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, vol. **28**. N° 50, 1-26.

Drumond, A., R. Nieto, L. Gimeno, e T. Ambrizzi, 2008: A Lagrangian Identification of Major Sources of Moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *J. Geophys. Res.*, **113**, D14128, doi:10.1029/2007JD009547.

Dudhia, J., 1989: Numerical Study of Convection Observed During the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.

Duquia, C. G. e M. A. F. Silva Dias, 1994: Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do Rio Grande do Sul. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 610-612.

Durkee, J.D. e Mote, T.L., 2009: A Climatology of Warm-Season Mesoscale Convective Complexes in Subtropical South America. Int. J. Climatol., doi:10.1002/joc.1893.

Durkee, J.D., T.L. Mote, e J.M. Shepherd, 2009: The Contribution of Mesoscale Convective Complexes to Rainfall across Subtropical South America. *J. Climate*, **22**, 4590–4605.

ECMWF, 2002: IFS Documentation, editado por P. W. White, Reading, U.K. (Disponível em <u>http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/</u>)

Feidas, H. e C. Cartalis, 2001: Monitoring Mesoscale Convective Cloud Systems Associated with Heavy Storms with the Use of Meteosat Imagery. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 491-512.

Fels, S.B. e M.D. Schwarzkopf, 1975: The Simplified Exchange Approximation: A New Method for Radiative Transfer Calculations. J. *Atmos. Sci.*, **32**, 1475-1488.

Fernandez, J.P.R., M.F. Alonso, K.C. Lima, L.A. Silva e J.A.P. Veiga, 2006: Avaliação ds Simulações Numéricas de m Complexo Convectivo de Mesoescala sobre a América do Sul. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis (SC), 27 de novembro a 1 de dezembro.

Figueroa, S.N., P. Satyamurty e P.L.Silva Dias, 1995: Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573-1584.

Fogaccia, C.V.C, 2001: Análise de eventos de turbulência e cisalhamento do vento na área do aeroporto internacional de São Paulo/Guarulhos. Dissertação de Mestrado, Depto. de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, São Paulo (SP), 131 pp.

Forster, C., U. Wandinger, G. Wotawa, P. James, I. Mattis, D. Althausen, P. Simmonds, S.O'Doherty, C. Kleefeld, S. G. Jennings, J. Schneider, T. Trickl, S. Kreipl, H. Jäger e A. Stohl, 2001: Transport of boreal forest fire emissions from Canada to Europe, *J. Geophys. Res.*, **106**, 22887-22906.

Fritsch, J.M. e G.S. Forbes, 2001: Mesoscale Convective Systems. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, vol. **28**. N° 50, 323-357.

Gan, M. A., 1992: Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-5400-TDI/479, 225 pp.

Gandu, A.W. e J.E Geisler, 1991: A Primitive Equations ModelStudy of the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1822-1836.

García-Herrera, R., D. Barriopedro, E. Hernández, D. Paredes, J.F. Correoso, e L. Prieto, 2005: The 2001 Mesoscale Convective Systems over Iberia and the Balearic Islands. *Meteorol. Atmos. Phys*, **90**, 225-243. doi: 10.1007/s00703-005-0114-2.

Garreaud, R.D., and J.M. Wallace, 1997: The Diurnal March of Convective Cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3157-3171.

Gray, W.M. e R.W. Jacobson Jr., 1977: Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171-1188.

Grell, G.A. e D. Fvenyi, 2002: A Generalized Approach to Parameterizing Convection Combining Ensemble and Data Assimilation Techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29(14)**, article 1693.

Grimm, A.M., S.E.T. Ferraz e J. Gomes, 1998: Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *J. Climate*, **11**, 2863-2880.

Grimm, A.M., V.R. Barros e M.E. Doyle, 2000: Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *J. Climate*, **13**, 35-58.

Guedes, R. L. 1985: Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 89pp.

Herdies, D.L., A. da Silva, M.A.F. Silva Dias, R. Nieto Ferreira, 2002: The Moisture Budget of the Bimodal Patterno f the Summer Circulation over South America. *J. Geophys. Res.*, **107**, 42-1 – 42-10.

Herdies, D.L., V.E. Kousky, e W. Ebisuzaki, 2007: The Impact of High-Resolution SALLJEX Data on Global NCEP Analyses. *J. Climate*, **20**, 5765–5783.

Holton. J.R., 1992: Na Introduction to Dynamic Meteorology. Academinc Press. Harcourt Brace Jovanovich, 3^a ed., 510 pp.

Hong, S.-Y. e H.-L. Pan, 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.

Hong, S.-Y., J. Dudhia e S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.

Hoskins, B. J. e K. I. Hodges, 2005: A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, **18**, 4108-4129.

Hu, Q., e S. Feng, 2001: Climatic Role of the Southerly Flow from the Gulf of Mexico in Interannual Variations in Summer Rainfall in the Central United States. *J. Climate*, **14**, 3156-3170.

James, P., A. Stohl, C. Forster, S. Eckhardt, P. Seibert, e A. Frank, 2003: A 15-year climatology of stratosphere–troposphere exchange with a Lagrangian particle dispersion model: 1. Methodology and validation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8519, doi:10.1029/2002JD002637.

James, P., A. Stohl, N. Spichtinger, S. Eckhardt e C. Forster, 2004: Climatological Aspects of the Extreme European Rainfall of August 2002 and a Trajectory Method for Estimating the Associated Evapotative Source Regions. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, **4**, 433-746.

Janjic, Z.I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer and Turbulence Closure Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927-945.

Janjic, Z.I., 1996: The Surface Layer in the NCEP Eta Model. *Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction*, Norfolk, VA, 19 a 23 de agosto, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 354-355.

Janjic, Z.I., 2000: Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models. *J. Atmos. Sci.*, **57**, p. 3686.

Janjic, Z.I., 2002: Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model. *NCEP Office Note*, N° **437**, 61 pp.

Janowiak, J.E., P.A. Arkin e M. Morrissey, 1994: An Examination of the Diurnal Cycle in Oceanic Tropical Rainfall Using Satellite and In Situ Data. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2296-2311.

Janowiak, J.E., R.J. Joyce, e Y. Yarosh, 2001: A Real–Time Global Half–Hourly Pixel– Resolution Infrared Dataset and Its Applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 205–217.

Jirak, I.L., e Cotton, W.R., 2004: Environmental Precursors to Mesoscale Convective System Development. In: 11th Conference on Aviation, Range, and Aerospace and the 22nd Conference on Severe Local Storms Opening Remarks, Hyannis, MA, USA. Disponível em: < http://ams.confex.com/ ams/pdfpapers/81530.pdf >. Acesso em: 17/03/2009.

Jirak, I.L., e Cotton, W.R., 2007: Observational Analysis of the Predictability of Mesoscale Convective Systems. *Wea. and Forecast.*, **22**, 813-838.

Johnson, R.H. e B.E. Mapes, 2001: Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. *Meteorological Monographs*, American Meteorological Society, vol. **28**. N° 50, 71-122.

Jones, C. e L.M.V Carvalho, 2002: Active and Break Phases in the South America Monsoon System. *J. Climate*, **15**, 905-914.

Kain, J.S. e J.M. Fritsch, 1993: Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme. *The Representaton of Cumulus Convection in Numerical Models*, K.A. Emmanuel e D.J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc., 246 pp.

Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance on atmospheric circulation. *Meteorol. Monogr.*, **10** (32), 84.

Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 1069-1090.

Lacis, A.A. e J.E. Hansen, 1974: A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth-s Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.

Laing, A.G. e J.M. Fritsch, 1997: The Global Population of Mesoscale Convective Complexes. Q.J.R. Meteorol. Soc, **123**, 389-405.

Laing, A.G. e J.M. Fritsch, 2000: The Large_Scale Environments of the Global Populations of Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2756-2776.

Laprise, R., 1992: The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 197–207.

Lau, K.M. e J. Zhou, 2003: Anomalies of the South American Summer Monsoon Associated with 1997-99 El Niño-Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **23**, 529-539.

Legeckis, R. e A. L. Gordon, 1982: Satellite Observations of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Res.*, **29**, 375-401.

Liebmann, B., G.N. Kiladis, C.S. Vera, A.C. Saulo e L.M.V. Carvalho: 2004: Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **17**, 3829-3842.

Liebmann, B., G.N. Kiladis, J.A. Marengo, T. Ambrizzi e J.D. Glick, 1999: Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **12**, 1977-1991.

Lima, K.C., 2005: Descargas Elétricas Atmosféricas em Sistemas Convectivos de Mesoescala no Sul da América do Sul. *Dissertação de Mestrado*, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, RS, 118 pp.

Lima, M.A., 1986: Análise Objetiva em Mesoescala: a Rede de Observações e a Caracterização de Sistemas Organizados de Precipitação. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 166pp.

Lintner, B.R. e J.D. Neelin, 2009: Tropical South America/Atlantic sector convective margins and their relationship to low-level inflow. Submetido ao *J. Climate*.

Macedo, S.R., L.A.T. Machado, e D. Vila, 2004: ForTraCC – Previsão a Curto Prazo e Evolução dos Sistemas Convectivos. ForTraCC V1.1 – Guia do Usuário. 20pp.

Machado, L. A. T. e W.B. Rossow, 1993: Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3234-3260.

Machado, L.A.T., e H. Laurent, 2004: The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 714–725.

Machado, L.A.T., W.B. Rossow, R.L. Guedes e A.W. Walker, 1998: Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1630-1654.

Machado. L.A.T., M. Debois e J-Ph. Duvel, 1992: Structural Characteristics of Deep Convective Systems over Tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 392-406.

Maddox, R.A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374–1387.

Maddox, R. A., 1983: Large-scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475–1493.

Mapes, B.E. e R.A. Houze Jr, 1993: Cloud Clusters and Superclusters over the Oceanic Warm Pool. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1398-1415.

Marengo, J.A., M.W. Douglas e P.L. Silva Dias, 2002: The South American Low Level Jet East of the Andes During the 1999 LBATRMM and LBA-WET AMC Campaign. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8079, dói:10.1029/2001JD001188.

Marengo, J.A., T. Ambrizzi e W.R. Soares, 2009: Jato de Baixos Níveis ao Longo dos Andes. Tempo e Clima no Brasil, I.F.A. Cavalcanti, N.J. Ferreira, M.G.A.J. Silva e M.A.F.Silva Dias. Eds., Oficina de Textos, 463 pp.

Marengo, J.A., W.R. Soares, C. Saulo, e M. Nicolini, 2004: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *J. Climate*, **17**, 2261–2280.

Marengo. J.A. e W.R. Soares, 2002: Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP Reanalyses . Preprints, *VAMOS/CLIVAR/WRCP Conf. on South American Low-Level Jet*, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. (Disponível online em www-cima.at.fcen.uba.ar/sallj_conf_extabs.html)

Mathon, V. e H. Laurent, 2001: Life Cycle of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **127**, 377-406.
McBride, J.L. e W.L. Frank, 1999: Relationships Between Stability and Monsoon Convection. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 24-36.

Mechoso, C.R., A.W. Robertson, C.F. Ropelewski e A.M. Grimm, 2005: The American Monsoon Systems: an Introduction. In: THE GLOBAL MONSOON SYSTEM: RESEARCH AND FORECAST. C.-P. Chang, B. Wang and N.-C. G. Lau, Eds., WMO/TD n.1266–TMRP Report nº70, 197-206. (http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf)

Mellor, G.L. e T. Yamada, 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.

Menezes, W. F., 1997: Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais. Tese de Doutorado, Depto. de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, São Paulo (SP), 168 pp.

Miller, D. e J.M. Fritsch, 1991: Mesoscale convective complaxes in the Western Pacific Region. *Mon. Wea. Rev*, **119**, 2978-2992.

Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono e S.A. Clough, 1997: Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmosphere: RRTM, a Validate Correlated-K Model for the Long-Wave. *J. Geophys. Res.*, **102** (D14), 16663-16682.

Mohr, K.I. e E.J. Zipser, 1996: Mesoscale Convective Systems defined by their 85-GHz ice scattering signature: size and ntensity comparison over tropical oceans and continents. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2417-2437.

Morales, C.A., L.A.T. Machado e H. Laurent, 2002: Resultados Preliminares das Características Estruturais Tridimensionais dos SCM observados na Amazônia durante o Experimento LBA. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Brasil, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 3287-3305.

Morel, C., e S. Senesi, 2002: A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery I: Methodology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1953–1971

Mota. G.V., 2003: Characteristics of Rainfall and Precipitation Features Defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America. Tese de Doutorado, Universidade de Utah, Estados Unidos, 215 pp.

Murray, R. J., e I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data, I. Development and operation of the scheme, *Aust. Meteorol. Mag.*, **39**, 155-166.

Necco, G. V., 1982a: Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Ciclogenegis. *Meteorologica*, **13**(1), 7-19.

Necco, G. V., 1982b: Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Trayectorias y Desarrollos. *Meteorologica*, **13**(1), 21-34.

Nesbitt, S. W. e E.J. Zipser, 2003: The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. *J. Climate*, **16**, 1456-1475.

Newton, C.W. e H.R. Newton, 1959: Dynamical Interactions between Large Convective Clouds and Environment with Vertical Shear. *J. Meteor.*, **16**, 483-496.

Newton, C.W. e S. Katz, 1958: Movement of Large Convective Rain-Storms in Relation to Winds Aloft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 129-136.

Nicolini, M. e A.C. Saulo, 2000: Eta Characterization of the 1997-1998 Warm Season Chaco Jet Cases. Preprints of the 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Chile, 330-331.

Nicolini, M., A. C. Saulo, J.C. Torres e P. Salio, 2002: Enhanced Precipitation over Southeastern South America Related to Strong Low-Level Jet Events During Austral Warm Season. Meteorologica, **27**, 59-69.

Nicolini, M., AC. Saulo, J.C. Torres e P. Salio, 2002: Enhanced Precipitation over Southeastern South America Related to Strong Low-Level Jet Events During Austral Warm Season. *Meteorologica*, **27**, n° 1 e 2, 59-69.

Nicolini, M., P. Salio, G. Ulke, J.A. Marengo, M. Douglas, J. Pagle e E. Zipser, 2004: South American Low Level Jet Diurnal cycle and Three Dimensional Structure. *Clivar Exchanges*, **9**, 6-8.

Nieto Ferreira, R., T. M. Rickenbach, D.L. Herdies e L.M.V. Carvalho, 2003: Variability o South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January-March 1998 and 1999. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 961-973.

Nieto, R., L. Gimeno, D. Gallego, e R. Trigo, 2007: Contributions to the Moisture Budget of Airmasses over Iceland, *Meteorol. Z.*, **16**(1), 37–44.

Nieto, R., L. Gimeno, e R. Trigo, 2006: A Lagrangian Identification of Major Sources of Sahel Moisture, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18707, doi:10.1029/2006GL027232.

Nóbrega, R.S., E.P. Cavalcanti e E.P. Souza, 2005: Reciclagem de Vapor d'Água sobre a América do Sul Utilizando Reanálises do NCEP-NCAR. *Rev. Bras. Meteor.*, **20**, 253-262.

Nogués-Paegle, J. e K.C. Mo, 1997: Alternating Wet and Dry Conditions over South America During Summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.

Nogués-Paegle, J., L.A. Byerle e K.C. Mo, 2000: Intraseasonal Modulation of South American Summer Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 837-850.

Numaguti, A., 1999: Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1957-1972

Ooyama, K.V., 1990: A Thermodynamic Foundation for Modeling the Moist Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2580–2593.

Orlanski, I., 1975: A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.

Paulson, C.A., 1970: The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.

Pinto, I.R.C.A e O. Pinto Jr., 2003: Cloud-to-ground Lightning Distribution in Brazil. J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 65, 733-737.

Pinto, L.B. e C.R.J. Campos, 2007: Ambiente Sinótico e Perfis Verticais de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM). *Rev. Bras. de Geofísica*, **25**(1), 31-43.

Raia, A., and I.F.A. Cavalcanti, 2008: The Life Cycle of the South American Monsoon System. *J. Climate*, **21**, 6227–6246.

Randall, D., A. Harshvardan e D.A.Dazlich, 1991: Diurnal Variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 40-62.

Reboita, M. S.; R. P. da Rocha; T. Ambrizzi, 2005: Climatologia de Ciclones sobre o Atlântico Sul Utilizando Métodos Objetivos na Detecção destes Sistemas. In: IX CONGREMET, *Congresso Argentino de Meteorologia*, Buenos Aires, AR, Outubro 3-7, 2005.

Reboita, M.S., 2008: Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado. Depto. de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, São Paulo (SP), 294 pp.

Ropelewski, C.F. e M.S. Halpert, 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1625.

Ropelewski, C.F. e M.S. Halpert, 1989: Precipitation Patterns Associated with the High-Index Phase of the Southern Oscillation. *J. Climate.*, **2**, 268-28.

Rozante, 2008: Experimentos com o Modelo Regional Eta em Diferentes Configurações Durante o Período SALLJEX e Mecanismos de Mesoescala Associados ao Desenvolvimento de SCM. Tese de Doutorado, INPE, 207 pp.

Rozante, J.R. e I.F.A. Cavalcanti, 2008: Regional Eta Model Exeriments: SALLJEX and MCS Development. *J. Geophys. Res.*, **113**, D17106. Doi: 10.1029/2007JD009566.

Sakamoto, M.S., 2004: Análise da Relação entre a Divergência do Vento em Altos Níveis Estimada Via Satélite e a Precipitação Observada em Janeiro de 2004. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza (CE), 29 de agosto a 3 de setembro.

Sakamoto, M.S., L.A.T. Machado e T. Ambrizzi, 2008: Algumas Considerações sobre os Sistemas Convectivoc Observados Durante o SALLJEX. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo (SP).

Sakamoto, M.S., L.A.T. Machado, T. Ambrizzi, L. Gimeno, 2009: Life Cycle Analysis of the SALLJEX Convective Systems. Proceedings 9th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, American Meteorological Society e Australian Meteorological and Oceanographic Society, Melbourne, Austrália, 9 a 13 de fevereiro.

Sakamoto, M.S., R.P Rocha, T. Ambrizzi, L.A.T. Machado, 2007: WRF Model Simulation of an Intense Convective System Event over South America. Proceedings IUGG XXIV General Assembly, Perigua, Itália, 2 a 13 de julho. (http://www.iugg2007perugia.it/webbook/)

Sakamoto, M.S., R.P. Rocha, T. Ambrizzi, L.A.T. Machado, 2006: Simulação de Sistemas Convectivos Usando o Modelo WRF: Primeiros Experimentos. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis (SC), Sociedade Brasileira de Meteorologia, 27 de novembro a 1 de dezembro.

Sakamoto, M.S., T. Ambrizzi, G. Poveda, 2009: Life Cycle of Convective Systems over Western Colombia. Proceedings MOCA-09 IAMAS, IAPSO and IACS Joint Assembly, 19 a 29 de julho.

Salio, P., M. Nicolini e A.C. Saulo, 2002: Chaco Low-Level Jet Events Characterization During the Austral Summer Season. *J. Geophys. Res.*, **107(0)**, (dói: 10.1029/2001JD001315).

Salio, P., M. Nicolini, e E.J. Zipser, 2007: Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1290–1309.

Sanders, F. e J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the Bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.

Saulo, A.C., J. Ruiz e Y.G. Skabar, 2007: Synergism Between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. Mon. Wea. Rev., 135, 1310-1326.

Saulo, A.C., M. Nicolini e S.C.Chou, 2000: Model Characterization of the South American Low-Level Flow During the 1997-1998 Spring-Summer Season. *Climate Dyn.*, **16**, 867-881.

Schaefer, J. T., 1990: The Critical Success Index as an Indicator of Warning Skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.

Schwarzkopf, M.D. e S.B. Fels, 1991: The Simplified Exchange Method Revisited – An Accurate, Rapid Method for Computation of Infrared Cooling Rates and Fluxes. *J. Geophys. Res.*, **96**(D5), 9075-9096.

Scolar, J. e J.C. Figueiredo, 1990: Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 455-461.

Seidel, D.J., 2002: Water Vapor: Distribution and Trends. Encyclopedia of Global Environmental Change, John Wiley & Sons, Ltd.

Seluchi, M. E. A.C. Saulo, M. Nicolini e P. Satyamurty, 2003: The Northwestern Argentinean Low: A study of Two Typical Events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361-2378.

Seluchi, M. E., N. O. de Calbete e J. R. Rozante, 2001: Análisis de Un Desarrollo Ciclónico en la Costa Oriental de América Del Sur. *Rev. Bras. Meteor.*, **16**(1), 51-65.

Silva Dias, M.A.F. e E.A. Grammelsbacher, 1991: A Possível Ocorrência de Tornado em São Paulo no Dia 26 de abril de 1991: Um Estudo de Caso. *Rev. Bras. de Meteor.*, v. **6**, 513-522.

Silva Dias, M.A.F., 1987: Sistemas de Mesoescala e Previsão de de Tempo a Curto Prazo. *Rev. Bras. Meteor.*, **2**, 133-150.

Silva Dias, M.A.F., 1999: Storms in Brazil. *Storms*, R. Pielke Jr. e R. Pielke Sr., Ed., Routledge, 207-219.

Silva Dias, M.A.F., J.R. Rozante e L.A.T. Machado, 2009: Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul. *Tempo e Clima no Brasil*, I.F.A. Cavalcanti, N.J. Ferreira, M.G.A.J. Silva e M.A.F.Silva Dias. Eds., Oficina de Textos, 463 pp.

Silva Dias, P.L., J.P. Bonatti e V.E. Kousky, 1987: Diurnally Forced Tropical Tropospheric Circulation over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1465-1478.

Silva, A.E. e L.M.V. Carvalho, 2007: Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). *Atmospheric Research Letters*, **8**, 51-57. Doi: 10.1002/asl.150.

Silva, A.E., 2009: Variabilidade da Circulação e Transporte de Umidade no Regime de Monção da América do Sul. Tese de Doutorado, Depto. de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, São Paulo (SP), 137 pp.

Silva, G.A.M. e T. Ambrizzi, 2006: Inter-El Niño Variability and its impacto n the South American Low-Level Jet East of the Andes During Austral Summer – Two Case Studies. *Advances in Geosciences*, **6**, 283-287.

Silva, G.AM., T. Ambrizzi e J.A. Marengo, 2009: Observational Evidences on the Modulation of the South American Low Level Jet East of the Andes According the ENSO Variability. *Annales Geophysicae*, **27**, 645-657.

Sinclair, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*,**123**, 1601-1619.

Sinclair, M. R., 1996: Reply. Mon. Wea. Rev., 124, 2615-2618.

Siqueira, J.R. e L.A. T. Machado, 2004: Influence of the Frontal Systems on the Day-to Day Convection Variability over South America. J. Climate, 17, 1754-1766.

Siqueira, J.R., W.B. Rossow, L.A.T. Machado e C. Pearl, 2005: Structural Characteristics of Convective Systems over South America Related to Cold-Frontal Incursions. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1045-1064.

Skamarock, W., 2005: Why is there more than one dynamical core in WRF? A Technical Perspective. [http://www.mmm.ucar.edu/people/skamarock/one_core_2005.pdf]

Skamarock, W.C. e J.B. Klemp, 2007: A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *J. Computational Physics*, **227**, 3465-3485.

Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. *NCAR Technical note NCAR*/TN-468 + STR.

Spichtinger, N., M. Wenig, P. James, U. Platt e A. Stohl, 2001: Satellite detection of a continental-scale plume of nitrogen oxides from boreal forest fires. *Geophys. Res. Let.*, 28, 4579-4583.

Stensrud, D.J, J.W. Bao e T.T. Warner, 2000: Using Initial Condition and Model Physics Perturbations in Short-Range Ensemble Simulations of Mesoscale Convective Systems. Mon. Wea. Rev., 128, 2077-2107.

Stohl, A., C. Forster, e H. Sodemann, 2008: Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N–a tale of hurricanes and an atmospheric river, *J. Geophys. Res.*, **113**, D05102, doi:10.1029/2007JD009006.

Stohl, A., C. Forster, S. Eckhardt, N. Spichtinger, H. Huntrieser, J. Heland, H. Schlager, S. Wilhelm, F. Arnold, e O. Cooper, 2003: A Backward Modeling Study of Intercontinental Pollution Transport Using Aircraft Measurements, *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 4370, doi:10.1029/2002JD002862.

Stohl, A., e P. James, 2004: A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation, and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *J. Hydrometeor.*, **5**, 656–678.

Stohl, A., e P. James, 2005: A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part II: Moisture Transports between Earth's Ocean Basins and River Catchments. *J. Hydrometeor.*, **6**, 961–984.

Stohl, A., e P. Seibert, 1998: Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers. *Quart. J. Roy.Meteor. Soc.*, **124**, 1465–1484.

Stohl, A., e T. Trickl, 1999: A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30445–30462.

Sugahara, S., R.P. Rocha, M. L. Rodrigues, 1994: Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 573-577.

Taljaard, J. J., 1967: Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 973-987.

Thompson, G., R.M. Rasmussen e K. Manning, 2004: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part I: Description and Sensitivity Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519-542.

Trenberth, K.E., e C.J. Guillemot, 1998: Evaluation of the Atmospheric Moisture and Hydrological Cycle in the NCEP/NCAR Reanalyses. *Clim. Dyn.*, **14**, 213-231.

Uccelini, L.W. e D.R. Johnson, 1979: The Coupling of Upper- and Lower-Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703.

van Loon, H. A., 1965: Climatological Study of the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere during the IGY, Part I: July 1957 - 31 March 1958. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 479-491.

Velasco, I., e J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale Convective Complexes in the Americas, *J. Geophys. Res.*, **92**(D8), 9591–9613.

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C.B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogues-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M.A.F. Silva Dias, P.L. Silva Dias e E. Zipser, 2006a: The South American Low-Level Jet Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 63-77.

Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C.R. Mechoso, J. Nogues-Paegle, P.L.S. Dias, e C. Zhang, 2006b: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977-5000.

Vila, D.A., L.A.T. Machado, H. Laurent, e I. Velasco, 2008: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Wea. Forecasting*, **23**, 233–245.

Virji, H., 1981:A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. Mon. Wea. Rev., **109**, 596-610.

Wallace, M.J. e P.V. Hobbs, 1977: Atmospheric Science: An Introductory Survey. Academic Press, 467 pp.

Wang, W., D. Barker, C. Bruyère, J. Dudhia, D. Gill e J. Michalakes, 2004: WRF Version 2 Modeling Systems User's Guide. (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide/)

Webb, E.K., 1970: Profile Relationship: The Log-Linear Range, and Extension to Strong Stability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 67-90.

Weykamp, F.V. e T. Ambrizzi, 2006: The Role of the Low_level Jet East of the Andes in Extreme Rainfall Events over Southern South America. Proceedings 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguaçu (PR), Amer. Meteor. Soc., 1231-1234.

Wilhelmson, R.B. e J.B. Klemp, 1978: A Numerical Study of Storm Splitting that Leads to Long_lived Storms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1974-1986.

Williams, E. e N. Renno, 1993: An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 21–36.

Williams, M., e R.A. Houze, 1987: Satellite-Observed Characteristics of Winter Monsoon Cloud Clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 505-519.

Zhang, D.L. e J.M. Fritsch, 1988: A Numerical Simulation of a Convective Generated Inertially Stable, Warm Core Extratropical Mesovortex over Land. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2660-2687.

Zhou, J. e K.M. Lau, 1998: Does a Monsoon Climate Exist Over South America? *J. Climate*, **11**, 1020-1040.

Ziegler, C.L., 2002: Issues in Forecasting Mesoscale Convective Systems. *Storms*, editado por R. Pielke Jr. e R. Pielke Sr., Routledge Press, 26-42.

Zipser, E.J., 1982: Use of a Conceptual Modelo f the Life Cycle of Mesoscale Convective Systems to Improve Very-Short-Range Forecasts. *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 191-204.

Zipser, E.J., D.J. Cecil, C. Liu, S.W. Nesbitt, D.P. Yorty, 2006: Where are the Most Intense Thunderstorm on Earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1057-1071.

Zipser, E.J., P. Salio e M. Nicolini, 2004: Mesoscale Convective Systems Activity During SALLJEX and the Relationship with SALLJ. *CLIVAR Exchanges*, n^o 9, International CLIVAR Project Office, Southhampton, Reino Unido, 14-16.



Anexo A - Características Principais do Sistema WRF-ARW

O WRF integra equações Eulerianas totalmente compressíveis, não hidrostáticas (com opção de processamento hidrostático disponível) e conservativas para variáveis escalares, seguindo a filosofia de Ooyama (1990).

As variáveis prognósticas utilizadas pelo modelo são: velocidades zonal e meridional u e v, velocidade vertical w, temperatura potencial perturbada, geopotencial perturbado, pressão superficial (de ar seco) perturbado. Opcionalmente pode-se utilizar energia cinética turbulenta, e variáveis escalares como: razão de mistura de vapor d água, de chuva/neve, de água de nuvem/gelo.

A seguir são apresentadas as características principais do modelo. Maiores detalhes podem ser obtidos em Skamarock et al. (2005) e Skamarock e Klemp (2007).

Coordenada Vertical

O sistema de coordenadas verticais utilizado é denominado η . Entretanto, diferentemente da versão tradicional que emprega a pressão do nível médio do mar como base, este considera a pressão à superfície da Terra (Laprise, 1992). Assim, as equações do WRF são formuladas usando um sistema de coordenada vertical que segue a topografia e é definida por uma pressão (ou massa) hidrostática normalizada (Figura A.1):

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu_d \tag{A.1}$$

Onde:

$$\mu_d = p_{hs} - p_{ht}$$

 p_h é a componente hidrostática da pressão

 p_{hs} e p_{ht} se referem aos valores da componente hidrostática da pressão na superfície e no limite superior em uma atmosfera seca. Assume-se p_{ht} constante.

E, η decresce de 1, na superfície, a 0, no limite superior do domínio do modelo. Esta coordenada também é chamada de coordenada vertical de massa e assemelha-se a tradicional coordenada σ (onde, $\sigma = \frac{p_h}{p_{hs}}$) utilizada em modelos atmosféricos hidrostáticos.



Figura A.1 – Sistema η de coordenadas verticais adotado no WRF. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)

Equações Governantes

Utilizando a coordenada vertical definida anteriormente, as equações Eulerianas na forma de fluxo são escritas como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uu)}{\partial x} + \frac{\partial (Vu)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega u)}{\partial \eta} + \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} = F_U$$
(A.2)

$$\frac{\partial V}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uv)}{\partial x} + \frac{\partial (Vv)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega v)}{\partial \eta} + \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial y} = F_v$$
(A.3)

$$\frac{\partial W}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uw)}{\partial x} + \frac{\partial (Vw)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega w)}{\partial \eta} + \frac{g}{m} \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu_d \right] = F_w$$
(A.4)

$$\frac{\partial\Theta}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial(U\theta)}{\partial x} + \frac{\partial(V\theta)}{\partial y} \right] + m \frac{\partial(\Omega\theta)}{\partial \eta} = F_{\Theta}$$
(A.5)

$$\frac{\partial \mu_d}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right] + m \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0$$
 (A.6)

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu_d} \left[m^2 \left(U \frac{\partial \phi}{\partial x} + V \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + m\Omega \frac{\partial \phi}{\partial \eta} - gW \right] = 0$$
(A.7)

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial (Uq_m)}{\partial x} + \frac{\partial (Vq_m)}{\partial y} \right] + m \frac{\partial (\Omega q_m)}{\partial \eta} = F_{Q_m}$$
(A.8)

Desde que $\mu_d(x, y)$ representa a massa do ar seco por unidade de área dentro da coluna no domínio do modelo em (x, y), as variáveis na forma de fluxo são dadas por:

$$U = \frac{\mu_d u}{m}, V = \frac{\mu_d v}{m}, W = \frac{\mu_d w}{m}, \Omega = \frac{\mu_d \dot{\eta}}{m}, \Theta = \frac{\mu_d \theta}{m}$$

Onde: *m* é um fator de escala que segue o mapeamento das equações na esfera terrestre e é dado por:

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{DistânciaNaTerra}$$

As velocidades $\mathbf{v} = (u, v, w)$ são as velocidades físicas nas duas direções horizontais e uma direção vertical, respectivamente. $\omega = \dot{\eta}$ é a velocidade "vertical" transformada e θ é a temperatura potencial. $Q_m = \mu q_m$; $Q_m = Q_v, Q_c, Q_i, ...$ representa a massa de vapor d água, nuvem, precipitação, gelo, etc., e q_* , as respectivas razões de mistura. Também são definidas as variáveis não conservativas que aparecem nas equações governantes: $\phi = gz$ (geopotencial), p (pressão), e $\alpha = 1/\rho$ (volume específico). α_d é o volume específico para o ar seco, e α é o volume específico incluindo todas as espécies úmidas, ou seja, $\alpha = \frac{\alpha_d}{(1+q_v+q_c+q_i+\cdots)}$.

Para fechar o sistema, utiliza-se a relação diagnóstica para o volume específico (isto é, a relação hidrostática para o ar seco):

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha_d \mu_d \tag{A.9}$$

E a equação de estado para a atmosfera úmida:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta \left(1 + \left(\frac{R_d}{R_v} \right) q_v \right)}{p_0 \alpha_d} \right)^{\gamma}$$
(A.9)

 $\gamma = \frac{c_p}{c_v} = 1.4$ é a razão do calor específico para o ar seco

 R_d e R_v são as constantes do gás para o ar seco e vapor d água, respectivamente

 p_0 é uma pressão de referência (tipicamente 10⁵ Pascals)

 $F_U, F_V, F_W, F_{\theta}, F_{Q_m}$ representam os termos forçantes devido à física do modelo, mistura turbulenta, projeção esférica, rotação da Terra e umidade.

A atmosfera terrestre é fortemente estratificada e está em balanço hidrostático aproximado. Para reduzir os erros de truncamento no cálculo dos gradientes de pressão horizontal e de arredondamento no cálculo dos gradientes de pressão vertical e de empuxo, as equações governantes são reescritas usando variáveis de perturbação. Essas novas variáveis representam desvios em relação ao estado de referência que está em balanço hidrostático e é estritamente função da altura, *z*. Assim, $p = \overline{p}(\overline{z}) + p'$, $\phi = \overline{\phi}(\overline{z}) + \phi' = g\overline{z} + gz'$, $\alpha = \overline{\alpha}(\overline{z}) + \alpha'$ e $\mu_d = \overline{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$. Como as superfícies de coordenada η geralmente não são horizontais, os perfis de referência \overline{p} , $\overline{\phi}$ e $\overline{\alpha}$ são funções de (x, y, η) . No topo do modelo $(\eta = 0)$, $p(x, y, 0) = p_{ht} = \overline{p}(\overline{z})$ e p'(x, y, 0) = 0. E finalmente, as equações de momentum podem ser escritas como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uu)}{\partial x} + \frac{\partial (Vu)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega u)}{\partial \eta} + \left(\mu_d \alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + \mu_d \alpha' \frac{\partial \overline{p}}{\partial x} \right)
+ \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \left(\mu_d \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial p'}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} - \mu'_d \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) = F_U$$
(A.10)
$$\frac{\partial V}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uv)}{\partial x} + \frac{\partial (Vv)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega v)}{\partial \eta} + \left(\mu_d \alpha \frac{\partial p'}{\partial y} + \mu_d \alpha' \frac{\partial \overline{p}}{\partial y} \right)
+ \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \left(\mu_d \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \frac{\partial p'}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial y} - \mu'_d \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) = F_V$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + m \left[\frac{\partial (Uw)}{\partial x} + \frac{\partial (Vw)}{\partial y} \right] + \frac{\partial (\Omega w)}{\partial \eta}
+ \frac{g}{m} \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \left[\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \overline{\mu_d} (q_v + q_c + q_r) \right] + \frac{\mu'_d g}{m} = F_W$$
(A.12)

As equações de conservação de massa e geopotencial se tornam:

$$\frac{\partial \mu'_d}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right] + m \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0$$
 (A.13)

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} + \frac{1}{\mu_d} \Big[m^2 \Big(U \phi_x + V \phi_y \Big) + m \Omega \phi_\eta - g W \Big] = 0$$
(A.14)

E permanecem inalteradas as equações de conservação de temperatura potencial e umidade:

$$\frac{\partial\Theta}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial(U\theta)}{\partial x} + \frac{\partial(V\theta)}{\partial y} \right] + m \frac{\partial(\Omega\theta)}{\partial\eta} = F_{\Theta}$$
(A.15)

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial (Uq_m)}{\partial x} + \frac{\partial (Vq_m)}{\partial y} \right] + m \frac{\partial (\Omega q_m)}{\partial \eta} = F_{Q_m}$$
(A.16)

Por fim, no sistema perturbado, a relação hidrostática se torna:

$$\frac{\partial \phi'}{\partial \eta} = -\overline{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \tag{A.17}$$

Discretização Temporal

O WRF utiliza um esquema de integração por passos de tempo. Ondas lentas ou de baixa freqüência (de significância meteorológica) são resolvidas utilizando o esquema de integração temporal Runge-Kutta de 3^ª ordem (RK3). Os modos acústicos de alta freqüência são integrados com passos de tempo menores para manter a estabilidade numérica. O modo horizontal de propagação das ondas acústicas é resolvido com um esquema de integração do tipo *forward-backward* e, o modo vertical, com um esquema implícito utilizando o passo de tempo para ondas rápidas. A solução das ondas sonoras é aplicada como uma correção no RK3.

O esquema de Runge-Kutta de 3^a ordem integra um sistema de equações diferenciais usando uma formulação do tipo preditor-corretor. As variáveis são definidas como $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo como $\frac{\partial \Phi}{\partial t} = R(\Phi)$. O esquema de integração RK3 requer três passos para a solução avançar de $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t)$$
(A.18)

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*)$$
(A.19)

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R \left(\Phi^{**} \right) \tag{A.20}$$

Onde Δt é o passo de tempo do modo de baixa freqüência (corresponde ao passo de tempo do modelo). Apesar de ser denominado esquema Runge-Kutta de 3^a ordem, de fato, o esquema tem precisão de 3^a ordem apenas para equações lineares, para equações não-lineares o esquema é de 2^a ordem.

Para resolver as ondas sonoras, as equações governantes são integradas utilizando um passo de tempo menor, $\Delta \tau$, dentro do passo de tempo do RK3, Δt . As equações são novamente escritas na forma de perturbação, que são desvios do mais recente preditor de RK3. A eficiência do esquema de integração surge do fato de que Δt é muito maior do que $\Delta \tau$, de modo que a maior parte do custo computacional ocorre nos passos de tempo menos freqüentes do RK3 (Skamarock e Klemp, 2007).

Discretização Espacial

As equações do fluido atmosférico são escritas para um meio contínuo. Porém, este meio não pode ser devidamente representado através dos recursos computacionais que são inerentemente limitados.

Assim, o que é efetivamente resolvido espacialmente são aproximações discretas destas equações através de uma grade. No WRF a discretização espacial é realizada através de uma grade deslocada (*staggered*) do tipo C (Arakawa e Lamb, 1977). Este tipo de grade deslocada tem como vantagem evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Além disso, grades do tipo C permitem uma discretização do gradiente de pressão e termos de divergência através de um único intervalo de grade sem necessidade de qualquer cálculo de médias obtendo-se diferenças finitas com precisão de 2^a ordem.

Na Figura A.2, as velocidades normais são deslocadas meia grade das variáveis termodinâmicas. Os índices (i, j) para o plano horizontal e (i, k) indicam as localizações das variáveis onde $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$. μ , q_* são definidos nos pontos de massa (i, j); ϕ é definido no ponto w. As variáveis diagnósticas do modelo, a pressão p, o volume específico α são calculados nos pontos de massa (i, j). Os comprimentos horizontais de grade Δx e Δy são constantes na formulação do modelo (ou seja, $\Delta x = \Delta y$) e variações no comprimento da grade física associadas com as diversas projeções da esfera (Mercator, Lambert e Polar Estereográfica são as opções disponíveis nesta versão do modelo) são computadas através do fator de escala, m, definido anteriormente. O comprimento da grade vertical $\Delta \eta$ é especificado na inicialização do modelo e não é constante. Os valores de η podem ser definidas livremente, apenas considerando a

restrição de que η decresce monotonicamente entre a superfície ($\eta = 1$) e o topo do domínio do modelo ($\eta = 0$).

Enquanto na integração no tempo é utilizado Runge-Kutta de 3^ª ordem, os esquemas de advecção horizontal e vertical podem utilizar Runge-Kutta de 2^ª a 6^ª ordem.



Figura A.2 – Grades horizontal e vertical alternadas do tipo Arakawa-C. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)

A versão 2.2 do WRF suporta o aninhamento horizontal de grades. As grades aninhadas devem ser retangulares e alinhadas com a grade original (Figura A.3). Embora similar ao utilizado em outros modelos de mesoescala, no WRF, as grades aninhadas podem ser movidas ao longo do processamento. O WRF permite também que o fluxo das simulações com grades aninhadas ocorra em uma (*1-way*) ou duas direções (*2-way*). No modo *1-way* os resultados da grade maior são utilizados como condição de contorno para a grade aninhada. Assim, nos exemplos da Figura (2.12) o fluxo segue a direção $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$, em (a), e $1 \rightarrow 2$ e $1 \rightarrow 3$, no exemplo (b). No modo *2-way*, o fluxo é similar, porém, os pontos da grade maior que estão dentro da grade aninhada têm seus valores alterados para aqueles obtidos pela grade aninhada. A Figura A.4 mostra um exemplo de configuração de aninhamento em relação à grade Arakawa-C.



Figura A.3 - Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)



Figura A.4 – Exemplo de grade aninhada do tipo Arakawa-C, com razão entre tamanhos de grade de 3:1. (Adaptado de Skamarock et al., 2005)

Opções de Física do Modelo

A performance do modelo numérico depende também da boa representação dos processos físicos e suas interações. No âmbito da Meteorologia os processos que afetam as condições atmosféricas são: as trocas radiativas (na atmosfera, nas nuvens e na superfície terrestre); a convecção na troposfera; os mecanismos de atrito turbulento junto à superfície; as trocas turbulentas de calor (sensível e latente) e de vapor d'água, entre a superfície e a camada de atrito, no interior da camada limite, e entre esta e a atmosfera livre; as trocas de calor por condução e as trocas de umidade, observadas no solo; a evapotranspiração; a evaporação e a condensação de água associadas à formação de nevoeiro, neblina e geada; a microfísica das nuvens e a precipitação (chuva, neve ou granizo).

Devido a sua natureza (principalmente, a escala espacial e temporal em que são resolvidos), tais processos são usualmente parametrizados, ou seja, estima-se o efeito dos processos sub-grade na modificação dos valores ou tendências das variáveis efetivamente resolvidas pelas equações do modelo.

No WRF as categorias de física contempladas são: microfísica, parametrização cumulus, camada superficial, modelo solo-superfície, camada limite planetária, radiação.

Esta seção de física é isolada da dinâmica de integração numérica do modelo e sua inicialização é realizada antes do primeiro passo de integração. Esta inicialização inclui a leitura de dados para tabelas físicas ou o cálculo de *look-up tables* de funções. Cada módulo de física inclui uma rotina de inicialização para este propósito. Após esta

inicialização, estes módulos físicos e processos sub-grade como turbulência, são integrados dentro dos passos do esquema RK3. Porém, esses módulos não são necessariamente acionados com a mesma freqüência ou no mesmo passo de tempo do modelo.

Microfísica

Os esquemas de parametrização de microfísica resolvem os processos de condensação e evaporação no ar. Na versão 2.2 do WRF, estão disponíveis os seguintes esquemas:

- Kessler (Kessler, 1969): é um esquema simples de nuvem que inclui vapor d água, água de nuvem e chuva. Os processos microfísicos considerados são produção, precipitação e evaporação da chuva, acumulação e autoconversão da água de nuvem e produção de água de nuvem a partir da condensação.
- Purdue Lin (Chen e Sun, 2002): é um esquema indicado para o uso em pesquisas. Inclui seis classes de hidrometeoros (vapor d'água, água de nuvem, chuva, gelo de nuvem, neve e granizo). Este esquema inclui ajustes de saturação e sedimentação de gelo.
- WRF Single-Moment 3-Class (WSM3) (Hong et al., 2004): neste esquema utiliza-se uma versão diagnóstica para a concentração de gelo que é baseada no conteúdo de massa de gelo e não na temperatura. São incluídos três categorias de hidrometeoros: vapor, água/gelo de nuvem e chuva/neve.
- WSM5 (Hong et al., 2004): é similar ao WSM3. Contudo, considera cinco diferentes categorias de hidrometeoros: vapor, chuva, neve, gelo de nuvem e água de nuvem, e, portanto, permite a existência de água superesfriada, e a neve pode derreter gradualmente enquanto ela cai abaixo do nível camada de fusão.
- WSM6 (Hong et al., 2004): é uma extensão do esquema WSM5 e inclui o granizo e seus processos associados.
- Eta Ferrier: também conhecido como EGCP01, este esquema prevê variações no vapor d'água e condensação na forma de água de nuvem, chuva, gelo de nuvem, e gelo precipitante (neve/granizo/granizo mole). Hidrometeoros individuais são combinados em total condensado, e este, juntamente com o vapor d'água é

advectado no modelo. Informações das condições iniciais são armazenadas de modo que são extraídas informações sobre as contribuições de água de nuvem, chuva, gelo de nuvem e gelo precipitante. Informações adicionais estão disponíveis em http://meted.ucar.edu/nwp/pcu2/etapcp1.htm.

Thompson (Thompson et al., 2004): este esquema foi desenvolvido para melhorar a previsão de eventos de congelamento de precipitações para avisos de segurança na aviação. Utiliza funções espectrais para representar cada classe de hidrometeoro em um conjunto de equações explícitas. Utiliza representações simplificadas de um parâmetro para água de nuvem, chuva, neve, pelotas de gelo e uma função de dois parâmetros para gelo de nuvem.

Cumulus

Estes esquemas são responsáveis pelos efeitos sub-grade de nuvens convectivas e/ou rasas. De modo geral, os esquemas procuram representar os fluxos verticais devido aos movimentos ascendentes e descendentes dentro das nuvens e os movimentos compensatórios que ocorrem fora das nuvens. Eles operam somente nas colunas individuais onde o esquema é acionado e fornecem perfis de aquecimento e umidade. A parametrização cumulus é, teoricamente, válida em tamanhos de grade superiores a 10 km (não menores do que 5 km), onde eles são necessários para liberar calor latente numa escala de tempo realística na coluna convectiva. Os esquemas disponíveis na versão 2.2 do modelo são:

- Kain-Fritsch (Kain e Fritsch, 1993): utiliza um modelo de nuvem simples, com correntes de umidade ascendentes e descendentes e inclui microfísica simples e efeitos de troca com a atmosfera (entranhamento e desentranhamento). Este esquema foi formulado para assegurar a conservação de massa, energia térmica, umidade total e momento e considera que toda o CAPE é removido em um tempo de ajustamento.
- Betts-Miller-Janjic (Janjic, 1994, 2000): diferentemente do esquema de Betts-Miller, no qual foi baseado, nesta versão o período de convecção é variável e depende da eficiência da nuvem (parâmetro adimensional que caracteriza o regime de convecção), que, por sua vez, está sujeito às variações de entropia, precipitação e temperatura média da nuvem. Além disso, tem se procurado refinar o esquema para uso em resoluções horizontais mais altas.

Grell-Devenyi (Grell e Devenyi, 2002): são processados múltiplos esquemas de cumulus e variações, sendo devolvido para o modelo uma média desses resultados. Embora esses esquemas de nuvens sejam todos do tipo fluxo de massa, cada um possui características próprias de parâmetros de entranhamento e desentranhamento, e eficiências de precipitação. Estes diferentes controles estáticos são combinados com diversos controles dinâmicos baseados em CAPE, velocidade vertical em baixos níveis, convergência de umidade ou gatilho para convecção. Tipicamente, o ensemble utiliza 144 membros.

Camada Superficial

Esquemas de camada superficial resolvem o atrito e os fluxos de calor, de quantidade de movimento e de vapor d'água na camada junto ao solo. Os esquemas de parametrização de camada superficial fornecem informações de estabilidade, e não de tendências. Dois esquemas estão disponíveis:

- Teoria da Similaridade (MM5): utiliza diversas funções de estabilidade (Paulson, 1970; Dyer e Hicks, 1970) e Webb, 1970) para calcular os coeficientes superficiais de troca de calor, umidade e momentum. Por suas características, este esquema deve ser processado com conjunto com os esquemas de camada limite planetária MRF (Medium Range Forecast Model) ou YSU (Yonsey University).
- Teoria de Similaridade (Eta) (Janjic, 1996, 2002): baseia-se na teoria de similaridade de Monin e Obukhov e inclui parametrizações de uma sub-camada viscosa, que são tratadas distintamente sobre a água e sobre o continente. Os fluxos de superfície são calculados de forma iterativa. Este esquema deve ser processado juntamente com o esquema de camada limite planetária Eta (Mellor-Yamada-Janjic).

Modelo de Solo-Superfície

Estes esquemas resolvem as trocas de calor e de água no interior do solo. Estes modelos utilizam as informações atmosféricas do esquema de camada superficial, a forçante radiativa do esquema de radiação e a forçante de precipitação dos esquemas de microfísica e convecção juntamente com informações das variáveis do estado da terra e propriedades terra-superfície para estimar fluxos de calor e umidade sobre pontos de grade no continente e sobre o mar/gelo. Não há interação horizontal entre pontos de grade vizinhos, portanto, pode-se considerar que há um modelo de coluna unidimensional em cada ponto de grade do WRF. Três esquemas estão disponíveis:

- 5-Layer Thermal Diffusion: baseia-se no modelo de temperatura de solo do MM5, e considera as camadas de 1, 2, 4, 8 e 16 cm de profundidade. O balanço de energia inclui radiação e fluxos de calor sensível e latente. A cobertura de neve pode ser incluída, porém, é considerada constante, assim como a umidade do solo que depende de constantes de uso de solo e estação do ano. O efeito da vegetação não é tratada explicitamente.
- Noah LSM: sucede o esquema de Chen e Dudhia (2001). É um modelo de quatro camadas de temperatura do solo e umidade, que inclui a umidade do dossel e previsão de cobertura por neve. É um esquema mais sofisticado que inclui evapotranspiração, drenagem de solo, runoff, categorias de vegetação, fração mensal de vegetação e textura de solo. O esquema fornece os fluxos de calor sensível e latente para o esquema de camada limite planetária, prevê gelo no solo, efeitos de cobertura de neve e considera propriedades de emissividade.
- Rapid Update Cycle (RUC): este esquema é utilizado operacionalmente pelo modelo de mesmo nome RUC (Smirnova et al, 1997, 2000). Possui seis camadas sub-solo e duas camadas de neve. O modelo considera processos de congelamento de solo, neve irregular, variações na densidade e temperatura da neve, efeitos de vegetação e água do dossel.

Camada Limite Planetária

A camada limite planetária é responsável pelos fluxos verticais sub-grade devido aos transportes turbulentos em toda a coluna atmosférica, não somente na camada limite. Os fluxos na superfície são fornecidos pelos esquemas de camada superficial e solo-superfície. O esquema de camada limite determina os perfis de fluxo dentro da camada limite, que é bem misturada, e a camada estável, e então fornece as tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momentum horizontal em toda a coluna atmosférica. Os esquemas disponíveis são:

- Medium Range Forecast Model (MRF) (Hong e Pan, 1996): este esquema emprega o fluxo contra-gradiente para calor e umidade em condições instáveis. Utiliza coeficientes de fluxo vertical realçados na camada limite, e a altura desta é determinada a partir do número de Richardson volumétrico. Ele cuida da difusão vertical com um esquema local implícito, baseado no valor local do número de Richardson da atmosfera livre.
- Yonsei University (YSU): considerado a próxima geração do esquema MRF, o YSU complementa o anterior com um tratamento explícito da camada de entranhamento no topo da camada limite planetária.
- Mellor-Yamada-Janjic (MYJ): este esquema inclui parametrização da turbulência na camada limite planetária e na atmosfera livre e é uma implementação do fechamento do modelo de turbulência de Mellor-Yamada Nível 2.5 (Mellor e Yamada, 1982).

Radiação

Os esquemas de radiação resolvem as trocas radiativas de onda longa (infravermelho) e de onda curta (visível e comprimentos de onda espectrais vizinhos), levando em conta os processos de absorção, reflexão e espalhamento na atmosfera e superfícies. Dentro da atmosfera, a radiação responde às distribuições de nuvens e vapor d'água, assim como às concentrações de gases como o dióxido de carbono e ozônio. Todos os esquemas de radiação do WRF são uni-dimensionais, assim, cada coluna é tratada independentemente. As opções para onda longa são:

- Rapid Radiative Transfer Model (RRTM): é similar ao utilizado no modelo MM5, e baseia-se em Mlawer et al. (1997). O esquema usa tabelas Pré-determinadas para representar processos de onda longa devido ao vapor d'água, ozônio, CO2, considerando também a profundidade ótica da nuvem.
- Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL): este esquema segue um método de troca simplificado com cálculos sobre bandas espectrais associados com dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio (Fels e Schwarskopf (1975), Schwarzkopf e Fels (1991)).

Para as ondas curtas:

- Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL): é uma versão do esquema de parametrização de Lacis e Hansen(1974). São considerados os efeitos do vapor d'água, ozônio e dióxido de carbono. E os cálculos de onda curta são feitos usando ângulo zenital solar médio sobre intervalos de tempo fornecidos pela freqüência de acionamento do esquema de radiação. Assim como no caso de ondas longas, a sobreposição das nuvens é feita aleatoriamente.
- MM5 (Dudhia): baseia-se em Dudhia (1989) e é similar ao utilizado no MM5. Possui uma integração simples do fluxo solar descendente, considera espalhamento para céu claro, absorção por vapor d'água e albedo e absorção por nuvem.
- Goddard: baseia-se em Chou e Suarez (1994). Possui 11 bandas espectrais e considera componentes de radiação difusa e direta. Perfis climatológicos são considerados para o ozônio.

Também foram incorporados esquemas de radiação de onda longa e curta do modelo CAM.

Anexo B – Resultados da Determinação do Jato de Baixos Níveis

A seguir são apresentadas tabelas com os resultados do Capítulo 2, item 2.10.1, sobre a determinação do jato de baixos níveis.

Dia e Hora		CPTEC 18°S 63°W	NCEP 17,5°S 62,5°W	CPTEC 17°S 64°W	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível exato)	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível médio)
15dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
16dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
17dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z					
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
18dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z					
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
19dez02	00Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z	JBN	JBN			
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
20dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
21dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z					
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
22dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z					
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
23dez02	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem

Tabela B.1 – Determinação do JBN para o período de 15/12/02 a 31/12/02

	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
24dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
25dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
26dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
27dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
28dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
29dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z			JBN	JBN
	12Z		JBN	Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
30dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem
31dez02	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z			Sondagem com problemas	Sondagem com problemas
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z			Sem sondagem	Sem sondagem

Dia e Hora		CPTEC 18°S 63°W	NCEP 17,5°S 62,5°W	CPTEC 17°S 64°W	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível exato)	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível médio)
01jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
02jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
03jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z		JBN		Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
04jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
05jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
06jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
07jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
08jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18Z				Sem sondagem	Sem sondagem
09jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
10jan03	00Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem

Tabela B.2 – Determinação do JBN para o período de 01/01/03 a 31/01/03

	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
11jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
12jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
13jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
14jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
15jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sondagem com problemas	Sondagem com problemas
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
16jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					JBN
17jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN				
18jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
19jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN		JBN		
20jan03	00Z	JBN	JBN		Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z		JBN			
	12Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN		JBN		
21jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					

	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN				
22jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z	JBN		JBN	JBN	
23jan03	00Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z	JBN	JBN	JBN	Sondagem com problemas	Sondagem com problemas
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
24jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z					
	18z					
25jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
26jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
27jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				Sem sondagem	Sem sondagem
28jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
29jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
30jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					
31jan03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z					
	12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
	18z					

01fev03002ImageSem sondagemSem sondagem06ZJBNJBNJBNSem sondagemSem sondagem12ZJBNImageJBNSem sondagemSem sondagem02fev03002ImageSem sondagemSem sondagem06ZImageImageSem sondagemSem sondagem12ZImageImageSem sondagemSem sondagem12ZImageImageSem sondagemSem sondagem18zImageImageSem sondagemSem sondagem06ZImageImageSem sondagemSem sondagem18zImageImageSem sondagemSem sondagem18zImageImageSem sondagemSem sondagem04fev0300ZImageSem sondagemSem sondagem18zImageImageSem sondagemSem sondagem18zImageImageSem sondagemSem sondagem05fev0300ZImageImageSem sondagem18zImageImageImageSem sondagem18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImageImageImageImage18zImage<	Dia e Hora		CPTEC 18°S 63°W	NCEP 17,5°S 62,5°W	CPTEC 17°S 64°W	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível exato)	Radiossonda 17,39°S 63,77°W (nível médio)
NoteNoteNoteNoteNoteNote122JBNInternationalJBNSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem02fev03002InternationalSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem062InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem182InternationalSem sondagemSem sondagemSem sondagem04fev03002InternationalSem sondagemSem sondagem182InternationalInternationalSem sondagemSem sondagem182International	01fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
122JBNJBNSem sondagemSem sondagem18zControlJBNJBNSem sondagem06ZControlSem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZControlControlSem sondagemSem sondagem18zControlSem sondagemSem sondagemSem sondagem03Fv0300ZControlSem sondagemSem sondagem04E06ZControlSem sondagemSem sondagem04E06ZControlSem sondagemSem sondagem18zControlSem sondagemSem sondagemSem sondagem18zControlSem sondagemSem sondagemSem sondagem04Ev0300ZControlSem sondagemSem sondagem18zControlSem sondagemSem sondagemSem sondagem18zSem sondagemSem sondagemSem so		06Z	JBN		JBN		
18z18z18z18z18zSem sondagemSem sondagem06Z06Z06Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem12Z12Z12CSem sondagemSem sondagemSem sondagem03Fv0300Z00Z12CSem sondagemSem sondagem04E06Z12CSem sondagemSem sondagem12Z12Z12CSem sondagemSem sondagem12Z12Z12CSem sondagemSem sondagem18z12Z12CSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z12Z12Z		12Z	JBN		JBN	Sem sondagem	Sem sondagem
02fev03002emsem sondagemSem sondagem062Sem sondagemSem sondagem122Sem sondagemSem sondagemSem sondagem03fev03002Sem sondagemSem sondagem062Sem sondagemSem sondagem122Sem sondagemSem sondagem132Sem sondagemSem sondagem142Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagemSem sondagem04fev03002Sem sondagem062Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagemSem sondagem05fev03002Sem sondagem182Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagemSem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagem182Sem sondagem182Sem sond		18z				JBN	
06206206206306406406506	02fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12Z12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z18z18zSem sondagemSem sondagem06Z18z18zSem sondagemSem sondagem12Z18z18zSem sondagemSem sondagem18z18z18zSem sondagemSem sondagem04fev0300Z18zSem sondagemSem sondagem18z19Z19ZSem sondagemSem sondagem12Z19Z19ZSem sondagemSem sondagem18z19Z19ZSem sondagemSem sondagem18z19Z19Z19ZSem sondagem18z19Z19Z19ZSem sondagem18z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z19Z <t< td=""><td></td><td>06Z</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></t<>		06Z					
18z18z18z18z18z18z18zSem sondagemSem sondagem06Z12Z12ZSem sondagemSem sondagemSem sondagem12Z18z100Sem sondagemSem sondagem04fev0300Z102Sem sondagemSem sondagem04fev0300Z102Sem sondagemSem sondagem04fev0300Z102Sem sondagemSem sondagem12Z12ZSem sondagemSem sondagem12Z12ZSem sondagemSem sondagem05fev0300Z12ZSem sondagemSem sondagem12Z12Z102Sem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagem06fev0300Z12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagem12Z12Z12ZSem		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
03fev0300ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem06ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagemSem sondagem18ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagemSem sondagem04fev0300ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem06ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem13ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem05fev0300ZImage: sem sondagemSem sondagem12ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem13ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem13ZImage: sem sondagemSem sondagemSem sondagem<		18z					
062062120120120Sem sondagemSem sondagem182182182182Sem sondagemSem sondagem04fev03002182182Sem sondagemSem sondagem122122190Sem sondagemSem sondagem182182190Sem sondagemSem sondagem182190190Sem sondagemSem sondagem05fev03002190190Sem sondagem122190190Sem sondagemSem sondagem182190190Sem sondagemSem sondagem06fev03002190190Sem sondagem182190190Sem sondagemSem sondagem	03fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12Z12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z18z18z18zSem sondagemSem sondagem04fev0300Z18z18zSem sondagemSem sondagem12Z18z18zSem sondagemSem sondagemSem sondagem05fev0300Z18z18zSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagemSem sondagem12Z12Z12ZSem sondagemSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZSem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300Z18zInternetSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZInternetSem sondagemSem sondagem18z12Z12ZInternetSem sondagemSem sondagem18z18z18zInternetSem sondagemSem sondagem18z18z18z18zSem sondagemSem sondagem		06Z					
18z18z18z18z18z18zSem sondagemSem sondagem06Z06Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem12Z06Z00ZSem sondagemSem sondagem18z00Z00ZSem sondagemSem sondagem05fev0300Z00ZSem sondagemSem sondagem12Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem12Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem18z06ZSem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImageImageSem sondagemSem sondagem06Z12ZImageImageSem sondagemSem sondagem18z12ZImageImageSem sondagem18z12ZImageImageSem sondagem18z12ZImageImageSem sondagem18z12ZImageImageImage18z12ZImageImageImage18z12ZImageImage<		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
04fev0300ZSem sondagemSem sondagem06ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem05fev0300ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem05fev0300ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem06ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem		18z					
06Z06	04fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12Z12ZSem sondagemSem sondagem18zImage ConstraintsSem sondagemSem sondagem05fev0300ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagem06ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage ConstraintsSem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagem06ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZImage ConstraintsSem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage ConstraintsImage ConstraintsSem sondagemSem sondagem18zImage ConstraintsImage ConstraintsSem sondagemSem sondagem18zImage ConstraintsImage ConstraintsImage ConstraintsSem sondagem18zImage ConstraintsImage ConstraintsImage ConstraintsImage Constraints18zImage ConstraintsImage ConstraintsImage ConstraintsImage Constraints		06Z					
18z18z18z18z18z18z05fev0300Z00ZSem sondagemSem sondagem06Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem18z00ZSem sondagemSem sondagem06fev0300ZSem sondagemSem sondagem06Z12ZSem sondagemSem sondagem18z12ZSem sondagemSem sondagem18z12ZSem sondagemSem sondagem18z18zImageSem sondagem		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
05fev0300ZSem sondagemSem sondagem06Z06ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem12ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagemSem sondagem06fev0300ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem06fev0310ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem06fev0310ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem12ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem18ZImage: Constraint of the sem sondagemSem sondagem		18z					
06Z06Z06Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem12Z0600Z00Z00ZSem sondagemSem sondagem06fev0300Z00Z00ZSem sondagemSem sondagem06Z06Z06ZSem sondagemSem sondagem12Z12ZSem sondagemSem sondagem18z18z18z18z18z	05fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12ZSem sondagemSem sondagem18zImage: Sem sondagemSem sondagem06fev0300ZSem sondagemSem sondagem06ZImage: Sem sondagemSem sondagemSem sondagem12ZImage: Sem sondagemSem sondagemSem sondagem18zImage: Sem sondagemSem sondagemSem sondagem		06Z					
18z18z18z18z06fev0300ZSem sondagemSem sondagem06Z12ZSem sondagemSem sondagem18z18zSem sondagemSem sondagem		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
06fev03 00Z Sem sondagem Sem sondagem 06Z Image: Constraint of the synthesis of the synthesyntemes of the synthesyntemes of the syntemes		18z					
06Z Image: Constraint of the system Sem sondagem Sem sondagem 12Z 18z Image: Constraint of the system Sem sondagem Sem sondagem	06fev03	00Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12Z Sem sondagem Sem sondagem 18z Image: Sem sondagem Sem sondagem		06Z					
18z		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
		18z					
07fev03 00Z JBN Sem sondagem Sem sondagem	07fev03	00Z	JBN			Sem sondagem	Sem sondagem
06Z		06Z					
12Z Sem sondagem Sem sondagem		12Z				Sem sondagem	Sem sondagem
18z		18z					
08fev03 00Z	08fev03	00Z					
06Z JBN		06Z		JBN			
12Z Sondagem com Sondagem com		12Z				Sondagem com	Sondagem com
18z		18z				problemas	problemas
09fev03 00Z Sondagem.com Sondagem.com	09fev03	00Z				Sondagem com	Sondagem com
06Z Sondagem com Sondagem com		06Z				Sondagem com	Sondagem com
problemas problemas 12Z JBN JBN		12Z	JBN			JBN	JBN
18z		18z					
10fev03 00Z	10fev03	00Z					
06Z Sem sondagem Sem sondagem		06Z				Sem sondagem	Sem sondagem
12Z Sondagem com Sondagem com		127				Sondagem com	Sondagem com
18z problemas problemas		18z				problemas	problemas

Tabela B.3 – Determinação do JBN para o período de 01/02/03 a 15/02/03

11fev03	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z	JBN			
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				
12fev03	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				
13fev03	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				
14fev03	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z			Sem sondagem	Sem sondagem
15fev03	00Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	06Z				
	12Z			Sem sondagem	Sem sondagem
	18z				

Livros Grátis

(<u>http://www.livrosgratis.com.br</u>)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração Baixar livros de Agronomia Baixar livros de Arquitetura Baixar livros de Artes Baixar livros de Astronomia Baixar livros de Biologia Geral Baixar livros de Ciência da Computação Baixar livros de Ciência da Informação Baixar livros de Ciência Política Baixar livros de Ciências da Saúde Baixar livros de Comunicação Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE Baixar livros de Defesa civil Baixar livros de Direito Baixar livros de Direitos humanos Baixar livros de Economia Baixar livros de Economia Doméstica Baixar livros de Educação Baixar livros de Educação - Trânsito Baixar livros de Educação Física Baixar livros de Engenharia Aeroespacial Baixar livros de Farmácia Baixar livros de Filosofia Baixar livros de Física Baixar livros de Geociências Baixar livros de Geografia Baixar livros de História Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura Baixar livros de Literatura de Cordel Baixar livros de Literatura Infantil Baixar livros de Matemática Baixar livros de Medicina Baixar livros de Medicina Veterinária Baixar livros de Meio Ambiente Baixar livros de Meteorologia Baixar Monografias e TCC Baixar livros Multidisciplinar Baixar livros de Música Baixar livros de Psicologia Baixar livros de Química Baixar livros de Saúde Coletiva Baixar livros de Servico Social Baixar livros de Sociologia Baixar livros de Teologia Baixar livros de Trabalho Baixar livros de Turismo