



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.28.19.27-TDI

**ANÁLISE DE COMPLEXOS CONVECTIVOS
OCORRIDOS NA REGIÃO SUL DA AMÉRICA DO SUL
DURANTE O PERÍODO DE 2005 A 2010**

Lia Martins Costa do Amaral

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 08 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G2T58B>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.28.19.27-TDI

**ANÁLISE DE COMPLEXOS CONVECTIVOS
OCORRIDOS NA REGIÃO SUL DA AMÉRICA DO SUL
DURANTE O PERÍODO DE 2005 A 2010**

Lia Martins Costa do Amaral

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 08 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G2T58B>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Amaral, Lia Martins Costa do.

Am13a Análise de complexos convectivos ocorridos na região sul da América do Sul durante o período de 2005 a 2010 / Lia Martins Costa do Amaral. – São José dos Campos : INPE, 2014.
xxxiv + 168 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.28.19.27-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. CCM. 2. CMORPH. 3. FORTRACC. 4. Ciclo diurno de precipitação. I.Título.

CDU 551.515.4(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Nelson Jesuz Ferreira



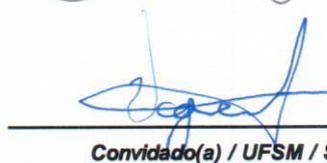
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Vagner Anabor



Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Lia Martins Costa do Amaral**

São José dos Campos, 08 de Abril de 2014

“Sou filha da Terra e da Água,
E o rebento do Céu:
Passo pelos poros do oceano e das praias;
Eu me transformo, mas não posso morrer.
Pois após a chuva, quando, sempre imaculada,
A tenda do céu se mostra sem nenhum adorno,
E os ventos e as luzes do sol com seus raios convexos
Constroem a cúpula azul de ar,
Eu, silenciosamente, rio do meu próprio cenotáfio,
E de dentro das cavernas da chuva,
Como uma criança saindo do ventre, como um fantasma da tumba,
Eu me ergo, e desmonto novamente.”

Percy Bysshe Shelley, “A nuvem”

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela benção da minha vida e todos os aprendizados que me fazem ser uma pessoa cada vez melhor.

A minha família, que com carinho e compreensão sempre orientaram e me apoiaram em todas as escolhas que fiz.

Ao Prof. Dr. Manoel Alonso Gan e Dr. Marcelo Barbio, pelo suporte e ensinamentos necessários à realização deste trabalho, assim como pela confiança e orientação concedidas.

Agradeço aos amigos pelos ensinamentos, ajuda e força que sempre me deram. Sem ajuda deles eu não teria chegado aqui. Em especial aos amigos: Ana Carolina, Luciana, Ana Paula, Dalva, Cláudia, Rita, Aline, Kelen, Rachell, Larissa, Felipe S., Felipe M., Rômulo, Enrique, Luis, Philipp, Wantuir, Daniel, Benedito e amigos. Agradeço profundamente à atenção, paciência, amizade e força que todos estes me deram quando precisei.

Ao Dr. Vernon Kousky por incentivar com auxílio dos dados de estimativa de precipitação por satélite CMORPH. Agradeço também aos professores Dr. Luiz Augusto, Dr. Daniel Vila, Dra. Simone Costa e Dr. Nelson Ferreira por me proporcionarem incentivos e oportunidades.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por fazer parte da minha formação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo auxílio financeiro para a realização deste trabalho.

RESUMO

Dentre os sistemas precipitantes de grande importância na América do Sul (AS) estão os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Estes sistemas apresentam precipitação intensa, granizo, descargas elétricas, rajadas de vento e tornados. Estes aspectos meteorológicos possuem elevado potencial de destruição à infraestrutura e/ou vidas, o que afeta direta ou indiretamente a economia de uma sociedade. Considerando estes aspectos, se investigou o ciclo diurno da precipitação dos CCM quando eles estão associados a dois tipos diferentes de Jatos de Baixos Níveis (JBN), sendo eles o Jato de Baixos Níveis *Chaco Jet Event* (JBN-CJE) e o Jato de Baixos Níveis *Non Chaco Jet Event* (JBN-NCJE), e também em CCM que se formou sem a presença de JBN. Foram analisados os aspectos do ambiente sinótico em que os CCM se formaram através dos dados do *Climate Forecasting System Reanalysis* (CFSR), bem como o ciclo diurno da precipitação através de estimativa de precipitação por satélite. Dentre vários aspectos observados cabe destacar que as maiores taxas de precipitação média ocorreram relacionadas com a presença dos CJE e NCJE. Estes sistemas também apresentaram os maiores valores de transporte de umidade para região de formação dos CCM, o que confirma a direta relação entre a convergência de umidade e a precipitação sobre a área de interesse. Ainda verificou-se que estes CCM que apresentaram as maiores taxas de precipitação atingiram as maiores áreas e também estavam associados à presença de Jato de Altos Níveis.

**ANALYSIS OF CONVECTIVE COMPLEXES OCCURRED IN THE
SOUTHERN REGION OF SOUTH AMERICA DURING THE PERIOD 2005
TO 2010.**

ABSTRACT

Among the precipitating systems of great importance in South America (SA) is the Mesoscale Convective Complexes (MCC). These systems feature heavy precipitation, hail, lightning, wind gusts and tornadoes. These features have a high potential for destruction to infrastructure and / or lives, which directly or indirectly affects the economy of a society. Considering these aspects, the diurnal cycle of precipitation in the CCM was investigated when this system is associated with two different types of Low Level Jet (LLJ), such as the Chaco Jet Event (CJE) and the Non Chaco Jet Event (NCJE) or without LLJ presence. Aspects of synoptic environment in which CCM is formed were analyzed using the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) reanalysis data as well as the diurnal cycle of precipitation through satellite precipitation estimates. Among several aspects, it is important to emphasize that the observed higher rates of average rainfall occurred related to the presence of Low Level Jets Event Chaco Jet (LLJ - CJE) and Non Event Chaco Jet (LLJ – NCJE). These cases also presented the largest transport of moisture and it confirms the direct relationship between moisture convergence and rainfall over the study area. It was also found that these CCM reached the largest areas and were associated with High Levels Jet Stream.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Modelo conceitual de a) piscina de ar frio associada ao cisalhamento do vento e b) Correntes descendentes de ar do interior das tempestades com insuficiente fluatibilidade negativa do ar ocasionando a não formação de piscina de ar frio em baixos níveis. Representação de tempestade unicelular, mais tais configurações são tipicamente encontradas em CCM..... 9
- Figura 2.2 – Esquema dos elementos relevantes ao transporte de umidade em direção ao polo na AS. As setas, azul e verde, representam o transporte de umidade. Figura à esquerda representa o corte vertical da linha laranja tracejada, incluindo perfil de vento e temperatura..... 12
- Figura 2.3 - a) Padrão de divergência associado ao JAN, b) Circulação Termicamente Direta(CTD) e c) Circulação Termicamente Indireta (CTI). 13
- Figura 2.4 - Jatos de Baixos Níveis na AS; a) Jato de Baixos Níveis *Chaco Jet Event* (JBN-CJE) e b) Jato de Baixos Níveis *Non-Chaco Jet Event* (JBN-NCJE). 18
- Figura 3.1 – Cálculo da velocidade e direção de propagação de SC..... 27
- Figura 3.2 - Descrição do processo de propagação e *morphing*. As estimativas observadas são as 0330 UTC e 0500 UTC. As 0400 UTC e 0430 UTC são a) propagação para frente, b) propagação para trás e c) propagado e *morphed*. 34
- Figura 3.3– Área de estudo (20°S / 35°S e 45°W / 70°W)..... 40

Figura 3.4– Relevo da região de estudo, fornecido pelos dados GMTED2010.	41
Figura 3.5– Corte Vertical do relevo sobre a latitude de 26°S entre 69°W e 49°W.	41
Figura 4.1- a) Área total do CCM (km ²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 09/11/2008... 50	
Figura 4.2 - Imagem do Satélite GOES-10, Canal Visível do dia 08/11/2008.	51
Figura 4.3 - Esquema teórico sobre configuração de nuvens cumulus associadas à ocorrência de JBN-CJE.	52
Figura 4.4 - Imagem do Satélite GOES-10 Realçada para o dia 09/11/2008 as a) 0015 UTC, b) 0330 UTC, c) 0600 UTC, d) 0945 UTC, e) 1100 UTC, f) 1530 UTC, g) 1715 UTC, h) 2115 UTC e i) 0130 UTC.	53
Figura 4.5 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 12 das 0015UTC.....	56
Figura 4.6 - a) Campo de divergência suavizado em 850hPa (sombreado - 10 ⁻⁶ s ⁻¹); b) Temperatura do ar em 925hPa – 09/11/2008 0000 UTC.	58
Figura 4.7 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10 ⁻⁵ K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 09/11/2008 0000 UTC.....	59
Figura 4.8 - a) Ômega (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - 10 ⁻⁵ s ⁻¹) e Vento (m/s) em 500hPa - 09/11/2008 0000 UTC.....	61

Figura 4.9 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Divergência (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa - 09/11/2008 0000 UTC.....	62
Figura 4.10 - a) $\hat{\Omega}$ (Pa/s) sobre o traçado AA' , b) Componente Meridional do Vento (m/s) sobre o traçado AA'; c) $\hat{\Omega}$ (Pa/s) sobre o traçado BB' e d) Componente Meridional do Vento (m/s) sobre o traçado BB'.....	63
Figura 4.11 – Cisalhamento vertical do vento (m/s): a) Entre os níveis de 925hPa e 700hPa (baixos níveis), b) Entre os níveis 700hPa e 500hPa (níveis médios) e c) Entre 500hPa e 300hPa (altos níveis).....	66
Figura 4.12 - a) Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa), vento (m/s) em 850hPa e imagem do canal infravermelho (GOES-10) b) Imagem realçada do canal infravermelho (GOES-10) 09/11/2008 – 0600 UTC.....	67
Figura 4.13 - a) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e b) Temperatura do ar em 925hPa associado à pressão ao nível médio do mar (hPa) - 09/11/2008 – 0600 UTC.....	68
Figura 4.14 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 09/11/2008 0600 UTC.....	70
Figura 4.15 - a) $\hat{\Omega}$ (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (m/gp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - 10^{-5} s^{-1}) e Vento (m/s) em 500hPa – 09/11/2008 0600 UTC.....	71
Figura 4.16 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Divergência (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa – 09/11/2008 – 0600 UTC.....	73

Figura 4.17: Área para cálculo do transporte de fluxo de umidade para 09/11/2008, compreendo a região entre 66°W e 46°W e 20°S e 34°S.....	74
Figura 4.18- Ciclo diurno da precipitação média estimada pelo CMORPH em 09/11/2008.....	79
Figura 4.19 - Evolução típica de uma nuvem associando a precipitação volumétrica (m ³ /s) verificada por radar e área da nebulosidade através dos canais visível e infravermelho por satélite.....	79
Figura 4.20: Ciclo diurno da precipitação máxima estimada pelo CMORPH em 09/11/2008.....	80
Figura 4.21: Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM ocorrido em 09/11/2008. (Continua).....	83
Figura 4.21: Continua.....	84
Figura 4.21: Continua.....	85
Figura 4.21: Conclusão.....	86
Figura 4.22 - Imagem do Satélite GOES-10, Canal Visível do dia 18/10/2009.	87
Figura 4.23 - a) Área total do CCM (km ²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 19/10/2009.....	89
Figura 4.24 - Imagem do Satélite GOES-10 Realçada para o dia 19/10/2009 as a) 0445UTC, b) 0600UTC, c) 0745UTC, d) 0900UTC, e) 1000UTC, f) 1100 UTC, g) 1200UTC, h) 1330UTC e i) 1600UTC.....	92

Figura 4.25 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 10 - 19/10/2009 0600 UTC.....	94
Figura 4.27 - a) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e b) Temperatura do ar em 925hPa associado à pressão ao nível médio do mar (hPa) – 19/10/2009 – 0600 UTC.....	95
Figura 4.28 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 19/10/2009 – 0600 UTC.....	96
Figura 4.29 - a) Ômega (Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado – 10^{-5} s^{-1}) e Barbelas de vento (m/s) em 500hPa – 19/10/2009 – 0600 UTC.....	98
Figura 4.30 - a) Linhas de Corrente em 200hPa e b) Divergência (sombreado – 10^{-6} s^{-1}) associada a Isotacas (m/s) do Vento em 200hPa – 19/10/2009 – 0600 UTC.	99
Figura 4.31 - a) Campo de pressão ao nível médio do mar e vento (m/s) em 850hPa sobrepostos à imagem do canal infravermelho do satélite GOES-10 -19/10/2009 1200 UTC.....	101
Figura 4.32 - a) Vento (m/s) em 700hPa, b) Vento (m/s) em 500hPa e c) Vento (m/s) em 300hPa - 19/10/2009 0600 UTC.	102
Figura 4.33 - a) Divergência em 850 hPa (sombreado – 10^{-6} s^{-1}) e b) Temperatura do ar em 925 hPa associada ao campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) – 19/10/2009 1200 UTC.....	103

Figura 4.34 - a) Advecção de Temperatura (sombreado – 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 19/10/2009 1200 UTC.....	104
Figura 4.35 - a) Ômega (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - 10^{-5} s ⁻¹) e Barbelas de vento (m/s) em 500hPa – 19/10/2009 1200 UTC.....	106
Figura 4.36 - a) Linhas de Corrente em 200hPa e b) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6} s ⁻¹) associada as isotacas (m/s) em 200hPa – 19/10/2009 1200 UTC.....	107
Figura 4.37 - Ciclo diurno da precipitação média (mm/h) estimada pelo CMORPH em 19/10/2009.....	111
Figura 4.38 - Ciclo diurno da precipitação máxima (mm/h) estimada pelo CMORPH em 19/10/2009.....	112
Figura 4.39 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM ocorrido em 19/10/2009.	114
Figura 4.39 - Continua.....	115
Figura 4.39 - Continua.....	116
Figura 4.39 - Conclusão.	117
Figura 4.40 - a) Área total do CCM (km ²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 15/12/2006.	119

Figura 4.41 - Imagem do Satélite GOES-12 Realçada para o dia 15/12/2006 Imagem do Satélite GOES-12 Realçada para o dia 15/12/2006 as a) 0200UTC, b) 0400UTC, c) 0600UTC, d) 0830UTC, e) 1030UTC e f) 1500 UTC.....	121
Figura 4.42 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 12 – 15/12/2006 0000UTC.....	123
Figura 4.43 - a) Campo de divergência suavizado em 850 hPa ($10^{-6} s^{-1}$); b) Temperatura do ar em 925 hPa - 15/12/2006 0000 UTC	124
Figura 4.44 - a) Advecção de Temperatura (sombreado – $10^{-5}K/s$) e vento (m/s) em 850 hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 15/12/2006 0000 UTC.....	125
Figura 4.45 - a) Campo de Ômega (sombreado - Pa/s) e Altura Geopotencial (mgp) em 500 hPa e b) Campo de Vorticidade Relativa (sombreado - $10^{-5} s^{-1}$) e Barbelas de Vento (m/s) em 500 hPa – 15/12/2006 0000 UTC.	126
Figura 4.46 - a) Linhas de Corrente – 200 hPa; b) Campo de divergência suavizado ($10^{-6} s^{-1}$) e Isotacas acima de 40 m/s – 200 hPa. – 15/12/2006 - 0000UTC.....	128
Figura 4.47 - Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa – 15/12/2006 – 0600UTC.....	129
Figura 4.48 - a) Campo de divergência em 850hPa (sombreado - $10^{-6}s^{-1}$); b) Temperatura do ar em 925hPa – 0600 UTC do dia 15/12/2006.	130
Figura 4.49 - a) Advecção de Temperatura (sombreado – $10^{-5} K/s$) e vento (m/s) em 850 hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 15/12/2006 0600 UTC.....	132

Figura 4.50 - a) Campo de $\hat{\Omega}$ (sombreado - Pa/s) em 500 hPa e b) Campo de Vorticidade Relativa (sombreado - $10^{-5} s^{-1}$) em 500 hPa - 15/12/2006 0600 UTC.	133
Figura 4.51 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Campo de divergência suavizado (sombreado - $10^{-6} s^{-1}$) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa. - 15/12/2006 - 0600 UTC.....	135
Figura 4.52 - Ciclo diurno de precipitação média para o sistema localizado sobre o CCM-1 (loalizado sobre o Mato Grosso do Sul).....	140
Figura 4.53 - Ciclo diurno de precipitação máxima para o sistema localizado sobre o CCM-1 (loalizado sobre o Mato Grosso do Sul).....	140
Figura 4.54 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM-1 ocorrido em 15/12/2006.	143
Figura 4.54 – Continua.	144
Figura 4.54 –Continua.	145
Figura 4.54 – Conclusão.....	146
Figura 4.55 - Ciclo diurno de precipitação média para o sistema localizado sobre o CCM-2 (loalizado sobre o norte da Argentina).....	148
Figura 4.56 - Ciclo diurno de precipitação máxima para o sistema localizado sobre o CCM-2 (loalizado sobre o Norte da Argentina).	148
Figura 4.57 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM-2 ocorrido em 15/12/2006. (Continua).....	150

Figura 4.57 – Continua.....	151
Figura 4.57 – Conclusão.....	152

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Definição e características físicas de Complexos Convectivos de Mesoescala.....	6
Tabela 2.2: Critérios de Bonner (1968) para classificação de Jato de Baixos Níveis	15
Tabela 3.1 – Características dos dados dos satélites GOES utilizados no CMORPH.....	30
Tabela 3.2 - Características dos sensores de micro-ondas passivo e satélites em que estão a bordo.....	30
Tabela 3.3 – Campos meteorológicos primários e secundários.....	35
Tabela 3.4 – Características dos canais do instrumento sensor a bordo dos satélites GOES 10 e GOES 12 e seus objetivos meteorológicos.....	36
Tabela 1: Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000hPa e 300hPa (kgm/s) sobre a região de 66°W e 46°W e 20°S e 34°S. Unidade: (10^7 kgm/s).....	75
Tabela II : Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000 hPa e 300 hPa sobre a região de 66°W e 46°W e 20°S e 34°S. Unidade: (10^7 kgm/s).....	108

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMSU-B	<i>Advanced Microwave Sounding Unit-B</i>
AN	América do Norte
AS	América do Sul
ASS	América do Sul Subtropical
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CMORPH	<i>Climate Prediction Center Morphing Technique</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CVM	Centro de Velocidade Máxima
DMSP	<i>U.S. Defense Meteorological Satellite Program</i>
EUA	Estados Unidos da América
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
FORTRACC	<i>Forecast and Tracking of Active Convective Cells</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GMTED2010	<i>Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data 2010</i>

GOES	<i>Geostationary Operational Enviromental Satellites</i>
HL	Hora Local
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IV	Infravermelho
JAN	Jato de Altos Níveis
JBN	Jato de Baixos Níveis
JBN-CJE	Jato de Baixos Níveis <i>Chaco Jet Event</i>
JBN-NCJE	Jato de Baixos Níveis <i>No Chaco Jet Event</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NGA	<i>National Geospatial-Intelligence Agency)</i>
NOAA	<i>National Center of Atmospheric Research</i>
SALLJEX	<i>South American Low-Level Jet Experiment</i>
SC	Sistemas Convectivos
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SEAS	Sudeste da América do Sul
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
STRM	<i>Digital Terrain Elevation Data do Shuttle Radar Topography Mission</i>
TB	Temperatura de Brilho
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
USGS	<i>U.S. Geological Survey</i>

VASN

Vetores de Advecção do Sistema de Nuvens

LISTA DE SÍMBOLOS

ε	Excentricidade do Sistema Convectivo
θ_e	Temperatura Potencial equivalente
β	Inclinação do Sistema Convectivo
$^{\circ}\text{C}$	Escala de temperatura Celsius
K	Escala de temperatura Kelvin
kg	Quilograma
km	Quilômetro
m	Metros

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS	3
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1	COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA.....	5
2.2	JATOS DE BAIXOS NÍVEIS	14
2.3	CICLO DIURNO DE PRECIPITAÇÃO	19
3	DADOS E METODOLOGIA	23
3.1	DADOS	23
3.1.1	Dados do FORTRACC (Forecast and Tracking of Active Convective Cells)	23
3.1.2	CMORPH (Climate Prediction Center MORPHing technique).....	28
3.1.3	Derivação do vetor propagação	31
3.1.4	Propagação e morphing da precipitação proveniente de Micro-ondas Passivo (MP)	31
3.1.5	CFSR (Climate Forecast System Reanalysis)	35
3.1.6	Dados do Satélite GOES	35
3.1.7	Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data 2010 - GMTED2010... ..	36
3.2	METODOLOGIA	39
3.2.1	Área de Estudo	39
3.2.2	Identificação dos Complexos Convectivos de Mesoescala utilizando o algoritmo FORTRACC	41

3.2.3	Caracterização do ambiente atmosférico/sinótico em que os CCM se desenvolveram.....	44
3.2.4	Ciclo diurno de precipitação dos CCM	44
4	RESULTADOS.....	47
4.1	DETECÇÃO DOS CCM ATRAVÉS DO FORTRACC.....	47
4.2	ESTUDO DE CASO DO COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA OCORRIDO EM 09/11/2008	48
4.3	VERIFICAÇÃO DO CICLO DE VIDA ATRAVÉS DAS IMAGENS DE SATÉLITE GOES-1050	
4.4	ANÁLISE DO AMBIENTE SINÓTICO DO CCM DE 09/11/2008	54
4.4.1.1	Estágio de Gênese para 09/11/2008 - Análise de Baixos Níveis.....	55
4.4.1.2	Estágio de Gênese para 09/11/2008 – Análise de Níveis Médios	60
4.4.1.3	Estágio de Gênese para 09/11/2008 – Análise de Altos Níveis.....	61
4.4.1.4	Estágio de Maturação – Análise de Baixos Níveis	66
4.4.1.5	Estágio de Maturação para 09/11/2008 – Análise de Níveis Médios ...	70
4.4.1.6	Estágio de Maturação para 09/11/2008 – Análise de Altos Níveis	72
4.5	TRANSPORTE DE UMIDADE EM 09/11/2008.....	73
4.6	CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADO AO CCM EM 09/11/2008	77
4.7	ESTUDO DE CASO DO COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA OCORRIDO EM 19/10/2009	87
4.8	VERIFICAÇÃO DO CICLO DE VIDA ATRAVÉS DAS IMAGENS DE SATÉLITE GOES-1090	
4.9	ANÁLISE DO AMBIENTE SINÓTICO DO CCM OCORRIDO EM 19/10/2009.....	92
4.9.1.1	Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Baixos Níveis	93
4.9.1.2	Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Níveis Médios	97

4.9.1.3	Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Altos Níveis.....	98
4.9.1.4	Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Baixos Níveis....	99
4.9.1.5	Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Níveis Médios .	105
4.9.1.6	Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Altos Níveis	106
4.10	TRANSPORTE DE UMIDADE EM 19/10/2009	108
4.11	CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADO AO CCM EM 19/10/2009.....	110
4.12	ESTUDO DE CASO DO COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA EM 15/12/2006	118
4.12.1	Verificação do ciclo de vida através das imagens de satélite GOES-12	119
4.12.2	Análise do ambiente sinótico do CCM de 15/12/2006.....	122
4.12.2.1	Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise de Baixos Níveis	122
4.12.2.2	Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise de Níveis Médios	125
4.12.2.3	Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise em Altos Níveis.....	126
4.12.3	Estágio de Maturação para 15/12/2006	128
4.12.3.1	Estágio de Maturação para 15/12/2006 - Análise de Baixos Níveis...	128
4.12.3.2	Estágio de Maturação para 15/12/2006 – Análise de Níveis Médios .	132
4.12.4	Estágio de Maturação para 15/12/2006 – Análise de Altos Níveis	133
4.13	TRANSPORTE DE UMIDADE ASSOCIADO AO COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA DE 15/12/2006.....	135
4.14	CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADO AO COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA DE 15/12/2006.....	139
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	157
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

1 INTRODUÇÃO

O bom gerenciamento de recursos naturais, materiais e humanos tem-se tornado cada vez mais imprescindível para a administração de uma sociedade, em geral. Um aspecto muito importante, relacionado ao gerenciamento destes recursos, encontra-se a valorização e aprimoramento da previsão do tempo e clima. Dentro dos inúmeros sistemas naturais com potencial de danos severos à sociedade encontram-se as tempestades e suas derivadas configurações, sendo estas, os sistemas convectivos de mesoescala (SCM). Uma categoria importante deste tipo de sistema que é composto por um conjunto de tempestades, é o Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) caracterizado por Maddox (1980). Este sistema apresenta como características precipitação intensa, granizo, descargas elétricas, rajadas de vento e, possíveis, ocorrências de tornados. Estes aspectos meteorológicos possuem elevado potencial de destruição à infraestrutura e/ou vidas, o que afeta direta ou indiretamente a economia de uma sociedade. Por estas razões, faz-se cada vez mais necessário acurar o conhecimento detalhado e a previsão relacionada a estes sistemas.

Neste contexto, um aspecto relevante a se compreender é a variabilidade diurna de precipitação associada aos CCM. Muitos aspectos sobre o ciclo diurno da precipitação ainda não são bem compreendidos e inúmeros estudos tem empregado o ciclo diurno da precipitação como meio para fornecer um melhor entendimento das forçantes do ciclo diurno e assim servir como referência para novas representações em modelos (CARBONE; TUTTLE, 2008).

As medições do ciclo diurno da precipitação baseada em redes pluviométricas de superfície apresentam limitações na precisão das medidas, devido principalmente, as

lacunas espaciais na rede. A fim de minimizar estas limitações, o recente avanço na tecnologia de estimativa de precipitação por satélite tem propiciado um melhor detalhamento das variações diurnas de precipitação. Imagens multiespectrais da nebulosidade propiciam uma nova oportunidade de estudar a precipitação, fornecendo uma maior documentação espacial e temporal do ciclo diurno da precipitação convectiva (SOROOSHIAN et al., 2002). Dentre as diversas técnicas de estimativa de precipitação por satélite tem-se o produto denominado *NOAA/Climate Prediction Center morphing technique* (CMORPH), que utiliza as estimativas de precipitação de sensores de micro-ondas passivo e propaga estas informações no espaço a partir de informações derivadas de canais infravermelhos de satélites geoestacionários (JOYCE et al. 2004). Desta forma, o produto gera estimativas de precipitação com resolução temporal a cada 30 minutos e 8 km de resolução espacial, o que constitui uma boa resolução para avaliar-se o ciclo diurno da precipitação de sistemas como os CCM.

Cabe ainda ressaltar sobre um aspecto comumente presente em ambientes de formação de CCM na América do Sul (AS), que é a presença de um escoamento denominado Jato de Baixos Níveis (JBN). Inúmeros estudos utilizando dados observacionais e análises de modelos tem relatado um escoamento de norte, localizado a leste da Cordilheira dos Andes, onde este é responsável por significativo transporte de umidade e calor da Bacia Amazônica para a região Sudeste da América do Sul (SEAS) (SALIO et al. 2007; MARENGO et al. 2002, 2004). Este transporte de umidade e calor contribui para o desenvolvimento de ambiente favorável à geração de convecção e consequente desenvolvimento de SCM e CCM. Entre os vários estudos sobre os JBN na América do Sul, Nicolini et al. (2004) classifica a ocorrência diferentes

configurações de JBN, considerando a definição de JBN a partir do critério de Bonner. O primeiro, denominado Jato de Baixos Níveis *Chaco Jet Event* (JBN-CJE) com influência ao sul de 25°S e o Jato de Baixos Níveis *Non-Chaco Jet Event* (JBN – NCJE) atuante ao norte de 25°S (maiores detalhes sobre a classificação são expostos na seção 2.2).

Por ser uma característica recorrente em muitos eventos de CCM, cabe avaliar se estes diferentes tipos de JBN modulam de maneira diferente o ciclo diurno de precipitação dos CCM. E se estes modulam como se reflete sua influência no ciclo diurno de precipitação dos CCM.

1.1 Objetivos

Assim, pretende-se estudar o ciclo diurno de precipitação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) desenvolvidos na região sul da América do Sul, quando associados aos diferentes JBN, classificados por Nicolini et al. (2004), através de estimativas de precipitação por satélite providas pelo produto CMORPH.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Complexos Convectivos de Mesoescala

Quando tempestades convectivas estão organizadas em uma escala maior do que escala cúmulos são denominados Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) (MADDOX, 1980). Em particular os SCM contêm extensa região estratiforme e circulação de mesoescala induzida pela aglomeração das nuvens convectivas e estratiforme. Os SCM exibem uma variedade em relação à estrutura de nuvens e precipitação (HOUZE et al. 1990). Jirak et al (2003) caracteriza os diferentes sistemas convectivos através de imagens de satélite e informações de radar, fornecendo entendimento das principais configurações e diferenças entre cada SCM. Conforme as características da estrutura, eles podem ser classificados com diferentes denominações. Assim, Maddox (1980) definiu os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) segundo critérios identificados através de imagens de satélite. Os quais estão descritos na Tabela 2.1. As primeiras condições para consideração do sistema são os critérios de tamanho da nebulosidade através de sua Temperatura de Brilho (TB) detectada no canal infravermelho (IV). O tamanho A é definido como a região de $TB \leq 241K (-32^{\circ}C)$, que deve possuir área $\geq 100.000Km^2$ e com a região interna, definida por Tamanho B, com $TB \leq 221K (-52^{\circ}C)$ e área $\geq 50.000km^2$. Após cumprirem-se estes dois critérios de tamanho, considera-se a extensão máxima do sistema aquela atingida pela região de maior extensão possível do Tamanho A. Estes sistemas possuem forma quase circular, devendo possuir excentricidade de 0,7. O critério de forma constitui-se da máxima extensão do sistema permanecer por um período igual ou maior do que 6 horas. Os

critérios de excentricidade e tempo discriminam os CCM de outros SCM menores e transitórios. Nos casos, em que algum dos critérios estabelecidos na Tabela 2.1 não for estabelecido, os sistemas são denominados genericamente de SCM.

Tabela 2.1 - Definição e características físicas de Complexos Convectivos de Mesoescala.

Critério	Características
Tamanho A	Cobertura de nuvens com TB no IV $\leq -32^{\circ}\text{C}$ e deve ter área $\geq 100.000\text{km}^2$
Tamanho B	Região fria no interior do sistema com TB $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e deve ter área $\geq 50.000\text{km}^2$
Início	Definições de tamanho A e B devem ser satisfeitas.
Extensão Máxima	Ocorre quando a cobertura de TB $\leq -32^{\circ}\text{C}$ atinge seu tamanho máximo
Forma	Excentricidade (eixo menor/eixo maior) $\geq 0,7$ no momento de máxima extensão.
Dissipação	Quando os critérios de máxima extensão não forem mais satisfeitos.

Fonte: Adaptado de Maddox (1980).

Os primeiros estudos sobre CCM foram elaborados por Maddox (1980), quando este fez a identificação e classificação dos CCM ocorridos nos Estados Unidos da América (EUA) e considerou o ciclo de vida deles composto por quatro estágios: gênese, desenvolvimento, maturidade e dissipação. Na gênese, nota-se o desenvolvimento de células individuais de tempestade em uma região com condições favoráveis à convecção como: movimento ascendente do ar na baixa troposfera, coluna de ar condicionalmente instável e aquecimento anômalo do ar. Nesta etapa, o ambiente de

larga escala responde à presença do aquecimento anômalo, produzindo convergência de ar e de umidade entre os níveis de 750hPa e 400hPa.

Outros estudos relacionados ao ambiente de formação dos CCM ao redor do globo também foram desenvolvidos ao longo do tempo. Laing e Fritsch (2000) analisaram, em grande escala, o ambiente de gênese dos CCM das seguintes regiões: África, Austrália, América do Sul (AS), China e EUA. Em particular, os CCM iniciam em proeminente zona baroclínica, caracterizada por elevado cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera e elevada flutuabilidade positiva de uma parcela de ar, representada por elevado índice CAPE (*Convective Available Potential Energy*). Tipicamente, o JBN com elevada temperatura potencial equivalente (θ_e) e orientado perpendicularmente à zona baroclínica, introduz ar quente e úmido na região de gênese do CCM, e é forçado a ascender sobre uma rasa camada de ar frio, próximo a superfície frontal. Há também convergência em baixos níveis, divergência em altos níveis e aproximação de um fraco máximo de vortacidade em médios níveis. A advecção de ar quente em baixos níveis, acoplada a advecção de vortacidade ciclônica diferencial, força movimento ascendente do ar através da troposfera, com valores máximos na média troposfera. Naturalmente, há a compensação local de subsidência, que atua na produção de extensas coberturas estratiformes, característica esta do CCM, que o distingue de outros modos de convecção organizada. Posteriormente ao primeiro estudo, Maddox (1983) também identificou que no estágio de formação do CCM o ambiente apresenta-se condicionalmente instável, com forte advecção de ar quente e úmido transportado por um Jato de Baixos Níveis (JBN) na presença de um fraco cavado em níveis médios.

Durante a maturidade, elementos de convecção continuam predominando e condicionando convergência de ar e umidade, o que proporciona a intensificação do sistema. Nota-se em baixos níveis a presença de uma alta pressão de mesoescala em decorrência das frentes de rajadas. Neste estágio, acima da alta pressão de mesoescala, surge uma baixa pressão de mesoescala decorrente do núcleo de ar quente que ascende e aumenta a convergência de ar (MADDOX, 1980). Esta alta pressão de mesoescala é decorrente da ocorrência de piscina fria podem ser vistas na Figura 2.1. Existe a tradicional noção de que SCM (num geral, incluindo CCM) se propagam por "dinâmica piscina de ar fria". A idéia é que o ar com flutuabilidade negativa, que chega à superfície como parte das correntes descendentes de ar, da tempestade, se espalha como uma corrente que empurra o ar ambiental condicionalmente instável para cima passado o seu nível de convecção livre, gerando novas cumulonimbus individuais na borda do sistema (HOUZE, 2004). Esta piscina de ar frio pode influenciar a velocidade de propagação do SCM por forçar o levantamento do ar instável para cima na periferia do sistema. Este processo é exemplificado na Figura 2.1a. Quando as correntes descendentes não apresentam flutuabilidade negativa suficiente para penetrar no ambiente de larga escala em superfície, a piscina fria não é estabelecida. Neste caso, o ar de larga escala que está penetrando no sistema favorece a formação de nebulosidade estratiforme (LAING; FRITSCH, 2000). Esta configuração é apresentada na Figura 2.1b.

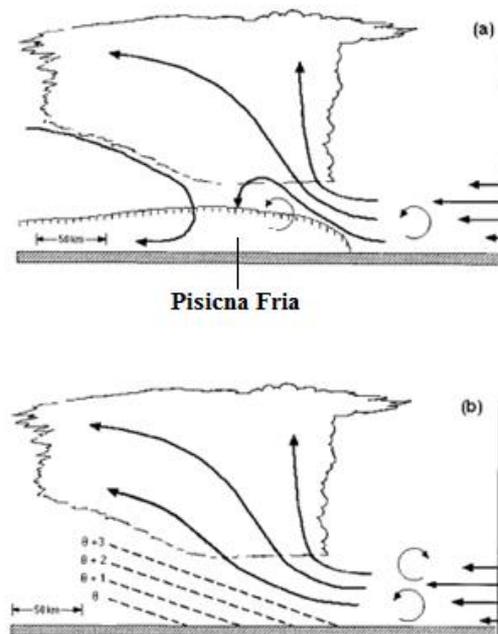


Figura 2.1 – Modelo conceitual de a) piscina de ar frio associada ao cisalhamento do vento e b) Correntes descendentes de ar do interior das tempestades com insuficiente fluatibilidade negativa do ar ocasionando a não formação de piscina de ar frio em baixos níveis. Representação de tempestade unicelular, mais tais configurações são tipicamente encontradas em CCM.

Fonte: Adaptado de Laing e Fritsch (2000).

Por fim, Maddox (1980) considera que a dissipação do sistema ocorre rapidamente ao cessar alguns elementos convectivos. Tais como:

- a região de ar frio (relacionada à região de alta pressão de mesoescala) torna-se tão intensa que a convergência de ar na superfície, se desloca da região de ascendência para uma região de subsidência do ar;
- o sistema pode se deslocar para um ambiente com fraco escoamento de ar e a convergência de umidade em baixos níveis é reduzida;

- ou, simplesmente, o sistema se desloca para uma região mais seca e mais estável.

Em relação a estudos de CCM na AS, Velasco e Fritsch (1987) realizaram estudo considerando critérios semelhantes aos de Maddox (1980), com a diferença apenas nos critérios de temperatura, onde utilizaram faixas entre 233K (-40°C) a 231K (-42°C) ao invés de 241K (-32°C), e 211K (-62°C) a 209K (-64°C) em vez de 221K (-52°C). Eles encontraram que a formação do sistema ocorre tipicamente no início da noite (1900HL), torna-se organizado algumas horas depois (2130HL), atingem a máxima extensão após a meia noite (em torno das 0300HL) persistindo até as primeiras horas da manhã (0900HL). Também notaram que o predomínio destes sistemas ocorre sobre o nordeste da Argentina, Paraguai e sul do Brasil. Os ambientes de formação e atuação dos CCM da AS e da América do Norte (AN) possuem algumas características favoráveis para a formação dos CCM, dentre eles: fisiografia da região com a presença de relevo, como a Cordilheira dos Andes e as Montanhas Rochosas, respectivamente, e a presença de um JBN que transporta umidade para a região de desenvolvimento dos sistemas. Apesar de semelhantes em alguns aspectos, os CCM formados na AS são em média 60% maiores do que os da AN (VELASCO; FRITSCH, 1987). Outro estudo mais recente que verificou diferenças nas dimensões dos CCM foi realizado por Durkee e Mote (2009), onde eles analisaram 330 eventos de CCM sobre a América do Sul Subtropical (ASS - definida entre 20°S e 40°S) durante a estação austral quente (Outubro à Maio). Eles também mostraram, que em média, os CCM da AS são significativamente mais largos e mais duradouros do que os dos EUA. Em média, os CCM da ASS possuem 256.500km² de extensão e um tempo de vida de 14h, enquanto nos EUA foram 164.000km² e 10h, respectivamente.

Um aspecto importante para a manutenção de um CCM é a presença de um JBN. A primeira descrição completa e detalhada do JBN na AS foi realizada através do Experimento Jato de Baixos Níveis na América do Sul, denominado SALLJEX (*South American Low-Level Jet Experiment*) (NICOLINI et al., 2004). Neste experimento foi observado que o escoamento é caracterizado por um jato moderadamente intenso com velocidade máxima de aproximadamente 25ms^{-1} na camada entre 800hPa - 700hPa. Este máximo no vento foi localizado sobre Bolívia e oeste do Paraguai. Os autores também notaram que a persistência do JBN durante a tarde, agregada à geração de instabilidade convectiva, favorece a formação de extensa convecção organizada no dia seguinte. A Figura 2.2, adaptada de Marengo et al. (2004), exhibe o contexto do JBN na AS. Este decorre do giro a leste da Cordilheira dos Andes do escoamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) através da Bacia Amazônica (transportando ar quente e úmido) para a região extratropical da AS.

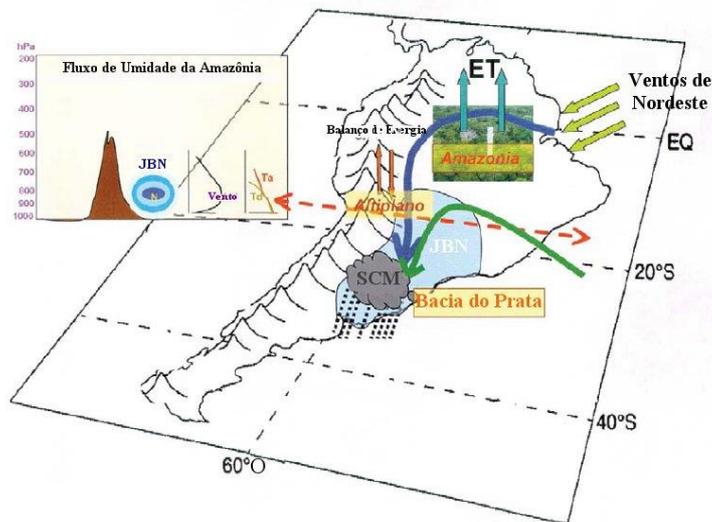


Figura 2.2 – Esquema dos elementos relevantes ao transporte de umidade em direção ao polo na AS. As setas, azul e verde, representam o transporte de umidade. Figura à esquerda representa o corte vertical da linha laranja tracejada, incluindo perfil de vento e temperatura.

Fonte: Adaptada de Marengo et al. (2004)

Um exemplo de aspectos atuando em conjunto é o acoplamento do JBN com o Jato de Altos Níveis (JAN). Quando o JBN localiza-se na região de saída do JAN, os ventos fortes de oeste em altos níveis advectam ar frio e seco até a região onde o JBN transporta ar quente e úmido, criando condições para o aumento de instabilidade na região. A região de maior probabilidade de formação de atividade convectiva aumenta com o cisalhamento vertical do vento, tal que o ângulo entre os ventos da média troposfera e o eixo do fluxo de calor e umidade em baixos níveis seja grande. Este cisalhamento dos ventos, induzido pelo ramo horizontal da circulação indireta na região de saída do JAN, reforça a advecção de ar frio e seco em altos níveis e ar quente e úmido em baixos níveis, criando um ambiente favorável para o desenvolvimento e intensificação do CCM (UCCELLINI; JOHNSON, 1979). Esta região de maior

instabilidade, com a ondulação do jato irá servir de gatilho para a liberação da energia de regiões potencialmente instáveis em superfície, formando um escudo de nuvens no lado do jato com maiores valores de altura geopotencial (ANABOR, 2008). A configuração do JAN e suas circulações transversas podem ser vistos na Figura 2.3.

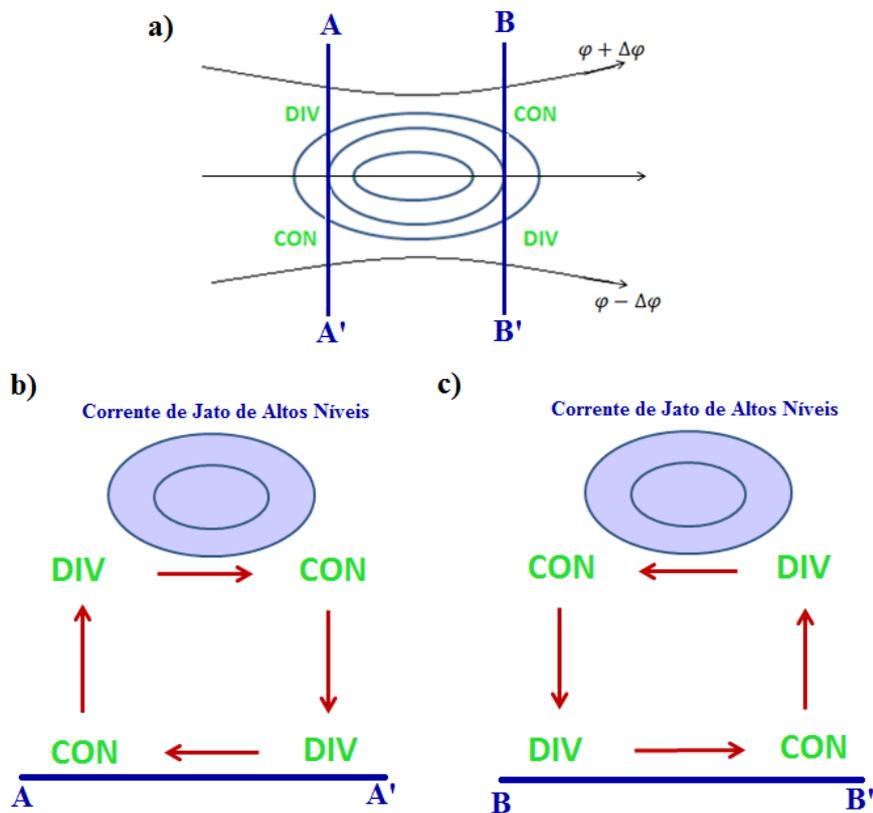


Figura 2.3 - a) Padrão de divergência associado ao JAN, b) Circulação Termicamente

Direta(CTD) e c) Circulação Termicamente Indireta (CTI).

Fonte: Adaptado de Riehl (1969)

Em relação à precipitação associada aos CCM, Durkee et al. (2009) analisaram a contribuição dos CCM na precipitação da região da ASS, utilizando dados do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM - 3B42) para os anos de 1998-2007. Eles notaram que, sobre o norte da Argentina, porções do Paraguai e sul do Brasil, os CCM contabilizam 15 a 21% do total de precipitação, 11 a 20% em todos os meses e a maior contribuição de 50 a 60% em Dezembro. Os autores verificaram que os CCM produziram em média 15,7mm de precipitação sobre uma área de 381.000 km², com um volume de 7,0 km³.

2.2 Jatos de Baixos Níveis

O estudo sobre a natureza dos JBN iniciou-se com Blackadar (1957) analisando estes sistemas na América do Norte (AN). O estudo foi realizado por meio de análise de perfis verticais médios do vento obtidos de balão durante Janeiro de 1953 na região central dos EUA. Foi observado que a velocidade do vento variava entre 8ms⁻¹ e 15ms⁻¹. Uma primeira definição foi estabelecida, considerando que a velocidade do vento no nível de vento máximo deveria superar em no mínimo 2,5ms⁻¹ a velocidade do vento em um nível imediatamente acima do máximo.

A primeira climatologia de JBN, a fim de verificar a real ocorrência desse sistema na região central dos EUA, foi estabelecida por Bonner (1968). O estudo foi baseado em dados de vento e umidade específica em dois conjuntos de dados de radiossondagens. Por meio da análise de 5 níveis, foi determinado o nível de vento máximo, calculando a frequência de ocorrência de JBN em cada nível e em cada estação meteorológica.

Como resultado, Bonner verificou a maior frequência de JBN entre os três primeiros níveis (correspondendo a uma altura de até 1,5 km acima da superfície). A fim de obter um conjunto estatisticamente representativo, foram introduzidos critérios mais restritivos para a velocidade máxima do vento, onde o Centro de Velocidade Máxima (CVM) deveria ocorrer em até 1,5 km de altura acima da superfície. A velocidade do vento também deveria decrescer acima do nível do vento máximo até 3 km de altura. Assim, Bonner (1968) estabeleceu 3 critérios para ocorrência de JBN, como exibe a Tabela 2.2:

Tabela 2.2: Critérios de Bonner (1968) para classificação de Jato de Baixos Níveis

Critérios	$V_{m\acute{a}x} (ms^{-1})$	$\Delta V (ms^{-1})$
1	12	6
2	16	8
3	20	10

Fonte: Adaptado de Bonner (1968)

Onde $V_{m\acute{a}x}$ é o CVM do JBN e ΔV é a diferença entre o CVM do JBN e a mínima velocidade acima da altura do CVM, que deve ocorrer abaixo de 3 km de altura acima da superfície.

Do ponto de vista cinemático, o JBN pode ser considerado como um escoamento que apresenta máxima velocidade do vento dentro da camada compreendida entre a superfície e 2 km de altura. Os JBN podem ser considerados dinamicamente como sendo uma resposta complexa do escoamento ao ciclo diurno da forçante térmica na Camada Limite Planetária (CLP) (WIPPERMANN, 1973). Entretanto, existem outras definições na literatura, onde somente os jatos que se estendem além da CLP e que

possuem apreciável cisalhamento vertical do vento horizontal são chamados de JBN (STENSRUD, 1996).

Vários mecanismos físicos têm sido considerados para explicar o desenvolvimento de JBN em diferentes ambientes. Analisando os padrões sinóticos de circulação atmosférica associada ao JBN na AS, Frassoni (2006) aponta como mecanismos de formação dos JBN na AS, processos como: oscilação inercial, baroclinia sobre terrenos inclinados, circulações transversas e presença de sistemas frontais. Sendo que cada um ou mais destes mecanismos podem atuar conjuntamente para a formação e manutenção do JBN.

Em relação ao JBN na AS, um dos primeiros estudos foi feito por Virji (1981) quando foram documentados os principais padrões de circulação atmosférica durante o verão austral na AS, utilizando dados extraídos de imagens de satélite. O autor observou a penetração dos ventos alísios no continente sul-americano, escoando sobre a Bacia Amazônica, passando sobre o Peru, Bolívia e Paraguai. Devido à presença dos Andes, os ventos em baixos níveis se intensificaram e sofreram deflexão para sul. Ao longo dos Andes observou-se CVM com velocidade maior que 10ms^{-1} , atingindo em alguns dias 25ms^{-1} . Segundo o autor, a presença dos Andes é um dos principais fatores responsáveis pela formação do JBN na AS.

Observações realizadas através de radiossondagens em Santa Cruz entre dezembro de 1998 e maio de 1999, identificaram velocidades do vento acima de 30ms^{-1} em 925hPa, com taxa de decaimento de $6,5\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ abaixo de 3 km de altura (SAULO et al., 2000).

Um estudo climatológico do JBN na AS, utilizando dados de reanálises do NCEP/NCAR no período de 1950-2000 foi realizado por Marengo et al. (2004). Seus dados mostraram que o JBN ocorre ao longo de todo ano, possuindo maior ocorrência durante o verão. Além disso, verificaram que a ocorrência depende da estação do ano e da latitude. Foram observados mais casos de JBN ao norte de 20°S no verão e mais casos ao sul de 20°S durante o inverno. Verificou-se que mais casos de JBN ocorrem entre as 0600 UTC e 1200 UTC durante o verão, e mais casos entre 0000 UTC e 0600 UTC ocorreram durante o inverno.

Alguns resultados relacionados com a circulação em baixos níveis, observada nos dados SALLJEX, foram documentadas por Nicolini et al. (2004). No estudo, foi realizada a estratificação dos dados com a presença do JBN em diferentes padrões sinóticos. Os dois diferentes jatos, JBN-CJE e JBN-NCJE, são delimitados pela Cordilheira dos Andes, se estendendo a partir de regiões equatoriais para a região subtropical da Argentina, com a diferença entre eles na extensão em direção ao pólo. O primeiro JBN-CJE estende-se ao sul de 25°S, penetrando a região central da Argentina (Figura 2.4a) e o JBN-NCJE atua ao norte de 25°S, penetrando somente até o Paraguai (Figura 2.4b).

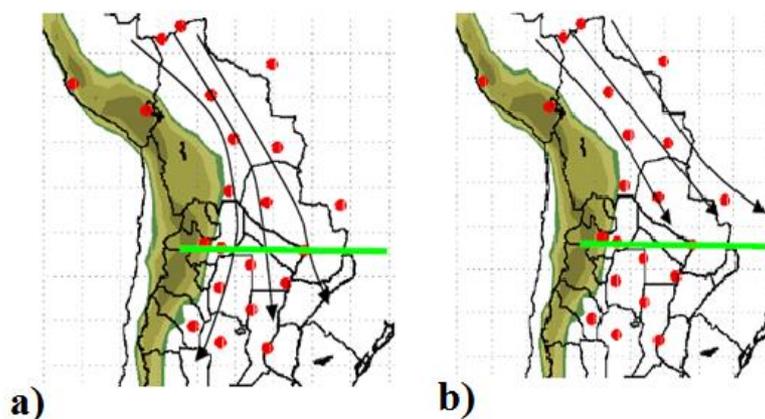


Figura 2.4 - Jatos de Baixos Níveis na AS; a) Jato de Baixos Níveis *Chaco Jet Event* (JBN-CJE) e b) Jato de Baixos Níveis *Non-Chaco Jet Event* (JBN-NCJE).

Fonte: Adaptado de Nicolini et al. (2004).

Uma abordagem descrevendo a distribuição geográfica e a evolução de SCM entre 2000-2003 na AS especificamente, aqueles em estágio de maturidade sob condições de JBN, foi realizada por Salio et al. (2007). Os autores notaram que a maior frequência de ocorrência destes sistemas (41%) ocorreu durante dias de JBN, enquanto em dias de ausência de JBN a frequência decresce para 12%. A frequência máxima de convecção durante eventos de SCM associados aos JBN (SCM-JBN) ocorre na região Nordeste da Argentina, à noite, com deslocamento para norte de 25°S durante a tarde. Também há deslocamento para leste, sob o Uruguai, próximo às 1800UTC do dia do SCM-JBN. Uma contribuição adicional à formação da convecção foi a presença de uma zona baroclínica, em torno de 36°S, que ajudou a sustentar o movimento vertical na região de desenvolvimento do SCM. No dia de ocorrência de SCM-JBN notaram, em torno das 0600 UTC e 1200 UTC, que a contribuição de umidade e calor, a divergência em altos níveis associado ao JAN e a convergência em baixos níveis associada aos JBN, criaram um ambiente de formação e intensificação de convecção organizada. Os

autores notaram que estes elementos mostram a necessidade de um JBN persistente por pelo menos um dia inteiro, para a construção de condições ótimas ao desenvolvimento dos sistemas.

2.3 Ciclo diurno de precipitação

A precipitação possui pronunciada variação com o decorrer do dia em várias regiões do globo, particularmente sobre o continente e também sobre algumas regiões dos oceanos (JOYCE et al., 2004). Sobre continentes nas regiões tropical e subtropical, o ciclo diurno é geralmente governado pelo aquecimento da superfície durante o dia, o que induz ao levantamento de ar, condensação do vapor e, eventualmente, precipitação. Durante a noite a precipitação tem um mínimo sobre o continente devido o resfriamento, associado à perda radiativa. Segundo Bonner (1968) há exceções em relação a este cenário, como por exemplo, o máximo na precipitação próximo à meia-noite sobre a região das Grandes Planícies nos EUA. Este fato ocorre devido à ocorrência de SCM governados pela dinâmica atmosférica, ao invés das considerações térmicas.

Um estudo climatológico sobre a variabilidade diurna de nebulosidade convectiva sobre as Américas Tropical e Subtropical através de imagens de canais infravermelhos, do satélite geostacionário GOES, foi realizado por Garreaud e Wallace (1997). A maior frequência da nebulosidade foi encontrada nas regiões costeiras da AS e nas principais barreiras topográficas, a Cordilheira dos Andes e Serra Madre Ocidental. Sobre a planície central da AS, há um notável padrão de áreas de nebulosidade

convectiva com máximo na tarde/início da noite, indicando possível resposta remota às ondas gravitacionais. Em alto mar, próximo a regiões costeiras da AS, os autores observaram forte variabilidade diurna influenciada por sistemas de brisa marítima-terrestre, em contraste a característica diurna mais fraca.

Uma análise regional e global do ciclo diurno da precipitação, utilizando os dados de alta resolução espacial e temporal, foi realizada por Janowiak et al. (2005). Ao analisarem o período de Dezembro a Fevereiro dos anos de 2002 a 2004 sobre América do Sul, os autores verificaram um máximo de precipitação à tarde (17-20 HL) sobre os Andes e região central e leste do Brasil, um máximo noturno (23-02 HL) a leste dos Andes (oeste da Argentina, centro da Bolívia e oeste do Paraguai) e um máximo durante a madrugada, início da manhã (05-08 HL) sobre o Oceano Atlântico próximo à região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Ainda em relação ao continente sul americano, Negri et al. (2000) descrevem as características do ciclo diurno de precipitação na Amazônia, embasados em uma climatologia de 10 anos, obtida a partir de imagens de satélite na banda de micro-ondas. Os autores notaram que, em média, há padrões de alternância de máximos entre a manhã e início da noite, onde os padrões se alongam do nordeste (costa do Atlântico) até o continente em direção ao Pacífico. O efeito na precipitação das circulações locais, causado pela topografia e zonas costeiras, é evidente, principalmente, em Manaus onde há o encontro do Rio Negro e Solimões.

Também foram realizados alguns estudos relacionados ao ciclo diurno de precipitação, por exemplo, os de Yang e Smith (2006, 2008), onde os autores utilizaram dados do

TRMM, a fim de compreender os mecanismos que controlam a distribuição global do ciclo diurno de precipitação. No estudo de 2006 é apresentada uma revisão detalhada e analítica da variedade de mecanismos que controlam o ciclo diurno da precipitação tropical ao longo do globo. Suas análises demonstram que a variabilidade do ciclo diurno é um fenômeno global, com forçantes que são mais complexas do que algumas explicações gerais apontadas até então na literatura. Já no estudo de 2008, os autores apontam detalhadamente mecanismos que podem explicar o comportamento diurno da precipitação, dentre eles: aquecimento diferencial, mecanismo dinâmico radiação-convecção, movimento vertical de grande escala, entre outros. O estudo também busca analisar os modos secundários da precipitação nos regimes continentais e oceânicos.

Posteriormente, utilizando o produto de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, Bao et al. (2011) estudaram o ciclo diurno de precipitação durante a estação quente na região leste do Platô Tibetano na China. Os autores utilizaram os dados do CMORPH e análise do Sistema de Previsão Global (GFS) de Maio a Agosto de 2003-2009. O estudo aponta que variações diurnas da precipitação são frequentemente induzidas por aquecimento diabático diferencial entre regiões com superfícies compostas de diferentes topografias, como por exemplo, contraste entre montanhas/planícies e continente/mar. Neste caso, eles encontraram que os ciclos diurnos são fortemente associados a inúmeras correntes termais regionais, devido ao aquecimento diferencial entre o Platô Tibetano, terras altas, planícies e oceano.

Tais trabalhos expostos acima buscam estudar o ciclo diurno da precipitação associado a diferentes sistemas precipitantes, bem como, identificar os diferentes parâmetros forçantes de cada ciclo. No presente estudo, tem-se por objetivo analisar a influência

dos diferentes JBN em relação ao ciclo diurno da precipitação em CCM na América do Sul.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 DADOS

O período selecionado para capturar os sistemas de 2005 a 2010. Os dados estão divididos em cinco conjuntos, sendo eles: 1) saídas diagnósticas do algoritmo e aplicativo FORTRACC; 2) dados observados de satélites; 3) dados de relevo GMTED2010; 4) os dados da reanálise CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) e 5) dados de estimativa de precipitação por satélite CMORPH.

3.1.1 Dados do FORTRACC (Forecast and Tracking of Active Convective Cells)

A fim de selecionar os episódios de CCM ocorridos na América do Sul, serão utilizados os dados obtidos do processamento do *software* FORTRACC. Os dados foram disponibilizados pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (DSA-CPTEC/INPE) que os fornecem de forma operacional para monitoramento e previsão de sistemas convectivos.

O FORTRACC extrai informações de nebulosidade utilizando imagens, em cinco canais do satélite GOES-12 sobre a América do Sul. Para a detecção operacional de um sistema convectivo, no DSA-CPTEC/INPE, são utilizados os limiares de temperatura de 235K (-38°C) e de 210K (-63°C) para definir células convectivas imersas no sistema, e de 250K (-23°C) para detecção precoce do sistema.

Estabelecidos os limiares de temperatura, são gerados aglomerados de *pixels* (*clusters*) segundo os seguintes critérios:

- a) **Rastreamento de sistemas convectivos:** todos aqueles sistemas cujo tamanho em *pixels* for superior a um valor mínimo N para o limiar quente (235K).
- b) **Detecção Precoce:** todos aqueles sistemas cujo tamanho no limiar quente forem superiores a N, mas cuja dimensão dos topos frios (limiar frio) for de tamanho inferior a N.

Efetuados os procedimentos acima, são calculados os parâmetros morfológicos, radiativos e de localização, conforme a metodologia desenvolvida por Macedo et al. (2004), a saber:

A) Parâmetros Morfológicos:

- 1) Tamanho do sistema convectivo: número de *pixels* e área em km²;
- 2) Raio efetivo do Sistema Convectivo (SC): é o raio de um círculo cuja área seja igual a área do sistema:

$$r = \frac{\sqrt{A}}{\pi}$$

onde *r* representa o raio efetivo e A a área do sistema em km².

- 3) Fração convectiva e número de células convectivas: as células convectivas são definidas como os aglomerados de *pixels* que possuem TB imediatamente mais baixa que o limiar inferior, neste caso 210K;
- 4) Tamanho das cinco maiores células convectivas encontradas no SC;
- 5) Eixo de inércia;
- 6) Inclinação e excentricidade do sistema convectivo: o cálculo é baseado numa representação no plano de todos os pontos do sistema. Após a aplicação da metodologia dos mínimos quadrados nos pontos, a reta gerada (e sua ortogonal) serão os novos eixos de inércia. Logo, os pontos (LATi,

LON_i) são projetados no novo sistema cartesiano xx_i e yy_i

Onde:

$$xx_i = LON_i \cos \beta + LAT_i \sin \beta \quad (3.1)$$

$$yy_i = LON_i \sin \beta + LAT_i \cos \beta \quad (3.2)$$

e

$$\beta = \tan^{-1} \alpha \quad (3.3)$$

Onde:

$$\alpha = \frac{(N \sum LAT_i LON_i - LAT_i \sum LON_i)}{N \sum LAT_i^2 - (\sum LAT_i)^2} \quad (3.4)$$

O valor β representa a inclinação do sistema. A excentricidade é calculada a partir das seguintes equações:

$$\varepsilon = \left| \frac{xx_{max} - xx_{min}}{yy_{max} - yy_{min}} \right| \quad (3.5)$$

$$\varepsilon = \left| \frac{yy_{max} - yy_{min}}{xx_{max} - xx_{min}} \right| \quad (3.6)$$

A equação 3.5 é utilizada quando o eixo menor ocorre no eixo das abscissas e a equação 3.6 quando o eixo menor ocorre no eixo das ordenadas.

A) Parâmetros radiativos:

- 4 Temperaturas médias e mínimas do sistema (de todos os *pixels* do sistema);
- 5 Temperatura média das cinco maiores células convectivas;

B) Parâmetros de localização:

- 1) Coordenadas do centro geométrico;
- 2) Coordenadas do centro geométricos das cinco maiores células convectivas;
- 3) Data e hora (UTC).

No algoritmo de acompanhamento, ter-se-ão as seguintes possibilidades.

- 1) **Sistema novo ou de geração espontânea:** sistema convectivo identificado na imagem e não estava presente na imagem anterior ou não cumpre com o critério de mínima superposição do sistema convectivo;
- 2) **Continuidade:** é aquele sistema convectivo que foi identificado numa imagem e estava presente na imagem anterior, cumprindo com o critério de mínima superposição dos sistemas convectivo.
- 3) **Divisão (*split*):** quando no tempo "t" existe um sistema que cumpre com o critério de mínima superposição dos sistemas convectivos, e com dois ou mais sistemas no tempo "t+30 minutos", é considerado um processo de divisão. Neste caso, o maior sistema no tempo "t+30 minutos".
- 4) **Fusão (*merge*):** quando no tempo "t" existem dois ou mais sistemas convectivos que cumprem com o critério de mínima superposição com só um sistema no tempo "t+ 30 minutos". Neste caso, cada um dos sistemas no tempo "t" será considerado como a continuidade de diferentes famílias de sistemas.

As possibilidades 2, 3 e 4 citadas acima podem ser vistas na Figura 3.1 a,b e c, respectivamente.

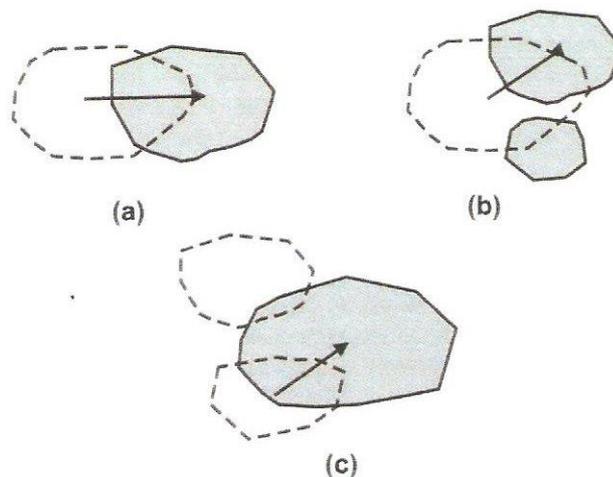


Figura 3.1 – Cálculo da velocidade e direção de propagação de SC.

Fonte: Macedo et al. (2004)

Para efetuar o rastreamento do sistema convectivo foi adotado um método, baseado no critério de máxima superposição, isto é, 25% da área do SC em imagens sucessivas, o que corresponde um valor mínimo de 150 *pixels* (aproximadamente 2.400 Km² para um passo de tempo de 30 minutos), como um limiar mínimo para rastreamento (VILA et al. 2008). Se a superposição for menor, o FORTRACC não considera como sendo o mesmo sistema da imagem anterior.

Além dessas considerações, o FORTRACC calcula a variação temporal dos parâmetros estatísticos mais importantes, levando em conta a continuidade. As variáveis incluídas em um primeiro instante são: área, temperatura média do sistema convectivo, temperatura mínima e temperatura mínima do cerne de nove *pixels*. Ainda, calcula-se a velocidade do sistema nos casos em que há continuidade do sistema através da diferença da posição do centro de massa no instante “t” e o instante “t+Δt” dividindo-a por “Δt”. A partir desta informação, é possível gerar uma lista que descreve a variação temporal do SC durante seu ciclo de vida, desde a sua detecção até a dissipação

completa. Para os casos em que ocorra inexistência de imagem atual do satélite, o algoritmo cria novas imagens, chamadas de imagens virtuais, através de informações providas da última imagem real.

Os processos citados acima compõem os procedimentos necessários para se obter informações dos sistemas convectivos a partir da sobreposição de imagens sucessivas de satélite.

3.1.2 CMORPH (Climate Prediction Center MORPHing technique)

Foram utilizados os dados de estimativa de precipitação dispostos em grade de 8km por 8km e resolução temporal de 30 minutos.

A técnica de estimativa de precipitação por satélite CMORPH utiliza as estimativas de precipitação de sensores de micro-ondas passivo e propaga estas informações no espaço a partir de informações derivadas de canais infravermelhos de satélites geoestacionários.

A estimativa de precipitação por satélite, provida dos dados de infravermelho (IV) está mais relacionada ao topo de nuvem do que a precipitação. Ao contrário, a radiação de micro-ondas está associada ao conteúdo dentro da nuvem. Os canais de frequência relativamente alta em micro-ondas (85 GHz) quantificam o espalhamento de radiação ascendente (da terra para o espaço) conforme o tamanho das partículas de gelo dentro da nuvem e, de acordo com o tamanho das partículas, calibra-se a taxa de precipitação associada. Já a frequência, relativamente baixa em micro-ondas (37 GHz), detecta a emissão dos hidrometeoros devido à absorção de energia próximo a essa frequência e consequente emissão segundo as Leis de Kirchoff (WILHEIT, 1986). Pelo fato de os

oceanos apresentarem baixa emissividade nas frequências de micro-ondas entre 30GHz-50GHz, a temperatura de brilho associada ao oceano é uniformemente fria. Assim, a estimativa de precipitação pode ser inferida em regiões onde a temperatura de brilho é mais quente, quando comparada a do oceano. A técnica nestas frequências entre 30GHz e 50Hz não é aplicada à passagens de satélite sobre a superfície continental, pois, a emissividade do continente é altamente variável (JANOWIAK et al., 2005).

Em relação à elaboração do produto CMORPH, os procedimentos efetuados são descritos detalhadamente em Joyce et al. (2004). Para o melhor entendimento da estimativa de precipitação por satélite desenvolvida pelo CMORPH, serão descritos alguns dos seus principais aspectos.

O CMORPH utiliza dados de canais infravermelho dos satélites geoestacionários dispostos na Tabela 3.1 e informações de micro ondas derivada dos seguintes satélites: *U.S. Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)* e *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*. A bordo destes satélites estão os sensores de micro-ondas: *Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B)*, *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)* e o *TRMM Microwave Imager (TMI)*. As informações relevantes destes sensores são apresentadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.1 – Características dos dados dos satélites GOES utilizados no CMORPH.

Satélite	Localização do Nadir (sobre o equador)	Comprimento no IR (micrômetro)
GOES – 8	75°O	10,7
GOES – 10	135°O	10,7
<i>Meteosat – 7</i>	0°	11,5
<i>Meteosat – 5</i>	63°L	11,5
GMS – 5	140°L	11,0

Fonte: Adaptado de Joyce et al. (2004)

Tabela 3.2 - Características dos sensores de micro-ondas passivo e satélites em que estão a bordo.

Sensor	Resolução Espacial (km)	Hora da Órbita Ascendente	Frequência (GHz)	Altitude (km)
TMI	4,6 x 6,9	Precessão	10,19,21,37,85	102
SSM/I (<i>DMSP PF-13</i>)	13 x 15	18:11	19, 22, 37, 85	830
SSM/I (<i>DMSP F-14</i>)	13 x 15	20:30	19, 22, 37, 85	830
SSM/I (<i>DMSP F-15</i>)	13 x 15	21:32	19, 22, 37, 85	830
AMSU– B(<i>NOAA-15</i>)	13 x 15	18:58	89, 150, 183	830
AMSU– B(<i>NOAA-16</i>)	13 x 15	13:57	89, 150, 183	830
AMSU– B(<i>NOAA-17</i>)	13 x 15	22:08	89, 150, 183	830

Fonte: Adaptado de Joyce et al. (2004)

Um processo importante na técnica CMORPH é o mapeamento da precipitação. O CPC monta um mapa de 0,727° (aproximadamente 8 km no equador) de resolução espacial com as observações dos diferentes sensores. Primeiramente faz-se o mapa, a cada 30 minutos, com as estimativas mais próximas à grade (8 km) entre 60°N e 60°S para cada satélite. Se houver duas estimativas para um mesmo ponto de grade é feita a média entre elas. Caso não haja nenhuma estimativa para um ponto é feita uma interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado das estimativas mais próximas. Devido a algumas diferenças entre os sensores de micro-ondas passivo, como altitude de órbita e tipo de detecção, é feita uma normalização entre estes dados.

O SSM/I e o TMI servem de normalização padrão devido à alta resolução espacial e detecção por emissão sobre o oceano.

3.1.3 Derivação do vetor propagação

Como os dados IV fornecem boas medidas de topos de nuvens, estes podem ser utilizados para detectar o deslocamento de sistemas de nuvens. Para determinação do movimento é necessário a derivação de Vetores de Advecção do Sistema de Nuvens (VASN). Shenk e Kreins (1970) mostraram que era possível estimar movimento de nuvens a partir de passagens consecutivas de satélites de órbita polar. Posteriormente, foi desenvolvido um sistema para detectar deslocamento de nuvens a partir de satélites geoestacionários conhecido por WINDCO (SMITH; PHILLIPS, 1972). A metodologia para derivação de vetor propagação do CMORPH é similar ao WINDCO. Esta utiliza correlação entre imagens sucessivas para determinar o deslocamento de nuvens. Em uma grade de 5° lat. x 5° lon. (que contém um pixel com 8 km no infravermelho) em $t=0$ uma correlação é desenvolvida entre a temperatura de brilho (TB) do pixel com o mesmo domínio da imagem seguinte ($t+0,5$ h). Este processo é repetido, mas a cada iteração o domínio é deslocado *pixel* por *pixel* nas direções zonal ou meridional. A combinação de maior correlação determina o VASN.

3.1.4 Propagação e *morphing* da precipitação proveniente de Micro-ondas Passivo (MP)

O processo de propagação de estimativa de precipitação é composto por três etapas principais: propagação para frente, propagação para trás e *morphing*.

Etapa 1: Propagação para frente

A propagação da estimativa de precipitação por micro-ondas passivo inicia com a propagação espacial adiante (avanço temporal) da estimativa observada em um tempo t . A propagação é feita utilizando o deslocamento de vetores derivados das imagens infravermelho de satélites geoestacionários. Todos os *pixels* de satélites, com sensores micro-ondas passivos (incluindo aqueles com precipitação zero), dentro da região de $2,5^\circ \text{ lat.}/2,5^\circ \text{ lon.}$, são propagados na mesma direção para produzir a análise da próxima meia hora ($t+0,5\text{h}$). É importante salientar que, nesta etapa, algumas situações podem ocorrer e são tomadas algumas providências para corrigi-las. Se a precipitação por micro-ondas passivo está na borda de duas grades de $2,5^\circ$ de latitude/longitude, o campo de precipitação é propagado uniformemente, se o par de vetores de ambas as regiões coincidirem exatamente. Se dois *pixels* de diferentes regiões forem propagados para o mesmo local por convergência, a média dos dois valores é computada. Se dois *pixels* divergem em propagação, tem-se como resultado a ausência de estimativa de precipitação em determinado ponto. Utiliza-se então a interpolação bilinear para computar as características da precipitação para este ponto. E por último, se houver disponível a informação de determinado *pixel* por uma nova varredura em $t+0,5 \text{ h}$, a estimativa observada é sobreposta à estimativa que seria anteriormente propagada.

Etapa 2: Propagação para trás

Em adição à propagação para frente, é feito um processo, separadamente, que consiste na propagação espacial para trás (retrocesso temporal) das estimativas de precipitação, onde se utiliza a mesma propagação de vetores utilizadas na etapa 1, mas com reversão do sinal dos vetores.

Etapa 3: Propagação e *morphing*

Nas etapas anteriores, efetuou-se somente a propagação do padrão de precipitação derivada por micro-ondas passivo. A simples propagação não implica na alteração das características da precipitação, mas apenas mero transporte destas para novas posições. Mudanças na intensidade e forma da precipitação são realizadas por ponderação inversa de ambas as propagações para frente e para trás. Esta ponderação dá-se pela respectiva distância temporal da observação inicial e da observação atualizada. Ou seja, na propagação para frente, mais próxima da observação recebe 2/3 de ponderação e 1/3 a mais distante da observação. Este procedimento é chamado de *morphing* e é ilustrado na Figura 3.2.

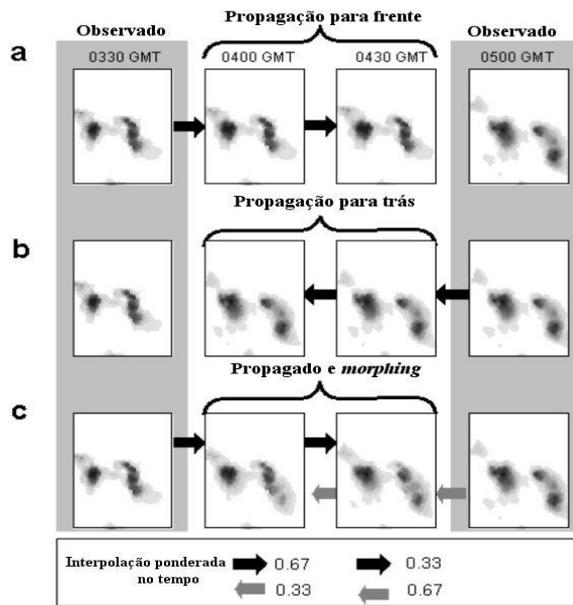


Figura 3.2 - Descrição do processo de propagação e *morphing*. As estimativas observadas são as 0330 UTC e 0500 UTC. As 0400 UTC e 0430 UTC são a) propagação para frente, b) propagação para trás e c) propagado e *morphed*.

Fonte: Adaptado de Joyce et al. (2004)

O processo exibido na figura acima envolve a criação de média ponderada, como segue:

$$Valor\ Morphed_{(t+\frac{1}{2}h)} = 0,67 \times P_{frente(t+\frac{1}{2}h)} + 0,33 \times P_{atrás(t+\frac{1}{2}h)} ; \quad (3.7)$$

onde P_{frente} é a estimativa de precipitação por micro-ondas passivo, propagada do momento inicial, e $P_{atrás}$ é a estimativa de precipitação por micro-ondas passivo, propagada para trás desde a observação atualizada.

Similarmente, para as 0430UTC, tem-se:

$$Valor\ Morphed_{(t+1h)} = 0,33 \times P_{frente(t+1h)} + 0,67 \times P_{atrás(t+1h)} \quad (3.8)$$

3.1.5 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis)

Para análise do ambiente sinótico em que os eventos de CCM foram desenvolvidos, serão analisados os seguintes campos meteorológicos da reanálise CFSR com resolução espacial de 0,5° por 0,5° e saídas a cada 6 horas.

A Tabela 3.3 exibe os campos primários e secundários utilizados e calculados para comporem as análises sinóticas.

Tabela 3.3 – Campos meteorológicos primários e secundários

Campos primários	Unidade
Pressão ao nível médio do mar	Pa
Altura Geopotencial	Mgp
Umidade Específica	kg/kg
Velocidade Vertical Ômea	Pa/s
Vento Zonal do Vento	m/s
Vento Meridional do Vento	m/s
Temperatura	K
Cape	J/kg
Campos secundários	Unidade
Divergência	1/s
Vorticidade	1/s
Transporte de umidade	kg/s
Advecção de Temperatura	K
Isotacas	m/s

3.1.6 Dados do Satélite GOES

Os dados dos satélites geostacionários GOES (*Geostationary Operational Enviromental Satellites*) também foram utilizados nas análises. Na Tabela 3.4 estão apresentados os comprimentos de onda respectivos de cada canal do sensor dos

satélites GOES 10 e GOES 12, e respectivos objetivos meteorológicos de cada canal. A resolução espacial do canal 1 (visível) é de 1 km, do canal 3 (vapor d'água) é de 8 km e dos canais 2, 4, 5 e 6 (infravermelho) é de 4 km. As imagens utilizadas serão de ambos os satélites GOES 10 e 12, e serão disponibilizados pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA - CPTEC/INPE).

Tabela 3.4 – Características dos canais do instrumento sensor a bordo dos satélites GOES 10 e GOES 12 e seus objetivos meteorológicos.

Número do canal	Comprimentos de onda (μm)	Objetivos Meteorológicos
1 (GOES 10 e 12)	0,55 a 0,75	Cobertura de Nuvens
2 (GOES 10 e 12)	3,80 a 4,00	Nuvens noturnas
3 (GOES 10)	6,5 a 7,0	Vapor d'água
3 (GOES 12)	5,8 a 7,3	Vapor d'água
4 (GOES 10 e 12)	10,2 a 11,2	Temperatura da superfície do mar e vapor d'água
5 (GOES 10)	11,5 a 12,5	Temperatura da superfície do mar e vapor d'água
6 (GOES 12)	13,0 a 13,7	Altura e cobertura das nuvens

Fonte: NASA (1996)

3.1.7 Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data 2010 - GMTED2010

O Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS- *U.S. Geological Survey*) e a Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA - *National Geospatial-Intelligence Agency*) desenvolveram um modelo global de elevação chamado Dados Multirresolução Globais de Elevação da Terra (*Global Multi-Resolution Terrain Elevation Data – GMTED2010*). Este compõe um banco de dados sobre a altimetria e relevo da terra cobrindo todas as áreas de terra entre 84°N e 56°S para a maioria dos

produtos e 84°N e 90°S para vários produtos. Os dados incluem fontes de *Digital Terrain Elevation Data* do *Shuttle Radar Topography Mission* (STRM). Tais dados foram baixados de <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Informações detalhadas sobre os dados podem ser obtidas através do endereço digital <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1073/pdf/of2011-1073.pdf>. Neste trabalho estes dados serviram somente como auxílio na visualização do relevo e topografia onde os complexos convectivos de mesoescala se formam e se deslocam.

3.2 METODOLOGIA

Considerando os objetivos propostos nos capítulos anteriores, a metodologia foi fragmentada em 3 etapas. A primeira etapa consiste na identificação dos CCM através das saídas diagnósticas do algoritmo FORTRACC. A definição de CCM considera a combinação de critérios específicos para a identificação deste sistema, assim efetuou-se uma filtragem sob as variáveis fornecidas pelo algoritmo. A segunda etapa refere-se à caracterização do ambiente sinótico em que os sistemas atuaram. O intuito é verificar a configuração de grande e mesoescala que contribuíram para a gênese e manutenção dos sistemas. As análises dos campos meteorológicos basearam-se nos dados de reanálise CFSR, com resolução espacial de 0.5° e resolução temporal de 6 horas. A terceira etapa baseia-se no reconhecimento do ciclo diurno da precipitação destes sistemas através da estimativa de precipitação por satélite do produto CMORPH.

3.2.1 Área de Estudo

A Figura 3.3 apresenta a América do Sul com área de estudo em destaque. A área selecionada compreende as latitudes de 20°S e 35°S e as longitudes de 45°W e 70°W . Esta região é marcada por preferencial ocorrência de CCM na América do Sul, cobrindo norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e Região Sul do Brasil. Esta região foi referida nos estudos de Velasco e Fritsch (1987), Durkee e Mote (2009), Silveira (2008), entre outros.

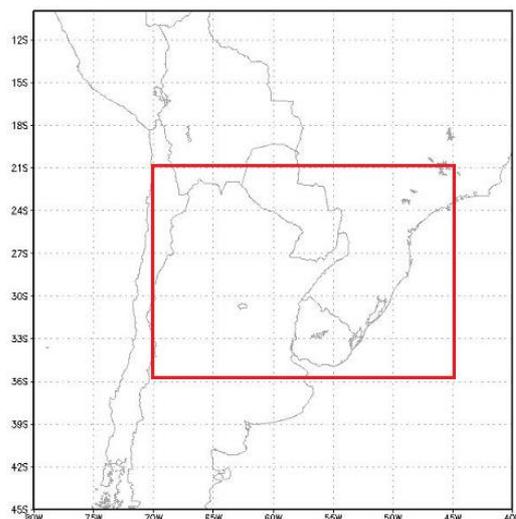


Figura 3.3– Área de estudo (20°S / 35°S e 45°W / 70°W)

A região de estudo é caracterizada pela Planície dos Pampas. É possível ver a configuração do relevo da região de estudo, fornecida pelos dados GMTED2010, através da Figura 3.4. É possível visualizar que a faixa leste da região apresenta altitude com valores entre 1.000 m e 2.000 m. Adentrando o continente, a altitude diminui até a região central da Argentina e Paraguai, onde se tem valores próximos de zero. Por fim, nota-se a presença da Cordilheira dos Andes na faixa oeste da área, com altitude de até 6.856m.

O traçado na figura representa a região de corte vertical apresentado na Figura 3.5. Através do corte vertical, feito sobre latitude de 26°S entre 69°W e 49°W. Esta faixa apresenta extensão aproximada de 2.440 km. Nota-se que a Cordilheira dos Andes possui uma extensão de aproximadamente 400 km, na região central tem-se a extensão em torno de 750 km, com relevo mais baixo próximo ao nível de zero, e em direção a leste vê-se novo aumento do relevo atingindo pico em torno de 1.000 m.

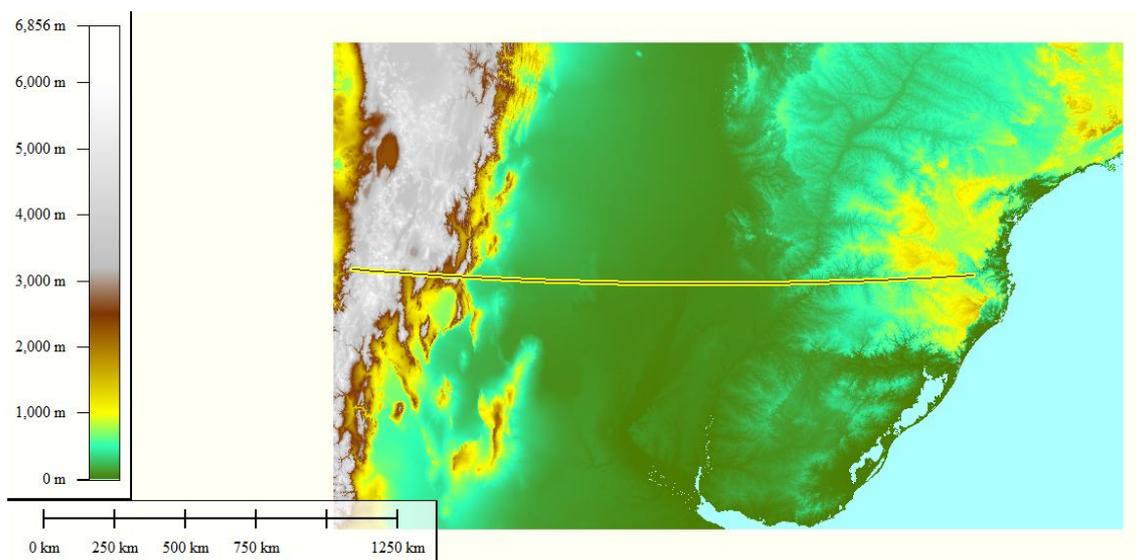


Figura 3.4– Relevo da região de estudo, fornecido pelos dados GMTED2010.

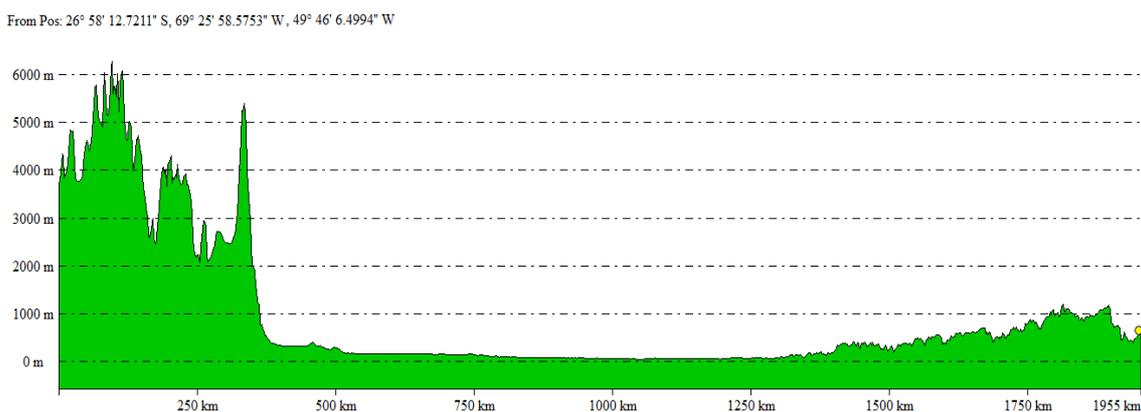


Figura 3.5– Corte Vertical do relevo sobre a latitude de 26°S entre 69°W e 49°W.

3.2.2 Identificação dos Complexos Convectivos de Mesoescala utilizando o algoritmo FORTRACC

A fim de selecionar ocorrência de CCMs na região de estudo, utilizou-se o algoritmo FORTRACC (*Forecast and Tracking of Active Convective Cells*). Os dados foram disponibilizados pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de

Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (DSA-CPTEC/INPE) que os fornecem de forma operacional para monitoramento e previsão de sistemas convectivos.

Para a detecção operacional de um SC são utilizados os limiares de temperatura de 235K (-38°C) para definir um sistema convectivo e de 210K (-63°C) para definir células convectivas imersas no sistema. Os limiares de temperatura são a única diferenciação entre a metodologia aqui apresentada em relação ao método utilizado por Maddox (1980). Silveira (2008) utilizou a mesma metodologia e realizou testes para verificar a coerência entre as duas metodologias. O FORTRACC foi processado utilizando os limiares de temperatura de Maddox (1980) e os limiares operacionais. Com os testes Silveira observou que para os casos de CCM analisados, o FORTRACC identificou os sistemas com os dois limiares de temperaturas testados. Assim, o teste permitiu a autora utilizar as saídas operacionais da DSA para análises dos CCMs. Adicionalmente, os limiares utilizados de 235K e 210K (utilizados pela DSA) são considerados apropriados para detecção de nuvens associadas à convecção em diferentes regiões da América do Sul, como sugerido por Laurent et al. (2002), Machado e Laurent (2004) e Carvalho e Jones (2001).

Para que os critérios inicialmente determinados por Maddox (1980) fossem constatados, aplicaram-se algumas condições às saídas do algoritmo FORTRACC. Foram consideradas as detecções de sistemas com as seguintes condições:

1. Somente sistemas que nasceram dentro da área de estudos (20°S - 35°S e 45°O-70°O);
2. Tamanho A com $TB \leq 235K$ (-38°C) com área $\geq 100.000Km^2$;

3. Tamanho B com $T_B \leq 210K(-63^\circ C)$ com área $\geq 50.000Km^2$;
4. Excentricidade ≥ 0.7 no momento em que atinge a área de $100.000Km^2$;
5. Duração da máxima extensão de pelo menos 6 horas;
6. Os sistemas devem ser identificados a partir de células novas nas imagens de satélite;
7. Os sistemas não podem nascer, nem morrer de imagens virtuais;
8. Os sistemas não podem possuir mais que 50% de imagens virtuais;

Para o cálculo das áreas (tamanhos A e B) utilizou-se a mesma metodologia de Viana (2006), o qual utilizou o tamanho do sistema em *pixels* (fornecido pelo FORTRACC) multiplicado pela área de cada pixel de $16km^2$.

Como citado anteriormente, o FORTRACC efetua o rastreamento dos sistemas baseando-se no critério de máxima superposição de 25% da área do SC em imagens sucessivas. Essa superposição corresponde ao valor mínimo de 150 pixels (aproximadamente $2.400 km^2$). Quando os sistemas possuem processos de divisão ou fusão (*split / merge*) ocorre o surgimento de novas células convectivas na região. Com o critério de superposição, o sistema dará continuidade com as células que fizerem superposição na próxima imagem e estas células não necessariamente são as células novas que estarão em crescimento, a ponto de definir o ciclo teórico de um sistema. Logo, os ciclos de vida apresentados para os sistemas estão sujeitos a estarem incompletos ou referirem-se a células que fazem parte do sistema, mas não o sistema como um todo. Considerado estas ressalvas fez-se a verificação auxiliar e subjetiva dos sistemas identificados pelo FORTRACC, com as imagens de satélites fornecidas pelo banco de dados da DSA (CPTEC/INPE). Esta verificação foi feita para auxiliar a

melhor identificação dos sistemas, principalmente, nos estágios de surgimento e dissipação, os quais estão mais sujeitos às variações nas identificações das células.

3.2.3 Caracterização do ambiente atmosférico/sinótico em que os CCM se desenvolveram

Para uma compreensão do ambiente em que os CCM se desenvolveram e mantiveram-se, foram realizadas análises de campos sinóticos derivados da reanálise CFSR.

Os sistemas foram inicialmente detectados pelo FORTRACC fornecendo os horários de surgimento dos sistemas, bem como a duração e ciclo de vida destes. Como os dados de reanálise são fornecidos somente para os horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC), para os sistemas que surgiram em horários não sinóticos considerou-se para o momento de gênese, o horário anterior mais próximo ao surgimento do sistema.

3.2.4 Ciclo diurno de precipitação dos CCM

O ciclo diurno de precipitação de cada sistema foi elaborado a partir dos dados de estimativa por satélite CMORPH. Para poder descrever melhor o ciclo diurno da precipitação utilizaram-se os dados com resolução espacial de 8 km e resolução temporal de 30 minutos. Para elaborar o ciclo diurno da precipitação aplicaram-se dois métodos para análise. O primeiro consiste em calcular para cada horário a média da precipitação na área. Mas este método possui algumas ressalvas, pelo fato da área que o sistema abrange ser muito extensa e o dado possuir uma resolução espacial alta (muitos pontos de grade), assim a média resultante tem seu valor deslocado para baixo (valores menores). A fim de complementar este cálculo, apresenta-se também o ciclo

diurno de precipitação do ponto de grade onde esta é máxima. Adicionalmente, verificou-se também a precipitação acumulada para cada cálculo. Assim, é possível estabelecer a ideia de precipitação média e máxima associada aos sistemas.

4 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentadas as características dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) de sua detecção inicial feita pelo algoritmo FORTRACC e análise complementar através das imagens do satélite GOES. Também será apresentado o ambiente sinótico de gênese e maturação dos CCM, bem como, os principais campos meteorológicos que influenciaram dinamicamente ou termicamente a formação e manutenção destes sistemas. Além disto, também é apresentado o comportamento da precipitação associado aos eventos de CCM, utilizando os dados de taxas de precipitação obtidas através do produto de estimativa de precipitação por satélite CMORPH.

4.1 Detecção dos CCM através do FORTRACC

A primeira identificação da ocorrência dos sistemas convectivos foi baseada nas saídas do algoritmo FORTRACC. O algoritmo permite analisar inúmeras características dos sistemas convectivos incluindo o deslocamento, crescimento, maturação e dissipação, entre outros aspectos.

Para identificação dos sistemas foram utilizados os critérios expostos na subseção 3.2.2. Foram inicialmente processados os dados para os anos entre 2005 e 2010 onde o FORTRACC apresentou em torno de 67 casos para todo o período. Após esta classificação, foi realizada uma verificação de todos os casos através das imagens de satélite GOES para constatar se todos os sistemas caracterizavam-se como CCM. Verificou-se que inúmeros casos não se enquadravam por completo como CCM. Esta limitação se dá devido aos critérios de rastreamento que o algoritmo utiliza. Como

critério de rastreamento o algoritmo adota um número mínimo de 150 *pixels* (aproximadamente 2400 km²) de superposição entre duas imagens consecutivas para considerar a continuidade do SC, se a superposição for menor, o sistema não é considerado como sendo o mesmo sistema do tempo anterior. Assim, quando os sistemas sofrem muitos processos de divisão ou fusão (*split* e *merge*), os ciclos de vida dos sistemas estão sujeitos a estarem incompletos ou referirem-se a células que fazem parte do sistema, mas que não compõem o sistema como um todo. Logo, a amostra inicial reduziu e como os sistemas possuíam formação em horários diferentes, duração e tamanhos variáveis não foi possível fazer uma composição dos mesmos para análise. Assim, decidiu-se analisar um sistema de cada categoria verificada: um associado ao evento de JBN-CJE que se propaga para o norte da Argentina, um de JBN-NCJE que se propaga para a região sul do Brasil e um sem presença de Jato de Baixos Níveis. Tais classificações dos jatos estão descritos na subseção 2.2. Para auxiliar a descrição dos CCM, para os aspectos onde o FORTRACC possa ter apresentado alguma limitação, fez-se o acompanhamento dos sistemas com imagens do satélite GOES.

4.2 Estudo de Caso do Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido em 09/11/2008

Este estudo de caso refere-se ao CCM ocorrido em 09/11/2008 em que o sistema estava associado à presença do JBN-CJE. O FORTRACC detectou o sistema com iniciação as 0330 UTC do dia 09/11/2008 com duração de 24 horas e posição inicial em 27°19'S e 65°22'W. A Figura 4.1 exhibe as principais características relativas ao CCM, detectadas pelo FORTRACC.

É possível visualizar na Figura 4.1a o comportamento da área do CCM, onde esta oscila em torno de 60.000 km² nas primeiras 13 horas de duração e a partir deste momento há um crescimento abrupto do sistema, onde este passa a atingir área de aproximadamente 350.000 km². Após 16 horas de duração a área do sistema passa a decair rapidamente até às 20 horas de duração e gradualmente após este período de tempo. Em relação à excentricidade (Figura 4.1b), o sistema passa a um valor acima de 0,7 a partir das primeiras 3 horas de formação e nota-se que apesar de haver oscilações, a excentricidade encontra-se variando entre 0,7 e 1,0 praticamente durante todo período de duração do sistema, o que indica sua forma circular. A partir de 19 horas de duração, o sistema passa a apresentar queda nos valores de excentricidade. A temperatura de brilho média (Figura 4.1c) apresenta inicialmente temperatura de 232K (-41°C) e na primeira hora de duração há queda abrupta na temperatura para 216K (-57°C), o que indica rápida intensificação e desenvolvimento das células convectivas. Após três horas de formação o sistema passa a apresentar aumento na temperatura até atingir 229K (-44°C) em torno de 7 horas de formação. Após este estágio, o sistema apresenta queda abrupta, novamente atingindo temperatura de 212K (-61°C). Tal queda pode estar indicando nova intensificação dos processos convectivos ou formação de novas células convectivas no sistema. Após aproximadamente 15 horas de duração, a temperatura passa a subir, o que indica início do processo de decaimento e dissipação do sistema. A temperatura mínima (Figura 4.1d) apresenta o mesmo comportamento da temperatura média, com exceção de apresentar limiares menores. O sistema inicia-se com temperatura mínima de 230K (-43°C), atinge 193K (-80°C) em torno de 3 horas de duração, atingindo a menor temperatura mínima de 184K (-85°C) em torno das 17 horas de duração.

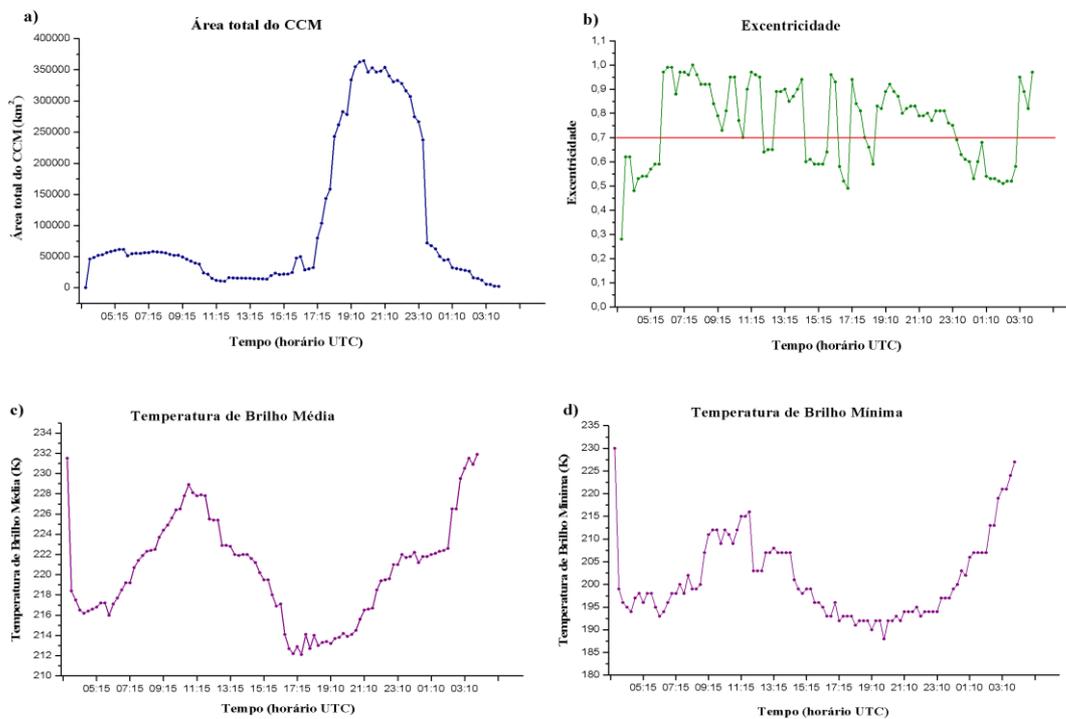


Figura 4.1- a) Área total do CCM (km²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 09/11/2008.

4.3 Verificação do ciclo de vida através das imagens de satélite GOES-10

Considerando os aspectos expostos no item 4.1 deste capítulo, faz-se uma verificação para complementar as informações detectadas pelo algoritmo FORTRACC através das imagens do satélite GOES-10.

Como foi citado anteriormente, este evento de CCM ocorreu associado à presença do JBN-CJE durante o dia anterior. A Figura 4.2 exhibe imagem de satélite do visível de 08/11/2008 às 1800 UTC, onde se pode ver a presença de ruas de nuvens cumulus

associada à presença JBN-CJE. Esta região estende-se do oeste da Amazônia ao centro norte da Argentina. Estas ruas de nuvens cumulus organizam-se paralelo ao vento em baixos níveis. Nota-se que essa nebulosidade, estende-se ao sul de 25°S exibindo a extensão do JBN-CJE. O esquema teórico desta configuração é vista na Figura 4.3.

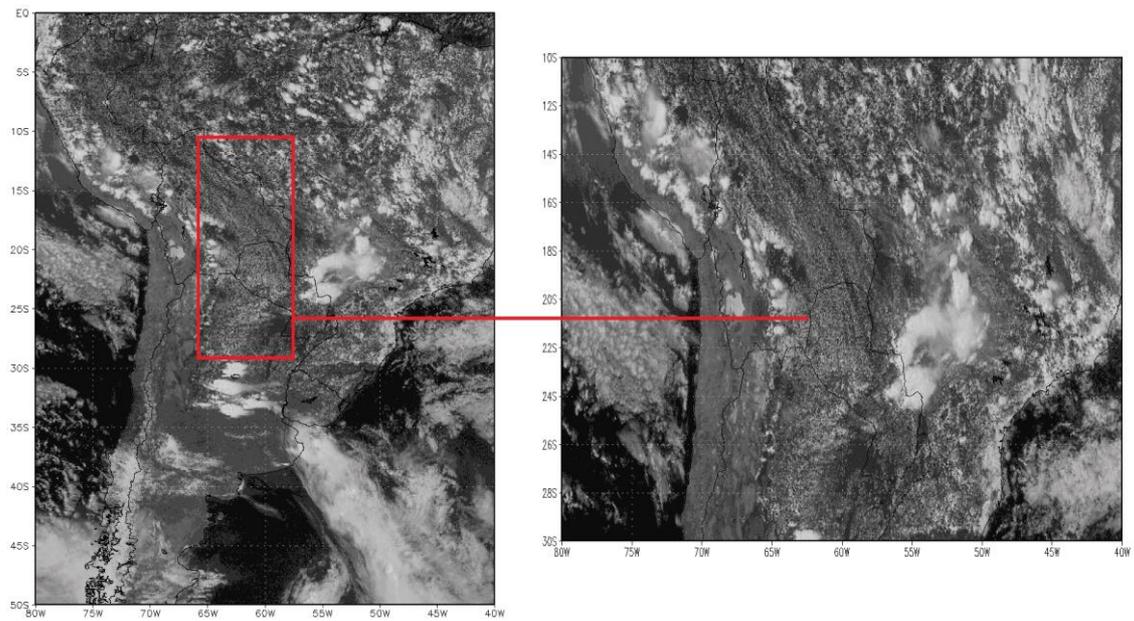


Figura 4.2 - Imagem do Satélite GOES-10, Canal Visível do dia 08/11/2008.

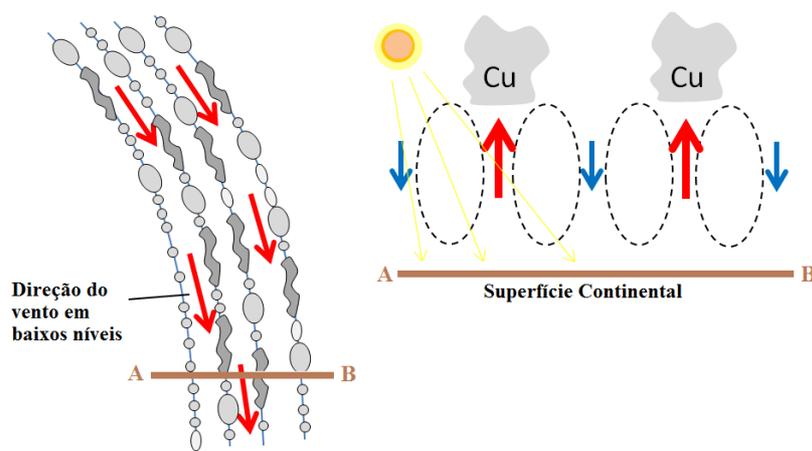


Figura 4.3 - Esquema teórico sobre configuração de nuvens cumulus associadas à ocorrência de JBN-CJE.

Fonte: Eumetrain (2013)

A Figura 4.4 apresenta as imagens de satélite GOES-10 do canal infravermelho realçado para diferentes horários a fim de descrever os principais estágios do sistema. A imagem para o dia 08/11/2008 as 0015 UTC (4.4a) exibe o aparecimento de células convectivas que passam a se organizar em aglomerados convectivos as 0330 UTC (Figura 4.4b). As 0600 UTC (Figura 4.4c) o sistema mostra-se bem organizado com topos convectivos de -80°C , sendo considerado o horário de maturação segundo as menores temperaturas de brilho. As 0945 UTC (Figura 4.4d) o sistema apresenta a maior, porém com número menor de núcleos convectivos profundos. As 1100UTC (Figura 4.4e) o sistema ainda apresenta topos muito frios, com valores de até -80°C e preserva a forma circular. Na Figura 4.4f é apresentada a imagem para o horário das 1530UTC onde não há mais a configuração circular de CCM e o sistema apresenta-se processo de decaimento.

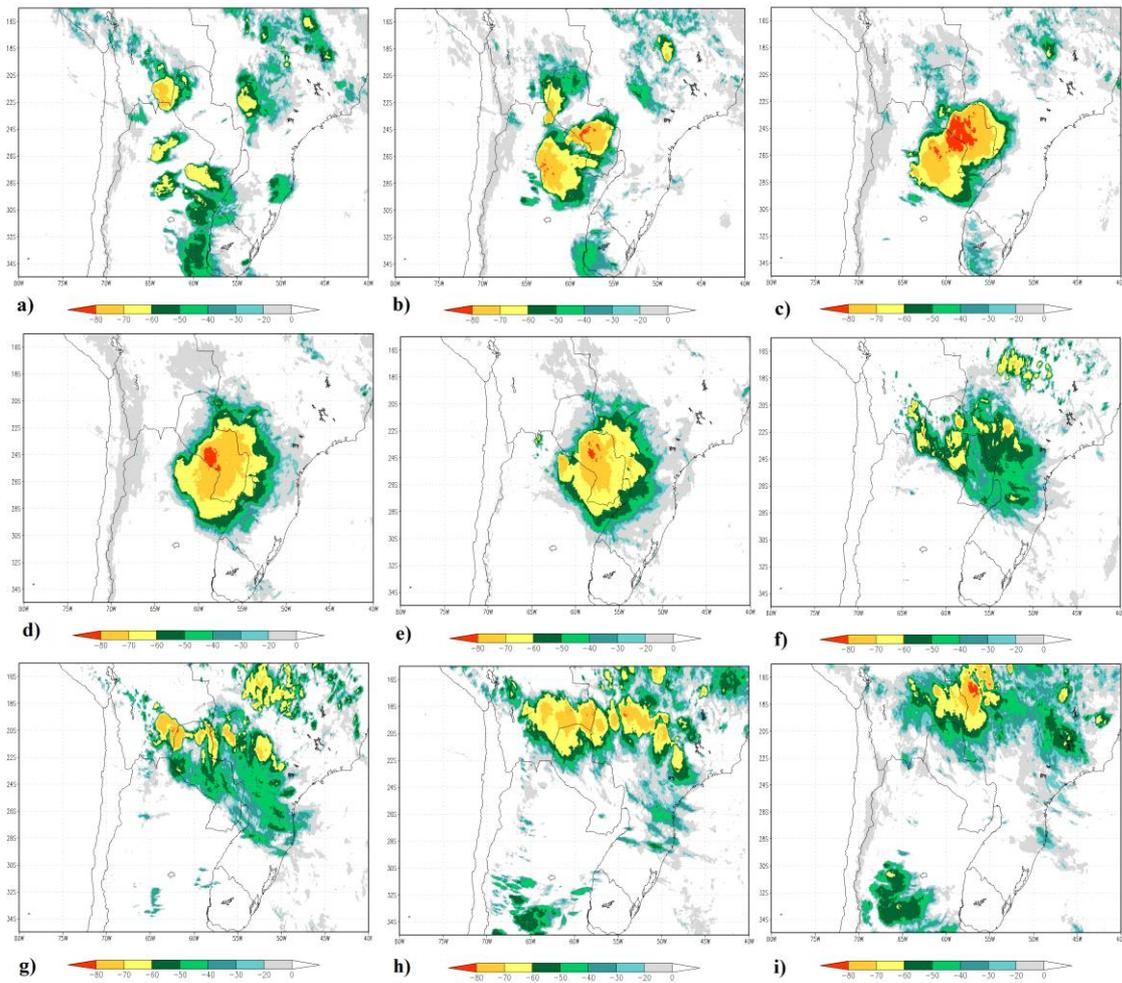


Figura 4.4 - Imagem do Satélite GOES-10 Realçada para o dia 09/11/2008 as a) 0015 UTC, b) 0330 UTC, c) 0600 UTC, d) 0945 UTC, e) 1100 UTC, f) 1530 UTC, g) 1715 UTC, h) 2115 UTC e i) 0130 UTC.

Analisando-se a descrição do FORTRACC e a análise das imagens do satélite GOES-10 notam-se algumas diferenças. Primeiramente, em relação à área o FORTRACC aponta o maior crescimento em torno das 1715 UTC e 0000 UTC (Figura 4.1a). Neste período, o CCM já se desconfigurou nas imagens de satélite, mas forneceu ambiente para novas células convectivas. Este processo pode ser visto através das Figuras 4.4g,

4.4h e 4.4i, onde as 1715 UTC o sistema apresentava maior cobertura com temperaturas maiores do que -30°C e nas imagens subsequentes as células se intensificaram apresentando novamente temperatura de até -90°C . Estas células convectivas deslocam-se para norte formando novos sistemas convectivos. Elas atuam na região tropical em consecutivos processos de formação e dissipação durante o dia 10/11/2008. Assim, verifica-se que a detecção apontada pelo FORTRACC refere-se a uma determinada célula (aglomerado com número mínimo de *pixels*) que faz parte do CCM, mas que não o representa como um todo. Em relação aos campos de temperatura vê-se que há coerência entre os valores de temperatura média e mínima, entre ambas as análises.

4.4 Análise do ambiente sinótico do CCM de 09/11/2008

As características do ambiente sinótico serão analisadas para dois momentos, sendo considerados os estágios: de gênese e maturação. Para o evento de 09/11/2008, o FORTRACC detectou o surgimento do CCM a partir das 0330 UTC deste dia. Para os sistemas cujo início não se deu em horários sinóticos, considerou-se o horário sinótico mais próximo. Para este caso, considerar-se como horário de gênese do sistema as 0000 UTC. Será apresentada a configuração sinótica em baixos, médios e altos níveis da atmosfera. Sendo apresentados aspectos dinâmicos como convergência, vorticidade, movimento vertical, espessura, entre outros. Em relação aos processos relacionados à termodinâmica também serão expostos alguns campos como advecção de temperatura, CAPE e temperatura. Adicionalmente, será analisado o transporte de umidade sobre a região de estudo e o ciclo diurno da precipitação decorrente do sistema.

4.4.1.1 Estágio de Gênese para 09/11/2008 - Análise de Baixos Níveis

Os campos apresentados na Figura 4.5a referem-se ao horário de 0000 UTC (exceto as imagens GOES-10 que correspondem ao horário mais próximo 0015 UTC, devido ausência da imagem de 0000 UTC). Neste horário já havia o surgimento de células e aglomerados convectivos, entretanto não havia caracterização de complexo convectivo de mesoescala.

Pode-se notar através da Figura 4.5, a presença do JBN-CJE classificado por Nicolini et al.(2004). Nota-se uma área de baixa pressão relativamente fraca e muito alongada estendendo-se meridionalmente, a leste dos Andes, entre a Bacia Amazônica e o noroeste da Argentina. Estes aspectos constituem a Baixa do Noroeste Argentino (BNOA) (SELUCHI et al. 2003; FERREIRA, 2008). Esta se localiza tipicamente em 30°S à sotavento da Cordilheira dos Andes e possui uma origem térmica no verão e uma forte influência orográfica no período de inverno. Por essa razão, às vezes ela também é referenciada como a “Baixa Termo-Orográfica” (ESCOBAR; SELUCHI, 2012). Pode-se notar ainda uma confluência dos ventos sobre o Oceano Atlântico, a leste da Província de Buenos Aires, a qual está associada com um sistema frontal em superfície. Analisando-se as isotermas (figura não exibida) é possível verificar o estreitamento das isotermas, que ocorre devido aos efeitos de deformação horizontal e convergência associado ao processo de frontogênese.

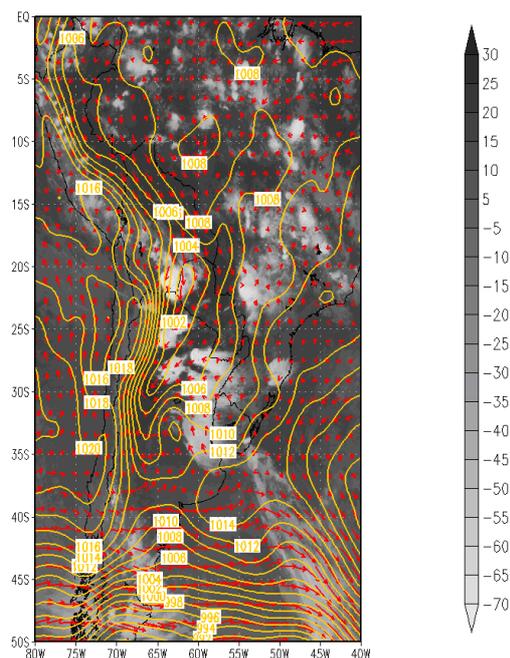


Figura 4.5 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 12 das 0015UTC.

Na Figura 4.6a apresenta-se o campo de divergência suavizado em 850hPa, onde o campo apresenta um comportamento de ondas curtas devido à alta resolução dos campos da reanálise de $0,5^\circ$ por $0,5^\circ$ ($0,5^\circ$ aproximação teórica de 55,5 km). Apesar do caráter de ondas curtas, nota-se que as regiões de $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ correspondem às áreas com presença de nebulosidade sobre a região centro norte da Argentina, indicando que a convergência, associada ao movimento ascendente do ar, exerce influência ao desenvolvimento dos processos convectivos e está, apesar das perturbações, sendo representada pela análise. A banda de nebulosidade associada ao sistema frontal no Oceano Atlântico também é demarcada por convergência do ar em 850hPa.

Em relação aos aspectos físicos primordiais associados à formação da convecção tem-se, como processos iniciais, o aquecimento do ar na camada mais baixa da troposfera. Este processo decorre da incidência de radiação solar causando uma diferença de densidade entre uma parcela de ar e o ar circundante. Em resposta à diferença de densidade surgirá uma força denominada flutuabilidade que ascende verticalmente a parcela de ar. Assim, os processos de flutuação são fundamentais para a geração de correntes ascendentes convectivas.

Considerando-se os aspectos expostos acima, tem-se na Figura 4.6b a temperatura do ar em 925hPa, associada ao campo de pressão ao nível médio do mar. A temperatura constitui-se uma componente importante no disparo da convecção, pois favorece à variação de densidade do ar e consequentes movimentos verticais associados. Nota-se que entre o sul da Bolívia, norte do Paraguai e centro norte da Argentina, a temperatura do ar em 925hPa encontra-se entre 300K e 305K (27°C a 32°C). Esta mesma região compreende a área de atuação da BNOA, que se trata de uma depressão de origem térmica, explicada pelo aquecimento da baixa e média troposfera, principalmente em função dos fortes fluxos superficiais de calor sensível. Por essa razão, a BNOA é um sistema quase permanente durante o verão, quando os fluxos superficiais de calor se tornam predominantes (SELUCHI e SAULO, 2012).

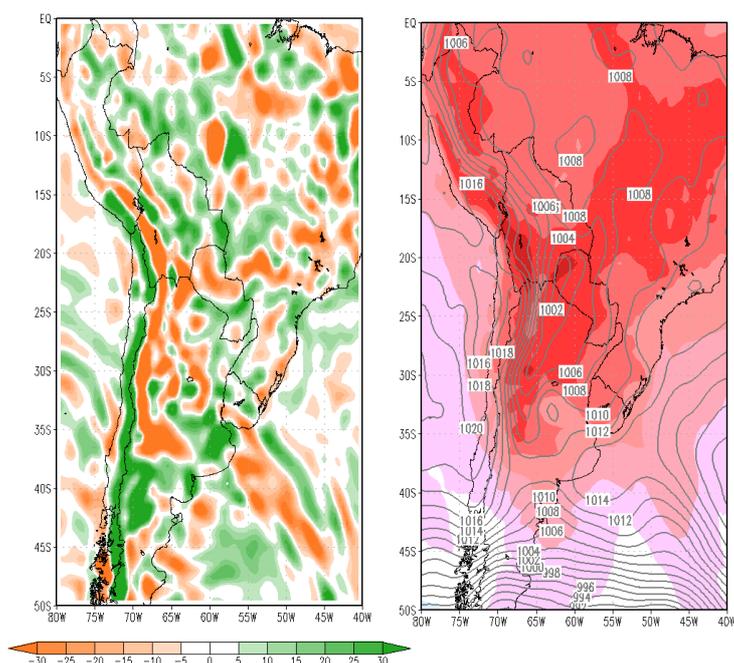


Figura 4.6 - a) Campo de divergência suavizado em 850hPa (sombreado - 10^{-6}s^{-1}); b)

Temperatura do ar em 925hPa – 09/11/2008 0000 UTC.

Na Figura 4.7a tem-se advecção de temperatura, nota-se uma linha de advecção quente de até 2×10^{-5} K/s sobre extremo norte da Argentina e região central do Paraguai e oeste do Mato Grosso do Sul. Silveira (2010) analisou também os estágios principais de CCM com simulações dos campos meteorológicos, utilizando os modelos ETA e ETA/RPSAS. Em um dos estudos de casos, Silveira apresenta análise deste mesmo caso. Para advecção de temperatura os modelos ETA e ETA/RPSAS indicaram valores menores de advecção quente (de até 0,4 K/s) para a região de formação do sistema.

Conforme citado anteriormente, os processos de flutuação são fundamentais para a geração de correntes ascendentes convectivas. Assim, faz-se relevante analisar o comportamento de um dos parâmetros convectivos mais utilizados em previsão

convectiva, o parâmetro CAPE. Tal parâmetro, como os demais índices de instabilidade, tem por função indicar a previsibilidade de ocorrência de instabilidade associada à determinada região. Nascimento (2005) aponta potencial para tempestades severas em função dos valores de CAPE, onde valores de 1000 a 2500 J/kg são considerados altos; valores acima de 2500 J/kg indicam instabilidade acentuada, e acima de 4000 J/kg indicam instabilidade extrema. Como pode ser visto na Figura 4.7b tem-se valores de CAPE de superfície entre 0 e 2500 J/kg sobre o Rio Grande do Sul, centro norte da Argentina, Paraguai e sul da Bolívia. Logo, o índice aponta alto potencial para tempestades severas sobre estas regiões.

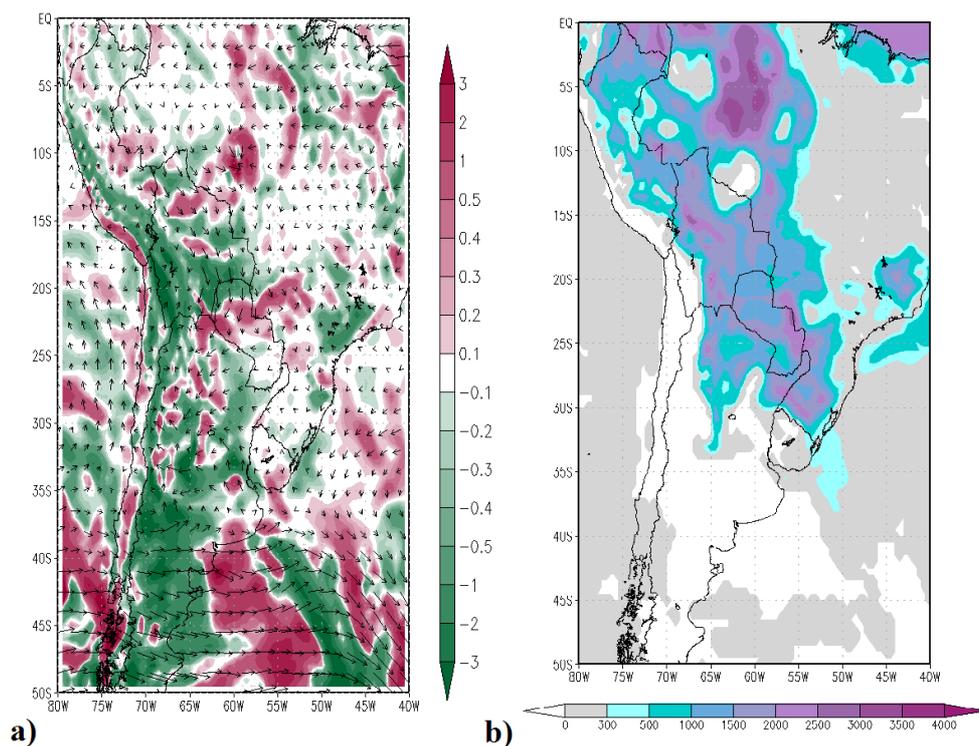


Figura 4.7 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b) CAPE de superfície (J/Kg) – 09/11/2008 0000 UTC.

4.4.1.2 Estágio de Gênese para 09/11/2008 – Análise de Níveis Médios

Na Figura 4.8a tem-se o campo de ômega em 500 hPa, tal campo aponta valores negativos de ômega sobre região centro norte da Argentina, Paraguai e extremo sul da Bolívia. Sobre a região centro norte da Argentina tem-se valores de até 2 Pa/s. Logo, o campo indica movimento ascendente do ar em tais localizações. Este comportamento está associado aos processos convectivos que já se mostram presentes nas imagens de satélite as 0000UTC. O campo de geopotencial apresenta leve influência do cavado associado ao sistema frontal em superfície que se localiza no Oceano Atlântico Sul a leste da Argentina (Figura 4.8a). O vento em 500 m/s apresenta-se influenciado pelo cavado até a região central da Argentina. Já ao norte da Argentina, o escoamento está associado a uma circulação anticiclônica (Figura 4.8b). Em relação à vorticidade relativa, pode-se perceber uma região com valores de vorticidade ciclônica de $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ sobre a região central da Argentina, Sul do Paraguai e Uruguai (Figura 4.8b).

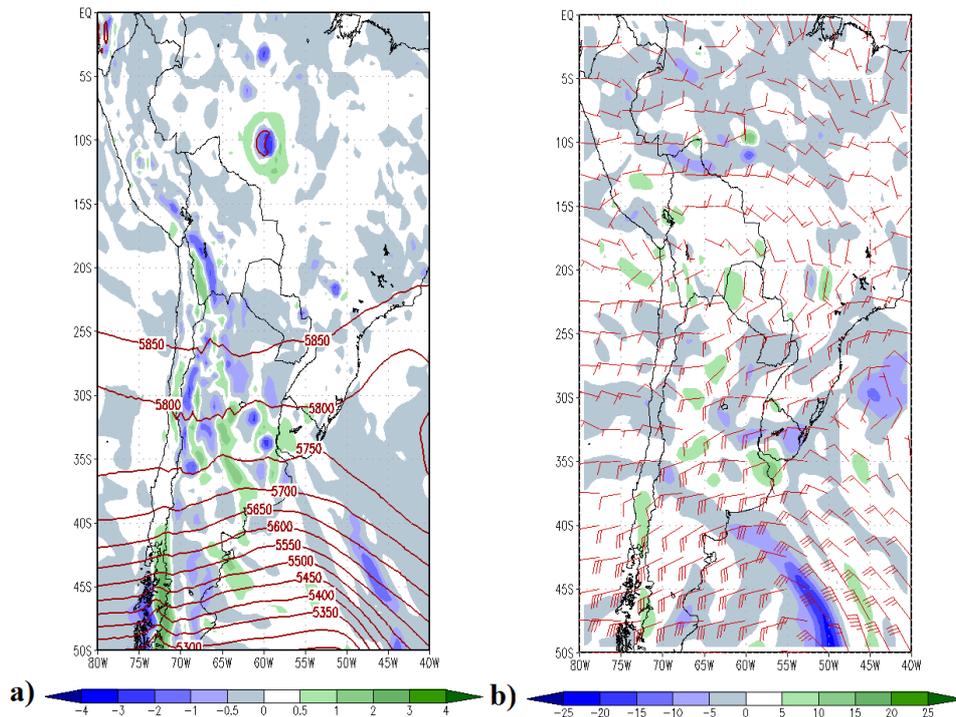


Figura 4.8 - a) $\hat{\Omega}$ (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - 10^{-5} s^{-1}) e Vento (m/s) em 500hPa - 09/11/2008 0000 UTC.

4.4.1.3 Estágio de Gênese para 09/11/2008 – Análise de Altos Níveis

O campo de linhas de corrente em 200hPa (Figura 4.9a) apresenta uma circulação anticiclônica que caracteriza a presença da Alta da Bolívia centrada sobre a região leste deste país. O campo de divergência associado às isotacas em 200hPa (Figura 4.9b) mostra a presença do Corrente de Jato Subtropical, posicionada entre 20°S e 35°S.

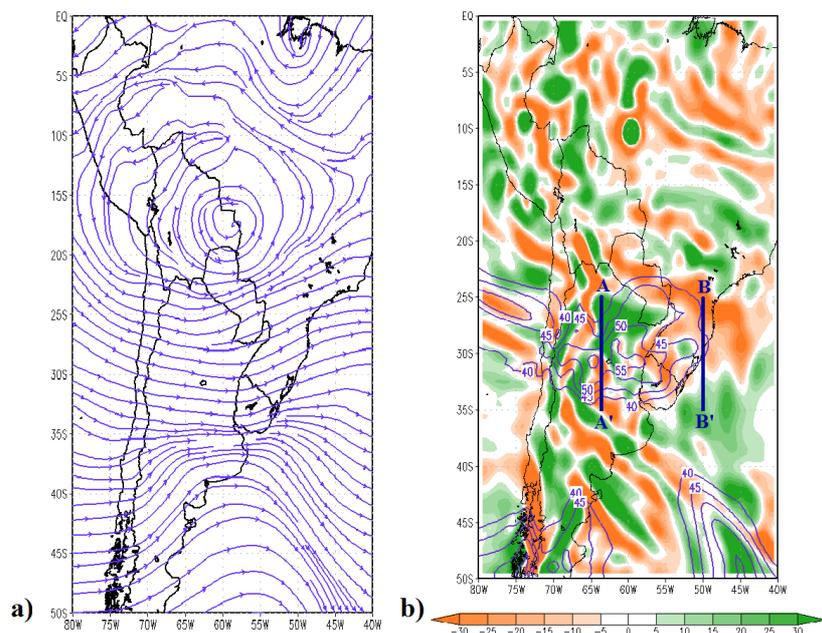


Figura 4.9 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Divergência (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa - 09/11/2008 0000 UTC.

Segundo o modelo de Riehl (1969), para Correntes de Jatos há um acoplamento entre os baixos e altos níveis da atmosfera através das circulações verticais na entrada e na saída do JAN. Estas circulações verticais atuam transportando energia meridional e verticalmente. A configuração do Jato Subtropical em Altos Níveis foi apresentada na Figura 4.10a, com as respectivas circulações térmicas verticais nas Figuras 4.10b e 4.10c. O posicionamento do jato intensifica o processo convectivo ao longo da camada troposférica devido, principalmente, à circulação termicamente direta, associada à região equatorial de entrada do jato. Os traçados AA' e BB' localizados na Figura 4.9 referem-se às circulações termicamente direta e indireta, respectivamente. O traçado AA' refere-se ao corte vertical em 64°W entre 25°S e 35°S e o traçado BB' sobre 50°W e 25°S e 35°S . Na Figura 4.9b nota-se uma região de divergência (convergência)

em altos níveis na entrada equatorial (polar) do jato (traçado AA') e convergência (divergência) na saída equatorial (polar) do jato (traçado BB'), consistente com o modelo de Riehl exposto na Figura 4.10a. Para constatação desta configuração, fez-se o corte vertical do campo de movimento vertical e vento meridional a fim de verificar-se a presença das circulações verticais, como apresentado na Figura 4.10.

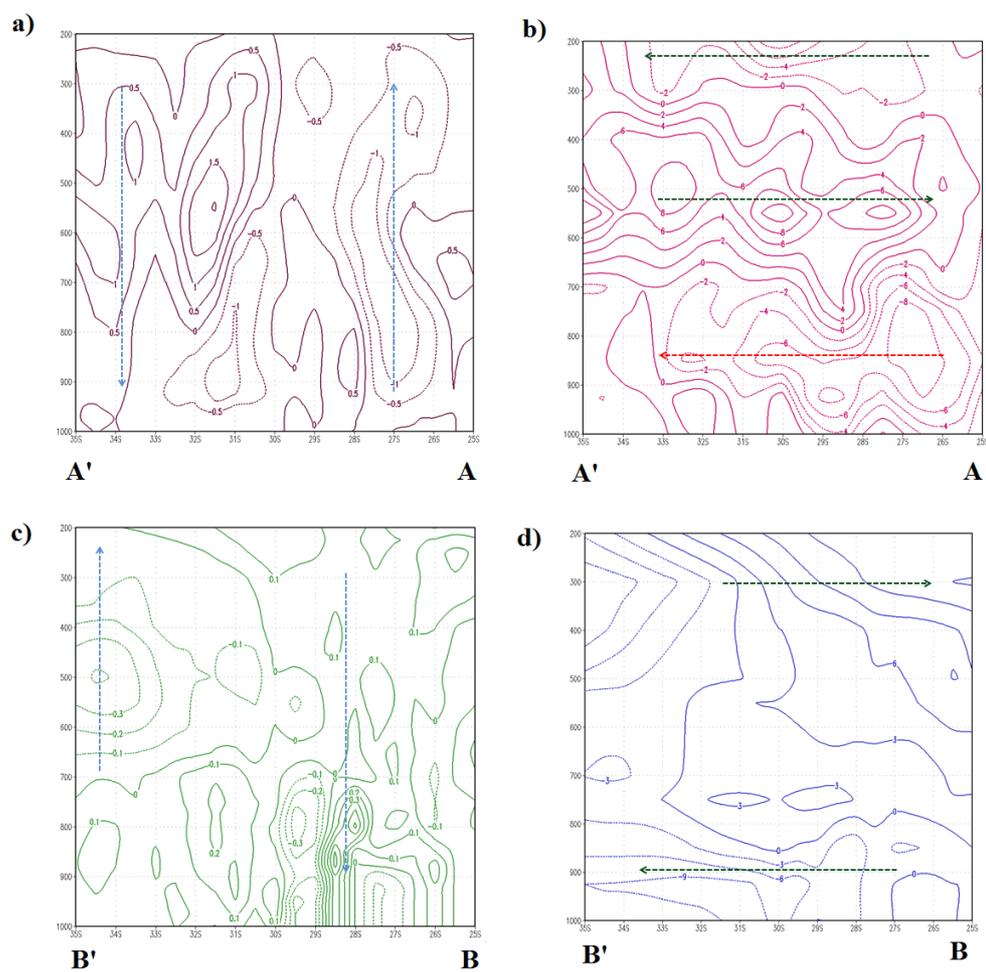


Figura 4.10 - a) $\hat{\Omega}$ (Pa/s) sobre o traçado AA' , b) Componente Meridional do Vento (m/s) sobre o traçado AA'; c) $\hat{\Omega}$ (Pa/s) sobre o traçado BB' e d) Componente Meridional do Vento (m/s) sobre o traçado BB'.

Na Figura 4.10a, região do traçado AA', há movimento vertical ascendente (seta azul) entre 26°S e 28°S associado com a divergência em altos níveis na entrada equatorial do jato (Figura 4.9b). Em oposição, há indicação de ômega positivo, movimento descendente do ar, sobre a região mais ao sul em torno de 34°S (seta azul). Em relação à componente meridional do vento na Figura 4.10b, pode-se perceber que o vento encontra-se de norte em altos níveis (seta verde entre 300hPa e 200hPa). Já em baixos níveis, o escoamento de sul (seta verde) encontra-se em torno de 700hPa, logo acima de um escoamento de norte em 850hPa, possivelmente decorrente da presença do JBN-CJE (seta vermelha). A combinação dessas configurações indica a presença de circulação termicamente direta.

O traçado BB' refere-se à circulação termicamente indireta em 50°W entre 25°S e 35°S. Em relação ao movimento vertical tem-se o predomínio de valores negativos de ômega na camada atmosférica em torno de 34°S, o que indica movimento ascendente do ar (seta azul na Figura 4.10c). Já na região mais ao norte, próximo de 28°S tem-se a predominância de movimentos descendentes do ar, decorrentes dos valores positivos de ômega (seta azul na Figura 4.10c). Para esta região, a variação de intensidade do vento meridional não se encontra tão intenso quanto o exibido sobre a região do traçado AA'. Mas ainda sim, é possível ver que o escoamento em baixos níveis (até 850hPa) tem um predomínio de norte (seta verde) e em altos níveis o escoamento mostra-se de sul (seta verde). A configuração mostra-se coerente com a circulação termicamente indireta do modelo de Riehl.

Assim, pode-se constatar que de fato a presença do Jato Subtropical efetuando o acoplamento de baixos e altos níveis através das circulações verticais, favorece a intensificação do sistema convectivo em superfície.

É possível verificar, através da Figura 4.11, o cisalhamento do vento em todas as camadas ao longo da troposfera. Em relação aos baixos níveis (4.11a) nota-se que a região norte da Argentina e centro do Paraguai apresentam cisalhamento vertical do vento de até 20ms^{-1} , nos níveis médios (4.11b) toda região centro norte da Argentina apresenta cisalhamento vertical de até 30ms^{-1} . Já nos altos níveis é possível verificar uma região de intenso cisalhamento vertical do vento de até 35ms^{-1} , este elevado cisalhamento vertical é decorrente da presença do Jato de Altos Níveis (verificado na Figura 4.9). A presença do cisalhamento vertical do vento, em todas as camadas atmosféricas, aponta condição favorável para a convecção e formação de inúmeras células convectivas para composição do sistema convectivo, conforme é possível verificar através das imagens de satélite (Figura 4.4).

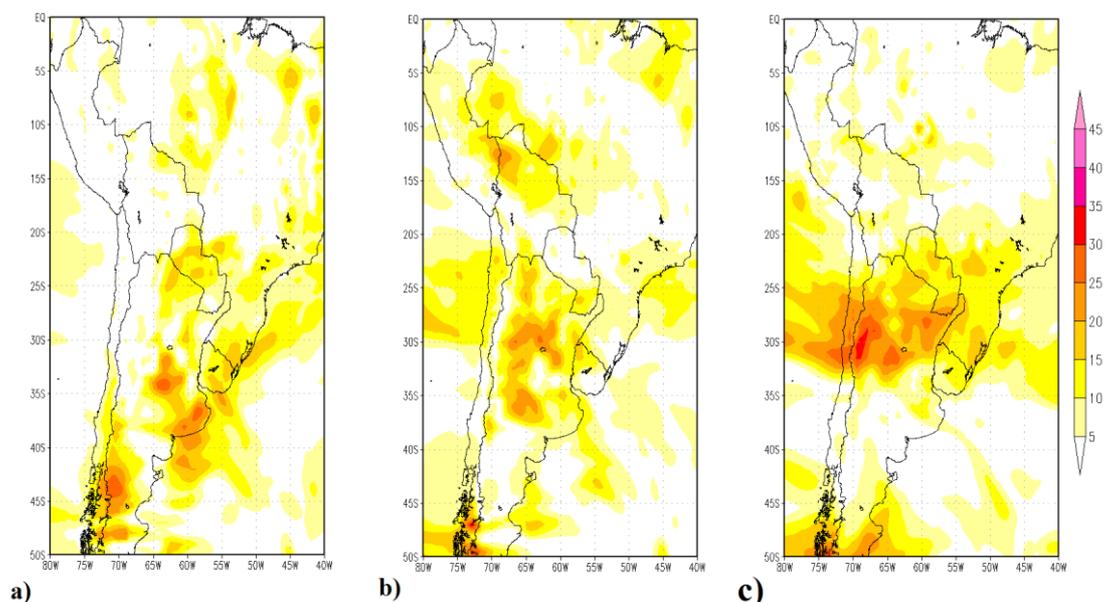


Figura 4.11 – Cisalhamento vertical do vento (m/s): a) Entre os níveis de 925hPa e 700hPa (baixos níveis), b) Entre os níveis 700hPa e 500hPa (níveis médios) e c) Entre 500hPa e 300hPa (altos níveis).

4.4.1.4 Estágio de Maturação – Análise de Baixos Níveis

Através da Figura 4.12a observa-se o campo de pressão ao nível médio do mar, vento em 850hPa e a imagem de satélite do canal infravermelho do satélite GOES-10. O campo de pressão ao nível médio do mostra um aumento 2hPa que entre as 2000 HL e 0200HL onde houve um aumento na pressão atmosférica de 1002hPa para 1004hPa. Este aumento no campo de pressão está associado ao ciclo diurno da pressão, onde durante a noite há um aumento da pressão devido à diminuição da temperatura do ar decorrente do resfriamento radiativo. Ao sul do sistema de baixa pressão havia duas perturbações de ondas curtas o que favoreceram a instabilização da camada atmosférica. A imagem realçada para as 0600 UTC (Figura 4.12b) mostra dois núcleos

circulares com tops convectivos de até -90°C que tendem a se unir e formar um único centro circular visto anteriormente na Figura 4.4d.

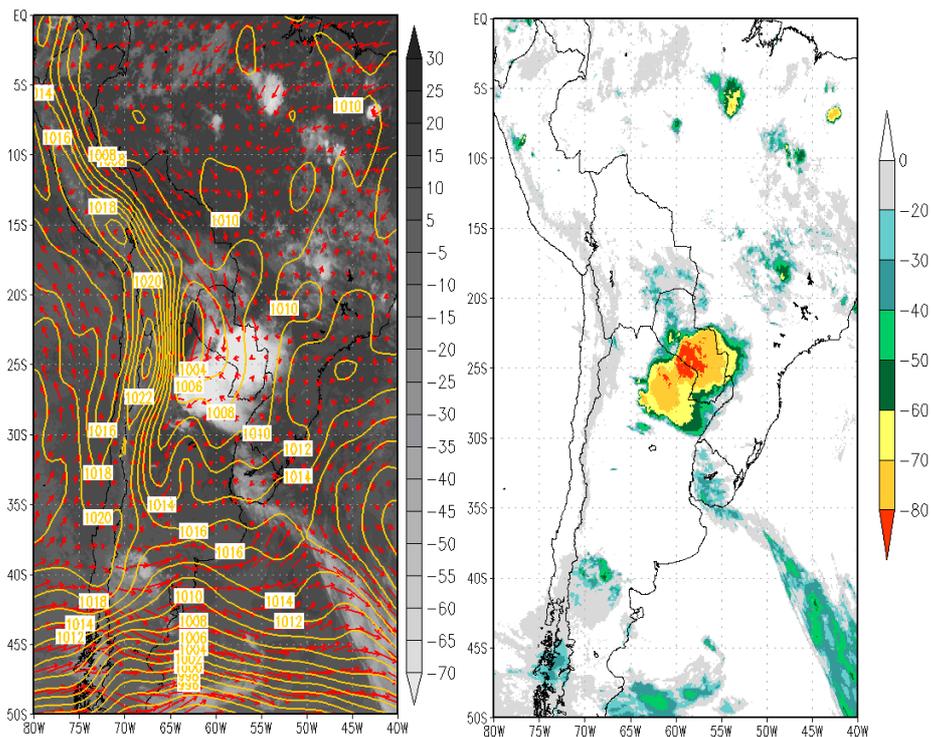


Figura 4.12 - a) Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa), vento (m/s) em 850hPa e imagem do canal infravermelho (GOES-10) b) Imagem realçada do canal infravermelho (GOES-10) 09/11/2008 – 0600 UTC.

O campo de divergência (Figura 4.13a), apesar de suavizado encontra-se bem perturbado (como nos demais casos). Apesar disto, percebem-se indicações de convergência sobre o centro do Paraguai e extremo norte da Argentina. A Figura 4.13b apresenta o campo de pressão atmosférica ao nível médio do mar associado à

temperatura do ar em 925hPa. Em relação ao horário de formação, pode-se notar que a atmosfera a este nível encontra-se um pouco mais fria do que as 0000 UTC. Neste horário havia predominância de temperaturas entre 300K e 305K (27°C a 32°C). Já as 0600 UTC houve queda da temperatura para valores entre 295K e 300K (22°C e 27°C). Apesar da queda da temperatura de uma forma geral, uma região no norte da Argentina na fronteira com o Paraguai, ainda encontra-se com temperatura entre 300K e 305K (27°C a 32°C). Esta queda de temperatura deve-se ao resfriamento radiativo noturno.

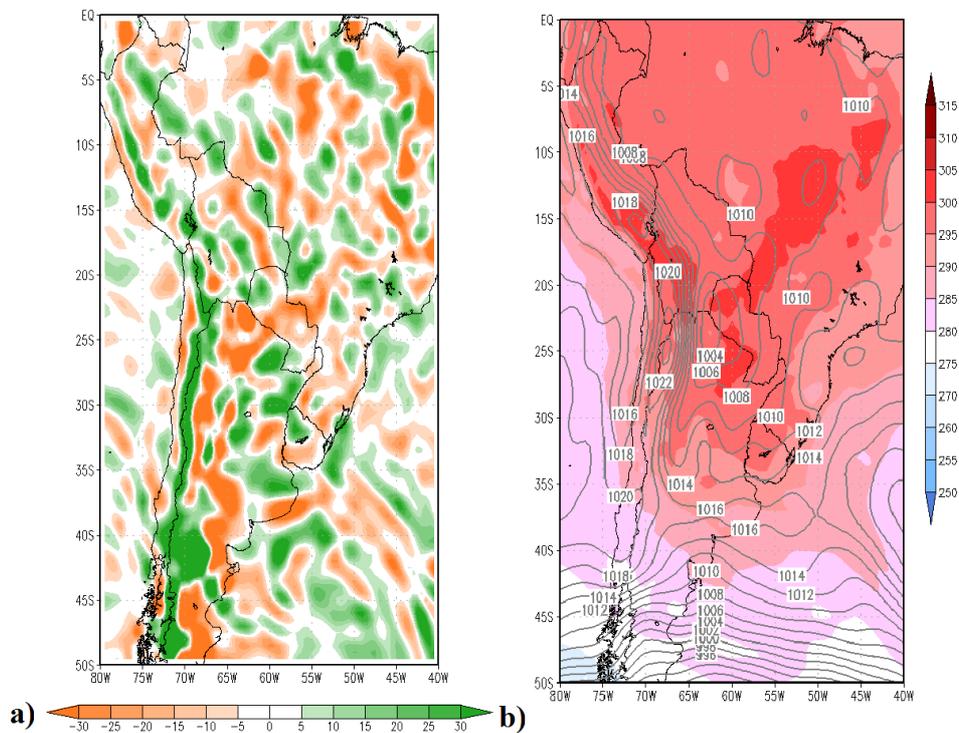


Figura 4.13 - a) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e b) Temperatura do ar em 925hPa associado à pressão ao nível médio do mar (hPa) - 09/11/2008 – 0600 UTC.

A advecção de temperatura (Figura 4.14) para o estágio de maturação do sistema apresenta-se mais perturbada que as 0000 UTC. Há alguns pontos de advecção quente sobre a região centro oeste do Paraguai, mas esta não se configura tão bem quanto no estágio de gênese. O campo de CAPE de superfície mostra-se ligeiramente diferenciado do momento de gênese. Ainda há indicação em grande região com valores entre 1500-2000 J/kg, o que indica alto potencial para tempestade severa. Porém, comparando-se com o estágio de gênese houve uma ligeira redução de cobertura de CAPE sobre a Argentina. O fato de ainda permanecerem valores indicativos de instabilidade moderada, está de acordo com Maddox (1980) que aponta que no estágio de maturação do sistema, os elementos convectivos continuam atuando de forma a intensificar e manter os sistemas ativos.

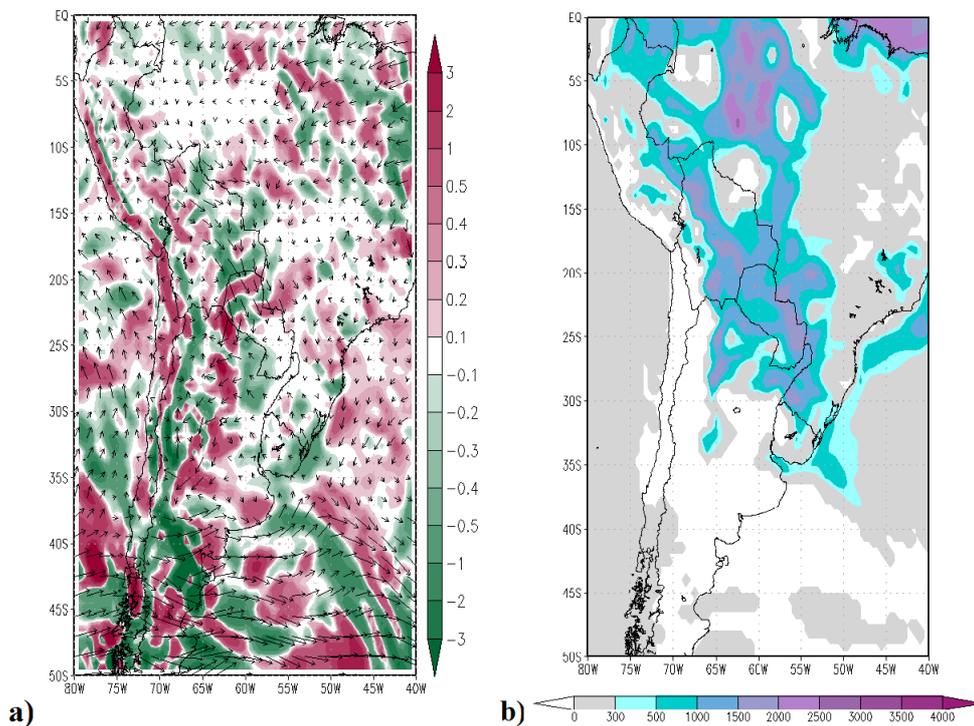


Figura 4.14 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e
 b) CAPE de superfície (J/Kg) – 09/11/2008 0600 UTC.

4.4.1.5 Estágio de Maturação para 09/11/2008 – Análise de Níveis Médios

A Figura 4.15a mostra o campo de ω e geopotencial em 500hPa onde nota-se sobre o centro norte da Argentina regiões circulares com valores negativos de ω , indicando movimento ascendente do ar de até 3Pa/s. Em meio a esta região, tem-se uma região pontual de ω positivo, o que pode estar associado às correntes descendentes de ar que favorecem a formação da piscina de ar frio em baixos níveis que, por vezes, favorece a formação de novas células convectivas. Através do campo de geopotencial pode-se perceber que, sobre esta mesma região, encontra-se um cavado de ondas curtas, condição que favorece a instabilização da camada atmosférica em questão.

Em relação à vorticidade em 500 hPa, diferentemente das 0000 UTC, existem dois núcleos bem definidos de vorticidade negativa sobre a região norte da Argentina, mas alternados com pontos de vorticidade positiva. O vento em 500 hPa apresenta-se em um escoamento anticiclônico, decorrente de influência dos altos níveis onde há atuação da Alta da Bolívia. O vento sobre a região norte da Argentina e sobre o Paraguai encontra-se com orientação sudoeste para nordeste, direção e sentido em que o sistema se desloca. Esta característica está de acordo com Houze (2004), em que é exposto que a direção do escoamento do sistema é determinada pela direção do escoamento de larga escala em níveis médios.

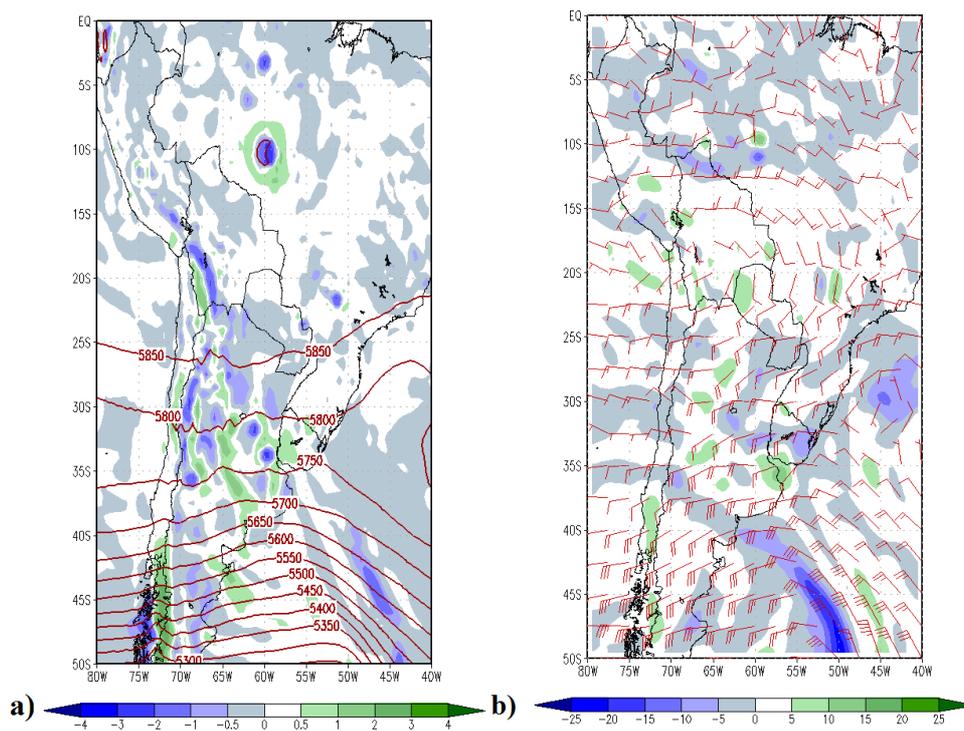


Figura 4.15 - a) $\hat{\Omega}$ (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - $10^{-5} s^{-1}$) e Vento (m/s) em 500hPa – 09/11/2008 0600 UTC.

4.4.1.6 Estágio de Maturação para 09/11/2008 – Análise de Altos Níveis

As configurações em 200hPa apresentam-se com pouca diferenciação em relação ao estágio de gênese. A Figura 4.16a apresenta as linhas de correntes no mesmo nível onde é possível perceber atuação da Alta da Bolívia centrada sobre a região oeste deste país. Na Figura 4.16b nota-se, através da divergência associada às isotacas, que ainda há a presença do Jato de Altos Níveis sobre a região norte da Argentina com valores máximos de vento de 55 m/s. Esta região associada à divergência indica a atuação das circulações verticais associadas à dinâmica do Jato de Altos Níveis. Pode-se notar também que sobre a região norte da Argentina e região central do Paraguai há valores de até $30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ de divergência, que associado à convergência em baixos níveis e o movimento vertical, confirma condições para ocorrência de processos convectivos na camada atmosférica em questão.

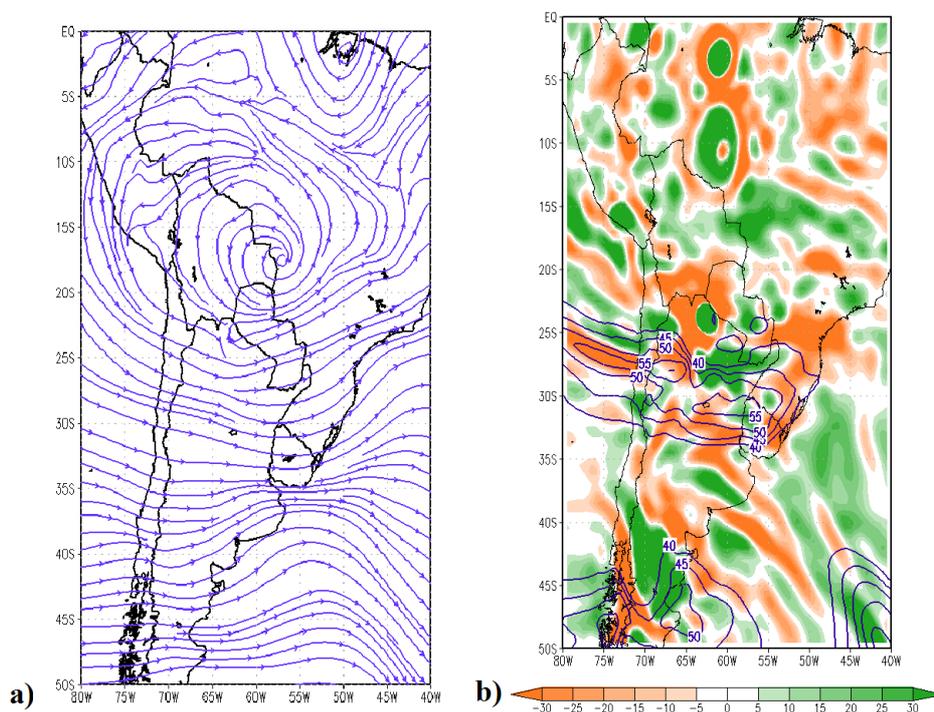


Figura 4.16 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Divergência (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa – 09/11/2008 – 0600 UTC.

4.5 Transporte de Umidade em 09/11/2008

Nicolini et al. (2004) afirmam que o transporte de umidade dos trópicos para extratropicos modula a precipitação sobre a Bacia do Prata durante as primaveras e verões. Neste contexto, encontra-se em território brasileiro a rede hidrográfica mais extensa do globo, constituída pela Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas. Esta, por sua vez, assume importante papel no transporte de umidade dos trópicos para os extratropicos, onde se localiza a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul, a Bacia do Prata.

Considerando-se a importância destas bacias para a América do Sul, como já citado anteriormente, e a importância da precipitação e ocorrência de sistemas convectivos sobre a região da Bacia do Prata, cabe avaliar uma componente fundamental para a formação destes sistemas, o transporte de umidade e seu balanço sobre a região de gênese dos sistemas.

Para averiguar-se o comportamento da umidade, fez os cálculos dos fluxos zonal e meridional de umidade verticalmente integrados entre 1000hPa e 300hPa e integrou-se estes em cada face da área de interesse. Fez-se o cálculo do transporte de umidade para a região de estudo contida entre 20°S e 34°S e 66°W e 46°W (Figura 4.17).

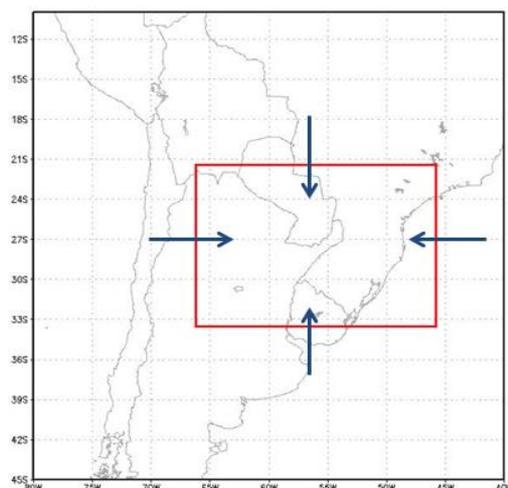


Figura 4.17: Área para cálculo do transporte de fluxo de umidade para 09/11/2008, compreendendo a região entre 66°W e 46°W e 20°S e 34°S.

O fluxo de transporte de umidade em cada face da área é exposto na Tabela 1. Considerando-se que o escoamento vem de cada região específica. Ex.: Norte, escoamento vem de norte. O sentido estabelecido como convenção, considera os sinais convencionais do vento.

Tabela 1: Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000hPa e 300hPa (kgm/s) sobre a região de 66°W e 46°W e 20°S e 34°S. Unidade: (10^7 kgm/s).

DATA	NORTE	SUL	OESTE	LESTE	BALANÇO*
08/11/2008 (00UTC)	-22,6386	-22,0601	-2,3604	-2,4165	0,6346
08/11/2008 (06UTC)	-31,0687	-28,8375	16,1699	-5,0355	23,4366
08/11/2008 (12UTC)	-37,9487	-23,6589	10,1337	-4,3243	28,7478
08/11/2008 (18UTC)	-35,5377	-12,6495	1,3541	8,4541	15,7882
09/11/2008 (00UTC)	-29,7717	-3,8339	-7,8593	-10,4842	28,5627
09/11/2008 (06UTC)	-16,2796	-5,4065	-0,5908	-5,0167	20,9677
09/11/2008 (12UTC)	-26,6320	-1,5826	-17,6805	-3,2482	27,7068
09/11/2008 (18UTC)	-9,9346	-0,5899	-3,2482	4,5140	-12,8498
10/11/2008 (00UTC)	-23,7440	-1,1802	-14,9178	-1,9143	-37,9277

*Balanço negativo marcados com sombreamento cinza.

Primeiramente, pode-se perceber que sob a face Norte o escoamento é direcionado para a região de estudo, transportando umidade da Amazônia para os extratropicais. Ao longo do dia 08/11/2008 houve um aumento no transporte de umidade até as 1200 UTC, embora as 1800 UTC ainda apresente valores altos. A partir do horário em que a convecção passa a se organizar, as 0000 UTC do dia 09/11/2008 este valor tende a diminuir com o tempo, mas o escoamento continua direcionado para dentro da área de estudo. Este predomínio do escoamento de norte em praticamente todos os horários está de acordo com Marengo et al. (2002), que afirma que a presença de um JBN à leste da cadeia de montanhas dos Andes contribui para o transporte meridional de umidade da bacia Amazônica em direção as regiões subtropicais da América do Sul, que por sua vez modula a ocorrência de intensos sistemas convectivos nessas regiões.

O escoamento na face Sul apresenta-se de quadrante norte durante todos os horários em análise. Este aspecto pode estar associado à presença do JBN-CJE, além do mais, este escoamento para sul está de acordo com a caracterização de Nicolini et al. (2004) em que o JBN-CJE atinge latitudes ao sul de 25°S.

Sob a face Oeste o escoamento encontra-se direcionado para a região de formação do sistema entre as 0600 UTC e 1800 UTC do dia 08/11/2008, inverte-se o sentido no horário de formação do sistema e retorna a contribuir com aporte de umidade as 0600 UTC do dia 09/11/2008. Após este período o escoamento retorna à inversão de contribui para o balanço negativo de umidade na região.

A face Leste apresenta-se contribuindo para o balanço positivo de umidade somente durante todos horários, exceto dia 08 e 09/11/2008 as 1800 UTC, respectivamente. Este aspecto pode estar associado ao escoamento da Alta Subtropical do Atlântico do Sul (ASAS) que contribui com transporte de umidade para dentro do continente sul americano.

Nascimento (2008) analisou o mesmo aspecto do transporte de umidade em casos de ocorrência dos jatos CJE e NCJE, porém realizou análise compreendendo o transporte de umidade entre as camadas de 925hPa e 700hPa e sobre a região entre 20°S e 30°S e 50°W e 65°W. Em relação ao JBN-CJE, o tipo ocorrido neste evento de 09/11/2008 Nascimento também verifica que há intenso transporte de umidade penetrando na fronteira norte e este permanece para sul através da face sul, confirmando a atuação e extensão do jato CJE.

Através do balanço de umidade na região, pode-se notar que a região apresentou saldo positivo de umidade até as 1200 UTC do dia 09/11/2008. O maior valor de fluxo de umidade de $28,7478 \cdot 10^7$ kgm/s para a região ocorreu as 08/11/2008 às 1200 UTC. Tal condição pode estar associada à presença do JBN. Após este ápice, apesar do saldo permanecer positivo, os valores tendem a diminuir e o saldo passa a ser negativo a partir do dia 09/11/2008 as 1800 UTC (valores marcados em cinza).

4.6 Ciclo Diurno da Precipitação associado ao CCM em 09/11/2008

A variabilidade na ocorrência da convecção durante o dia ocorre em diversos lugares do mundo. Garreaud e Wallace (1997), utilizando informações através de satélites, realizaram estudo sobre a região que cobre o Estado do Amazonas ao Altiplano Boliviano. Eles mostraram que a formação de convecção sobre esta área ocorre predominantemente à tarde. Os autores também observaram que a formação de convecção na região da face leste dos Andes ocorre durante as primeiras horas da noite. Estudos realizados por Paegle et al (1987) sobre a Argentina, utilizando observações de tempo presente durante o verão, indicam que estações sobre a região oeste do país exibem geralmente máximos convectivos nas últimas horas da tarde ou primeiras horas da noite. Nas regiões centrais existe um máximo noturno que se estende até a região de Buenos Aires, e próximo à Costa Atlântica os máximos dominam durante a tarde.

Para o estudo de caso em questão, apresenta-se a precipitação média na área de ocorrência do sistema. A precipitação média foi feita acompanhando-se o sistema com

uma região de $8^\circ \times 8^\circ$, dentro da região entre 66°W e 46°W e 34°S e 20°S , onde o sistema se formou, se deslocou e entrou em dissipação. A Figura 4.18 apresenta o ciclo diurno da precipitação média para o dia 09/11/2008.

Sobre a região de estudo, o sistema atuou, segundo análise de imagens do satélite GOES-10, até as 2230 UTC do dia 09/11/2008. Pode-se perceber que a estimativa de precipitação apresentou aumento da precipitação até as 0800 UTC onde se tem o maior valor estimado de 7 mm/h e após este horário a tendência do ciclo é demarcada por decréscimo na taxa, porém apresentando alguns aumentos ao longo do dia. As 1200 UTC tem-se um novo aumento com valores de 6 mm/h. E após este horário tem-se mais dois picos, as 1800 UTC e 2100 UTC porém com valores em torno de 4mm/h. Após as 2100 UTC a precipitação apresenta-se em decaimento para valores próximos de zero. Considerando a verificação do sistema através das imagens de satélite GOES-10 (Figura 4.4) pode-se notar que o sistema apresentou a maior extensão da área em torno de 0945 UTC, este horário é aproximadamente 1 hora e 45 minutos após o maior pico de precipitação média as 0800 UTC. Comportamento semelhante foi visto por Stout et al. (1979), onde os autores mostram a relação entre a precipitação com a área da nuvem. A Figura 4.19 exhibe a relação entre a área volumétrica da precipitação (m^3/s), verificada a partir de medições de radar, e a área da nuvem, verificada pelos canais de satélite visível e infravermelho. Os autores verificaram que o pico de precipitação precedia a área máxima visualizada nos canais do visível e infravermelho, aproximadamente uma hora e meia antes da área máxima ser detectada por satélite, ocorrendo o pico da precipitação principalmente na fase de crescimento da nebulosidade.

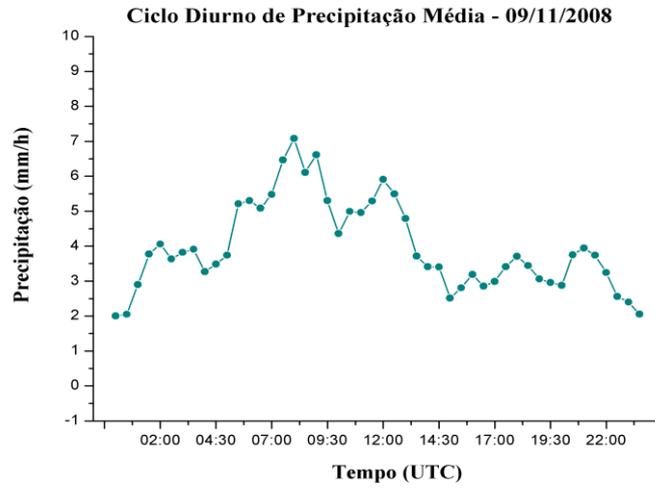


Figura 4.18- Ciclo diurno da precipitação média estimada pelo CMORPH em 09/11/2008.

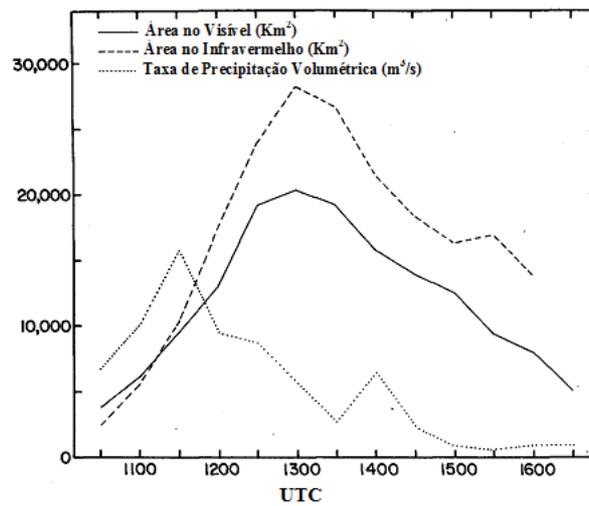


Figura 4.19 - Evolução típica de uma nuvem associando a precipitação volumétrica (m^3/s)

verificada por radar e área da nebulosidade através dos canais visível e infravermelho por satélite.

Fonte: Adaptada de Stout et al. (1979).

Em relação à precipitação máxima estimada pelo CMORPH (Figura 4.20) nota-se que o ciclo apresenta mais variações ao longo do dia. Praticamente durante todo o ciclo os valores de precipitação máxima estão oscilando entre 40 mm/h e 50 mm/h. Os picos máximos de precipitação ocorreram nos seguintes horários: 0400UTC, 0700UTC, 0800UTC, 1300UTC, 1500UTC, 1800UTC, 2100UTC e 2200UTC, apresentado queda nos valores depois deste último horário.

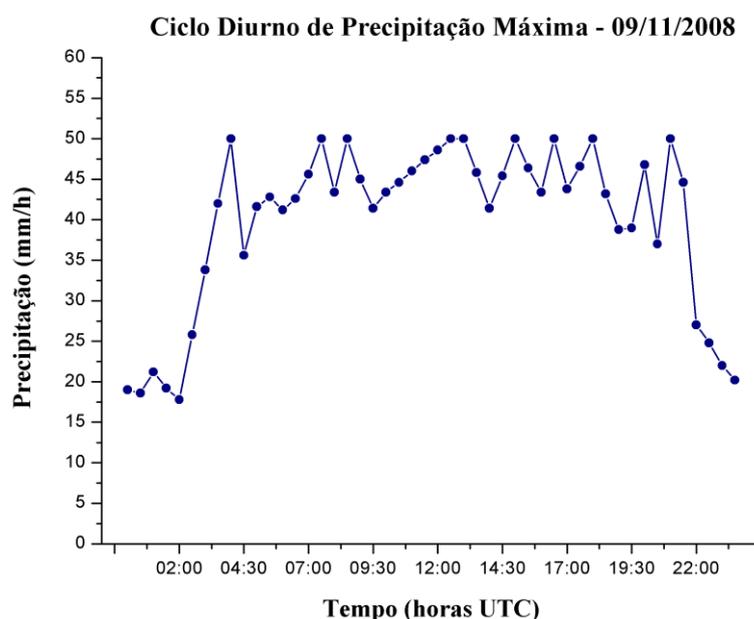


Figura 4.20: Ciclo diurno da precipitação máxima estimada pelo CMORPH em 09/11/2008.

Nascimento (2008) analisou o ciclo diurno da precipitação sob a influência do JBN-CJE. Para este padrão ela encontrou dois picos de maiores valores de precipitação. O primeiro máximo, às 0900 UTC, apresentando taxas de precipitação que variam entre 0,1 e 1 mm/h sobre a Argentina, Uruguai e os Estados do RS e Santa Catarina. Já o segundo máximo, às 1500 UTC, também apresenta valores que variam entre 0,1 e 1

mm/h sobre a mesma região citada anteriormente, mas com o máximo próximo a 1 mm/h sobre o oeste do Estado do RS. Nascimento indica que provavelmente estes dois máximos estejam relacionados com a atuação de sistemas frontais sobre a área de estudo, gerando assim grandes taxas de precipitação.

É possível visualizar o ciclo diurno da precipitação completo para o dia 09/11/2008 na Figura 4.21. Nas primeiras horas do dia 09/11/2008 nota-se a presença de células convectivas individuais sobre a região centro norte da Argentina. Através do campo de estimativa de precipitação nota-se, que entre as 0000 UTC e 0130 UTC, houve aumento da precipitação estimada atingindo valores de até 50 mm/h nos centro dos núcleos convectivos. Entre as 0130 UTC e 0330 UTC, os valores de precipitação apresentam certo decréscimo, indicando valores de até 30 mm/h. A partir das 0400 UTC as células passam a se desenvolver mais, apresentando maiores núcleos com até 50 mm/h as 0530 UTC. No período entre as 0530 UTC e 0700 UTC nota-se que há diminuição dos valores de precipitação estimada. As 0730UTC observa-se que algumas células convectivas, passaram a indicar valores mais elevados de precipitação e as 0800 UTC tem – se uma configuração com aproximadamente sete diferentes células convectivas com valores de 50 mm/h. Este comportamento está de acordo com o gráfico de estimativa de precipitação média (Figura 4.18), que apresenta o maior máximo de precipitação média de 7 mm/h as 0800 UTC. Nota-se que neste horário o sistema é composto por três bandas de nebulosidade. A partir deste horário até as 1130 UTC o sistema apresenta dissipação de algumas células convectivas e predomínio de taxa de precipitação de até 10 mm/h, mas apresentando ainda um núcleo que persiste com até 40 mm/h. As 1200 UTC o CCM apresentou nova formação de células de 5

aglomerados convectivos, com valores de até 45 mm/h, as quais contribuíram para o segundo pico de precipitação média (Figura 4.18) com valor médio de 4 mm/h. Até as 1500 UTC, estes aglomerados atuam, mas de forma a dissiparem-se e desfazerem a configuração de CCM. Após as 1500 UTC a convecção desloca-se para a região tropical de maneira a formar novos aglomerados convectivos que mantiveram o ambiente ativo com processos consecutivos de dissipação e formação de convecção. Pode-se ver as 1800 UTC e 2100 UTC aglomerados isolados com até 50 mm/h de precipitação, que foram representados na precipitação média (Figura 4.19) com taxa média de 4 mm/h.

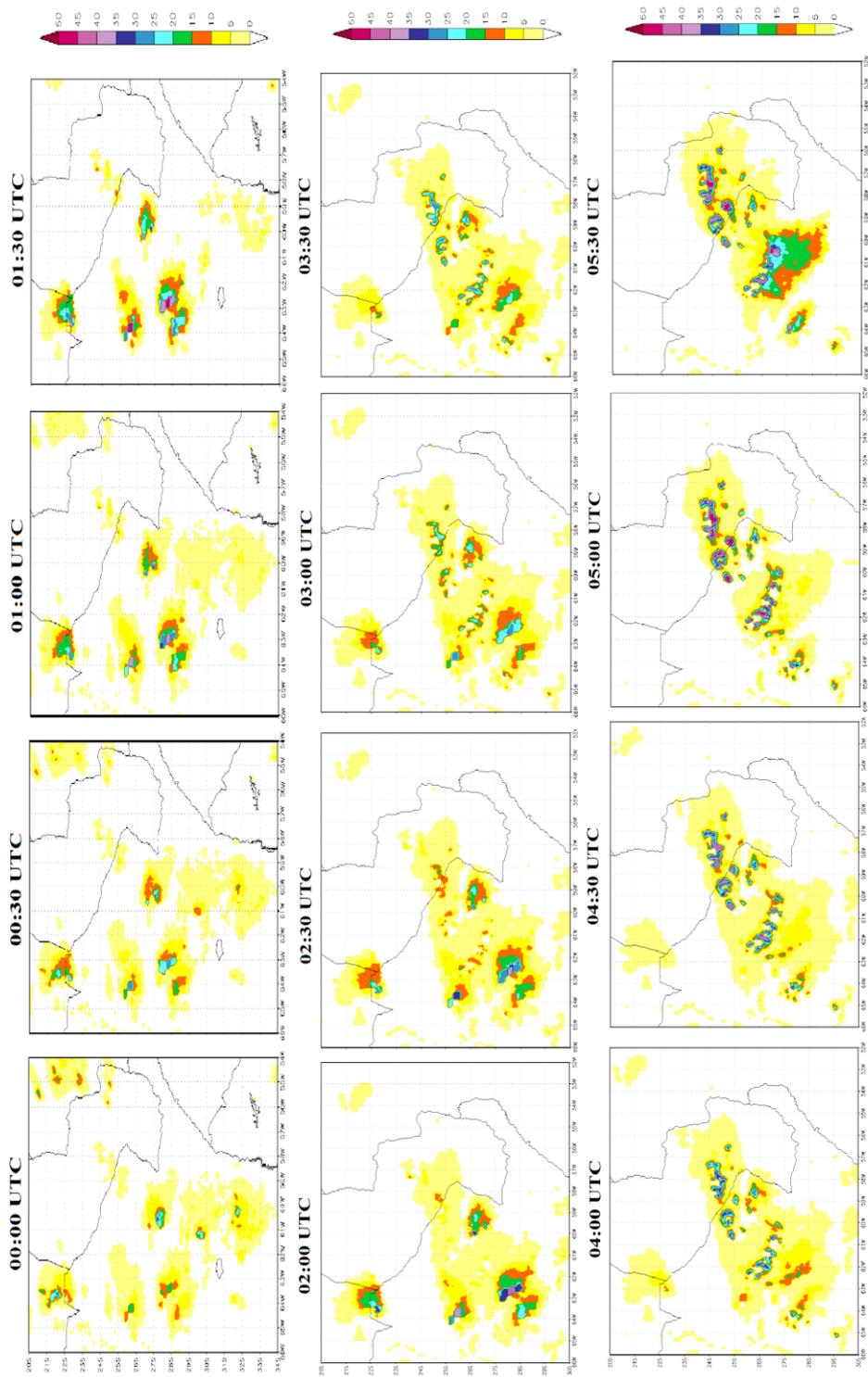


Figura 4.21: Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM ocorrido em

09/11/2008. (Continua)

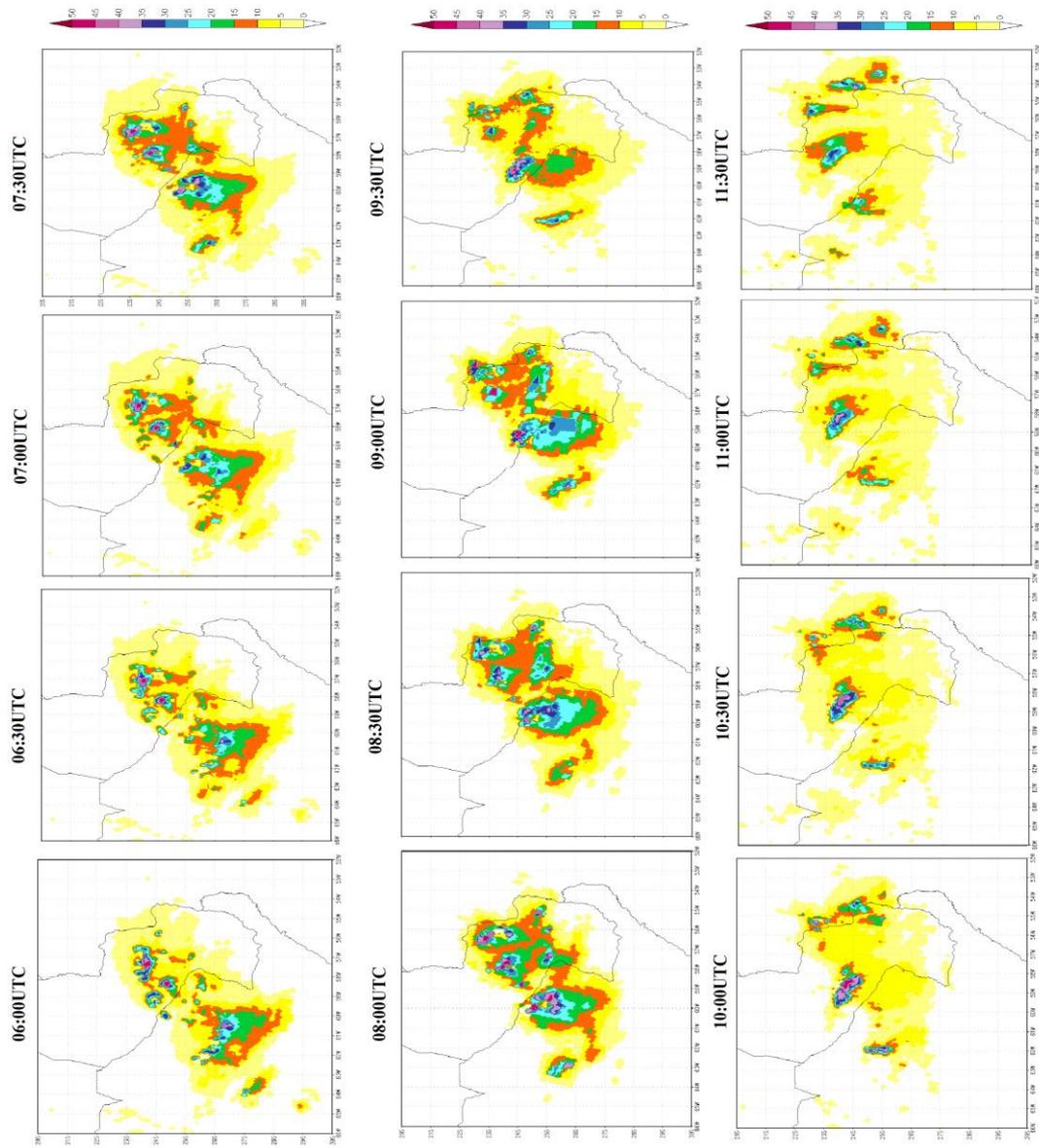


Figura 4.21: Continuação (Continua).

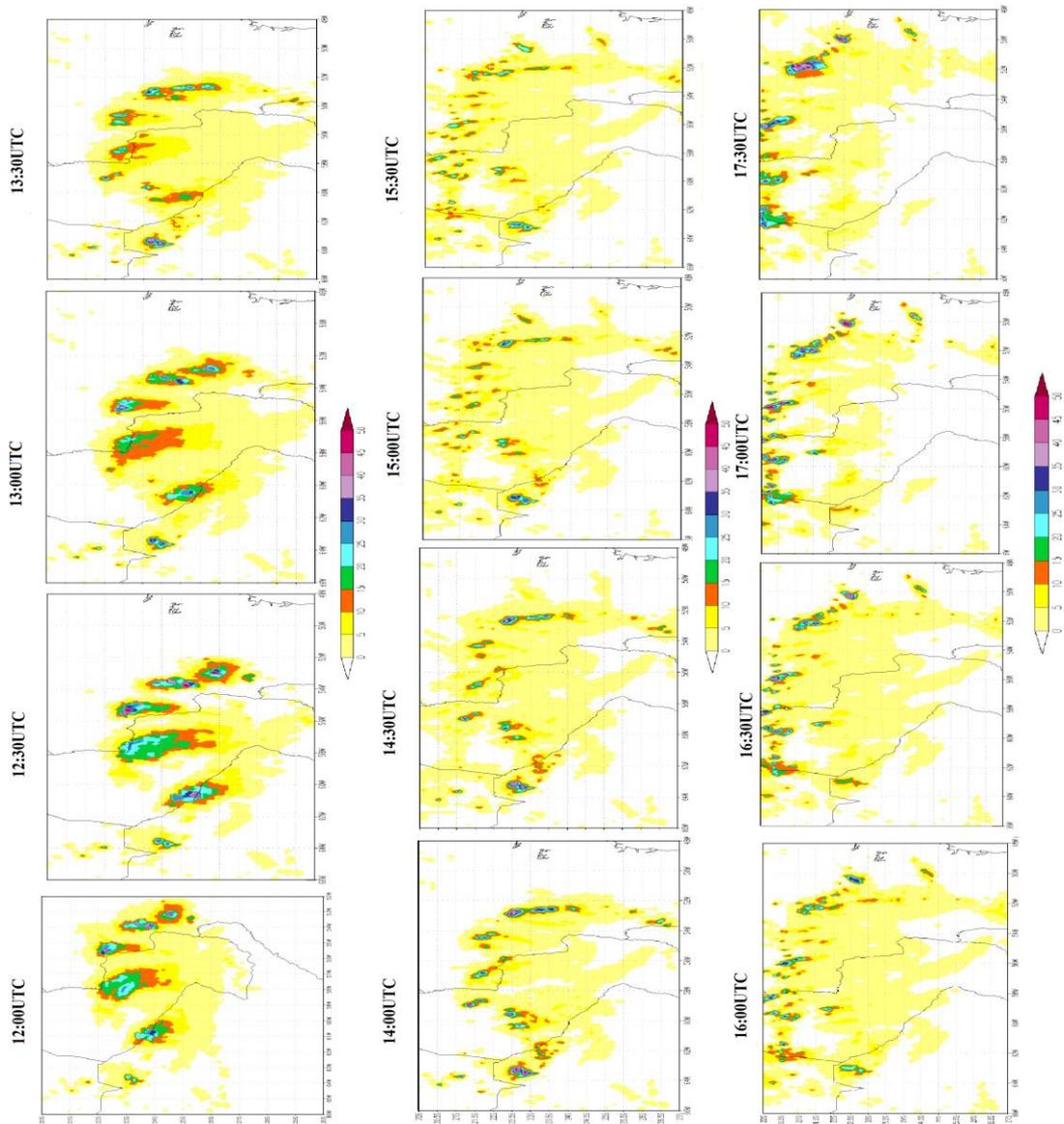


Figura 4.21: Continuação (Continua).

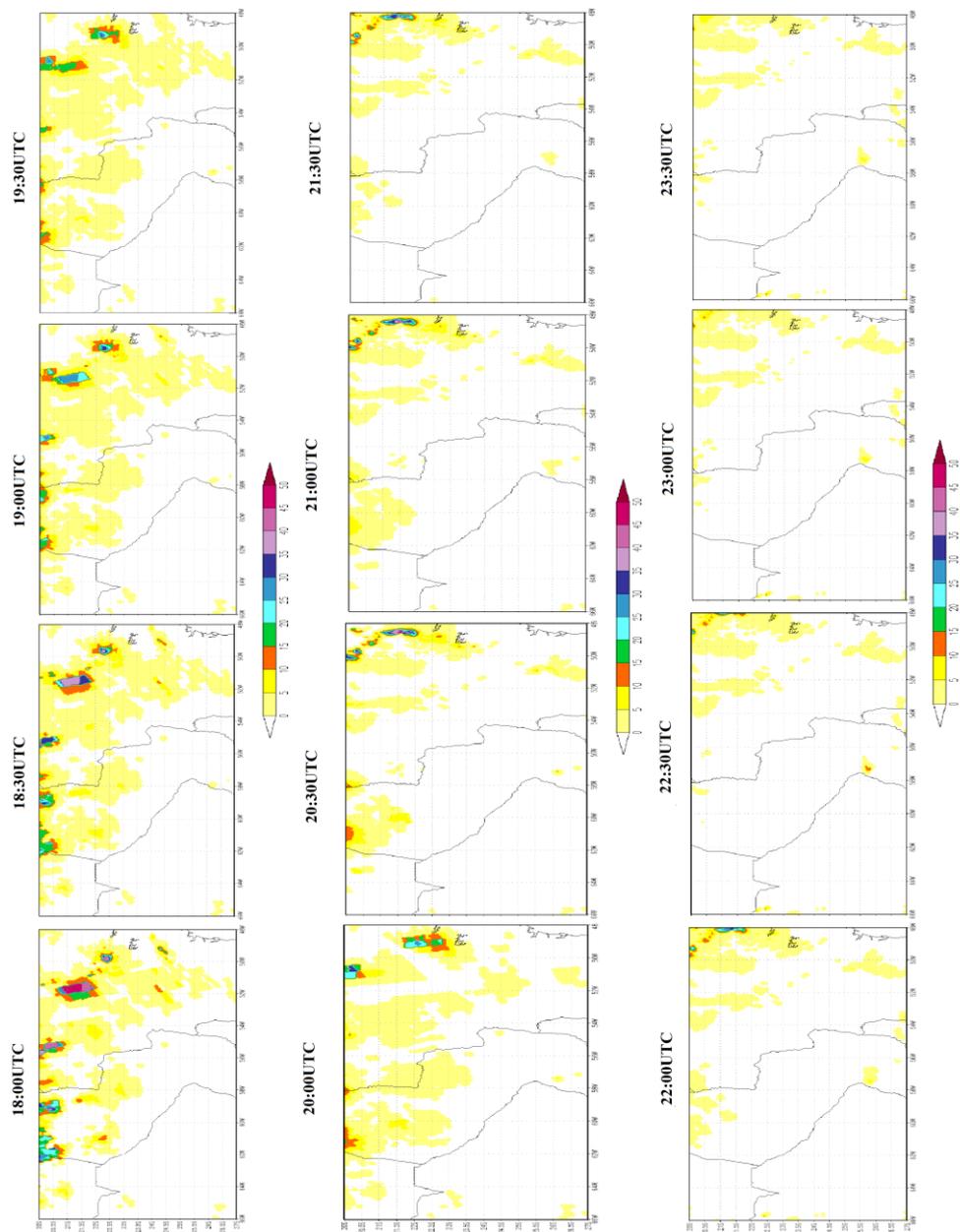


Figura 4.21: Conclusão.

4.7 Estudo de Caso do Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido em 19/10/2009

Este estudo de caso refere-se ao CCM ocorrido em 19/10/2009 em que o sistema estava associado à presença do JBN-NCJE, conforme critério de Bonner apresentado na subseção 2.2 do Capítulo 2. Pode-se notar a presença de cumulus associadas ao JBN-NCJE durante o dia 18/10/2009 através da Figura 4.22 e que a extensão do JBN-NCJE, de fato, está ao norte de 25°S O FORTRACC detectou o sistema com iniciação as 0445 UTC do dia 19/10/2009 com duração de aproximadamente 16 horas e posição inicial em 24°02'S e 57°57'W. A Figura 4.23 exibe principais características relativas ao CCM, detectadas pelo FORTRACC.

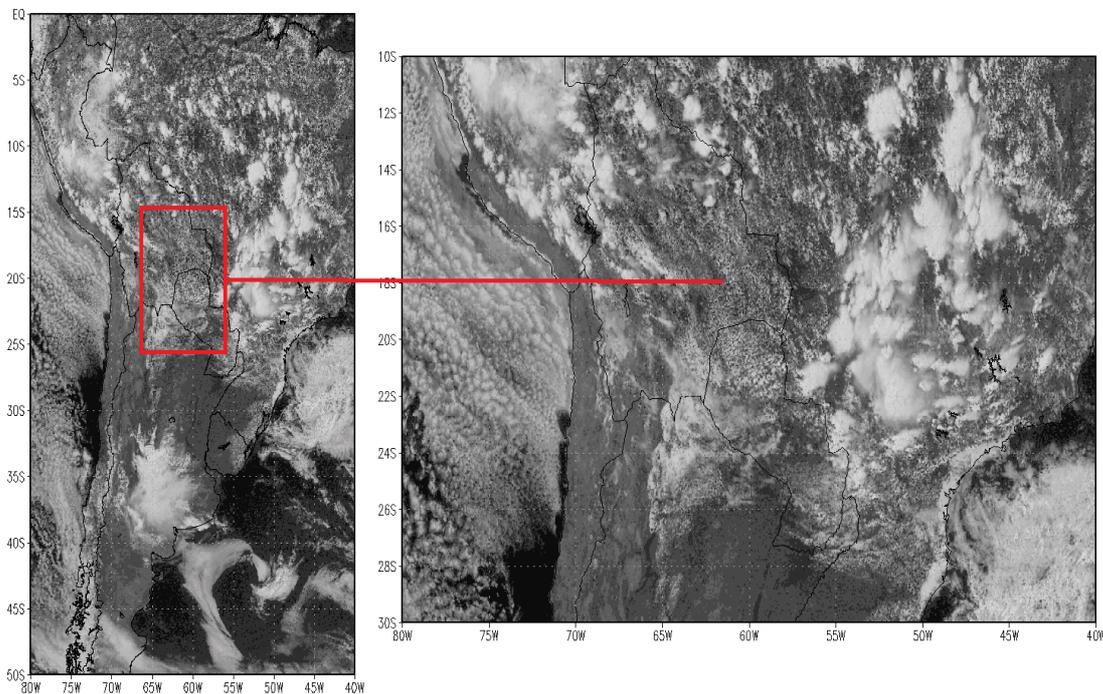


Figura 4.22 - Imagem do Satélite GOES-10, Canal Visível do dia 18/10/2009.

Através da Figura 4.23a é possível analisar o comportamento da área do CCM em questão. Nota-se que há um crescimento progressivo da área do sistema deste surgimento até em torno das 1440 UTC (correspondente a 10 horas de duração). Neste horário o sistema apresentava área de aproximadamente 700.000km^2 . Após este horário a área continua a aumentar, mas a uma taxa maior e atinge a maior extensão de $1.3000.\text{km}^2$ as 1800 UTC. É possível notar que para este caso, o FORTRACC apresentou limitação no rastreamento do sistema, onde a continuidade até a dissipação do sistema não foi identificada. Possivelmente, devido aos processos de divisão (*split*), a célula que daria continuidade ao sistema, foi identificada como um sistema novo e não como continuidade deste sistema. Assim, a análise das imagens do satélite GOES em 4.72 irão complementar a identificação de todo ciclo do sistema. Em relação à excentricidade (Figura 4.23b) nota-se que inicialmente o sistema apresenta excentricidade de 0,95 indicando formato circular do sistema. O sistema apresenta queda nos valores de excentricidade, mas cumpre o critério definido por Maddox (1980) de que o sistema deve apresentar excentricidade maior ou igual a 0,7 no momento de maior extensão, o que pode ser visto as 1800 UTC, onde o sistema apresentou maior área e com excentricidade de 0,85. Em relação à temperatura média do sistema, este iniciou com temperatura de brilho média de 220K (-53°C) e apresenta queda gradual até atingir a menor temperatura média de brilho de 209K (-64°C) em torno de 0900 UTC. Após este horário há um aumento da temperatura média até as 1440 UTC, onde se inicia um decaimento da temperatura novamente, mas em uma taxa menor que no estágio inicial. Este processo ocorre no mesmo horário onde o sistema exibiu crescimento acelerado da área, logo esta combinação de características pode estar relacionada ao surgimento de novas células convectivas no interior do sistema,

onde ele passa apresentar menores temperaturas e maior extensão. Em relação às temperaturas de brilho mínimas, o comportamento é semelhante ao da temperatura média, porém com temperaturas menores. Inicialmente, o sistema apresenta 202K (-71°C), apresenta menor temperatura de 183K (-90°C) próximo das 0700 UTC e diferentemente da temperatura média, apresenta o segundo decaimento de temperatura as 1400 UTC.

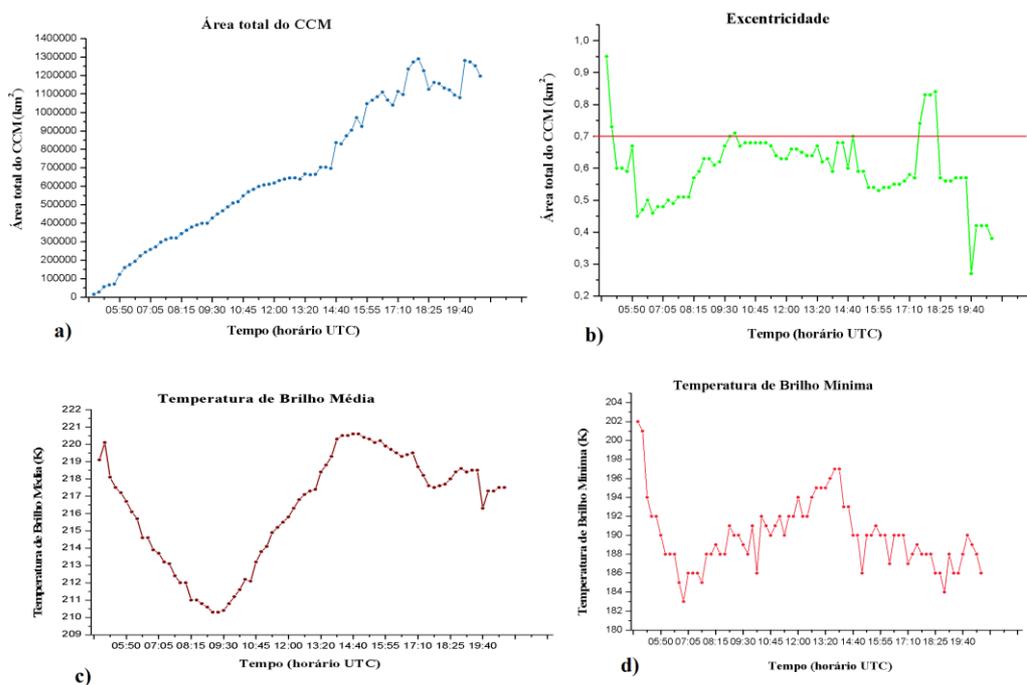


Figura 4.23 - a) Área total do CCM (km²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 19/10/2009.

4.8 Verificação do ciclo de vida através das imagens de satélite GOES-10

A fim de complementar a detecção feita pelo FORTRACC, fez-se análise das imagens do canal infravermelho realçado do satélite GOES-10 para o ciclo de vida do sistema. É possível verificar que as 0445 UTC (Figura 4.24a) tem-se o surgimento de pequenas células convectivas desagregadas sobre a região central do Paraguai. As 0600 UTC (Figura 4.24b) as células convectivas se desenvolvendo, mas ainda não apresentam configuração circular de CCM. Já as 0745 UTC (Figura 4.24c) tem-se a configuração circular de CCM e sua borda oeste apresenta um alto gradiente de temperatura de brilho, indicando a região convectiva com topos de até -90°C . As 0900 UTC (Figura 4.24d) o sistema permanece com topos frios e maior extensão em relação ao horário anterior, cobrindo a região leste do Paraguai, oeste do Mato Grosso do Sul e parte da região sul do Brasil. As 1000 UTC, 1100 UTC e 1200 UTC (Figuras 4.24e, 4.24f e 4.24g) vê-se a diminuição dos topos mais frios de até -90°C e aumento gradual da área do sistema. As 1330 UTC (Figura 4.24h) o CCM apresenta topos convectivos de até -80°C e abrange a faixa leste do Paraguai e os estados do Paraná e Santa Catarina. As 1600 UTC (Figura 4.24i) o sistema já se encontra deformado, sem forma circular e exhibe transição das células convectivas em cobertura de nuvens mais quentes (estratiformes), indicando processo de dissipação das configurações de CCM.

Comparando ambas as análises (4.7 e 4.8), nota-se que o FORTRACC detectou corretamente o surgimento do sistema as 0445 UTC. Também se mostra coerente o desenvolvimento da área do sistema, onde se vê o crescimento gradual da área do sistema até em torno das 1400 UTC, após este horário a abrangência do sistema e a variabilidade da área encontra-se maior pelo fato do CCM entrar em dissipação e

restarem processos de novas células convectivas (Figura 4.24i), mas sem configuração de complexo de mesoescala. Em relação à temperatura o FORTRACC aponta os menores valores de temperatura de brilho mínima em torno das 0700 UTC, através das imagens de satélite nota-se entre 0600 UTC (Figura 4.24b) e 0745 UTC (Figura 4.24c) intensificação dos topos frios com temperaturas de até -90°C . Ambas as análises mostram predomínio de temperaturas de topo entre -90°C e -50°C , o que confirma que o FORTRACC está acompanhando corretamente o sistema.

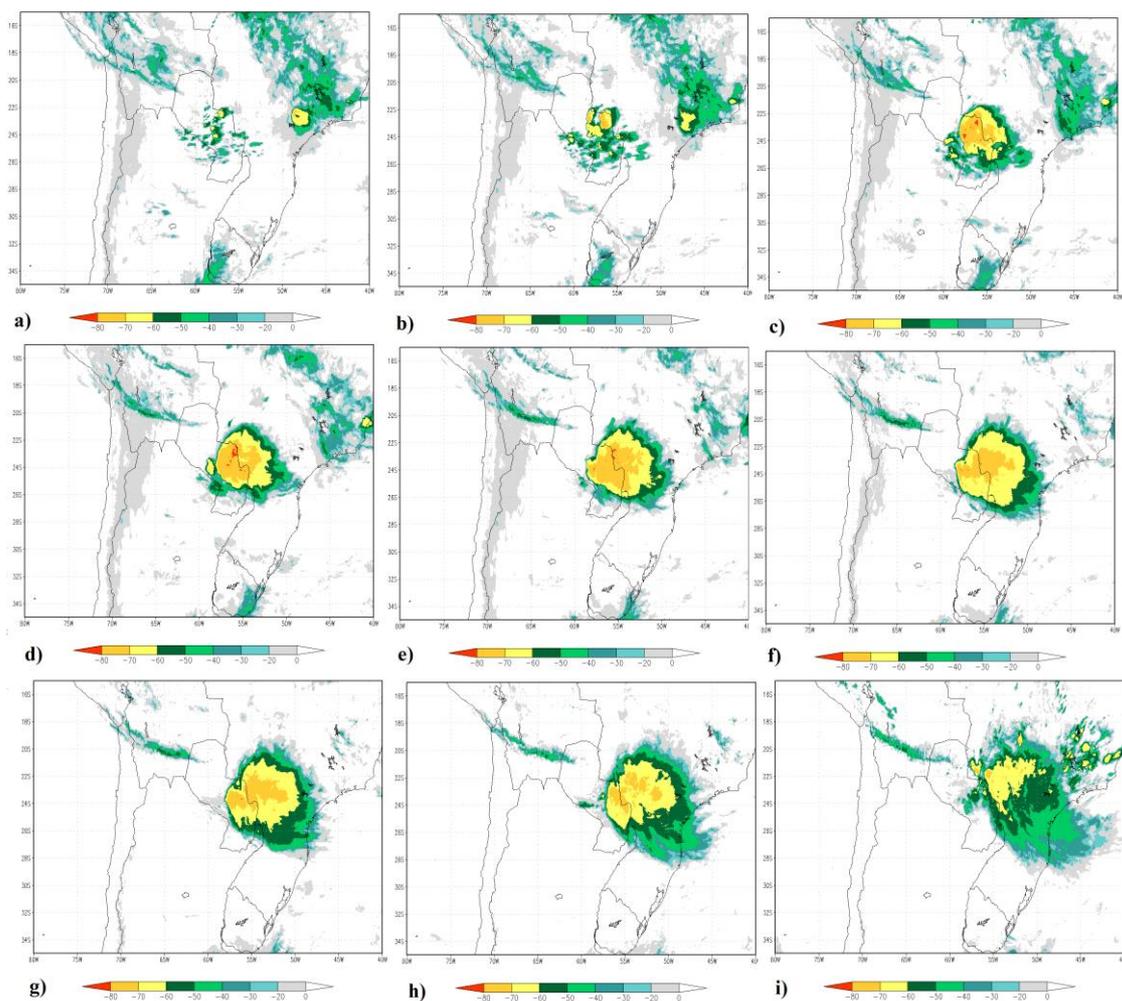


Figura 4.24 - Imagem do Satélite GOES-10 Realçada para o dia 19/10/2009 as a) 0445UTC, b) 0600UTC, c) 0745UTC, d) 0900UTC, e) 1000UTC, f) 1100 UTC, g) 1200UTC, h) 1330UTC e i) 1600UTC.

4.9 Análise do ambiente sinótico do CCM ocorrido em 19/10/2009

A análise sinótica segue o padrão apresentado no estudo de caso de 09/11/2008. Para este estudo de caso, o FORTRACC detectou o surgimento do CCM as 0445 UTC de 19/10/2009, mas como este não é um horário sinótico padrão em que o modelo de

reanálise apresente informações, se utilizará para estágio gênese o horário mais próximo, as 0600 UTC. Como visto na Figura 4.25b às 0600 UTC aparecem células convectivas desagregadas que irão compor o complexo convectivo.

4.9.1.1 Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Baixos Níveis

Nota-se através da Figura 4.25, referente ao dia 19/10/2009, uma região com baixa pressão atmosférica se estendendo do oeste da Amazônia até o Paraguai com núcleo de 1006hPa. Também, pode-se observar o escoamento advindo da região Amazônica associado ao JBN-NCJE. Este jato de baixos níveis tem por característica atuar sobre a região ao norte de 25°S, conforme pode ser visto em 4.25. Por meio da Figura 4.23b, verifica-se o ambiente sinótico para as 0000 UTC do dia 19/10/2009, em que não havia presença de sistema frontal atuando sobre a América do Sul e que possuía de fato uma região de baixa pressão sobre a região do Paraguai, mas identificada com núcleo de 1003hPa . Apesar de não haver registro de sistema frontal, pode-se ver sobre a região centro sul da Argentina uma nebulosidade associada a um vórtice ciclônico em níveis médios (700 hPa). A presença do ciclone pode ser vista através da Figura 4.26a, 4,26b e 4.26c através do campo de vento em 700 hPa, 500 hPa e 300 hPa, respectivamente. Pode-se notar que o JBN-NCJE (Figura 4.26a) estende-se acima de 850hPa, aparecendo também em 700hPa sobre o Paraguai. Em 500hPa tem-se uma circulação ciclônica aberta e em 300hPa a configuração aparece mais fraca, mas ainda presente. Apesar de não haver a presença de um sistema frontal, há baroclinia associada à presença de ciclogênese em níveis médios.

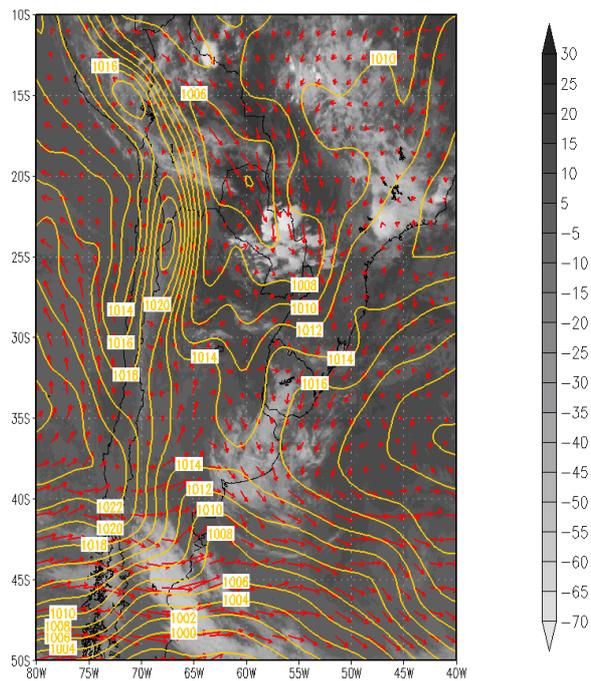


Figura 4.25 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 10 - 19/10/2009 0600 UTC.

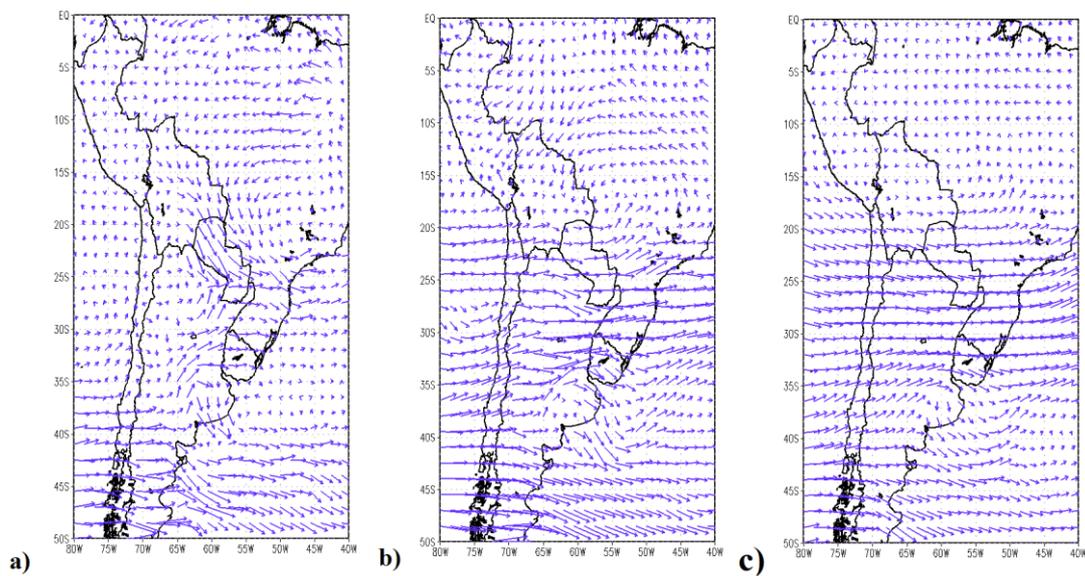


Figura 4.26 - a) Vento (m/s) em 700hPa, b) Vento (m/s) em 500hPa e c) Vento (m/s) em 300hPa - 19/10/2009 0600 UTC.

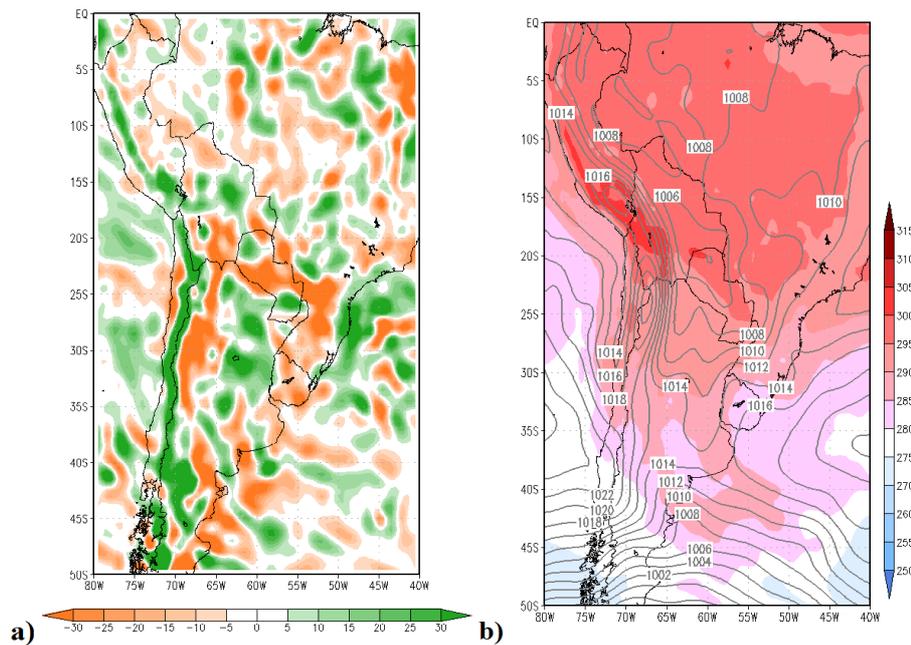


Figura 4.27 - a) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6} s^{-1}) e b) Temperatura do ar em 925hPa associado à pressão ao nível médio do mar (hPa) – 19/10/2009 – 0600 UTC.

O campo de divergência em 850hPa (Figura 4.27a) apresenta extensa região com valores de até $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, que cobre a região centro leste do Paraguai, oeste do Mato Grosso do Sul, parte do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Este padrão indica convergência de ar e umidade em baixos níveis sobre a região. Em relação à temperatura do ar, a Figura 4.27b mostra este campo para o nível de 925hPa, onde é possível visualizar uma faixa com temperatura entre 295 K e 300 K (22°C e 27°C) estendendo-se da região tropical até parte da região sul do Paraguai. O campo de advecção de temperatura (Figura 4.28a), apesar de apresentar-se perturbado por padrões de ondas curtas, nota-se sobre a região do Paraguai, oeste do Mato Grosso do Sul, do Paraná e Santa Catarina valores de advecção quente de até $3 \times 10^{-5} \text{ K/s}$. Pode-se

notar ao norte desta região de advecção quente, principalmente na região sul da Bolívia, valores de advecção fria. Esta mesma região, se analisada atentamente na imagem de satélite do canal infravermelho (Figura 4.25a) é uma região que não apresenta nebulosidade, o que indica que esta camada pode estar mais fria, devido à perda de energia pelo resfriamento radiativo noturno, pois essa é a região de advecção fria. Em relação ao parâmetro predictor de instabilidade CAPE, (Figura 4.28b) tem-se valores de até 2500 J/kg para a região do Paraguai, oeste do Mato Grosso do Sul e oeste de Paraná e Santa Catarina. Estes valores, segundo Nascimento (2005) indicam alto potencial para tempestade severa no local.

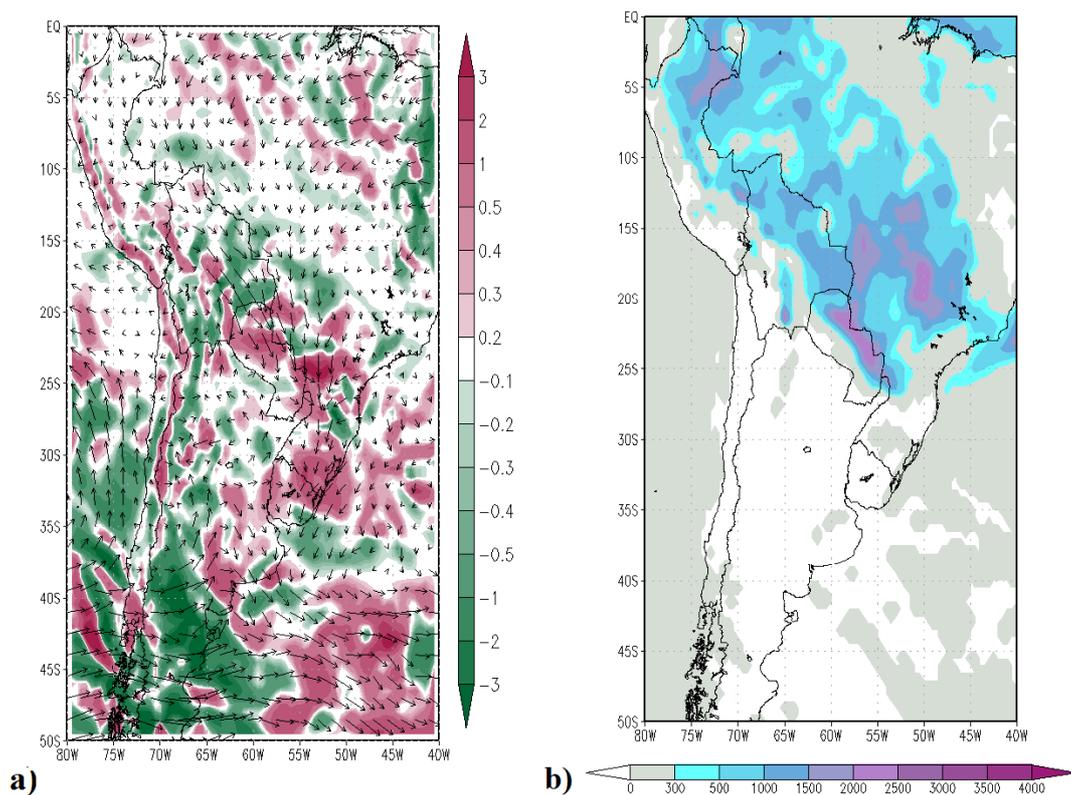


Figura 4.28 - a) Advecção de Temperatura (sombreado - 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e b)

CAPE de superfície (J/Kg) – 19/10/2009 – 0600 UTC.

4.9.1.2 Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Níveis Médios

A 4.29a mostra o campo de ômega em associado ao geopotencial, ambos em 500hPa. Nota-se sobre a região leste do Paraguai, dois núcleos de ômega negativo circundados por valores de ômega positivo. Esta condição indica presença de processos convectivos na região, com movimento ascendente (ômega negativo) no interior do sistema convectivo e movimentos descendentes (ômega positivo) ao redor, em resposta aos movimentos do interior do sistema. O geopotencial apresenta um cavado sobre a região centro sul da Argentina, ao sul do Rio da Prata. Sobre a região de atuação do CCM há uma leve perturbação no campo de geopotencial (Figura 4.29a). Pode ser visto à perturbação no vento associada ao cavado sobre a região centro sul da Argentina. Sobre esta região há predomínio de vorticidade ciclônica com até $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e a vorticidade não apresenta configuração significativa e bem definida sobre a região do CCM (Figura 4.29b).

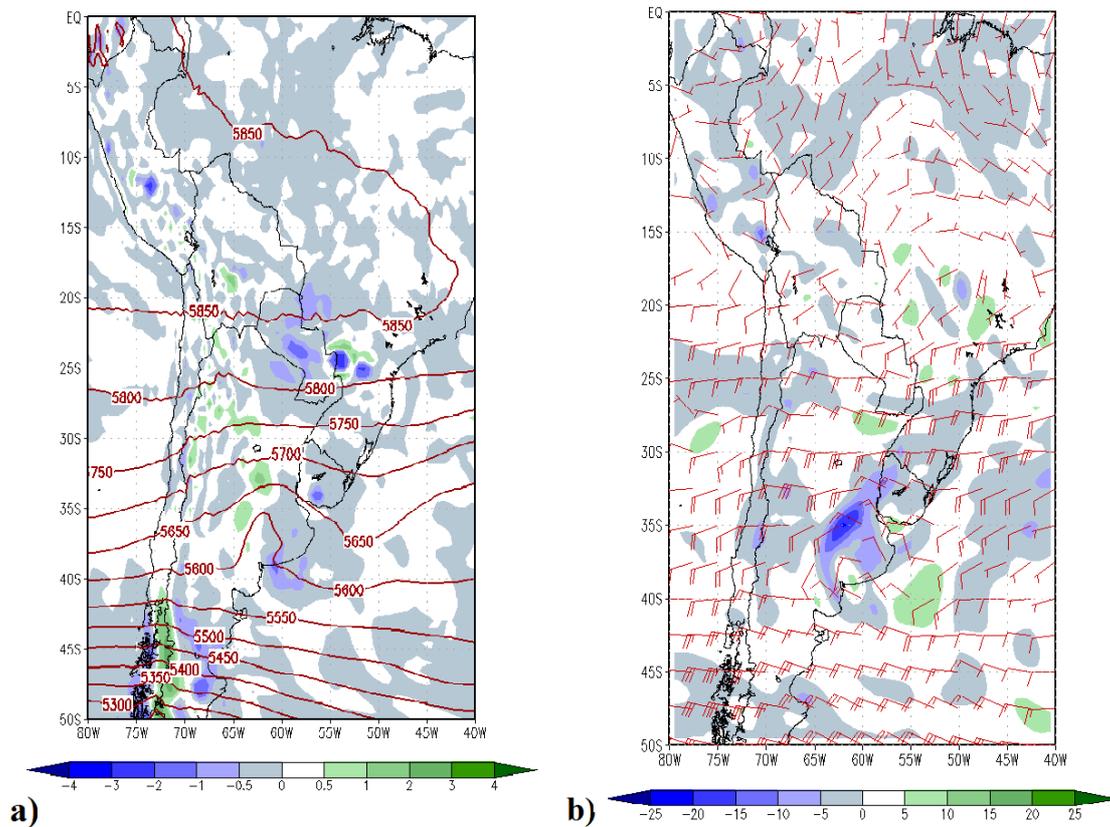


Figura 4.29 - a) $\hat{\Omega}$ (Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado – 10^{-5} s^{-1}) e Barbelas de vento (m/s) em 500hPa – 19/10/2009 – 0600 UTC.

4.9.1.3 Estágio de Gênese para 19/10/2009 – Análise de Altos Níveis

No campo de linhas de corrente em 200hPa (Figura 4.30a) nota-se a presença de uma circulação anticiclônica da Alta da Bolívia sobre a sua região climatológica e é possível verificar que sobre a região de formação do CCM, sobre o Paraguai, há um leve padrão de difluência das linhas de corrente. Essa condição associada ao padrão de divergência em 200hPa, sobre a mesma região (Figura 4.30b), indicam que há um acoplamento dos baixos níveis com os altos níveis, auxiliando nos processos

convectivos ao longo da camada troposférica. Este acoplamento é ocasionado pela presença do Jato de Altos Níveis Subtropical, que pode ser visto através do campo de isotacas, apresentando um núcleo de velocidade máximo do vento de 60 m/s.

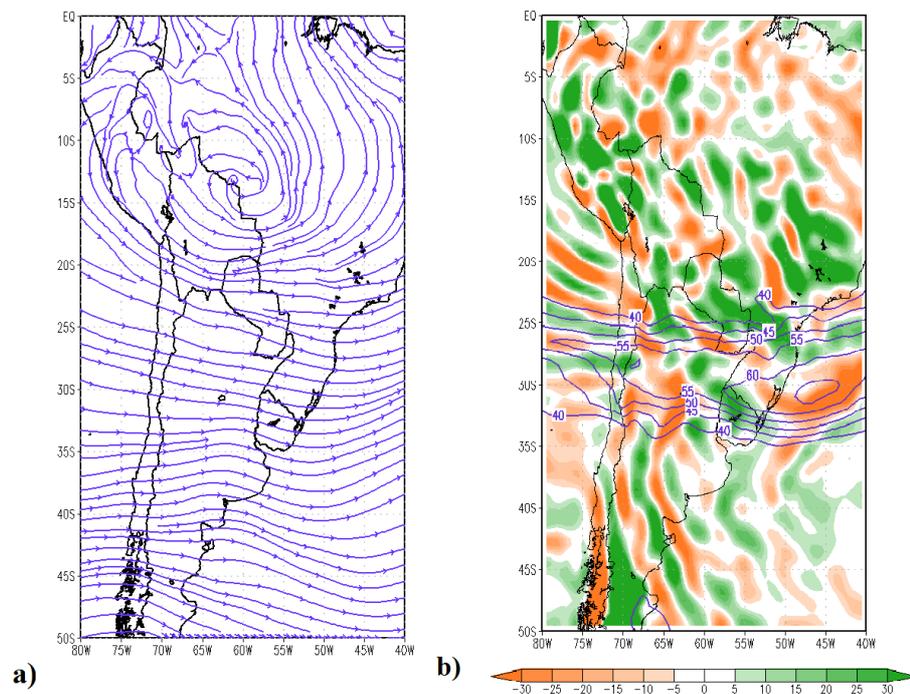


Figura 4.30 - a) Linhas de Corrente em 200hPa e b) Divergência (sombreado $- 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) associada a Isotacas (m/s) do Vento em 200hPa – 19/10/2009 – 0600 UTC.

4.9.1.4 Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Baixos Níveis

Como o estágio de gênese do sistema ocorreu as 0600 UTC do dia 19/10/2009, o próximo horário sinótico referente às 1200 UTC é considerado o horário de estágio de maturação do sistema. Como pode ser visto na Figura 4.24, entre as 0900 UTC e 1200 UTC, o sistema apresentou as menores temperaturas de brilho e progressivo aumento da área.

A Figura 4.31 apresenta o campo de pressão ao nível médio do mar associado ao vento (m/s) em 850hPa sobrepostos à imagem de satélite do canal infravermelho do satélite GOES-10. É possível visualizar que o escoamento associado ao JBN-NCJE continua atuando na região de formação do sistema as 1200 UTC. Nota-se que na borda oeste do sistema há a configuração de uma circulação ciclônica associada à circulação interna do CCM em baixos níveis. Em relação à pressão atmosférica, esta teve aumento de 2hPa em relação ao horário de formação do sistema, passando de 1006hPa para 1008hPa. Este processo pode estar associado à formação da piscina de ar frio decorrente das correntes de ar descendentes do interior do sistema, que promovem assim a formação de uma região mais fria e com maior pressão atmosférica em baixos níveis.

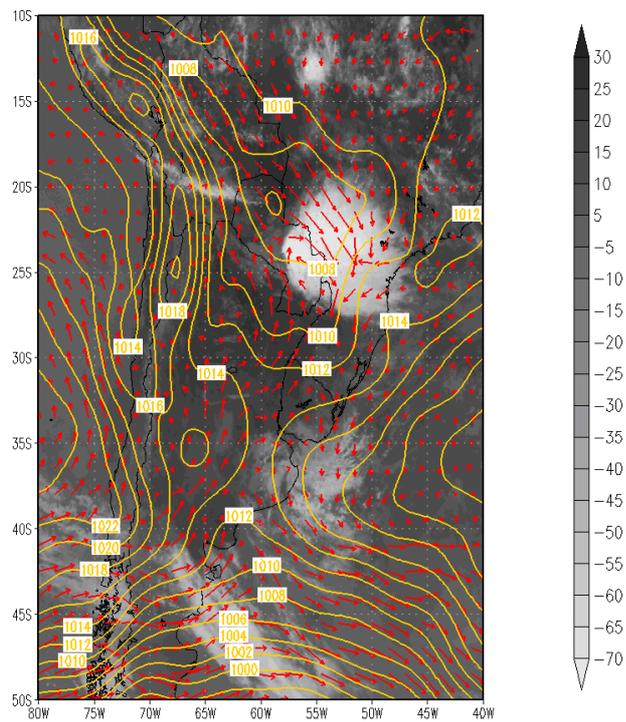


Figura 4.31 - a) Campo de pressão ao nível médio do mar e vento (m/s) em 850hPa
sobrepostos à imagem do canal infravermelho do satélite GOES-10 -19/10/2009
1200 UTC.

Assim como foi visto no estágio de gênese (Figura 4.25), na fase de maturação ainda há a presença de um cavado sobre a região centro sul da Argentina (Figura 4.31). Neste estágio, a configuração em 700 hPa (Figura 4.32a) continua bem configurada, mas a circulação continua aberta. E 500 hPa e 300 hPa (Figura 4.32b e Figura 4.32c) o escoamento associado ao cavado apresenta-se mais fraco que no estágio de gênese.

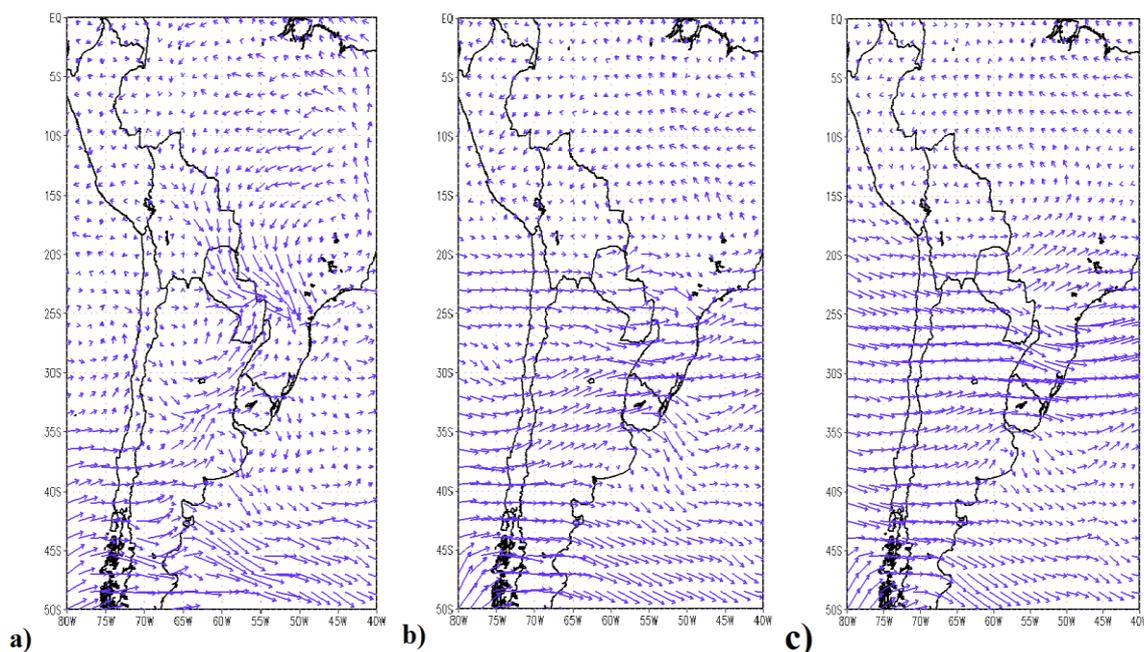


Figura 4.32 - a) Vento (m/s) em 700hPa, b) Vento (m/s) em 500hPa e c) Vento (m/s) em 300hPa - 19/10/2009 0600 UTC.

A Figura 4.33a apresenta o campo de divergência em 850hPa e a temperatura do ar em 925 hPa (Figura 4.33b) associada pressão ao nível médio do mar (hPa). Em relação à divergência (Figura 4.33a) é possível notar que ainda há predomínio de convergência em baixos níveis sobre a região do Paraguai, Paraná e Santa Catarina. Sobre o centro leste destes dois estados sulinos há divergência, o que pode estar associado ao movimento descendente do ar relativo à faixa leste do CCM, que se posiciona sobre esta região. Estas correntes transportam ar frio para os níveis mais baixos, formando a piscina de ar frio e as frentes de rajadas associadas ao sistema. O campo de temperatura em 925hPa, comparado com o estágio de gênese, teve diminuição na temperatura sobre a região de atuação do sistema apresentando valores entre 290K e 295K (22°C e 27°C). Ao norte do sistema, ainda predominam temperaturas mais

elevadas, porém sobre a região do sistema, houve decréscimo de temperatura possivelmente associado à piscina de ar frio, formada com os processos convectivos do interior do sistema.

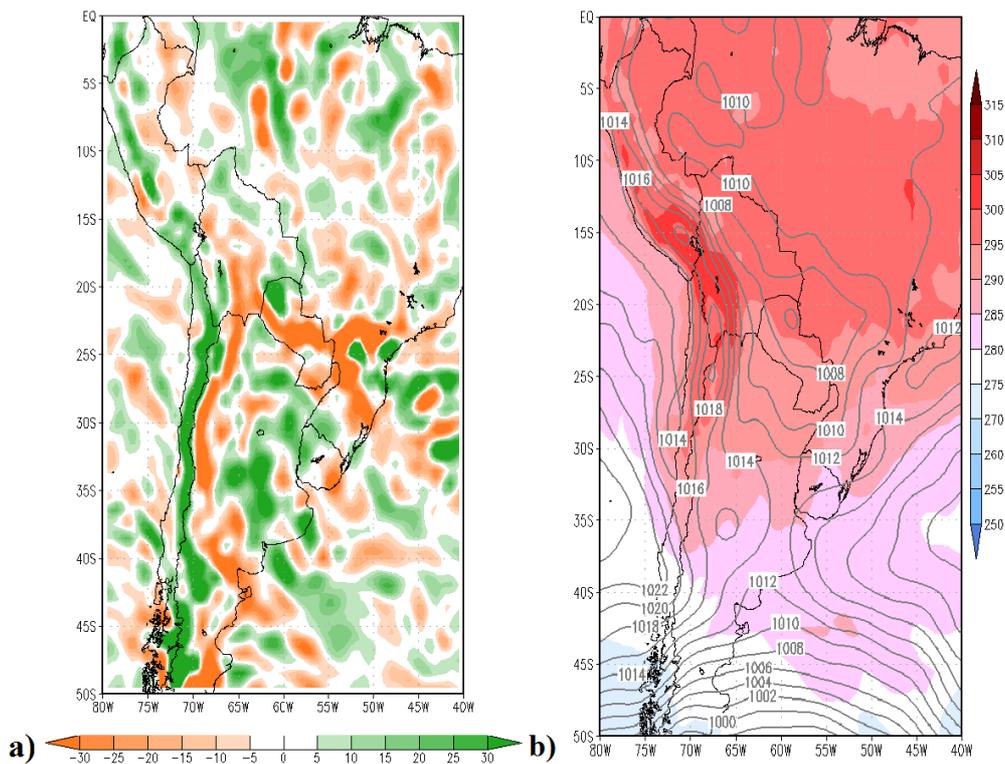


Figura 4.33 - a) Divergência em 850 hPa (sombreado $- 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) e b) Temperatura do ar em 925 hPa associada ao campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) – 19/10/2009 1200 UTC.

O campo de advecção de temperatura em 925 hPa se apresenta mais intenso sobre a região leste do Paraguai, oeste do Paraná e Santa Catarina (Figura 4.34a), quando comparado com o estágio de gênese as 0600 UTC (Figura 4.28a). Em relação ao CAPE (Figura 4.34b) nota-se que houve uma redução na cobertura de valores elevados deste

índice de instabilidade, principalmente na faixa sudeste do Paraguai, regiões do Paraná e Santa Catarina. Mesmo assim, ainda há valores indicando instabilidade na região, porém são menores, de até 1500 J/Kg, quando comparado com o estágio de formação do sistema. É interessante notar que para a região ao norte de onde o sistema se localiza as 1200 UTC, o índice indica valores de até 3000 J/kg, indicando segundo Nascimento (2005) instabilidade acentuada. Esta região, após o complexo convectivo se dissipar, ainda terá novas células convectivas ocorrendo em processos consecutivos de formação e dissipação de tempestades.

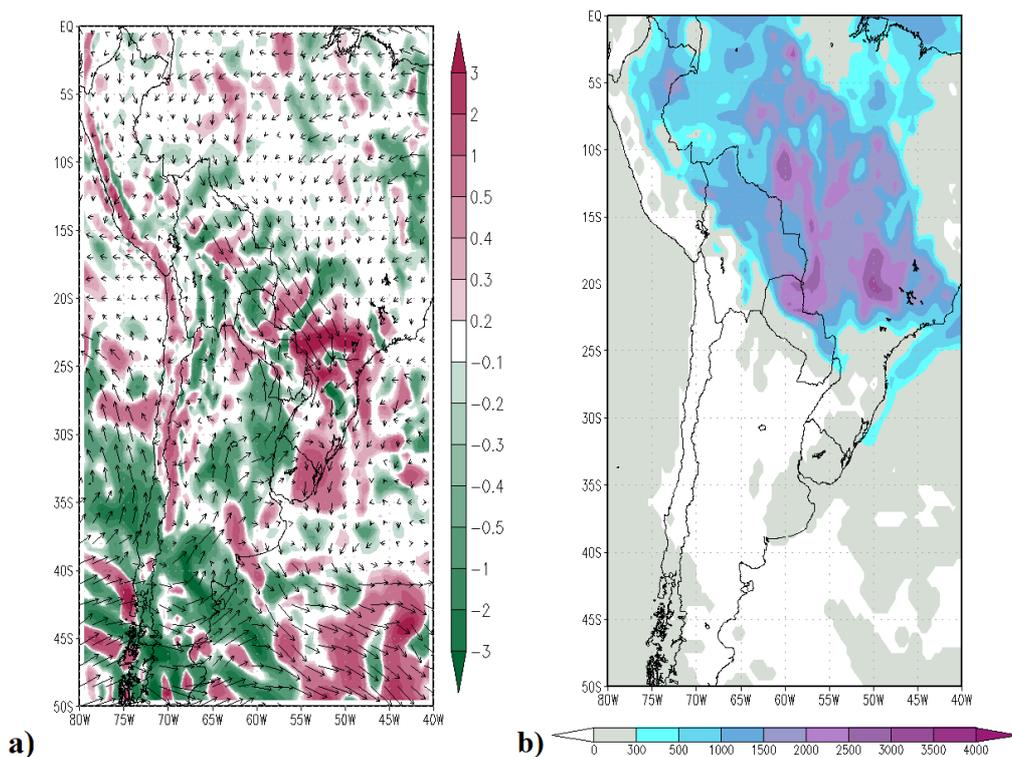


Figura 4.34 - a) Advecção de Temperatura (sombreado – 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850hPa e
 b) CAPE de superfície (J/Kg) – 19/10/2009 1200 UTC.

4.9.1.5 Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Níveis Médios

É possível notar através do campo de ômega (Figura 4.35a) que sobre a região em que o sistema está atuando, há uma região circular com valores de ômega negativo de até 3 Pa/s, indicando intenso movimento ascendente sobre a região. No interior dessa região surgem valores de ômega positivo, indicando movimento descendente do ar sobre a região. Estes valores estão relacionados com as correntes descendentes no interior das células convectivas. Tais valores coincidem com os valores de divergência ao redor da região de convergência em baixos níveis, conforme visto na Figura 4.30. Este mesmo comportamento pode ser visto no campo de vorticidade (Figura 4.35b) onde se tem valores de até $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ alternados com pequenas regiões de até $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Diferentemente do horário de formação, o campo de vorticidade relativa apresenta algum padrão de vorticidade ciclônica alternada com valores de vorticidade anticiclônica sobre a região de atuação do sistema.

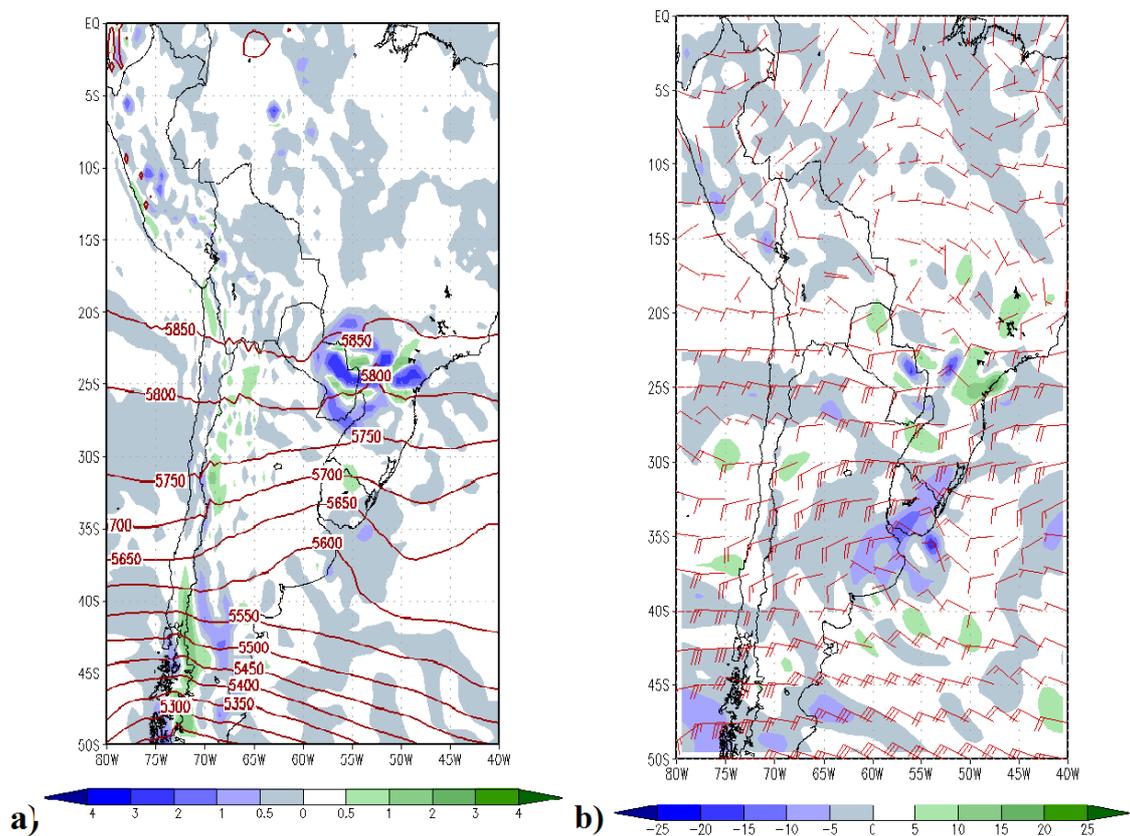


Figura 4.35 - a) $\hat{\Omega}$ (sombreado - Pa/s) e Geopotencial (mgp) em 500hPa e b) Vorticidade Relativa (sombreado - 10^{-5} s^{-1}) e Barbelas de vento (m/s) em 500hPa – 19/10/2009 1200 UTC.

4.9.1.6 Estágio de Maturação para 19/10/2009 – Análise de Altos Níveis

A configuração das linhas de corrente em 200 hPa é apresentada na Figura 4.36. É possível notar através das linhas de corrente (Figura 4.36a) uma circulação anticiclônica sobre a região nordeste da Bolívia. É possível verificar uma grande região de difluência sobre a faixa leste do Paraguai e parte da região do país, local de atuação do sistema. Nota-se que o campo de linhas de corrente sofre ‘deformação’ para contornar a região de divergência. Esta região está associada com intensa divergência

de massa em altos níveis, como pode ser visto na Figura 4.34b, processo este que é acoplado com a convergência de massa em baixos níveis e movimento ascendente ao longo da camada atmosférica. A divergência apresenta valores maiores que $30 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ e está associada à presença do Jato Subtropical que apresenta isotacas de até 70 m/s. O posicionamento da região de difluência e divergência estão associados à entrada equatorial do Jato Subtropical, o que indica o acoplamento dos baixos e altos níveis através da circulação vertical.

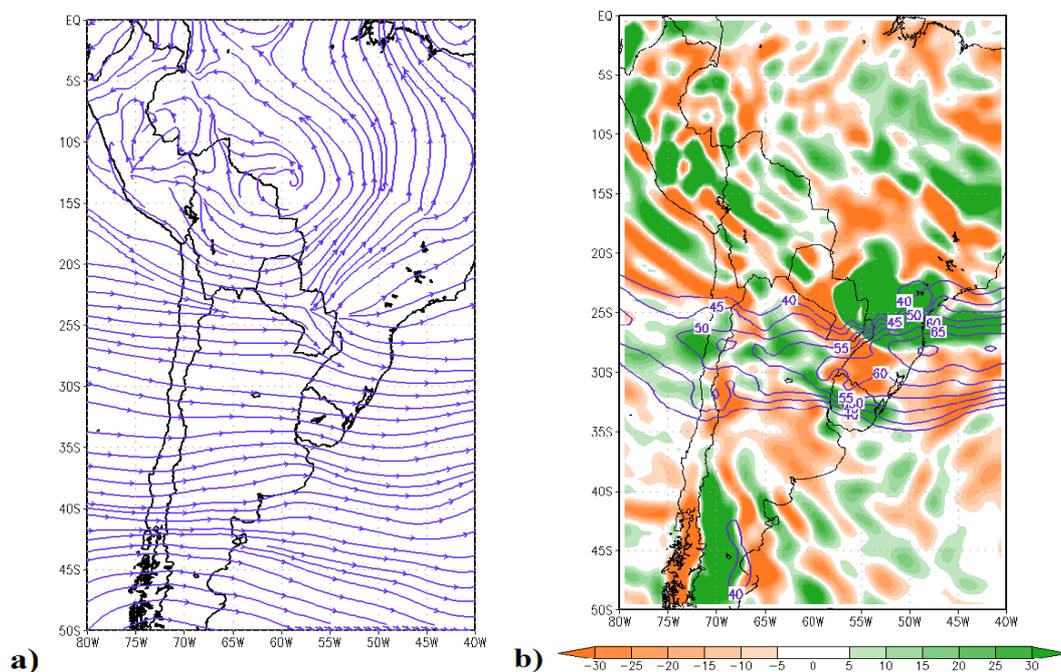


Figura 4.36 - a) Linhas de Corrente em 200hPa e b) Campo de divergência suavizado (sombreado - 10^{-6}s^{-1}) associada as isotacas (m/s) em 200hPa – 19/10/2009 1200 UTC.

4.10 Transporte de Umidade em 19/10/2009

Para efetuar análise do balanço de umidade na área de formação e atuação do CCM ocorrido em 19/10/2009, considerou-se a área compreendida entre 60°W e 45°W e 20°S e 27°S. O transporte de umidade nas faces norte, sul, oeste e leste, bem como o balanço de umidade na região são apresentados na Tabela 2.

Tabela II : Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000 hPa e 300 hPa sobre a região de 66°W e 46°W e 20°S e 34°S. Unidade: (10^7 kgm/s).

DATA	NORTE	SUL	OESTE	LESTE	BALANÇO*
18/10/2009 (06UTC)	-18,8201	-4,0503	6,9122	10,5255	11,1565
18/10/2009 (12UTC)	-19,5785	-5,8813	7,6324	11,9037	9,4259
18/10/2009 (18UTC)	-16,2902	2,1767	16,3140	8,9545	25,8264
19/10/2009 (00UTC)	-18,0212	-4,0531	7,9377	4,0370	17,8688
19/10/2009 (06UTC)	-40,93	-8,9103	19,4757	3,6170	47,8784
19/10/2009 (12UTC)	-59,1274	3,0811	23,3550	1,1176	84,4459
19/10/2009 (18UTC)	-31,7959	7,4543	9,78941	9,9593	39,0803
20/10/2009 (00UTC)	-13,6248	-4,9652	-1,7797	13,0964	-6,2165
20/10/2009 (06UTC)	3,8968	-4,1375	0,5954	16,3204	-23.7593

*Balanço negativo marcados com sombreamento cinza.

Primeiramente, pode-se perceber que sob a face Norte o escoamento é direcionado para a região do CCM, em praticamente todos horários, exceto dia 20/10/2009 as 0600UTC. Nota-se que o escoamento pela face norte contribui com os maiores valores (comparado às outras faces) de umidade, este fato decorre ao escoamento pela face norte estar associado à presença do JBN-NCJE. Os maiores valores de umidade ocorreram nos estágios de gênese e maturação do sistema as 19/10/2009 0600 UTC e

1200 UTC, respectivamente. Nestes horários os fluxos foram de $40,93 \times 10^7$ e $59,12 \times 10^7$ kgm/s, respectivamente.

A face sul apresenta predominância de escoamento para sul, exceto as 1800 UTC do dia 18/10/2009 e dia 19/10/2009 as 1200 UTC e 1800 UTC, mas em todos estes horários a contribuição foi de valores baixos de umidade, menores que 10×10^7 kgm/s.

Em relação à face oeste, diferentemente dos outros estudos de caso, apresenta predominância de escoamento para dentro da área de estudo, exceto dia 20/10/2009 as 0000 UTC. A contribuição dos maiores valores de umidade ocorreu nos horários de gênese e formação do sistema, com valores de $19,47 \times 10^7$ kgm/s e $23,35 \times 10^7$ kgm/s, respectivamente. A região apresentou saldo negativo de umidade a partir do dia 20/10/2009.

A face leste apresenta-se como sumidouro de umidade na região apresentando escoamento para fora da região em todos os horários em análise.

Em relação ao balanço de umidade sobre a região nota-se que o saldo foi positivo até as 1800 UTC do dia 19/10/2009, com aumento gradual até o horário de maturação do sistema onde o balanço apresentou os maiores saldos de umidade nos estágios de gênese e maturação do sistema, com valores de $47,87 \times 10^7$ kgm/s e $84,44 \times 10^7$ kgm/s, respectivamente. Assim, nota-se que o transporte de umidade contribui efetivamente para a gênese e manutenção do complexo convectivo.

4.11 Ciclo Diurno da Precipitação associado ao CCM em 19/10/2009

Para o estudo de caso em questão, apresenta-se a precipitação média na área acompanhando o sistema com uma caixa de aproximadamente $10^{\circ} \times 6^{\circ}$ dentro da região entre 60°W e 45°W e 27°S e 20°S , onde o sistema se formou, se deslocou e entrou em dissipação. A Figura 4.35 apresenta o ciclo diurno da precipitação média para o dia 19/10/2009.

A precipitação média para o dia 19/10/2009 apresenta dois picos durante o seu ciclo, as 0730 UTC e 1300 UTC. Os círculos em vermelho indicam os horários de surgimento e dissipação do CCM detectados pelo FORTRACC. Inicialmente há um crescimento gradual da precipitação, atingindo o primeiro pico as 0730 UTC com valor de 4 mm/h. Após este horário há uma pequena queda na quantidade de precipitação e esta torna a aumentar rapidamente atingindo o maior valor de 6,5 mm/h em torno das 1300 UTC. Em seguida há uma queda rápida na precipitação, até as 1530 UTC, e após este horário há um decaimento progressivo da precipitação até a dissipação do sistema.

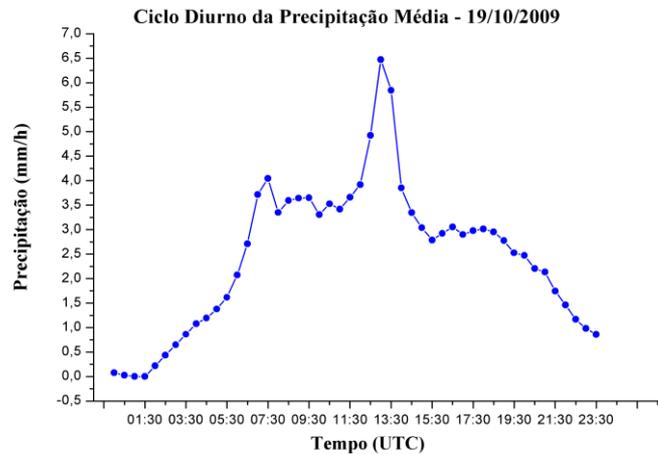


Figura 4.37 - Ciclo diurno da precipitação média (mm/h) estimada pelo CMORPH em 19/10/2009.

Adicionalmente, pode-se visualizar a precipitação máxima estimada pelo CMORPH para o dia 19/10/2009 (Figura 4.38). Nota-se que a estimativa inicial encontra-se em torno de 20 mm/h as 0000 UTC apresentando aumento progressivo até atingir o primeiro pico máximo de 50mm/h as 0330 UTC. Após as 0445 UTC a precipitação máxima estimada apresenta-se oscilando entre 40 mm/h e 50 mm/h. Basicamente, tem-se 7 picos de máxima precipitação de 50 mm/h ocorrendo nos horários: 0730UTC, 0830UTC, 1230UTC,1500UTC,1630UTC, 1830UTC e 2100UTC. Após as 2130 UTC nota-se o decaimento da precipitação máxima estimada.

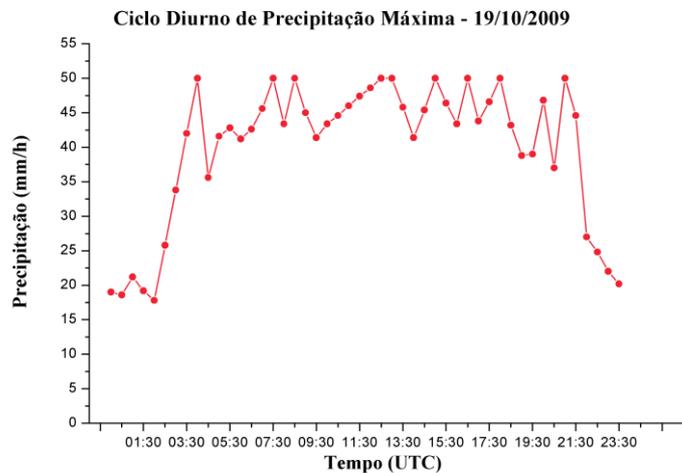


Figura 4.38 - Ciclo diurno da precipitação máxima (mm/h) estimada pelo CMORPH em 19/10/2009.

Adicionalmente a estas informações acima, apresenta-se na Figura 4.39 a evolução da precipitação estimada pelo CMORPH ao longo do dia 19/10/2009. Esta Figura é composta pelos campos referentes a todo ciclo de precipitação do dia 19/10/2009 permitindo analisar como se configurou a precipitação espacialmente, em termos de desenvolvimento de células convectivas dentro do sistema e ao longo do ciclo de vida do CCM.

Nessa figura é possível visualizar, que a partir das 0200 UTC, começa o surgimento de regiões associadas à precipitação. Estas células desagregadas e com pouca precipitação passam a apresentar núcleos com maior precipitação associada a partir das 0430 UTC. Neste horário algumas células já indicam precipitação de até 40 mm/h. Estas células apresentam desenvolvimento progressivo e surgimento de novas células até as 0730 UTC, onde se tem um número maior de células com precipitação mais intensa de até 50 mm/h. Este horário apresenta a maior precipitação média com valor de 4 mm/h

(Figura 4.37) e apresenta valores máximos de até 50 mm/h (Figura 4.38). As 0800 UTC houve diminuição da precipitação, indicando ocorrência de precipitação. Já as 0830 UTC há um novo aumento de precipitação com valores de até 50 mm/h (também visto na Figura 4.38). Após este horário, as células sofrem pouca variação morfológica, com pequenas variações de forma e intensidade. Entre as 1200 UTC e 1230 UTC há uma nova intensificação das células, com núcleos de até 50 mm/h. Estas células, apesar de sofrerem algumas diminuições na precipitação, parecem estar ativas até as 1430 UTC. A partir das 1500 UTC, os núcleos mais intensos tendem a diminuir. Entre as 1630 UTC e 1730 UTC novos núcleos mais intensos surgem. A partir das 1730 UTC em diante, o sistema passa a ter células mais intensas, mas o sistema já perdeu uma estrutura morfológica mais compacta e passa a deslocar-se para a região tropical, de forma que novas células convectivas se desenvolvem e se dissipam em processos consecutivos.

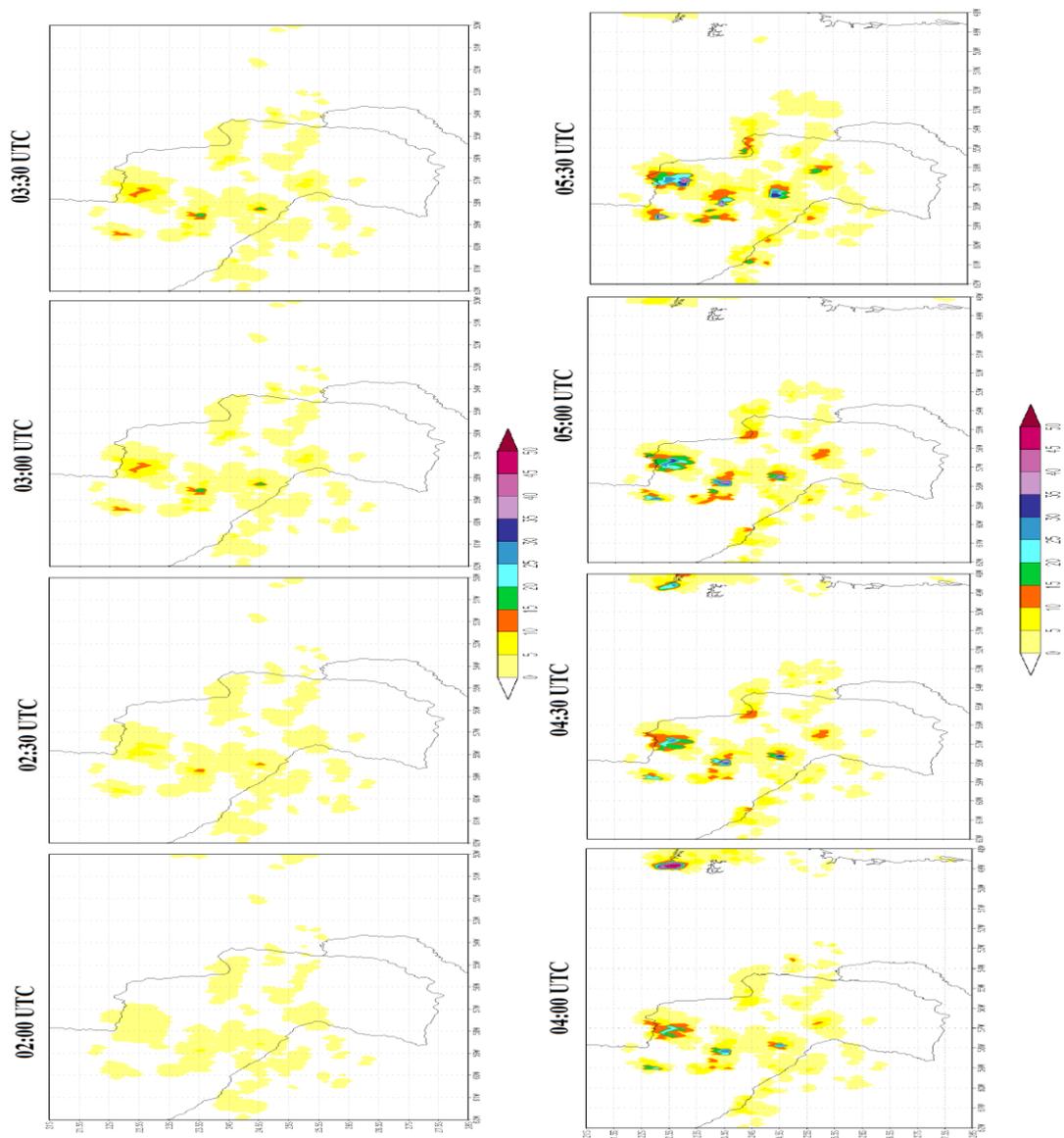


Figura 4.39 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM ocorrido em 19/10/2009. (Continua)

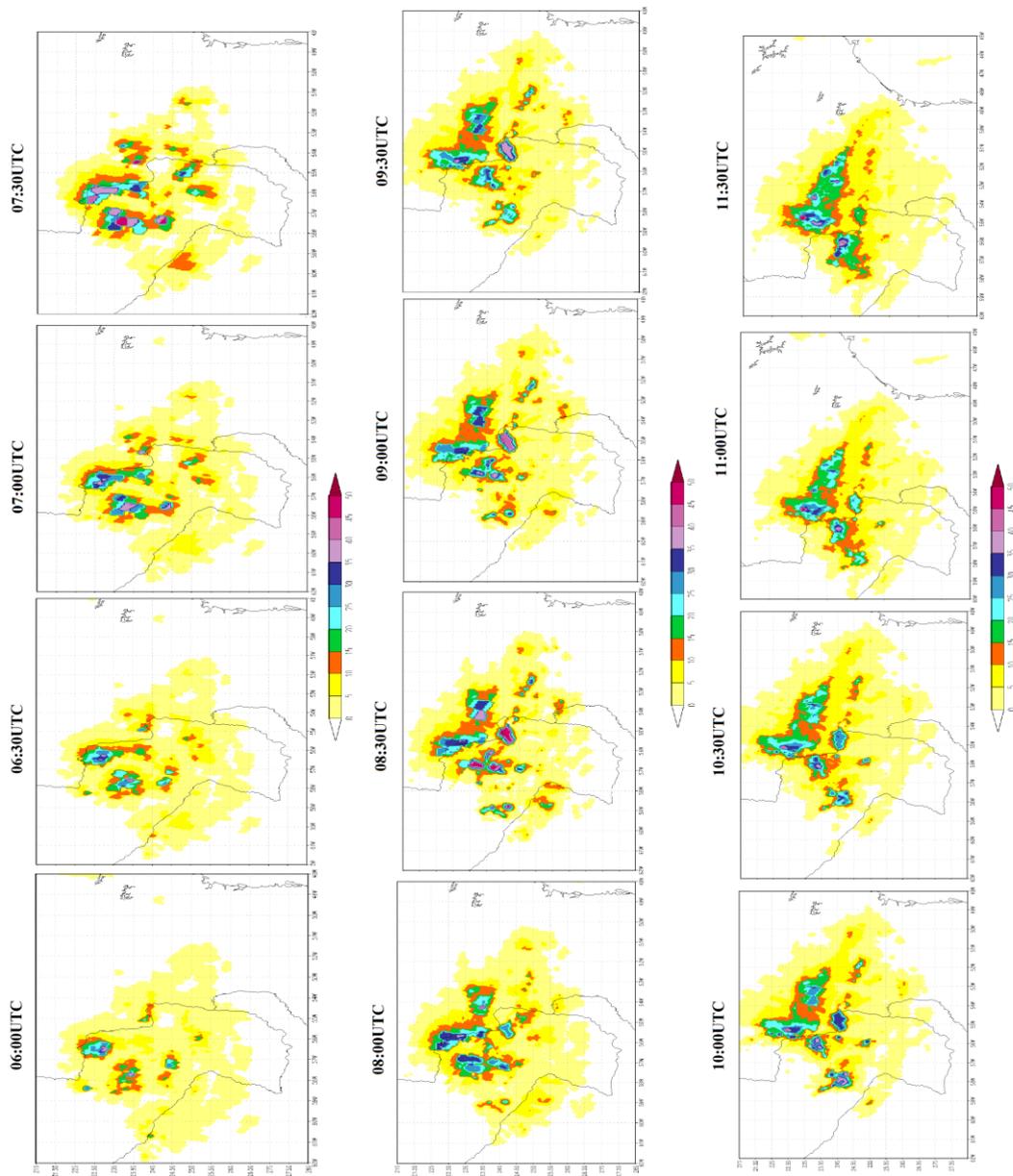


Figura 4.39 - Continuação (Continua).

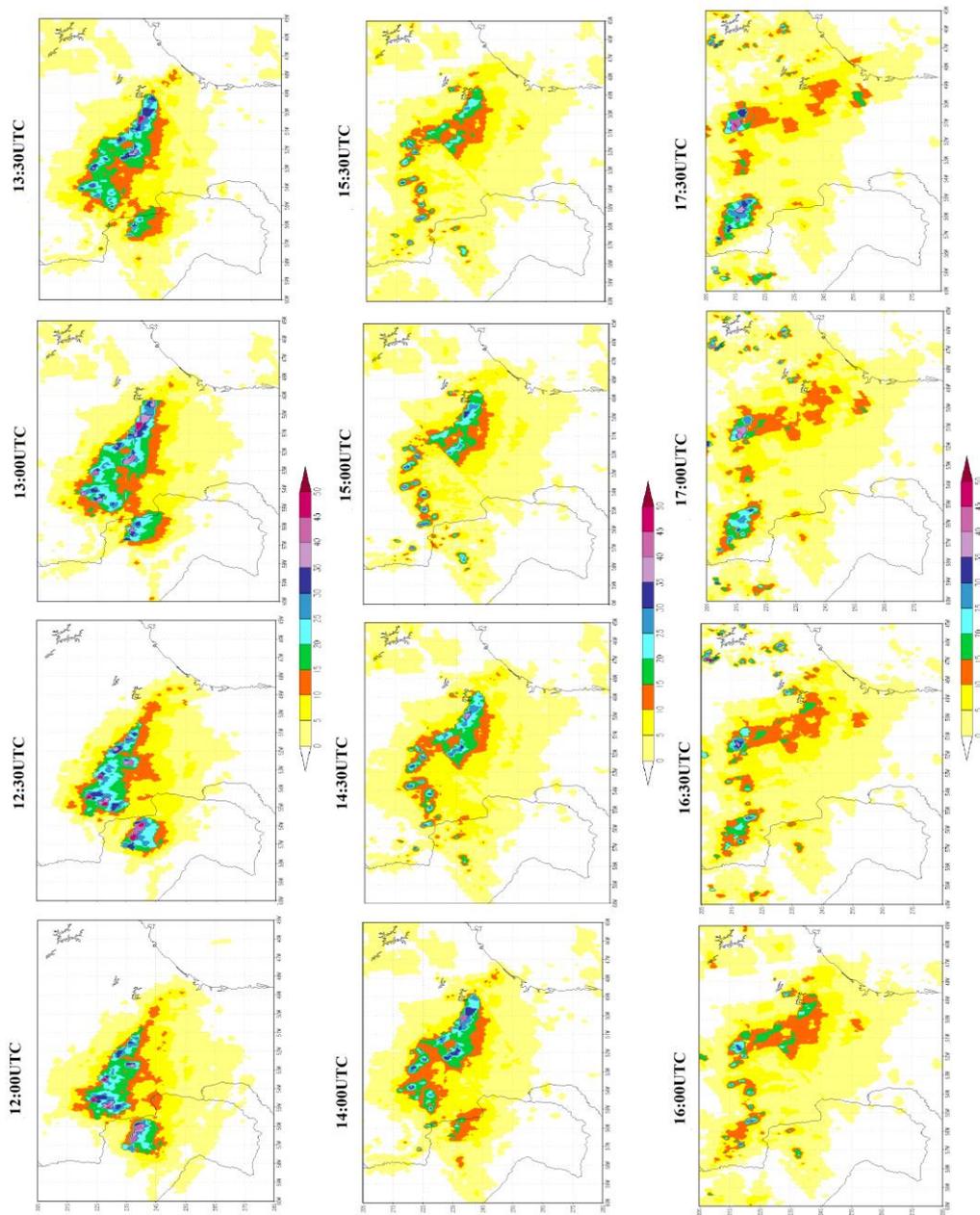


Figura 4.39 - Continuação (Continua).

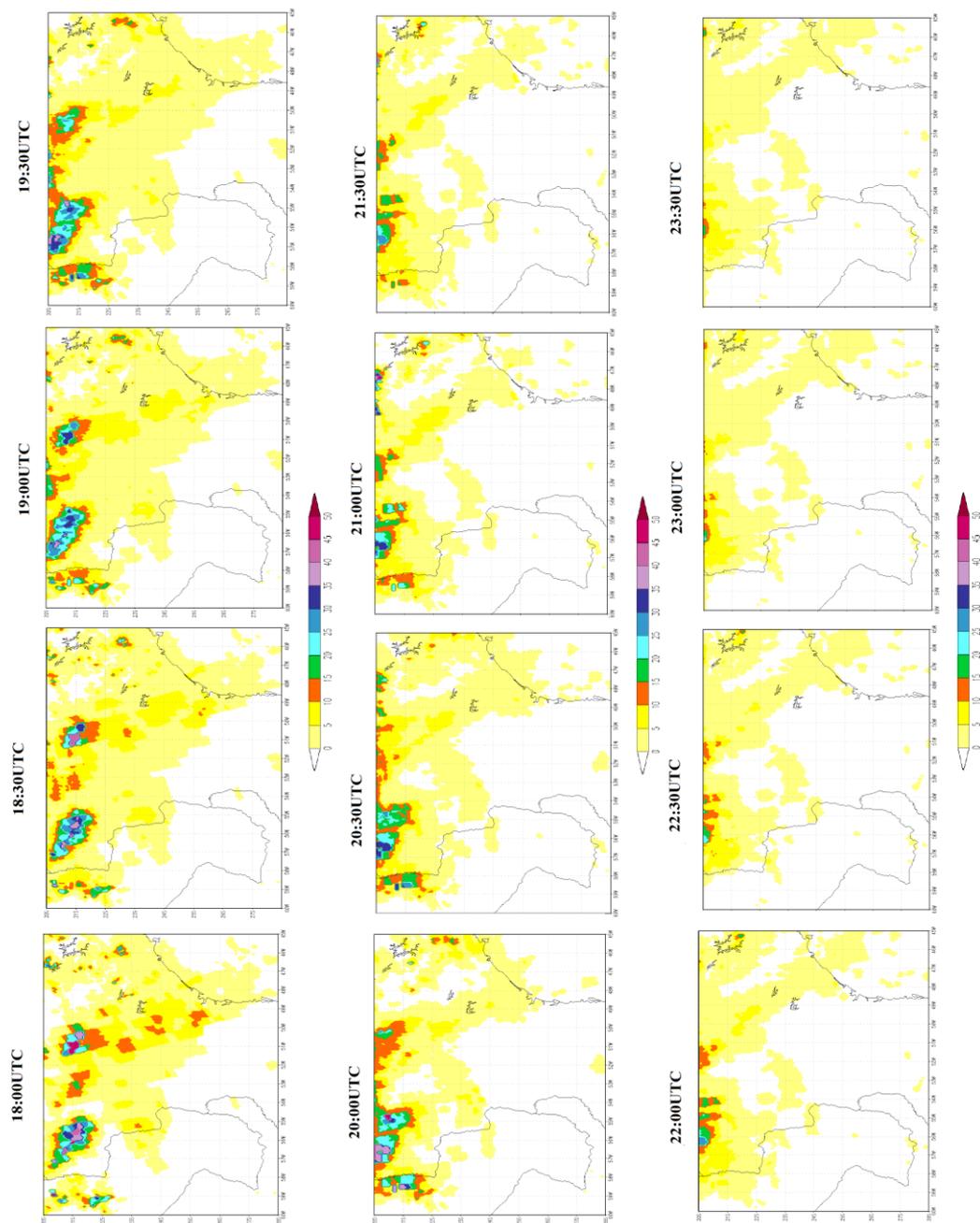


Figura 4.39 - Conclusão.

4.12 Estudo de Caso do Complexo Convectivo de Mesoescala em

15/12/2006

Este estudo de caso refere-se ao CCM ocorrido em 15/12/2006. Este CCM não apresentou associação com presença de JBN. O FORTRACC detectou o surgimento do CCM as 0400 UTC do dia 15/12/2006, com duração de aproximadamente 18 horas e posição inicial em 23°36' S e 53°85' W.

A Figura 4.40 exhibe algumas características importantes do CCM, detectadas pelo FORTRACC. É possível analisar a área total do sistema através da Figura 4.38a onde nota-se um crescimento progressivo da área do sistema nas primeiras seis horas de duração, atingindo 220.000km². Às sete horas e meia de duração há um rápido aumento da área para 240.000km². Após este horário, a área apresenta declínio gradual até dissipar-se. Em relação à excentricidade (Figura 4.40b) nota-se valores iniciais de 1,0, o que indica uma estrutura circular do sistema. Há uma queda nos valores de excentricidade nas primeiras horas, mas apresenta predominância de valores acima de 0,7 entre onze e quinze horas de duração. O sistema apresenta temperatura de brilho média inicial de 234K(-39°C) e exhibe uma queda abrupta de temperatura nas primeiras quatro horas, chegando a apresentar 205K (-68°C) (Figura 4.40c). Após este horário, o sistema apresenta aumento gradual da temperatura atingindo em torno de 230K(-43°C). A temperatura de brilho mínima do sistema (Figura 4.38d) apresenta o mesmo comportamento da temperatura de brilho média com diferença nos valores. O sistema apresenta, inicialmente, temperatura de brilho mínima de 232K(-41°C), passando para

a temperatura de 182K(-91°C) em torno de 4 horas de duração, e após aumento gradual da temperatura para 218K(-55°C).

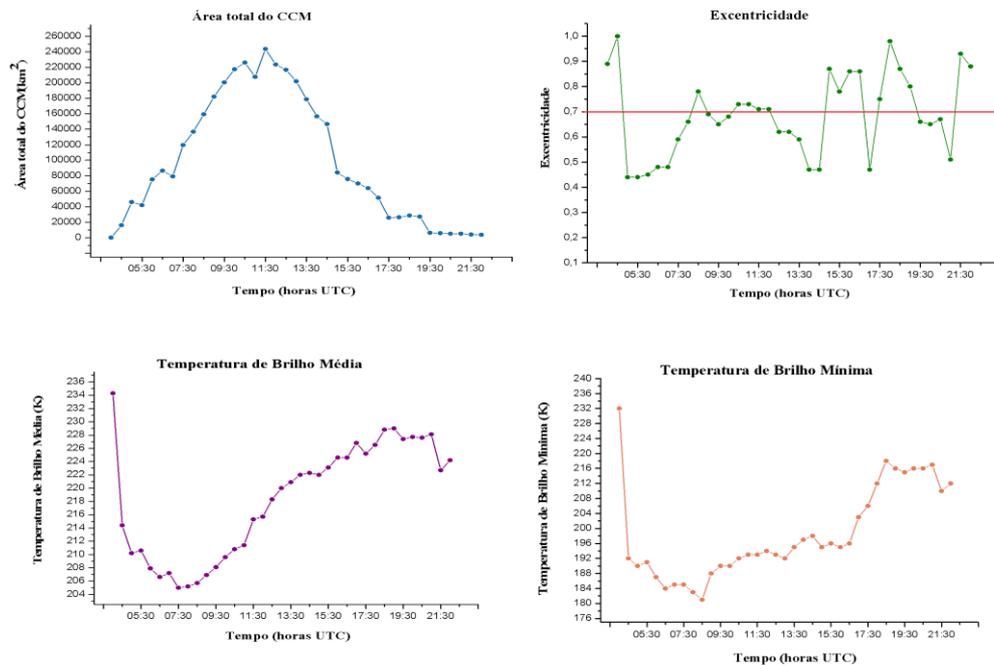


Figura 4.40 - a) Área total do CCM (km²), b) Excentricidade, c) Temperatura de Brilho Média (K) e d) Temperatura de Brilho Mínima (K) para o CCM de 15/12/2006.

4.12.1 Verificação do ciclo de vida através das imagens de satélite GOES-12

Complementando a detecção realizada pelo FORTRACC, faz-se uma análise das imagens de satélite GOES-12 do canal infravermelho realçado (Figura 4.41) para diferentes horários a fim de descrever os principais estágios do sistema.

A imagem do dia 15/12/2006 as 0200 UTC (Figura 4.41a) exhibe o surgimento de células convectivas sobre a região norte da Argentina e também sobre a região oeste do Mato Grosso do Sul. Estas células estão associadas com o desenvolvimento de dois CCM diferentes. As 0400 UTC (Figura 4.41b) nota-se que os aglomerados convectivos estão em desenvolvimento. As 0600 UTC (Figura 4.41c) é possível notar que os dois CCM encontram-se em seu estágio de maturação, com estruturas quase circulares, com gradientes de temperaturas de brilho intenso nas bordas dos sistemas e topos de nuvens com temperaturas até -90°C . As 0830 UTC (Figura 4.41d) os sistemas permanecem circulares, porém o sistema sobre o Mato Grosso do Sul já apresenta pequeno aumento na temperatura de brilho do centro do sistema, apresentando temperatura até -80°C . As 1030 UTC (Figura 4.41e), o CCM sobre o Mato Grosso do Sul (chamado de CCM-1) não apresenta mais uma forma circular e os núcleos convectivos mostram-se em processo de dissipação. O CCM sobre o norte da Argentina (chamado de CCM-2) apresenta-se com declínio da temperatura de brilho e leve modificação do formato. As 1500 UTC (Figura 4.41f) é possível ver que o dois sistemas entraram em dissipação, não apresentando mais configuração de CCM.

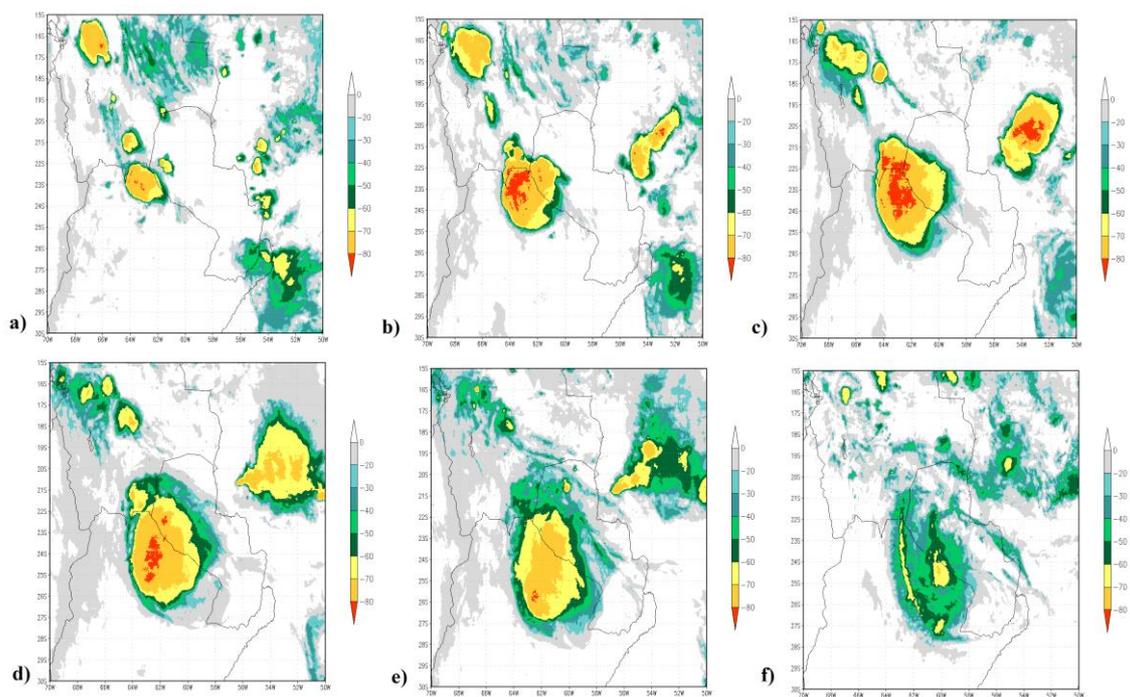


Figura 4.41 - Imagem do Satélite GOES-12 Realçada para o dia 15/12/2006 Imagem do Satélite GOES-12 Realçada para o dia 15/12/2006 as a) 0200UTC, b) 0400UTC, c) 0600UTC, d) 0830UTC, e) 1030UTC e f) 1500 UTC.

Verifica-se que ambas as análises apresentam-se coesas entre si, mas com leve diferença relativa ao tempo de duração do sistema. O FORTRACC aponta dezoito horas de duração, enquanto pelas imagens do satélite GOES-12 constata-se aproximadamente quatorze horas. Em relação às temperaturas de brilho, os sistemas apresentam faixas de temperatura de brilho semelhantes. Um aspecto importante a se destacar é a não detecção do CCM do norte da Argentina pelo FORTRACC.

4.12.2 Análise do ambiente sinótico do CCM de 15/12/2006

4.12.2.1 Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise de Baixos Níveis

O estágio de gênese foi considerado 0000 UTC de 15/12/2006, por ser o horário sinótico mais próximo ao horário de surgimento dos dois sistemas. A Figura 4.42 apresenta a imagem de satélite do canal infravermelho associado ao campo de pressão ao nível médio do mar e vento em 850hPa. Verifica-se que do oeste da Amazônia estende-se uma região de baixa pressão, com núcleo de 1004hPa, até o centro norte da Argentina. O posicionamento e extensão da área de baixa pressão sugere a presença da Baixa do Chaco. Esta depressão, posicionada em média entorno dos 20°S e 60°W responde ao aquecimento troposférico provocado principalmente pela liberação de calor latente produto da convecção gerada na área de atuação deste sistema. Os fluxos superficiais de calor latente e sensível também possuem um papel importante, já que são os responsáveis diretos do aquecimento das camadas troposféricas mais baixas (ESCOBAR; SELUCHI, 2012). Verifica-se a presença de um sistema frontal com a banda de nebulosidade estendendo-se do Oceano Atlântico Sul ao sul da Bolívia e com baixa pressão de 1010hPa e sobre o oceano a leste do Rio da Prata. Também é possível notar, que a alta pós-frontal associada a este sistema frontal atua até a região central da Argentina com alta de 1014hPa e circulação anticiclônica do vento sobre a região centro-sul da Argentina.

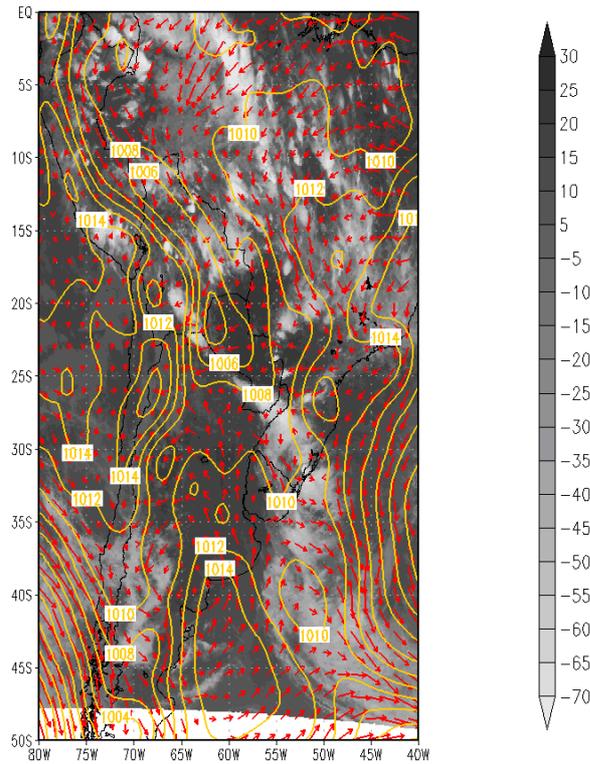


Figura 4.42 - a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), vento(m/s) em 850hPa de sobrepostos à imagem de satélite do Canal Infravermelho (°C) – GOES 12 – 15/12/2006 0000UTC.

O campo de divergência em baixos níveis, apresentado na Figura 4.43a, mostra uma região de convergência com valores de até $-30 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ sobre a região norte da Argentina, sul da Bolívia, centro do Paraguai e fronteira do Mato Grosso do Sul. Este padrão indica pela equação levantamento de ar na coluna atmosférica. Na Figura 4.43b tem-se o campo de pressão ao nível médio do mar associado à temperatura do ar em 925hPa. Verifica-se que a região com predomínio de baixa pressão corresponde à região com valores mais elevados de temperatura entre 300 K e 305 K (27°C e 32°C).

Também há uma pequena região no oeste do Paraguai que apresenta temperatura entre 305 K e 310 K (32 °C e 37 °C).

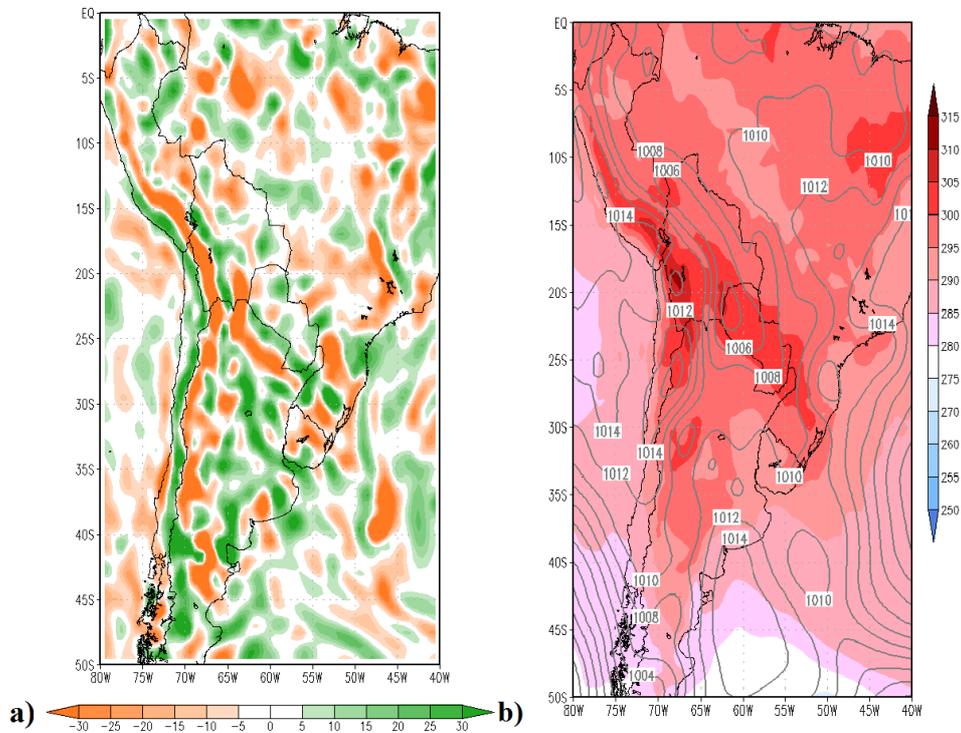


Figura 4.43 - a) Campo de divergência suavizado em 850 hPa (10^{-6} s^{-1}); b) Temperatura do ar em 925 hPa - 15/12/2006 0000 UTC .

Pode-se observar através da Figura 4.44a advecção quente sobre a região norte da Argentina, oeste do Paraguai e sul da Bolívia. Esta região corresponde à mesma região que apresenta valores de convergência do ar em 850 hPa. Mas já sobre a região do Mato Grosso do Sul, tem-se uma região de advecção fria, padrão que não contribui para o aumento de instabilidade. Ainda é possível uma extensa região de advecção quente sobre a região à vanguarda do sistema frontal, acompanhado de advecção fria à retaguarda da frente. Em relação ao CAPE (Figura 4.44b) é possível verificar que

sobre a região norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e região sul do Mato Grosso do Sul tem-se valores de CAPE entre 0 e 2500 J/Kg o que segundo Nascimento (2005) indica alto potencial para tempestade severa.

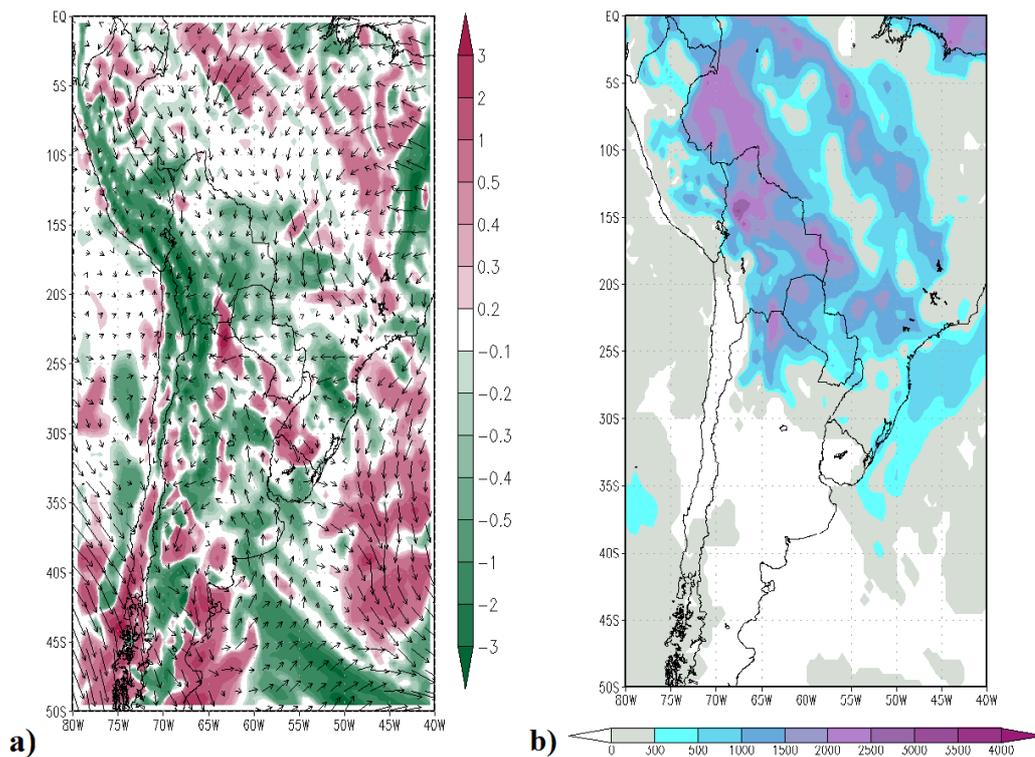


Figura 4.44 - a) Advecção de Temperatura (sombreado $-10^{-5}K/s$) e vento (m/s) em 850 hPa e
b) CAPE de superfície (J/Kg) – 15/12/2006 0000 UTC.

4.12.2.2 Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise de Níveis Médios

Em relação ao escoamento em níveis médios o campo ômega (Figura 4.45) associado ao movimento vertical, apresenta valores negativos sobre a região de formação dos sistemas, porém sem exibir um campo bem demarcado. Estes valores indicam movimento ascendente do ar. Esta condição auxilia na formação e manutenção dos processos convectivos. O campo de geopotencial (Figura 4.45a) apresenta um leve

cavado associado ao sistema frontal em superfície sobre a região centro sul da Argentina. A configuração do vento associado ao cavado pode ser vista da Figura 4.45b. O campo de vorticidade relativa em 500 hPa (Figura 4.45b) apresenta-se com valores pequenos e o campo não apresenta-se bem demarcado espacialmente.

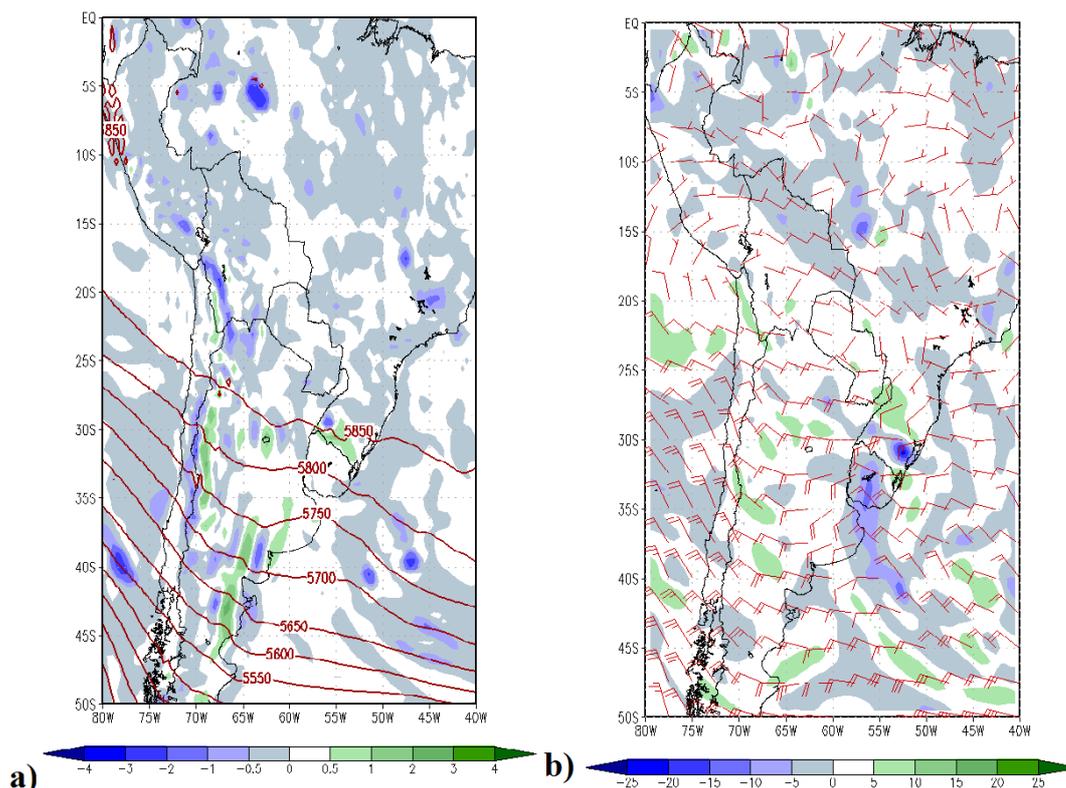


Figura 4.45 - a) Campo de Ômega (sombreado - Pa/s) e Altura Geopotencial (mgp) em 500 hPa e b) Campo de Vorticidade Relativa (sombreado - $10^{-5} s^{-1}$) e Barbelas de Vento (m/s) em 500 hPa – 15/12/2006 0000 UTC.

4.12.2.3 Estágio de Gênese para 15/12/2006 – Análise em Altos Níveis

A configuração da atmosfera em altitude pode ser vista através da Figura 4.46, onde todos os campos são do nível isobárico de 200 hPa. Na Figura 4.46a tem-se as linhas de corrente e pode-se notar que há a presença da Alta da Bolívia, circulação

anticiclônica, centrada sobre a faixa leste deste país. Na Figura 4.46b tem-se o campo de divergência associado às isotacas do vento que permite notar o predomínio de convergência em altos níveis sobre o centro sul da Argentina, padrão relacionado com a subsidência do ar associado à presença da alta pós-frontal em superfície. Analisando os campos com atenção, nota-se que as regiões em que os sistemas convectivos se formam são regiões que apresentam ligeira difluência nas linhas de corrente. Essa difluência condiciona divergência de massa em altitude, característica que induz movimento ascendente por continuidade de massa e conseqüente convergência do ar em baixos níveis. Analisando as isotacas do vento em 200 hPa, verifica-se a presença do Jato Subtropical adentrando o continente pela borda oeste. A atuação do jato sobre a Argentina dá-se através da sua região de saída, a qual está associada com a circulação termicamente indireta, que por sua vez induz a convergência de ar na saída equatorial e divergência de ar na saída polar. Esta configuração está de acordo com o padrão de divergência em questão. Desta forma a dinâmica da corrente de jato não está atuando diretamente sobre a região de formação dos sistemas convectivos.

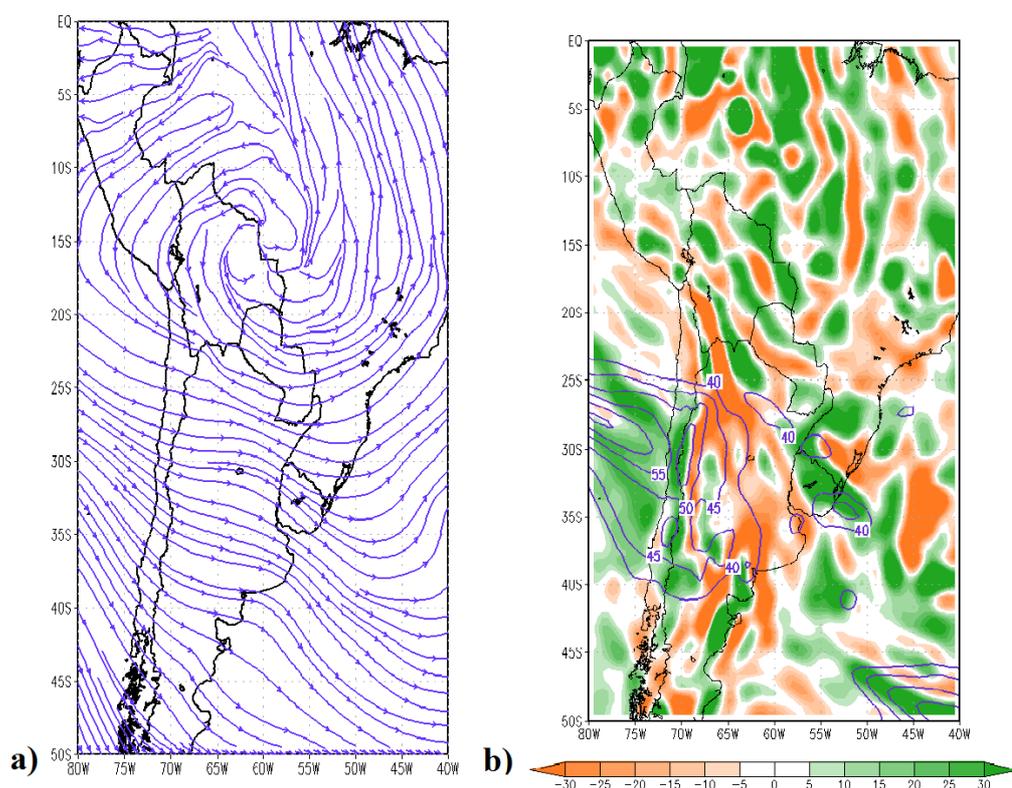


Figura 4.46 - a) Linhas de Corrente – 200 hPa; b) Campo de divergência suavizado (10^{-6} s^{-1}) e Isotacas acima de 40 m/s – 200 hPa. – 15/12/2006 - 0000UTC.

4.12.3 Estágio de Maturação para 15/12/2006

4.12.3.1 Estágio de Maturação para 15/12/2006 - Análise de Baixos Níveis

Através a Figura 4.47 é possível verificar algumas características do estágio de maturação dos sistemas as 0600UTC de 15/12/2006. Tem-se o campo de pressão ao nível médio do mar associado ao vento em 850 hPa. É possível verificar que as 0600UTC havia haviam alguns sistemas convectivos estruturados, especificamente sobre o oeste do Mato Grosso do Sul (sistema detectado pelo FORTRACC) e outro sistema maior sobre a fronteira da Argentina, Paraguai e Bolívia. Há um escoamento

decorrente dos ventos alísios sobre a região norte do Brasil que escoam a leste dos Andes, mas que não se configura, segundo o critério de Bonner, como JBN. Este escoamento também se direciona para a região sudeste do Brasil. Nota-se que o CCM sobre o Mato Grosso do Sul encontra-se entre as isóbaras de 1010 hPa e 1012 hPa e o sistema maior encontra-se o núcleo de 1006 hPa e observa-se sobre ele um escoamento ligeiramente ciclônico.

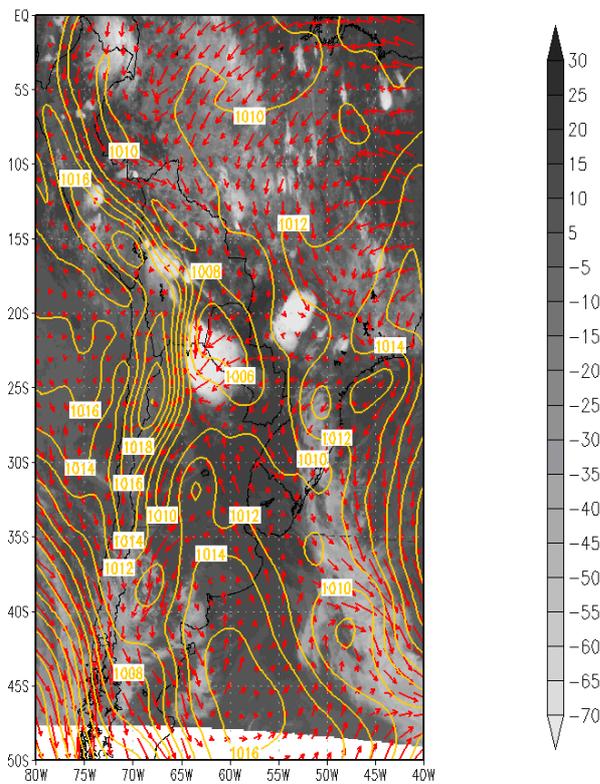


Figura 4.47 - Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa –
15/12/2006 – 0600UTC.

A Figura 4.48a apresenta o campo de divergência em 850 hPa e o campo de pressão ao nível médio do mar associado à temperatura do ar em 925 hPa (Figura 4.48b). O campo de divergência apresenta regiões específicas com valores negativos de divergência. Pode-se notar que sobre o sistema formado sobre no norte da Argentina há

convergência com valores de até $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, entretanto sobre o sistema do Mato Grosso do Sul, não há indicações do campo de divergência. Em comparação com o horário de gênese, notam-se modificações ocorridas no campo de temperatura (Figura 4.43b). As 0600UTC (Figura 4.48b) nota-se que ainda há uma região com temperatura entre 300 K e 305 K (27°C e 32°C) sobre a região central do Paraguai, embora o restante da região apresenta predomínio de temperaturas entre 295 K e 300 K (22°C e 27°C) sobre a região de formação dos sistemas.

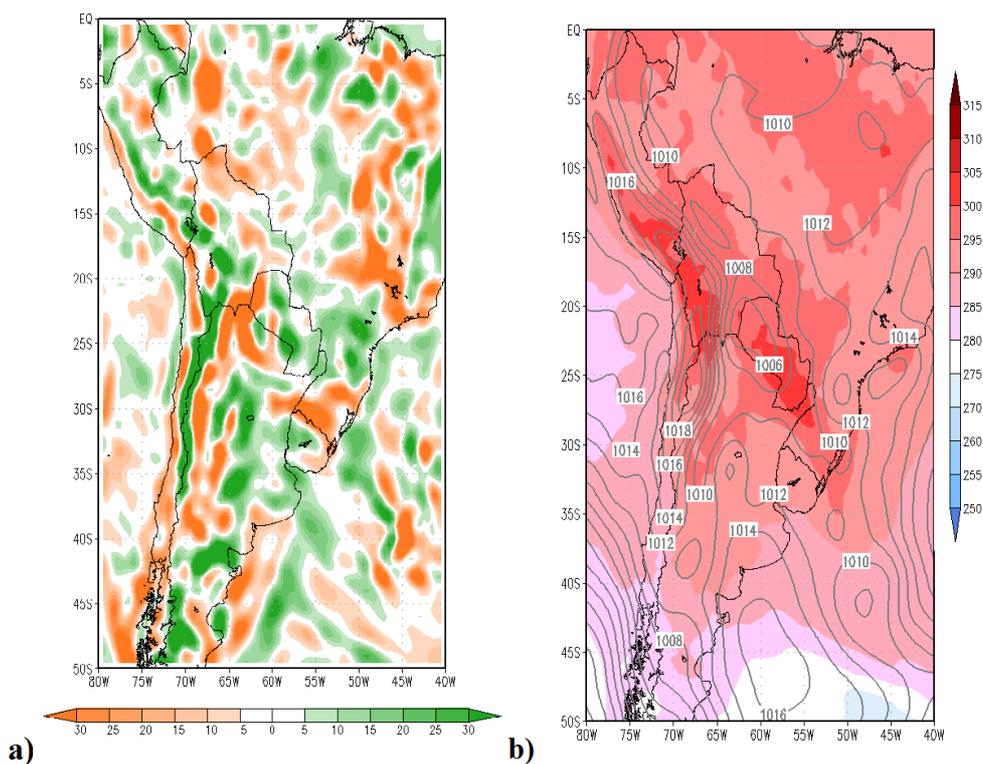


Figura 4.48 - a) Campo de divergência em 850hPa (sombreado - 10^{-6} s^{-1}); b) Temperatura do ar em 925hPa – 0600 UTC do dia 15/12/2006.

A Figura 4.49 apresenta o campo de advecção de temperatura em 850 hPa e o campo de CAPE. Sobre a região norte da Argentina, Paraguai e Bolívia (região correspondente ao sistema maior) há advecção de temperatura positiva (advecção quente) o que aponta que durante a maturação do sistema, o processo de advecção quente permanece contribuindo com a manutenção do sistema. Nota-se no interior do sistema uma região pontual de advecção fria, detectada pelo modelo, que pode estar associada à piscina de ar frio decorrente das correntes descendentes do sistema. Em relação ao CAPE nota-se, que em comparação ao estágio de gênese, houve diminuição na cobertura espacial de valores elevados de CAPE. Esta diminuição dá-se devido ao fato de o CAPE ser um índice de previsibilidade que tem o papel de prever condições de instabilidade atmosférica associada a tempestades. Como no estágio de maturação as tempestades já se desenvolveram, o parâmetro passa a não atuar mais como indicativo previsor. Somente a região do Mato Grosso do Sul que ainda apresenta valores de até 500 J/Kg valor menor que o estágio de gênese.

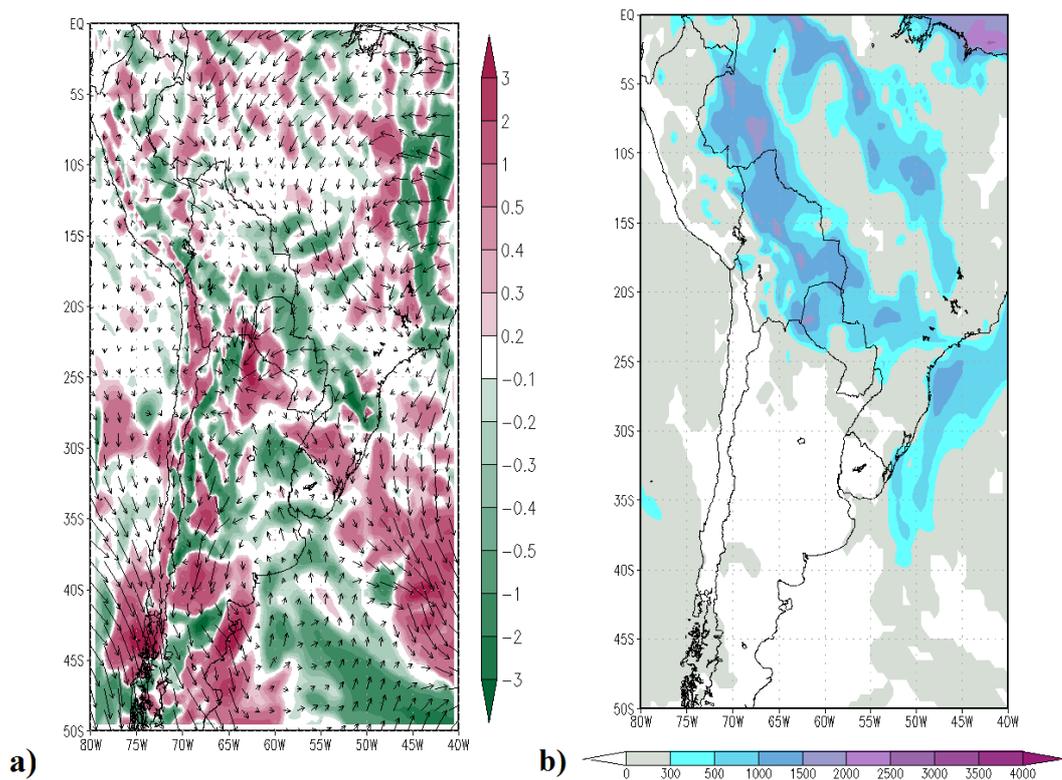


Figura 4.49 - a) Advecção de Temperatura (sombreado – 10^{-5} K/s) e vento (m/s) em 850 hPa e
 b) CAPE de superfície (J/Kg) – 15/12/2006 0600 UTC.

4.12.3.2 Estágio de Maturação para 15/12/2006 – Análise de Níveis Médios

Em relação à circulação em médios níveis (Figura 4.50a) o campo de ômega apresenta claramente uma região circular, bem definida, de movimento ascendente do ar de -3 Pa/s sobre a região de ocorrência do sistema convectivo sobre Argentina, Paraguai e Bolívia. Esta região apresenta valores de ômega positivo que circundam o sistema, indicando correntes descendentes, em oposição às correntes convectivas do interior do sistema. E ainda há uma região de ômega positivo no interior do sistema que indica as correntes descendentes no interior do sistema, que auxiliam a formação da piscina de

ar frio em baixos níveis. Já a região do oeste do Mato Grosso do Sul não apresenta nenhuma configuração significativa. Sobre esta mesma região tem-se uma região circular com valores significativos de vorticidade ciclônica (Figura 4.50b) de até $-25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

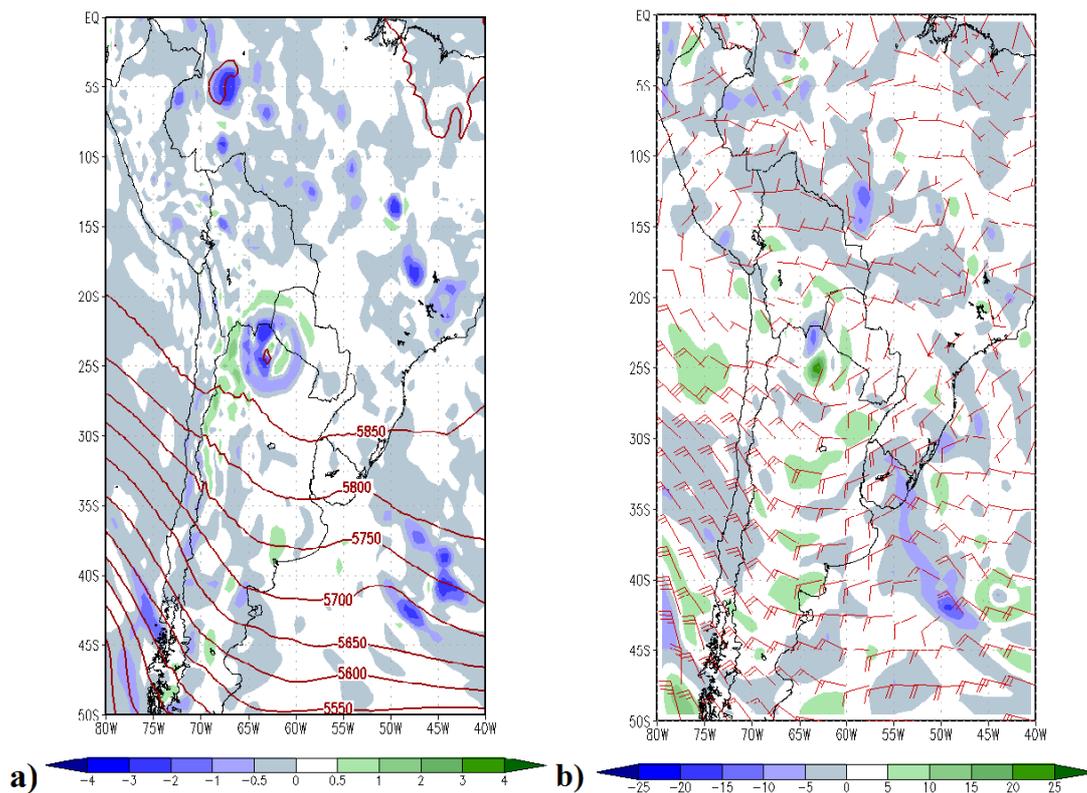


Figura 4.50 - a) Campo de Ômega (sombreado - Pa/s) em 500 hPa e b) Campo de Vorticidade Relativa (sombreado - 10^{-5} s^{-1}) em 500 hPa - 15/12/2006 0600 UTC.

4.12.4 Estágio de Maturação para 15/12/2006 – Análise de Altos Níveis

Em relação à configuração em altitude, tem-se na Figura 4.51a o linhas de corrente em 200hPa e divergência associado as isotacas na Figura 4.51b. A configuração do

escoamento exibe a permanência de atuação da Alta da Bolívia sobre a região leste deste país (Figura 4.51a). Sobre a fronteira do norte da Argentina pode-se notar que há uma região de difluência bem demarcada, onde as linhas de corrente sofrem desvio, de forma a contornar o CCM. Através do campo de divergência (Figura 4.51b) percebe-se que sobre a região do sistema convectivo sobre o norte da Argentina, há uma região circular de divergência de $30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ associada a um padrão de difluência das linhas de corrente. A região de forte divergência é claramente rodeada por região de convergência, região esta associada aos valores de ômega positivo no entorno do sistema, o que está associado aos valores de ômega positivo na Figura 4.50a. Analisando-se o campo de isotacas em 200hPa tem-se um padrão semelhante ao estágio de formação dos sistemas, com há a presença do Jato Subtropical sobre a região central da Argentina. Assim, como no estágio de gênese devido à localização do jato, este não influi diretamente na dinâmica dos sistemas convectivos em questão.

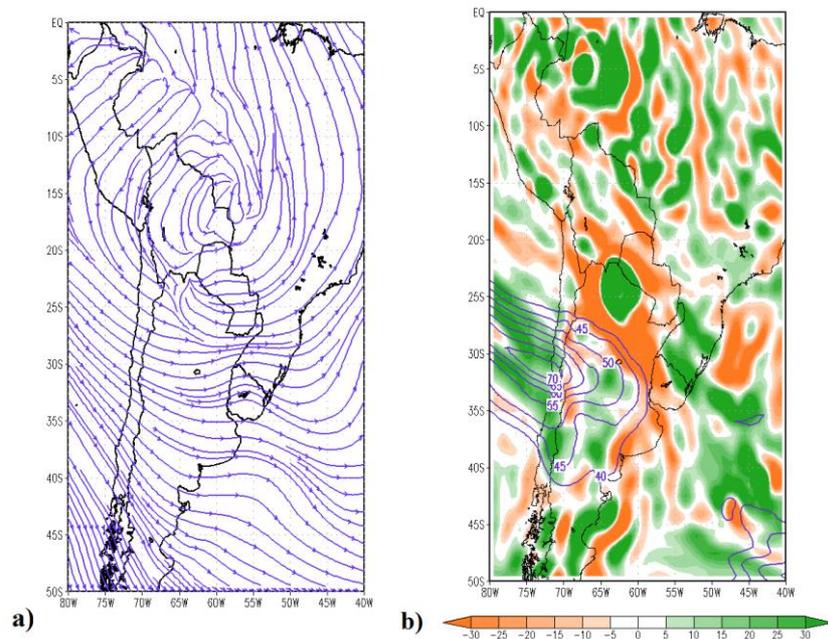


Figura 4.51 - a) Linhas de Corrente - 200hPa; b) Campo de divergência suavizado (sombreado $- 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) e Isotacas acima de 40 m/s - 200hPa. – 15/12/2006 - 0600 UTC.

4.13 Transporte de Umidade associado ao Complexo Convectivo de Mesoescala de 15/12/2006

Para investigar o comportamento da umidade, fez-se os cálculos dos fluxos zonal e meridional de umidade verticalmente integrado entre 1000hPa e 300hPa e foi efetuada a integração destes em cada face da área de interesse. Neste caso em que foram detectados dois Complexos Convectivos no mesmo ambiente sinótico e em localidades próximas, serão apresentados aqui os fluxos de umidade relativo a cada sistema. Em relação ao CCM-1 fez-se o cálculo para a região que compreende o sistema, entre $58^{\circ}\text{W} / 50^{\circ}\text{W}$ e $23^{\circ}\text{S} / 17^{\circ}\text{S}$. Já para o CCM-2 a área que o compreende é entre $60^{\circ}\text{W} / 65^{\circ}\text{W}$ e $20^{\circ}\text{S} / 27^{\circ}\text{S}$. A tabela 3 apresenta o fluxo de transporte de umidade para o CCM-1 e a tabela 4 apresenta o fluxo para o CCM-2.

Tabela 3 - Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000hPa e 300hPa (10^7 kgm/s) para área do CCM -1

DATA	NORTE	SUL	OESTE	LESTE	BALANÇO*
14/12/2006 (00UTC)	-9,0975	-2,6832	-13,4910	-11,4248	4,3481
14/12/2006 (06UTC)	-18,33	-12,8628	-7,9370	-4,1163	1,6465
14/12/2006 (12UTC)	-21,5770	-10,3998	-4,0162	1,0157	6,1453
14/12/2006 (18UTC)	-26,8287	-5,5142	-7,6889	5,7706	7,8850
15/12/2006 (00UTC)	-26,7295	-3,0852	-11,2687	5,0050	7,3706
15/12/2006 (06UTC)	-25,0579	-5,0404	-13,8687	11,7313	5,5825
15/12/2006 (12UTC)	-19,7204	-6,5481	-4,3066	4,9200	3,9457
15/12/2006 (18UTC)	-15,2505	5,7646	-9,0468	7,2028	4,7655
16/12/2006 (00UTC)	-9,5814	4,2422	-13,1983	-4,0836	4,7089

*Balanço negativo marcados com sombreamento cinza.

Iniciando a análise pela face norte, é possível perceber que o escoamento dá-se de norte em todos os horários. Apesar de não haver detecção de Jato de Baixos Níveis, percebe-se que a contribuição advinda da Amazônia e região tropical é bem significativa. Esta face também apresenta os maiores valores de umidade transportada, com os maiores valores em torno de 26×10^7 kgm/s no horário que antecede o surgimento do sistema e horário de gênese. A face sul apresenta escoamento para o sul até as 1200 UTC do dia 15/12/2006, após este horário o transporte dá-se para dentro da região. A face oeste contribui como sumidouro de umidade na região de interessa, pois, apresenta escoamento para fora da face durante todos os horários em análise. A face leste contribui para o balanço positivo de umidade na área as 0000 UTC e 0600

UTC do dia 14/12/2006 e 0000 UTC do dia 16/12/2006. Durante os horários próximos à formação e manutenção do sistema o escoamento dá-se para fora da área de estudo.

Em relação ao balanço de umidade na área, apesar dos valores apresentarem-se baixos há um predomínio de saldo positivo de umidade em todos horários, exceto o horário das 0600 UTC de 15/12/2006, horário de maturação do sistema, onde o escoamento na área deve estar invertido devido à influência das correntes descendentes de ar que podem contribuir para a mudança do escoamento local.

Tabela 4 - Transporte de umidade verticalmente integrado entre 1000hPa e 300hPa (10^7 kgm/s) para área do CCM -2.

DATA	NORTE	SUL	OESTE	LESTE	BALANÇO*
14/12/2006 (00UTC)	-9,7367	-15,1137	-11,4191	-14,0078	2,7883
14/12/2006 (06UTC)	-11,8977	-25,1622	3,0024	-9,8909	0,3712
14/12/2006 (12UTC)	-9,7939	-15,0556	6,0820	-3,4694	4,2897
14/12/2006 (18UTC)	-9,2729	-2,4983	-16,7954	-1,3394	8,6814
15/12/2006 (00UTC)	-10,5283	0,6543	-14,6566	-15,4653	11,9913
15/12/2006 (06UTC)	-16,4902	1,3598	4,5409	-23,5642	45,9551
15/12/2006 (12UTC)	-3,6001	-16,1537	-6,0302	-9,2808	9,3030
15/12/2006 (18UTC)	0,0633	-19,8242	-16,2528	-7,9872	28,1531
16/12/2006 (00UTC)	-10,2186	-20,2989	-17,9170	-19,6756	8,3217

*Balanço negativo marcados com sombreamento cinza.

O transporte de umidade sobre a face norte apresenta-se para dentro da área de estudo, exceto as 1800 UTC do dia 15/12/2006 onde apresenta fluxo para fora da região com o

menor valor de $0,06 \times 10^7$ kgm/s. Assim como para o CCM-1 a face norte contribui significativamente para aporte de umidade advindo da região tropical. A face sul apresenta-se como sumidouro de umidade em praticamente todos horários exceto nos horários de formação e maturação do sistema, as 0000 UTC e 0600 UTC do dia 15/12/2006, respectivamente. A face oeste, como em alguns casos anteriores, apresenta maior variação no sentido do escoamento. Contribui com aporte de umidade para a região em apenas dois horários antes da formação do sistema, dia 14/12/2006 as 0600 UTC e as 1200 UTC e no horário de maturação as 0600 UTC de 15/12/2006. A face leste positivamente para a região em todos os horários, com os maiores valores ocorrendo nos horários de formação e maturação do sistema. Em relação ao balanço de umidade na área, apesar do saldo apresentar-se, predominantemente negativo, os maiores valores de transporte de umidade para dentro da região ocorreram as 1200 UTC do dia 14/12/2006 e nos horários de formação e maturação do sistema. O horário de maturação apresentou o maior valor de transporte de umidade de $45,9551 \times 10^7$ kgm/s.

4.14 Ciclo Diurno da Precipitação associado ao Complexo Convectivo de

Mesoescala de 15/12/2006

Para o estudo de caso em questão, apresenta-se a precipitação média acompanhando o sistema com uma caixa de $6^{\circ} \times 4^{\circ}$ na região entre $58^{\circ}W$ e $49^{\circ}W$ e $16^{\circ}S$ e $23^{\circ}S$, onde o sistema se formou, se deslocou e entrou em dissipação.

A Figura 4.52 apresenta o ciclo diurno da precipitação média para o dia 15/12/2006. Nota-se que para o sistema que se formou sobre o CCM-1, o sistema inicialmente aponta estimativa de precipitação de 0,6 mm/h com crescimento gradual da precipitação atingindo primeiro pico em torno das 0300 UTC com valor de 1,8 mm/h. Após este horário há um leve decaimento e dois novos picos as 0500 UTC e 0530 UTC com valores de 1,9 mm/h e 1,8 mm/h. E um quarto pico aparece em torno das 0930 UTC com valor de 1,5mm/h e após este horário a precipitação tende a diminuir apresentando valores próximos de zero a partir das 1330 UTC. Em relação à precipitação máxima estimada pelo CMORPH (Figura 4.53) nota-se estimativa inicial em torno de 22 mm/h com crescimento gradual até atingir o primeiro pico de 50 mm/h as 0500 UTC que confere com o primeiro pico indicado no ciclo de precipitação média (Figura 4.52). Há um decaimento até as 0930 UTC onde a estimativa máxima é de 38 mm/h e prossegue o decaimento até em torno de 8 mm/h as 1330 UTC, conforme exhibe o campo médio. Após as 1330 UTC aparece outro pico máximo de precipitação que pode estar relacionada com outras células precipitantes na área de estudo, mas que conforme pode ser visto no campo médio não está mais associada ao CCM-1.

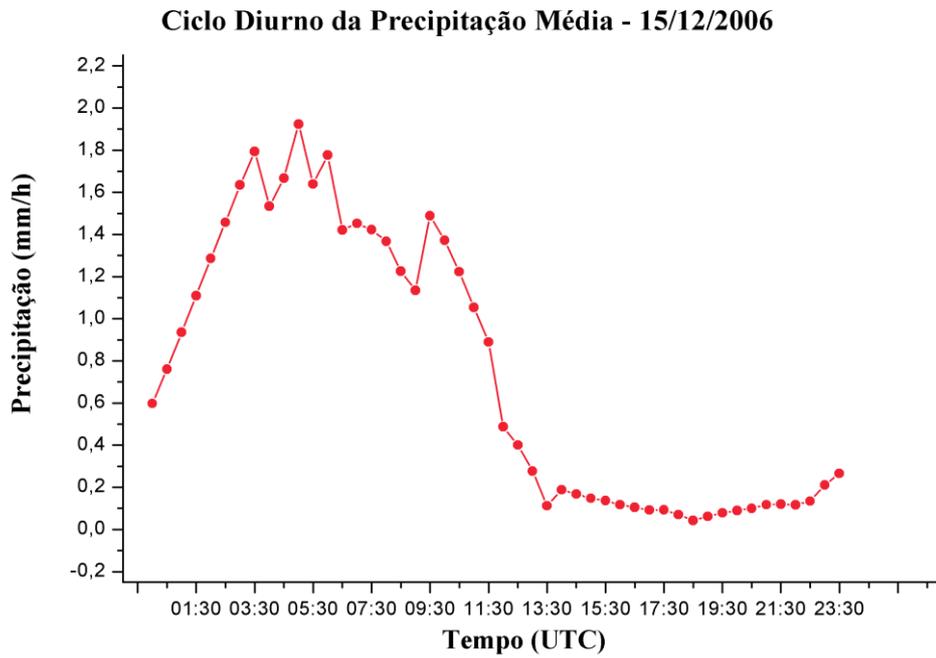


Figura 4.52 - Ciclo diurno de precipitação média para o sistema localizado sobre o CCM-1
(localizado sobre o Mato Grosso do Sul).

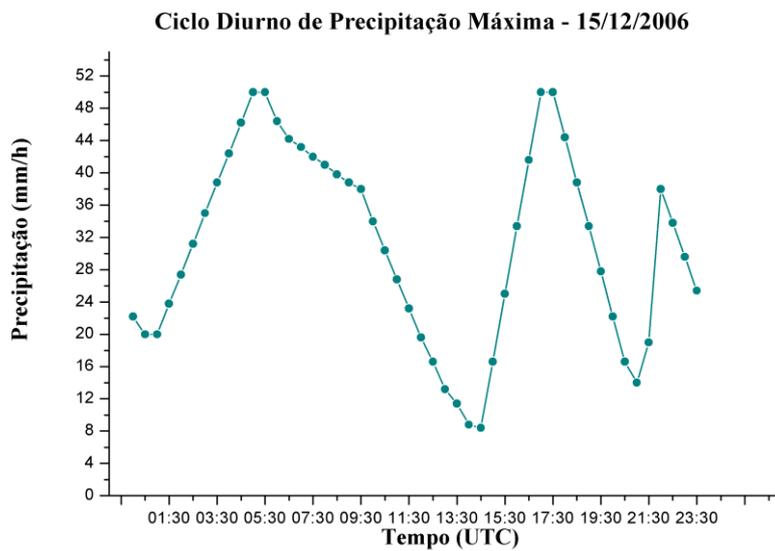


Figura 4.53 - Ciclo diurno de precipitação máxima para o sistema localizado sobre o CCM-1
(localizado sobre o Mato Grosso do Sul).

A Figura 4.54 apresenta a evolução da precipitação estimada pelo CMORPH associada ao CCM-1. Esta figura é composta pelas figuras referentes a todo ciclo de precipitação do CCM-1 permitindo analisar como se configurou a precipitação espacialmente, em termos de desenvolvimento de células convectivas dentro do sistema ao longo do ciclo de vida do CCM.

A detecção deste CCM pelo FORTRACC indica sua identificação às 0400 UTC. Pode-se notar através da Figura 4.54 que as 0000 UTC havia presença de nebulosidade com precipitação de até 15 mm/h associada. Esta nebulosidade apresenta aumento dos valores de temperatura com o passar do tempo, atingindo valores máximos entre as 0430 UTC e 0600 UTC, onde se tem o núcleo com os maiores valores de 50 mm/h. Esta região apresenta um intenso ‘gradiente’ de precipitação. Uma característica diferenciada, em relação aos outros sistemas, é de que o sistema forma-se a partir de um núcleo aglomerado, sem muitos processos de fusão (*merge*). Entre as 0700 UTC e as 1200 UTC nota-se diminuição gradual dos valores de precipitação estimada. Após este período há indícios de precipitação menor, possivelmente associado à precipitação estratiforme predominante no processo de dissipação do sistema. Após as 1200 UTC a tendência é de diminuição da precipitação. A partir das 1500 UTC surge, no quadrante sudoeste, uma nova região de precipitação, possivelmente associada a alguma tempestade isolada. Os valores de precipitação a partir das 1500 UTC nas Figuras 4.50 e 4.51 referem-se a esta nova formação na região de estudos.

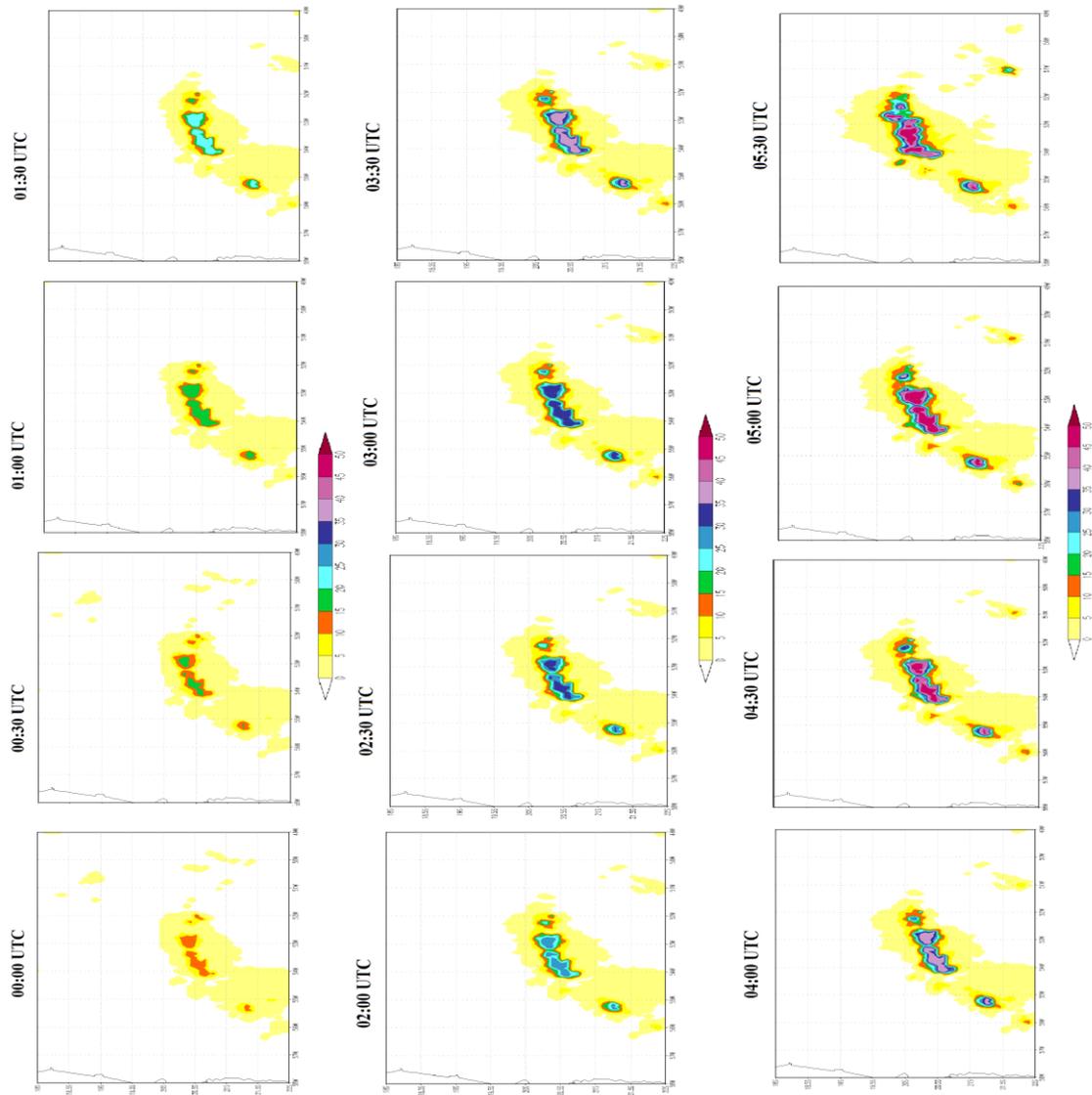


Figura 4.54 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM-1 ocorrido em

15/12/2006 (Continua).

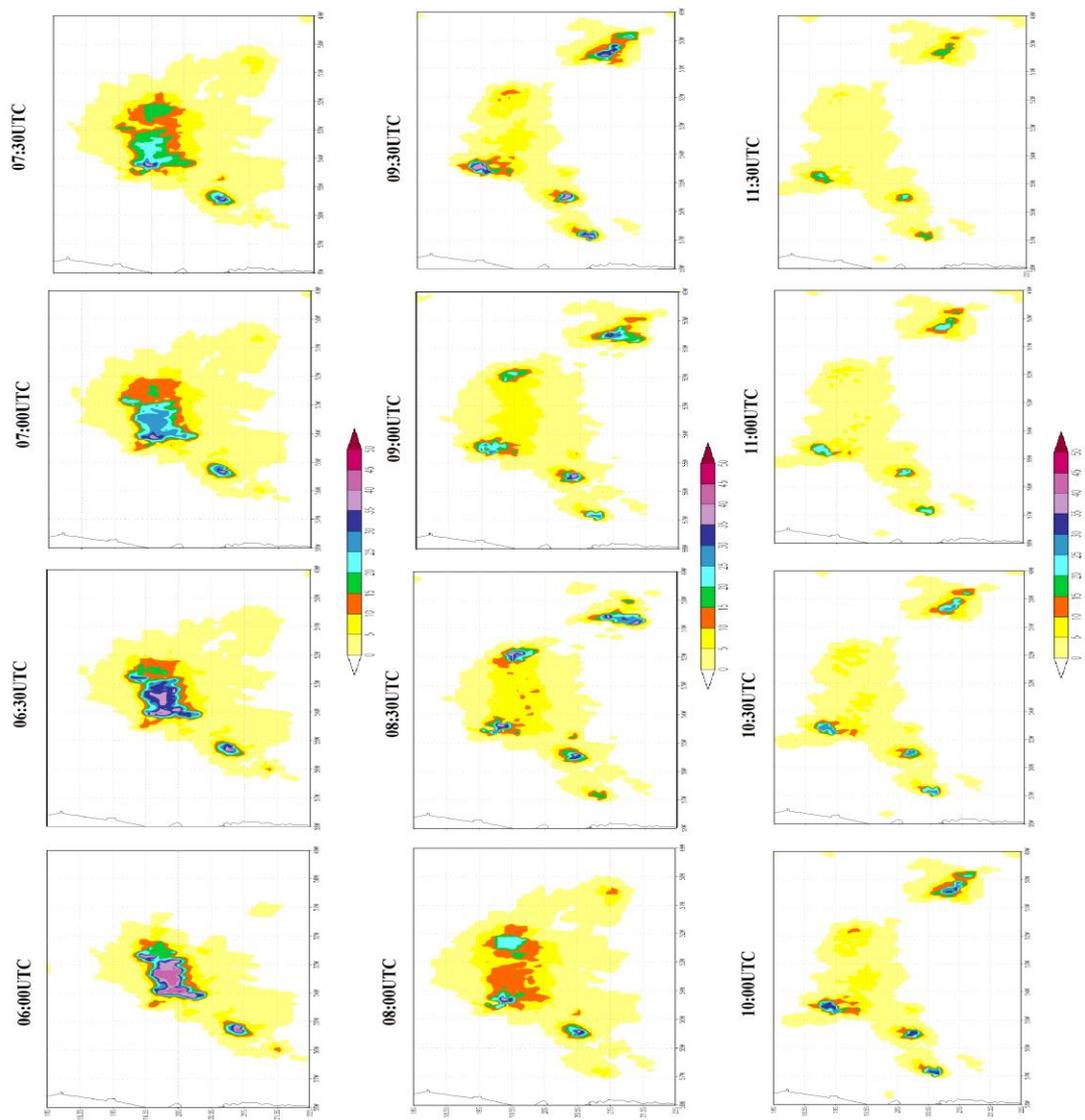


Figura 4.54 – Continuação (Continua).

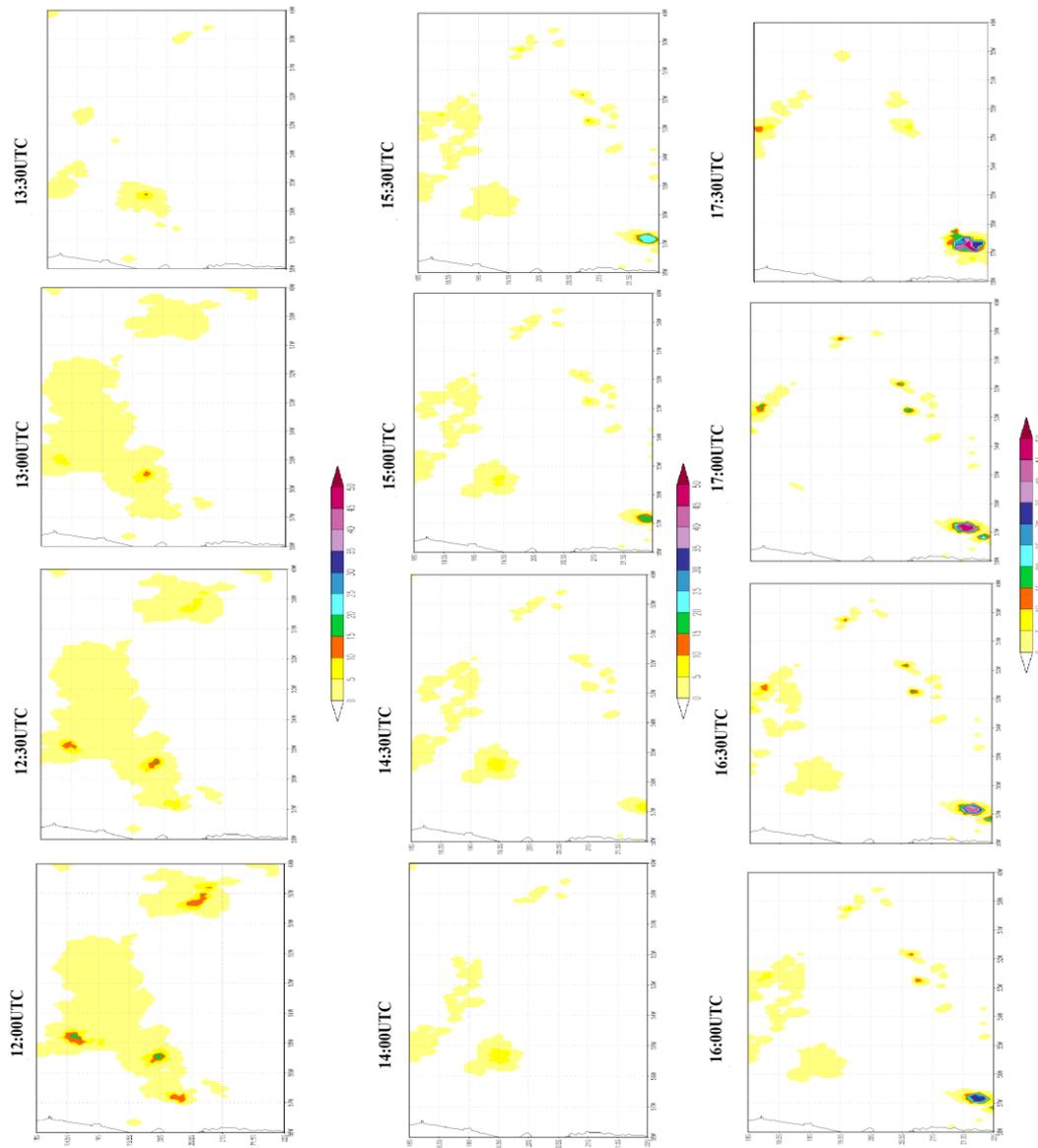


Figura 4.54 – Continuação (Continua).

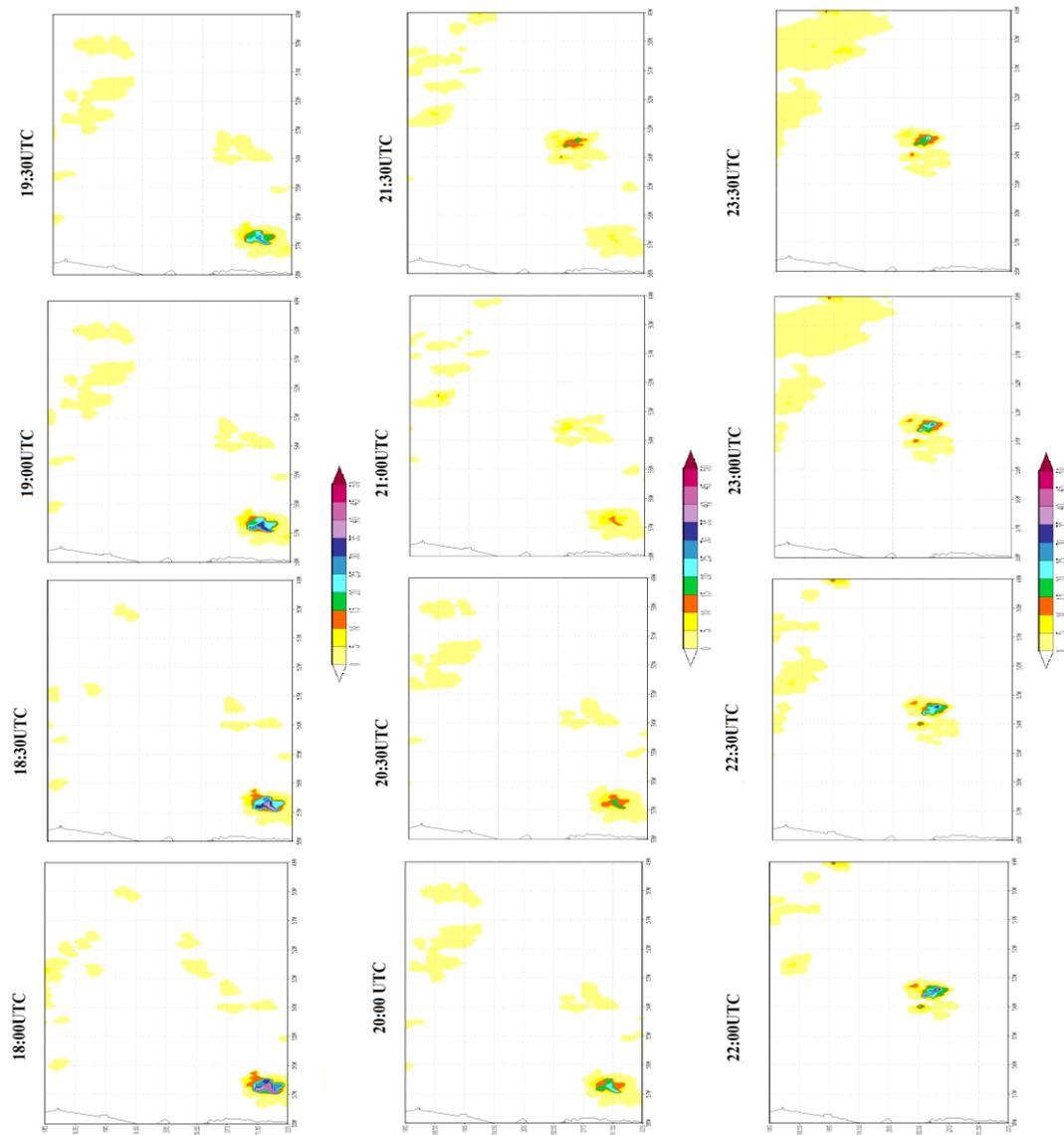


Figura 4.54 – Conclusão.

Como nesta data havia dois sistemas convectivos sobre região próxima, praticamente com o mesmo horário de surgimento e duração, serão apresentadas as informações relativas à este segundo sistema convectivo também. O ciclo de precipitação do segundo sistema acompanhando este com uma caixa de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ dentro da região entre $65^{\circ}W$ e $58^{\circ}W$ e $20^{\circ}S$ e $27^{\circ}S$. Este sistema ocorreu sobre a região o norte da Argentina. Nota-se, na Figura 4.55 que as 0030 UTC tem-se precipitação média de 2,8 mm/h. Um novo pico de precipitação média em torno de 3,2 mm/h ocorre as 0230 UTC. Há um aumento abrupto em torno das 0730 UTC indicando o maior valor de precipitação média de 5,2 mm/h. Após este horário tem-se um decaimento progressivo da precipitação até atingir o último aumento em torno das 1430 UTC com valor médio de 2 mm/h. Em relação à precipitação máxima (Figura 4.56) associada ao sistema é possível verificar entre as 0230 UTC e 0500 UTC o sistema apresenta valores máximos de 50 mm/h. Há um leve decréscimo e o sistema passa a indicar precipitação máxima de 50 mm/h entre as 0700 UTC e 0730 UTC. Após este horário a precipitação máxima decai, mas apresentando-se superior a 28 mm/h. E um último pico de precipitação máxima de 50 mm/h é visto as 1330 UTC. Nos horários subsequentes a precipitação diminui tendendo a zero.

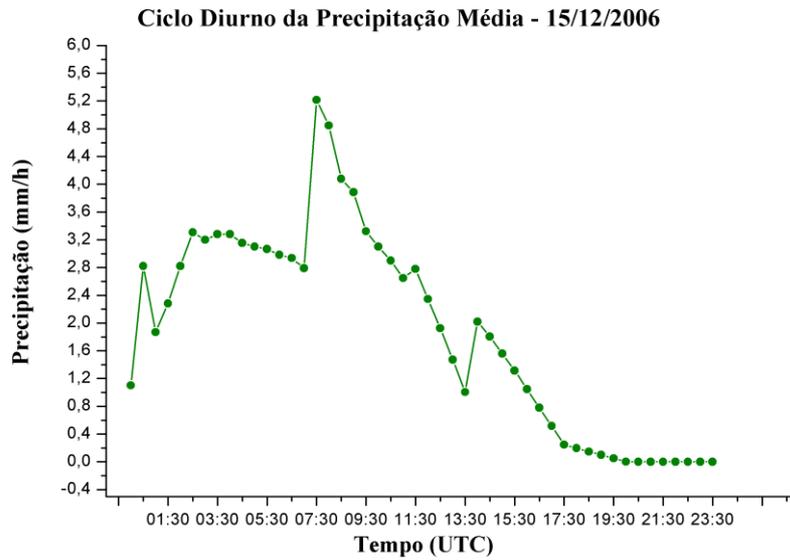


Figura 4.55 - Ciclo diurno de precipitação média para o sistema localizado sobre o CCM-2 (localizado sobre o norte da Argentina).

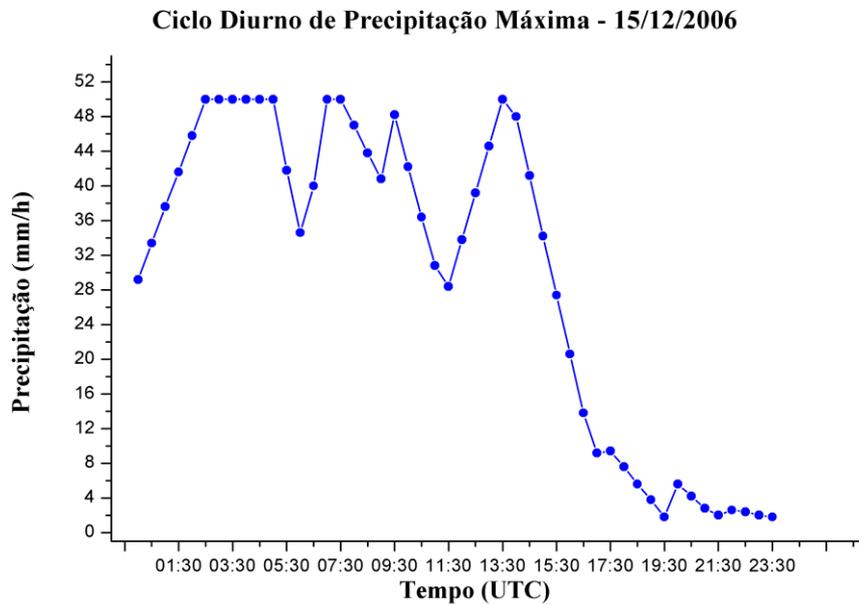


Figura 4.56 - Ciclo diurno de precipitação máxima para o sistema localizado sobre o CCM-2 (localizado sobre o Norte da Argentina).

A configuração espacial da precipitação associada ao CCM-2 é apresentada na Figura 4.57. É possível ver que as 0000 UTC já havia precipitação de até 30 mm/h, e que há um aumento nos valores de precipitação nas horas subsequentes, com valores de precipitação de 50 mm/h as 0230 UTC. Esta região tende a diminuir até as 0430 UTC. A partir deste horário o sistema adquire uma configuração mais fragmentada, porém com um número maior de núcleos de precipitação mais intensa. Estes núcleos, com valores de até 50 mm/h podem ser visualizados as 0500 UTC e 0530 UTC. A partir das 0600 UTC é possível visualizar que a área de abrangência da precipitação aumentou. É interessante notar também, que entre as 0600 UTC e 0700 UTC a região mais convectiva do sistema apresenta uma forma circular de precipitação mais intensa, porém apresenta uma região central com valores menores de precipitação. Tal configuração foi representada pelos dados de reanálise nos campos de divergência em 850hPa (Figura.4.48a), advecção de temperatura (4.49a), ômega (Figura 4.50a) e vorticidade relativa (4.50b). Estas configurações apontam que o desenvolvimento do CCM foi intenso e que processos das correntes descendentes no interior do sistema foram intensos a ponto de serem detectados em vários campos, auxiliando no processo de formação de piscinas frias em baixos níveis. A partir das 0730 UTC, o sistema apresenta novo aumento dos núcleos convectivos com taxa de precipitação de até 50 mm/h. Após este horário, a precipitação tende a diminuir, apresentando menores valores de precipitação a partir das 1200 UTC. Entre as 1230 UTC e 1530 UTC, uma nova região convectiva dentro do sistema se desenvolve, exibindo precipitação de até 50 mm/h entre as 1330 UTC e 1400 UTC. Após as 1600 UTC a tendência da precipitação é de dissipar-se.

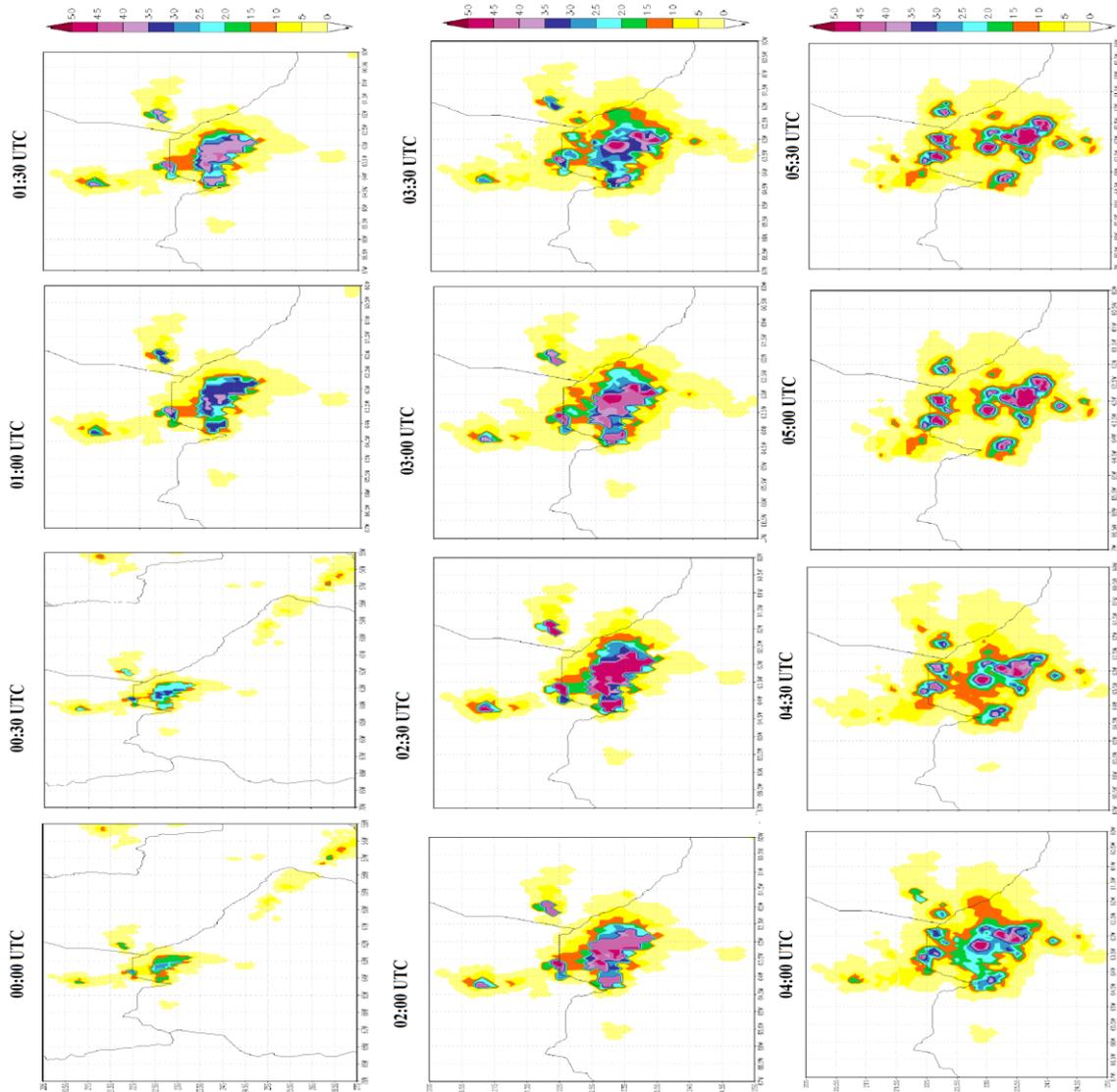


Figura 4.57 - Ciclo diurno da precipitação (mm/h) completo associado ao CCM-2 ocorrido em

15/12/2006. (Continua)

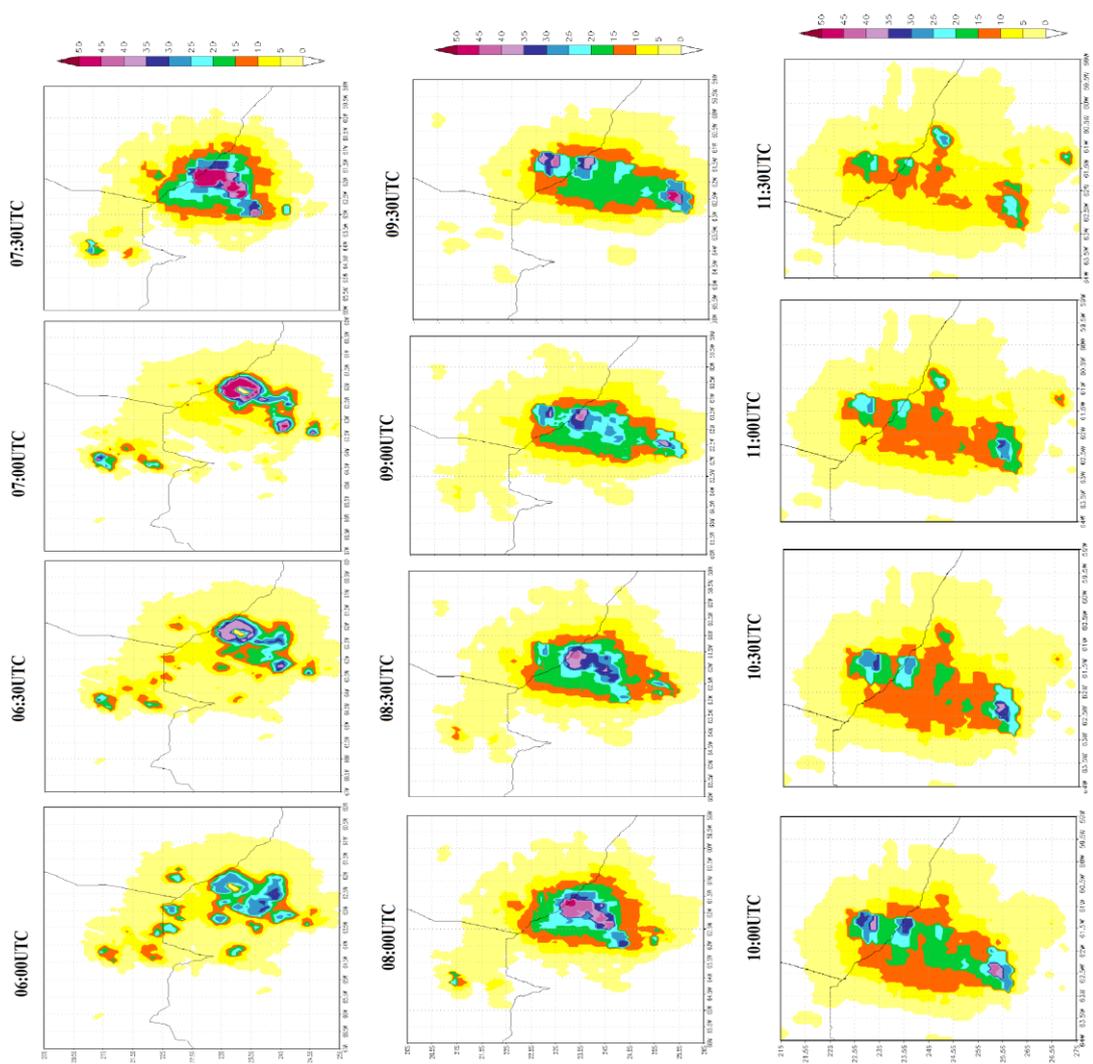


Figura 4.57 – Continuação (Continua).

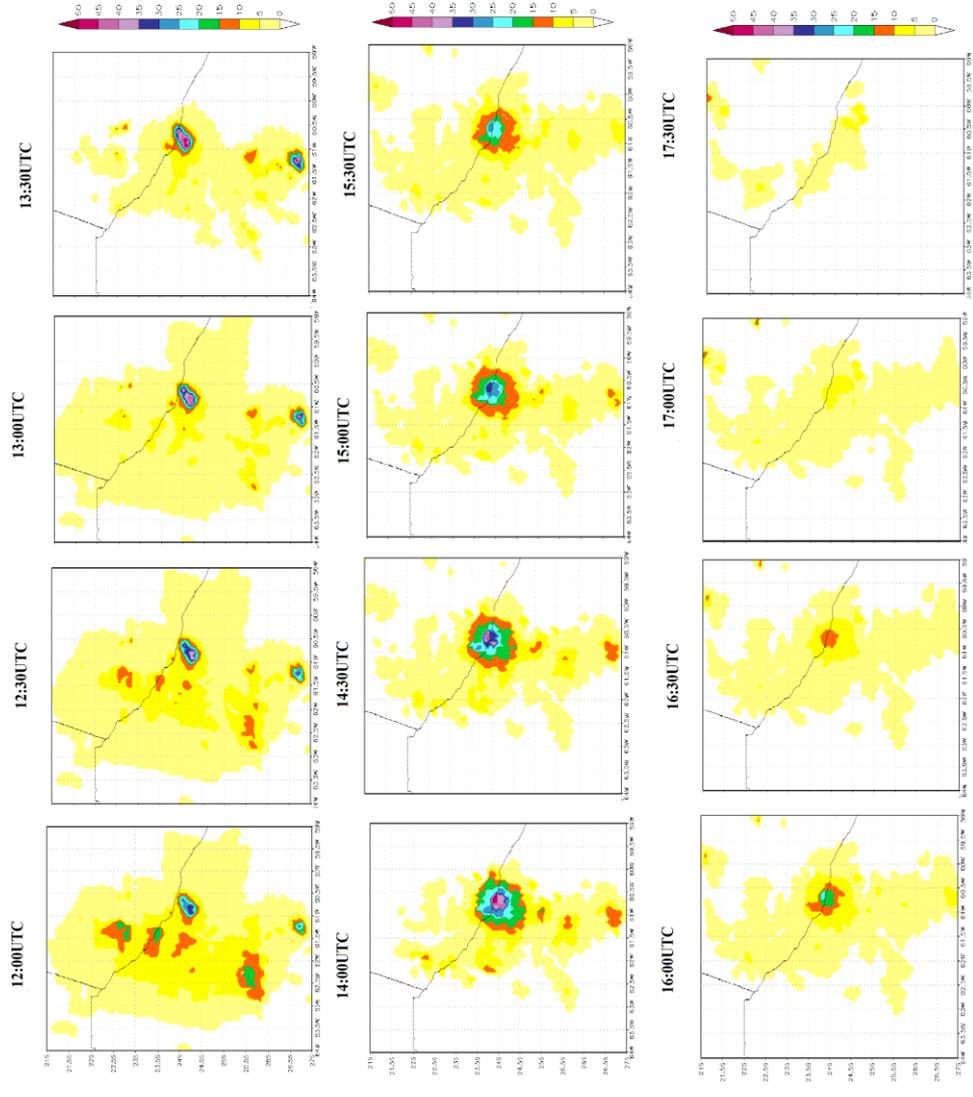


Figura 4.57 – Conclusão.

Em relação à SCM e CCM, outros estudos apontam alguns aspectos semelhantes e divergentes em relação ao ambiente sinótico de formação, morfologia, dinâmica e etc. Sakamoto (2009), ao estudar os SCM subtropicais, de origem continental e oceânica durante o SALLJEX, verificou inúmeros aspectos também estudados no presente trabalho. Primeiramente, Sakamoto verificou como fatores pré-condicionantes, identificados na fase de gênese desses sistemas, o aquecimento diurno da camada limite convectiva, o jato de baixos níveis, cavado em 500hPa e circulações transversas. Estes aspectos também foram verificados no presente trabalho para os CCM. Onde havia a presença de um leve cavado em 500hPa, associado a um sistema frontal sobre a região centro sul da Argentina ou no caso de ausência de sistema frontal, havia a presença de um vórtice ciclônico em níveis médios (700hPa). Sakamoto (2009) também verificou que as áreas em que os SCM continentais atingem a maturação, não diferem muito daquelas em que elas são geradas. Mas, no entanto, a dissipação ocorre de forma mais espalhada, onde os SCM tendem a perder sua configuração em latitudes mais baixas. Este aspecto foi claramente visto, nos Casos 1 e 2 deste estudo, onde os CCM, após o estágio de maturação, perderam a configuração de CCM e apresentaram processos consecutivos de dissipação e formação de novas células convectivas em direção as latitudes mais baixas. Um padrão diferenciado aconteceu com os CCM-1 e CCM-2 englobados no caso 3, onde estes apresentaram o menor número de fusões e divisões e menor deslocamento. Estes aspectos sugerem que estes CCM ocorreram sob influência de um caráter mais termodinâmico do que dinâmico. Estes CCM também não estavam associados à presença do JAN, que fornece suporte dinâmico à intensificação da convecção.

Em relação ao acoplamento entre do JBN com JAN, Ferreira (2013) analisou detalhadamente este mecanismo de acoplamento de jatos em um evento de CCM. Nesta análise, Ferreira identificou a presença do JBN ascendendo do lado tropical do JAN através da região de circulação vertical gerada pela difluência em altos níveis. Ferreira verificou que a difluência em altos níveis contribuiu para formação de uma circulação vertical direta com centro próximo a 500 hPa. Esta circulação faz com que o ar quente do JBN ascenda e retorne sobre o próprio JBN. Resultados semelhantes foram observados anteriormente, por Saulo et. al. (2007) para outro episódio de JBN ocorrido durante o SALLJEX, e evidenciam um mecanismo de *feedback* entre a convecção dos SCM e o JBN. O mecanismo de *feedback* torna-se mais intenso, quando um sistema frontal que avança sobre a Argentina, se aproxima da região. A penetração do sistema frontal, faz com que a inclinação da ascensão mude, tornando-a totalmente vertical. Esta situação contribui para a formação do CCM de grande extensão vertical. Nos casos estudados no presente trabalho, embora não se tenha utilizado a mesma metodologia de Ferreira (2013), verificou-se a presença das circulações verticais associadas sobre a região de encontro do JBN com a formação dos CCM através dos campos de velocidade meridional e ômega, o que leva a crer que estes mecanismos atuem de maneira semelhante à verificada por Ferreira de forma a auxiliar na manutenção da convecção nestes sistemas.

Nascimento (2008), ao estudar o ciclo diurno da precipitação em sistemas convectivos associados aos JBN-CJE e JBN-NCJE, verificou que o ciclo diurno da precipitação mostrou maiores taxas às 0900 UTC sob influência dos dois tipos de jato. Sob atuação do jato CJE outro máximo relacionado com o ciclo diurno foi observado às 1500 UTC.

Durante a atuação do jato do tipo NCJE, outros máximos foram observados às 18 e 21 UTC. Como foi visto, no presente estudo, verificou-se que o maior valor estimado de precipitação foi de 7 mm/h as 0800 UTC para o CCM associado ao JBN-CJE, com pico secundário as 1200 UTC de 6 mm/h e dois picos menores as 1800 UTC e 2100 UTC. Em relação ao ciclo diurno da precipitação associado ao JBN-NCJE ocorrem dois máximos, um as 0730 UTC de 4 mm/h e o outro de 6,5 mm/h as 1300 UTC. Apesar, de os dois estudos possuírem diferenças em metodologias e considerações, nota-se que os sistemas convectivos e complexos convectivos associados ao JBN-CJE tendem a apresentar um pico no final da madrugada ao início da manhã, entre 0600 UTC e as 0900 UTC e um pico secundário entre 1200 UTC e 1500 UTC. Já em relação ao JBN-NCJE, nota-se também um máximo pelo período da manhã por ambos os estudos, porém Nascimento aponta outro máximo no período da noite, onde este aspecto não é constatado no presente estudo.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A fim de se estudar as condições atmosféricas associadas ao ciclo diurno da precipitação em Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) associados à atuação de Jatos de baixos Níveis (JBN) desenvolvidos na região Sul da América do Sul utilizou-se dados da reanálise CFSR, dados de estimativa de precipitação por satélite decorrentes do produto CMORPH (*NOAA/Climate Prediction Center morphing technique*).

A identificação de ocorrências de JBN baseou-se na classificação proposta por Nicolini et al (2004), onde os autores dividiram em casos de Eventos do Jato do Chaco (JBN-CJE) e Não Eventos do Jato do Chaco (JBN-NCJE), onde estes possuem sua região de saída em latitudes superiores a 25° S e inferiores a 25° S, respectivamente. A verificação dos eventos de CCM fez através do algoritmo FORTRACC (*Forecast and Tracking of Active Convective Cells*). Devido algumas limitações de rastreamento do algoritmo, analisaram-se apenas três estudos eventos de CCM onde o Caso 1 estava associado ao JBN-CJE, o Caso 2 associado ao JBN-NCJE e o terceiro ocorrido sem presença de JBN. Verificou-se que para análise de sistemas convectivos baseado em inúmeros critérios para classificação, o FORTRACC apresenta limitações no rastreamento e ciclo de vida dos sistemas.

Para o Caso 1, o CCM ocorreu em 09/11/2008 com surgimento as 0330 UTC atuou sobre a região norte e região central do Paraguai, com duração de aproximadamente 24 horas e atingiu área máxima em torno de 350.00 km². O CCM se formou sob atuação

do JBN-CJE, que contribuiu como fonte de umidade através da face norte da região de formação do sistema. O balanço de umidade associado ao CCM foi predominantemente positivo contribuindo com o maior fluxo de umidade ($28,74 \times 10^7$ Kgm/s) para a região de formação do CCM. O ambiente sinótico apresentava a Baixa do Noroeste Argentino (BNOA) e a presença de um sistema frontal sobre o Oceano Atlântico, com nebulosidade atuando até o Rio da Prata. Em Altos Níveis, a presença do Jato Subtropical sobre a região de formação do sistema auxiliou na manutenção do CCM. O ciclo diurno da precipitação média apresentou aumento até às 0800UTC, quando atingiu o maior valor estimado de 7 mm/h. Após este horário houve novo pico de 6 mm/h às 1200UTC e outros dois picos menores, de dois picos de 4 mm/h às 1800UTC e 2100UTC.

Para o Caso 2, o CCM ocorreu em 19/10/2009 com surgimento as 0445UTC, teve duração de 18 horas, atuou sobre a região do Paraguai e estados do Sul do Brasil e atingiu área máxima de aproximadamente $1.300.000 \text{ km}^2$. O ambiente sinótico em que o sistema se desenvolveu era marcado pela presença da Alta da Bolívia e padrão de difluência em altos níveis. O Jato Subtropical também atuava sobre a região de formação do sistema, auxiliando a intensificar os processos convectivos na camada troposférica. O CCM ocorreu sob a atuação do JBN-NCJE, que também contribuiu positivamente como fonte de umidade para a região de formação do CCM. O balanço de umidade sobre a região de formação apresentou o maior valor de 84×10^7 Kgm/s no horário de maturação do CCM. O ciclo diurno da precipitação média na área exibe dois picos, o primeiro as 0730UTC e o segundo as 1300UTC. Inicialmente, há um crescimento gradual da precipitação, atingindo o primeiro pico as 0730UTC, com valor

de 4 mm/h. Após este horário há uma pequena queda na quantidade de precipitação e esta torna a aumentar rapidamente, atingindo o maior valor de 6,5 mm/h em torno das 1300UTC. Após este horário, a precipitação tende a diminuir.

O terceiro estudo de caso apresentou dois CCM, mas somente um deles foi detectado pelo FORTRACC. O CCM identificado pelo FORTRACC surgiu as 0400UTC do dia 15/12/2006 com duração de 18 horas sobre a região de fronteira do Paraguai com Mato Grosso do Sul (denominado CCM-1) e atingiu uma área máxima em torno de 240.000km². Como o segundo sistema, que ocorreu no norte da Argentina, não foi detectado pelo FORTRACC, não se tem informações detalhadas sobre ele. Mas pode-se verificar, através das imagens de satélite GOES, que a extensão desse segundo CCM teve uma área maior do que a do CCM-1 e duração em torno de quatorze horas. Em relação ao ambiente sinótico, em que estes sistemas se formaram, havia a Baixa do Chaco centralizada sobre o Paraguai e a presença de um sistema frontal sobre o Oceano Atlântico Sul, com a nebulosidade se estendendo até o Sul da Bolívia. Em altos níveis não havia presença de JAN atuando sobre os sistemas, mas havia padrão de difluência sobre o CCM-2. Para este estudo de caso, não se verificou a presença de JBN. Apesar de não haver presença de JBN, o escoamento predominante na área de formação dos dois CCM era de norte, porém com valores menores de umidade. Para o CCM-1, o balanço de umidade foi predominantemente positivo, porém com valor máximo inferior aos casos anteriores, com máximo de $7,8 \times 10^7$ Kgm/s. Já o CCM-2 não apresentou predomínio de saldo positivo na região, mas o saldo positivo que apresentou foi maior do que do CCM-1, com valor máximo do fluxo de umidade de 45×10^7 Kgm/s. O ciclo diurno da precipitação média na área para o CCM-1 exibe

crescimento gradual da precipitação atingindo primeiro pico em torno das 0300UTC, com valor de 1,8 mm/h. Após este horário há um leve decaimento e dois novos picos de precipitação um as 0500UTC e o outro as 0530UTC, com valores de 1,9mm/h e 1,8 mm/h. E um quarto pico aparece em torno das 0930UTC, com valor de 1,5mm/h. Após este horário, a precipitação tende a diminuir. Já o CCM-2 mostra que as 0030UTC tem-se precipitação média na área de 2,8 mm/h as 0030UTC, mostrando que já havia formação de convecção. Há um aumento abrupto em torno das 0730UTC, indicando o maior valor de precipitação média de 5,2 mm/h. Após este horário tem-se um decaimento progressivo da precipitação até atingir o último aumento, em torno das 1430UTC, com valor médio de 2 mm/h.

Todos os CCM ocorreram em ambientes com a presença de sistemas de baixa pressão (Baixa do Noroeste Argentino ou Baixa do Chaco), onde estas apresentaram pressão variando entre 1002 hPa e 1008 hPa. Os sistemas apresentaram presença de sistema frontal ou cavado em médios níveis atuando sobre a região centro sul da Argentina e Oceano Atlântico a leste da Província de Buenos Aires. Os CCM apresentaram em baixos níveis (925 hPa), em geral, temperaturas do ar entre 27°C e 32°C, no estágio de gênese, e diminuição no estágio de maturação, variando entre 22°C e 27°C. Em todos os casos estudados, o índice previsor de instabilidade CAPE apresentou os maiores valores no estágio de gênese (até 2.500 J/Kg), e diminuição destes no estágio de maturação, confirmando assim seu caráter preditivo. Para todos os casos, em altos níveis, a Alta da Bolívia atuava sobre a América do Sul. O Jato Subtropical atuou sobre a região dos CCM associados aos JBN, auxiliando na intensificação dos processos convectivos através das circulações térmicas. Estes dois eventos, de

09/11/2008 e 19/10/2009, associados ao JBN e JAN foram os casos que apresentaram as maiores áreas, maiores inclinações, deslocamentos e os maiores valores de precipitação média na área em torno de 7 mm/h. Nestes casos, os padrões de difluência em altos níveis foram os mais significativos e associados a intensa divergência em altos níveis.

Os campos que não foram tão representativos, em todos os estágios analisados, foram: advecção de temperatura, ômega e vorticidade. Somente no caso CCM-1 (15/12/2006), que apresentou a menor área, as variáveis meteorológicas não apresentaram padrão bem definido. Para os outros casos, estes campos apresentaram padrão melhor definido nos estágios de maturação dos CCM.

Pôde-se verificar que nos CCM que ocorreram com a presença de JBN (Caso 1 e Caso 2) e maior quantidade de precipitação média na área, na ordem de 7 mm/h. Estes mesmos sistemas, apresentaram as maiores áreas e tiveram a presença do Jato Subtropical atuante sobre eles. Estas características sugerem, para um trabalho futuro, uma análise baseada em um conjunto maior de registros de CCM, para melhor averiguar a influência do JBN, JAN e associação com sistemas frontais no ciclo diurno da precipitação desses sistemas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAO, X. ZHANG, F.; SUN, J. Diurnal variations of warm-season precipitation east of the Tibetan Plateau over China. **Monthly Weather Review**, v.139, n.9, p. 2790-2810, 2011.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 39, n. 5, p. 279–283, 41, 42, 44, 45, 46, June 1957.

BONNER, W. Climatology of the low level jet, **Mon. Weather Rev.**, 96, 833–849, 1968.

CARBONE, R. E.; TUTTLE, J. D. Rainfall occurrence in the U.S. warm season: The diurnal cycle. **Journal of Climate**, 21, 4132–4146, 2008.

CARVALHO, L.; JONE, C. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). **J. Appl. Meteor.**, 40, 1638-1701, 2001.

DURKEE, J.; MOTE, T.; SHEPERD, J. M. The Contribution of Mesoscale Convective Complexes to Rainfall across Subtropical South America. **International Journal of Climatology**, in press, 2009a.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **Int. J. Climatol.**, doi:10.1002/joc.1961, in press, 2009b.

FERREIRA, L.: Causas y variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e Impactos sobre los Patrones Regionales de Circulación. **Tese de Doutorado. Universidade de Buenos Aires**. 177f, 2008.

FERREIRA, S. H. S. **Energética de eventos de jato em baixos níveis durante o SALLJEX**. 2013. 222 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.30.13.22-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E2SL38>>. Acesso em: 02 maio 2014.

GARREAUD, R. D.; WALLACE J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, 125, 3157–3171, 1997.

HOUZE, R.A.Jr. Mesoscale Convective Systems. **Reviews of Geophysical** 42RG4003, 2004.

JOYCE, R.; JANOWIAK, J., J. E.; ARKIN,P.A; XIE,P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **J. Hydrometeor.**, 5, 487–503, 2004.

JANOWIAK, J.E.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses, **Journal of Geophysical Research**, VOL. 110, D23105, doi:10.1029/2005JD006156, 2005.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Mon. Wea. Rev.**, 128, 2756–2776, 2000.

LAURENT, H.; MACHADO, L.A.T. Machado; MORALES,C; DURIEUX, L. C. Characteristics of Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment, **J. Geophys. Res.**, 107, 8054, doi:10.1029/2001JD000337, 2002.

MACEDO, S.R.; Vila, D.; Machado, L.A.T. FORTRACC- Previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos: FORTRACC V1.1 – **Guia do Usuário**. INPE/CPTEC/DSA, São Paulo. 2004. Disponível em: <<http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/pdf/fortracc.pdf>>. Acesso em: 20 de outubro de 2011.

MACHADO, L. A.T.; H. Laurent, 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, 2004.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MADDOX, R. A. Large-scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 1475-1493, 1983.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. S. The south American low-level jet east of the andes during the 1999 lba-trmm and lba-wet amc campaign. **J. Geophys. Research**, v. 107, n. D20, p. 47-1-47-11, 2002. 36, 37, 61

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n.12, p. 2261-2280, 2004a.

NASA. **GOES I-M DataBook**, 1996. Disponível em: <<http://goes.gsfc.nasa.gov/text/goes.databook.html>>. Acessado em: 10 de mar., 2012.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: Uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20,n.1, 121-140, 2005.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a Bacia do Prata**. 2008. 210 p. (INPE-15240-TDI/1327). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.26.18.30>>. Acesso em: 21 maio 2014.

NEGRI, A. J.; ANAGNOSTOU E. N.; ADLER, R.F. A 10-year climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. **J. Appl. Meteor.**, 39, 42-56, 2000.

NICOLINI, M.; SALIO, P.; TORRES, J.C; ZIPSER, E.J. The relationship between South American low level jet events with the formation and maintenance of mesoscale convective systems. In: INT. CONT. ON CLOUDS AND PRECIPITATION, 14., 2004, Bologna, Italy. **Proceedings...** Bologna: MAS/ International Commission on Clouds and Precipitation, 2004a.

NICOLINI, M.; SALIO P.; PAEGLE, J.: Diurnal wind cycle of the South American Low-Level Jet. **1st International CLIVAR Science Conference**. Poster session 2: Monsoon Systems, June 21-25 2004b, Baltimore, Maryland, USA. MS-80. Disponível em <http://www.clivar2004.org>.

PAEGLE, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: R. Dickerson (ed.). *The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions*. [S.l]: **Wiley Intersciences**, 1987. p.347-390.

RIEHL, H., Jet Streams of the Atmosphere. **Medical Opinion & Review** (September), 33-50, 1969.

SAKAMOTO, M. S., **Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na região subtropical da América do Sul**, Tese (Doutorado em Meteorologia - USP), São Paulo, 2009.

SALIO, P., NICOLINI, M., ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, 1290-1309, 2007.

SANTOS, A. F. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul**. 2006. 252 p. (INPE-14648-TDI/1207). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/07.24.19.18>>. Acesso em: 22 maio 2014.

SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y.G. Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. **Monthly Weather Review**, v.135, p.1310-1326, apr. 2007

SELUCHI, M.E; SAULO, A. C; NICOLINI, M; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.** v 131,p. 2361-2378, 2003.

SELUCHI, M. E; Saulo, A. C., Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças, **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol.27 no.1 São Paulo Mar. 2012, <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862012000100006> .

SHENK, W. E.; KREINS, E. R. A comparison between observed winds and cloud motions derived from satellite infrared measurements. **J. Appl. Meteor.**, 9, 702–710, 1970.

SMITH, E.,; PHILLIPS, D. Measurements from satellite platforms. **Annual Satellite Rep. NASS-11542, SSEC**, University of Wisconsin—Madison, 53 pp, 1972.

S. SOROOSHIAN, X. GAO, K. HSU, R. A. MADDOX, Y. HONG, H. V. GUPTA, AND B. IMAM, Diurnal Variability of Tropical Rainfall Retrieved from Combined GOES and TRMM Satellite Information, **Journal of Climate**, 4115-4131, 2002.

STENSRUD, D. J. Importance of low level jet to climate: a review. **J. Clim.**, v. 9, p. 1698–1711, Aug. 1996. 35, 43.

STOUT, J. E; MARTIN, D. W. Estimating GATE Rainfall with Geosynchronous Satellite Images. **Mon. Wea. Rev.** v. 107, p. 585 -598, Maio 1979.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Mon. Wea. Rev.** v. 107, p. 682–703, June 1979. 44, 51, 52, 57, 58, 229.

WILHEIT, T. T. , Some comments on passive microwave measurements of rain. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, 67, 1226 – 1231, 1986.

VELASCO, I.; Fritsch, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VILA, D. A., MACHADO, L.A.T., LAURENT, H., VELASCO I., Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (FORTRACC) using satellite infrared imagery: methodology and validation, **Weather and Forecasting**, 233-245, 2008.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south america estimated from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.** v. 109, p. 167–178, 1981. 35, 59

WIPPERMANN, F. Numerical study on the effects controlling the low-level jet. **Contributions to the Atmospheric Physics**, p. 137–154, 1973. 43

YANG, S.; SMITH, E.A., Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. **J. Climate**, 19, 5190–5226, 2006.

YANG, S.; KUO; SMITH, E. Persistent Nature of Secondary Diurnal Modes of Precipitation over Oceanic and Continental Regimes, **Journal of Climate**, V. 21, 4115-4131, 2008.