



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.30.13.22-TDI

## **ENERGÉTICA DE EVENTOS DE JATO EM BAIXOS NÍVEIS DURANTE O SALLJEX**

Sergio Henrique Soares Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Dirceu Luis Herdies, aprovada em 28 de março de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E2SL38>>

INPE  
São José dos Campos  
2013

**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<sup>a</sup> 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<sup>a</sup> 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)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.30.13.22-TDI

## **ENERGÉTICA DE EVENTOS DE JATO EM BAIXOS NÍVEIS DURANTE O SALLJEX**

Sergio Henrique Soares Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Dirceu Luis Herdies, aprovada em 28 de março de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E2SL38>>

INPE  
São José dos Campos  
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

F414e Ferreira, Sérgio Henrique Soares.  
Energética de eventos de jato em baixos níveis durante o SALL-  
JEX / Sergio Henrique Soares Ferreira. – São José dos Campos :  
INPE, 2013.  
xxxii + 190 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.30.13.22-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pes-  
quisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadores : Drs. Manoel Alonso Gan, e Dirceu Luis Herdies.

1. jato em baixos níveis. 2. energia cinética. 3. convergência do  
fluxo ageostrófico. 4. América do Sul. I.Título.

CDU 551.511(8)

---

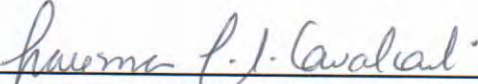


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).


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 **Doutor(a)** em  
**Meteorologia**


Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque  
Cavalcanti

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Manoel Alonso Gan

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP


Dr. Dirceu Luis Herdies

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP


Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dra. Rosmary Porfirio da Rocha

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Sérgio Henrique Soares Ferreira**

**São José dos Campos, 28 de Março de 2013**



*“O Maior mistério é ver mistérios...”*

(Renato Teixeira)





*Aos amigos que me acompanharam nesta caminhada*



## AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Sr. Arlindo da Silva do *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO) por esclarecimentos a respeito de possíveis problemas dos campos de análises no estudo de física e dinâmica do jatos em baixos níveis; ao Sr. Jorge Conrado Conforte do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pelo processamento de dados de satélite relativos ao episódio de CCM apresentado no apêndice D; ao grupo de suporte do modelo WRF do *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR), por apoio à compilação do modelo; ao Sr. John Alison do UCAR, pela atenção a questão da qualidade dos dados de radiossondagem do SALLJEX; ao projeto SALLJEX, financiado pela NOAA/OGP, NSF (ATM0106776), agência brasileira FAPESP (01/13816-1) e agência argentina (ANPCYT PICT 07-06671, UBA 055), também apoiado pelo programa de colaboração IAI-CRN 55 e pelo CNPQ, aos funcionários do CPTEC, da divisão de satélites ambientais (DSA), que forneceram várias das imagens de satélite apresentadas neste trabalho. Agradecemos também aos colegas de pós-graduação, professores e orientadores que muito apoiaram a realização deste trabalho.



## RESUMO

Os processos físicos e dinâmicos que atuam na formação dos jatos em Baixos Níveis (JBN) que ocorrem na borda oriental da cordilheira dos Andes são investigados para 3 episódios intensos ocorridos durante o experimento de coleta de dados SALLJEX 2003. A investigação é conduzida através de 3 etapas distintas. Na primeira etapa é realizada uma análise dos dados meteorológicos observados, com ênfase nos dados da aeronave NOAA-P3, que são interpolados em cortes verticais das variáveis termodinâmicas básicas, e analisados de forma a identificar os possíveis processos físicos que atuam localmente na formação dos eventos de JBN. Na segunda etapa, simulações dos episódios de JBN são realizadas com a utilização do modelo WRF-ARW, afim de caracterizar, tanto os processos físicos locais, quanto a influência dos sistemas sinóticos transientes. Os resultados obtidos são validados contra os dados observados disponíveis, incluindo dados do NOAA-P3 e dados de radiossondagens em alta resolução. Na terceira etapa, uma metodologia de análise das componentes de energia cinética é implementada computacionalmente e aplicados às simulações com WRF. Os resultados são então obtidos de forma a quantificar a contribuição de cada uma das componentes energéticas e inferir os principais processos físicos que atuam em cada um dos episódios de JBN. Dentre os resultados obtidos, a principal componente responsável pela aceleração dos ventos foi a Convergência do Fluxo Ageostrófico (CFA). Esta componente atua principalmente na região de entrada do JBN, onde os ventos alísios são forçados a desviar-se para sul devido à barreira dos Andes. O termo de Conversão Baroclínica (BRC) geralmente é negativo durante os episódios de JBN e está associado à subsidência de ar quente sobre o JBN. Esta subsidência contribui para a estratificação térmica da camada, redução do atrito, e conseqüente aceleração dos ventos. Na região de saída do JBN, o termo de Conversão Vertical de energia Cinética (CVK) evidencia fortes movimentos verticais que acoplam o JBN à difluência do Jato em Altos Níveis. O termo de conversão barotrópica (BRT) é pequeno, mas positivo nos episódios devido ao cisalhamento horizontal dos ventos. Em geral, os resultados indicam que o JBN é formado, tanto por mecanismos locais, quanto pela interação com sistemas transientes de escala sinótica. Os principais fatores locais estão associados ao resfriamento noturno da superfície e o aquecimento das terras altas dos Andes, que modulam a intensidade dos ventos entre o dia e a noite. Quanto aos fatores de escala sinótica, foram observados a questão do acoplamento entre JBN e JAN, a posição da Alta da Bolívia (AB) e a formação de um Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN). Em dois dos episódios analisados, os JBN ocorrem associados a circulações verticais diretas de Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM), caracterizando um mecanismo de retroalimentação favorável a manutenção do JBN até o final da tarde, assim como o seu maior alongamento para sul, sobre a região do chaco argentino.



# ENERGETICS OF THE LOW LEVEL JETS EVENTS DURING THE SALLJEX

## ABSTRACT

The physical and dynamical processes that act in the formation of Low Level Jets (LLJ) currents at the eastern Andes edges are investigated through three intense episodes occurred during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX 2003). The research is conducted through three distinct stages. In the first stage, observed data, specially, the data from the NOAA-P3 aircraft are analyzed. This data is vertically interpolated for the basic thermodynamic variables, and the results are interpreted to identify possible physical processes that act locally in the formation of the LLJ events. In the second stage, the LLJ episodes are simulated using the WRF-ARW model in order to characterize both the local factors, and the influence of transient synoptic systems. The results are validated against the available observed data, including data from the NOAA-P3 aircraft and high resolution radiosondes data. In the third stage, a methodology for analyzing of kinetic energy components is applied. The results are then processed in order to quantify the contribution of each energy components and to infer the main physical processes associated with LLJ episodes. Among the results, the main component responsible for the acceleration of the winds was the Ageostrophic Flux Convergence (AFC). This component operates mainly in the entrance region of the LLJ, where the trade winds are forced to deviate southward by Andes barrier. The Baroclinic Conversion term (BRC) is usually negative during episodes and also associated to subsidence of hot air over the JBN. This subsidence contributes to the thermal stratification layer, reducing friction and consequently acceleration of the winds. In the exit LLJ region, the Vertical Kinetic-energy Conversion (VKC) indicates strong vertical movements that couple the LLJ to the High Levels Jet (HLJ). The Barotropic Conversion term (BRT) is small but positive due to the horizontal wind shear. Overall, the results indicate that the LLJ is formed by local mechanisms and by interaction with synoptic scale systems transients. The main local factors are associated with nighttime cooling at surface and daytime heating on Andean highlands, which modulate the diary cycle of the wind speed. Regarding to the synoptic scale factors, were observed the issues of coupling between JBN and JAN, the position of the Bolivian High (BH) and the formation of a Upper Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV). In two of the analyzed episodes, the LLJ was associated to a direct vertical circulations of Mesoscale Convective Systems (MCS). This association represents an feedback mechanism in favor of maintaining the LLJ until the late afternoon, as well as its largest stretching to the south, on the region of the Argentine Chaco.





## LISTA DE FIGURAS

	Pag
Figura 2.1 – Hodógrafas das variações do vento , em função do tempo durante a oscilação inercial iniciada friccionalmente, com vento geostrofico constante. a) Uma hodógrafa isolada; b) Distribuição vertical das hodógrafas e perfil vertical do vento resultante. ....	6
Figura 2.2 – Volume transportado para norte (V) relativo ao transporte dos alísios ( $U^*$ ), velocidade (v), e razão de profundidade das camada baixa (D) em relação a profundidade inicial ( $D^*$ ) .....	7
Figura 2.3 – Hodógrafas da oscilação diurna do vento em 250m, 500m e 1Km: a) para o caso da atmosfera neutra; b) para o caso de uma atmosfera isotérmica. As setas indicam a velocidade média do vento em cada nível. ....	8
Figura 2.4 – Representação esquemática da oscilação do vento térmico.....	9
Figura 2.5 – Seção vertical normal ao eixo do jato (J) mostrando transporte de massa adiabático na região de saída e o resultando em vento isolóbar (Seta em negrito em B) .....	10
Figura 2.6 – Variação temporal dos termos individuais da equação do movimento horizontal à 867m, para localidade de Lamont, Estados Unidos, no centro do JBN. ....	12
Figura 2.7 – Variação temporal dos termos individuais da equação do momentum a 867m para localidade de Platteville, Estados Unidos, à oeste de um núcleo de JBN. ....	12
Figura 2.8 – Ventos observados por satélites em 850 hPa. ....	14
Figura 2.9 – Resultado do modelo de 2 camadas para 1,5 dias de integração, obtidos por Kleman (1989). O eixo X representa a distância em Km da Cordilheira dos Andes. Os vetores, a direção e velocidade dos ventos.....	15

Figura 2.10- Seção Vertical tempo - altura para transporte meridional de vapor d'agua em $g\ sm^{-2}$ . Valores negativos correspondem ao transporte de vapor de norte.....	16
Figura 2.11- Modelo conceitual descrevendo o SCM e as circulações induzidas na região de entrada dos JAN.....	19
Figura 3.1 – Mapa simplificado do relevo (em metros) e identificação WMO das estações de radiossondagens na região da Bolívia, Paraguai, Norte da Argentina e Sul e Centro do Brasil.....	22
Figura 3.2 – Plano vertical interpolado a partir de dados da aeronave P3 da NOAA em 15-01-2003 entre a cidade de Santa Cruz da La Sierra e o Chaco Paraguai: Distancias horizontal em Km; vertical em hPa; velocidade tangencial do vento em vetores (m/s); magnitude do vento em cores (m/s). Figuras (a) e (b) correspondem a 1900 UTC. Figuras (c) e (d), horários das 2000 UTC. As isolinas das figuras da esquerda representam temperatura potencial (K); da esquerda, umidade específica (g/kg); linhas pontilhadas p1 e p2 correspondem a pontos convertidos nas sondagens verticais da figura 3.3.....	26
Figura 3.3 – Perfis verticais processados a partir de dados interpolados de Aeronave NOAA-P3, sobre Departamento de Santa Cruz em 15-01-2003 e nos pontos p1 (1900 UTC) e p2 (2000 UTC), para as variáveis de T e Td (Skew T. Log P.à esquerda), direção e velocidade dos ventos (linhas e vetores à direita). Linhas vermelhas tracejadas destacam limites de 3 camadas térmicas distintas.....	27
Figura 3.4 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina para 15/01/2003 nos horários: a) 1615Z; b) 1745Z; c) 1915Z (ampliada); d)2015Z. Linhas tracejadas vermelhas representam inicio da região de subsidência; as Linas traço-ponto em amarelo a linha de grades cúmulos As setas vermelhas a direção do fluxo em baixos níveis; as seta azul a direção em médi-	

- os níveis. As linhas tracejadas azuis representa o trajeto da aeronave P3 da NOAA as 1900 UTC e 2000UTC. ....28
- Figura 3.5 – Diagrama SKEW T. LOG P e perfil vertical do vento para sondagem de Mariscal do dia 15-01-2003 as 1800 UTC. Na direita, os vetores representam a direção horizontal dos ventos e linha contínua, a intensidade em m/s. ....30
- Figura 3.6 – Planos verticais interpolados a partir de dados da aeronave P3 da NOAA em 11-01-2003 (para as 1500 UTC e 1700-1800 UTC). Componente tangencial do vento em vetores; magnitude do vento em cores; vento normal em linhas cheias; linhas finas em a,c são Isentrópicas (k), em b,d são linhas de umidade específica (g/kg). As posição dos planos das 1500UTC e 1700-1800 UTC) são indicado na Figura 3.7 .....32
- Figura 3.7 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 11/01/2003 as 1745 UTC. A seta vermelha representa a direção do fluxo em 930 hPa ; a seta azul, a direção em 720 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA está superposto com os horários aproximados.....33
- Figura 3.8 – Planos verticais interpolado a partir de dados do aeronave P3 da NOAA em 21-01-2003 sobre a Bolívia para: magnitude do vento (cores), vento tangencial (vetores), vento normal (linhas cheias), insentrópicas em K (linhas finas). As posições dos planos estão indicados na figura 3.9 conforme seus respectivos horários: a) 1400-1500 UTC; b) 1600 UTC; c) 1800 UTC. ....35
- Figura 3.9 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 21/01/2003 as 1745 UTC. As setas vermelhas representam as direções do escoamento em 850 hPa; as setas azuis, a direção em 750 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA está superposto com os horários aproximados. Planos verticais para os trechos das 1400-1500 UTC, 1600 UTC, 1700 UTC e 1800 UTC são apresentados na Figura 3.8.....36

- Figura 3.10- Plano vertical interpolado a partir de dados do aeronave P3 da NOAA em 04-02-2003: Distancias horizontal em Km; vertical em hPa; velocidade tangencial do vento em vetores (m/s), linhas isentrópicas em Kelvin: a) horário das 11Z; b) 13Z; c)16Z; d) 15Z38
- Figura 3.11- Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 04/02/2003 as 1745 UTC. A seta vermelha representa a direção do escoamento em 850 hPa ; a seta azul, a direção em 750 hPa e a cinza a direção em 300 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA estão superpostas com os horários aproximados.....39
- Figura 3.12- Diagrama SKEW T. LOG P e perfil vertical do vento das sondagens de Resistência no dia 04-02-2003 no horário das: a) 0600 UTC; b) 1200UTC; c) 1800 UTC. ....41
- Figura 3.13- Pressão reduzida ao nível médio do mar no norte da Argentina no período de 01-01-2003 a 09-02-2003. Dados distribuídos via GTS pelo serviço meteorológico Argentino (WMO 87022 – Tartagal)...43
- Figura 4.1 – Características de domínio e resolução utilizados no modelo WRF-ARW: a) Domínio da grade de 20 x 20 km; b) esquema comparativo entre as resoluções verticais das condições de contorno e iniciais do RGDAS com a resolução vertical do WRF-ARW.....47
- Figura 4.2 – Representação esquemática dos horários de inicialização e previsão utilizados para simulação dos JBN com WRF-ARW .....48
- Figura 4.3 – Comparação entre corte vertical do modelo (a) e (c) contra dados interpolados de avião NOAA P3 (b) e (d) para dia 11-01-2003 1800UTC: Magnitude do vento em cores, Vento tangencial em vetores; linhas azuis em (a) e (b) são isentrópicas, em (c) e (d) são umidade específica.; linhas pretas em (a) e (b) são isotacas do vento normal.....57
- Figura 4.4 – Comparação entre ventos estimados pelo modelo WRF (linhas de corrente) e vento estimado pela aeronave NOAA-P3 (vetores), para 11-01-2003 1800 UTC , para os níveis: a) 850 hPa; b) 700

hPa. A escala de cores são as mesmas para vetores e linhas de corrente e indicam a velocidade do vento em m/s .....	58
Figura 4.5 – Comparação entre ventos estimados pelo modelo WRF (linhas de corrente) e vento estimado pela aeronave NOAA-P3 (vetores), para 21-01-2003 1500 UTC , para os níveis: a) 850 hPa; b) 700 hPa. A escala de cores são as mesmas para vetores e linhas de corrente e indicam a velocidade do vento em m/s .....	59
Figura 4.6 – Vento zonal ( componente normal do vento ao plano) em m/s e linhas isentrópicas em Kelvin para dia 04/02/2003 as 12Z: a) Campos do modelo WRF; b) Dados de aeronave NOAA-P3 interpolados .....	60
Figura 5.1 – Estado básico entre 15 de dezembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003 para o nível de 850 hPa:. a) Linhas de corrente do vento e magnitude do vento acima de 6 m/s; b) Umidade específica em cores (g/kg) e altura geopotencial em linhas com intervalo de 5 m desde 1395 m a 1535m (os dois primeiros dígitos do geopotencial são omitidos) .....	64
Figura 5.2 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 18S de 11-01-2003 1500 UTC à 12-01-2003 0000 UTC. Na coluna “a”: Temperatura potencial (K), vetor vento transversal do distúrbio ( com componente horizontal em m/s e componente vertical em $-2 \times Pa/s$ );e termo BRC (cores). Na coluna “b”: Vento meridional real (m/s) e CFA do distúrbio. ....	73
Figura 5.3 – Representação esquemática da circulação secundária vale-montanha durante o dia, associada aos JBN e da inclinação das isentrópicas. No centro em cinza a representação do perfil do jato. ....	75
Figura 5.4 – Representação esquemática da circulação secundária vale-montanha durante à noite associada aos JBN e da inclinação das isentrópicas. No centro em cinza a representação do perfil do jato....	76
Figura 5.5 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 20.5S de 04-02-2003 1200 UTC a 04-02-2003 2100 UTC. Coluna a) Isentrópicas	

	(K); vetor vento contragradiente do distúrbio com componente horizontal em m/s e componente vertical em $-2 \times \text{Pa/s}$ ; termo BRC (cores). Coluna b): Isotacas do vento normal (m/s) e termo de CFG do distúrbio. ....	79
Figura 5.6 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 20.5S de 05-02-2003 00 UTC (20h local) a 05-02-2003 09Z (05h local). Primeira coluna: Temperatura potencial (K); vetor vento contragradiente do distúrbio com componente horizontal em m/s e componente vertical em $-2 \times \text{Pa/s}$ ; termo baroclínico. Segunda coluna: Vento meridional real (m/s) e Convergência do Fluxo de Geopotencial do distúrbio. ....		80
Figura 5.7 – Evolução de um corte longitudinal em 54W do JBN ocorrido de 04-02-2003 0000 UTC à 04-02-2003 2100 UTC, para: velocidade do vento (tons de cinza), isentrópicas (linhas pontilhadas) e linhas de corrente do vento tangencial. A linha vertical traço-ponto em (c), (e) e (g) indicam o ponto das radiossondagens apresentadas na figura 3.12.....		82
Figura 5.8 – Corte longitudinal em 54W do JBN em 03-02-2003 0300 UTC: a) ADVHG (cores), isentrópicas (linhas pontilhadas em Kelvin) e linhas de corrente do vento tangencial. ; b) BRC (cores) e linhas de umidade específica em g/kg .....		85
Figura 5.9 – Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 10-01-2003 12Z. Linhas de corrente do vento real em vários níveis: a) 850hPa ; b) 250 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa $> 10^4 \text{ J/m}^2$ (em tons pastéis ); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa: d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:077].....		88
Figura 5.10- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 11-01-2003 09Z. Linhas de corrente do vento real em vários níveis: a) 850hPa ; b) 300 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a		

700 hPa (em tons pastéis); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa; d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:084].....	91
Figura 5.11 – Evolução de corte vertical ao longo de um JBN associado a formação de SCM sobre a região do Chaco, para os dia: a) 10-01-2003 1200 UTC, b) 11 -01-2003 1200 UTC; c) 12-01-2003 1200 UTC.....	93
Figura 5.12- Evolução de um complexo convectivo de meso escala CCM para 11-01-2003 1200 UTC e 1800 UTC À esquerda: Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; À direita campos de CFA e vetores de FCG.....	95
Figura 5.13- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 20-01-2003 1500 UTC. Linhas de corrente do vento em vários níveis: a) 850hPa ; b) 200 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa; d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:158].....	98
Figura 5.14- Corte vertical A-A', transversal ao escoamento do JBN ocorrido 2003-01-20 1500 UTC: a) ADVHG (cores) e vento normal (linhas); b) BRC (cores) e vento normal (linhas). A posição deste corte é assinalada na figura 5.13.....	99
Figura 5.15- Corte vertical B-B' , longitudinal ao escoamento de JBN em 2003-01-20 1500 UTC: a) BRC (cores) e magnitude do vento (linhas); b) ADVG (cores) e magnitude do vento vento (linhas). A posição deste corte é assinalada na figura 5.13.....	100
Figura 5.16- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 04-02-2003 15Z. Altura geopotencial em 925 hPa e Imagem IR(a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 200 hPa. Linhas traço-pontpo e verte indicam posição de cortes verticais. [Tref-278].....	103

- Figura 5.17- Componentes energéticas do distúrbio integradas da superfície a 700 hPa para 04-02-2003 15Z: a) Conversão barotrópica; b) Conversão baroclínica; c) Convergência do Fluxo de Geopotencial e Fluxo contragradiente em 850 hPa; d) Convergência vertical de geopotencial [TRef-278] .....105
- Figura 5.18- Corte vertical B-B' longitudinal ao episódio de corrente de jato em baixos níveis em 04-02-2003 1500 UTC As linhas de corrente corresponde ao vento tangencial onde também são apresentados: a) Isentrópicas (linhas finas) e Magnitude do vento ( tons amarelo), b) Termo BRC); c) termo CFG.....107
- Figura 5.19- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.15 e para o período de 10/01 a 12/01 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$  O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .....110
- Figura 5.20- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.18 e para o período de 19/01 a 24/01 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$ . O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .....112
- Figura 5.21- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.18 e para o período de 02/02 a 07/02 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$ . O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .....115
- Figura B.1- Representação gráfica dos vetores: vento real , vento geostrófico , vento ageostrófico, contragradiente de geopotencial e vento contragradiente . As isolinhas de geopotencial estão representadas genericamente por (). .....140
- Figura B.2- Comparação entre Convergência de fluxo de Geopotencial (CFG) e Convergência fluxo ageostrófico (CFA) integrados da superfície a



	700 hPa para a data de 23/01/2003 00Z – campos transientes obtidos a partir do modelo WRF.: a) CFG integrado, b) CFA integrado, c) Diferença numérica CFG – CFA, d) Diferença calculada de forma analítica (termo CGA) .....	145
Figura B.3-	Comparação entre CFG e CFA integrados da superfície a 250 hPa para 20/06/2008 00Z- Campos transientes a partir da reanálise do NCEP.: a) CFA integrado e FG, b) CFG integrado e FCG, c) Diferença calculada de forma analítica (termo CGA) e vento transiente.....	147
Figura C.1-	Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 10-01-2003 1200 UTC [TRef-077]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua).....	150
Figura C.2-	Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 20-01-2003 0300 UTC [TRef-154]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua).....	158
Figura C.3-	Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 03-02-2003 2100 UTC [TRef-272]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua).....	174

FIGURA D.1 - Imagem Infra-vermelho realçada de um CCM ocorrido em 11-01-2003 12:00 UTC sobre Norte da Argentina e Sul do Paraguai. Os pontos marcam a posição radiossondagens próximas no mesmo dia do evento do CCM.....	186
Figura D.2 - Radiossondagens no dia 11-01-2003 para 3 localidades: a) Mariscal 0600 UTC; b) Santiago 0600 UTC; c) Foz do Iguaçu 1200 UTC. ....	188
Figura E.1 - Corte vertical do JBN sobre Resistência em 04-02-2003 entre 0000 e 0900 UTC No lado esquerdo, são apresentados o termo de ADVHG (cores), isentrópicas (linhas tracejadas) e vento transversal(linhas de corrente). No lado direito, o termo BRC (cores) e isolinhas de umidade específica .....	190

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Critérios de Bonner para identificar jatos em baixos níveis através de perfis verticais de velocidades dos ventos.....	8
Tabela 3.1 - Relação da principais estações meteorológicas consideradas no estudo.....	21
Tabela 4.1 - Configurações físicas utilizadas nas simulações com WRF-ARW, por categoria, número da opção (N) de configuração e referências bibliográficas relacionadas .....	49
Tabela 4.2 - Viés e erro médio quadrático do vento entre dados observados e o modelo .....	54
Tabela 4.3 - Viés e erro médio quadrático da altura geopotencial entre dados observados e modelo.....	55
Tabela 4.4 - Viés e erro médio quadrático da umidade específica entre dados observados e o modelo .....	55



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AOC	- Aircraft Operations Center. (Centro Operacional de Aviões da NOAA)
ARW	- <i>Advanced Research WRF</i>
ATOVS	- <i>Advanced TIROS Operational Vertical Sounder</i>
ADVB	- <u>A</u> dvecção de energia cinética do distúrbio pelo estado <u>B</u> ásico
ADVD	- <u>A</u> dvecção de energia cinética pelo <u>D</u> istúrbio
ADVHG	- <u>A</u> dvecção <u>H</u> orizontal de <u>G</u> eopotencial
ADVVG	- <u>A</u> dvecção <u>V</u> ertical de <u>G</u> eopotencial ( o mesmo que BRC)
BRC	- Conversão <u>B</u> aroclínica
BRT	- Conversão <u>B</u> arotrópica
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CFA	- Convergência do Fluxo Ageostrófico
CFG	- Convergência do Fluxo de Geopotencial
CLP	- Camada Limite Planetária
CVK	- Convergência Vertical de energia cinética
GTS	- <i>Global Telecommunication System</i> – Sistema Global de Telecomunicações da Organização Meteorológica Mundial.
PACS-SONET	- Pan American Climate Studies Sounding Network
ENOS	- El Niño Oscilação Sul
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAN	Corrente de Jato em Altos Níveis
JBN	- Corrente de Jato em Baixos Níveis
LBA	- Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment
MRF-PBL	- <i>Medium Range Forecast Model – Planetary Boundary Layer. (Camada limite planetária dos modelos de médio alcance)</i>
NCC	- Nível de Condensação Convectivo.
NCL	- Nível de Condensação por Levantamento
NOAA	- National Oceanic and Atmosphere Administration
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
RES	Forças resistivas residuais
SALLJEX	- South American Low Level Jet Experiment
SCM	Sistema Convectivo de Meso-escala
UTC	- <i>Universal Time Coordinate</i> - Tempo Universal Coordenado
VCAN	<i>Vórtice Ciclônico em Altos Níveis</i>
WRF	- <i>Weather Research and Forecasting modeling system</i> - Sistema de modelamento de pesquisa e previsão do tempo



## LISTA DE SÍMBOLOS

- $\vec{F}$  - Vetor força de fricção.
- $g$  - Aceleração da gravidade
- $h$  - Altura geopotencial
- $\Omega$  - Velocidade angular da Terra
- $P$  - Pressão atmosférica ou Nível isobárico
- $K$  - Energia Cinética
- $R_d$  - Constante dos gases para o ar seco.
- $T_v$  - Temperatura Virtual
- $\theta$  - Temperatura potencial
- $u', v'$  - Componentes horizontais do vento do estado perturbado
- $\bar{u}, \bar{v}$  - Componentes horizontais do vento do estado básico.
- $\vec{v}$  - Vetor vento
- $\hat{k}$  - Vetor unitário na direção vertical.
- $\hat{n}$  - Vetor unitário na direção normal à um plano de corte ou vetor unitário na direção contrária ao gradiente de geopotencial.
- $\hat{p}$  - Vetor unitário paralelo à um plano de corte
- $\vec{v}_{ag}$  - Vetor vento ageostrofico
- $\vec{v}_c$  - Vetor vento contragradiente
- $\omega'$  - Velocidade vertical do estado perturbado.





## SUMÁRIO

### PAG

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>5</b>
2.1 JBN de modo geral .....	5
2.2 JBN na América do Sul.....	14
<b>3 ANÁLISE DOS DADOS OBSERVADOS .....</b>	<b>21</b>
3.1 Interpolação e análise dos dados de avião da NOAA P-3.....	22
3.2 Aspectos básicos da corrente de jato e nebulosidade associada.....	25
3.3 Formação de Baixa no Norte da Argentina.....	31
3.4 Efeito da topografia baixa e do planalto central brasileiro .....	34
3.5 Efeito de aquecimento sobre terrenos inclinados .....	37
3.6 Formação dos jatos associados a inversão térmica noturna.....	40
3.7 Relação entre pressão atmosférica e ocorrência de episódios de jato ....	42
<b>4 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS .....</b>	<b>45</b>
4.1 Inicialização, domínio e resolução.....	46
4.2 Configuração física .....	48
4.3 - Avaliação objetiva do WRF contra dados observados .....	52
4.2 - Avaliação subjetiva do WRF em episódios específicos .....	55
4.4 Conclusões .....	61
<b>5 ANÁLISE DA FÍSICA E DINÂMICA DOS JATOS EM BAIXOS NÍVES .....</b>	<b>63</b>
5.1 Estado Básico .....	63
5.2 A energética para o estado perturbado .....	65
5.3 Influência do aquecimento diurno sobre terrenos inclinados .....	71
5.4 Interação da circulação vale-montanha com fatores de maior escala.....	76
5.5 O efeito do resfriamento noturno e desacoplamento friccional .....	81

5.6	Conexão com jato em altos níveis e formação de sistema convectivo com forma de funil.....	86
5.7	Conexão com jato em altos níveis e formação de CCM de grande extensão vertical .....	90
5.8	Acoplamento do Jato em baixos Níveis com a Alta da Bolívia.....	96
5.9	Caso associado a um Vórtice Ciclônico em Altos Níveis.....	102
5.10	Evolução da Energética integrada .....	108
5.11	Conclusões .....	115
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>119</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>125</b>
	<b>APÊNDICE A - FORMULAÇÃO DA ENERGÉTICA PARA ESTADO PERTURBADO.....</b>	<b>130</b>
A.1	– Introdução.....	130
A.2	– Desenvolvimento da equação .....	130
A.3	– Integração vertical dos termos de Energética .....	134
	<b>APÊNDICE B - ALTERNATIVAS AO CÁLCULO DE CONVERGÊNCIA DE FLUXO AGEOSTRÓFICO PERTURBADO.....</b>	<b>138</b>
B.1	- Introdução .....	138
B.2	– Equivalência entre Advecção de geopotencial pelo vento real, pelo vento ageostrófico e pelo vento contragradiente .....	138
B.3	– Convergências de Fluxos de Geopotencial e Ageostrófico.....	141
B.4	– Avaliação comparativa utilizando campos de análise de modelos numéricos .....	142
	<b>APÊNDICE C - CAMPOS DE ANÁLISE E ENERGÉTICA PARA DIFERENTES CASOS DE JATO EM BAIXOS NÍVEIS .....</b>	<b>148</b>
	<b>APÊNDICE D - ESTIMATIVA DE TOPO DE UM COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA ATRAVÉS DE IMAGENS DE SATÉLITES E RADIOSSONDAGENS PRÓXIMAS.....</b>	<b>184</b>
	<b>APÊNDICE E - EVOLUÇÃO TEMPORAL DO ADVHG E BRC DURANTE UM EPISÓDIO DE JBN NOTURNO.....</b>	<b>188</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O termo Correntes de Jato em Baixos Níveis (JBN) é utilizado para designar as fortes correntes de ar que formam-se na baixa troposfera, geralmente próximas às grandes cordilheiras do mundo, tais como, por exemplo, as Montanhas Rochosas na América do Norte, a Cordilheira dos Andes na América do Sul e também o relevo da costa da Somália na África oriental.

Sua importância para o tempo e o clima está associada ao transporte de calor e umidade das regiões tropicais em direção as regiões subtropicais, geralmente causando a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (SALIO et al., 2007), que por sua vez estão associados a fortes tempestades e grandes volumes de precipitação. Eventualmente, o JBN ocorre em combinação com sistemas transientes de latitudes médias para formar os SCM. Assim nem toda a umidade para a formação das tempestades vem das baixas latitudes, mas também dos oceanos adjacentes, tal como mostrado por Sakamoto (2009). Os JBN podem ainda estar associados à formação de tornados, tais como vem sendo observado na América do Norte em vários trabalhos, como por exemplo o de Moñoz e Enfield (2011).

Muitos autores (BLACKADAR, 1957; BANTA et al, 2002; BAAS et al., 2009) consideram como JBN os eventos de vento forte que ocorrem bem próximo a superfície, isto é, nos primeiros metros da atmosfera, onde fatores locais associados a processos físicos da camada limite são geralmente os fatores de maior relevância. Outros consideram também os ventos fortes em níveis relativamente mais altos, em torno de 850 hPa. (WEXLER,1961; BONNER e PIEGLE, 1970). Nestes casos os JBN estão mais relacionados as interações da circulação de grande escala com as grandes cordilheiras do mundo Eventualmente, a formação dos JBN podem estar relacionados a uma combinação de fatores que podem englobar tanto os efeitos locais quanto a efeitos de larga escala (ZHONG et al.,1996; ANDERSON et al., 2001; SAULO et al. 2004; etc.) sendo portanto, um fenômeno complexo do ponto de vista da física e dinâmica de formação.

Um dos primeiros trabalhos sobre o JBN foi o de Blackadar (1957), que realizou um estudo sobre os JBN noturno na região das grandes planícies americanas. Desde então, os JBN vem sendo estudado por vários autores, tanto pela importância destes eventos nas condições de tempo e clima, quanto pela complexidade dos mecanismos físicos e dinâmicos envolvidos.

No caso dos JBN que ocorrem na América do Sul, próximo a Cordilheira dos Andes, os estudos começaram bem mais tarde, principalmente devido a falta de uma rede de estações meteorológicas de altitude suficientemente densa nesta região. Este problema ainda persiste nos dias atuais, porém algumas campanhas de coleta de dados permitiram contornar parcialmente o problema. Entre estas campanhas, merece especial destaque o *South America Low Level Jet Experiment* (SALJEX) realizado em 2003 (Vera et al 2006), a partir do qual muitos dos trabalhos hoje existentes foram realizados. Por outro lado, apesar de já existir uma bibliografia bastante extensa sobre o JBN na América do Sul, as questões relativas aos mecanismos físicos e dinâmicos que atuam na formação do JBN nesta região, ainda não foram completamente esclarecidos. Geralmente, se considera as teorias desenvolvidas para os JBN, que ocorrem na região das montanhas Rochosas, ou na costa da Somália da África. Contudo deve-se salientar que as características de relevo e vegetação da América do Sul, junto à cordilheira dos Andes e ao Grande Chaco são bastante diferentes das características físicas das Montanhas Rochosas e das grandes planícies Américas. Assim não se pode presumir que a física e a dinâmica do JBN que ocorre na América do Norte sejam as mesmas dos JBN que ocorrem na América do Sul.

Portanto, este trabalho tem como principal objetivo e motivação a investigação os mecanismos físicos e dinâmicos da formação dos JBN na América do Sul, na borda oriental dos Andes. Tanto os Fatores locais quanto os sinóticos são examinados através de dados observacionais do SALLJEX e campos de modelos. Também é abordada a formação dos SCM associados aos JBN, principalmente com relação ao mecanismos de retroalimentação entre JBN e SCM

Para viabilizar este trabalho, considera-se que são necessários 3 elementos primordiais: O primeiro, é a existência de dados observados na maior resolução espacial e temporal possível. O segundo, campos de modelo que completam as informações em ponto de grade para se obter informações quantitativas e examinar possíveis efeitos não lineares. O terceiro ponto é a metodologia para análise dos campos, que deve enfatizar a uma análise quantitativa das forçantes físicas atuantes. Abordagem semelhante foi realizada para América do Norte por Zhong et al. (1996), utilizando termos da equação de movimento.

Neste trabalho optou-se pelo uso de termos de uma equação de energética, baseado principalmente na formulação de energética de Orlanski e Katzfey (1991), que foi criada originalmente para estudos de VCAN, mas que neste trabalho foi adaptada para uso na baixa troposfera. Uma das vantagens desta formulação em relação a equação do movimento é a possibilidade de utilizar a integração das quantidades energéticas dentro de um volume de controle, além disto apresenta os principais mecanismos de instabilidade baroclínica e barotrópica, desenvolvimento corrente à baixo (convergência de fluxo ageostrófico)

A organização deste trabalho é feita em 6 capítulos, dois quais os dois primeiros correspondem a esta introdução e a revisão e a bibliográfica.

No capítulo 3, dados observacionais são analisados afim de obter os principais características termodinâmicas associados ao JBN nos pontos de observação.

No capítulo 4, são produzidos campos numéricos simulados por um modelo de previsão de tempo. Estes campos são avaliados contra os dados observados, para garantir que os mesmos representassem, de forma bastante acurada, as características termodinâmicas observadas durante os episódios de JBN.

No capítulo 5, são realizadas as análises dos campos simulados utilizando a metodologia de energética baseada em Orlanski e Katzfey (1991) para identificar processos físicos dominantes na formação e manutenção dos JBN.

No capítulo 6, são apresentadas as conclusões finais sobre a formação do JBN, levando em consideração os principais aspectos observados nos capítulos anteriores. São consideradas à realidade física observada localmente no capítulo 3, as avaliações de representatividade do modelo no capítulo 4, e os resultados das análises com uso de energética no capítulo 5.

Uma discussão mais detalhada da formulação de energética é apresentada no apêndice A. Esta formulação foi adaptada para melhor representar o escoamento em baixos níveis e nas baixas latitudes. Dentre as adaptações, o método de cálculo do termo de Convergência do Fluxo Ageostrófico (CFA) e do Fluxo contragradiente (FCV) é apresentada no apêndice B.

Um conjunto mais completo dos resultados e comparações com imagens de satélites são incluídas no apêndice C para consulta.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As teorias a respeito das correntes de Jato em Baixos Níveis (JBN) foram desenvolvidas e investigadas principalmente para os casos que ocorrem na América do Norte, onde, a existência de uma melhor rede de estações meteorológicas de altitude favoreceu a realização de vários estudos. Os estudos dos JBN na América do Sul iniciaram-se na década de 80, com o desenvolvimento das estimativas de vento obtidas por satélites (Virji, 1981). Desta forma, esta revisão bibliográfica foi dividida em duas partes. A primeira é relativa aos JBN de modo geral. A segunda é relativa aos JBN na América do Sul.

### 2.1 JBN de modo geral

Um dos primeiros e mais importantes trabalhos apresentados, após Means (1952 e 1954), foi sem dúvida o estudo de Blackadar (1957). Ele interpretou os ventos demasiadamente fortes em baixos níveis, como ventos resultantes de uma oscilação inercial, modulados pelo resfriamento noturno e aquecimento diurno da superfície. Blackadar observou que durante a madrugada, o resfriamento radiativo da superfície favorece o surgimento de inversão térmica e a estabilização das camadas iniciais da atmosfera, reduzindo os movimentos verticais e a viscosidade turbulenta. Durante o dia, ocorre o oposto. O aquecimento diurno extingue a inversão, e os movimentos verticais inicia-se, aumentando a viscosidade turbulenta. Em resposta, a velocidade dos ventos passa então a oscilar, acelerando durante a noite e desacelerando durante o dia, sem que haja variações significativas do gradiente de pressão. Para demonstrar este mecanismo, Blackadar considera a equação do movimento horizontal assumindo gradiente de pressão constante. A solução e a interpretação geométrica é então simplificada pela introdução do número complexo (Equação 2.1)

$$W = (u - u_g) + i(v - v_g) \quad (2.1)$$

Onde  $W$ , plotado no plano complexo, representa os desvios entre o vento e o vento geostrófico. Desta forma, a equação do movimento pode ser escrita na forma da equação 2.2

$$\frac{dW}{dt} = ifW \quad (2.2)$$

Integrando a equação 2.2 resulta em:

$$W = W_o e^{-ift} \quad (2.3)$$

que descreve a hodógrafa da figura 2.1-a. Nesta figura  $W_o$  representa o vento ageostrófico no início da noite e  $W$ , 6 horas depois. A figura 2.1-b representa um conjunto de hodógrafas determinado na vertical, ilustrando como o perfil do vento modifica-se durante a madrugada, se tornando mais intensos no topo da inversão térmica à superfície.

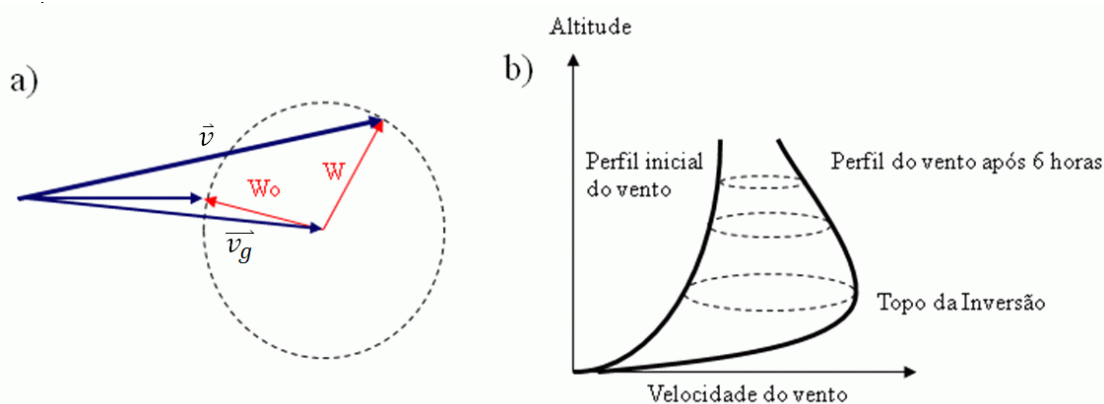


Figura 2.1 – Hodógrafas das variações do vento, em função do tempo durante a oscilação inercial iniciada friccionalmente, com vento geostrófico constante. a) Uma hodógrafa isolada; b) Distribuição vertical das hodógrafas e perfil vertical do vento resultante.

Fonte: Blackadar (1954)

Wexler (1961), atento à localização geográfica do JBN, assumiu que as Montanhas Rochosas agem como uma barreira lateral que bloqueia os ventos alísios, forçando-os a seguir para norte. Neste caso, a explicação para aceleração dos ventos na borda das Montanhas Rochosas é similar ao das



correntes oceânicas, próximas à plataforma continental (Morgan, 1856), onde a aceleração do escoamento ocorre pela lei de conservação da vorticidade absoluta. Para examinar esta teoria, Wexler simulou a conversão dos ventos e encontrou resultados bastante semelhantes com os valores observados.

A Figura 2.2 é um exemplo do resultado de Wexler.

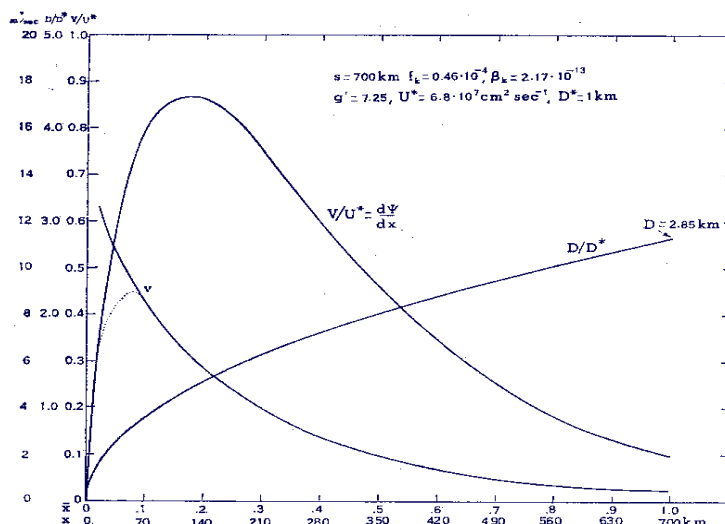


Figura 2.2 – Volume transportado para norte (V) relativo ao transporte dos alísios (U\*), velocidade (v), e razão de profundidade das camada baixa (D) em relação a profundidade inicial (D\*)

Fonte: Wexler (1961)

Para este caso se considerou que, apenas parte dos alísios, correspondente a uma largura  $S = 700 \text{ Km}$ , foi desviada pela barreira. Nesta figura, o eixo  $x$  representa a distância em Km da barreira de montanhas, o eixo  $y$ , representa as variáveis de velocidade  $v$ , a relação entre o volume transportado e o volume dos alísios  $V/U^*$ , e a relação entre profundidade da camada e a profundidade não perturbada do escoamento  $D/D^*$ . Nota-se, nesta figura, que  $V/U^*$  mostra o máximo da conversão dos ventos à 118 Km do sopé das montanhas.

Holton (1967) verificou que nem a teoria de Blackadar (1957) e nem a de Wexler (1961) explicam de forma satisfatória as oscilações diárias observadas nos episódios de JBN, e argumentou que a camada limite térmica e a camada limite de Ekman estariam acopladas. Para demonstrar esta teoria, o autor derivou um conjunto de 3 equações diferenciais de segunda ordem, que governam aproximadamente a dinâmica da camada limite planetária. Uma

solução periódica foi obtida, mostrando que a forçante térmica sobre os terrenos inclinados produz variações na amplitude dos ventos.

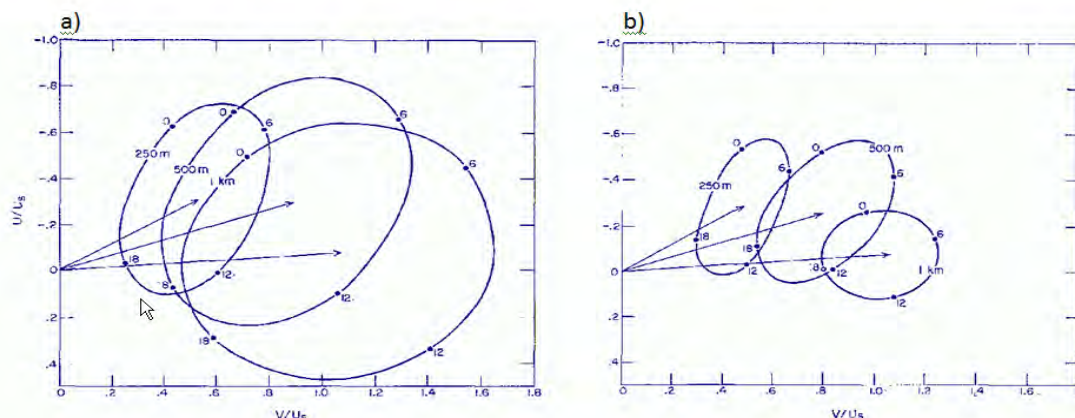


Figura 2.3 – Hodógrafas da oscilação diurna do vento em 250m, 500m e 1Km: a) para o caso da atmosfera neutra; b) para o caso de uma atmosfera isotérmica. As setas indicam a velocidade média do vento em cada nível.  
 Fonte: Holton (1967)

Bonner (1968) realizou uma climatologia para JBN níveis na região dos Estados Unidos, baseados em radiossondagem. Para este estudo classificou as correntes de jato segundo 3 critérios que resumimos na tabela 2.1.

Estes critérios ou adaptações destes critérios vem sendo utilizados em muitos trabalhos como referência para identificação da corrente de jato em baixos níveis

Tabela 2.1 - Critérios de Bonner para identificar jatos em baixos níveis através de perfis verticais de velocidades dos ventos.

Critérios	Velocidades dos ventos:	
	a) No nível do vento máximo	b) Após vento máximo ( 3 km acima ou no nível do vento mínimo)
1	$\geq 12$ m/s	$\leq 6$ m/s
2	$\geq 16$ m/s	$\leq 8$ m/s
3	$\geq 20$ m/s	$\leq 10$ m/s

Bonner e Paegle (1970) utilizaram 11 anos de dados de radiossondagens sobre os Estados Unidos, determinando o vento térmico sobre os terrenos

inclinados. Através deste trabalho, os autores observam que, durante a noite, os terrenos altos resfriam muito mais rapidamente do que a atmosfera a leste no mesmo nível isobárico, criando uma componente de sul do vento térmico. Durante o dia a situação se inverte, isto é, as terras altas aquecem mais rapidamente, invertendo o sentido do vento térmico. Tal mecanismo é ilustrado na figura 2.4

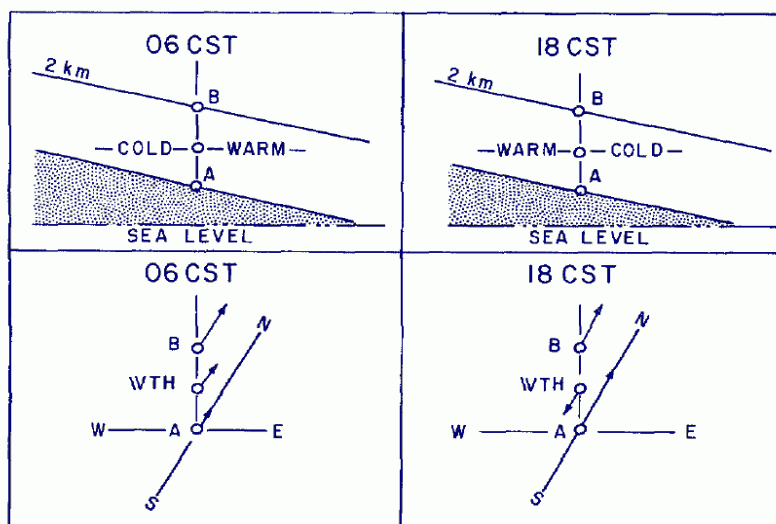


Figura 2.4 – Representação esquemática da oscilação do vento térmico.  
Fonte: Bonner e Peagle (1970)

Uma explicação de larga escala sobre os JBN é dada por Uccellini e Johnson (1979). Os autores utilizam um modelo híbrido sigma-isentropica para realizar estudos de casos, nos quais foram observadas interações entre os jatos em altos níveis com os jatos em baixos níveis através de uma circulação indireta. Tal circulação seria induzida pela componente ageostrófica do jato em altos níveis, que a jusante do jato, transporta massa para o lado direito do fluxo. Isto rebaixa os níveis isentrópicos conforme ilustra a Figura 2.5.

O vento isalentrópico surge em resposta, criando um ramo indireto da circulação em baixos níveis (figura 2.5b), que corresponderia à corrente de jato observada em baixos níveis.

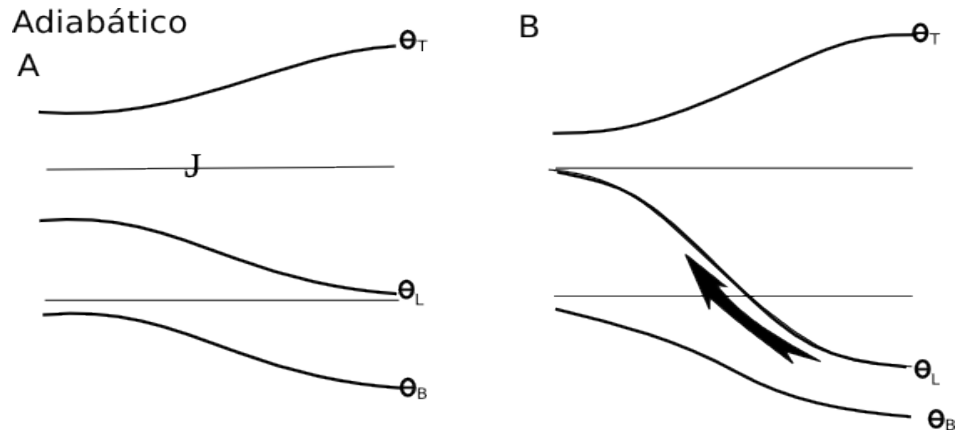


Figura 2.5 – Seção vertical normal ao eixo do jato (J) mostrando transporte de massa adiabático na região de saída e o resultando em vento isalóbar (Seta em negrito em B)

Adaptado de: Uccellini e Johson (1979)

Outra possível explicação é a associação entre corrente de jato em baixos níveis com ondas orográficas produzidas pela circulação em altos níveis. Um exemplo é o trabalho de Scorer (1967). Ele mostrou que, dependendo da intensidade do vento e do perfil da montanha sobre a qual o vento cruza, podem se formar ondas orográficas à sotavento, favorece a intensificação do cavado na mesma região.

Hsu(1987) aborda a questão para grandes montanhas do mundo e acrescenta a conservação de vorticidade em sua formulação. Através desta abordagem estuda a propagação de fase de circulação de baixos níveis devido a conservação de vorticidade. Esta configuração pode criar o gradiente de pressão necessário a formação da corrente de jato.

Outro trabalho importante nesta linha é o de Smith (1884). Ele estuda a formação da ciclogênese à sotavento das montanhas (*lee-ciclogênese*). A formação de JBN podem ter formação similar ou estar relacionado a ciclogênese à sotavento. Resultado semelhante foi obtido por Jusevicius (1999), para a América do Sul, utilizando um modelo numérico regional.

A utilização de modelos numéricos mais elaborados começou a partir da década de 80. Por exemplo, Djurić (1981), utilizando um modelo numérico de

uma dimensão para estudar o JBN sob condições isobáricas, concluiu que o JBN é produzido pela variação da força de fricção, próximo ao solo.

Seguindo a linha de modelagem, Paegle e McLawhorn (1983) e Fast e McCorcle (1990) utilizaram um modelo atmosférico, acoplado a um modelo hidrológico e mostraram que a estrutura do jato é fortemente influenciada, quando o solo inclinado possui variações de umidade.

Por outro lado, Zhong et al. (1996), argumentou que os modelos e as teorias permitiram explicar, de forma qualitativa, os processos relacionados aos JBN. Porém, informações quantitativas, efeitos não lineares e possíveis *feedbacks* são geralmente ignorados. Dados observacionais também dificilmente poderiam explicar o fenômeno, pois estes não apresentam resolução espacial e temporal suficientes. Assim, ele combinou dados observacionais e um modelo regional de alta resolução, para obter informações quantitativas a respeito dos termos da equação do movimento horizontal e interpretou os resultados obtidos em função das teorias existentes. A figura 2.6 ilustra os resultados para uma localidade situada no núcleo do jato. Nesta figura observa-se que o jato é dominado predominantemente pelo gradiente de pressão, força de Coriolis e Fricção durante o dia, e Coriolis e pressão durante a noite. A ausência de variações significativas do gradiente de pressão e forte variação da força de Coriolis estão de acordo com a teoria de Blackadar sobre o desacoplamento friccional. Por outro lado, em uma localidade a oeste do jato (figura 2.7) são evidenciadas fortes variações da força de gradiente de pressão, especialmente na componente u, o que sugere uma forçante de escala sinótica na formação do jato.

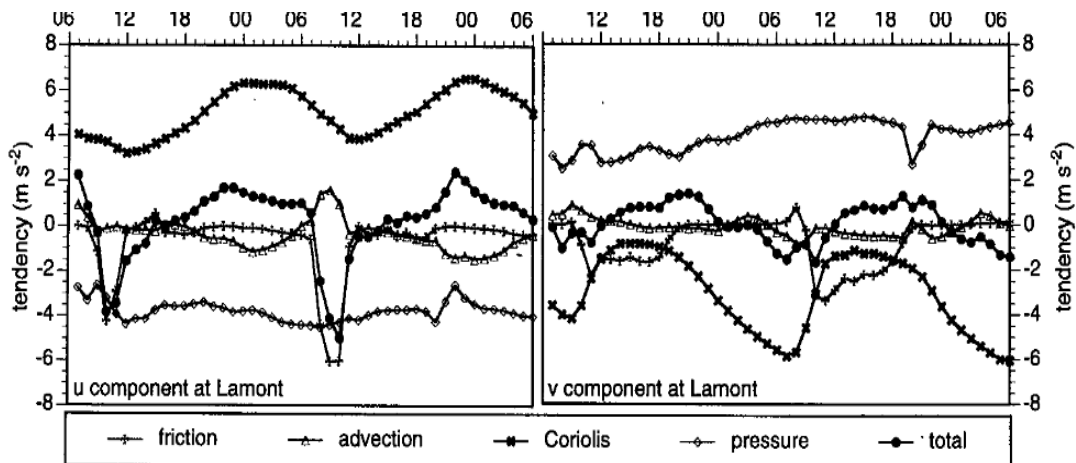


Figura 2.6 – Variação temporal dos termos individuais da equação do movimento horizontal à 867m, para localidade de Lamont, Estados Unidos, no centro do JBN.

Fonte: Zhong et al. (1996)

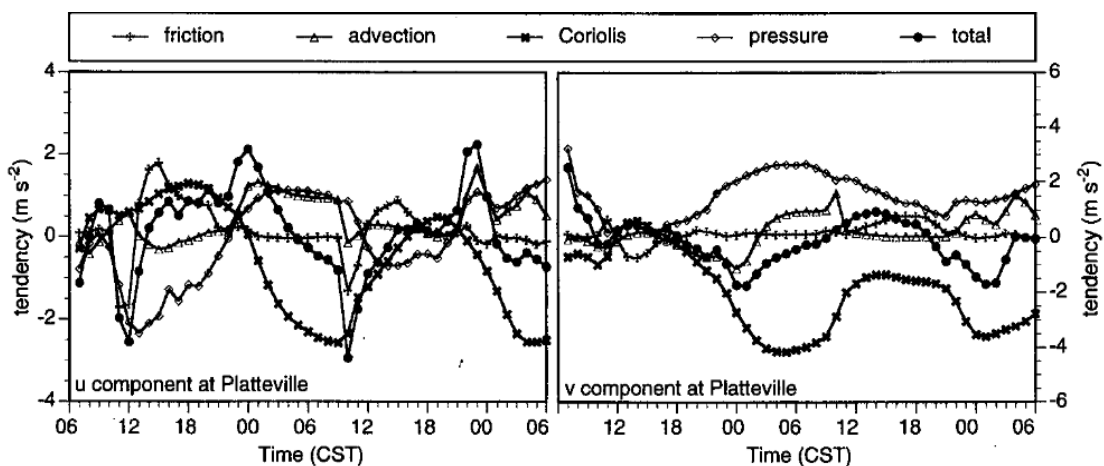


Figura 2.7 – Variação temporal dos termos individuais da equação do momentum a 867m para localidade de Platteville, Estados Unidos, à oeste de um núcleo de JBN.

Fonte: Zhong et al.(1996)

Outros trabalhos baseados na utilização de modelos numéricos e na análise dos termos da equação do movimento horizontal foram realizados desde então, apresentados resultados bastante significativos quando ao conhecimento dos mecanismos de formação do jato e dos fluxos em baixos níveis.

Um exemplo é o trabalho de Anderson et al. (2001), que utilizou um modelo numérico para investigar as forçantes diurnas dos JBN na região do Golfo da Califórnia, no sopé da Serra Madre Ocidental. Utilizando os termos da equação

do momento horizontal, concluiu que os campos de ventos simulados durante o período diurno é uma consequência de uma circulação termicamente induzida, enquanto no período noturno o JBN segue aproximadamente a teoria de Holton.

Outro exemplo é o trabalho Jiang et al. (2007). Eles construíram um modelo simples para permitir o entendimento do papel relativo dos mecanismos propostos por Holton (1967) e Blackadar (1957). Este modelo simples é forçado pelas variações do gradiente de pressão e coeficiente difusão vertical provenientes de um modelo de circulação geral, que reproduz razoavelmente o JBN em comparação com dados observados. Contudo, os resultados mostraram que as teorias de Blackadar e Holton sozinhas não caracterizam completamente o JBN, levando a geração JBN com fase meridional deslocada e com amplitude mais fraca do que o simulado pelo modelo de circulação geral.

## 2.2 JBN na América do Sul

Virji (1981) foi provavelmente o primeiro a indicar a existência de JBN na América do sul através de dados observacionais de vento estimado por satélites. A figura 2.8 corresponde ao resultado de Virji, onde observa-se próximo à Cordilheira dos Andes, uma circulação de ventos mais intensa, que eventualmente pode se caracterizar por uma corrente de jato em baixos níveis.

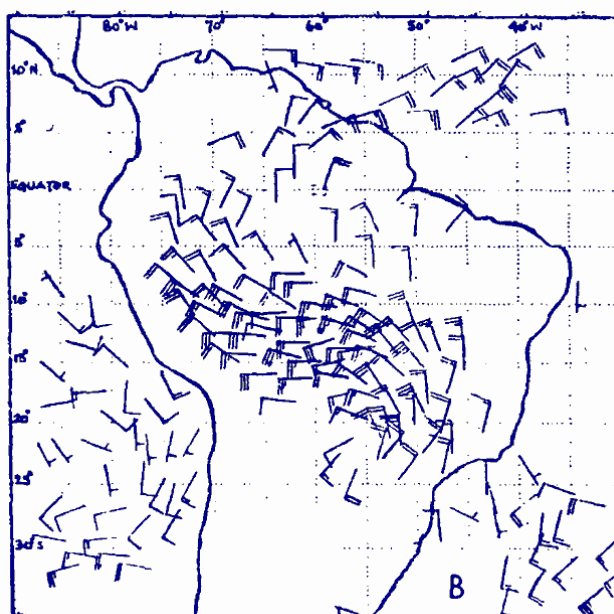


Figura 2.8 – Ventos observados por satélites em 850 hPa.

Fonte: Virji 1981

Baseado nos resultados de Virji (1981), Kleeman (1989) realizou um dos primeiros trabalhos de modelagem numérica que investiga a circulação dos ventos, levando em consideração a interação entre as forçantes diabáticas da bacia amazônica com a Cordilheira dos Andes. Ele utilizou um modelo linear de 2 camadas para simular a circulação dos ventos com e sem a barreira de montanhas e conclui que a circulação em altos níveis se mostra qualitativamente similar em ambos os casos. Em baixos níveis, no entanto, observou a formação da corrente de Jato a leste dos Andes (figura 2.9), similar ao JBN que ocorre na Somália, e também com os resultados de Virji (figura 2.9).



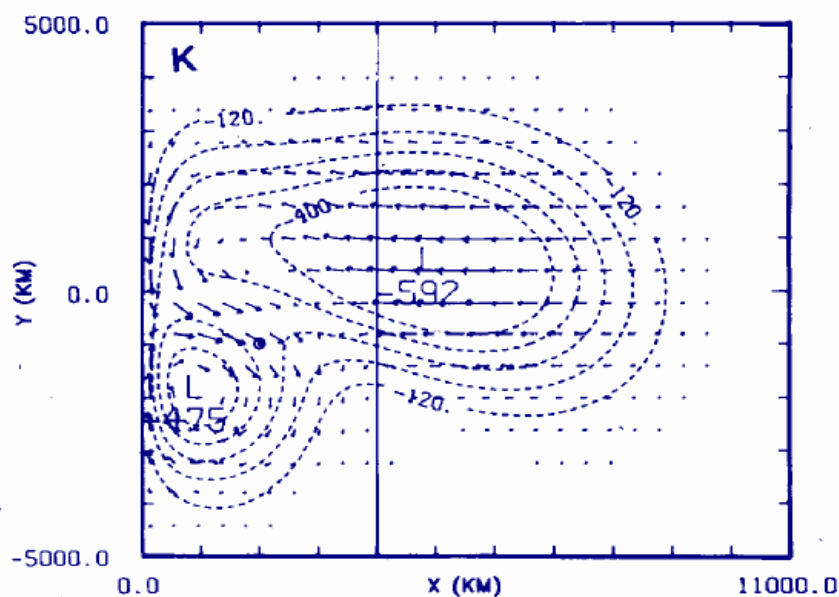


Figura 2.9 – Resultado do modelo de 2 camadas para 1,5 dias de integração, obtidos por Kleman (1989). O eixo X representa a distância em Km da Cordilheira dos Andes. Os vetores, a direção e velocidade dos ventos. Fonte Kleman (1989)

Gandu e Geisler (1991), em um trabalho similar ao de Kleeman (1989), utilizam um modelo não linear de 5 níveis em coordenadas sigma, para simular a interação entre as forçantes diabáticas na Amazônia e os Andes. Os resultados são bastante consistentes com o trabalho anterior de Kleeman. Acrescentam, contudo, maiores detalhes da circulação evidenciando inclusive o fluxo de ar descendente, proveniente da alta atmosfera, que se integra ao fluxo do JBN.

Figuerola et al. (1995) utilizaram um modelo de equações primitivas em coordenadas ETA para estudar a influência da atividade convectiva diurna da Amazônia na circulação de verão. Simulações com e sem a barreira de montanhas, e com e sem a presença do fluxo médio básico, apresentam substanciais diferenças na caracterização da circulação, especialmente na baixa troposfera revelando a importância dos Andes na circulação, e na manutenção do escoamento de noroeste que muitas vezes pode formar o JBN.

Trabalhos baseados em observações diretas dos JBN são raros, pois a região é desprovida de uma rede de estações de altitude adequadas. Contudo existem alguns trabalhos que se desenvolveram nesta linha, tais como por exemplo o realizado por Berri e Inzunza (1993), que utilizaram dados de

radiossondagens e de balões piloto, disponíveis para o período de 1973-1974 nas estações de Salta e de Resistência no Norte da Argentina. Os autores também utilizaram um modelo de mesoescala, para simular os ventos e evidenciar a importância do JBN, como um mecanismo de transporte de vapor da região tropical para o sul da América do Sul. Os resultados apresentados pelos autores mostram discrepâncias entre os resultados do modelo e dados observados, o que demonstra a necessidade de aperfeiçoamento do modelo. Por outro lado, apresentam resultados médios do fluxo de vapor durante o ano, obtidos por dados de radiossondagem de Salta, conforme mostrado na figura 2.10. Está é uma primeira evidência de que os JBN contribuem para o fluxo de umidade para sul durante o ano inteiro, e não apenas no verão como suposto por vários autores. Por exemplo, na figura 2.10 mostra um núcleo de 35 g.s.m<sup>-2</sup> em julho, o que é comparável com o período de verão.

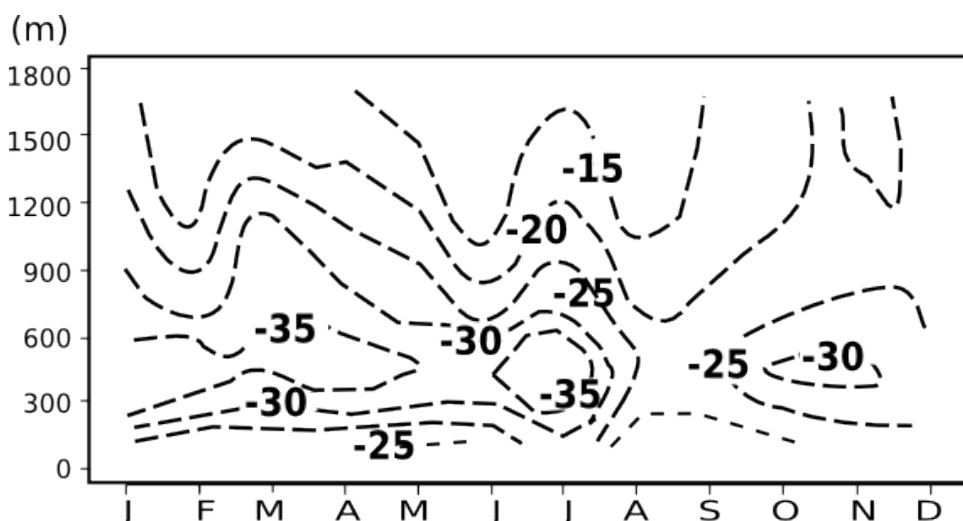


Figura 2.10- Seção Vertical tempo - altura para transporte meridional de vapor d'agua em g sm<sup>-2</sup>. Valores negativos correspondem ao transporte de vapor de norte.

Adaptado: Berri e Inzunza (1993)

A repetição deste tipo de análise para outros anos é relativamente difícil, pois dados de radiossondagem operacional na região são raros. Ao mesmo tempo, os experimentos de coleta de dados são geralmente centrados no período de verão, não permitindo assim um estudo anual e interanual do JBN a partir de dados observados.

Pode-se suprir em parte a falta de dados observados e obter vários resultados, utilizando-se modelos numéricos regionais e globais. Assim muitos trabalhos

vem tendo êxito com o uso destes modelos numéricos, principalmente os que tem como objetivo estudar do JBN e sua relação com o transporte de calor e umidade, assim como sua relação com as flutuações climática e determinados padrões sinóticos que estão associados ao JBN.

Um exemplo é o Nicolini et al. (2002), que apresentam um resumo dos estudos relacionados ao JBN com extensão meridional mais alongados, para região do Chaco, utilizando o modelo ETA/CPTEC. Os autores classificam os episódios de JBN em Episódios de Jato na região do Chaco (EJC) e episódios de jato em outras regiões, e obtém resultados médios para o período de verão para os dois casos. Constatam que os EJC representam 17% do total de episódios, porém estão associados à grandes quantidades de precipitação na região sudeste da América do Sul. Observam também que os EJC estão associados às perturbações baroclínicas de latitudes médias, assim como associação da baixa térmica do norte da Argentina (BNA). Também estimam o fluxo de umidade através do modelo, e mostram que o maior fluxo de umidade se dá em torno de 0000UTC (21h00)

Byerle e Peagle (2002) estudam o ciclo sazonal do JBN e sua variabilidade interanual, para verificar conexões com influências remotas, tal como, a Oscilação Sul do El Niño. Utiliza o modelo global de Utah e compara os resultados com os obtidos em outras regiões montanhosas do mundo, tais como as da América do Norte e Plateau Tibetano.

Uma climatologia dos JBN na América do Sul é apresentada por Marengo et al. (2004). Os autores aplicam o critério 1 de Bonner (1968) aos campos de reanálise do NCEP-NCAR para o período de 1950-2000 e concluem que os JBN ocorrem durante o ano inteiro e com maior frequência no verão do que no inverno, o que está de acordo com os trabalhos iniciais de Berri e Inzunza (1993). Também observaram relações com trem de ondas em altos níveis e que o escoamento é mais úmido no verão, quando traz umidade da Amazônia, do que no inverno, quando traz umidade das regiões do Atlântico tropical.

Os principais estudos que incluem dados observacionais vieram após o experimento de 2003 do *South American Low-Level Jet Experiment* (SALLJEX, Vera et al. 2006). Este foi o experimento de coleta de dados mais relevante já feito na região até o momento, compreendendo dados de Radiossondagens, balão piloto e dados coletados pelo Avião NOAA-P3, além dos dados de superfície.

Uma análise inicial, utilizando estes dados, foi feita por Merija (2004). Em seus resultados, Merija evidenciou algumas características importantes que não podem ser explicadas apenas pela teorias clássica da Blackadar. Por exemplo, a evidência da influência do aquecimento da superfície inclinada dos Andes favorecendo o vento térmico. Outra característica verificada é a aceleração dos ventos quando os mesmos passam sobre a topografia baixa da região central da Bolívia.

Santos (2007) utilizando parte dos dados de SALJEX e dados de reanálises do NCEP para o período de 1979-2005, estudou os padrões sinóticos associados à formação, manutenção e dissipação dos JBN. Utilizando Funções Ortogonais Empíricas (FOE) demonstrou que o JBN está associado à vários padrões sinóticos, dentre estes a amplificação meridional do trem de ondas de leste, após passagem sobre os Andes, favorecendo a intensificação dos ventos à sotavento. Também, verificou a relação com a aproximação de frentes e posição da alta do Atlântico, estando de acordo como trabalhos anteriores.

Assim, a maior parte dos trabalhos sobre o JBN na América do Sul, abordam os efeitos sinóticos e os impactos climatológicos. Os efeitos locais, os não lineares e os possíveis *feedbacks* são ainda pouco conhecidos, pois requerem estudos mais detalhados, para os quais são necessários modelos com maior resolução espacial e temporal, assim como uma melhor cobertura de dados observacionais, tal como, salienta Zhong et. Al (1996).

Dentro deste contexto, Saulo et al. (2007) utilizam um modelo de alta resolução para estudar com maior detalhe um EJC ocorrido entre 18 e 19 de dezembro de 2002 (Início do SALLJEX). Os autores observam um alongamento do JBN sobre a região do Chaco, que é consequência de um *feedback* positivo entre o vento de baixo nível e um SCM. Para explicar este mecanismo os autores apresentam um modelo conceitual, que é ilustrado na Figura 2.11.

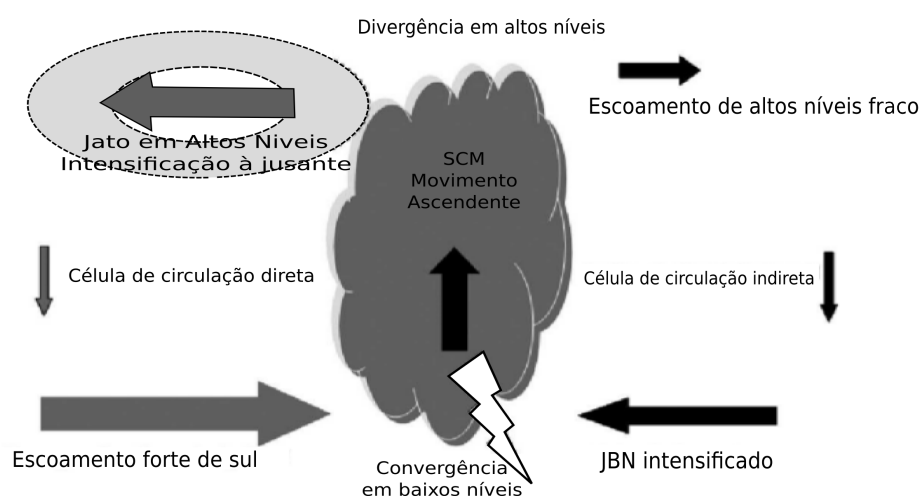


Figura 2.11- Modelo conceitual descrevendo o SCM e as circulações induzidas na região de entrada dos JAN.  
Adaptado de: Saulo et. al. (2007)

De acordo com os autores, é necessário que o JBN já esteja formando, favorecendo a convergência em baixos níveis na região de saída do JBN. Devido a convergência forma-se SCM, cujos movimentos ascendentes atingem os altos níveis. O JAN sobre o SCM passa a assumir um padrão divergente, formando duas células de circulação: Uma célula de circulação direta para norte (mais forte) e uma célula de circulação indireta para sul (mais fraca). O movimento descende da circulação direta, passa atuar sobre o JBN realimentando a circulação. Este processo é similar ao processo de acoplamento entre JBN e JAN proposto por Ucceline e Johnson (1979). Contudo, nota-se que, no caso do JBN na América do Sul, o acoplamento se dá no ramo da circulação direta ao invés da indireta.

Herdies et al. (2007) se preocuparam com a questão de representatividade dos JBN através de modelo. Apresentam um estudo de impacto da utilização da assimilação de dados do SALLJEX em uma reanálise do NCEP. Os resultados mostram que os campos do modelo apresentaram melhorias significativas na representação dos JBN com a inserção de dados de radiossondagens em alta resolução.

Rozante (2008), também atento a questão de representatividade dos modelos e sua importância para estudos mais detalhados sobre efeitos locais, utilizou o modelo ETA, para simular os SCM durante o SALLJEX. O autor focou na questão de parametrizações do modelo, afim de verificar qual das configurações apresentam os melhores resultados. Utilizando resolução de 10km e 38 níveis, testou as aproximações hidrostáticas e não hidrostáticas, esquemas de convecção distintos e a umidade do solo. Os melhores resultados foram alcançados com aproximação não hidrostática e convecção de Kain-Fritsch (KF).

Sakamoto (2009) realizou um estudo detalhado da formação dos SCM na região e períodos do SALLJEX, incluindo vários fatores físicos dinâmicos relacionando-os à posição de origem dos eventos de SCM. Em seu estudo identifica que as principais causas do SCM continentais está associada aos JBN. Identifica também as fontes de umidade que alimentam os SCM, sendo que os SCM que ocorrem ao norte de 20°S, em geral, tem como fonte de umidade as regiões Amazônica e Oceano Atlântico tropical, enquanto os formados abaixo de 20°S, tem como fonte o Oceano Pacífico.

### 3 ANÁLISE DOS DADOS OBSERVADOS

A área de estudo possui características geográficas bastante diversas. O principal relevo é sem dúvida a Cordilheira dos Andes, que deflete os ventos alísios para sul e é formada pelas Cordilheiras Ocidental, Cordilheira Oriental e Altiplano Boliviano. Em muitos pontos apresenta altitudes que ultrapassam 6000 metros, sendo portanto um obstáculo à circulação, tanto na baixa, quanto na média troposfera. O Planalto Central Brasileiro também faz parte da região de estudo e apresenta elevações bem mais modestas, em torno de 800 m. Embora menos elevadas, estas altitudes são suficientes para interferir no escoamento na baixa troposfera. Entre estas duas regiões elevadas encontra-se a região do Grande Chaco da América do Sul, do qual fazem parte o Pantanal do Mato Grosso no Brasil, cujas águas correm para sul, rumo à Bacia do Prata, e os Bañados de Izozog na Bolívia, que recebe as águas dos Andes pelo rio Parapeti, para por fim desaguar na bacia do Amazonas. Outros relevos menores ocorrem na região, tais como, a Sierra de Santiago e Hunchaca. A Figura 3.1 apresenta de forma esquemática os relevos da região, e as posições das principais estações meteorológicas utilizadas neste estudo. A tabela 3.1, relaciona as estações meteorológicas presentes na Figura 3.1.

Tabela 3.1 - Relação da principais estações meteorológicas consideradas no estudo

Identificação WMO	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Nome da Localidade
82915	-9,97	-67,8	160	Rio Branco
83659	-22,23	-54,82	452	Dourados
85245	-17,8	-63,17	414	Santa Cruz
86068	-22,02	-60,6	182	Mariscal Estigaribia
87022	-22,65	-63,82	450	Tartagal
87129	-27,77	-64,3	199	Santiago
87155	-27,45	-59,05	52	Resistência
87344	-31,32	-64,22	474	Córdoba

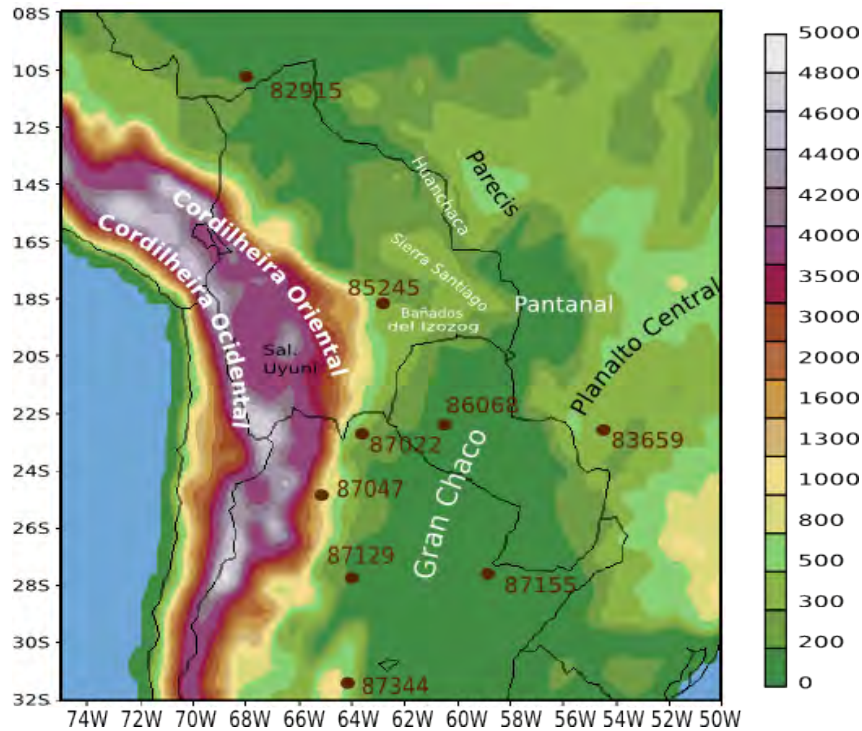


Figura 3.1 – Mapa simplificado do relevo (em metros) e identificação WMO das estações de radiossondagens na região da Bolívia, Paraguai, Norte da Argentina e Sul e Centro do Brasil.

Neste capítulo são examinados os dados coletados na região de estudo durante a Campanha SALJEX 2003, ocorrida durante o período de 15 de dezembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003, com destaque para os dados coletado pela aeronave NOAA (NOAA P-3) <[http://www.aoc.noaa.gov/aircraft\\_lockheed.htm](http://www.aoc.noaa.gov/aircraft_lockheed.htm)>, disponíveis na página do SALLJEX <<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex>> entre janeiro e fevereiro de 2003. Também são examinados dados de radiossondagens em alta resolução e dados convencionais da rede de estações de superfície.

### 3.1 Interpolação e análise dos dados de avião da NOAA P-3

Foram realizados um total de 13 voos descrevendo trajetórias, que hora são paralelas ao escoamento, hora são perpendiculares ao escoamento. A medida que a aeronave avança, realiza movimentos ascendentes e descendentes com velocidade ascensional entre 6m/s e 8m/s, ou seja, um pouco mais rápido do que a ascensão de uma radiossondagem convencional. O deslocamento horizontal a cada subida e descida é de aproximadamente 100 km. Isto



permite realizar interpolações dos dados, que estão em pontos geográficos irregulares, para planos de cortes verticais com grade regular. Os planos de corte foram separados, conforme o rumo da aeronave. A interpolação, dentro de cada plano, é feita para cada variável de forma independente, com resolução horizontal de 5 km e vertical de 2 hPa. A técnica de interpolação utiliza a média ponderada dos valores em função da distância do pontos de observação ao respectivo ponto de grade, conforme equação 3.1

$$G_{(i,k)} = \frac{\sum O_n H_n}{\sum H_n} \quad (3.1)$$

Onde  $G_{(i,k)}$  representa o valor interpolado em cada um dos pontos da grade (i,k) do corte vertical, e  $O_n$  cada uma das variáveis e seus respectivos n valores observados;  $H_n$  é o peso dado a cada observação expresso por:

$$H_n = \frac{(L - D_n)^2}{L^2}, \text{ se } D_n < L \quad \text{ou}$$

$$H_n = 0 \text{ se } D_n \geq L \quad (3.2)$$

onde  $D_n$  é a distância entre o ponto de grade  $G(i,k)$  e o ponto de observação n e  $L$  é a distância limite, acima da qual os pontos de observação não são mais considerados para o cálculo no ponto de grade. Em outras palavras, a equação 3.2 dá peso máximo ( $H_n=1$ ) às observações, quando estas estiverem sobre o ponto de grade ( $D_n=0$ ), pesos menores, para as observações afastadas, decaindo parabolicamente com a distância até a distância limite L, acima da qual todas as observações são desconsideradas.

O valor adotado para a distancia limite L correspondeu a 100 km na horizontal e 5 hPa na vertical, o que é suficientemente grande para interpolar os valores obtidos entre descidas e subidas consecutivas e, ao mesmo tempo, excluir todos os demais valores distantes do ponto.

A representatividade dos campos gerados com esta interpolação depende fortemente do número de perfis verticais, isto é, do número de subidas e

descida realizada pela aeronave, mantendo o mesmo rumo. Assim, selecionamos um conjunto ideal de planos interpolados para estudo, removendo aqueles com número de perfis verticais insuficientes para uma boa interpolação.

As variáveis  $O_n$  utilizadas foram: componentes horizontal e vertical do vento, temperatura do ar, umidade específica e as componentes normal e paralela ao vento em relação ao plano de corte. Estas últimas foram recalculadas a partir dos dados de vento, antes da interpolação conforme a transformação linear dada por:

$$\begin{bmatrix} V_{\hat{n}} \\ V_{\hat{p}} \\ V_{\hat{k}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(R) & -\sin(R) & 0 \\ \sin(R) & \cos(R) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix}, \quad (3.2)$$

onde  $u$ ,  $v$  e  $w$  são, respectivamente, as componentes zonal, meridional e vertical do vento segundo convenção meteorológica;  $R$  o rumo da aeronave ou inclinação do plano de corte em relação ao norte.  $V_{\hat{n}}$ ,  $V_{\hat{p}}$  e  $V_{\hat{k}}$  são as componentes normal, paralela e vertical do vento em relação ao plano de corte. A Temperatura potencial ( $\theta$ ), em cada nível de pressão ( $P$ ) foi obtida a partir da temperatura do ar interpolada ( $T$ ) conforme Equação 3.3

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{0.286}, \quad (3.3)$$

onde  $(P_0) = 1000 \text{ hPa}$ .

Os campos do vento normal e paralelo, em conjunto com temperatura e umidade, permitiam analisar o escoamento em termos de confluência, difluência vertical, assim como o transporte e as distribuições de temperatura e umidade, evidenciando várias características comuns associadas ao jato.

### 3.2 Aspectos básicos da corrente de jato e nebulosidade associada

A análise dos dados interpolados mostra que na maioria dos voos, sobre o Departamento de Santa Cruz de La Sierra, havia um JBN, associado a uma

camada termicamente mais estável, onde ocorre uma inversão térmica em torno de 850 hPa.

Para examinar estas características, elaborou-se por exemplo, dois cortes verticais do voo 2, realizado no dia 15-01-2003. Um dos cortes, (Figuras 3.2-a e 3.2-b) refere-se aos horários das 1900UTC (15h00), quando a aeronave seguia de Santa Cruz rumo ao Chaco Paraguai, de oés-noroeste (ONO) para lés-sudoeste (ESE), sobre os Bañados de Izozog. O segundo corte, às 2000UTC, corresponde ao retorno da aeronave para Santa Cruz, aproximadamente sobre a mesma região (Figuras 3.2 -c e 3.2-d).

Nestas figuras, as partes escuras inferior representam a silhueta do terreno, obtida com base na distância da aeronave ao solo, medida pelo radar de bordo da aeronave. Os vetores são o vento tangencial, representado pelas componentes paralela e vertical ( $V\hat{p} + V\hat{k}$ ), obtidas conforme Equação 3.2. Em cores são apresentados as magnitudes do vento acima de 12 m/s, o que destaca a região de JBN. A componente normal do vento  $V\hat{n}$  não é apresentada, pois seus valores, neste caso, são muito pequenos, indicando que a aeronave seguia rumo razoavelmente próximo a direção da corrente de jato.

Na coluna da esquerda observa-se que a corrente de jato atinge velocidades de até 14 m/s. Na mesma posição, o gradiente vertical de linhas isentrópicas é bastante acentuado (Figuras 3.2-a e 3.2-c) o que, em termos de perfil vertical de temperatura do ar, equivale a uma região de maior estabilidade estática, geralmente suficientemente estável para formar uma inversão térmica.

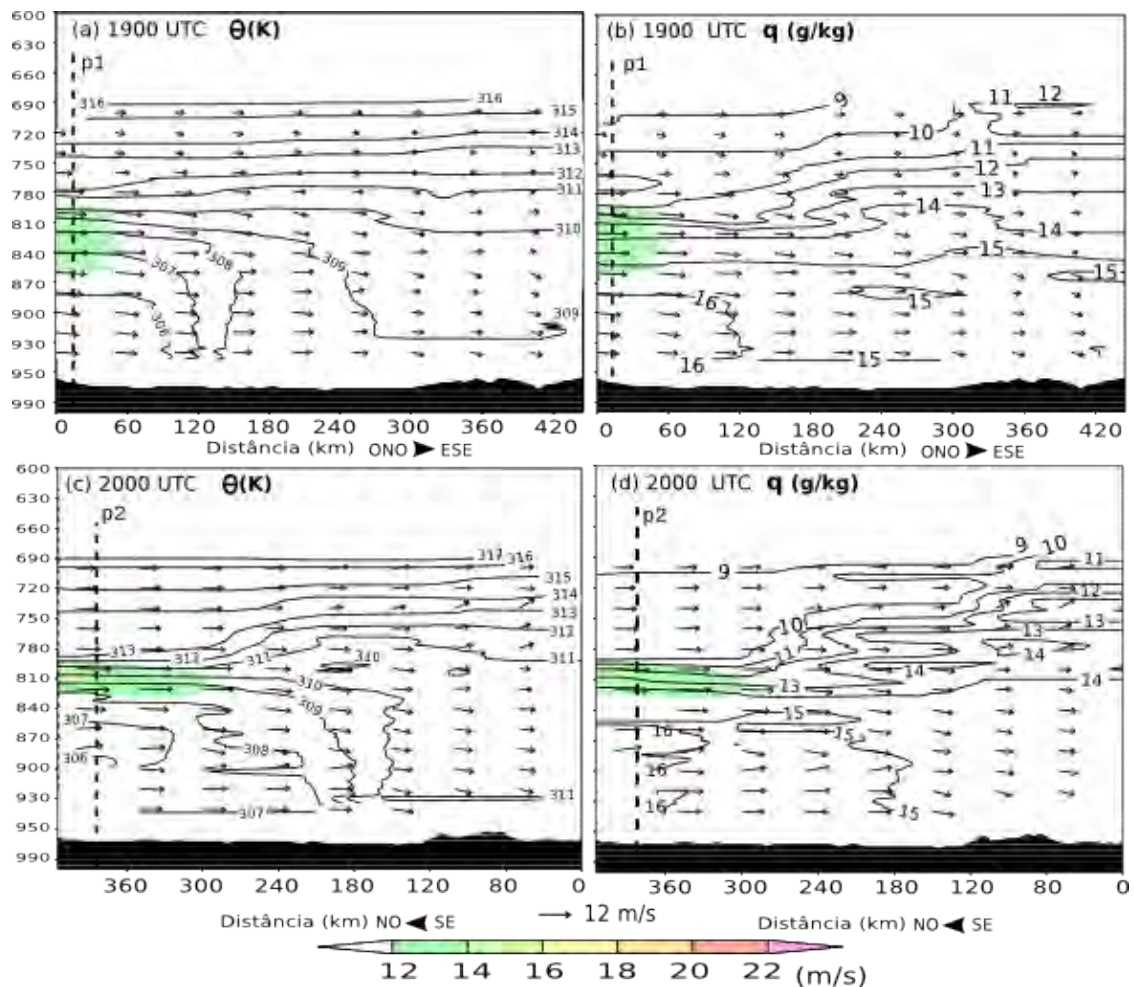


Figura 3.2 – Plano vertical interpolado a partir de dados da aeronave P3 da NOAA em 15-01-2003 entre a cidade de Santa Cruz da La Sierra e o Chaco Paraguai: Distancias horizontal em Km; vertical em hPa; velocidade tangencial do vento em vetores (m/s); magnitude do vento em cores (m/s). Figuras (a) e (b) correspondem a 1900 UTC. Figuras (c) e (d), horários das 2000 UTC. As isolinas das figuras da esquerda representam temperatura potencial (K); da esquerda, umidade específica (g/kg); linhas pontilhadas p1 e p2 correspondem a pontos convertidos nas sondagens verticais da figura 3.3

Para demonstrar a estabilidade e inversão térmica associada a este gradiente vertical de temperatura potencial, selecionamos dois pontos ( p1 e p2 ) onde, na Figura 3.2 observa-se maior gradiente de temperatura potencial. Os perfis sob estes pontos foram convertidos em sondagem atmosférica de temperatura do ar (T), temperatura do ponto de orvalho (Td), direção e velocidade do vento.

Os resultados são plotados em diagrama “Skew T. Log P.” e apresentados na Figura 3.3. Pode-se visualizar regiões de maior estabilidade estática nesta figuras entre os níveis 2 e 3, onde a curva T inclina-se mais acentuadamente para direita em relação à curva de razão adiabática seca. No caso da Figura

3.3-p2 a curva T da sondagem inclina-se mais do que as isothermas do diagrama, indicando inversão térmica. Estas camadas correspondem às regiões onde, na figura 3.2, verificam-se os maiores gradientes de temperatura potencial. Assim podem-se visualizar estes gradientes como camadas termodinamicamente estáveis.

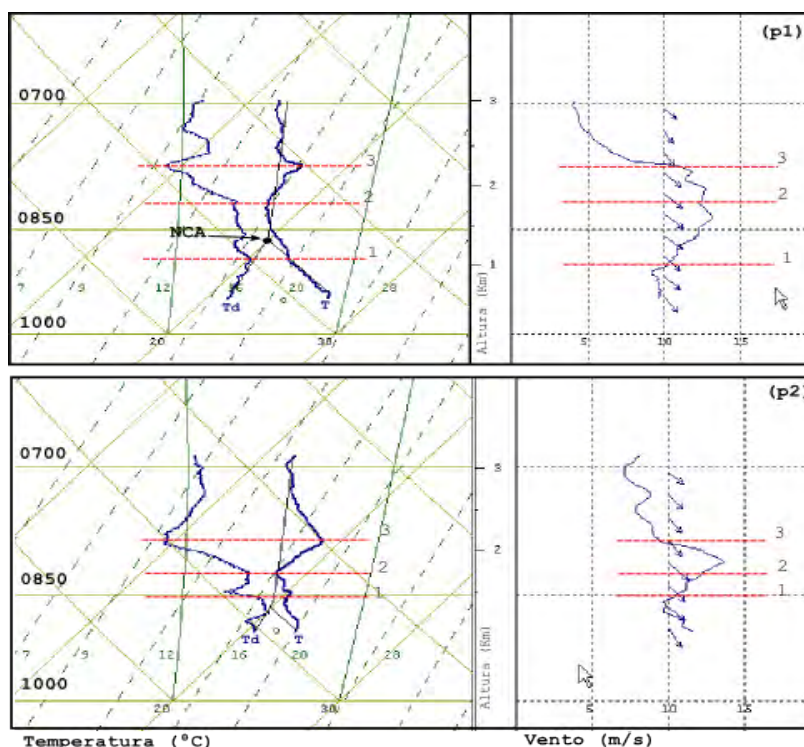


Figura 3.3 – Perfis verticais processados a partir de dados interpolados de Aeronave NOAA-P3, sobre Departamento de Santa Cruz em 15-01-2003 e nos pontos p1 (1900 UTC) e p2 (2000 UTC), para as variáveis de T e Td (Skew T. Log P. à esquerda), direção e velocidade dos ventos (linhas e vetores à direita). Linhas vermelhas tracejadas destacam limites de 3 camadas térmicas distintas.

O processo de formação destas inversões térmicas pode estar associado ao forte cisalhamento vertical, que favorece a mistura turbulenta acima e abaixo do nível do JBN. Com isto, o ar dos médios níveis desce, por mistura turbulenta, e aquece adiabaticamente a camada acima do jato, enquanto o ar da superfície sobe e esfria adiabaticamente a base da camada do jato. Na interface, entre estas duas camadas, superior e inferior ao nível do JBN surge a inversão térmica por mescla turbulenta, que é observados na maioria dos dados de altitude da região. Na camada entre as linhas 1 e 2, em torno do Nível de Condensação por Levantamento (NCL), surge nebulosidade baixa,

geralmente Stratocumulus e Cumulus fractus, regularmente espaçados, que aparecem nas imagens de satélite como pequenos seixos alongadas na direção do fluxo.

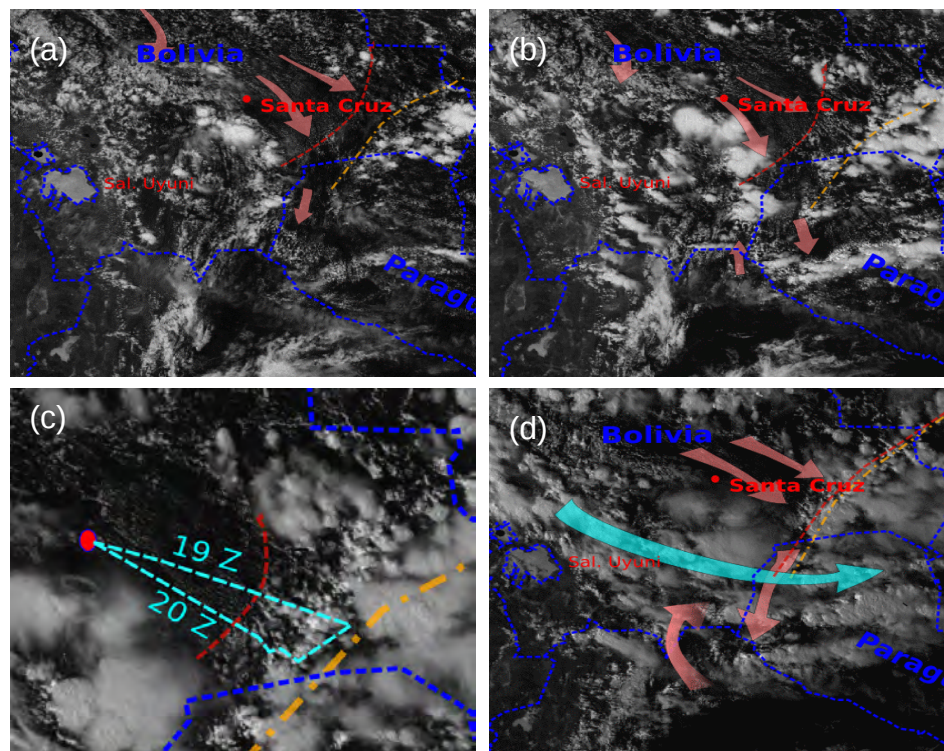


Figura 3.4 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina para 15/01/2003 nos horários: a) 1615Z; b) 1745Z; c) 1915Z (ampliada); (d)2015Z. Linhas tracejadas vermelhas representam inicio da região de subsidência; as Linas traço-ponto em amarelo a linha de grades cúmulos As setas vermelhas a direção do fluxo em baixos níveis; as seta azul a direção em médios níveis. As linhas tracejadas azuis representa o trajeto da aeronave P3 da NOAA as 1900 UTC e 2000UTC.

Esta característica pode ser observada nas imagens de satélite da Figura 3.4. Nesta figura estão quatro imagens no canal visível para os horários das 1615 UTC, 1745 UTC, 1915 UTC, 2015 UTC, sendo que a imagem das 1915Z foi ampliada e nesta foi superposta a posição dos planos verticais das 1900 UTC e 2000 UTC apresentados na Figura 3.2. As setas vermelhas representam esquematicamente o JBN, onde também observa-se nebulosidade baixa, na forma de seixos associadas à camada baixa de mistura, descrita anteriormente. Acima do JBN geralmente não há nebulosidade, o que facilita observar a nebulosidade rasa próxima à superfície.

No lado direito da Figura 3.2 a velocidade do JBN reduz drasticamente. Pelo princípio de continuidade de massa, esta redução deve equivaler a convergência de massa, mudança de direção dos ventos para fora do plano ou ainda difluência do escoamento. No caso de convergência, as isentrópicas devem se elevar devido ao movimento ascendente, tal como é observado acima do JBN na figura 3.2-c. Contudo, na mesma figura, observa-se que as linhas isentrópicas abaixo do JBN descem, sem indicação de aumento significativo da componente normal do vento, o que descarta mudança de direção do escoamento. A única possibilidade neste caso é a difluência em baixos níveis, o que é confirmado pela nebulosidade nas imagens de satélite. Na Figura 3.4-b, a linha tracejada vermelha demarca a região onde a nebulosidade começa a se espalhar na forma de “leque”, indicando escoamento difluente, ao mesmo tempo que ganham maior dimensão vertical devido a dissipação da inversão térmica e ascensão do escoamento acima do JBN neste região.

Ao fazer uma animação das imagens de satélite, observa-se escoamento de oeste em médios e altos níveis, como assinalado com seta azul na figura 3.4-d. Enquanto isto, o escoamento próximo à superfície tende a cruzar por baixo, encontrando escoamento que vem de sul para formar pequeno vórtice ciclônico junto aos Andes. O vento de sul da circulação ciclônica é confirmado pelas observações de superfície da estação de Tartagal, no norte da Argentina.

Os principais pontos destacados aqui são a nebulosidade associada à dois setores distintos das correntes de jato: o setor central do jato, onde observa-se as máximas velocidades e o setor de enfraquecimento e de saída do jato. No setor central, que pode ser observado na figura 3.4-c, passando sobre Santa Cruz até a linha vermelha, predominantemente nuvens baixas, alongadas na direção do vento. Raras são as nuvens que conseguem elevar-se acima da camada de inversão térmica na base do jato neste setor. No setor de saída do jato, (após a linha tracejada vermelha) onde os ventos diminuem, o gradiente vertical das linhas isentrópicas reduz (Figuras 3.2-a e 3.2-c), aquecendo a superfície e esfriando as camadas acima do jato, fazendo com que a inversão térmica desapareça e favorecendo a convecção profunda. O ar, em um

primeiro momento, desce, onde eventualmente se observa uma redução de nebulosidade, tal como, assinalado na Figura 3.4-a entre as linhas pontilhadas vermelha e laranja. Em seguida o ar eleva-se, de forma similar ao que ocorre na rampa de sistema frontal clássico, o qual geralmente está associado ao processo de formação do Sistema Convectivo de Mesos Escala (SCM). Uma informação que acrescenta mais detalhes a esta característica e o fato da base da nebulosidade convectiva estar bastante alta neste episódio.

A indicação da altura da base das nuvens foi obtida através da radiossondagem de Mariscal às 1800 UTC, plotada em diagrama Skew T. Log P. (Figura 3.5).

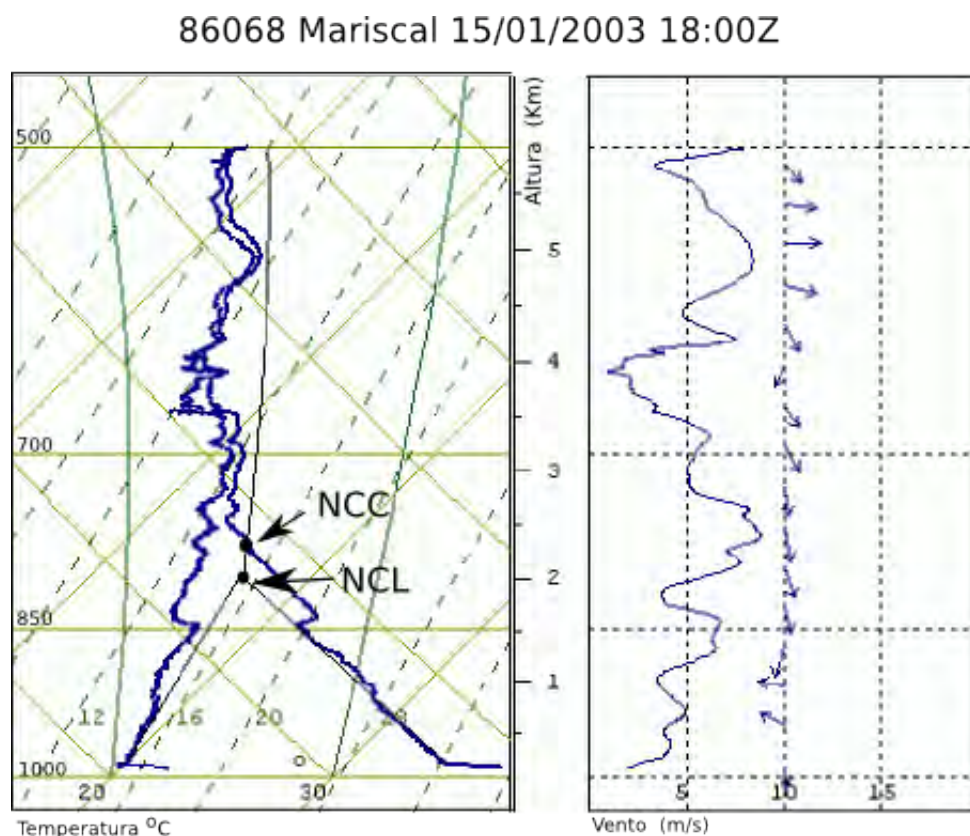


Figura 3.5 – Diagrama SKEW T. LOG P e perfil vertical do vento para sondagem de Mariscal do dia 15-01-2003 às 1800 UTC. Na direita, os vetores representam a direção horizontal dos ventos e a linha contínua, a intensidade em m/s.

De acordo com esta sondagem, o NCL encontrava-se em 799 hPa e o Nível de Condensação Convectivo (NCC) em 789 hPa, ou seja, a cerca de 2000 metros acima da superfície. Além dos níveis NCL e NCC, pode ser observado na figura



3.5 uma região predominantemente isentrópica (temperatura decaindo segundo a razão adiabática seca) com umidade específica aproximadamente constante (ponto de orvalho decaindo conforme razão de mistura) da superfície até próximo aos níveis de NCL e NCC. A única exceção é uma pequena inversão térmica de subsidência que aparece abaixo do NCL, aparentemente associada à formação de uma camada de entranhamento vertical e a mudança de direção dos ventos.

Assim, devido a forte mistura turbulenta, a temperatura do ar à superfície aumenta, superando neste caso os 35°C, enquanto a temperatura do ponto de orvalho decai até os 20°C, resultando em valores de umidade relativa na faixa dos 41%. No entanto, no ponto de NCC, as curvas de temperatura do ar e do ponto de orvalho se aproximam até próximo da saturação, o que confirma a base da nuvem, próximo ao NCC, em 2000 metros de altura. É um valor elevado para nuvens convectivas baixas, conforme classificação de nuvens (WMO, 1956). Por outro lado, a altura é ligeiramente maior do que a altura JBN, antes de chegar a área de saída. Em outras palavras, o JBN transporta grande quantidade de umidade, porém os valores de umidade relativa são baixos devido a mistura turbulenta e subsidência do ar superior o que torna é difícil a condensação e a precipitação dentro da região de maiores velocidade. O resultado é um maior transporte de umidade para para região de saída, onde o ar precisa se elevar acima do nível do JBN para atingir saturação. Isto explica os níveis NCC/NCL elevados e conseqüentemente bases de nuvens mais altas do que os valores clássicos. Uma conseqüência deste processo próximo a superfície é o aumento da evopotranspiração, através da qual a umidade local é transportada corrente abaixo pelo JBN.

### **3.3 Formação de Baixa no Norte da Argentina**

No voo dia 11-01-2003 foram obtidos vários cortes da corrente de jato de baixos níveis, desde o norte da Bolívia até a região da baixa térmica do norte da Argentina.

A Figura 3.6 mostra os 2 cortes realizados pela aeronave NOAA-P3 seguindo de ONO para ESE. Para permitir comparação, apresenta-se, na Figura 3.7, a imagem de satélite no canal visível e os trajetos da aeronave superpostos. Pode-se observar os ventos em 850 hPa com velocidade de 20 m/s no lado oeste das Figuras 3.6-a e 3.6-b. Na mesma figura, mais a leste, verifica-se que

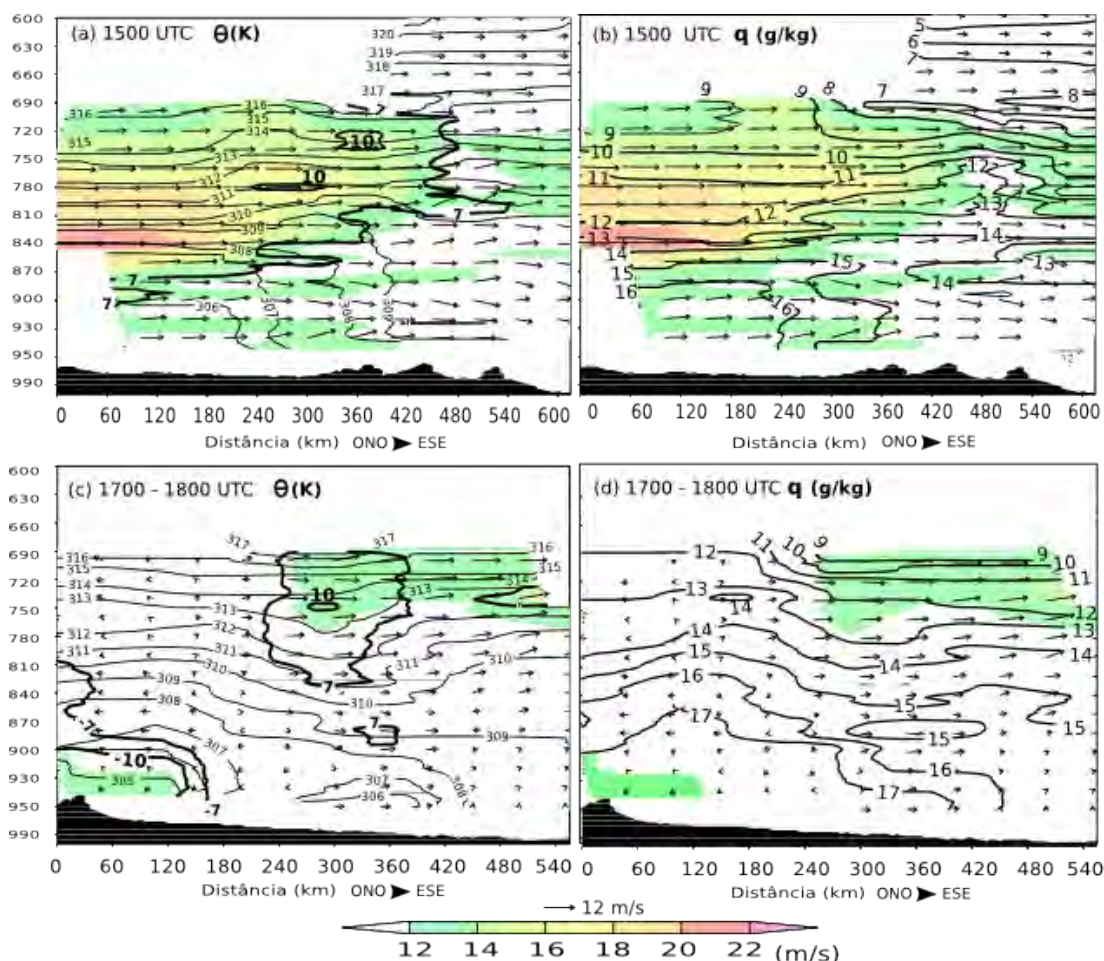


Figura 3.6 – Planos verticais interpolados a partir de dados da aeronave P3 da NOAA em 11-01-2003 (para as 1500 UTC e 1700-1800 UTC). Componente tangencial do vento em vetores; magnitude do vento em cores; vento normal em linhas cheias; linhas finas em a,c são Isentrópicas (k), em b,d são linhas de umidade específica (g/kg). As posição dos planos das 1500UTC e 1700-1800 UTC) são indicado na Figura 3.7

o escoamento torna-se ascendente e a componente normal, mais intensa, com núcleos de 10 m/s em 760 e 720 hPa; o que evidencia a ascensão e mudança de direção do escoamento.

A aeronave intersepta novamente o JBN no nível 720 hPa entre 1700 UTC e 1800 UTC, conforme Figuras 3.6-c e 3.6-d, permitindo visualizar o corte

transversal deste jato. Nestas figuras pode-se observar uma circulação bastante complexa. A componente normal de 10 m/s aparece no centro desta figura em 720 hPa. Contudo os ventos divergem para ESE no mesmo nível com velocidade de 15 m/s, para forma um CCM de grande extensão vertical mais adiante (não visualizado na figura, mas que será estudado mais tarde no capítulo 5). Também, se observa um escoamento contrário de sul em 930 hPa com 10m/s, no canto esquerdo da Figura 3.6-c, junto à cordilheira dos Andes. Este escoamento de sul é procedente da circulação de um centro de alta pressão que avança seguindo a encosta dos Andes sobre a Argentina (vide apêndice C.8).

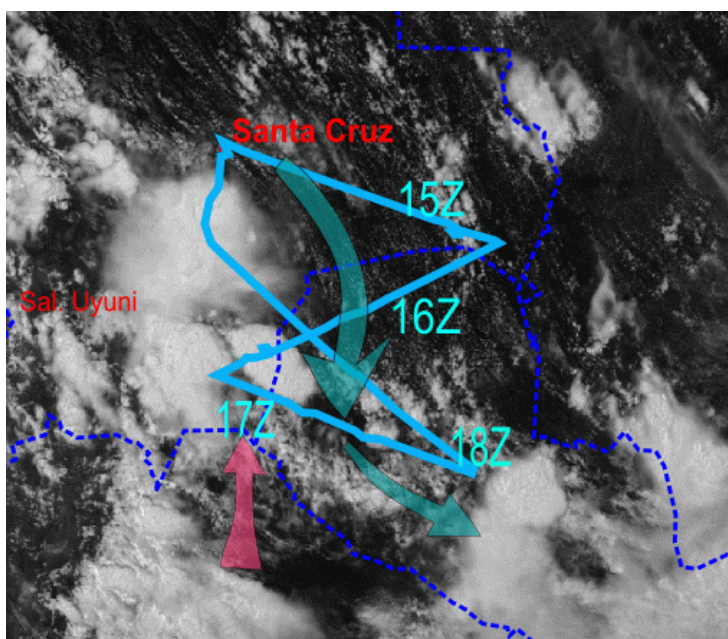


Figura 3.7 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 11/01/2003 as 1745 UTC. A seta vermelha representa a direção do fluxo em 930 hPa ; a seta azul, a direção em 720 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA está superposto com os horários aproximados.

Conforme pode ser observado na figura 3.6-c, este escoamento chega a região com temperatura 2K menor do que ar que vem de norte, propiciando ascensão do ar na região. A umidade específica também aumenta sobre o escoamento de sul, (figura 3.7-d), o que é coerente com a elevação do ar e formação de

convecção nesta região. A umidade torna a descer dentro de uma camada isentrópica que se forma abaixo o JBN com temperatura em torno de 308 K.

Foram utilizadas animações de imagens de satélite no canal visível para estimar esquematicamente o movimento das correntes. Os respectivos níveis verticais foram obtidos com base nos níveis observados através dos cortes verticais da figura 3.6. O resultado é apresentado na Figura 3.7, onde a seta azul representa o escoamento de norte, que inicialmente estava em 850 hPa às 1500UTC e depois em 720 hPa entre 17-18UTC. O vento de sul em 920 hPa, aparece em cor vermelha. Assim, a corrente de jato que vem do norte e segue junto a cordilheira dos Andes, tende a se elevar e seguir para ESE acompanhando o escoamento em altos níveis. Ao mesmo tempo, o ar frio que acompanha a cordilheira, vindo de sul chega à região e encontra o ar de norte formando a circulação de baixa no norte da Argentina / sul da Bolívia.

#### **3.4 Efeito da topografia baixa e do planalto central brasileiro**

Muitas vezes o escoamento de ar que atua na borda oriental dos Andes, atinge grandes extensões verticais, com ventos fortes desde 920 hPa até 650 hPa no norte da Bolívia. Quando atinge a região central da Bolívia, é canalizado entre a barreira dos Andes, à oeste, e o planalto central brasileiro à leste, além de outras serras Bolivianas, que apesar de terem altitudes modestas, podem interferir significativas no escoamento, que em muitas ocasiões podem atingir velocidades que caracterizam o JBN.

Para ilustrar estas características, destacam-se 4 cortes verticais, produzidos a partir dos dados do voo do dia 21-01-200. Na Figura 3.8 são plotados estes cortes para os horários das 1400-1500 UTC, 1600 UTC, 1700 UTC e 1800 UTC, respectivamente. A Figura 3.9 corresponde a imagem de satélite 1745 UTC onde os trajetos dos correntes da figura 3.8 são superpostos. Na figura 3.8-a, os relevos no canto esquerdo e direito corresponde respectivamente ao sope dos Andes à oeste e o sopé do planalto brasileiro à este. Próximo ao Andes, os ventos surgem com velocidades altas de até 28 m/s, desde 900 hPa até 700 hPa. Do lado direito da figura, a parte superior da componente

tangencial do jato continua intensa e segue sobre o planalto brasileiro. A parte inferior da componente zonal do jato se reduz e a componente normal de até 16 m/s permanece intensa, indicando que a parte baixa do jato segue para sul desviando do planalto brasileiro.

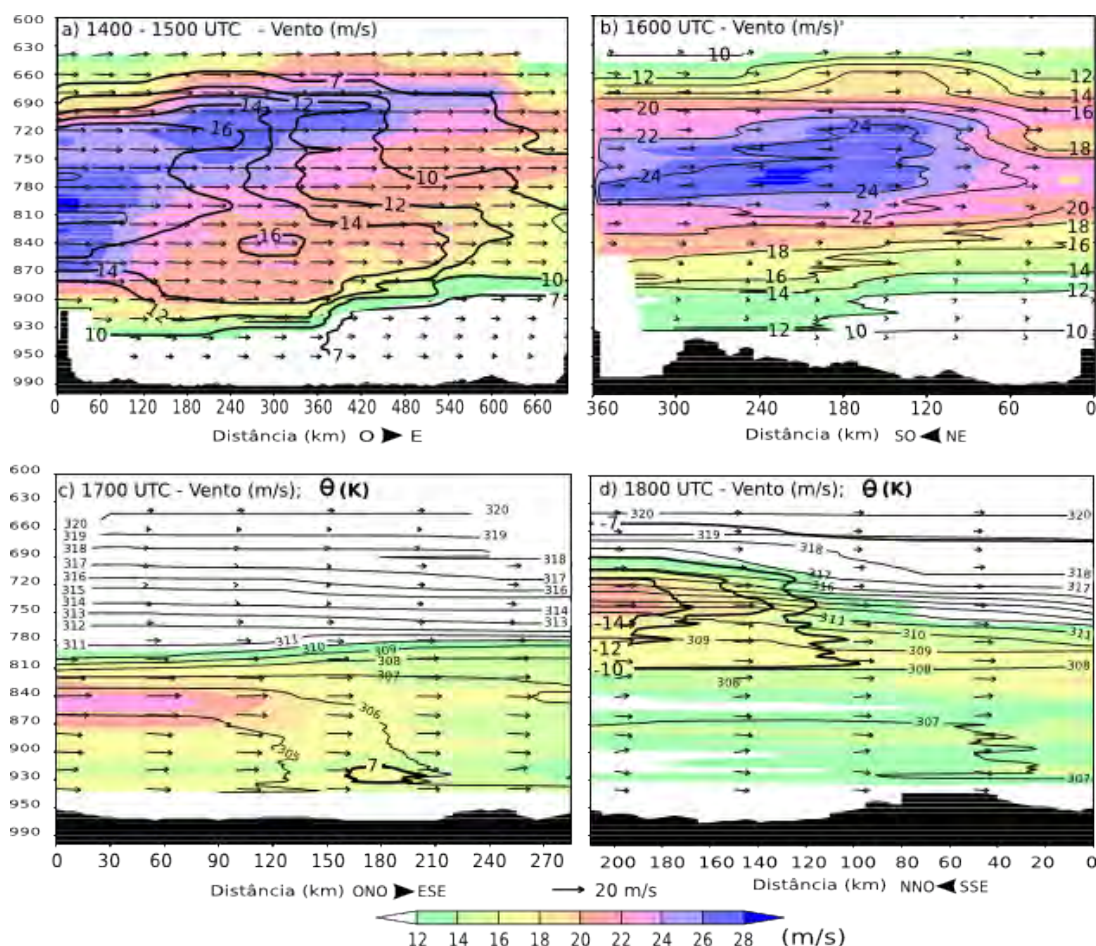


Figura 3.8 – Planos verticais interpolado a partir de dados do aeronave P3 da NOAA em 21-01-2003 sobre a Bolívia para: magnitude do vento (cores), vento tangencial (vetores), vento normal (linhas cheias), isentrópicas em K (linhas finas). As posições dos planos estão indicados na figura 3.9 conforme seus respectivos horários: a) 1400-1500 UTC; b) 1600 UTC; c) 1800 UTC.

As 1700 UTC a aeronave intercepta longitudinalmente a corrente de 870 hPa, sobre a região de Santa Cruz ( Figura 3.8-c). Nota-se, neste corte, situado mais ao sul, que o ramo mais alto do JBN em 700 hPa, já não é mais visualizado. Somente aparece o ramo em 870 hPa que segue nesta direção, ainda com velocidades de 22 m/s .

As Figuras 3.8-b e 3.8-d são, respectivamente, cortes transversal e longitudinal do escoamento. Nestes cortes se observa o resultado da perturbação nos ventos e nas linhas isentrópicas, quando o escoamento passa sobre o relevo. O corte da Figura 3.8-d oferece uma visualização mais clara desta perturbação. Neste, observa-se a máxima intensidade do jato, assim como o maior gradiente de temperatura potencial, em torno do nível de 720 hPa à nor-noroeste (NNO), à esquerda da figura. Ao passar pela topografia, as isentrópicas e a região de máxima intensidade decaem para 800 hPa. Em 850 hPa os ventos ainda são fortes com velocidade de 18 m/s e atendem ao critério de Bonner (Bonner 1968), resumido na tabela 2.1.

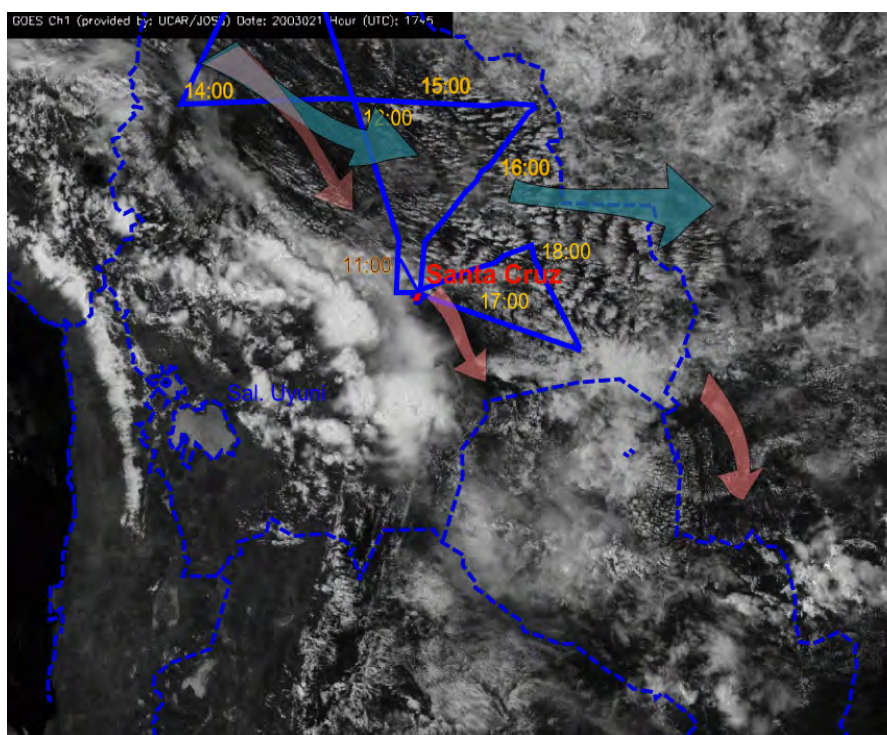


Figura 3.9 – Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 21/01/2003 às 1745 UTC. As setas vermelhas representam as direções do escoamento em 850 hPa; as setas azuis, a direção em 750 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA está superposto com os horários aproximados. Planos verticais para os trechos das 1400-1500 UTC, 1600 UTC, 1700 UTC e 1800 UTC são apresentados na Figura 3.8

Esta é uma característica típica do efeito orográfico a sotavento de montanhas e também um exemplo de como a topografia baixa da Sierra de Santiago pode

interferir em relação a altura em que as correntes de jato ocorrem. É possível que este rebaixamento do escoamento se desenvolva na forma de ondas orográficas estacionárias, tais como teorizado por Scorer (1967)

### **3.5 Efeito de aquecimento sobre terrenos inclinados**

Eventualmente, os JBN, seguem mais para o sul, sobre o Chaco Argentino. Um destes episódios ocorreu no dia 04-02-2003, para o qual há dados de avião (Figura 3.10). A figura 3.11 apresenta as imagem de satélite do canal visível na mesma ocasião, onde são assinaladas a trajetória dos ventos e os cortes descritos pela aeronave.

A figura 3.10-a das 1100 UTC é um corte, onde a aeronave parte de Santa Cruz, situada a esquerda da figura, seguindo para sudeste (SE). O vento, perpendicular ao plano de corte, é de 15 m/s em 870 hPa, partindo da esquerda da figura até aproximadamente 240 km da origem. A magnitude do vento (cores) é de 20 m/s na mesma região. Esta corrente é interceptada novamente pela aeronave às 1300UTC, próxima a fronteira da Bolívia com a Argentina (Figura 3.10-b). Neste corte, a magnitude do vento chega a 24 m/s em 850 hPa. Observa-se, na Figura 3.10-a, que as linhas isentrópicas descem a leste do jato, enquanto na Figura 3.10-b, o comportamento é oposto, ou seja, as linhas isentrópicas ascendem a leste do jato à medida que avançam sobre a inclinação do terreno, que nesta região é mais suave. Esta inclinação é coerente com o aquecimento dos Andes nas primeiras horas da manhã. O terreno elevado aquece a atmosfera mais alta criando uma baixa relativa, em relação a atmosfera adjacente. O processo está de acordo com Bonner e Peagle (1970). Resultado semelhante foi observado por Hart et al. (1978) para o JBN africano. Uma visão geral dos resultados de Hart et al (1978), assim como de outros autores pode ser encontrado em Asnani, (1993). A Figura 3.10-b é bastante importante dentro deste estudo e será novamente abordada no próximo capítulo, para avaliar o mesmo episódio com auxílio de um modelo numérico. A figura 3.10-c corresponde a um corte que intersepta dois centros de maior velocidade do vento, um centro em 850 hPa, verificado na figura

anterior; outro em 750 hPa. O centro em 850 hPa aparece no canto esquerdo, praticamente perpendicular ao plano, seguindo junto aos Andes, com velocidades de 14 m/s. O escoamento com vento máximo em 750 hPa, cruza a figura de noroeste (NE) para sudeste (SE), afastando-se dos Andes com velocidade do vento tangente acima de 14 m/s. A figura 3.10-c reforça o observado nos episódios anteriores, quando se verificou que em níveis mais altos o jato tende a se distanciar dos Andes seguindo a circulação de altos níveis. Já em baixos níveis, tende a seguir a topografia.

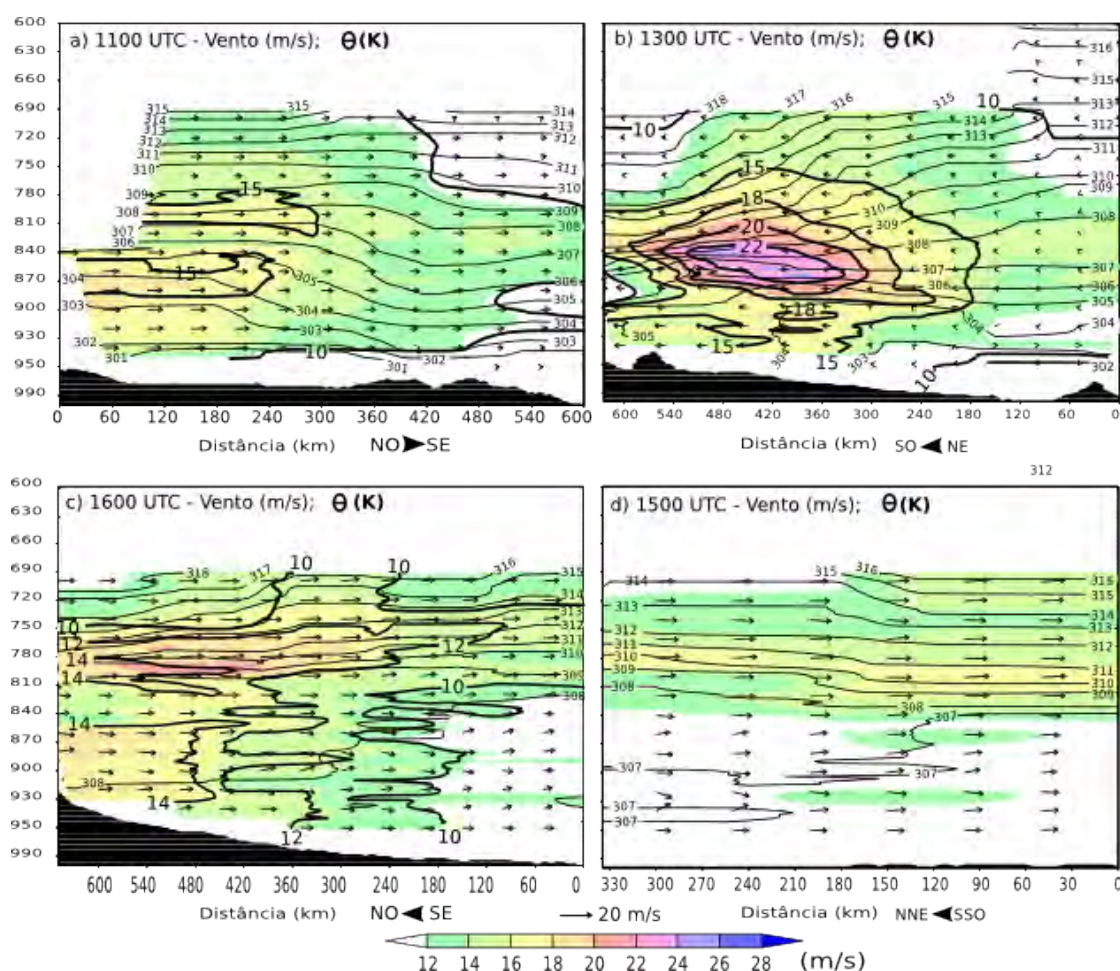


Figura 3.10- Plano vertical interpolado a partir de dados do aeronave P3 da NOAA em 04-02-2003: Distancias horizontal em Km; vertical em hPa; velocidade tangencial do vento em vetores (m/s), linhas isentrópicas em Kelvin: a) horário das 11Z; b) 13Z; c) 16Z; d) 15Z

A figura 3.10-d mostra a continuação do jato, em 750 hPa, sobre a região central do Paraguai. Observa-se uma corrente que subitamente desce sobre o



JBN, engrossando o escoamento ao sul (lado direito da figura 3.10-d). A imagem de satélite mostra uma redução da nebulosidade baixa no mesmo setor, provavelmente devido a subsidência deste escoamento. Análise dos ventos do modelo WRF, que serão apresentada mais adiante, mostram a corrente de jato polar divergindo em altos níveis após cruzar os Andes (apêndice C – Figura C.17.1-C).

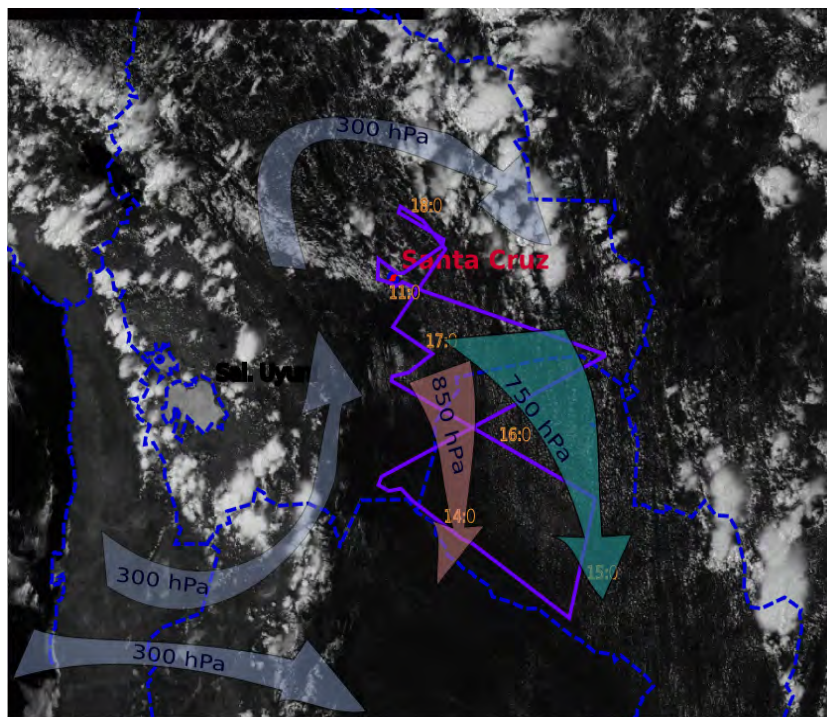


Figura 3.11- Imagens de Satélite visível sobre Sul da Bolívia e nortes do Paraguai e Argentina no dia 04/02/2003 as 1745 UTC. A seta vermelha representa a direção do escoamento em 850 hPa ; a seta azul, a direção em 750 hPa e a cinza a direção em 300 hPa. Trajeto realizado pela aeronave P3 da NOAA estão superpostas com os horários aproximados.

Na figura C-17.1-C observa-se também a formação de um Vórtice Ciclônico em Altos níveis (VCAN) sobre a Bolívia, que contribui para a subsidência do ar sobre a região acelerando o JBN. A Divergência do jato polar, no sul da Argentina, favorece a convergência dos ventos em baixos níveis também contribuindo para intensificação do JBN que se firma acoplada ao jato polar em altos níveis.

### 3.6 Formação dos jatos associados a inversão térmica noturna

Uma explicação para a formação do JBN é o resfriamento noturno da superfície, que reduz o atrito e favorece o aumento das velocidades dos ventos sem que exista um gradiente de pressão que justifique esta aceleração (Blackadar, 1957). A maior parte dos autores que estudam a corrente de jato próximo à cordilheira dos Andes, considera esta teoria em seus estudos. Mas, de fato estão estudando correntes de jato em níveis de 850 hPa, que são muito elevadas para serem consideradas como JBN clássico, formado pelo resfriamento noturno. Os JBN por resfriamento noturno ocorrem bem próximo ao solo e se estendem até aproximadamente o nível de 925 hPa. Geralmente não se tem informações suficientes para examiná-lo nesta região. Contudo, algumas sequências de radiossondagens realizadas em 3 horários diários, nas localidades de Santa Cruz, Resistencia e Santiago permitiram acompanhar a evolução de alguns episódios e suas variações entre o dia e a noite.

Apresenta-se como exemplo, as sondagens do dia 04/02/2003, em Resistencia, no nordeste da Argentina. As Figuras 3.12-a, 3.12-b e 3.12-c apresentam os perfis verticais de temperaturas e ponto de orvalho plotados em diagrama adiabático "Skew T. Log P". Nas mesmas figuras, à direita, os perfis verticais da intensidade e direção do vento. A figura 3.12-a corresponde às 0600 UTC, e apresenta características esperadas para correntes de jato devido a resfriamento radiativo, que são: a existência da camada de inversão térmica com base na superfície (s) e valores de máxima velocidade do vento (1) no topo da camada de inversão. Note-se que ainda existem dois níveis de vento máximo (2) e (3) acima do JBN, que não podem ser explicados somente pelo resfriamento noturno. A figura 3.12-b, relativa às 1200 UTC, já apresenta algum aquecimento próximo à superfície, devido às primeiras horas de sol. Pode-se notar que a base da camada de inversão térmica já não está na superfície e tende a ser dissipada com aumento das temperaturas. Ao mesmo tempo, o JBN em (1) reduz-se, ficando menor do que o JBN em (2) em 850 hPa que tende a se intensificar. No Capítulo 5, (item 5.3) este caso é analisado

através de modelo, mostrando que o processo envolve o desacoplamento friccional da camada de mistura formada no dia anterior.

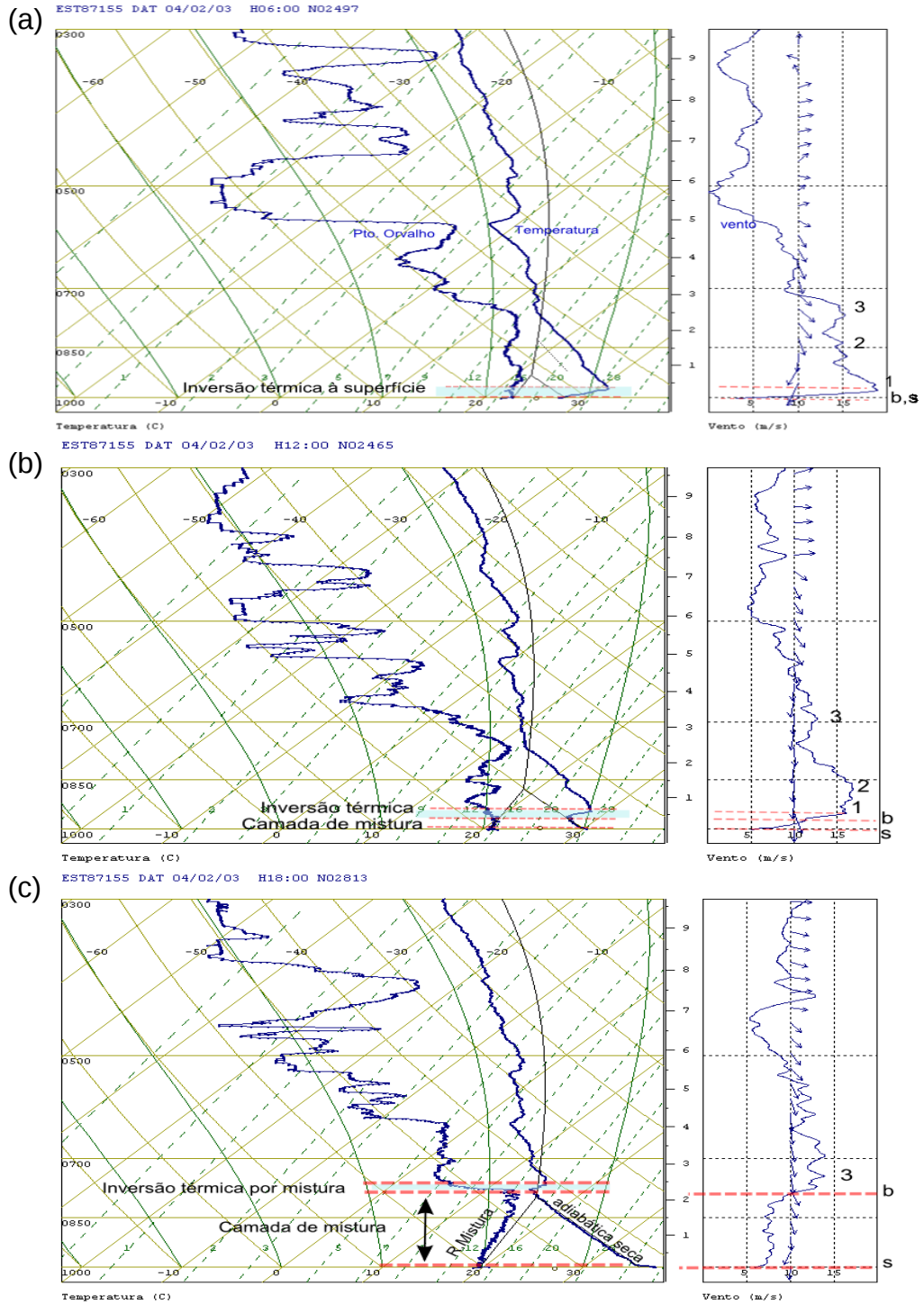


Figura 3.12- Diagrama SKEW T. LOG P e perfil vertical do vento das sondagens de Resistência no dia 04-02-2003 no horário das: a) 0600 UTC; b) 1200UTC; c) 1800 UTC.

A figura 3.12-c corresponde ao horário das 1800 UTC (14h00 local). Os Jatos em (1) e (2) foram completamente dissipados ou elevaram-se para níveis mais altos, juntando-se ao jato (3) em 700 hPa que permanece, acima da camada de mistura turbulenta (figura 3.12-c).

### **3.7 Relação entre pressão atmosférica e ocorrência de episódios de jato**

Conforme apresentados por vários autores, tais como Nicolini et al., 2002, os episódios de JBN estariam associados a intensificação da baixa do chaco, assim como sistemas baroclínicos transientes de média latitude. Desta forma, é interessante verificar as variações de pressão na região da baixa e compará-las com os episódios ocorridos no período. Utiliza-se, para essa avaliação, os dados de pressão reduzida ao nível do mar da estação de Tartagal, no norte da Argentina, disponíveis através do Sistema Global de Telecomunicações (GTS - *Global Telecommunication system*) a cada 3 horas para o período de 01-01-2003 a 09-02-2003. A Figura 3.13 apresenta o gráfico da evolução temporal da pressão, a marcação de 6 períodos quando ocorreram intensificação dos ventos, e a marcação de 9 eventos de eventos fortes em baixos níveis, que se destacaram pela sua velocidades elevadas e pela extensão espacial. Estes são relacionados na figura a valores mínimos de pressão de x1 a x9. A data destes episódios foi obtida através dos resultados de modelo e dados observados de radiossondagens disponíveis.

A Figura 3.13 indica que baixas pressão em Tartagal estão relacionadas aos episódios de JBN de norte, que ocorrem nas regiões adjacentes. Em alguns casos, como o episódio x2, a pressão já encontrava-se em elevação quando os ventos atingiram os máximos valores. Nesta ocasião, a BNA se deslocava para leste, dando lugar a ventos de sul, tal como mostrado pelos dados de avião (Figura 3.6-c) e campos de modelo (apêndice C, pag. C.6 e C.8). O mesmo ocorre, porém com maior intensidade no episódio 5 (dias 23 e 24) quando a ascensão rápida da pressão, caracteriza o deslocamento da BNA e entrada de corrente de jato de sul (apêndice C, pag. C.22 e C.24). De modo geral, os valores. em Tartagal abaixo de 1004 hPa marcam razoavelmente

bem, a ocorrência dos jatos de norte na região. O oposto, isto é, a elevação brusca da pressão atmosfera, acima de valores de 1014 hPa, marca a mudança de direção dos ventos de norte para sul, geralmente associado a correntes de jato de sul e a entrada de sistemas frontais na região. A elevação de pressão mais abrupta ocorreu no 24 de janeiro, variando de 998 hPa para 1021 hPa em pouco mais de 24 horas. Nesta ocasião, os modelos numéricos apontam sistema frontal avançando sobre o continente sulamericano.

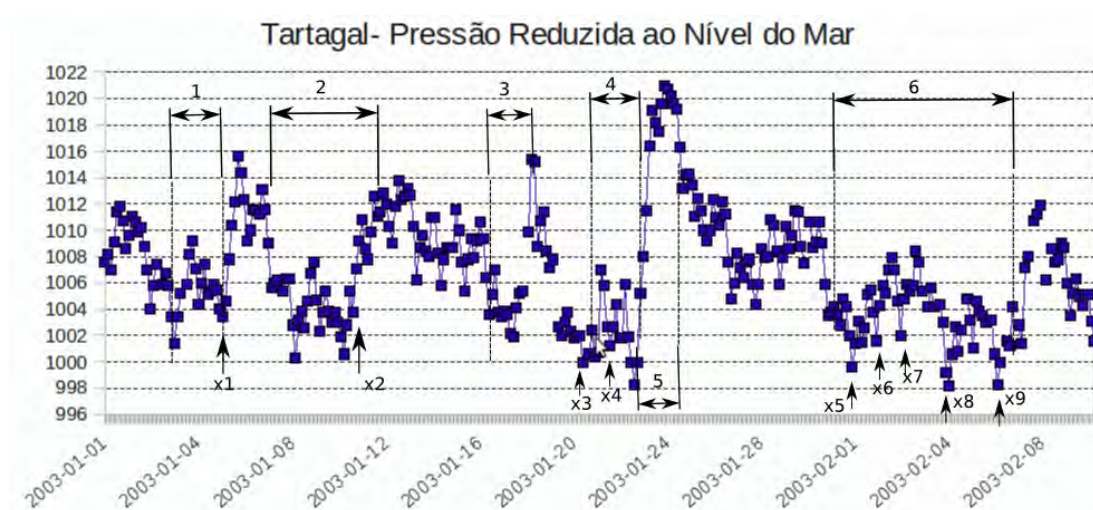


Figura 3.13- Pressão reduzida ao nível médio do mar no norte da Argentina no período de 01-01-2003 a 09-02-2003. Dados distribuídos via GTS pelo serviço meteorológico Argentino (WMO 87022 – Tartagal)

Isto mostra que os episódios de correntes de jatos em baixos níveis estão associados a intensificação da Baixa do Chaco, que, durante o verão se localiza na região entre o Norte da Argentina, Paraguai, Mato Grosso do Sul e sul da Bolívia, tal com apresentado por Escobar (2012) e Seluchi e Garreaud (2012). Também podem ser observados padrões periódicos nas variações de pressão, como as oscilação associadas a passagens de sistema frontal, e a oscilação diurna, com mínima pressão geralmente às 1800 UTC e máximas às 0600 UTC.



## 4 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

No capítulo anterior, as análises dos dados observacionais permitiram constatar várias características físicas e dinâmica a respeito dos JBN e fazer algumas considerações importantes a respeito das possíveis forçantes locais associados a formação dos episódios. Contudo, estas análises são limitadas às regiões e horários das observações, o que não permite ter uma visão completa da física e dinâmica envolvida, sobre tudo das condições atmosféricas no entorno dos eventos de JBN. Desta forma, é necessário o uso de modelos de previsão de tempo, que permitem simular os escoamentos em uma região mais abrangente e como resoluções espaciais e temporais mais adequadas para representação dos episódios de JBN. Por outro lado, os resultados das previsões dos modelos atmosféricos podem divergir da realidade observada, principalmente nas regiões de topografia mais complexa, próximo à cordilheira dos Andes. A questão principal, portanto é como produzir os campos simulados dos eventos de JBN de forma a manter uma representatividade razoável em relação aos dados observados

Dentro deste contexto, Herdies et. al. (2007) apresentaram a avaliação dos resultados obtidos com uma Reanalyse do Global Data Assimilation System (RGDAS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), onde foram assimilados todos os dados de satélites e dados convencionais disponíveis, além de dados especiais de radiossondagens da campanha SALJEX 2003.

Conforme demonstrado por Herdies et al. (2007) as RGDAS apresentam uma representatividade bastante acurada do estado da atmosfera durante os episódios de JBN de 2003, contudo, deve-se salientar que a resolução empregada do RGDAS é de 1 por 1 grau, em intervalos de tempo de 6 e 6 horas, o que é insuficiente para o estudo pretendido .

Assim, optou-se por utilizar as RGDAS de Herdies et al (2007) como condição de contorno e iniciais para o modelo WRF-ARW, que por sua vez é usado para produzir simulações dos JBN com melhores resoluções espacial e temporal.

É apresentado neste capítulo, um resumo dos procedimentos utilizados para produzir as simulações, destacando a forma de inicialização, domínio e resolução empregados, assim como os principais aspectos da física empregada. Os campos simulados são posteriormente avaliados e comparados com os dados observacionais.

#### **4.1 Inicialização, domínio e resolução**

Utilizou-se, portanto os campos numéricos do RGDAS apresentados por Herdies et al. (2007) como condições iniciais e de contorno para o modelo WRF-ARW, operando com resolução espacial e temporal mais adequada ao estudo pretendido.

A resolução horizontal adotada no WRF-ARW foi de 20 x 20 km. O domínio utilizado, apresentado na figura 4.1-a, foi escolhido de forma a abranger grande parte da América do Sul e parte dos oceanos Pacífico e Atlântico, de forma a considerar os sistemas sinóticos transientes que cruzam a região, e as possíveis interações entre tais sistemas transientes e os JBN sob influência da cordilheira dos Andes. A resolução vertical do RGDAS é de 25 hPa na faixa de 1000 a 900 hPa, espaçando para o intervalo de 50 hPa entre 900 a 100 hPa. Acima de 100 hPa seguem os níveis verticais padrões totalizando 32 níveis verticais em coordenadas isobáricas. A resolução vertical no ARW-WRF, em coordenadas sigma-p<sup>1</sup>, corresponde ao intervalo de 25 hPa em toda a troposfera até 100 hPa. Acima de 100 hPa, segue resolução similar ao do RGDAS, totalizando 47 níveis verticais. A figura 4.1-b representa esquematicamente a comparação da resolução do RGDAS com a resolução do WRF-ARW.

---

<sup>1</sup> O ARW versão 3, utiliza um sistema de coordenada vertical baseado em pressão hidrostática seguindo o contorno do terreno, (Skamarock et al,2008), tradicionalmente conhecido como sigma-p.



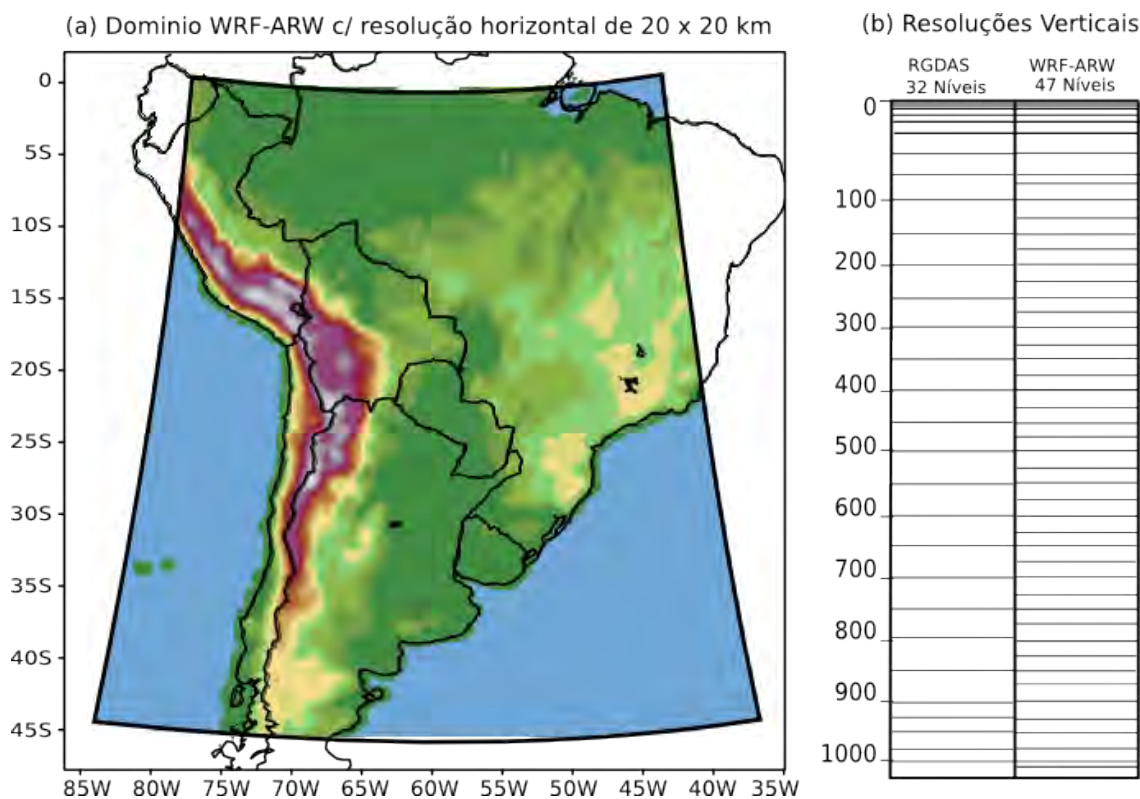


Figura 4.1 – Características de domínio e resolução utilizados no modelo WRF-ARW: a) Domínio da grade de 20 x 20 km; b) esquema comparativo entre as resoluções verticais das condições de contorno e iniciais do RGDAS com a resolução vertical do WRF-ARW

Para aumentar a resolução temporal, foram realizadas previsões curtas a cada 3 horas com o WRF-ARW. Para definir o período de estabilização do WRF-ARW após as condições iniciais, considerou-se que este teria que ser suficientemente longo para que fossem incorporadas a física e dinâmica do modelo WRF-ARW com melhor resolução, e ao mesmo tempo suficientemente curta para evitar a ampliação dos erros de previsão em relação a verdade observada. Foram realizados 3 testes, não mostrados aqui, com diferentes tempos de inicialização. Após os testes constatou-se que 3 horas de integração eram suficientes para que o WRF-ARW incorporasse detalhamentos nos campos de geopotencial, temperatura e vento compatíveis com a resolução e com dados observados. Assim optou-se por utilizar previsões de 3h e 6h a partir dos horários das condições iniciais do RGDAS, com reinicialização a cada 6h. A figura 4.2 representa esquematicamente da inicialização e rodada utilizadas para o WRF-ARW.

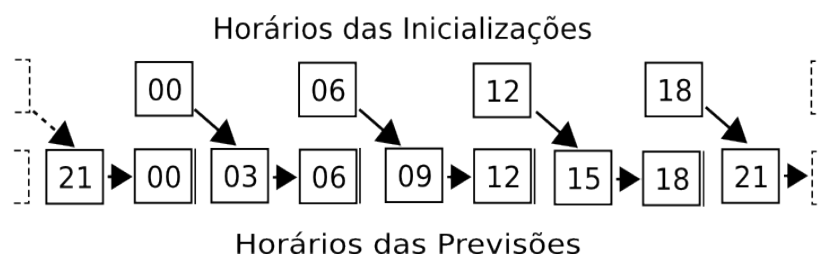


Figura 4.2 – Representação esquemática dos horários de inicialização e previsão utilizados para simulação dos JBN com WRF-ARW

Desta forma, foram obtidos campos numéricos simulados deste 15 de dezembro de 2002 até 15 de fevereiro de 2003 com intervalos de 3 horas. As previsões são obtidas originalmente na grade C e coordenadas sigma-p. Para serem utilizadas, as previsões foram pós-processadas em coordenadas isobáricas para as variáveis geopotencial, temperatura, umidade, vento horizontal e omega.

A resolução final adotada, após o pós-processamento, foi de 20 x 20 km na horizontal, isto é, a mesma resolução horizontal para as rodadas do modelo. Contudo, para reduzir o tamanho dos arquivos gerados e otimizar os recursos computacionais, a resolução vertical do pós-processamento foi modificada para 22 níveis de 1000 a 100 hPa, sendo que, na baixa troposfera, até 700 hPa, a resolução foi mantida com intervalos similares ao da grade original, com níveis à cada 25 hPa. Acima de 700 hPa, os níveis foram espaçados para intervalos de 50 hPa e a região acima de 100 hPa, foi excluída.

## 4.2 Configuração física

As parametrizações físicas do WRF-ARW são isoladas do resto da resolução da dinâmica pelo uso de diferentes “drivers”, agrupados em 6 diferentes categorias. Cada uma das categorias permite diferentes configurações, que são descritas na nota técnica de Skamarock et al. (2008). A tabela 4.1 apresenta um resumo das opções utilizadas neste trabalho, conforme suas respectivas categorias. Por facilidade, um resumo descritivo de cada uma das categorias e opções da tabela 4.1 também é apresentado. Todas as

informações, incluindo a referencia bibliográfica relacionadas, foram resumidas a partir de Skamarock et al (2008).

Tabela 4.1 - Configurações físicas utilizadas nas simulações com WRF-ARW, por categoria, número da opção (N) de configuração e referências bibliográficas relacionadas

<b>Categorias</b>	<b>N.</b>	<b>Referências relacionadas</b>
<b>1-Microfísica(mp)= WRF Single-Moment 3-class” (WSM3)</b>	3	Hong al. (2004); Hong e Lim (2006); Dudhia (1989)
<b>2-Radiação (ra):</b> a) de Onda Longa(lw)= Esquema “RRTM: Rapid Radiative Transfer Model”	1	Mlawer et al. (1997).
b) de Onda Curta(sw): . Esquema de Dudhia extraído do MM5	1	Dudhia (1989)
<b>3-Camada de Superfície (sf_sfclay):</b> MM5 similarity:	1	Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970), Webb(1970), Beljaars (1994)
<b>4-Modelo de superfície-terrestre (sf_surface_physics):</b> Noah Land Surface Model	2	Chen e Dudhia (2001)
<b>5-Parametrização da Camada Limite (bl_pbl):</b> Esquema da Universidade de Yonsei:	1	Hong et al. (2006), Hong e Pan (1996), Noh et al. (2003), Hong(2007)
<b>6-Física de Cumulus (cu):</b> Esquema de Kain-Fritsch:	1	Kain (2004), Kain e Fritsch (1990), kain e Fritsch (1993)

#### 4.2.1- Categoria 1 - Microfísica

O esquema de microfísica utilizado foi o “*WRF Single-Moment 3-class*” (WSM3) é baseado em Hong al. (2004). Segundo Skamarock et al. (2008), este esquema inclui sedimentação de gelo, e outras parametrizações da fase do gelo. A principal diferença para as demais abordagens é que nesta, a relação diagnostica utilizada para concentração de gelo se baseia no teor da massa de gelo em vez de temperatura. Os procedimentos computacionais são descritos em Hong e Lim (2006). Este esquema, que segue o Dudhia (1989), prevê três categorias de hidrometeoros: vapor, água/gelo de nuvens e chuva/neve. É considerado um sistema simples e computacionalmente eficiente, contudo não considera a água super-resfriada e a taxa gradual de derretimento do gelo.

#### **4.2.2 Categoria 2 - Radiação**

Para radiação de onda longa, utilizou-se o esquema do “*Rapid Radiative Transfer Model* (RTTM)” baseado em Mlawer et al. (1997). Segundo Skamarock et al. (2008), trata-se de um método que utiliza tabelas para representar acuradamente os processo de onda longa devido ao vapor d'água, ozônio, CO<sub>2</sub>, gases traços e profundidade óptica das nuvens.

Para radiação de onda curta, utilizou-se o esquema de Dudhia, baseado em Dudhia (1989), e obtido do MM5. Este utiliza um integração simples para o fluxo solar descendente, que contabiliza a dispersão de céu claro, absorção do vapor d'água (Lacis e Hansen, 1974), e albedo e absorção de nuvens. Usa “*look-up tables*” para nuvens de Stephens (1978) e considera a declividade do terreno e efeitos de sombreamento.

#### **4.2.3 Categoria 3 – Camada de superfície**

Os esquemas de camada de superfície calculam as velocidades de fricção e coeficientes de troca que permitem os cálculos das transferências de calor e umidade da superfície e a superfície de stress no esquema de camada limite planetária. O esquema utilizado foi o de teoria de similaridade do MM5

#### **4.2.4 Categoria 4 – Modelos de superfície do solo**

Os modelos de superfícies terrestres (*Land-Surface models -LSMs*), além de seus processos internos para estado do solo, processam também as informações provenientes dos esquemas de precipitação e de radiação, afim de fornecer os fluxos de calor sensível e calor latente para os esquemas de Camada Limite Planetária (CLP). O modelo utilizado, no caso “O Noah LSM” foi desenvolvido em conjunto pela NCAR e NCEP, para ser o sucessor do LSM OSU descrito por Chen e Dudhia (2001). É idêntico ao código usado no “*NCEP North American Meso-scale Model (NAM)*”. Trata-se de um modelo de 4 camadas de solo para temperatura e umidade com a umidade do dossel e

previsão de cobertura de neve. A espessura da camada é de 10, 30, 60 e 100 cm. Inclui zona de raiz, a evapotranspiração, drenagem e *runoff*, tendo em conta categorias de vegetação, fração de vegetação mensal, e textura do solo. O regime provém os fluxos de calor sensível e latente para o esquema de CLP.

#### **4.2.5 Categoria 5 – Camada limite planetária**

Os esquemas de CLP são responsáveis, entre outros processos, pelos fluxos de subgrade vertical devido ao transporte turbulento. Estes fluxos não são calculados apenas na CLP propriamente dita, mas também em toda a coluna atmosférica. Assim, quando uma opção de CLP é ativada a difusão vertical explícita é desativada, pois supõe-se que o esquema de CLP vai lidar com todo este processo. A opção utilizada, o esquema de CLP da Universidade de Yonsei (Hong et al., 2006), corresponde a nova geração da camada limite dos modelo de médio alcance do NCEP, em inglês: *Medium Range Forecast Model – Planetary Boundary Layer* (MRF-PBL), e também utiliza os termos contragradiente para representar fluxos devido a gradientes não-locais. Neste novo esquema é adicionado ao MRF-PBL (Hong e Pan, 1996), um tratamento explícito da camada de entranhamento no topo da CLP. O entranhamento é feito proporcional ao fluxo de flutuabilidade da superfície em linha com resultados do estudos com modelos de turbulência de grande escala (Noh et al, 2003). Os detalhes estão disponíveis em Hong et al. (2006), incluindo a análise da interação entre a camada limite e física da precipitação. Um algoritmo aprimorado para difusão da camada limite estável (Hong, 2007) também é concebido, o que permite a mistura mais profunda em condições de ventos mais fortes.

#### **4.2.6 – Categoria 6 - Física de Cúmulos**

Estes esquemas são responsáveis pelos efeitos de convecção de sub-grade e/ou nuvens rasas. O esquema utilizado de Kain-Fritsch (KF) é uma atualização (Kain, 2004), baseado em, Kain e Fritsch (1990) e Kain e Fritsch

(1993). Este esquema utiliza um modelo simples de nuvem, com correntes úmidas ascendentes e descendentes, incluindo os efeitos da entranhamento e desentranhamento e microfísica.

### 4.3 - Avaliação objetiva do WRF contra dados observados

A metodologia adotada para avaliação objetiva correspondeu a estimativa do viés e Raiz do Erro Médio Quadrático (REM<sub>Q</sub>), entre campos do modelo e a verdade observada, que é representada de forma compacta pelas equações 4.1 e 4.2

$$Viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H W_j - O_i) \quad (4.1)$$

$$REM_Q = \sqrt{\left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H W_j - O_i)^2 \right)} \quad (4.2)$$

onde  $O_i$  corresponde aos dados observados em pontos de estação;  $W_j$  corresponde aos campos completos do modelo, ou seja, valores em ponto de grade;  $H$  é um operador de interpolação, que transporta cada um dos ponto de grade do modelo para o ponto de observação;  $n$  é o número de observações utilizadas. Na prática, o operador  $H$  foi implementado computacionalmente, através de interpolação dos pontos de grade do modelo, nas posições dos dados observados. A técnica de interpolação utilizada foi aplicada de forma descorrelacionada para cada uma das variáveis básicas (geopotencial, umidade específica e componentes do vento) e correspondeu a uma interpolação bilinear na horizontal e em logaritmo de pressão na vertical.. Parte dos dados observados utilizados está disponível nos mesmos horários do modelo. Outra parte está disponível em horários com alguma defasagem de tempo. Para ponderar esta defasagem nos cálculos, foi adotada uma função peso, que fornece valor 1 para dados medidos na mesmo instante do modelo e decai exponencialmente, à medida que o horário da observação se afasta do horário do modelo, até o limite da janela de +/- 1 hora. Além deste limite, os dados são ignorados no cálculo. Foram utilizados todos os dados observados de avião e

radiossondagem, disponíveis na região, no período de 15 de dezembro de 2002 à 15 de fevereiro de 2003.

Os resultados foram agrupados em níveis padronizados, entre 1000 hPa e 400 hPa, e para as variáveis de vento zonal e meridional, altura geopotencial e umidade específica, apresentados nas Tabelas 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4. Naturalmente, as observações podem conter erros de estimativas, decorrentes de erro do observador, dos instrumentos, de representatividade e erro de arredondamento da informação para adequar-se ao meio de transmissão. O erro de arredondamento da informação ocorre porque, parte das informações utilizadas foi codificada em Códigos Alfanuméricos Tradicionais (CAT), para transmissão via Sistema Global de Telecomunicações (GTS- *Global Telecommunication System*). Contudo, os erros dos dados são pequenos em comparação aos erros do modelo, e por serem estimativas independentes, são supostamente aleatórios com viés igual a zero. Assim, os erros estimados nas tabelas serão atribuídos principalmente aos erros do modelo. Viés positivo, significa que o modelo superestima o valor real observado e negativo, subestima. Para ter uma ideia se o valor de viés é ou não representativo, apresenta-se na última coluna das tabelas a relação entre o viés e o REMQ em porcentagem. Valores acima de 30% são considerados grandes. Também são apresentados o número de observações  $n$  utilizadas nos cálculos, de forma a permitir a verificação das diferenças de amostragem em relação a cada variável e nível.

Examinado as componentes zonal e meridional do vento (Tabela 4.1), verifica-se que estas apresentam REMQ raramente superiores a 3 m/s até o nível de 700 hPa, o que pode ser considerado como erro pequeno dada a variações do vento devido a turbulência na baixa troposfera. O viés é bem próximo de zero, o que confirma que, em termos médios, o modelo está bem próximo das observações. Contudo, verifica-se um viés significativo no nível de 600 hPa na componente zonal do vento, com valores de -2.69 m/s. A relação entre viés e EMQ é de 61%, bem maior do que os 30% estipulado como limite.

Os erros de altura geopotencial, Tabela 4.2, são pequenos até 700 hPa, com erros sistemáticos em torno de 1.37 a 1.82 metros. Os erros aumentam

significativamente a partir de 600 hPa. Provavelmente estão relacionados aos erros no vento, na mesma camada. O número reduzido de observações de geopotencial, em comparação com as demais variáveis, se dá devido à exclusão dos dados de avião nesta comparação.

Tabela 4.2 - Viés e erro médio quadrático do vento entre dados observados e o modelo

Comp. Zonal					Comp. Meridional				
Nível (hPa)	Viés (m/s)	REMQ (m/s)	n	Viés/REMQ (%)	Nível (hPa)	Viés (m/s)	REMQ (m/s)	n	Viés/REMQ (%)
1000	0,60	2,05	186	29%	1000	-0,42	2,87	186	-15%
925	-0,77	2,81	5972	-27%	925	-0,45	3,38	5972	-13%
850	-0,27	2,93	13440	-9%	850	0,40	2,34	13440	17%
700	-0,94	3,59	7652	-26%	700	1,55	3,13	7652	50%
600	-2,69	4,44	1796	-61%	600	1,67	3,80	1796	44%
500	-1,85	4,55	1869	-41%	500	0,82	4,40	1869	19%
400	-0,60	3,40	1300	-18%	400	0,23	3,66	1300	6%

Embora, os dados de aviões incluam informações sobre altura em relação ao solo, converter esta altura relativa em altura geopotencial, envolveria cálculos que agregariam incertezas às medidas de geopotencial. Assim, optou-se por utilizar somente dados de geopotencial, obtidos por radiossondagem.

Os erros de umidade específica também são pequenos. Pequena tendência de subestimar a umidade são observadas em quase todas as camadas, conforme Tabela 4.3.



Tabela 4.3 - Viés e erro médio quadrático da altura geopotencial entre dados observados e modelo

Nível (hPa)	Viés (m)	EQM (m)	n	Viés/REQM (%)
1000	1,37	10,75	313	13%
925	1,76	9,18	1574	19%
850	1,61	9,78	2589	16%
700	1,82	10,23	2596	18%
600	8,17	18,78	1839	43%
500	5,92	15,48	2937	38%
400	4,26	15,11	3006	28%

Tabela 4.4 - Viés e erro médio quadrático da umidade específica entre dados observados e o modelo

Nível (hPa)	Viés (g/kg)	EQM (g/kg)	n	Viés/REQM (%)
1000	-0,65	2,35	477,6	-28,00%
925	-0,44	1,93	20512,2	-23,00%
850	-0,37	1,52	42526	-24,00%
700	-0,28	1,31	24025,6	-21,00%
600	-0,38	1,2	4283,2	-32,00%
500	-0,09	0,49	4950,3	-19,00%
400	-0,28	1	310,4	-28,00%

#### 4.2 - Avaliação subjetiva do WRF em episódios específicos

Nesta fase da avaliação, o objetivo é obter de forma mais qualitativa os erros inerentes ao modelo. Para isto, selecionaram-se alguns casos para serem avaliados através de visualização dos campos do modelo e comparações com dados observados. Os principais pontos analisados são com relação ao posicionamento e intensidade da corrente de jato, além das características físicas importantes tais como distribuição de temperatura e umidade, eventuais circulações indiretas e efeitos de oscilação diária da temperatura. Os casos selecionados correspondem aos episódios do dia 11 e 21 de janeiro e 4 de fevereiro de 2003, para os quais temos dados do avião P-3 para comparação.

#### 4.2.1- Episódio do dia 11 de janeiro

A Figura 4.3 compara os cortes verticais da aeronave NOAA-P3 (4.3-b e 4.3-d) com cortes verticais do modelo WRF ( 4.3-a e 4.3-b) no dia 11-01-2003, às 1800 UTC sobre a mesma região. O plano de corte da aeronave é o mesmo apresentado anteriormente nas figuras 3.6-c e 3.6-d. As silhuetas dos terrenos são representadas em todas as figuras, sendo que no modelo, correspondem a topografia média dentro da resolução da grade utilizada após o pós-processamento. Nos dados da aeronave NOAA-P3, a silhueta do terreno, corresponde ao terreno exatamente abaixo da aeronave obtido pelo radar de bordo. Assim, é natural observar diferenças entre as duas topografias.

Comparando-se as figuras do modelo (à esquerda) e da aeronave (à direita), verifica-se que o modelo simulou a magnitude do vento aproximadamente na mesmo nível e posição observado pela aeronave, porém o modelo superestimou a intensidade em cerca de 2 m/s. Diferenças são observadas nas componentes normais. O modelo subestimou a componente normal no nível do jato, que no modelo ficou em torno de 7 m/s, enquanto a aeronave apresentou valores de 10 m/s. Em torno de 900 hPa, junto a encosta dos Andes, o modelo não mostra a componente normal contrária que aparece nos dados de aeronave, em torno de -10 m/s. Esta corrente contrária, vinda de sul, possui temperaturas menores. Como o modelo não previu neste ponto, as linhas isentrópicas nos campos do modelo não apresenta a ondulação observada nos no corte da aeronave. Comparando-se as Figuras 4.1-c e 4.1-d. observa-se também, que o modelo não simulou a oscilação vertical na umidade específica, que, conforme mostrado nos dados de aeronave, atinge regiões mais altas, próxima aos Andes e, é rebaixada na região do jato.

Pode-se observar diferenças também através de cortes horizontais, apresentados nas Figuras 4.4. A Figura 4.4-a mostra o JBN em 850hPa, simulada pelo

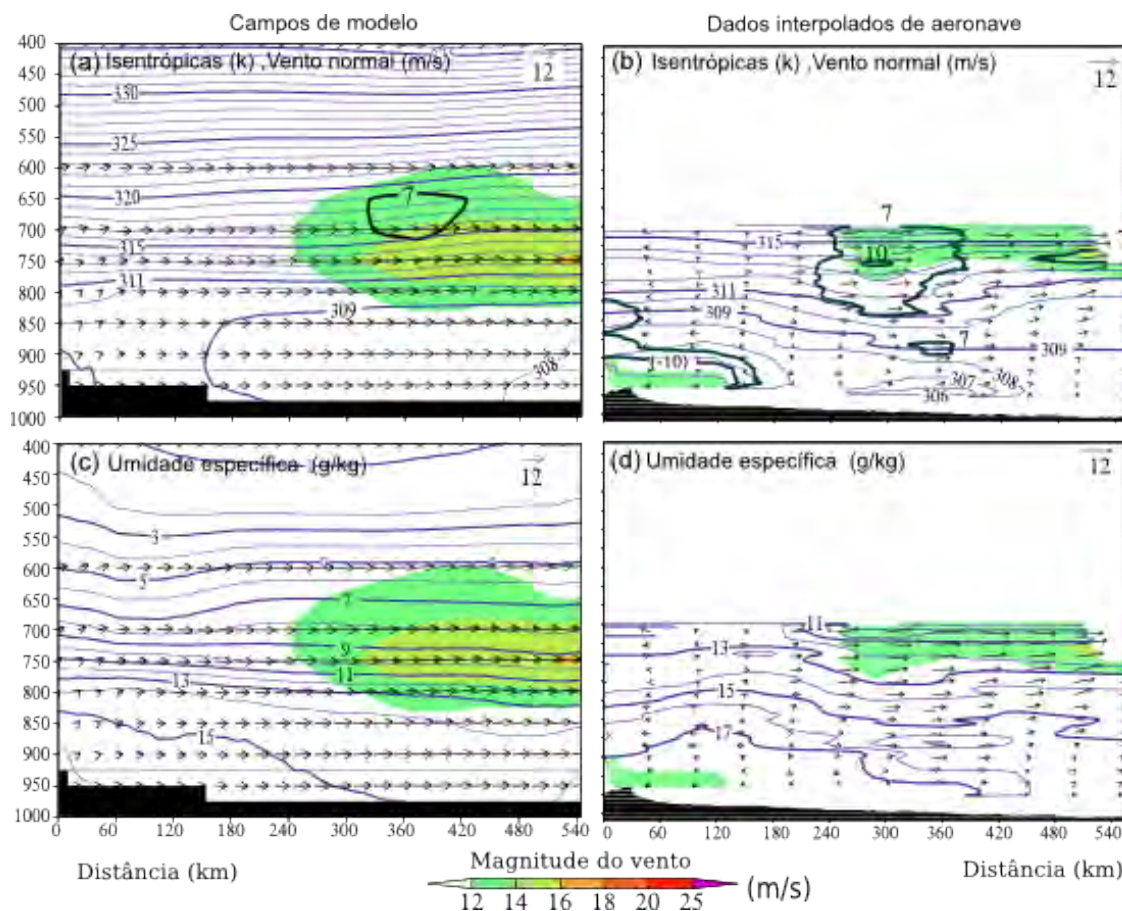


Figura 4.3 – Comparação entre corte vertical do modelo (a) e (c) contra dados interpolados de avião NOAA P3 (b) e (d) para dia 11-01-2003 1800UTC: Magnitude do vento em cores, Vento tangencial em vetores; linhas azuis em (a) e (b) são isentrópicos, em (c) e (d) são umidade específica.; linhas pretas em (a) e (b) são isotacas do vento normal.

modelo (linhas de corrente), com máximos em torno de 25 m/s, assim como a formação de um cavado. Os dados da aeronave (vetores) apresentam valores em torno de 14 m/s, portanto mais fraco neste nível. Na região onde o modelo apresenta um cavado, os dados da aeronave apresenta uma circulação mais fechada, indicando um cavado mais acentuado ou formação de um pequeno centro de baixa. Em 700hPa (Figura 4.4-b), as cores das linhas de corrente e vetores indicam que as diferenças entre modelo e dados da aeronave são menores. Porém, verifica-se que próximo ao cavado, o modelo ainda subestima os ventos em relação a aeronave. De forma geral, os erros aqui apresentados podem ser vistos como resultado de um pequeno deslocamento

para leste da posição do JBN pelo modelo, sendo portanto um erro pequeno e aceitável para este estudo. Vale também ressaltar que este episódio iniciou-se no dia anterior e gerou, horas antes, um CCM de grande extensão vertical que formou-se à jusante deste JBN. A análise da física e dinâmica deste episódio será tratado no capítulo seguinte onde, também é observada evidências de conexão deste evento de JBN com JAN.

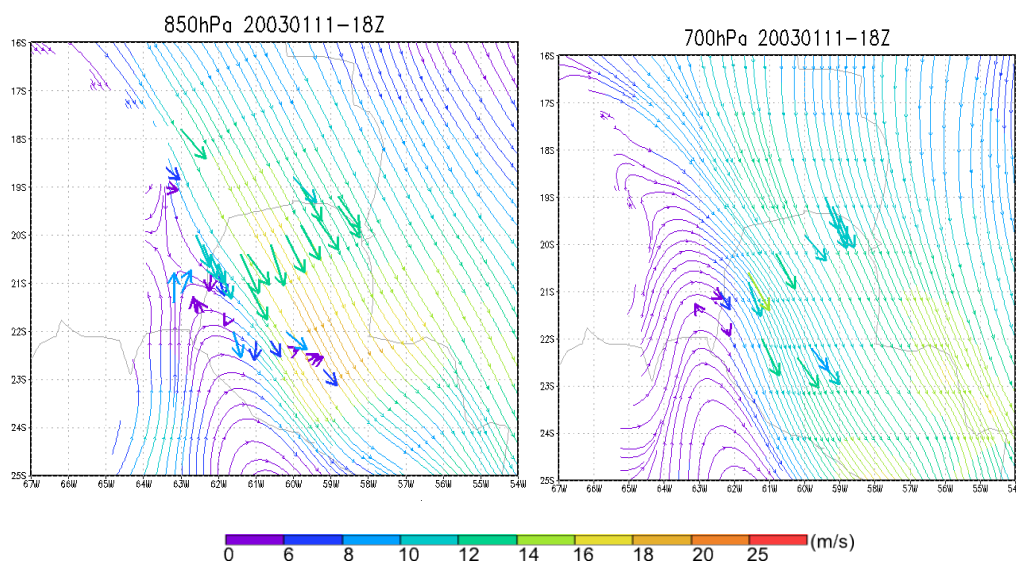


Figura 4.4 – Comparação entre ventos estimados pelo modelo WRF (linhas de corrente) e vento estimado pela aeronave NOAA-P3 (vetores), para 11-01-2003 1800 UTC , para os níveis: a) 850 hPa; b) 700 hPa. A escala de cores são as mesmas para vetores e linhas de corrente e indicam a velocidade do vento em m/s

#### 4.2.2 Episódio do dia 21-de janeiro

No episódio do dia 21, o modelo configurou as baixas, tanto em 850hPa como em 700 hPa. Os dados superpostos da aeronave indicam ventos mais intensos na borda da circulação de baixa. Contudo, de forma geral o modelo representou bem o JBN em comparação com os dados de aeronave, apresentando velocidades e direções muito próximos do observados, tanto em 850 hPa quanto 700hPa. As diferenças observadas próxima aos Andes, podem estar associadas à parametrização da CLP, que eventualmente podem não ser suficientemente elaborada para representar os movimentos verticais

junto a encosta dos Andes. Uma outra possível explicação pode estar nas condições iniciais do RGDAS. Ainda que o WRF possa melhorar esta reanálise, detalhando melhor o escoamento, a convecção, o ciclo diário etc., as características básicas do escoamento, tais como a posição do JBN é bastante influenciada pelas condições iniciais do RGDAS. Este, por sua vez, tem resolução horizontal bem menor. Conseqüentemente, os contornos da encosta dos Andes são representados de forma mais grosseira, fazendo com que a reanálise gerada tenha uma certa tendência de representar o JBN ligeiramente afastado da encosta. As previsões curtas com WRF, por sua vez, é influenciado por esta tendência de deslocamento, resultado nas diferenças observadas.

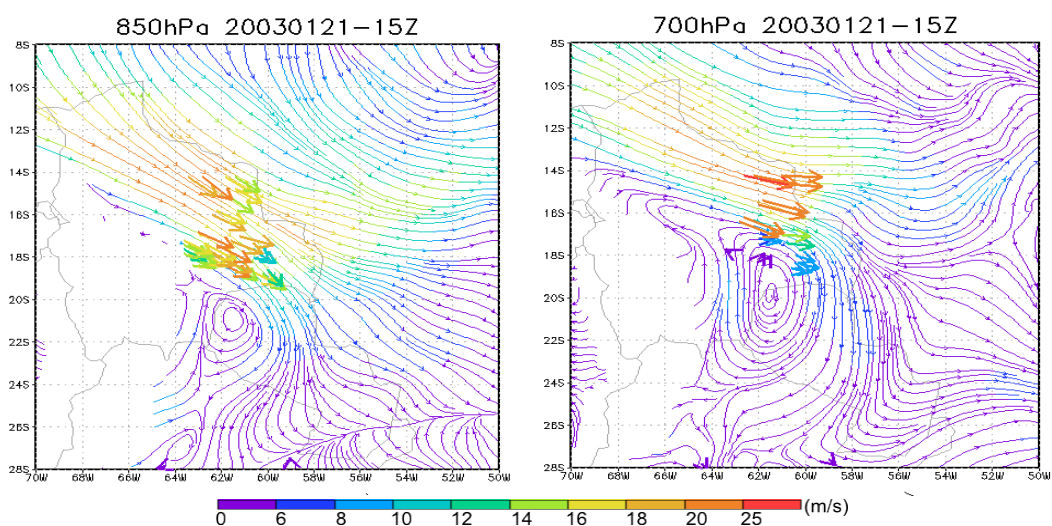


Figura 4.5 – Comparação entre ventos estimados pelo modelo WRF (linhas de corrente) e vento estimado pela aeronave NOAA-P3 (vetores), para 21-01-2003 1500 UTC , para os níveis: a) 850 hPa; b) 700 hPa. A escala de cores são as mesmas para vetores e linhas de corrente e indicam a velocidade do vento em m/s

#### 4.2.3 Episódio do dia 04-de fevereiro

Entre os vários episódios de JBN observados, o caso do dia 04-02-2003, que ocorreu predominantemente sobre a Argentina, forneceu os melhores dados observados para a avaliação dos efeitos de aquecimento dos Andes, sobre o JBN. Nesta região, o relevo dos Andes apresenta uma elevação mais gradativa e, portanto mais apropriada para se observar os efeitos de aquecimento. Um

dos cortes realizado pela aeronave P3 na ocasião foi perfeito para a análise. Um corte a partir dos campos do modelo WRF foi obtido na mesma posição. As Figuras 4.6-a 4.6-b apresentam respectivamente os cortes obtidos pelo modelo e pela aeronave para a latitude de -20,5 S.

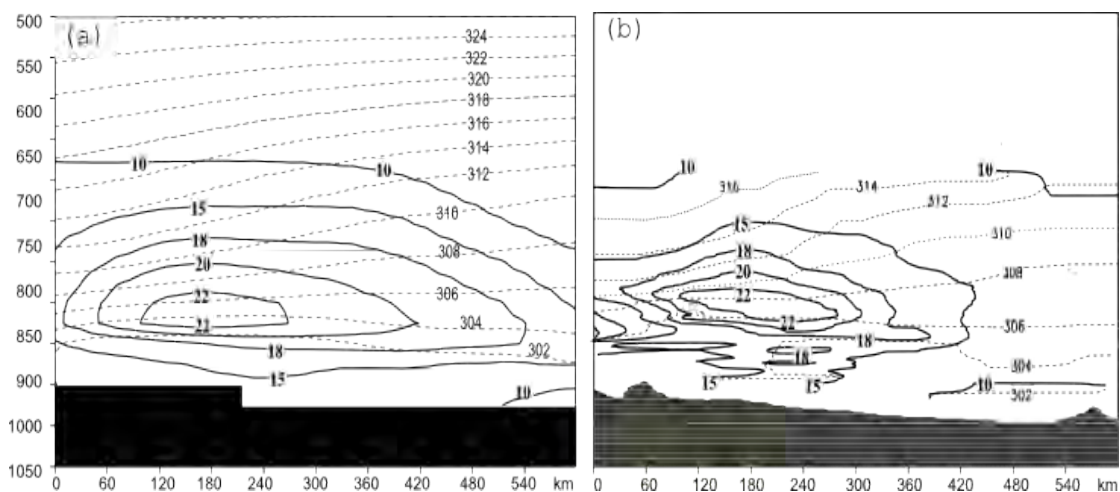


Figura 4.6 – Vento zonal ( componente normal do vento ao plano) em m/s e linhas isentrópicas em Kelvin para dia 04/02/2003 as 12Z: a) Campos do modelo WRF; b) Dados de aeronave NOAA-P3 interpolados

As Figuras 4.6-a e 4.6-b são semelhantes em muitos aspectos, que estão associados ao aquecimento sobre terreno inclinado. Durante o dia, as terras altas dos Andes, aquecem a atmosfera adjacente. Conseqüentemente, há uma redução de pressão e as isentrópicas curvam-se para baixo sobre os Andes, como pode-se visualizar em ambas as figuras. Em resposta a redução de pressão, o escoamento gira levemente para oeste, enquanto se desloca para sul, tendendo a subir o terreno inclinado. Isto causa um aspecto alongado das isotacas, em torno da isentrópica de 308 K. Observa-se que o perfil do JBN se alonga de leste para oeste, em torno da isentrópica de 308 K, que se apresenta mais alto junto aos Andes, e decai em altitude para leste. Perfis de vento semelhantes foram observados nos JBN, no litoral oriental do Continente Africano por Hart et al. (1978).

#### **4.4 Conclusões**

A qualidade da reanálise do NCEP para o período do experimento SALLJEX, é boa dentro de sua resolução, conforme mostrado por Herdies et al, (2007). O uso do WRF com as reanálises do NCEP, permitiu gerar campos com maior resolução espacial e temporal. A avaliação das simulações com modelo WRF, em comparação com dados observacionais ( dados do SALLJEX e do GTS), demonstrou que as simulações representam relativamente bem o estado da atmosfera e as correntes de jato. Pequenos erros sistemáticos foram observados através do cálculo dos viés e REMQ entre modelo e dados observados. Estes erros são menores na baixa troposfera, onde a resolução vertical é mais acurada do que na faixa acima de 600 hPa. Os erros sistemáticos mais significativos se dão no posicionamento da máxima intensidade do JBN pelo modelo. Em vários casos, o JBN é posicionado mais afastado dos Andes, do que o observado. Também há uma tendência de subestimar os movimentos verticais próximos aos Andes.





## 5 ANÁLISE DA FÍSICA E DINÂMICA DOS JATOS EM BAIXOS NÍVES

Neste capítulo, a física e dinâmica dos episódios de JBN é estudada utilizando, como principal instrumento, uma formulação de energética baseado em Orlanski e Katzfey (1991), Chang (2000), Piva et al. (2010), entre outros. O capítulo inicia apresentando o estado básico do escoamento e a formulação da energética utilizada, com interpretação dos termos e das modificações que foram implementadas para representar melhor os escoamentos na baixa troposfera. Na sequência, são analisados 3 episódios de JBN ocorridos em 2003, que correspondem respectivamente aos períodos de a) 10-01-2003 à 11-01-2003, b) 21-01-2003 e c) 04-02-2003. Através das análises procura-se isolar as principais características físicas do JBN, relacionado-as às principais teorias existentes, assim como outros processos físicos observados. São examinados o desacoplamento friccional noturno, o aquecimento diferencial sobre terrenos inclinados e o acoplamento com jato em altos níveis (JAN) e demais interações com a alta troposfera. Especial atenção é dada aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) associados aos JBN. Por fim, é obtido e analisado a evolução temporal dos termos de energética, integrados em cada um dos 3 períodos mencionados. A partir desta análise conclui-se a respeito dos termos de energética dominantes e dos mecanismos gerais da formação da corrente de jato em baixos níveis.

### 5.1 Estado Básico

A análise de energética é realizada separando-se os campos numéricos das variáveis meteorológicas em componentes do estado básico e do estado perturbado. O estado básico foi determinado pela média temporal dos campos numéricos do WRF-ARW processados a cada 3 horas desde 15 de dezembro de 2002 à 15 de fevereiro de 2003. Como exemplo, a Figura 5.1 apresenta o estado básico para o nível de 850 hPa e para as variáveis de vento (Figura 5.1-a), altura geopotencial e umidade específica (Figura 5.1-b)

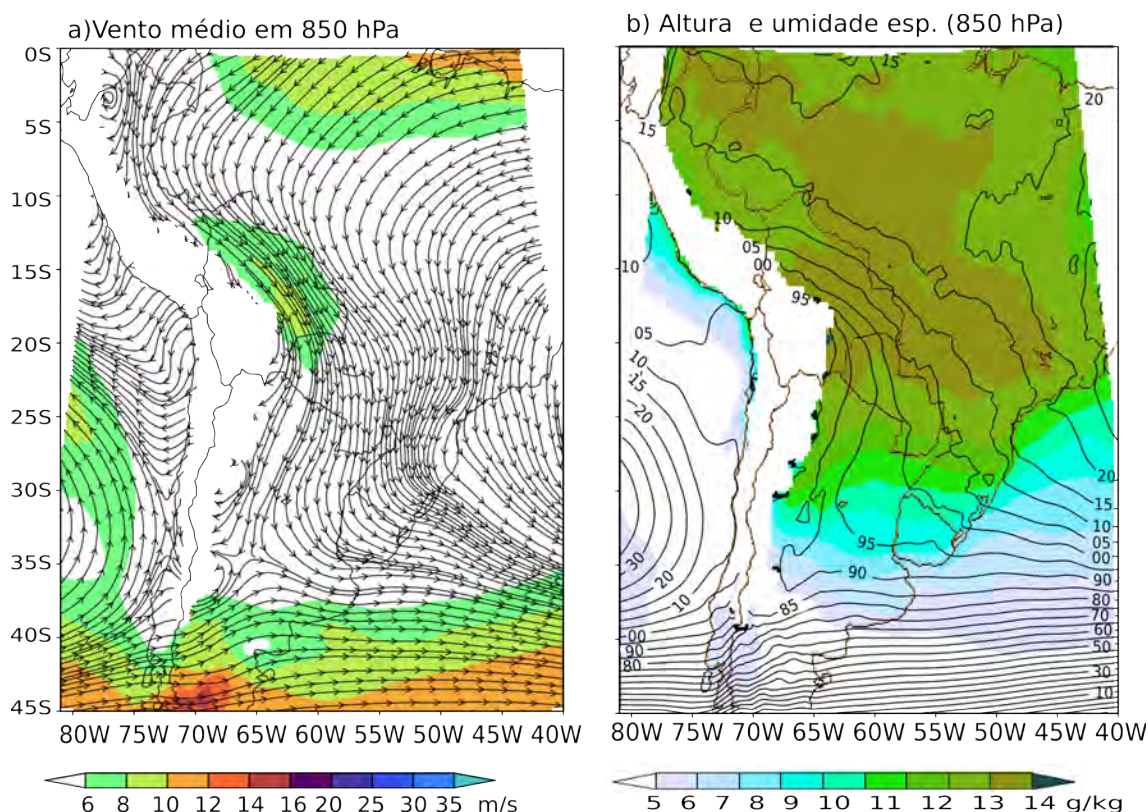


Figura 5.1 – Estado básico entre 15 de dezembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003 para o nível de 850 hPa.: a) Linhas de corrente do vento e magnitude do vento acima de 6 m/s; b) Umidade específica em cores (g/kg) e altura geopotencial em linhas com intervalo de 5 m desde 1395 m a 1535m (os dois primeiros dígitos do geopotencial são omitidos)

Pode se observar na figura 5.1-a um máximo de velocidade do vento médio sobre a Bolívia. Este valor não chega a atingir a velocidade de JBN (com valores até 10 m/s), contudo mostra que, em média, os ventos se mantem forte com direção NW . Na figura 5.1-b, observa-se, sobre a mesma região, as linhas de altura geopotencial indicando forte gradiente de geopotencial. A umidade específica é relativamente alta em toda a borda oriental dos Andes, decorrente do transporte médio de umidade das regiões tropicais em direção as baixas latitudes.

Os campos das variáveis do estado perturbado, são obtidos a partir da subtração dos campos de estado básico, para todas as variáveis meteorológicas básicas (geopotencial, temperatura, componentes do vento e umidade) e todos os níveis do modelo. A partir dos campos do estado perturbado são obtidos a energética do estado perturbado que é vista a seguir.

## 5.2 A energética para o estado perturbado

A equação 5.1 corresponde a equação da energética, ou e da tendência da energia cinética para o estado perturbado.

$$\underbrace{\frac{dK'}{dt}}_1 + \underbrace{(\vec{V}_m \cdot \nabla) K'}_2 + \underbrace{(\vec{V}' \cdot \nabla_3) K'}_3 = \dots \quad (5.1)$$

$$\dots = -\underbrace{(\vec{V}' \cdot \nabla \Phi')}_4 - \underbrace{\omega' \alpha'}_5 - \underbrace{(\vec{V}' \cdot (\vec{V}' \cdot \nabla_3 \vec{V}_m))}_6 + \underbrace{\vec{V}' \cdot \overline{(\vec{V}' \cdot \nabla_3 \vec{V}')}}_7 + \underbrace{\vec{V}' \cdot \vec{F}_o + R'}_7$$

Os termos numerados correspondem a:

- 1) Tendência local da energia cinética;
- 2) Advectção de energia cinética do distúrbio pelo estado básico (ADVB);
- 3) Advectção de energia cinética pelo distúrbio (ADVD)
- 4) Advectção horizontal de geopotencial (ADVHG);
- 5) Advectção vertical de geopotencial (ADVVG) ou conversão baroclínica (BRC);
- 6) Conversão de energia pelo “stress” de Reynolds ou conversão barotrópica (BRT);
- 7) Resíduos provenientes dos erros numéricos e forças resistivas.

Uma demonstração desta equação, assim como uma revisão de conceitos é apresentada no apêndice A (Equação A.11).

As quantidades energéticas desta equação foram calculadas para os campos do modelo WRF e integradas verticalmente conforme Equação 5.2, que também é demonstrada no apêndice A (Equação A.13)

$$\langle E_j \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} E_{ij} dP_i \quad (5.2)$$

Onde  $\langle E_j \rangle$  representa o resultado da integração vertical em  $W/m^2$ , para cada um dos termos “j” da equação 5.1. O termo  $E_{ij}$  representa, genericamente, cada um dos termos da equação 5.1 em seus respectivos níveis isobáricos “i”, em  $W/kg$ .

Na maioria dos trabalhos de energética, a integração dos termos é feita em toda a troposfera e para resoluções horizontais e verticais relativamente baixas (Orlanski e Katzfey (1991), Chang (2000), Piva et al. (2010), entre outros), o que permite algumas simplificações.

Neste trabalho a equação é integrada na baixa troposfera, entre a superfície e 700 hPa, e aplicada principalmente próximo a topografia complexa dos Andes, assim como também entre as regiões tropicais e extratropicais. Isto implica em algumas considerações e/ou modificações com relação a formulação original, que se fizeram necessárias para aplicação no estudo do JBN. A seguir é realizada uma breve discussão dos principais termos desta equação assim como as principais adaptações adotadas.

### **5.2.1 Advecção vertical de Geopotencial (ADVVG / BRC)**

A Advecção vertical de geopotencial (ADVVG), integração do termo 5 da equação 5.1, é associado à conversão baroclínica (BRC). Valores positivos de ADVVG ou BRC indicam circulação térmica direta, com ar quente subindo e ar frio descendo. Valores negativos indicam circulação indireta, ou seja, ar frio subindo e ar quente descendo. No caso dos JBN pode-se ter ADVVG, devido a conversões baroclínicas, assim como devido a elevação/subsidência forçada mecanicamente pela passagem do ar sobre região montanhosa. Na região de estudo, ocorrem as duas situações simultaneamente, o que requer uma análise cautelosa do termo. Por outro lado, uma das características típicas evidenciada, que será apresentada no decorrer deste trabalho, é a presença comum de baroclinia com valores negativos, indicando subsidência de ar quente principalmente nas regiões de entrada ou intensificação do JBN. Isto permite associar o termo BRC à estratificação da camada e aceleração do JBN nestas regiões. Ao

contrário, o termo BRC positivos é mais frequente na região de saída do JBN, associado a formação de SCM. Assim o termo BRC será utilizado mais para análise destes dois processos na entrada e saída do JBN, do que nos processos de convecção junto a encosta das montanhas.

### 5.2.2 – Conversão Barotrópica Integrada na vertical (BRT)

Os resultados para conversão barotrópica integrada na vertical (BRT), integração do termo 6 da equação 5.1, geralmente resulta em valores positivos na região do JBN, decorrente principalmente do forte cisalhamento horizontal associado ao JBN. Será mostrado mais adiante, que estes valores são geralmente pequenos quando examinados através de cartas horizontais, contudo, como são sempre positivos em toda área do JBN, quando integrados no volume mostram ser comparáveis em intensidade ao termo de BRC. Em geral, o aumento dos valores do termo BRT estão associados a redução de baroclinia, devido à subsidência do ar em altos níveis e estratificação térmica associada aos eventos de JBN.

### 5.2.3 Advecção Horizontal de Geopotencial (ADVHG)

A Advecção horizontal de geopotencial (ADVHG), termo 4 da equação 5.1, é usualmente dividida em suas componentes radiativa e de divergência, conforme equação 5.3.

$$-\vec{V}' \cdot \nabla_h \Phi' = -\underbrace{\nabla_h(\Phi' \vec{V}')}_1 + \underbrace{\Phi' \nabla_h \cdot \vec{V}'}_2 \quad (5.3)$$

Após a igualdade, o primeiro termo representa, de forma geral, a convergência de fluxo de geopotencial (CFG). Conforme Orlanski e Katzfey (1991), se em CFG substituindo-se  $\vec{V}'$  por suas componentes geostrófica e agesotrófica, tem-se que o divergente do vento geostrófico é nulo, conseqüentemente este termo é equivalente a Convergência do Fluxo Ageostrófico (CFA), dado por

$$CFA = \nabla_h(\Phi' \vec{V}'_{ag}) \quad (5.4)$$

e onde  $\vec{V}_{ag}'$  é o vento ageostrófico e  $\Phi \vec{V}_{ag}'$  é o Fluxo Ageostrófico (FAG). Muito embora, CFA e CFG apresentem os mesmos resultados, é importante notar que os Fluxos de Geopotencial FG e os FAG são completamente diferentes, assim como os Fluxos Contragridentes (FCG). (vide apêndice B). Existem dois pontos a serem ponderados para o cálculo do CFA e do FAG. O primeiro (conforme Apêndice B) é que o cálculo de CFG (com o vento real) é numericamente mais preciso que CFA (com vento ageostrófico). O segundo ponto é que o cálculo de FAG resulta em valores espúrios em muitos pontos do escoamento do JBN, pois o mesmo é baseado na suposição do escoamento aproximadamente em balanço geostrófico. Para uma abordagem completa, é necessário ponderar, que o JBN transita nas baixas latitudes, além de também ser forçado pela topografia, descrevendo trajetórias, que eventualmente não podem ser balanceadas somente pela forças de gradiente de pressão e Coriolis. A força centrífuga (HOLTON, 1996) obviamente faz parte do balanço de forças associados ao JBN, sendo também responsável pelas oscilações inerciais deste escoamento. Assim, o vetor FAG não é adequado e por isto substituindo pelo FCG. O FCG, ao contrário, é sempre consistente em qualquer ponto e representa o fluxo resultante dos deslocamentos transversais às isóbaras em qualquer latitude, conforme Apêndice B. O cálculo de CFG é adotado no lugar de CGA, pois isto melhora a precisão e qualidade dos resultados.

No entanto, como CFA e CFG são muito próximos e para manter a nomenclatura usual nos trabalhos de energética, optou-se por usar CFA para denominar o primeiro termo da equação 5.3, enfatizado-se que, de fato, o cálculo foi realizado com o vento real.

O segundo termo da equação 5.3 representa a divergência horizontal Integrada. Considerando a aproximação para fluido incompressível, este pode se expresso na forma da 5.5

$$\Phi' \nabla_2 \cdot \vec{V}' = -\Phi' \frac{\partial \omega'}{\partial P} \quad (5.5)$$

onde a divergência horizontal, expressa no lado esquerdo da igualdade, é associados por continuidade à variação dos movimentos verticais do lado direito da equação. Quando integrada desde superfície até o topo da atmosfera a convergência / divergência horizontal em baixos níveis, compensa a divergência / convergência horizontal em altos níveis, de forma que os resultados devem ser próximos à zero. Por este motivo o termo é eliminado na formulação de Orłowski e Katzfey (1991). No caso deste estudo, como a equação é integrada apenas da superfície à 700hPa, os resultados podem ser expressivos e indicam o total de energia que é transferida entre a baixa e a alta troposfera através dos movimentos verticais. Assim, neste trabalho, este termo é importante, sendo calculado na forma do termo 2 da equação 5.3 e nomeado como conversão vertical de energia cinética (CVK).

#### **5.2.4 Advecção de Energia Cinética**

Os termos ADVB e ADVD (termos 2 e 3 da equação 5.1) não são relevantes para intensificação da energia cinética do distúrbio, contudo contribuem para o deslocamento do centro de energia. No caso do ADVB, esta contribuição será sempre para deslocar os distúrbios para sul, seguindo o estado básico (figura 5.1-a). No caso do ADVD, esta contribuição segue a direção do distúrbio. Quando o JBN é para sul, ADVD contribui para deslocamento da energia cinética ao sul, tal como o ADVB. Quando o JBN segue para leste, o ADVD passa a favorecer a intensificação do distúrbio para leste, sobre o centro oeste brasileiro.

#### **5.2.5 Dissipação de energia e resíduo**

Trabalhos, por exemplo, como de Blackadar (1957), mostram que o resfriamento noturno contribui para a redução das forças resistivas (atrito), o que leva a intensificação dos ventos em baixos níveis. Contudo, isto não significa que durante o dia ocorra o processo inverso, isto é, que o aumento das temperaturas causem redução das velocidades do JBN. Por exemplo, conforme mostrado

por Bonner e Peagle (1970), o aquecimento diferencial sobre os terrenos inclinados produz o gradiente térmico que está associado a aceleração do JBN durante o dia.

Também não é correto pensar que o aumento das velocidades e a estratificação da camada do JBN estejam associados diretamente à redução da turbulência, conforme pode ser visto na literatura clássica, tais como, por exemplo Vinnicheko (1980) e Priestley (1959), entre outros. Sabe-se que “mesmo em escoamentos aparentemente estáveis e laminares existe turbulência em alguma escala”, responsável pela dissipação de energia. Do contrário o escoamento tenderia a acelerar continuamente sob ação das forças causadoras do movimento. Uma forma de visualizar este conceito é através do número adimensional de Reynolds (equação 5.6),

$$R_e = \frac{\rho v D}{\mu} \quad (5.6)$$

onde  $v$  é a velocidade média do escoamento,  $D$  é a uma distância característica do escoamento,  $\mu$  a viscosidade dinâmica e  $\rho$  a massa específica. Experimentos em laboratórios mostram que valores de  $R_e$  entre 2500 a 5000 tornam o escoamento turbulento. Calculando-se  $R_e$  para valores típicos da atmosfera, encontra-se valores de  $R_e$  várias vezes superior ao valor crítico, demonstrando que o escoamento atmosférico nunca é perfeitamente laminar. Quanto maior a velocidade  $v$ , mais  $R_e$  se distancia da condição de estabilidade.

Uma vez que os modelos numéricos já consideram as forças resistivas através das parametrizações adotadas, não é o objetivo deste trabalho fazer um modelamento completo à parte. Ao invés disto, as forças resistivas (termo 7 da equação 5.1) são obtidas a partir dos campos do modelo na forma de diferença residual (equação 5.7).

$$Res = \underbrace{\left( \frac{K'_{(t+1)} - K'_{(t-1)}}{2\Delta t} \right)}_1 - \underbrace{\left( \frac{dK'}{dt} \right)}_2 \quad (5.7)$$



Onde o termo (1) é a variação local média da energia cinética, centrada no tempo “t”, calculado pela diferença entre a energia cinética observadas nos termos “t - 1” e “t + 1”. O intervalo de tempo  $\Delta t$  utilizado é de 3 horas, frequência de saída dos resultados do modelo. O termo 2 é a variação local instantânea da energia cinética, calculada através da equação 5.1. O cálculo foi realizado explicitando-se o resíduo e somando todos os demais termos no tempo “t”. Assumindo que, nos casos de velocidades altas, as forças resistivas são bem maiores do que os erros envolvidos nos cálculos numéricos, isto é, que  $\vec{V}' \cdot \vec{F}_o \gg R'$ , o resíduo expresso pela equação 5.7 deve refletir principalmente a energia dissipada pelas forças resistivas, sendo, portanto, predominantemente negativo e proporcional a velocidade do distúrbio ( $\vec{V}'$ ), o que de fato é verificado mais adiante no cálculo dos termos integrados.

A seguir, são apresentados resultados obtidos para forçantes locais.

Para realização dos cálculos dos termos de energética, foi desenvolvido neste trabalho, um software de computador, em FORTRAN 90, estruturado de forma modular e configurável para permitir seu uso a partir de diferentes campos de modelo, resoluções, domínios e camadas de integração. Este software, assim como instruções básicas de utilização, encontra-se arquivado no Sistema de Gestão de Projetos do Centro do Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), disponível para usuários cadastrados através do endereço <https://projetos.cptec.inpe.br/projects/dynameke>.

### **5.3 Influência do aquecimento diurno sobre terrenos inclinados**

As teorias de Bonner e Paegle (1970), para os JBN na América do Norte, e as de Saulo et. al. (2004) para borda oriental da Cordilheira dos Andes, são bastante similares. Em síntese, estas teorias consideram o aquecimento diferencial das terras alta em relação a atmosfera adjacente, que conforme o enfoque, criaria uma oscilação inercial do vento térmico, ou modulação do vento geostrófico. Estas teorias serão aqui examinadas utilizando uma abordagem de energética, na qual se considera as componentes de CFA e

BRC. Estas componentes são analisadas em cortes longitudinais no curso da corrente de jato. A figura 5.2 apresenta os resultados para o caso dos JBN de 11-01-2003, sobre a Bolívia. O corte longitudinal é feito na latitude de 18S, para os horários de 15, 18, 21, 00 UTC (11, 14, 17, 20 hora local), permitindo assim observar parte do ciclo diário.

O vento transversal foi obtido pela composição do vento vertical do distúrbio  $\omega'$  e pelo vento contragradiente, que aqui é definido como  $u_c' = -(\vec{V}' \cdot \hat{n})$ , onde  $\hat{n} = \nabla\phi / |\nabla\phi|$  é um vetor unitário na direção do gradiente de geopotencial. Isto permite observar a circulação, na direção transversal às linhas de geopotencial.

A posição do corte foi escolhido em uma região onde o aclave dos Andes é bastante acentuado e onde a circulação dos ventos é predominantemente originada pela declinação dos ventos alísios, pela barreira dos Andes. A corrente de jato subtropical em altos níveis, atua mais ao sul e, portanto tem pouca influência nesta região

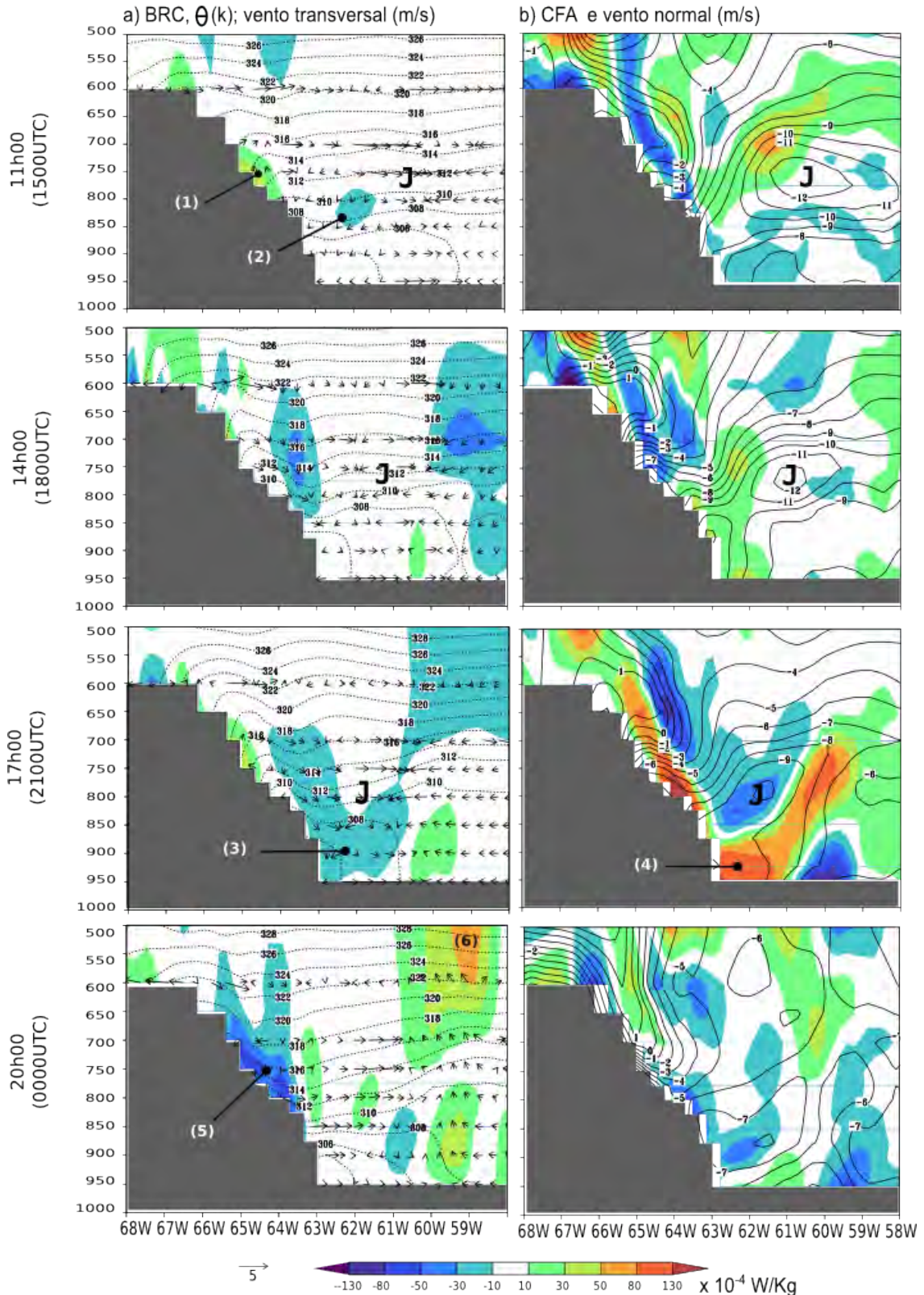


Figura 5.2 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 18S de 11-01-2003 1500 UTC à 12-01-2003 0000 UTC. Na coluna “a”: Temperatura potencial (K), vetor vento transversal do distúrbio ( com componente horizontal em m/s e componente vertical em  $-2 \times \text{Pa/s}$ ); e termo BRC (cores). Na coluna “b”: Vento meridional real (m/s) e CFA do distúrbio.

Hipoteticamente, se os aclives dos Andes fossem suaves e os ventos fracos, os movimentos verticais seriam gradativos e o aquecimento das regiões altas faria com que as linhas isentrópicas, das figuras da coluna “a” , inclinassem de forma suave na direção dos Andes. Como o aclive é bem acentuado, é natural que os movimentos verticais sejam intensos durante o dia e durante a noite, causando efeitos de aquecimento/resfriamento adiabáticos, assim como variações significativas dos valores de BRC e CFA.

NA Figura 5.2 às 1500 UTC, verifica-se valores de BRC positivos, bem próximo dos Andes (1), e onde também observa-se vetores com componente vertical ascendente, o que indica ascensão de ar quente. Na mesma figura, verifica-se valores de BRC negativos em (2), associado a movimentos descendentes, indicando, desta forma, subsidência ar quente.

Assim, na ocasião, os ventos subiam a montanha, devido ao aquecimento diurno (1) e depois desciam à leste (2), evidenciando a formação de uma célula de circulação vale-montanha, superposta ao JBN. Esta célula intensificou-se durante o dia, aumentando a ondulação das linhas isentrópicas, e subsidência de ar quente sobre o JBN ( termo BRC negativo). O movimento descendente encontrava-se com segundo ramo descendente, às 17h00 em (3). Em superfície, parte do escoamento voltava para oeste e tornava a subir a cordilheira, outra parte propaga-se para leste e confronta os ventos de leste, formando uma região de convergência, melhor observada no campo de CFA às 2100UTC , na posição 4 da figura 5.1. O JBN (J) se intensificava na região de confluência ,entre os ventos que desciam dos Andes com os ventos que vem de leste.

À noite (Figura 5.1- 0000 UTC), o sentido dos ventos transversais junto à encosta e o sinal do BRC invertiam em (5). O termo BRC em (6) também mudou de sinal (de negativo durante o dia passou a positivo durante a noite) indicando que houve inversão da circulação vale-montanha nesta região. Outra característica observada nas figuras, nos horários da tarde e noite, é o gradiente vertical da temperatura potencial. O gradiente é maior próximo dos Andes do que nas regiões mais afastadas.

Comportamento semelhante foi observado no capítulo 4, através dos dados de aeronave, por exemplo, nas figuras 3.2-a e 3.2-b, onde as linhas isentrópicas aparecem mais juntas, próximo aos Andes, e mais espaçadas, quando o escoamento se afasta dos Andes.

Conforme representado no esquema da Figura 5.3, Isto ocorre porque a subsidência aquece o ar adiabaticamente na parte superior do JBN , favorecendo o rebaixamento das linhas isentrópicas. Ao mesmo tempo a difluência, próxima à superfície, e a ascensão do ar, em direção aos Andes, resfria adiabaticamente a parte inferior do JBN, favorecendo o levantamento das linhas isentrópicas. Isto estratifica a camada, produzindo a inversão térmica, comumente vista nas radiossondagens, geralmente associadas a intensificação dos ventos.

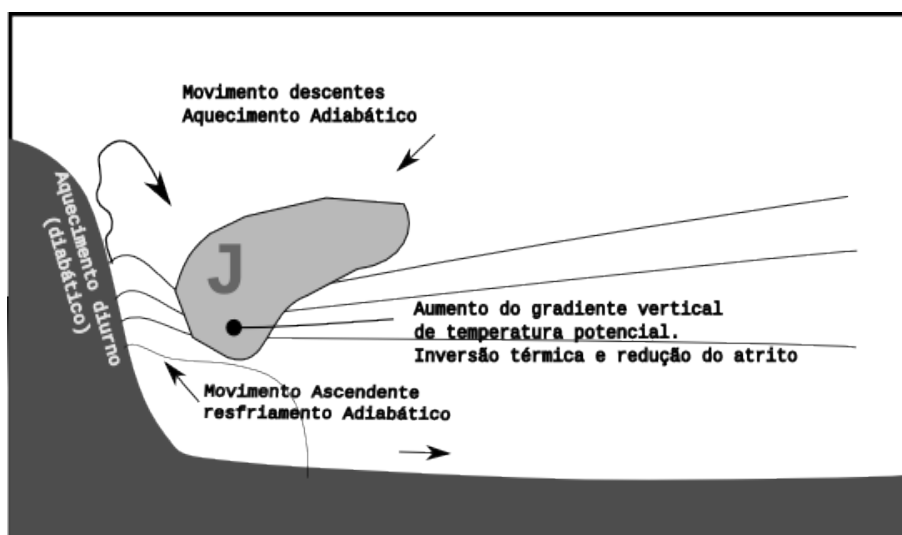


Figura 5.3 – Representação esquemática da circulação secundária vale-montanha durante o dia, associada aos JBN e da inclinação das isentrópicas. No centro em cinza a representação do perfil do jato.

Não podemos deixar de notar que a difluência em baixos níveis ocorrem dentro da camada de mistura turbulenta. O processo turbulento isoladamente já é suficiente para tornar a camada abaixo do JBN insetrópica, aquecendo a superfície e esfriando a base do jato, acentuando a inversão térmica. Como a camada de mistura inclina-se sobre os Andes, as isentrópicas torna-se mais estratificada sobre a mesma região. Um outro efeito que colabora é a

inclinação bastante íngreme dos Andes. Isto força a ascensão do escoamento de Noroeste, o que também leva ao resfriamento adiabático da região.

Durante a noite a circulação muda. Conforme representado no esquema da figura 5.4, ocorrem descensão de ar quente e aquecimento adiabático próximo aos Andes. Ao mesmo tempo, ascensão e resfriamento adiabático à leste. Contudo, nota-se que as isentrópicas continuam predominantemente inclinada na direção dos Andes. A única mudança significativa é a ausência da protuberância destas linhas junto à cordilheira. O gradiente de temperatura, que favorece inversão térmica e a formação dos JBN, continua existindo, mudando apenas a posição. Durante o dia o JBN ascende e se afasta-se dos Andes. Durante a noite, o JBN aproxima-se da superfície e da encosta dos Andes.

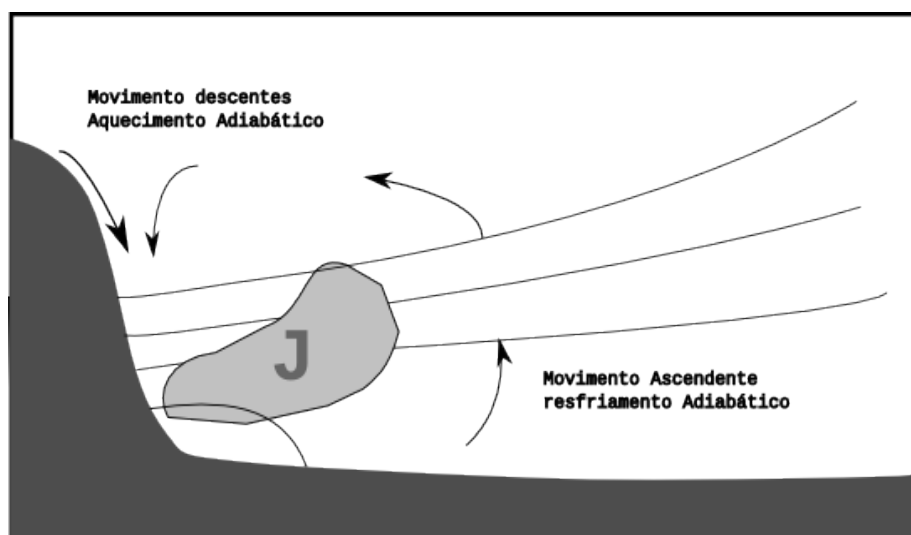


Figura 5.4 – Representação esquemática da circulação secundária vale-montanha durante à noite associada aos JBN e da inclinação das isentrópicas. No centro em cinza a representação do perfil do jato.

#### 5.4 Interação da circulação vale-montanha com fatores de maior escala

Nas regiões mais ao sul, sobre o Norte da Argentina, os escoamentos que cruzam os Andes vindos do Oceano Pacífico tendem a descer a encosta no lado oriental e interagir com a circulação em baixos níveis. A inclinação dos

Andes é também mais suave o que, em princípio, reduz a ascensão forçada do escoamento aumentando a importância do efeito do aquecimento diferencial sobre os terrenos inclinados. Verificando os JBN que ocorrem nesta região, fica mais evidente a interação da circulação vale montanha com a média e alta troposfera. A figura 5.5 apresenta cortes longitudinais em 20.5S, para o episódio ocorrido na região do Paraguai e Argentina no dia 04-02-2003. No primeiro horário (1200UTC – coluna a) os vetores indicam que havia movimento descendente de ar quente, vindo do topo dos Andes junto a encosta, com conversão de BRC negativo em (1). Da superfície à 850hPa, o vento seguia no sentido contrário, indo em direção à base dos Andes, em uma região onde o termo BRC era positivo (2). Tal como no item anterior, o JBN era aquecida adiabaticamente de cima para baixo, devido a movimentos descendentes e resfriado adiabaticamente, de baixo para cima, devido a movimento ascendente do ar. O resultado no campo de CFA (coluna b) foi a formação de uma região de CFA positivo em (3), decorrente da convergência vertical e horizontal dos ventos, que aceleravam os ventos nesta região.

Comparando a posição do núcleo de máximo CFA com o núcleo de máxima velocidade zonal do vento, em diversos horários, pode ser observado que, em geral, o JBN (J) é um pouco mais afastado dos Andes do que o núcleo positivo de CFA, o que indica que parte da energia deste termo é provavelmente dissipada pela turbulência, ou está sendo convertida para movimentos verticais, que, conforme visto em itens anteriores são maiores junto à superfície e também junto a encosta dos Andes.

Neste episódio, observou-se também a formação de alguns padrões de ondas que surgiam na média troposfera, sobre os Andes, tanto nos campos de BRC quanto CFA. Esta ondulação começou a partir das 1500 UTC, tornando-se mais evidente no termo de BRC a partir das 1800 UTC (Figura 5.5 em (4)), apresentando um padrão bem curto e intenso.

Embora tais ondas possam parecer oscilações espúrias do modelo, verifica-se, através de imagens de satélite no canal visível, linhas de nebulosidade convectivas que se formam sobre os Andes e que tendem a crescer com o

aquecimento diurno de forma coerente com as ondulações do termo BRC. Por exemplo, através da imagem de satélite da figura 3.11, apresentada no capítulo 3, pode ser observado a formação de várias linhas de nebulosidades convectivas paralelas aos Andes. As mais pronunciadas estendem-se acompanhando o topo das cordilheiras oriental e ocidental dos Andes. Outras formam-se na região dos Andes ao sul da Bolívia e tendem a propagar-se para leste devido a corrente em médio níveis. Este padrão de linhas de nebulosidade tende a crescer com o aquecimento diurno (figuras não mostradas) apresentando concordância com o crescimento das ondulações do termo BRC no corte da figura 5.5.

Pode-se notar uma certa correspondência entre os núcleos de CFA, formando-se um padrão alternado de convergência e divergência em 600 hPa (Figura 5.5 em (5)), em oposição a divergência e convergência em 850 hPa (Figura 5.5 em (6)). O vento transversal, no mesmo horário, também evidenciou a divergência entre 950hPa e 850 hPa na longitude de 60.5W (Figura 5.5 em(8)), com parte dos ventos seguindo para leste e outra parte para oeste. Em superfície, formaram-se pequenos núcleos de altas pressões, os quais aparecem no campo de temperatura potencial, como linhas fechadas à superfície em torno de 306K Isto pode ser observadas na coluna a da Figura 5.5, para os horários das 1500, 1800 e 2100 UTC. Estes ocorriam em intervalos relativamente regulares, parecendo estar associados as oscilações mais curtas das isentrópicas na média troposfera. Dada a escala adotada nas figuras das 1500, 1800 e 2100 UTC , são visualizados apenas o primeiro núcleo de 306K e parte do segundo núcleo, a leste.



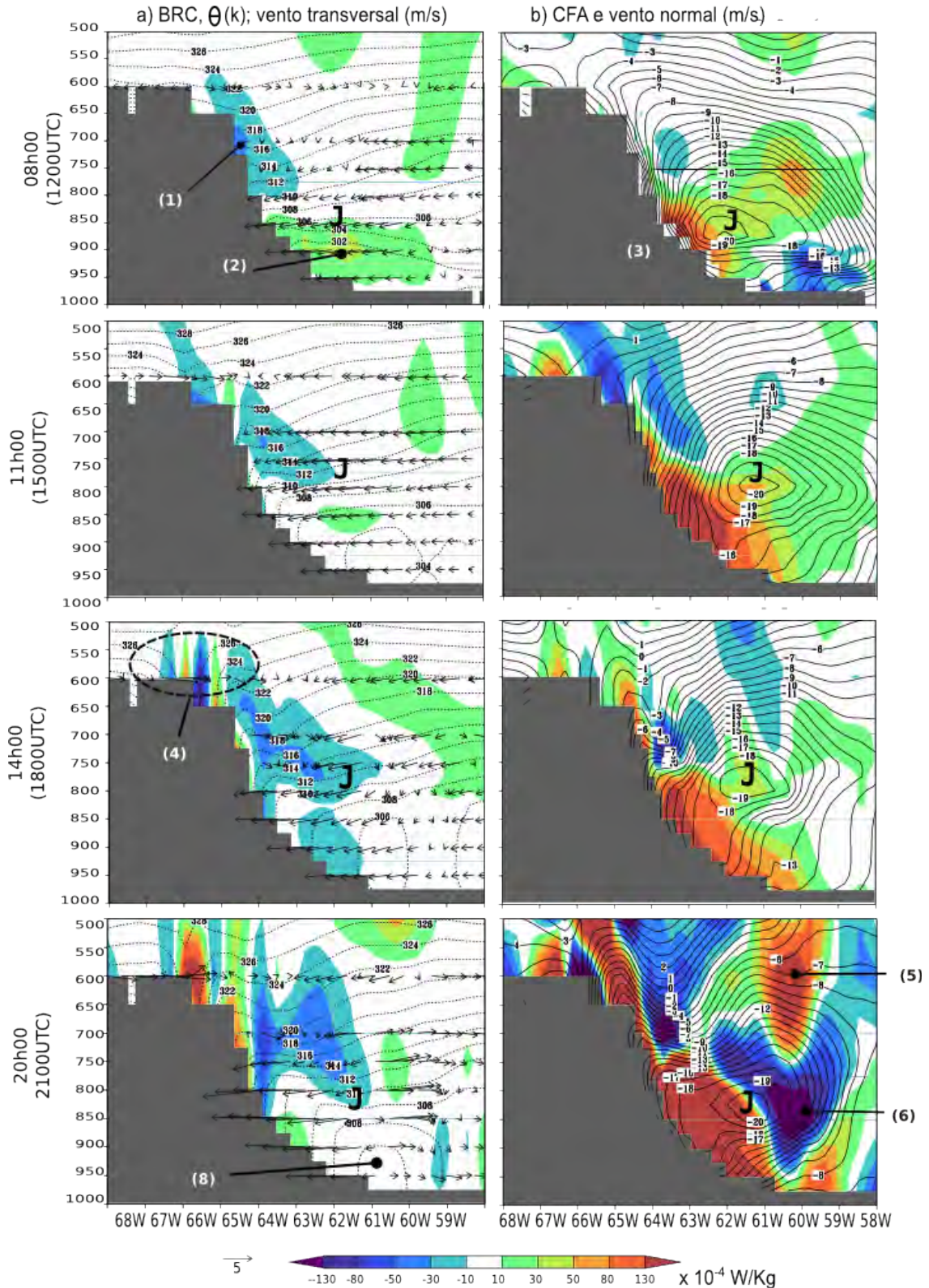


Figura 5.5 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 20.5S de 04-02-2003 1200 UTC a 04-02-2003 2100 UTC. Coluna a) Isentrópicas (K); vetor vento contragradiente do distúrbio com componente horizontal em m/s e componente vertical em  $-2 \times \text{Pa/s}$ ; termo BRC (cores). Coluna b): Isotacas do vento normal (m/s) e termo de CFG do distúrbio.

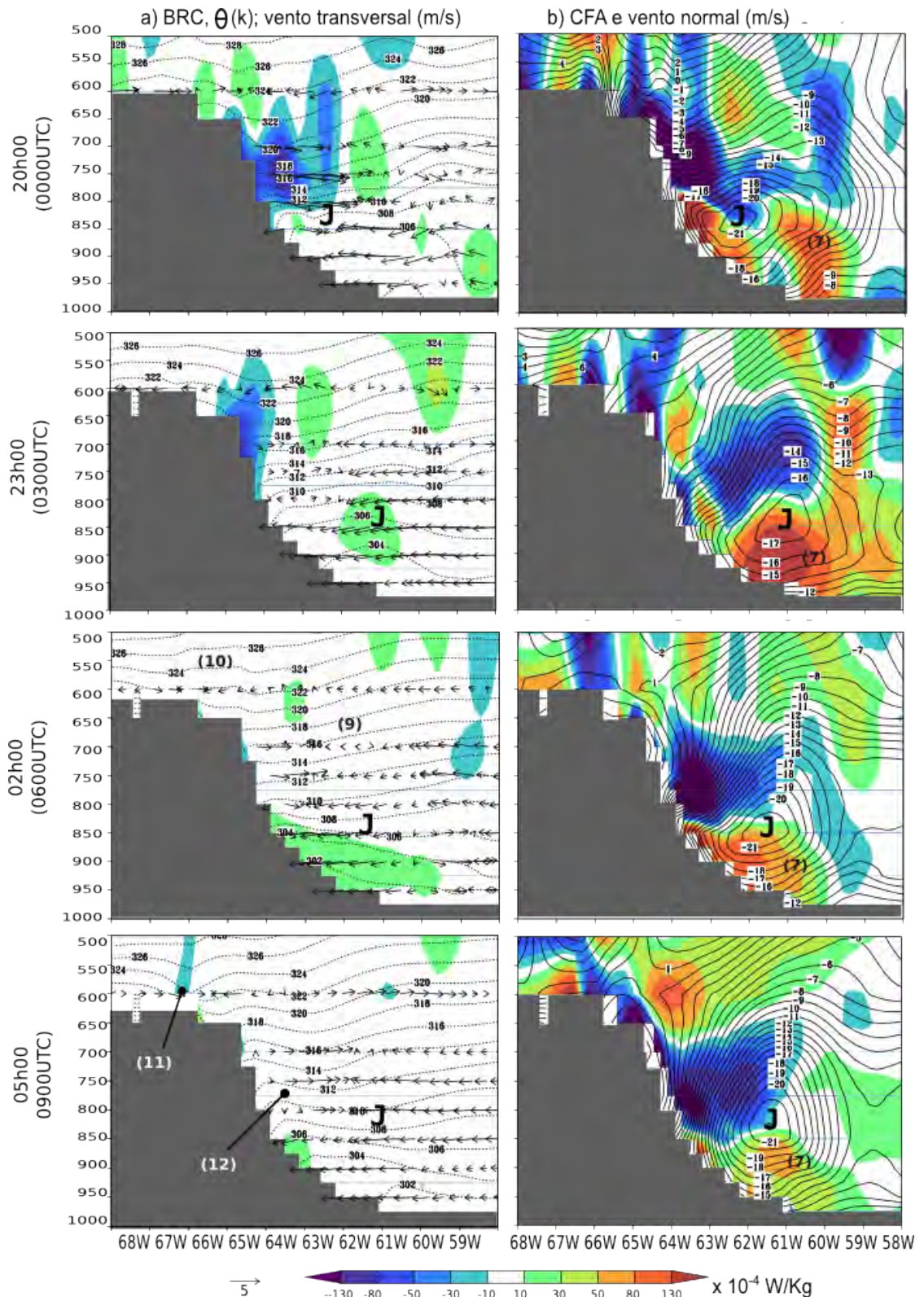


Figura 5.6 – Corte vertical de campos do WRF para latitude de 20.5S de 05-02-2003 00 UTC (20h local) a 05-02-2003 09Z (05h local). Primeira coluna: Temperatura potencial (K); vetor vento contragradiente do distúrbio com componente horizontal em m/s e componente vertical em  $-2 \times \text{Pa/s}$ ; termo baroclínico. Segunda coluna: Vento meridional real (m/s) e Convergência do Fluxo de Geopotencial do distúrbio.

Através da Figura 5.6, pode se observado que, às 0000 UTC e 0300 UTC do dia seguinte, a medida que ocorria o resfriamento noturno, as perturbações térmicas diminuía. Contudo, os valores de CFA continuavam positivos próximos a superfície (Ponto (7) em todos os horários da Figura 5.6). Assim, como o rebaixamento das linhas isentrópicas, observado em todos os horários, junto à encosta dos Andes e também na média troposfera. Por exemplo, nos pontos (9) e (10) da Figura 5.6 ( coluna a ) 0600 UTC. No horário das 0900 UTC, as regiões mais altas dos Andes começaram a se aquecer, devido aos primeiros raios de sol. Pode-se observar o efeito deste aquecimento através do rebaixando local das linhas isentrópicas no topo dos Andes (Figura 5.5 em (11)), e através do início da elevação das linhas isentrópicas na lateral dos Andes em (12). Isto caracteriza o reinício do ciclo.

## **5.5 O efeito do resfriamento noturno e desacoplamento friccional**

O efeito de resfriamento noturno e desacoplamento friccional pode ser verificado através de evolução temporal das cortes verticais longitudinais ao JBN. Foram examinados através de cortes longitudinais os episódios de JBN do dia 11-01-2003 e do dia 04-02-2003, sendo que ambos apresentaram resultados similares. Como exemplo de resultado, a figura 5.7 apresenta a evolução temporal a cada 3 horas de um corte vertical iniciando no dia 04-02-2003 as 0000 UTC

No final da tarde do dia anterior, o JBN que havia desenvolvido na região (figuras não mostradas) atingiu velocidade máxima em torno de 700 hPa. A camada de mistura formada sob o JBN estendeu-se na vertical da superfície até 800 hPa com temperatura potencial constante, em torno de 309K. Com o cair da noite, os ventos enfraqueceram abaixo de 12 m/s.

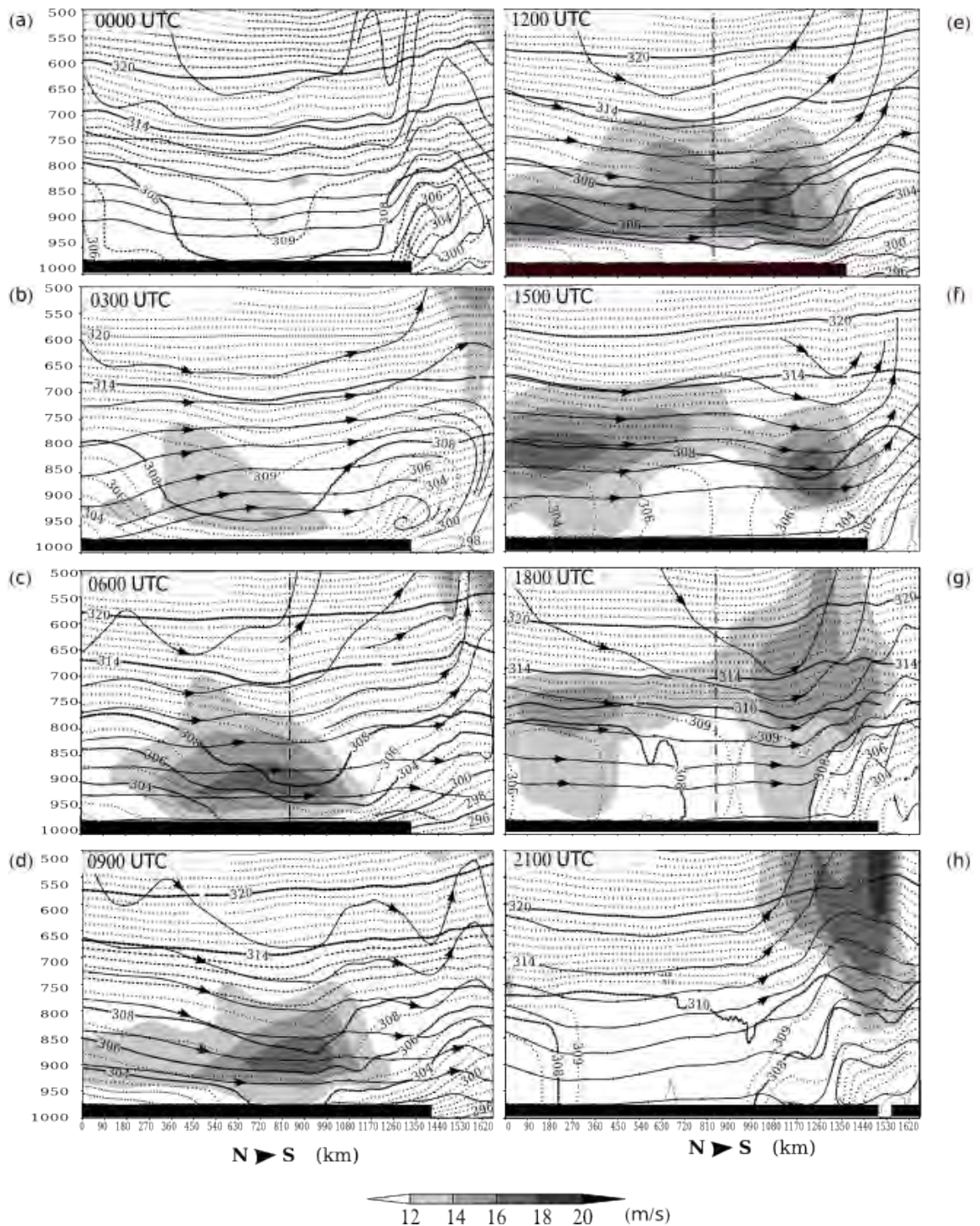


Figura 5.7 – Evolução de um corte longitudinal em 54W do JBN ocorrido de 04-02-2003 0000 UTC à 04-02-2003 2100 UTC, para: velocidade do vento (tons de cinza), isentrópicas (linhas pontilhadas) e linhas de corrente do vento tangencial. A linha vertical traço-ponto em (c), (e) e (g) indicam o ponto das radiossondagens apresentadas na figura 3.12

A figura 5.7-a mostra o resultado às 0000 UTC do dia 04, onde pode-se observar apenas a espessa camada de mistura remanescente em torno de 309K entre a superfície e 800 hPa. Na mesma figura, pode-se também verificar que esta camada de mistura é bem mais quente que o ar subtropical ao sul, em torno de 300 K. Também é mais quente do que o ar tropical ao norte, em torno de 306. Após o por do sol as temperaturas à superfície começam a baixar. Contudo a atmosfera, logo acima não esfria de forma tão rápida, o que causa a formação da inversão térmica radiativa, que na Figura 5.7-b aparece como um forte gradiente de temperatura potencial, com temperaturas potenciais entre 304K e 308K entre a superfície e 950 hPa.

Na mesma figura 5.7-b, observa-se que as linhas de correntes em torno de 850 hPa, cruzam a região acima da inversão térmica, sem acompanhar as linhas isentrópicas, cruzando, por exemplo, as linhas isentrópicas de 308 K ao norte e ao sul da região. Esta característica é diferente da condição de escoamento em regime estacionário, onde as linhas de corrente seguem as isentrópicas. Neste caso, o que é observado na figura 5.7-b é uma condição de transição, que ocorre quando a camada de mistura turbulenta formada durante o dia, perde o contato com a superfície e passa a ser deslocada pela massa de ar menos quente que vem de norte. Em poucas horas, a massa de ar que vem de norte preenche a região restabelecendo a condição de equilíbrio, com as linhas de corrente seguindo as linhas isentrópicas. Assim, nos horários seguintes (figuras 5.7-c e 5.7-d) pode-se notar as linha isentrópica avançando para sul, preenchendo a região onde antes havia a camada de mistura turbulenta quente. Os ventos resultantes deste deslocamento são fortes junto a superfície, ultrapassando os 18 m/s, o que caracteriza a formação do JBN por resfriamento noturno em 925 hPa em torno das 0600 UTC ( 02h00 no horário da Bolívia). Estes resultados estão de acordo com a teoria de Blackadar (1957). Contudo, os resultados sugerem a camada de inversão térmica não ocorre apenas pelo resfriamento por radiação e difusão vertical, mas trata-se de um processo mais complexo, no qual é necessária a preexistência de uma camada de mistura quente e extensa, gerada pela difusão turbulenta do JBN do dia anterior. Assim, o deslocamento de ar das regiões menos quente contribuem para

intensificar a inversão térmica noturna, que se forma tanto por radiação quanto por advecção da massa de ar menos quentes de norte e, provavelmente também, dos ventos, que neste horário, descem as encostas das montanhas em direção aos vales (circulação montanha-vale) visto no item anterior.

Com o início da manhã, as partes mais altas dos Andes começam a aquecer, e o efeito de brisa vale-montanha volta a fluir no sentido do vale para as montanhas. Isto está associado também ao aumento do vento térmico e da componente geostrófica do vento favoráveis a aceleração do JBN. Assim o JBN atinge maiores velocidades durante o início da manhã, em torno das 1200 UTC, que no caso da figura 5.7-e, chega a superar os 20 m/s em 850 hPa.

Durante o dia a superfície continua a aquecendo, contudo, a turbulência na camada limite não desacelera o JBN, mas desloca-o para níveis mais altos, formando dois núcleos de vento máximo em torno de 800 hPa às 1500 UTC (Figura 5.7-f) e 700 hPa às 1800 UTC (Figura 5.7-g). O núcleo de vento máximo mais ao sul, tende a intensificar na região baroclínica onde o Ar quente do JBN avança sobre o ar subtropical mais frio. Forma-se sobre o JBN uma corrente que desce da alta troposfera, aumentando a confluência vertical de ar, para depois, ascender de volta para a alta troposfera. Nesta região ocorre a formação dos Sistemas Convectivos de Mesosescala (SCM). Com o por do sol, as 2100 UTC (Figura 5.7-h), só há ventos fortes na região de saída, que também desaparece nas próximas horas. No dia seguinte (figuras não mostradas), o ciclo se repete com poucas diferenças.

Este desenvolvimento foi também analisado através dos termos de ADVHG e BRC. A Figura 5.8-a apresenta o termo ADVHG em cores, superposta às linhas de corrente e as linhas isentrópicas. Através desta figura, pode-se notar que a região de maior intensidade de ADVHG coincide com a região onde forma-se o JBN próximo à superfície e onde as linhas de corrente cruzam as isentrópicas. Nos horários seguintes o ADVHG é intenso, mas não é tão intenso e concentrado na região de início do JBN quanto neste horário (figuras apêndice E), o que reforça a hipótese do JBN noturno formado pela advecção da

camada turbulenta remanescente do dia anterior devido ao desacoplamento friccional com a superfície.

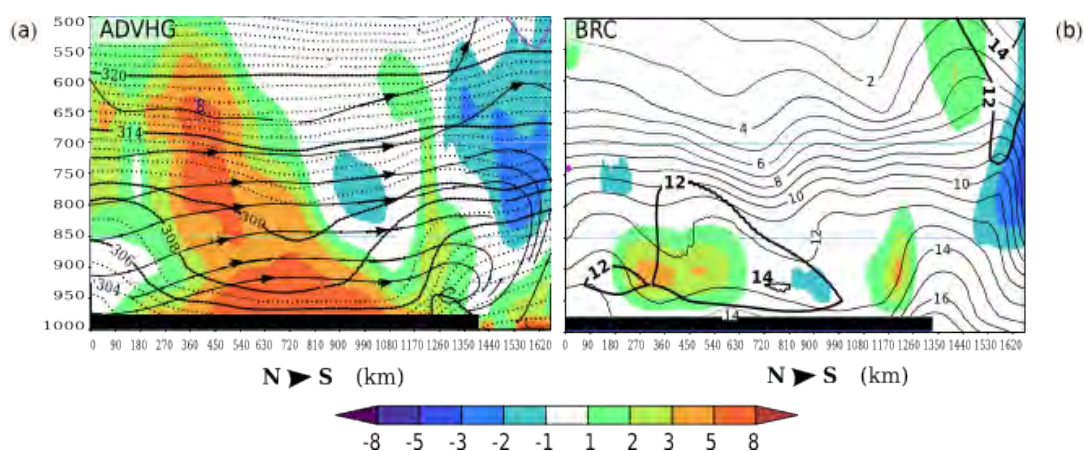


Figura 5.8 – Corte longitudinal em 54W do JBN em 03-02-2003 0300 UTC: a) ADVHG (cores), isentrópicas (linhas pontilhadas em Kelvin) e linhas de corrente do vento tangencial. ; b) BRC (cores) e linhas de umidade específica em g/kg .

Na Figura 5.8-b o termo BRC (em cores) é apresentado junto as linhas de magnitude do vento a partir de 12 m/s e as linhas de umidade específica -se. Através desta figura pode-se verifica uma região úmida que forma-se na região de saída do JBN com umidade acima de 16 g/kg. Esta umidade que eleva-se como uma língua úmida a partir da superfície, está associada a confluência dos ventos do JBN de norte e os ventos subtropicais de sul. Os valores do termo BRC são positivos na entrada desta região, resultado da ascensão do ar quente sobre o ar frio mais ou sul. Pouco antes da língua úmida, na frente do JBN, observa-se entrada de ar mais seco, ou língua seca, vinda de níveis mais altos, com valores em torno de 12 g/kg à frente do JBN. Forma-se em um núcleo de conversão BRC negativa modesta nesta região, contudo suficiente para indicar a subsidência de ar quente e seco da atmosfera superior. A subsidência de ar quente e seco sobre é o JBN é observado tanto neste horário quanto nos demais horários, na frente ou sobre o JBN. É observado eventualmente nos dados de radiossondagem e de aeronave em várias ocasiões, como mostrado no capítulo 3.

Além da subsidência de ar seco mais pronunciado na frente do JBN, formam-se, eventualmente, outras entradas de ar seco menos intensas, ao longo do JBN, dando um aspecto ondulado às linhas de umidade específica. Um exemplo é a linha de 12 g/kg, que na figura 5.8-b aparece de forma ondulada. Imagens de satélite (figura não mostrada) apresentam ondulações de nebulosidade no sentido do escoamento, o que concordam com o observado na umidade específica. Também observa-se eventualmente uma faixa sem nuvens que antecede formação dos SCM na saída do JBN, e portanto, coincide com a subsidência de ar seco mais pronunciada na frente do JBN. É o caso, por exemplo, da imagem de satélite da Figura 3.4-a., apresentada anteriormente.

Estas observações, assim como as características apresentadas no item anterior para a inclinação das isentrópicas, durante a noite são evidências da participação do ar superior na formação dos JBN, as quais não podem ser explicadas unicamente como consequência dos efeitos locais de aquecimento e resfriamento diário. Fatores de maior escala certamente agem em conjunto para produzir os efeitos observados em baixos níveis.

## **5.6 Conexão com jato em altos níveis e formação de sistema convectivo com forma de funil**

A conexão do JBN com os JAN na América do Sul foram abordados anteriormente por Cavalcanti (1982), Saulo et al. (2007). No presente estudo, as componentes da energética integrada fornecem maiores detalhes dos processos que ocorrem nestas conexões. Por exemplo, na Figura 5.9 são comparados vários termos de energética com circulação dos ventos na baixa e alta troposfera, imagem de satélite e campo de geopotencial, para o episódio ocorrido em 10-01-2003. Valores de energia cinética do distúrbio integrados da superfície à 700 hPa são calculados e os valores acima de  $10^6$  J/m<sup>2</sup> são plotados em tons de amarelo nas figuras 5.9-a e 5.9-b, para destacar a área de atuação do JBN.



Analisando a figura 5.9-b, observa-se a difluência no jato subtropical (3), indicando possível ascensão de ar proveniente dos baixos níveis. Esta região de difluência coincide com a região onde o JBN perde intensidade (tons de amarelo). Assim, parte do escoamento do JBN esta ascendendo e acoplando-se a área de difluência do JAN. Na figura 5.9-c, pode-se observar uma região de baixas de geopotencial que se desenvolvia acompanhando a cordilheira dos Andes, de forma coerente com a teorias relativas à cavado orográficos, assim como um pequeno centro de baixa pressões indicado por (2), tanto na Figura 5.9-a, quanto nas imagens de satélite da Figura 5.9-c.

A partir deste ponto a nebulosidade diverge, apresentado uma forma de funil na imagem de satélite, que está de acordo com a divergência do JAN na Figura 5.9-b em (3). Em baixos níveis o JBN (1) da Figura 5.9-a, segue direção perpendicular ao JAN, acompanhado a região de baixas pressões. Observa-se um padrão bastante concordante entre o campo de BRC e a nebulosidade funil na Figura 5.9 em (5). O efeito da passagem do escoamento em médios e altos níveis sobre os Andes ocorre combinado ao JBN, que ao atingir a região do JAN, passa a ascender gerando a convecção profunda. O termo BRC, por ser associado tanto aos movimentos ascendentes como descendentes, é bastante sensível à convecção nesta região, de forma que o mesmo se dispõe na mesma área e com a mesma forma da nebulosidade funil.

Resumindo, em um primeiro momento, quando o JBN se aproxima do JAN, ocorre subsidência de ar quente sobre o JBN, o que produz uma faixa de valores negativos de BRC (limite norte da formação da nebulosidade). Em seguida o escoamento ascende através da convecção, atingindo o JAN, o que causa os BRC positivos observados aproximadamente no centro da nebulosidade funil.

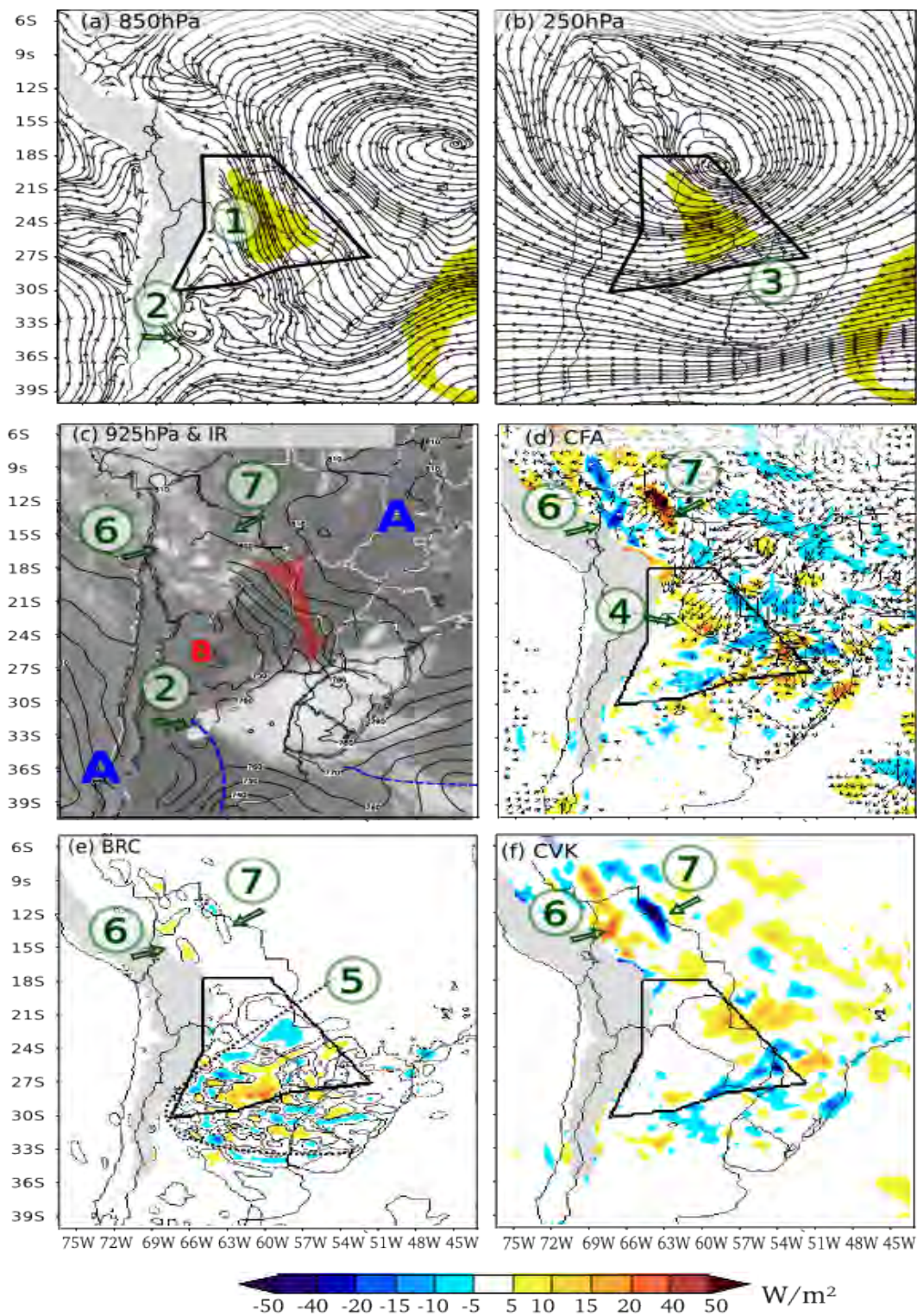


Figura 5.9 – Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 10-01-2003 12Z. Linhas de corrente do vento real em vários níveis: a) 850hPa ; b) 250 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa >  $10^4$  J/m<sup>2</sup>(em tons pastéis ); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa: d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:077]

Nesta ocasião, o JBN é acelerado principalmente por convergência do fluxo procedente do centro de alta de geopotencial, que atua sobre o Brasil. Pode-se ver uma região de valores significativos de CFA na Figura 5.9-d em (4), que concordam com posição e forma dos máximos de energia cinética dos jatos em baixos níveis. Os vetores de Fluxo Contragradiante (FCG) (Figura 5.8.d) é procedente de Noroeste, isto é, indicam advecção de ar do centro alta de geopotencial sobre o Brasil em direção ao escoamento do JBN.

Observando-se os pontos (6) e (7) nas Figuras 5.9-d, 5.9-e, 5.9-f; pode-se notar que os mesmos apresentam valores de CFA e CVK coerentes com a circulação vale-montanha discutido no item 5.4. Próximo aos Andes (6) pode-se verificar CFA negativo, indicando divergência do fluxo; valores de BRC e CVK positivos indicando movimentos ascendentes de circulação direta. Trata-se do fluxo ascendendo os Andes. Em (7) observa-se um comportamento oposto, onde os termos BRC e CVK negativos indicam movimentos descendentes de circulação inversa e o CFA a convergência em baixos níveis. Nota-se que o vetor de FCG aponta no sentido de (6) para (7) na Figura 5.9-d, decorrente da circulação vale-montanha, que se estabelece nesta trecho, para produzir a convergência em 7 acelerando os ventos neste ponto. Em altos níveis(Figura 5.9-b), além do jato subtropical (3), linhas de corrente indicam a presença da Alta da Bolívia com centro em aproximadamente 20S/64W. Nota-se que parte das linhas de corrente do Alta da Bolívia convergem na região de entrada do JBN, o que indica possível subsidência de parte do escoamento de altos níveis na formação do JBN (Figura 5.9-d em (7)).

Outra característica é a coerência destes campos do modelo com a imagem de satélite. Pode ser visto na Figura 5.8-c em (6) a formação da nebulosidade junto aos Andes, mesma região onde observa-se valores positivos de BRC e CVK, e também em (7) nota-se a redução da nebulosidade na mesma região, onde termos BRC e CVK são negativos, indicando movimento subsidente. De modo geral, a previsão do modelo foi bastante acurada neste caso, sendo notável na Figura 5.8-c, no ponto (2), onde o modelo fechou o pequeno centro de baixa no exato ponto da formação de uma célula convectiva.

## 5.7 Conexão com jato em altos níveis e formação de CCM de grande extensão vertical

O SCM na forma de funil do dia 10-01-2003, analisado no item anterior, seguiu para leste no dia 11. Contudo, o JBN persistiu na região dando origem a um CCM que atingiu grande extensão vertical. A figura 5.10 apresenta as mesmas comparações da figura Figura 5.9, porém para o dia 11-01-2003. Na figura 5.10-b, pode-se observar a difluência nos JAN (2), coincidindo com o final do JBN. Tal como no dia anterior, o escoamento do JBN elevava-se, atingindo o JAN, que torna-se difluente no ponto de acoplamento. A imagem de satélite do canal Infra-Vermelho e as linhas de altura geopotencial em 925 hPa ( figura 5.9-c) indicam que havia a formação de um CCM no mesmo ponto.

O campo de CFA, em 5.10-d, apresenta contrastes fortes entre um núcleo negativo, com valores  $< -50 \text{ W/m}^2$ , e a região adjacente, com valores  $> 50 \text{ W/m}^2$ . Na mesma posição, observam-se valores de CVK positivos (Figura 5.10-f). Juntos, CFA e CVK indicam forte divergência do fluxo horizontal e forte convergência vertical, caracterizando assim a ascensão do fluxo no centro do CCM. O campo de BRC (Figura 5.10-e) apresenta valores positivos para conversão, indicando circulação direta. Contudo estes valores não eram tão intensos quanto aos do termo CVK (Figura 5.10-f), que representa o total de energia do escoamento horizontal que é convertido para energia do movimento vertical. Comparando-se a direção do JBN, com as linhas de geopotencial (Figuras 5.10-a e 5.10-c), observa-se que o escoamento cruzava as linhas de geopotencial com ângulo bem acentuado. Com isto, o escoamento do JBN choca-se frontalmente com a entrada o ar mais frio vindas de sul, o que favorece a ascensão forçada do escoamento.

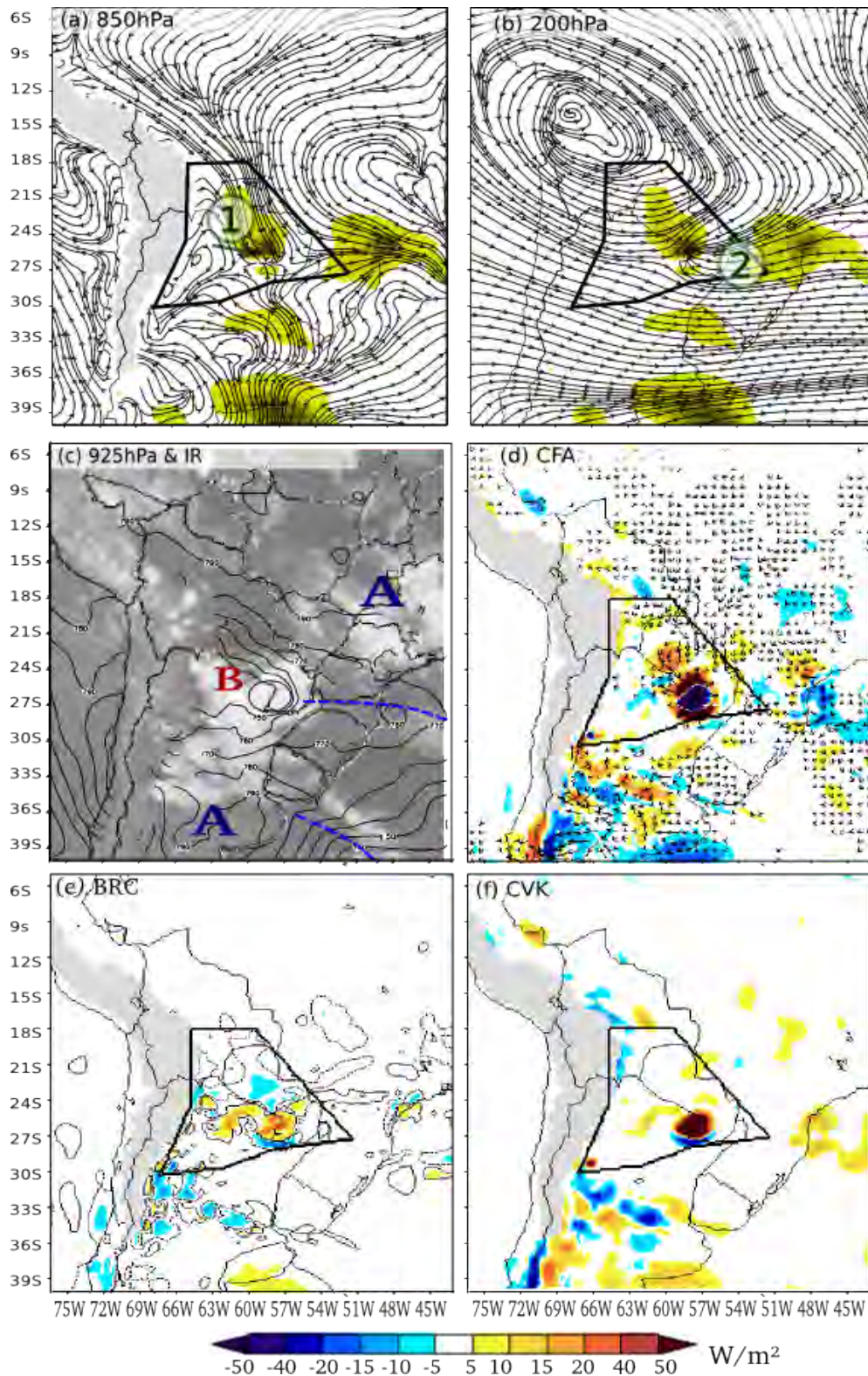


Figura 5.10- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 11-01-2003 09Z. Linhas de corrente do vento real em vários níveis: a) 850hPa ; b) 300 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons pastéis); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa: d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:084]

Para melhor examinar este episódio, a figura 5.11 apresenta a evolução temporal do corte vertical ao longo do JBN, do dia 10 ao dia 11. No dia 10, (figura 5.11-a) pode se observar o JBN seguindo para sul, ascendendo sob o JAN que, no canto esquerdo da figura, estende-se da média à alta troposfera. A difluência em altos níveis contribui 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, similar ao que ocorre em uma situação de kata-frente.

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

No dia seguinte (figura 5.10-b), o mecanismo de feedback torna-se mais intenso, quanto um sistema frontal que avança sobre a Argentina, se aproxima da região. A penetração do sistema frontal, faz com que inclinação da ascensão mude, tornando-a totalmente vertical. Esta situação contribui para a formação do CCM de grande extensão vertical observado nas imagens de satélite. De acordo com o modelo, o JBN ascende verticalmente, ultrapassando o jato subtropical e o nível da tropopausa média na região. As linhas isentrópicas, curvadas para baixo na troposfera, mostram o aquecimento devido à liberação de calor latente na coluna. Com a liberação de calor latente, os movimentos verticais ganham mais força ascensional, o que facilita ultrapassar a tropopausa.

Quando este fluxo ascendente e ultrapassa o nível de equilíbrio em 150 hPa, o mesmo torna-se mais frio e denso que o ar estratosférico, o que causa a mudança da curvatura das linhas isentrópicas, produzindo uma forçante descendente.

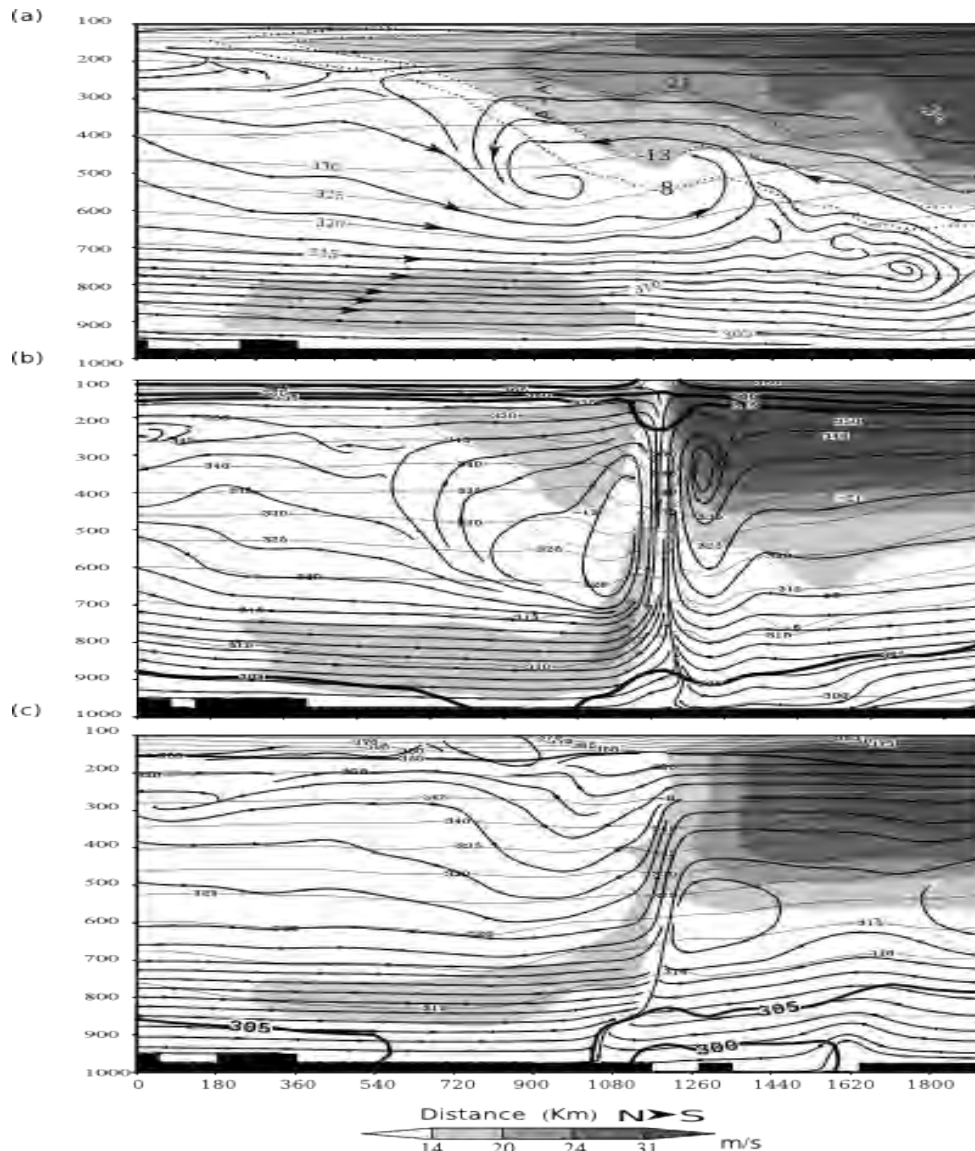


Figura 5.11 – Evolução de corte vertical ao longo de um JBN associado a formação de SCM sobre a região do Chaco, para os dia: a) 10-01-2003 1200 UTC, b) 11 -01-2003 1200 UTC; c) 12-01-2003 1200 UTC..

Como os campos do modelo foram pós-processados até 100 hPa, não foi possível visualizar as perturbações causadas na estratosfera. Contudo, as imagens de satélite mostram picos de nebulosidade neste CCM que atingem a temperatura de  $-88^{\circ}\text{C}$ , sendo portanto muito elevados e também mais frios do que a temperatura da tropopausa observada em radiossondagens próximas  $-78^{\circ}\text{C}$ . Isto indica que o CCM possivelmente penetrou na estratosfera. Uma

discussão a respeito da comparação entre radiossondagem e imagem de satélite é apresentada no apêndice D.

No dia 12 (Figura 5.10-c) observa-se o escoamento de ar quente do JBN ascendendo sobre o ar frio de forma similar ao de uma ana-frente. A circulação direta sobre o JBN já não está mais configurada. Sem a contribuição da subsidência do ar da circulação direta, o mecanismo de feedback entre a convecção e o JBN se interrompe. O cisalhamento vertical do vento, característico dos episódios de JBN, perde intensidade. Contudo o escoamento continua para sul, como esteira transportadora quente do sistema frontal.

Comparando-se o que é observado neste período com a teoria de Uccelline e Johnson (1979), para o JBN no hemisfério norte, nota-se que existem diferenças com relação a forma com que o JBN acopla-se ao JAN. Conforme Uccelline e Johnson (Figura 2.5), o JBN passa por de baixo do JAN, ascendendo no lado subtropical do JAN. Nos casos observados neste estudo, o JBN não transpassa o JAN, isto é, ele ascende através de uma circulação vertical gerada pela difluência em altos níveis e passa a ascender no lado tropical do JAN.

Outro aspecto relevante deste episódio é formação de linhas de instabilidades que propagam-se radialmente a partir do CCM em dissipação. do dia 11.

Isto pode ser observado através das imagens de satélite e campos de CFA da figura 5.12. Nesta figura, à direita, observa-se a existência de distúrbios radiais no campo de CFA, em torno da núcleo do CCM, que neste horário já se apresenta bem mais fraco do que horas antes. Na mesma figura os vetores de FCG passam a mudar de direção Os vetores que vem de norte, seguem para leste, enquanto os que vem de sul, seguem para oeste, formando uma circulação ciclônica de FCG em torno do CCM. Na imagem de satélite das 1200 UTC só se percebe uma expansão do diâmetro desta nebulosidade, contudo, no horário das 1800 UTC já é possível distinguir a nebulosidade se distribuindo de forma circular em torno do CCM situando em (1), seguindo o aproximadamente o mesmo padrão circular observado nos campos de CFA. O



campo de geopotencial do modelo indica o núcleo de baixa em (2), indicando que o modelo previu o CCM. Porém sua posição está deslocado para sul, em relação ao observado pela imagem de satélite. As linhas pontilhadas circulares foram colocadas na imagem de satélite e nos campos de CFA para destacar a distribuição circular da nebulosidade e das linhas de instabilidade associadas.

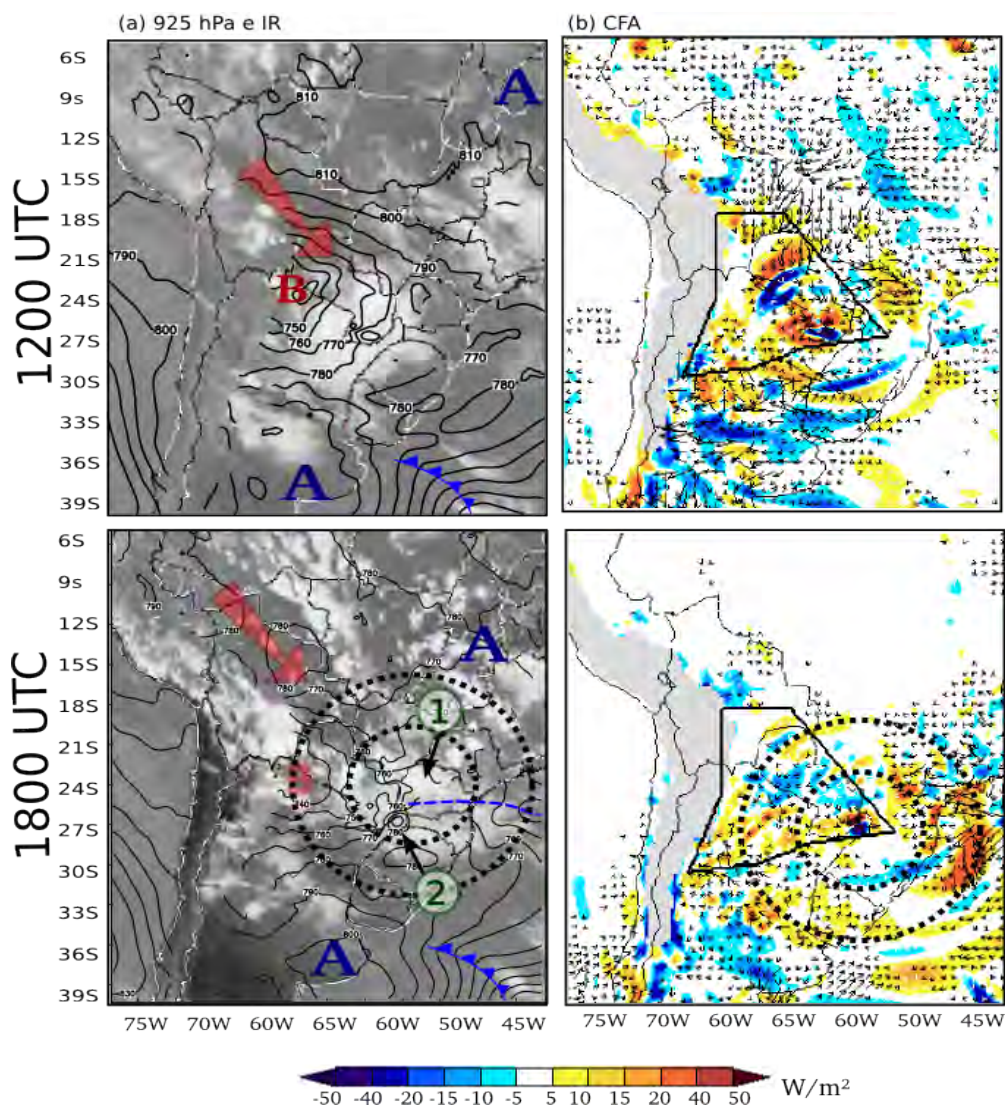


Figura 5.12- Evolução de um complexo convectivo de meso escala CCM para 11-01-2003 1200 UTC e 1800 UTC À esquerda: Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; À direita campos de CFA e vetores de FCG.

A seta vermelha indica o escoamento do JBN. Possivelmente, as linhas de instabilidade circulares observadas nesta figura são decorrentes da liberação

explicação são que os fortes movimentos ascendentes no centro do CCM, produzem movimentos descendentes nas regiões adjacentes, estando de acordo como os valores positivos de CVK nas bordas, contrastante com os valores negativos, no centro do CCM. O escoamento, por ascender com grande energia cinética, penetra na tropopausa, tornando-se bem mais pesado que o ar circundante. Este ar mais denso, torna a descer, produzindo ondas no campo de CFA na baixa troposfera, resultando assim nas linhas de instabilidade. Uma sequência mais completa para este episódio é apresentado no apêndice C (Figura C-1).

### **5.8 Acoplamento do Jato em baixos Níveis com a Alta da Bolívia**

O episódio de JBN ocorrido entre os dias 20 e 21 de janeiro apresentou características bem distintas do episódio anterior. Uma das principais diferenças deste caso é que a região de saída do JBN não se acoplou ao JAN. Ao invés disto, parte do escoamento do JBN ascende sob a circulação da Alta da Bolívia (AB). A Figura 5.13 ilustra as condições sinóticas deste episódio. Tal como nas Figuras 5.9 e 5.10, apresentadas anteriormente, as figuras 5.13-a e 5.13-b mostram, respectivamente, as linhas de corrente em 850 hPa, onde é evidente o JBN, e as linhas de corrente em 200 hPa. Neste caso, pode ser observado a circulação da AB, com centro próximo a costa do Oceano Pacífico, entre o Peru e o Chile (aproximadamente em 18S/68W). Este posicionamento está à sudoeste da posição climatológica, que conforme Virji (1986) estaria em 17°S / 65°W. Nesta posição, a circulação da AB tem quadrante noroeste alinhado à topografia dos Andes, enquanto em baixos níveis, o escoamento do JBN segue em sentido contrário (sudeste). Portanto, existe um grande cisalhamento vertical nesta região, que é limitado em baixos níveis pelos Andes. O escoamento em altos níveis forma regiões de confluência e difluências, provavelmente devido a interações entre o JBN e a AB, neste mesmo trecho. Pode-se notar em 9°S / 68°W a difluência do escoamento da AB ao seguir para oeste cruzando os Andes. Na mesma região, situada na fronteira entre o Peru e o Estado do Acre, o escoamento em baixos níveis passa a

confluir para formar o JBN. Examinando a Figura 5.13-d, observa-se a formação de um dipolo no termo de CFA na mesma região, com valores positivos próximo aos Andes, evidenciando assim, a aceleração dos ventos, devido a confluência e convergência do escoamento nesta área. Os termos de BRC (Figura 5.13-e) e CVK (Figura 5.13-f) também apresentam um dipolo, indicando movimentos verticais atuantes na mesma área. Contudo, no caso do BRC, estes núcleos, com sinais opostos, estendem-se seguindo o escoamento do JBN e são compatíveis como a nebulosidade convectiva observada na imagem de satélite (Figura 5.13-c). Também observa-se, que o topo da nebulosidade convectiva, tende a difluir para norte, concordando com a circulação em altos níveis, o que mostra que parte do escoamento ascende e acopla-se a circulação da AB.

Para examinar com mais detalhes estas condições, foram realizados dois cortes verticais. Conforme indicado por linhas traço-ponto na figura 5.13, o corte A-A' é transversal ao JBN em torno de 9°S. O corte B-B' é longitudinal ao JBN deste o norte do Acre até o Estado do Mato Grosso do Sul.

A Figura 5.14 apresenta o corte A-A' para linhas de corrente do vento transversal, vento normal (linhas grossas) e variáveis de energética, sendo que, na Figura 5.14-a é apresentado o termo de ADVHG e em 5.14-b o termo BRC. Através do termo BRC pode-se observar o dipolo desta componente, associado a circulação vertical indireta. Quando o ar ascende o termo BRC é negativo e quando descende é positivo. Em torno de 200 hPa, pode-se observar as linhas de corrente da AB seguindo para oeste. Essa está associada a movimentos ascendentes à leste dos Andes. Contudo, parte do escoamento retorna descendo a encosta, formando uma região de confluência entre esse escoamento de retorno e os ventos alísios em baixos níveis, que dá ao JBN uma circulação vertical, transversal o escoamento, com movimentos ascendente próximo a encosta e descendente no lado leste do JBN.

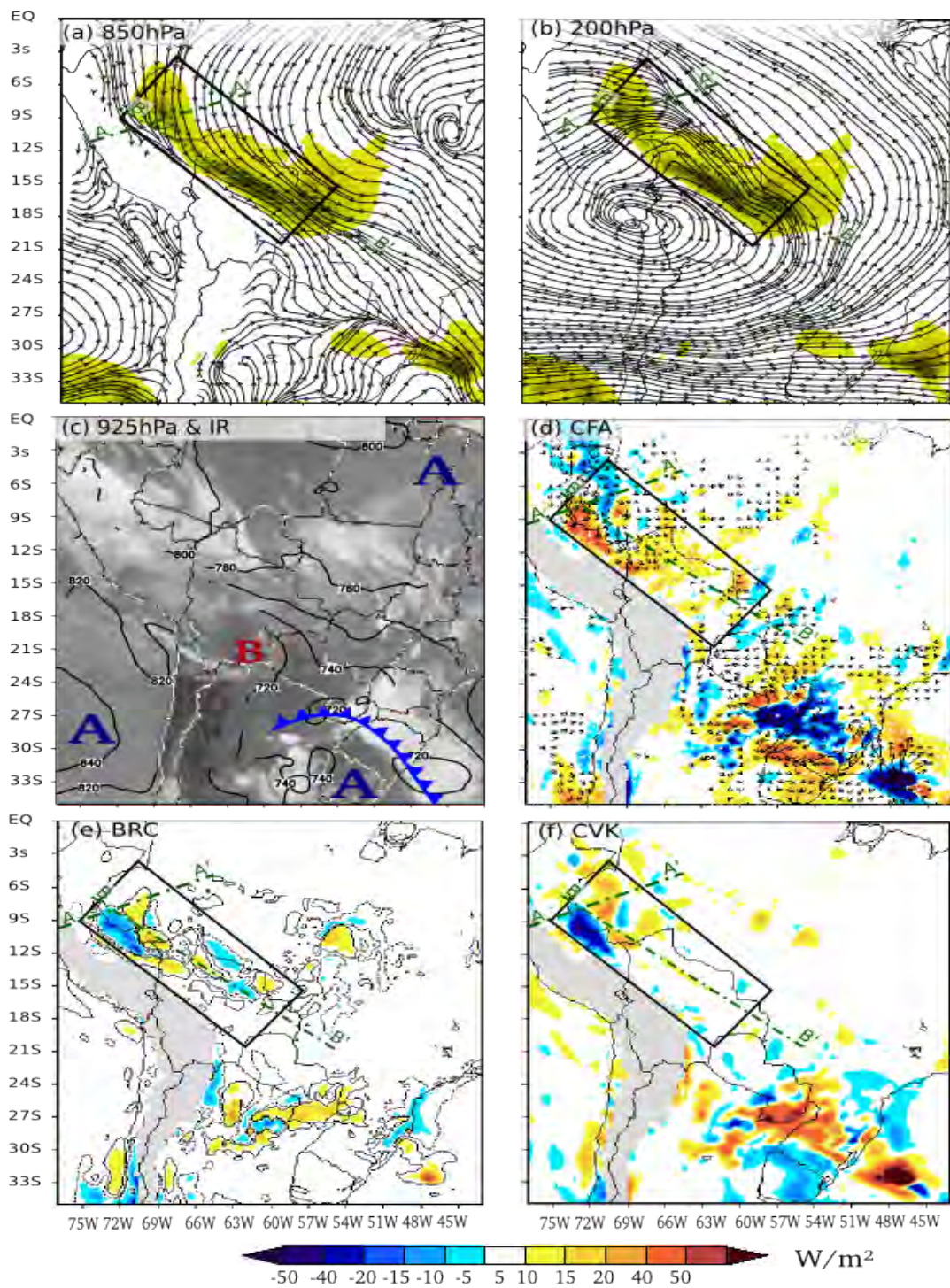


Figura 5.13- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 20-01-2003 1500 UTC. Linhas de corrente do vento em vários níveis: a) 850hPa ; b) 200 hPa; energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo); c) Imagem IR e altura geopotencial em 925 hPa; Termos de energética integrados da superfície a 700 hPa: d) CFA e FCG (vetores); e) BRC; f) CVK. [Tref:158]

Importante notar que esta ascensão se dá a cerca de 320 km das regiões mais altas dos Andes. Não parece estar relacionada com a questão de brisa e aquecimento das terras altas. Aparentemente, ocorre confluência e estreitamento do escoamento forçando a aceleração dos ventos. Isto causa o padrão de dipolos dos termos de CVK e CFA observado na região, com valores aproximadamente opostos. (cortes não mostradas). O termo ADVHG, mostra o efeito resultante da soma de CVK e CFA, o que permite verificar a região de maior advecção dos ventos. Através da figura 5.14-a pode-se observar máximo de ADVHG no centro da circulação indireta e no centro do JBN, o que é coerente com o máximo de velocidades no centro do escoamento do JBN.

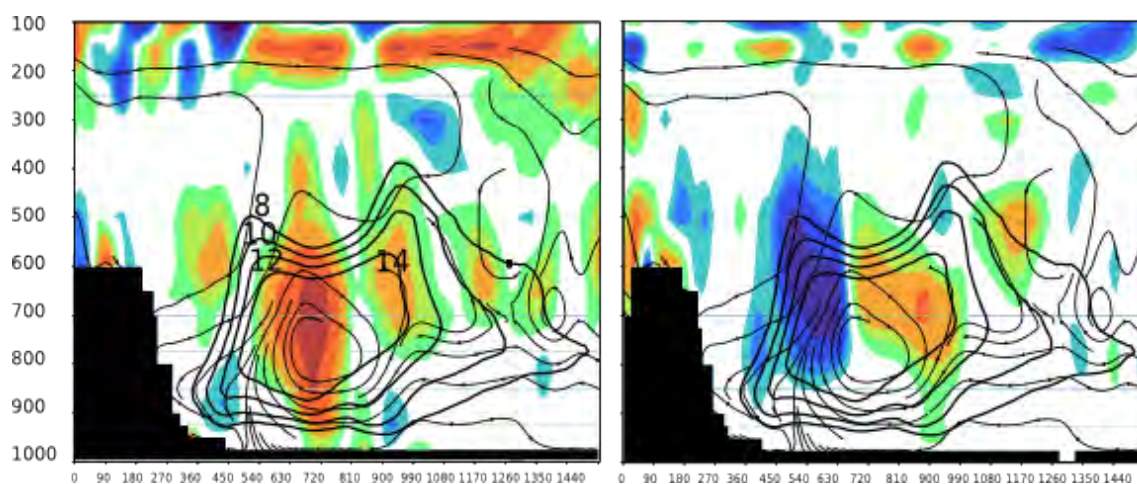


Figura 5.14- Corte vertical A-A', transversal ao escoamento do JBN ocorrido 2003-01-20 1500 UTC: a) ADVHG (cores) e vento normal (linhas); b) BRC (cores) e vento normal (linhas). A posição deste corte é assinalada na figura 5.13.

Nota-se também outros núcleos, menos intensos propagando-se para leste em níveis mais altos. A regularidade de espaçamento destes núcleos de ADVHG sugerem a formação de distúrbios ondulatórios para leste, que se propagam a partir da confluência dos ventos próximo aos Andes

A Figura 5.15 apresenta o corte B-B' ao longo do JBN. Através deste corte são visualizadas as mesmas variáveis da figura anterior, com a inclusão das isotocas de magnitude do vento (linhas finas), que são apresentadas tanto em 5.15-a quanto em 5.15-b. Através dessas isotocas, pode-se verificar que JBN possui valores que atingem 18 m/s. Na mesma figura, considerando-se o limiar de 12 m/s, observa-se que o JBN se estende por mais de 2500 km, do norte do

Estado do Acre (lado esquerdo da figura) até o Estado do Mato grosso do Sul, (lado direito da figuras).

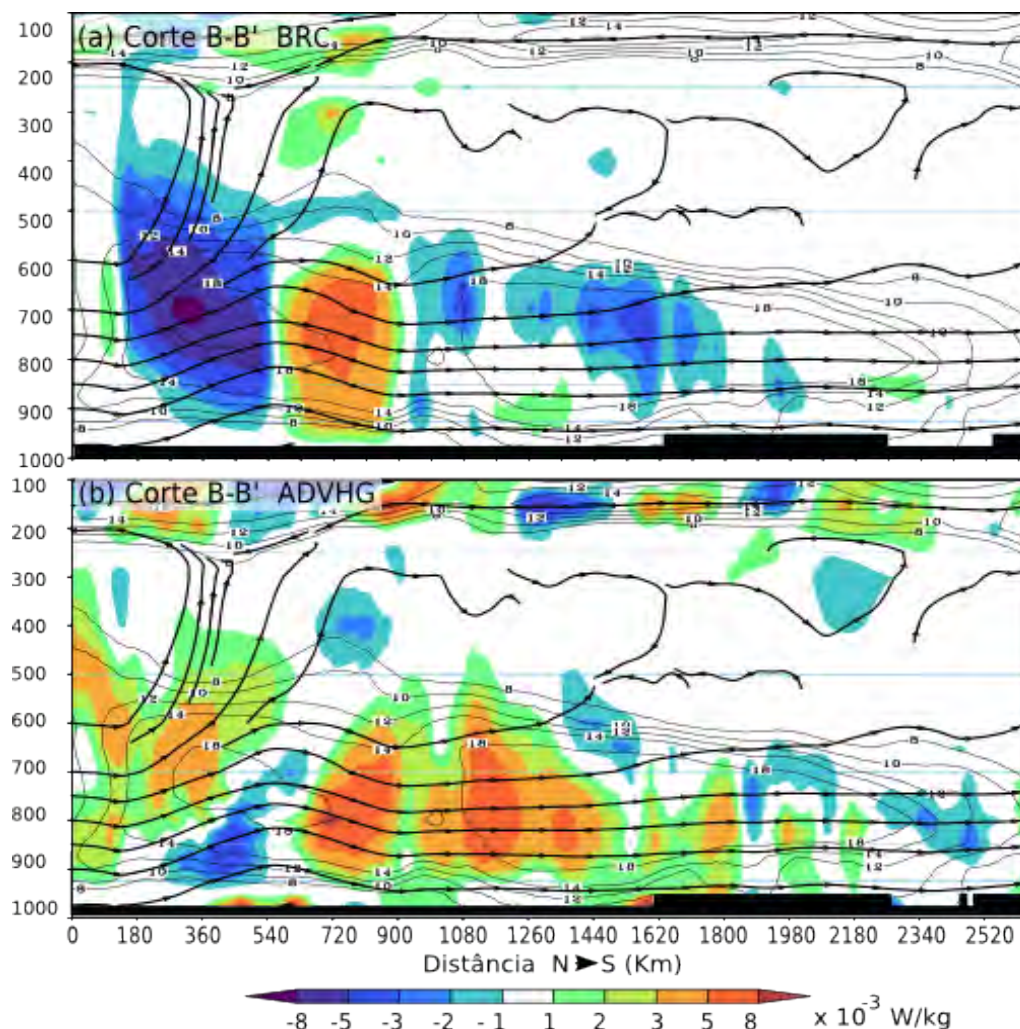


Figura 5.15- Corte vertical B-B' , longitudinal ao escoamento de JBN em 2003-01-20 1500 UTC: a) BRC (cores) e magnitude do vento (linhas); b) ADVG (cores) e magnitude do vento (linhas). A posição deste corte é assinalada na figura 5.13.

Logo nos primeiros 180 km o JBN forma um núcleo de 18 m/s em uma região onde ocorre a convergência do escoamento em baixos níveis, com parte do escoamento ascendendo até 200 hPa, onde acopla-se a circulação da AB. A maior parte do escoamento torna a descer e seguir para sul.

O termo BRC (Figura 5.15-a) apresenta valores negativos na região de entrada do JBN e valores positivos na região descendente, cerca de 600 km ao sul da

região de entrada do JBN. O termo ADVHG mostra valores negativos próximos à superfície, aproximadamente na mesma região onde BRC é positivo. Isto pode estar associado a ascensão do escoamento reduzindo a advecção horizontal e convertendo energia na forma de energia potencial gravitacional. A desaceleração contudo é pequena. O escoamento torna a acelerar em torno de 720 km da entrada da região de entrada do JBN. O termo de ADVHG é bastante coerente com a aceleração do escoamento nesta região.

Em médio níveis observa-se uma região de confluência do escoamento (a 1440 km da entrada do JBN em 500 hPa) e uma região de ascensão sobre a região de saída do JBN (a 2340 km / 350 hPa). Estas regiões estão associadas a formação de vórtices ciclônicos em médios níveis, (Ver apêndice C) que se formam associados à AB e a passagem de escoamento em médios níveis sobre os Andes. À medida que os ventos diminuem este começa a ascender, atingindo a alta troposfera. Não existe uma circulação vertical intensa e localizada entre os baixos e altos níveis, como ocorreu no caso anterior, com acoplamento com JAN, de forma que, a subsidência sobre o JBN é bem menor. Isto permite que o escoamento próximo à encosta acelere por CFA até nível próximo ao topo dos Andes, isto é, até próximo aos níveis de 600 hPa. Como o centro de máxima velocidade está em torno de 700 hPa, isto permite que os ventos acelerem tendendo a seguir para leste, sobre o Planalto Brasileiro. As serras baixas da Bolívia e do planalto brasileiro não são obstáculo significativos para este escoamento. Contudo, próximo à superfície observa-se ventos em torno de 12 m/s, principalmente nas proximidades das serras baixas, onde os ventos tendem a acelerar e sofrer ondulações orográficas, o que eventualmente faz como que os ventos em níveis em torno de 700 hPa, possam descer para níveis de 850 hPa, ou inferior, formando JBN secundários próximo a topografia.

Esta situação foi observada anteriormente no capítulo 3, para este mesmo episódio, através de dados observacionais de aeronave, onde foram constatados vários efeitos. O de maior escala é a divisão do escoamento em dois ramos na região de saída. O que se desenvolvia em nível mais alto segue

de 850 hPa) segue para sul contornando o cavado, que se forma junto aos Andes e alimenta o sistema frontal que se aproxima ao sul. Em menor escala, o escoamento principal pode acelerar os ventos próximo às serras baixas, tal como observado na figura 5.15 entre os níveis de 1000 e 900 hPa, onde observa-se a isotaca de 12 m/s descendo, e eventualmente tocando a superfície próximo aos “degraus” da topografia. Isto concorda com os mesmos aumentos de velocidade sobre a topografia observados através da aeronave no capítulo 3 ( Figura 3.8-d)

### **5.9 Caso associado a um Vórtice Ciclônico em Altos Níveis**

O episódio de JBN, que ocorreu na Argentina em 04-02-2003, estendeu-se de 19° S a 30° S acompanhando predominantemente a encostada dos Andes. Por esta razão, o episódio foi utilizado em itens anteriores para examinar o efeito do aquecimento/resfriamento diário na modulação dos ventos. Neste item, este mesmo episódio é analisado para verificar a influência das condições sinóticas e da circulação em altos níveis.

Neste episódio, o JBN intensificou-se a partir da subsidência de ar favorecida por um Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN), que na ocasião estava posicionado sobre a Bolívia. O JBN alongou-se sobre a Argentinam até acoplar-se ao JAN.

A figura 5.16 destaca a visão geral das condições sinóticas deste episódio no dia 2003-02-04 às 1500 UTC.



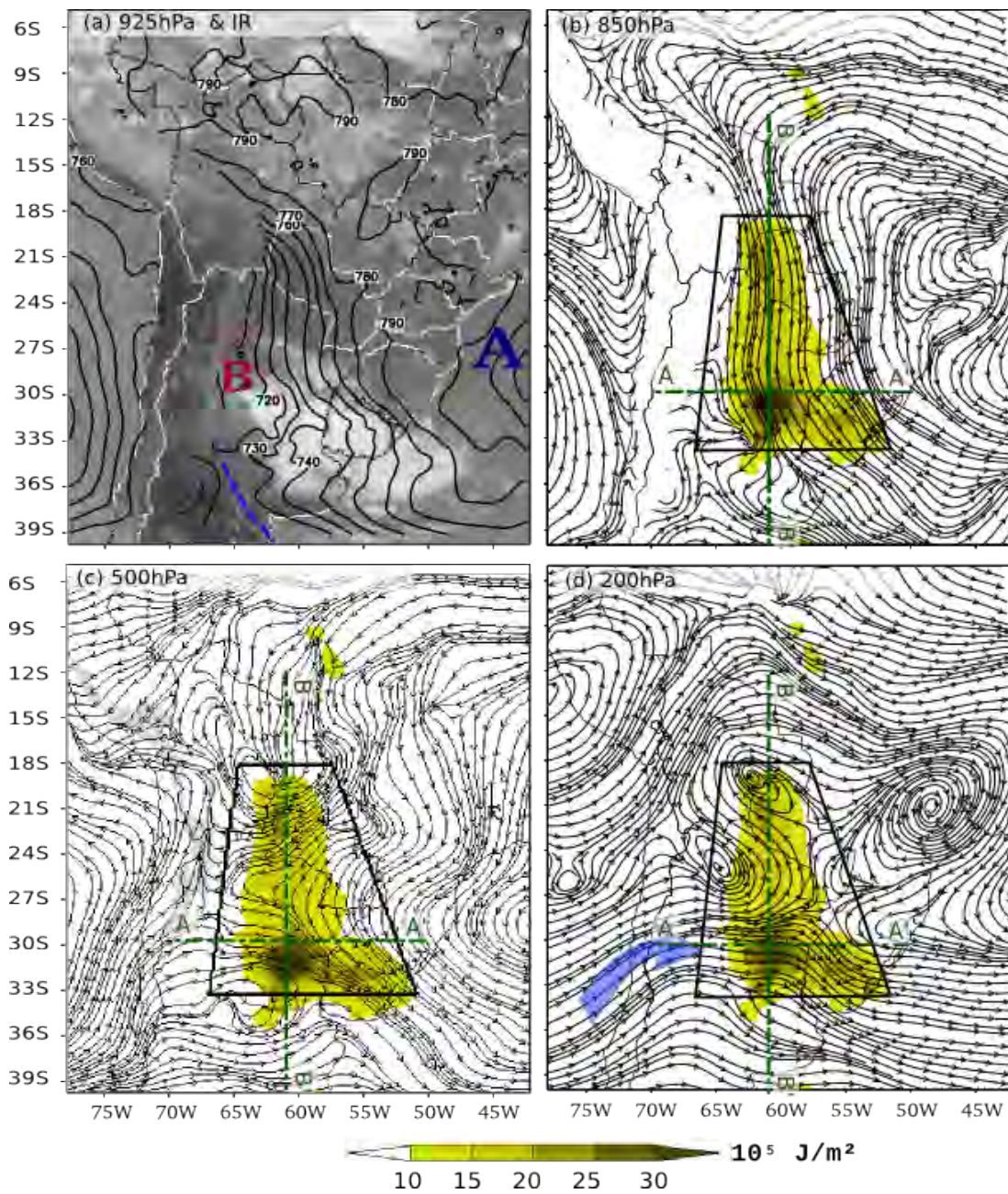


Figura 5.16- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 04-02-2003 15Z. Altura geopotencial em 925 hPa e Imagem IR(a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 200 hPa. Linhas traço-ponto e verde indicam posição de cortes verticais. [Tref-278]

Nesta figura, tal como em figuras anteriores, as linha traço ponto verde, em todos os quadros, assinalam a posição do cortes verticais que serão mostrados

mais adiante e a linha poligonal delimitam a área do JBN que posteriormente será usada para integração dos termos da equação da energia cinética do distúrbio. Os tons de amarelo correspondem a valores de  $K'$  integrados da superfície à 700 hPa, e assinalam as regiões onde os valores superam  $10^6$  J/m<sup>2</sup>. Como se trata de um valor integrado, os valores altos de  $K'$  correspondem tanto ao JBN, como aos pontos onde o JBN muda de nível. Por exemplo, na figura 5.16 em 32S/61W, forma-se um núcleo  $K'$  com valores ultrapassam  $25 \times 10^5$  J/m<sup>2</sup> devido ao aumento da componente vertical do vento, que neste ponto está associado a formação de um CCM visualizado na imagem de satélite da figura 5.15-a. Observando o escoamento em 500 hPa ( figura 5.16-c), nota-se a formação de um ponto de cela sobre os Andes em 27S/67W. Este ponto de cela é formado pelos escoamentos que cruzam os Andes. Os que vem de leste, ao passar pelos Andes, ondulam em direção ao sul, e os de oeste, ondulam em em direção ao norte, formando no meio o ponto de cela observado.

Estas ondulações podem ser explicadas pelo efeito de conservação de vorticidade potencial, e está acordo com trabalhos de Socorer(1967), Smith (1984), Hsu(1987), Funatsu (1999) e Funatsu et al. (2004). Esta ondulação favorece a subsidência do ar para baixos níveis e o rebaixamento das linhas isentrópicas tanto no período noturno quanto diurno observados no itens 5.3. Em 200 hPa ( Figura 5.16-d), pode-se notar que o JBN inicia sob um VCAN em 18S/61W e se estende até a região do CCM em 32S/64W, onde o JAN, indicado pela seta azul, passa a difluir após a passagem pelos Andes. O acoplamento do JBN com o JAN se assemelha com o acoplamento observado no episódio do dia 10-01-2003. Contudo, neste caso o JAN é procedente de sul e está associado ao Jato Polar.

A figura 5.17 mostra os campos das componentes energéticas para o mesmo horário.

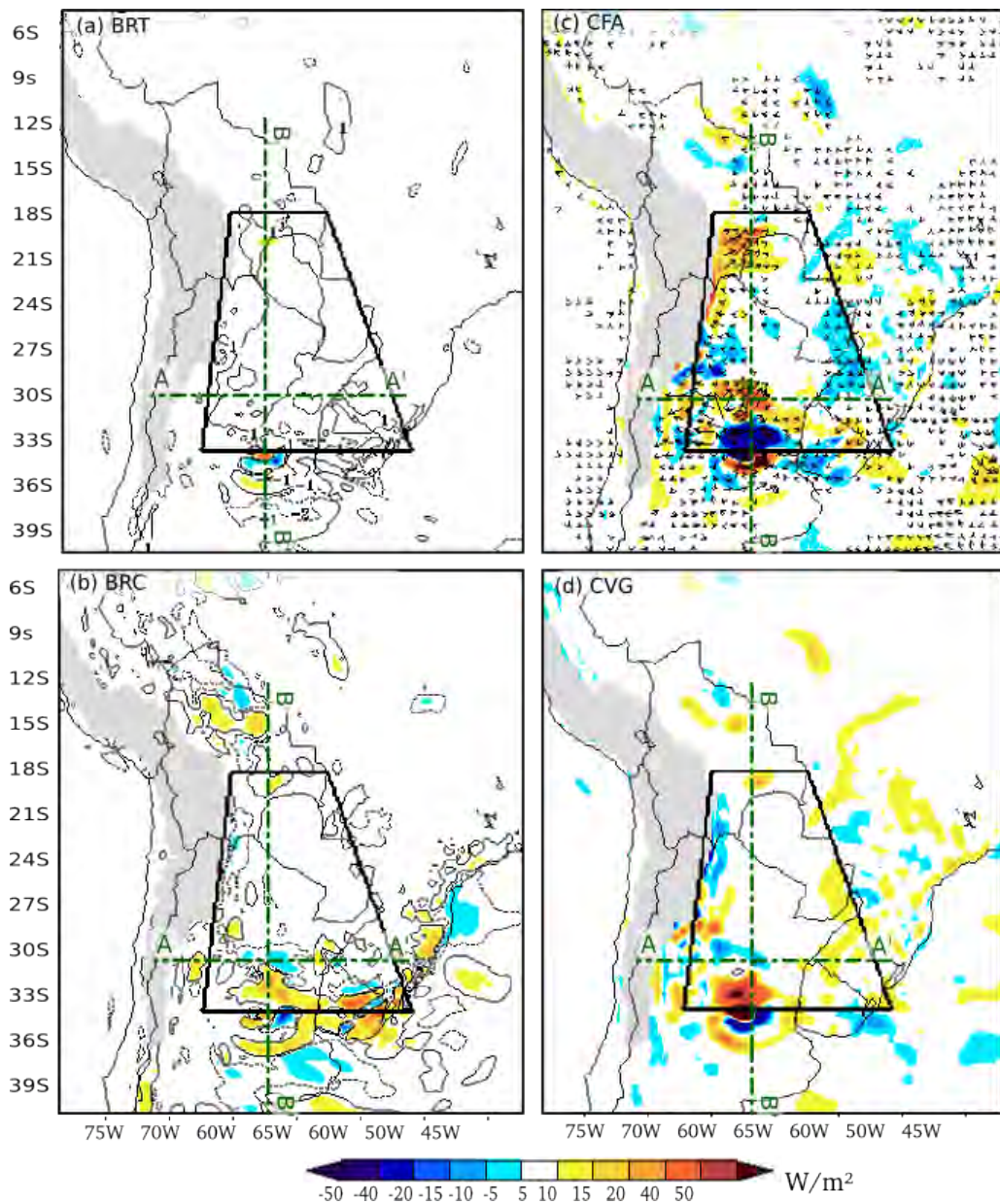


Figura 5.17- Componentes energéticas do distúrbio integradas da superfície a 700 hPa para 04-02-2003 15Z: a) Conversão barotrópica; b) Conversão baroclínica; c) Convergência do Fluxo de Geopotencial e Fluxo contragradiente em 850 hPa; d) Convergência vertical de geopotencial [TRef-278]

O termo BRT (figura 5.17-a) é pequeno em torno de 1 W/m<sup>2</sup>, contudo se mantém positivo e quase constante em toda área do JBN. O CFA é o termo que apresenta maiores valores tanto positivos como negativos (Figura 5.17-c). Na entrada do JBN sobre o sul da Bolívia o CFA é a componente positiva que

contribui para a aceleração do JBN nesta região. Os vetores do FCG, na mesma figura, demonstra advecção de ar para leste, isto é, para fora na região de baixa pressão. O usual é este vetor indicar advecção de ar no sentido contrário, seguindo para dentro das baixas. O comportamento inverso deste vetor pode está associado a subsidência do escoamento em médios níveis, que tende a descer a encosta dos Andes nesta região. Isto estaria causando o aumento do CFA e à aceleração neste ponto. Provavelmente este efeito esta associado a circulação vale-montanha. Isto explica, por exemplo, as variações do CFA e do CVK, afastando ou aproximando o JBN dos Andes conforme o aquecimento/resfriamento durante o dia ( vide sequencia no apêndice C)

Para examinar melhor o que ocorre nesta região, a figura 5.18 apresenta campos do corte vertical B-B' longitudinal à esta corrente de jato. Na figura 5.18-a é apresentado as linhas de corrente do vento transversal; as isentrópicas, como linhas finas e a magnitude do vento em m/s, em tons de amarelo. Através dos valores de magnitude do vento desta figura, pode-se observar o JBN iniciando como uma subsidência abrupta das linhas de corrente e das isentrópicas em torno de 700 km, (sul da Bolívia onde está posicionado o VCAN em 200 hPa). Esta é confirmada observacionalmente com dados observados da aeronave NOAA-P3 (Figura 3.10-d). A partir deste ponto o escoamento segue para sul até ascender em torno do ponto de 2300km (Posição do CCM).

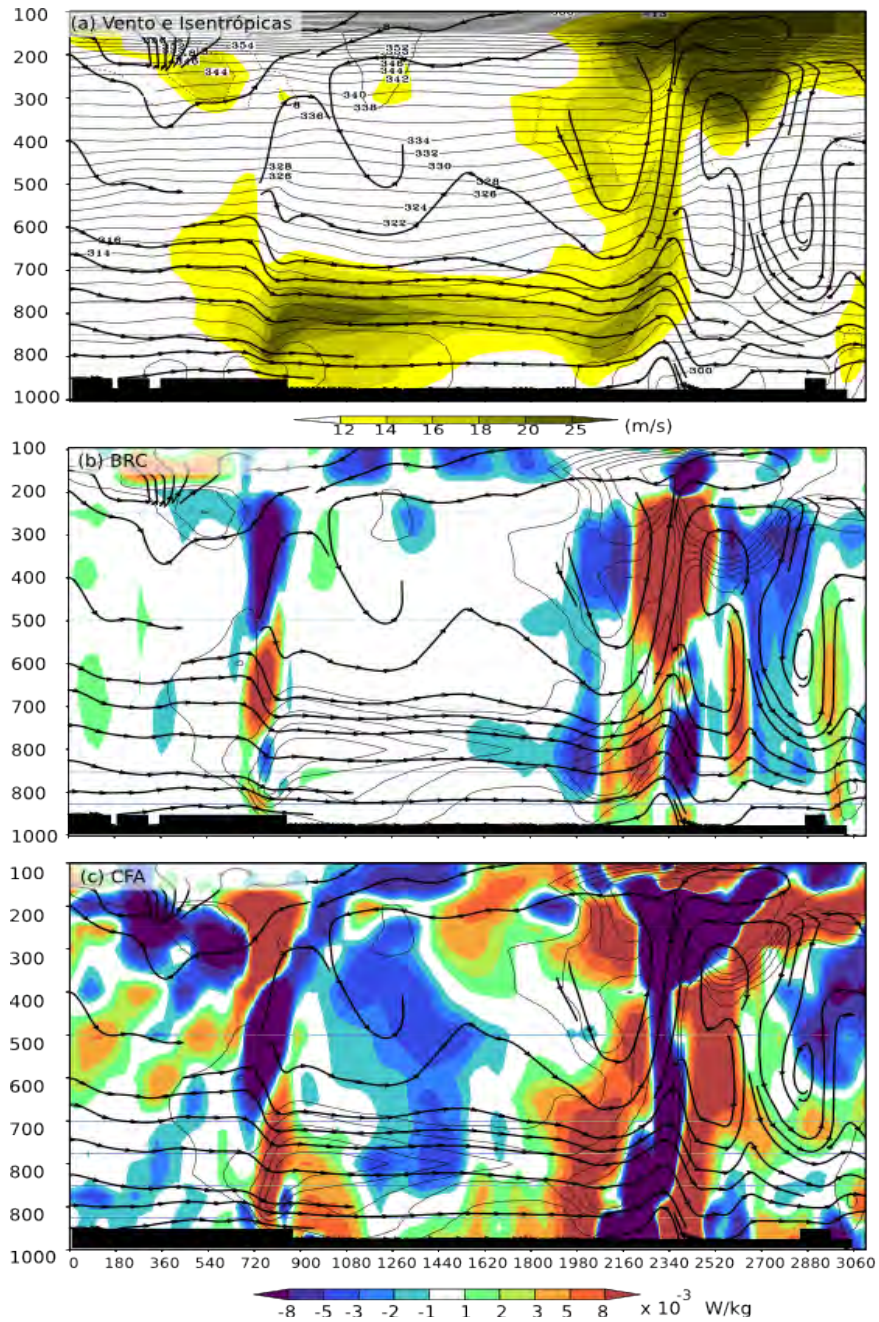


Figura 5.18- Corte vertical B-B' longitudinal ao episódio de corrente de jato em baixos níveis em 04-02-2003 1500 UTC As linhas de corrente corresponde ao vento tangencial onde também são apresentados: a) Isentrópicas (linhas finas) e Magnitude do vento ( tons amarelo), b) Termo BRC); c) termo CFG.

O escoamento eleva-se neste ponto e acopla-se ao Jato Polar em altos níveis. O escoamento para norte em altos níveis e o JBN para sul forma uma circulação vertical similar ao observado em episódios anteriores. Na Figura 5.17-b observa-se um máximo do termo BRC, associado a subsidência do ar

abaixo de 600 hPa e aceleração na região de entrada do JBN. Os valores do termo BRC não são significativos na maior parte do trajeto. Ao mesmo tempo, observam-se valores negativo do termo BRC na região de saída, decorrente da subsidência do ar quente em altos níveis e da formação de uma circulação direta associada ao JAN. Na Figura 5.18-c o termo CFA é intenso na região de entrada do JBN. Posteriormente, na região média, o termo CFA torna-se negativo, o que está de acordo com a redução das velocidades que decaem 18 m/s para 14m/s. Parte do escoamento na região média do JBN ascende o que esta de acordo com a circulação anticiclônica em altos níveis na mesma região. Na região de saída do JBN, o CFA é fortemente positivo o que torna a acelerar o JBN sob a subsidente da alta troposfera. Forma-se assim dois núcleos de máxima intensidade do JBN. O núcleo, mais ao norte, é formado pela subsidência sob o VCAN e, o mais ao sul, pelo acoplamento com JAN e sinergia com a convecção do SCM.

#### **5.10 Evolução da Energética integrada**

Conforme visto nos itens anteriores, os três episódios de JBN estudados apresentaram diferenças quanto a atuação das componentes energéticas. O do primeiro episódio possuiu os maiores valores na região de saída do JBN, onde ocorre o acoplamento com o JAN. O segundo episódio apresentou os maiores valores na região de entrada, devido a confluência dos ventos e presença da Alta da Bolívia. O último apresentou valores altos tanto na entrada, onde atuava um VCAN, quanto na saída, devido ao acoplamento com o JAN. Em cada um dos episódios foram estabelecidas áreas poligonais que delimitam a região do JBN para integração das componentes energéticas, em termos volumétricos, deste a superfície à 700 hPa. As áreas poligonais, sobre os respectivos episódios de JBN, foram mostradas em figuras anteriores (Figura 5.10, 5.13 e 5.17). Os resultados dos valores integrados são apresentados a seguir para cada um dos 3 períodos estudados.

### 5.9.1 Período 1

O primeiro período foi selecionado entre os dias 10 e 12 de janeiro de 2003 e compreendeu ao primeiro episódio de JBN, que se desenvolveu sobre a Bolívia.

O resultado da integração é apresentado na forma de evolução temporal na figura 5.19. No quadro superior desta figura (Figura 5.19-a), são representados por linhas os termos de CFA, CVK e o resíduo em  $W/m^2$ . O termo ADVHG, que equivale a resultante dos termos de CFA e CVK, é apresentado na forma de sombreado azul. No quadro do meio (Figura 5.19-b) são apresentados os termos BRT e BRC em  $W/m^2$ . A energia cinética do distúrbio em  $J/m^2$  ( $K'$ ) é apresentada no quadro inferior (Figura 5.19.c). O eixo das abscissas corresponde a escala de tempo em dias e fração de dias. Por exemplo, o dia 10.5 corresponde ao dia 10 às 1200 UTC

Através da Figura 5.19.c podem-se observar os menores valores de  $K'$  nos horários noturnos. A partir do início da madrugada  $K'$  tende a aumentar atingindo valores máximos durante o dia. Por exemplo, no dia 10.5 (dia 10 às 1200 UTC) e no dia 11.63 (dia 11 as 1500 UTC). No dia 10 o termo CFA é o que apresentou a maior contribuição. Como CVK foi pequeno, o termo ADVHG foi praticamente igual ao CFA. O Resíduo, é naturalmente negativo, pois conforme dito anteriormente, este é principalmente composto pelas forças de dissipativas que são sempre negativas. Entre os dias 10 e 11 o resíduo tornou-se gradativamente mais negativo no período da tarde, o que é coerente com o aumento da convecção e aumento do termo BRC típicos deste horário. O termo CFA também apresentou valores negativos durante a noite, o que contribui para a redução dos valores de  $K'$  neste horário. Os valores de  $K'$  voltam a crescer dia 11 as 0300 UTC (dia 11.13). A redução das forças viscosa (resíduo menor) e os termo BRC ainda relativamente alto parecem contribuir para esta retomada. Provavelmente o resfriamento próximo à superfície contribui para a redução do resíduo e conseqüentemente aumento de  $K'$ . O termo BRT, embora pequeno, é positivo durante todo o período. Assim, quando os demais componentes são pequenas no início da madrugada, ou quando o BRC é

pequeno, o termo BRT passa a ter maior relevância, ajudando na manutenção das velocidades.

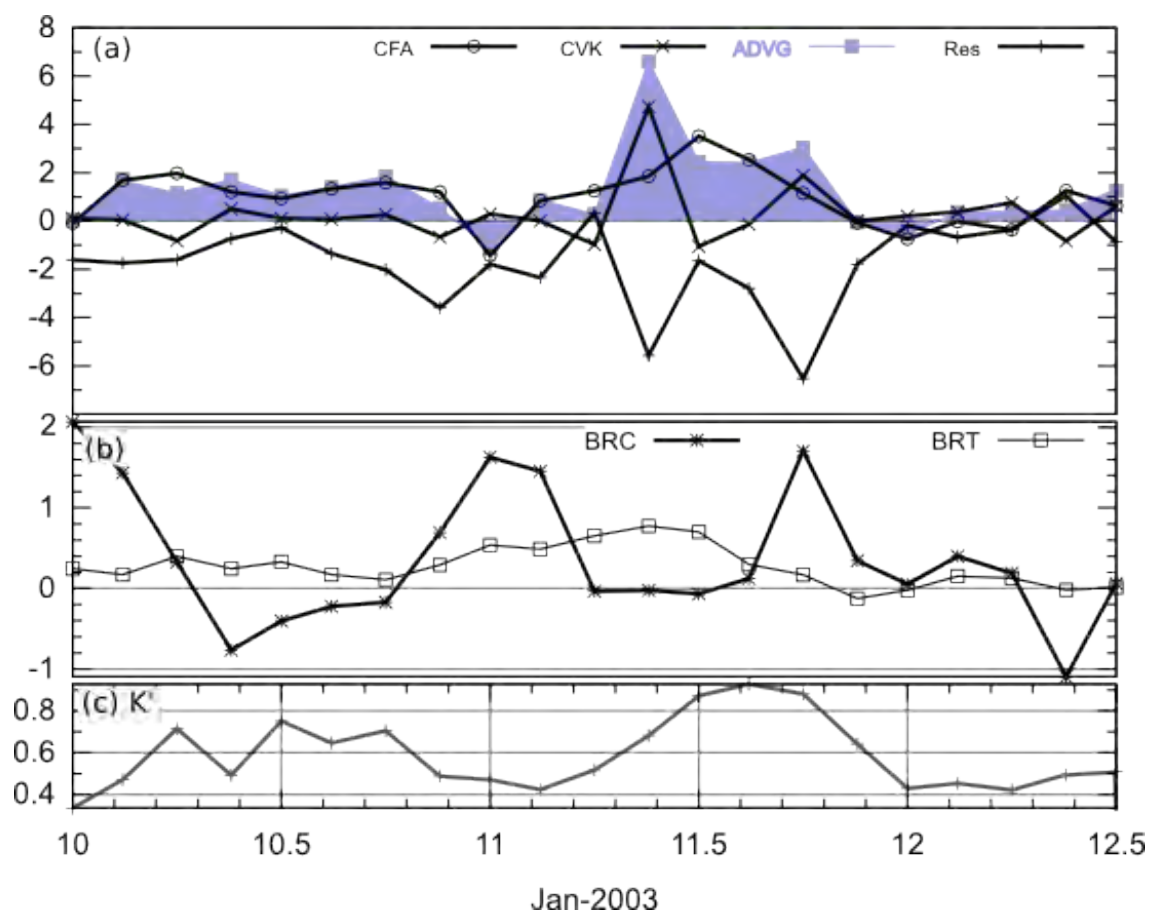


Figura 5.19- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.15 e para o período de 10/01 a 12/01 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$  O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .

Após o dia 11 as 0300 UTC (Dia 11.13), o termo CFA cresce rapidamente, seguido pelo termo CVK, que cresce mais lentamente. Assim, o JBN desenvolve-se inicialmente pela convergência do escoamento próximo aos Andes. Uma vez estabelecido, o JBN vai favorecer a formação de CCM. A partir do momento em que formou-se o CCM do dia 11.37 (0900 UTC) o termo CFA, embora positivo na maior parte da região, torna-se bastante negativo no centro do CCM (conforme visto anteriormente na Figura 5.9). Ao mesmo tempo, o termo CVK torna-se fortemente positivo no centro do CCM indicando aumento expressivo dos movimentos verticais. Assim o aumento do CVK tende



a compensar a redução do CFA no centro do CCM, motivo pelo qual CFA é mínimo no dia 11 às 1200 UTC (dia 11.5) e CVK é máximo no mesmo horário. Isto indica que, embora o CCM seja formado pelo JBN, uma vez formado, este contribui para a manutenção do JBN. Como foi mostrado anteriormente, e também por Saulo et al. (2007), a forte ascensão vertical na região do CCM forma uma circulação secundária que desce sobre o JBN em um mecanismo de retroalimentação, que ajuda na manutenção do JBN por algum tempo a mais após a formação do CCM. O termo BRC integrado na Figura 5.19-b permanece próximo de zero no horário de aceleração do JBN. Observando-se os campos da Figura 5.10, ou através da sequência de figuras do apêndice C, nota-se que, na região do centro do CCM o termo BRC é fortemente positivo, contribuindo com o CVK no processo de intensificação do CCM. Contudo, nas áreas adjacentes o BRC é negativo devido a subsidência e processo de retroalimentação do JBN, o que faz com que o saldo de BRC integrado na área seja pequeno, pelo menos até as 1500 UTC (dia 11.63). Após este horário os movimentos ascendentes mudam de inclinação, passando a inclinar-se sobre o ar frio de sul. Conseqüentemente o termo BRC na área do JBN aumenta, as forças resistivas também (resíduo mais negativo), resultando na redução de  $K'$  do início do período noturno até as 0000 UTC do dia seguinte.

### **5.9.2 Período 2**

O segundo período foi selecionado entre os dias 19 e 23 de janeiro de 2003 e compreendeu o segundo evento de jato estudado. Como visto anteriormente, o evento desenvolveu-se sob a AB, que na ocasião estava posicionada ao sul da posição climatológica. Não houve acoplamento com JAN e portanto a circulação vertical e subsidência do ar superior é menor. O JBN, passa a atuar em níveis mais altos com centro em 700 hPa a desviar-se para leste.

O resultado da integração para os termos de energia são apresentados na Figura 5.20. A organização desta figura segue o mesmo padrão da Figura 5.19. O polígono traçado na Figura 5.13 mostra a área de integração utilizada.

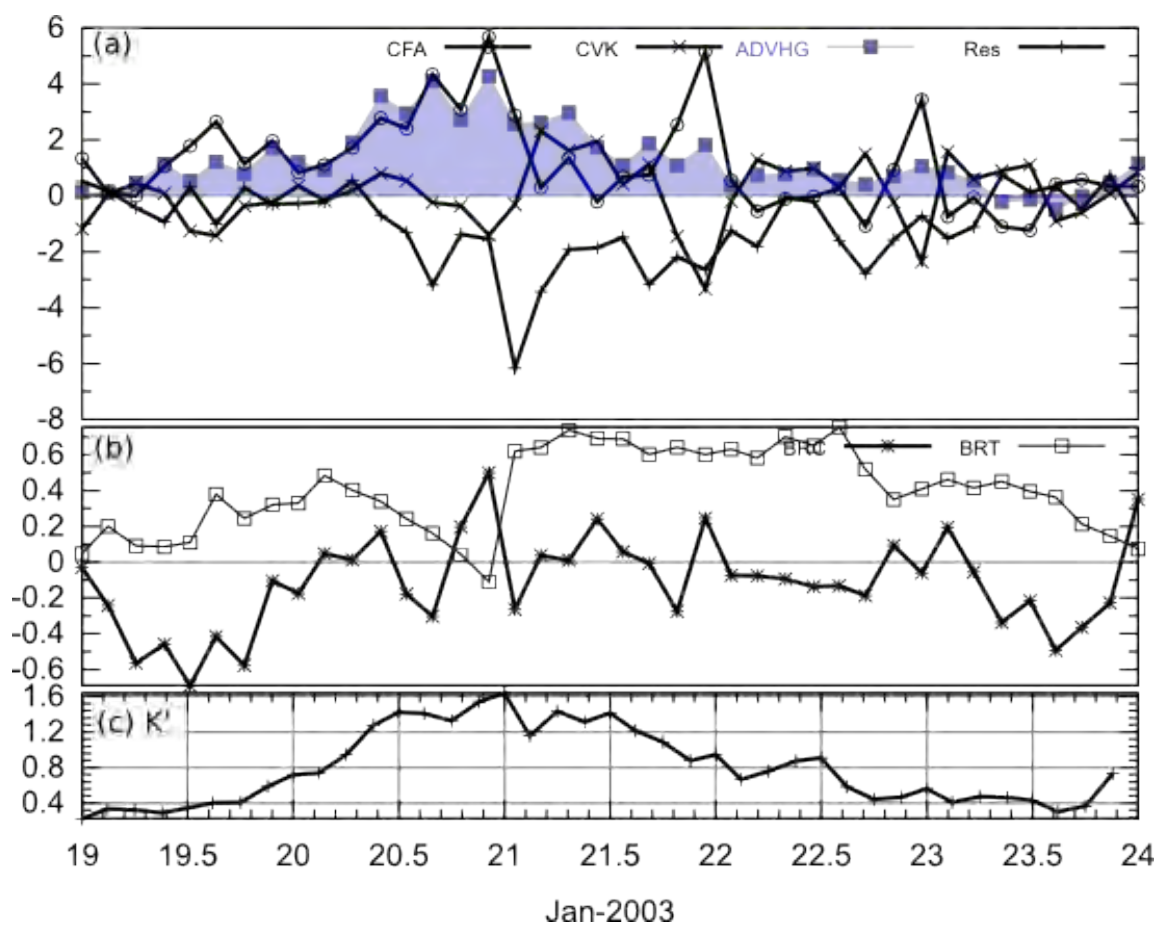


Figura 5.20- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.18 e para o período de 19/01 a 24/01 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$ . O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .

Comparativamente, este segundo período de JBN apresentou intensidade bem maior do que o caso anterior. Por exemplo, na figura 5.20-c pode-se observar  $K'$  atingindo valores de  $1.6 J/m^2$  no dia 21 às 0000 UTC, enquanto no episódio anterior o valor chegou a  $0.9 J/m^2$  no dia 11 às 1500 UTC. Outra diferença particular deste caso é que, ao contrário dos demais casos estudados, este não apresentou redução de intensidade no período noturno, o que indica que o ciclo diurno teve pouca influência neste episódio. Isto é coerente com o fato deste evento se desenvolver em níveis mais altos, e portanto mais distante dos efeitos de aquecimento e resfriamento próximos à superfície.

Através da figura 5.20-a, pode-se observar que os campos de CFA integrados representam, em quase todo o período a totalidade do termo de advecção

ADHVG. Exceções ocorrem após horários de picos de maior intensidade, entre dos dias 21.0 e 21.5 e 22.0 e 22.5, quando o termo CFA decai e o CVK aumenta. Estas oscilações estão relacionadas ao aumento e diminuição de convecção durante o período, quando o escoamento horizontal perde energia para o transporte vertical e vice-versa. O termo BRC (Figura 5.19-b) é pequeno em relação ao caso anterior (entre +/- 0.6 W/m<sup>2</sup>). Como o JBN permaneceu predominantemente na região tropical, a convecção gerada, criou células convectivas relativamente esparsas que produzem campos de BRC alternados com valores positivos e negativos, que tendem a se cancelar. Eventualmente uma convecção mais forte próxima aos Andes forma-se, gerando algumas exceções. Contudo a predominância do termo BRC é de valores pequenos negativos devido à subsidência de ar superior sobre o escoamento e também devido ao fato desta não ser uma região de atuação de sistemas baroclínicos. O termo BRT permanece com valores similares ao caso anterior, com valores relativamente constantes em torno de 0.6 W/m<sup>2</sup>. A exceção é no dia 21. quando houve um aumento pontual do termo BRC, devido a convecção, e uma redução equivalente do termo BRT.

De qualquer forma os termos BRC e BRT são poucos expressivos em comparação ao termo de CFA e ADVHG. Comparando-se as figura 5.20-a e 5.20-c pode se observar que a evolução de ADVHG acompanha de forma bastante coerente a evolução de K' . Isto indica que o JBN foi formado predominantemente por advecção de geopotencial, resultante da confluência da circulação tropical sobre o continente, que é forçados a contornar os Andes para Sul. A posição da AB desfavorece a ascensão do escoamento dos alísios sobre os Andes, forçando-os a desviar-se para sul. À medida que o posicionamento da AB muda e à medida que um sistema frontal se aproxima, o JBN tende a enfraquecer gradativamente sem as oscilações do ciclo diário que foram observadas nos demais episódios. Após o dia 24, o sistema frontal entra na região criando um JBN de sul. Como não é foco desta pesquisa o estudo dos JBN de sul, não são apresentados maiores detalhes sobre a evolução do sistema após o dia 24.

### 5.9.3 Período 3

O terceiro período foi selecionado entre os dias 02 e 07 de fevereiro 2003 e contem o episódio de JBN do dia 04 de fevereiro utilizado anteriormente, tanto para estudo do ciclo diário, nos itens 5.3 e 5.4; quando com relação a influencia do VCAN e JAN no item 5.8. O período de estudo é aqui estendido em torno do dia 04 para favorecer a visualização das oscilações diárias que, neste caso se mostram bastante proeminentes. Na figura 5.21.c pode-se observar as oscilações de  $K'$  durante todo o período. Os valores de  $K'$  são mínimos após o por do sol, e máximos ao amanhecer, principalmente após o dia 04.

Outra característica observada é que os termos CFA e CVK (5.21.a) não apresentam picos tão intensos como no primeiro episódio e os valores de BRC e BRT (Figura 5.21-b) são relativamente maiores. Estes termos seguem aproximadamente as oscilações do ciclo diários, principalmente a partir do dia 04. Por exemplo, o termo BRT atinge o máximo nos horários de maior intensidade de  $K'$  e o BRC o mínimo, nos mesmos horários'. Isto demonstra a maior participação dos termos de BRC e BRT na formação do JBN.

Convém lembrar que este episódio se desenvolveu mais para sul, de forma a haver maior interação entre o atmosfera tropical e extratropical. A baroclinia associada aos sistemas extratropicais devem contribuir para o aumento das componentes BRC e BRT, que passa a ter importância tão significativa quanto o termo de CFA que atua mais na parte tropical, ou seja, na região de entrada do JBN.

Além destas diferenças, este JBN apresentou características similares às do episódio do dia 10 e 11. O termo CFA cresce antes do CVK e aproximadamente no mesmo horários, indicando que o JBN tende a crescer primeiramente por convergência e depois é mantido pelo aumento de CVK, que está associado a retroalimentação da circulação vertical direta que cresce com a convecção. Também devida a esta circulação vertical, o termo BRC tende a ser pequeno nos horários de maior intensidade do JBN, ao mesmo tempo que o termo BRT aumenta devido a maior cisalhamento horizontal do vento.

convecção. Também devida a esta circulação vertical, o termo BRC tende a ser pequeno nos horários de maior intensidade do JBN, ao mesmo tempo que o termo BRT aumenta, devido a maior cisalhamento horizontal do vento.

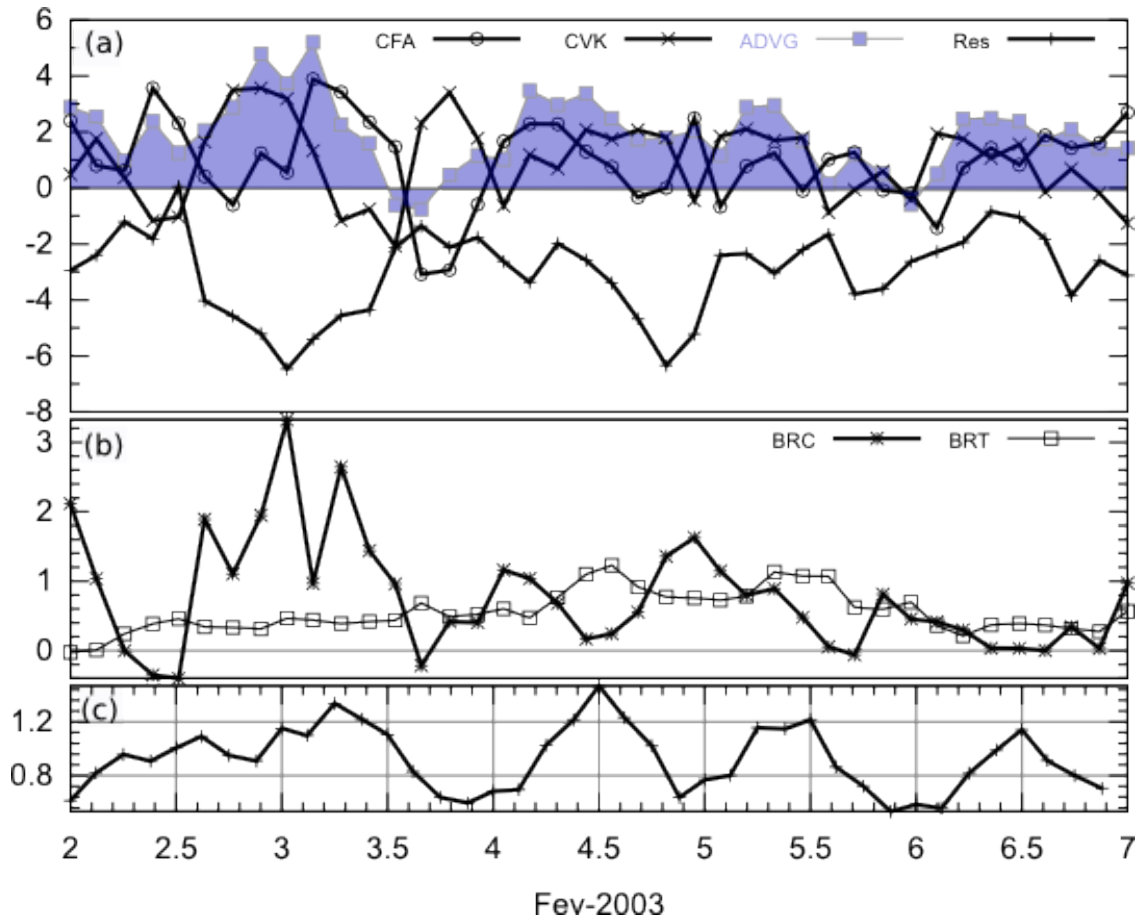


Figura 5.21- Evolução da energética integrada no volume sobre a área poligonal definida na Figura 5.18 e para o período de 02/02 a 07/02 de 2003. Os quadros (a) e (b) mostram termos de tendência de energética em  $W/m^2$ . O quadro (c) mostra a energia cinética do distúrbio  $K'$  em  $J/m^2$ .

### 5.11- Conclusões

Os estudos de energética dos JBN mostraram algumas características predominantes, tais como valores altos de CFA, e posterior elevação de CVK; valores negativos ou nulos de BRC e valores modestos, porém representativos

leste, afastado-a dos Andes e aumentando a confluência e a aceleração dos ventos durante o dia, principalmente em médios níveis. Outro fator é a formação de ondas orográficas na média troposfera. A ondulação produz áreas de convergência e divergência de massa em baixos níveis, que influenciam no escoamento. O termo BRC responde de forma contrária, apresentando valores negativos ou nulos durante os episódios de jato, devido à subsidência de ar da média troposfera e também a mistura turbulenta. O termo BRT reflete o cisalhamento e a estratificação da camada associada ao jato. A corrente de jato é esfriada adiabaticamente por baixo devido aos movimentos ascendentes na encosta dos Andes e também pela mistura turbulenta na CLP. É aquecida adiabaticamente por cima devido a subsidência do ar no cavado orográfico e também pela circulação vale-montanha. Este processo estratifica a camada do jato em baixos níveis próximo aos Andes, reduzindo o atrito, contribuindo para sua aceleração, assim como redução da nebulosidade profunda.

A formação de nebulosidade convectiva se dá principalmente na região de saída e contorno da corrente de jato em baixos níveis. A divergência em altos níveis e a aproximação de sistema frontal contribui para a formação dos SCM. Em alguns casos formam-se CCM que se desenvolve de forma por forte convergência de massas de ar em baixos níveis, gerando, no processo de dissipação, linhas de instabilidade radiais, vistos nos campos de energética e também em imagens de satélite.

Nos casos onde o JBN estava acoplado ao JAN foi observado a formação de uma circulação vertical, que ascende na saída do JBN e retorna, descendo sobre o JBN, em um processo de realimentação que afeta o termo BRC, tornando-o negativo, ao mesmo tempo, que torna CFA e BRT positivos. Este processo concorda com o trabalho de Saulo et al, (2007) e nos leva a concluir que o mecanismo de acoplamento entre JBN e JAN é um dos principais mecanismo atuantes na formação do JBN que chegam à região do Chaco.

A formulação de energética, aplicado aos campos do modelo WRF, apresentou resultados bastante significativos e concordantes com dados observados. Como esta técnica é geralmente aplicada à distúrbios de escala

sinótica e de médias latitudes é natural o aparecimento de dificuldades e necessidades de ajustes. Um dos principais ajustes, em relação à formulação original, foi a substituição do cálculo do termo de CFA pelo cálculo de CFG, eliminando o problema da aproximação geostrófica não ser válida na região tropical e minimizando os ruídos da turbulência típica da proximidade da CLP. Outro ajuste importante foi a introdução do termo (CVK, que permitiu analisar a interação da corrente do JBN com a troposfera superior, revelando detalhes da formação de CCMs associados ao jato. A principal dificuldade encontrada foi com relação à escolha do volume de integração. É preciso distinguir o que faz parte do JBN dos distúrbios independentes. Dada esta dificuldade, foram utilizados diferentes volumes de integração em diferentes episódios e os resultados não divergiram qualitativamente entre si, o que demonstra que os resultados não são demasiadamente sensíveis à escolha do volume de integração, dando maior confiança às conclusões obtidas.





## 6 CONCLUSÕES

Através desta pesquisa, foi possível concluir que os JBN que ocorrem na borda oriental dos Andes, formam-se pela combinação de vários fatores, tanto ligados a processos de superfície e de pequena escala, quanto a interações com a atmosfera superior e fatores de escala sinótica.

Os processos de resfriamento e aquecimento da superfície forçam os ventos dentro de um ciclo diário, no qual o resfriamento noturno das terras baixas favorece o desacoplamento friccional e o início do JBN durante a madrugada. Neste horário o JBN forma-se em uma inversão térmica à superfície e atinge velocidades máximas no topo da camada de inversão, em torno de 925 hPa. Apesar de ser iniciado pelo resfriamento noturno, o aquecimento das primeiras horas do dia não desfavorece o JBN. Ao contrário, contribui para acelerá-lo mais devido ao efeito de aquecimento diferencial das terras altas, que produz gradiente térmico favorável. Nestas condições uma circulação transversal tipo vale-montanha forma-se, ao mesmo tempo que a camada de fricção entre a superfície e o nível do jato aumenta. Em conjunto, estes dois processos favorecem a propagação da inversão térmica para níveis mais altos, onde os ventos ganham maior velocidade. No final da tarde o JBN pode atingir níveis próximos ao topo dos Andes, com máximo de velocidade em torno de 700 hPa. Após o por do sol, a forçante térmica enfraquece assim como o JBN que atinge o mínimo em torno de 0000 UTC, para então recomeçar o ciclo durante a madrugada. Estes resultados sugerem concordância com a teoria de Holton (1967), combinada com de Bonner e Peagle (1970). Em adição a este processo, foi verificado que circulação vale-montanha, que forma-se durante o dia tende a produzir subsidência de ar da atmosfera média sobre o JBN, o que contribui para a estratificação da camada e aumento do cisalhamento vertical.

Com relação aos fatores de maior escala, o estudo de energética apontou aumento do termo de CFA como termo de maior peso na aceleração dos JBN. Este termo está associado principalmente à convergência dos ventos alísios que é forçado a desviar-se para sul devido a barreira dos Andes. Alguns fatores

sinóticos podem contribuir para aumento ou diminuição do CFA. Em um dos episódios estudados, ( do dia 21 de janeiro), a posição da AB desfavorecia os ventos em baixos níveis a ascenderem sobre os Andes. Conseqüentemente uma maior parcela do escoamento convergiu para sul acelerando os ventos na borda oriental da cordilheira dos Andes em toda baixa troposfera. Neste episódio, em que o JBN acelerou principalmente pela convergência dos ventos alísios, o JBN passou a escoar predominantemente na direção da região central do Brasil, ao invés de seguir para sul.

Nos dois outros episódios estudados, onde o JBN seguiu para sul, a condição de acoplamento entre o JBN o JAN foi verificada. Conforme Uccelline e Johnson (1979), o JBN na América do Norte, pode ser formado como uma circulação indireta do JAN, que propicia a subsidência das linhas isentrópicas focando os ventos em baixos níveis acelerar abaixo do JAN. Neste trabalho, assim como também mostrado por Saulo et al. (2007), verificou-se que nos acoplamento com JAN, forma-se na circulação direta do JAN, sem contudo passar para o lado subtropical do JAN.. Esta circulação possui um ramo descendente sobre o JBN, que constitui um mecanismo de retroalimentação para o JBN e o SCM associado. Eventualmente, como no caso do dia 11 de janeiro, a aproximação de um sistema frontal potencializada a convecção dando origem a CCM com energia suficiente para penetrar a estratosfera. No caso observado, a dissipação do CCM deu origem a linhas de instabilidades secundárias que propagam-se a partir do centro do CCM por distâncias consideráveis.

O estudo de energética, nos casos de acoplamento com JAN, revelam a redução do termo de BRC, associado a subsidência de ar da atmosfera superior e aumento dos termos BRT e de CFA devido ao cisalhamento e convergência em baixos níveis.

Os JBN pode ser originado pela combinação de forçantes tanto na região de entrada, quanto na região de saída, podendo ter duas regiões de aceleração. Em um dos episódios, o JBN foi observado i acelerado dos ventos na região de

entrada do JBN, associado a um VCAN sobre a Bolívia, quanto na região de saída, associado ao acoplamento com JAN

Observou-se também, que os episódios de JBN mais ao sul e mais próximo à superfície apresentam forte sinal de oscilação diária. Iniciando na madrugada, atinge máximo pela manhã e o mínimo no final da tarde / início da noite. Os episódios mais ao norte e que atingem níveis mais altos não possuem esta oscilação diária. Sua intensificação está associada as condições sinóticas de maior escala e portanto mantem-se intenso por dias seguidos.

Eventualmente JBN secundários podem ser originados a partir de ventos intensos na região. Ao passar sobre topografia baixa ou entre vales de montanhas, os efeitos orográficos podem criar eventos de JBN localizados. Estes casos não foram abordados em profundidade neste estudo, contudo, observou-se as linhas gerais destas formações em alguns eventos sobre a região da Bolívia, através de dados observacionais e modelo.

A relação entre o aprofundamento do cavado orográfico e a baixa do Chaco pode ser observada através dos campos do modelo e também dos dados observacionais. Por exemplo, os dados de pressão reduzida ao nível do mar da estação de Tartagal, no norte da Argentina, mostraram valores mínimos de pressão abaixo de 1004 hPa, em todas as ocasiões de episódio de JBN de norte. Apresentou valores máximo de 1020 hPa, quando houve a entrada de um sistema frontal neste região e formação de corrente de jato frio de sul. Assim, existe uma forte relação entre o JBN e a intensificação das baixas pressões no norte da Argentina..

Os campos gerados com modelo WRF na resolução de 20 km, mostrou resultados representativos e apresentaram erros pequenos com relação aos dados observados. A física e dinâmica observadas através do modelo foram coerentes com a análise dos dados de aeronave e de radiossondagens. As análise dos dados do modelo forneceram um conjunto de detalhes compatíveis e complementares sobre a física e dinâmica do JBN. As principais limitações

encontradas são relativas ao período de dados disponíveis na região, que é limitado aos dados do SALJEX, e a escolha da resolução do modelo adotada.

No início desta pesquisa, se optou por uma resolução vertical maior próximo a superfície, por ser esta a região dos JBN. No decorrer do trabalho, foi observado que os JBN não só acopla-se a atmosfera superior, como eventualmente produzem CCM penetrativos na estratosfera. Assim, uma resolução maior na alta troposfera e inclusão de níveis acima de 100 hPa, poderia favorecer maior esclarecimentos sobre os processos.

Com relação a análise a partir dos termos de energética, a metodologia adotada mostrou-se bastante eficiente, assim como a adaptação dos termos para o uso do JBN. O uso dos cálculos de CFG e do FCG são mais adequados do que os cálculos tradicionais dos termos CFA e FAG. Embora vários autores argumentem que o JBN é formado pela modulação do vento geostrófico, o vento geostrófico somente não explica adequadamente os ventos próximos à superfície e nem nas regiões tropicais.

Ainda com relação à formulação de energética, é interessante ressaltar que a mesma pode ser escrita em outros sistemas de coordenadas. Ao invés de serem formuladas para campos em coordenadas isobáricas como foi feito neste trabalho, poderiam ser formuladas diretamente para o sistema de coordenadas original do modelo, tal como, por exemplo, nas coordenadas sigma ou coordenadas ETA, caso haja interesse. Os resultados de energética são conceitualmente os mesmos, independe do sistema de coordenadas empregados. Desta forma, a transposição para coordenadas isobáricas poderia ser eliminada, o que deve reduzir parte dos erros de cálculos.

Os comentários finais ficam por conta da capacidade de se reproduzir este estudo em trabalhos futuros. A falta de dados observacionais operacionais sobre a região do jato, principalmente dados de altitude, restringe o estudo aos períodos de experimento específicos tais como o SALLJEX 2003. A necessidade de dados sendo coletados de forma contínua e rotineira é um fator importante para dar continuidade aos estudos nesta linha e também

acompanhamento dos episódios, visando a melhoria das previsões de tempo na região.

Com relação a resolução dos modelos adotados, estes deve-se buscar resoluções bem maiores junto a superfície, de preferencia com espaçamento inferior a 2 km. Para verifica-se a relação a atmosfera superior, deve ter melhor resolução também em altos níveis e incluir a estratosfera para casos de estudos de CCM.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, B.T.; ROADS, J.O.; CHEN,S. Model dynamics of summertime low-level jets over northwestern Mexico. **Journal of Geophysical Research**, v.106, p.3401-3413, 2001.

ASNANI, G.C. **Tropical meteorology**. Pune, India: Indian Institute of Tropical Meteorology, 1993. v.1, cap. 5.

BLACKADAR, K.A. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 38, p.283-290, 1957.

BANTA, R.M.; NEWSOM, R.K.; LUNDQUIST, J.K.; PICHUGINA, Y.L.; COULTER, R.L.; MAHRT,L. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during cases-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v.105, p. 221-252, 2002

BAAS, P.; BOSVELD, F. C; BALTINK; H. K; HOLTSLAG, A. A. M. A Climatology of nocturnal low-level Jets at Cabauw. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, **48**, 1627–1642, 2009.

BERRI,E.H.; INZUNZA,J.B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment**. Part A. General Topics, v.27, n.3, p. 335-341, Feb 1993.

BONNER, W. D. Climatology of the level jet. **Monthly Weather Review**, V 96, n.12, p.833-850,1968.

BONNER, W. D.; PAEGLE. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. **Monthly Weather Review**, V 98, n.10, p.735-744,1970.

BYERLE, L.A.; PEAGLE, J. Description of the seasonal cycle of low-level flows flanking the andes and their interannual variability. **Meteorologica**, v.27, p.71-88, 2002.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.24.13.44>>

CHANG, E.K.M.; Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the southern hemisphere summer season of 1984/85. **Monthly Weather Review**, v.128 , p.25-50,2000.

DJURIĆ, D. A numerical model of the formation of a low-level jet. **Monthly Weather Review**, v.109, p.384-390, 1981.

DUCHON, C.E. Lanczos filtering in one and two dimensions, **Journal of Applied Meteorology**, v.18, p.1016-1022, 1979.

ESCOBAR, G.C.J. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na américa do sul e sua relação com as baixas do chaco e do noroeste da argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 3, 2012.

FAST, J.D. and McCORCLE, M.D. A two-dimensional numerical sensitivity study of the great plains low-level jet. **Monthly Weather Review**, v.118,p.151-163, 1990.

FIGUEROA, N. F.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. S. Simulations of the summer circulation over south america region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**., v. 52, n. 15, p. 1573–1584, May 1995.

FUNATSU, B. M. **Estudo sinotico-dinamico de ciclogenese usando vorticidade potencial**. 1999. 147 p. (INPE-7264-TDI/706). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose dos Campos, 1999. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2000/03.14.11.42>>.

FUNATSU, B. M.; GAN, M. A.; CAETANO NETO, E. S. A case of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. 17, n. 2, p. 91-113, Jan. 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Energetics of the high frequency disturbances over south America, *Brazilian Journal of Geophysics*, v.17,n.1 p21-27,1999.

GANDU, A.W.; GEISLER, J.E. A Primitive Equations Model Study of the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. **Journal of The Atmospheric Sciences**. p 1822-1836, Aug 1991.

HART, J.E.; G.V.,RAO; H.VA, DE NOOGARD;J.A. YOUNGM J.FINDLATER. Aerial observations of the East African Low Level Jet Stream. **Monthly Weather Review**, v.106,p.1714-1724, 1978.

HERDIES, D.L.; KOUSKY, V. E.; EBISUZAKI, W. The impact of high-resolution salljex data on global NCEP analyses. **Journal of Climate**, v. 20, n. 23, p. 5765-5783, Dec. 2007.

HOLTON J. R. The Diurnal Bondary Layer Oscillation above Sloping Terrain. **Tellus V** 19, 199-205, 1967.

\_\_\_\_\_ **An Introduction to dynamic meteorology** - San Diego, CA: Academic, 3ed. 1992.



HSU, H. Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. **Monthly Weather Review**, v.115,p.1864-1893, 1987.

JIANG,X; LAU,N.C.;HELD,I.M.;PLOSHAY,J.J. Mechanisms of the grate plains low-level jet as simulated in an AGCM. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.64, p.532-547,2007.

JUSEVICIUS, M. A. R. **Ciclogenese a sotavento dos Andes**: Estudo observacional e simulação numérica de um evento. versão: 2011-10-21. 131 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37H2EGH>>.

KLEEMAN, R. A modeling study of the effect if the Andes on summertime circulation of tropical South America. **Journal of The Atmospheric Sciences**, v.46, n.21, p.3344-3362, 1989.

LAU, N.; LAU, K. The Structure and Energetics of Midlatitude Disturbances Accompanying Cold-Air Outbreaks over East Asia. **Monthly Weather Review**, v.112,p.1309-1326, 1984.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of American Meteorological Society**,v. 61, p. 1374–1387, 1980.

MEANS, L.L. On thunderstorm forecasting in Central United States. **Monthly Weather Review**,,v.80,p.165-189,1952.

\_\_\_\_\_ A Study of the mean southerly wind maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the middle west. **Bulletin of American Meteorological Society**, p.166-270, v. 35, 1954.

MEJIA, J. Boundary Layer forcing mechanisms of the low-level jet events during salljex. 2004. Disponível em: [http:// www.nssl.noaa.gov/ projects/ pacs/ salljex/ archive/ research /mejia /ABL.Mejia.htm](http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/archive/research/mejia/ABL.Mejia.htm)

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep/ncar reanalysis:characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, Jun 2004.

MORGAN, G.W. On the wind-driven ocean circulation, **Tellus**, v.8,p.301-320, 1956.

MUÑOZ, E.; ENFIELD, D. The boreal spring variability of the intra-americas low-level-jet and its relation with precipitation and tornadoes in the eastern united states. **Climate Dynamics** . v.36, p.247-259, jan 2011

NICOLINI, M.; SAULO, C.; TORRES, C.J. Enhanced precipitation over southeastern south america related to strong low-level jet events during austral warm season, **Meteorologica**, v.26, p.59-60, 2002.

ORLANSKI, I.; KATZFEY, J. The life cycle of a cyclone wave in the southern hemisphere. part I: eddy energy budget. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.48, n.17 p.1972-1998, 1991..

PAEGLE, J. and McLAWHORN, D. W. Numerical modeling of diurnal convergence oscillations above sloping terrain. **Monthly Weather Review**, v.111,p.67-85,1983.

PIVA, E.D.; GAN, A. M.; RAO, V. B. Energetics of Winter Troughs Entering South America. **Monthly Weather Review**, v. 138, p. 1084-1103, 2010

PRIESTLEY, C. H. B. **Turbulent transfer in the lower atmosphere** - Chicago, IL: University of Chicago, 1959 1293909

ROZANTE, J. R. **Experimentos com o modelo regional eta em diferentes configurações durante o período salljex e mecanismos de mesoescala associados ao desenvolvimento de scm**. 2008. 209 p. (INPE-15396-TDI/1411). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

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

SAKAMOTO, M.S. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na região subtropical da américa do sul durante o SALLJE**. Tese de doutorado-- IAG-USP, São Paulo, 2009

SANTOS, A. F. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da cordilheira do andes, na américa do sul**. 2006-06-21. 252 p. (INPE-14648-TDI/1207). Dissertação de Mestrado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

SAULO, C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a chaco low-level jet event. **Monthly Weather Review**, v.132, p.2669-2683, nov. 2004.

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.; GARREAUD, R. D. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da baixa do chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, 2012.

SCORER, R.S. Causes and Consequences of standing waves, in: Proceedings of the Symposium on Mountain Meteorology, Colorado (1967), p.75-101

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; DUDA, M.G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J.G. **A description of the advanced research WRF- version 3**. Boulder, Colorado, USA: National Center for Atmospheric Research, 2008. (NCAR/TN-475+STR, 2008).

SMITH, R.B. A theory of Lee Cyclogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 44 (7) 1159-1168, 1984.

SUGAHARA, S.; ROCHA, R.P.; RODRIGUES, M.L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**, 8., 1994, Belo Horizonte, MG. Anais... Rio de Janeiro: SBMet, 1994. v.2, p. 573-577.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J. MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The south american low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 67, p.63-77, 2006.

UCCELLINE, L.W.; JOHNSON, D.R. The coupling of upper and Lower tropospheric jet stream and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v.107, p.682-703, 1979.

VINNICHENKO, N. K.; PINUS, N.Z.; SHMETER, S.M.; SHUR, G.N. **Turbulence in the free atmosphere** - New York, NY: Consultants Bureau, 1980 31078888 ISBN 0-306-10959-X

VIRJI, H. A Preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v.109, p.167-178, 1981.

WEXLER, H. A Boundary Layer Interpretation of The Low-level Jet. **Tellus**, v.13, p.368-378, 1961.

WMO, **International Cloud Atlas**, Volume I , World Meteorological Organization, 1956

ZHONG, S.; FAST, J.D.; BIAN, X.; STAGE, S.; WHITEMAN, C.D. A case study of Great Plains Low-level Jet using wind profile network data and a High-resolution Meso-scale Model. . **Monthly Weather Review**, v.124, p.785-804, 1996.



## APÊNDICE A - FORMULAÇÃO DA ENERGÉTICA PARA ESTADO PERTURBADO

### A.1 – Introdução

Uma formulação de energética; baseado em Orlasni e Katifev (1991), Chang (2000), Piva et al. (2010), entre outros; é aqui apresentada afim de facilitar o entendimento das equações. No presente desenvolvimento é feita a expansão da equação do movimento obtendo a equação da tendência da energia cinética em termos de quantidades energética por unidade de massa. Durante o desenvolvimento é discutido o cancelamento do termo relativo a força de Coriolis e a separação em equação de energia para o estado básico e perturbado. A equação resultante corresponde a equação da energética para o estado perturbado em níveis verticais simples. Esta equação pode ser integrada verticalmente, obtendo-se o resultado das quantidades energéticas na vertical. Uma forma prática de se obter os resultados integrados é através de integração numérica em computador, o que facilita a integração parcial na atmosfera e também a escolha de duas formas distintas de integração. A integração vertical em unidade de energia por unidade de área e em unidade de energia por massa de ar atmosférico. Estas duas formas de integração também são apresentadas e discutidas neste texto.

### A.2– Desenvolvimento da equação

A tendência da energia cinética, pode ser expressa por unidade de massa conforme a equação A.1

$$\frac{Dk}{Dt} = \vec{V} \cdot \frac{D\vec{V}}{Dt} \quad (\text{A.1})$$

onde K é a energia cinética, t o tempo. O produto interno entre o vetor velocidade  $\vec{V}$  e aceleração total  $D\vec{V}/Dt$ , denota o conceito da mecânica clássica de trabalho realizado por uma força, segundo a qual: “somente a

projeção das forças, que atuam na mesma direção do deslocamento, realizam trabalho". No decorrer deste desenvolvimento, é verificado que este conceito implica no cancelamento da Força de Coriolis, assim como outras simplificações que se tornam convenientes principalmente para cálculo nas baixas latitudes. O último termo, à esquerda da equação 5.1, pode ser expandido na forma de equação do movimento, que em coordenadas isobáricas é escrita na forma da equação A.2.

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V}_h \cdot \nabla \vec{V}_h + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \hat{k} = -\nabla_h \Phi - \alpha_k + 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{F}_r \quad (\text{A.2})$$

Onde  $\vec{V}$  é a velocidade do vento;  $\Phi$  é o geopotencial;  $\alpha_k = (\partial \Phi / \partial p)_k$  é componente vertical da divergência/convergência de geopotencial, que, considerando o estado de equilíbrio hidrostático, também corresponde ao volume específico;  $\omega$  é o vento vertical em Pa/s,  $\vec{\Omega}$  é a velocidade angular da Terra e  $\vec{F}_r$  a resultante das forças viscosas.

Além desta equação, considera-se que os escoamentos atmosféricos são compostos por uma condição média, chamado de estado básico e os desvios desta média, chamados de distúrbios ou transientes. Esta divisão é representada pela Equação A.3.

$$\vec{V} = \vec{V}_m + \vec{V}' ; \quad \Phi = \Phi_m + \Phi' \quad (\text{A.3})$$

Onde o subscrito (m) é utilizado para indicar o estado básico. A aspa simples ( ' ) indica o desvio da médio ou distúrbios. Os distúrbios são considerados aleatórios, com média zero, isto é:  $\langle \vec{V}' \rangle = 0$  ,  $\langle \Phi' \rangle = 0$  . Assim, calculando-se as médias temporal de velocidade e geopotencial, num período suficientemente longo, os resultados serão uma estimativa do estado básico, ou seja:

$$\langle \vec{V} \rangle = \vec{V}_m ; \quad \langle \Phi \rangle = \Phi_m .$$

Substituindo A.3 em A.2, obtemos a Equação A.4

$$\frac{\partial(\vec{V}_m + \vec{V}')}{\partial t} + (\vec{V}_m + \vec{V}') \cdot \nabla_3(\vec{V}_m + \vec{V}') = -\nabla(\Phi_m + \Phi') - \omega' \alpha' + 2\vec{\Omega} \times (\vec{V}_m + \vec{V}') + \vec{F}_r$$

(A.4)

Ao se aplicar os cálculos de médias suficientemente longas no tempo, os termos de distúrbio e a derivada no tempo passam a ser nulos. O que resulta na Equação (A.5)

$$\vec{V}_m \cdot \nabla \vec{V}_m = -\nabla \Phi_m + 2\Omega \times \vec{V}_m + \vec{F}_{rm} + \vec{F}r_o \quad (\text{A.5})$$

Nesta equação o termo  $\vec{F}_{rm}$  representa a média das forças viscosas e pode ser estimado conforme Equação A.6..

$$\vec{F}_{rm} = \overline{\vec{V}_h \cdot \nabla \vec{V}_h + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial P}} \quad (\text{A.6})$$

Uma vez que os ventos e os geopotenciais médios são calculados de formas independentes, seus valores médios podem eventualmente causar desbalanceamento na equação A.4, o que pode ser considerado como resíduos de cálculo. O termo  $\vec{F}r_o$  é acrescido na equação A.5, para acomodar estes resíduos.

Assim, a equação do momento do estado básico é escrita na forma (Equação A.7).

$$\vec{V}_m \cdot \nabla \vec{V}_m = -\nabla \Phi_m + 2\Omega \times \vec{V}_m + \overline{(\vec{V}_h \cdot \nabla \vec{V}_h + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial P})} + \vec{F}r_o \quad (\text{A.7})$$

Multiplicando-se a equação (A.7) por  $\vec{V}_m$ , se obtêm a equação para energia cinética do estado básico (equação A.8)

$$\vec{V}_m \cdot \nabla K_m = -\vec{V}_m \cdot \nabla \Phi_m + \vec{V}_m \cdot \overline{\vec{V}_h \cdot \nabla \vec{V}_h + \omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial P}} + \vec{V}_m \cdot \vec{F}r_o \quad (\text{A.8})$$

A equação do momento para o estado transiente pode ser obtida pela subtração entre as equações A.4 e A.7. Para demonstrar esta diferença, convém expandir o segundo termo da equação A.4 na forma da equação A.9

$$(\vec{V}_m + \vec{V}'). \nabla (\vec{V}_m + \vec{V}') = (\vec{V}'. \nabla) \vec{V}' + (\vec{V}'. \nabla) \vec{V}_m + (\vec{V}_m \cdot \nabla) \vec{V}' + (\vec{V}_m \cdot \nabla) \vec{V}_m \quad (\text{A.9})$$

Note que esta equação possui termos que correlacionam o estado básico ao estado transiente. Substituindo A.9 em A.4 e subtraindo da equação resultante a equação A.7, chega-se na equação A.10, que é a equação do movimento para o estado transiente.

$$\frac{\partial \vec{V}'}{\partial t} + (\vec{V}_m \cdot \nabla) \vec{V}' + (\vec{V}' \cdot \nabla) \vec{V}' + (\vec{V}' \cdot \nabla) \vec{V}_m + \overline{(\vec{V}' \cdot \nabla_3) \vec{V}'} = \dots$$

$$\dots = -\nabla \Phi' - \omega' \alpha' + 2\vec{\Omega} \times \vec{V}' + \vec{F}_r - \vec{F}_o \quad (\text{A.10})$$

Multiplicando-se a equação A.10 por  $\vec{V}'$  e reorganizando, se obtém a equação da tendência da energia cinética dos distúrbios (Equação A.11).

$$\underbrace{\frac{dK'}{dt}}_1 + \underbrace{(\vec{V}_m \cdot \nabla) K'}_2 + \underbrace{(\vec{V}' \cdot \nabla_3) K'}_3 = \dots$$

$$\dots = -\underbrace{(\vec{V}' \cdot \nabla \Phi')}_4 - \underbrace{\omega' \alpha'}_5 - \underbrace{(\vec{V}' \cdot (\vec{V}' \cdot \nabla_3 \vec{V}_m))}_6 + \underbrace{\vec{V}' \cdot (\vec{V}' \cdot \nabla_3 \vec{V}')}_7 + \underbrace{\vec{V}' \cdot \vec{F}_o + R'}_7 \quad (\text{A.11})$$

Os termos numerados correspondem a:

- 1) Tendência local da energia cinética;
- 2) Advectção de energia cinética do distúrbio pelo estado básico (ADVB);
- 3) Advectção de energia cinética pelo distúrbio (ADVD)
- 4) Advectção horizontal de geopotencial (ADVHG);
- 5) Advectção vertical de geopotencial (ADVVG) ou conversão baroclínica (BRC);
- 6) Conversão de energia pelo stress de Reynolds ou conversão barotrópica (BRT);
- 7) Resíduos provenientes dos erros numéricos e outras forças resistivas.



Na passagem da equação A.10 para A.11 nota-se que o termo que relativo a força de Coriolis é eliminada pelo produto vetorial  $\vec{v}' \cdot (2\vec{\Omega} \times \vec{v}') = 0$ . Isto é uma consequência do do conceito de trabalho de uma força. A força de Coriolis, por ser perpendicular ao deslocamento, não realiza trabalho. Portanto, não contribui para alterar a energia cinética do deslocamento. Note que a equação do movimento (equação A.2) é uma equação vetorial escrita para o ponto de vista de um observador, que se movimenta com a Terra, por isto o aparecimento do força de Coriolis. A equação de energia (A.11) é escalar e independe do referencial adotado. Tanto um observador situado na Terra, quanto um observado situado em um referencial inercial, observaria as mesmas quantidades energéticas. Assim, na há sentido em se falar da força de Coriolis dentro do conceito de energia.

### A.3– Integração vertical dos termos de Energética

É necessário considerar a espessura de cada camada vertical para integrar os termos da equação A.11. Estas camadas não são regularmente espaçadas, o que equivale a dizer, que estas não contem a mesma quantidade de massa de gás atmosférico. Na integral adotada por Orlaski e Katfey, calcula-se um valor médio da energia cinética em colunas verticais em W/kg (ou  $m^2/s^3$ ). conforme A.12

$$\langle E_j \rangle = \frac{\int_{i=s}^t E_{ij} dm_i}{\int_{i=s}^t dm_i} = \frac{1}{(P_s - P_t)} \int_{i=s}^t E_{ij} dP_i \quad (A.12)$$

onde  $\langle E_j \rangle$  representa o resultado da integração vertical em W/kg, para cada um dos termos “j” da equação A.11.  $E_{ij}$  representa, genericamente, cada um dos termos da equação A.11 em seus respectivos níveis isobáricos “i”, em W/kg, o  $m_i$  é a massa de ar no elemento de volume e pode ser calculada como  $m_i = A(P_i - P_{(i+1)})/g$ , onde  $P_i$  e  $P_{(i+1)}$  são, respectivamente, as pressões na base e topo do elemento de volume; g é a aceleração

da gravidade;  $A$  é a área da base do elemento de volume, os subscritos  $s$  e  $t$  indicam, respectivamente, o nível da superfície e nível do topo da coluna de integração. Esta integral corresponde a uma média ponderada na vertical, e portanto, apresenta resultados na mesma unidade da equação A.11

Uma outra forma de se integrar os resultados de energia é através da Equação A.13

$$\langle E_j \rangle = \frac{\int_{i=s}^t E_{ij} dm_i}{A} = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} E_{ij} dP_i \quad (\text{A.13})$$

Tal como na equação anterior,  $E_{ij}$  representa, genericamente, cada um dos termos da equação A.11 em seus respectivos níveis isobáricos “i”, em unidades de potência por massa de ar, ou seja em W/kg. Contudo o resultado da integração  $\langle E_j \rangle$  representa valores acumulados da energia na coluna vertical em unidades de potencial por área horizontal, isto é, W/m<sup>2</sup>, havendo, portanto uma mudança de unidades no resultado.

Comparando-se as duas formas de integração apresentados, os resultados de A.12 possui a vantagem de apresentar os valores em unidade de energia por massa, isto é, a mesma unidade de energia da equação original A.11. Os resultados apresentados são similares aos valores de energia em cada nível, pois de fato trata-se de uma média ponderada na vertical. Ao contrário, a integração de A.13 possui unidade em termo de energia por área, mudando assim a unidade da equação A.11 Os resultado correspondem a somatória de energia em cada um dos níveis, de forma que, quanto maior a espessura vertical, maior serão os valores encontrados. Por outro lado, a integração A.13 compensa o efeito de vento ao passar sobre montanhas. Quando isto ocorre, os ventos aceleram devido a passagem mais estreita, ou “efeito degrau”. O vento acelera devido a conservação do momento linear, ou seja, não está havendo de fato aumento de energia cinética entre a região de vale e montanha devido ao aumento de velocidade, pois o aumento de velocidade é compensado pela advecção de massa. A integração A.12, por ser expresso por unidade de massa, não trata as variações de massa devido a

camada menor acima da montanha. A.13, por outro lado, considera a diferença de massa e compensa o excesso de velocidade, reduzindo assim o efeito de ondas orográficas. De qualquer forma, mesmo havendo diferenças de unidade, os campos gerados por A12 e A13 apresentam a mesma configuração para cada um dos termos de energética. A diferença básica é que a integração por A13 é menos sensível aos efeitos de ondas orográficas, apresentando assim um resultado menos ruidoso quando integrado na baixa troposfera.



## APÊNDICE B - ALTERNATIVAS AO CÁLCULO DE CONVERGÊNCIA DE FLUXO AGEOSTRÓFICO PERTURBADO

### B.1 - Introdução

O cálculo da Convergência de Fluxo Ageostrófico (CFA) é utilizado por muitos autores em estudos sobre energética dos distúrbios atmosféricos tais como, por exemplo, Orlnaski e Katzfey (1991). É usualmente representado como  $\nabla(\phi \vec{V}_{ag})$ , onde  $\vec{V}_{ag}$  é o vento ageostrófico e  $\phi$  o geopotencial. O objetivo deste apêndice é mostrar que, o cálculo da Convergência do Fluxo de Geopotencial pelo vento real (CFG), dado por  $\nabla \cdot (\Phi \vec{V})$ , fornece resultados equivalentes a CFA e tem a vantagem de ser obtido de forma mais simples, envolvendo menores erros numéricos.

É introduzido também o cálculo do vento contragradiante  $V_c$ . Este também pode ser utilizado como alternativa para o cálculo de CFA. Mas sua principal aplicação é cálculo do vetor fluxo de contragradiante (FCG), em substituição ao vetor Fluxo Ageostrófico (FAG).

Mostra-se inicialmente que a advecção de geopotencial pelo vento geostrófico, pelo vento real e pelo vento contragradiante apresentam os mesmos resultados, que é interpretado geometricamente. Na sequência, obtêm-se os termos CFG e CFA e a relação entre estes. Por fim, são apresentados resultados práticos comparativos com CFA e CFG, demonstrando que, pode-se utilizar CFG como sendo CFA, obtendo resultados mais acurados. O FAG e o FCG também são comparados.

### B.2 – Equivalência entre Advecção de geopotencial pelo vento real, pelo vento ageostrófico e pelo vento contragradiante

É fácil demonstrar algebricamente que advecção de geopotencial pelo vento real  $-\vec{v} \cdot \nabla \Phi$  é equivalente a advecção do vento ageostrófico  $-\vec{v}_{ag} \cdot \nabla \Phi$ . Basta decompor o vento real em suas componentes geostrófica e ageostrófica conforme equação B.1

$$-\vec{v} \cdot \nabla \Phi = -(\vec{v}_{ag} \cdot \nabla \Phi + \vec{v}_g \cdot \nabla \Phi) \quad (\text{B.1})$$

O primeiro termo do lato direito é a advecção de geopotencial pelo vento ageostrófico. O segundo termo seria a advecção de geopotencial pelo vento geostrófico. Porém, este termo é nulo, o que pode ser facilmente verificando explicitando o vento geostrófico, conforme a equação B.2

$$\vec{v}_g \cdot \nabla \Phi = \frac{1}{f} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial y} i - \frac{\partial \Phi}{\partial x} j \right) \cdot \left( \frac{\partial}{\partial x} i + \frac{\partial}{\partial y} j \right) \Phi = 0 \quad (\text{B.2})$$

Assim, demonstra-se que a advecção do geopotencial pelo vento real é igual ou equivalente a advecção de geopotencial pelo vento ageostrófico (equação B.3).

$$-\vec{v} \cdot \nabla \Phi \simeq -\vec{v}_{ag} \cdot \nabla \Phi \quad (\text{B.3})$$

Ainda pode-se fazer esta demonstração de forma geométrica, através da representação gráfica dos vetores envolvidos (Figura B.1)

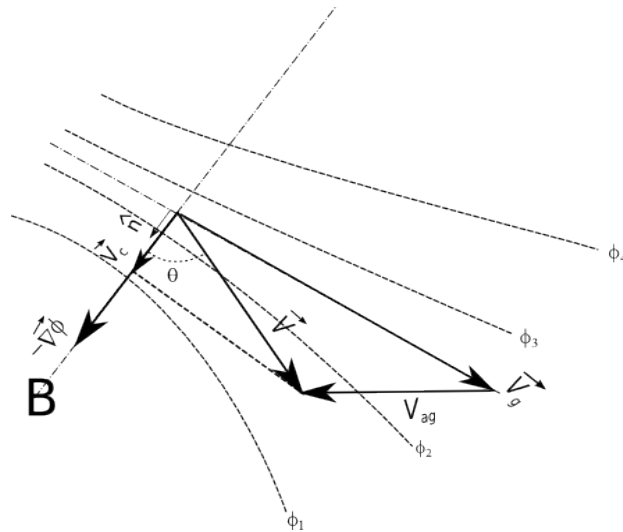


Figura B.1- Representação gráfica dos vetores: vento real ( $\vec{V}$ ), vento geostrófico ( $\vec{V}_{ag}$ ), vento ageostrófico, contragradiente de geopotencial ( $-\nabla \Phi$ ) e vento contragradiente ( $\vec{V}_c$ ). As isolinhas de geopotencial estão representadas genericamente por ( $\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_n$ ).

Através da Figura B.1, a advecção do geopotencial pelo vento pode ser vista como o produto entre o vetor contrário ao gradiente de geopotencial ( $-\nabla \Phi$ ) pela projeção do vento  $\vec{v}$  na mesma direção, conforme escrito pela equação B.4

$$-\vec{v} \cdot \nabla \Phi = -|\nabla \Phi| |\vec{v}| \cos(\theta) \quad (\text{B.4})$$

onde  $\theta$  é o ângulo formado entre os dois vetores e cujos módulos são respectivamente  $|\vec{v}|$  e  $|\nabla \Phi|$

O termo  $-|\vec{v}| \cos(\theta)$  da equação B.4, corresponde a projeção do vento real na direção e sentido contrário ao gradiente de geopotencial. Esta, portanto é uma forma de se calcular o módulo do vento contragradiente ( $\vec{v}_c$ ). Contudo possui o inconveniente de se conhecer o ângulo  $\theta$ . Uma outra forma mais prática de se obter o módulo do vento contragradiente é dada pela equação B.5

$$|\vec{v}_c| = (\vec{v} \cdot \hat{n}) \quad (\text{B.5})$$

Onde  $\hat{n} = -\nabla \Phi / |\nabla \Phi|$  é o versor na direção e sentido contrário ao gradiente de geopotencial. Para obter o vento contragradiente propriamente dito, basta multiplicar a equação, mais uma vez, pelo versor, conforme B.6

$$\vec{v}_c = (\vec{v} \cdot \hat{n}) \cdot \hat{n} \quad (\text{B.6})$$

Analogamente, a advecção de geopotencial pelo vento ageostrófico, também pode ser visto como o produto do vetor contrário ao gradiente de geopotencial ( $-\nabla \Phi$ ) pela projeção do vento ageostrófico  $\vec{v}_{ag}$  em sua direção. Fica evidente pela geometria da figura B.1 que, muito embora  $\vec{v}$  e  $\vec{v}_{ag}$  são vetores diferentes, eles tem a mesma projeção na direção  $\hat{n}$ , ou seja  $\vec{v} \cdot \hat{n}$  e  $\vec{v}_{ag} \cdot \hat{n}$  são iguais a  $|\vec{v}_c|$ . Assim, não apenas pode-se visualizar através da figura a equivalência da equação B.3, como também pode-se generaliza para mais um termo (equação B.7)

$$-\vec{v}_{ag} \cdot \nabla \Phi \simeq -\vec{v} \cdot \nabla \Phi \simeq -\vec{v}_c \cdot \nabla \Phi \quad (\text{B.7})$$

A equação B.7 é importante, pois demonstra que a advecção do vento ageostrófico pode ser calculado usando o vento real ou o vento contragradiente, o que evidentemente são alternativas mais simples e numericamente mais acuradas para realização destes cálculos.

### B.3 – Convergências de Fluxos de Geopotencial e Ageostrófico

O termo CFG pode ser obtido abrindo o termo de advecção de geopotencial, conforme equação B.7

$$-\vec{V} \cdot \nabla \Phi = -\nabla(\Phi \vec{V}) + \Phi \nabla \vec{V} \quad (\text{B.7})$$

Onde o primeiro termo, do lado direito da igualdade, corresponde a Convergência do Fluxo de Geopotencial (CFG).

Analogamente obtemos CFA conforme equação B.8

$$-\vec{V}_{ag} \cdot \nabla \Phi = -\nabla(\Phi \vec{V}_{ag}) + \Phi \nabla \vec{V}_{ag} \quad (\text{B.8})$$

Onde o primeiro termo, do lado direito, é a Convergência de Fluxo Ageostrófico (CFA).

A questão que surge é se pode-se assumir que CFA é igual a CFG, tal como ocorre com seus correspondentes advectivos (equação B.3). De fato, se for considerado o parâmetro de Coriolis constante,  $f = f_0$ , o vento geostrófico é não divergente e CFA será exatamente iguais a CFG. Se for levado em conta a variação de força de Coriolis com a latitude, isto é,  $f = f_0 + \beta y$  os dois termos possuem pequenas diferenças. Para examinar estas diferenças, considera-se a equação B.7 e faz-se as substituições do vento horizontal pelas suas componente geostrófica e ageostrófica conforme equação B.9

$$-\vec{V} \cdot \nabla \Phi = -\nabla \cdot (\Phi \vec{V}_{ag}) - \nabla \cdot (\Phi \vec{V}_g) + \Phi \nabla \cdot \vec{V}_{ag} + \Phi \nabla \cdot \vec{V}_g \quad (\text{B.9})$$

onde o vento geostrófico é dado por  $\vec{V}_g = -\nabla \Phi / f$ .

Desenvolvendo o operador gradiente desta equação e considerando parâmetro  $f$  variando com a latitude chega-se a equação B.10

$$-\vec{V} \cdot \nabla \Phi = \overbrace{-\nabla(\Phi \vec{V}_{ag})}^{CFG} + \underbrace{\left( \Phi \frac{\beta}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)}_2 + \underbrace{\Phi \nabla \cdot (\vec{V}_{ag})}_3 - \underbrace{\left( \Phi \frac{\beta}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)}_4 \quad (\text{B.10})$$



onde  $\beta = \partial f / \partial y$  e  $\partial \Phi / \partial x$  é o gradiente longitudinal de geopotencial. Se considerarmos  $f$  constante o termo 2 e 4 da equação B.10 o que permite confirma que B.7 e B.8 são iguais. Por outro lado, for considerado  $f = f_0 + \beta y$ , o termo 2 existe. Evidentemente que o termo 2 é anti-simétrico ao termo 4 e portanto se cancelam, contudo, se considerarmos apenas os termos 1 e 2 da equação B.10, fica evidente que CFA e CFG não exatamente iguais, isto é, a rigor, considerando a variação de  $f$  com a latitude, CFA corresponde a CFG subtraído do termo 2, conforme equação B.11

$$-\nabla \cdot (\Phi \vec{v}_{ag}) = -\nabla \cdot (\Phi \vec{V}) - \left( \Phi \frac{\beta}{f^2} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) \quad (\text{B.11})$$

O termo 2 da equação B.11 pode ser visto como uma convergência do vento geostrófico zonal que aparenta acelerar/desacelerar devido a variação da força de Coriolis com a latitude, ou simplesmente “Convergência Geostrófica Aparente” (CGA). Apesar deste termo não afetar o resultado final de energia, o mesmo pode ser útil pois a relação  $\beta / f^2$  tem solução analítica. Para obter esta solução basta considerar  $y = \lambda * a$  e  $f = 2 \Omega \text{sen}(\lambda)$ , onde  $\lambda$  é a latitude e  $a$  o raio da Terra e  $\Omega$  a velocidade angular da Terra. Substituindo obtemos a relação (B.12)

$$\frac{\beta}{f^2} = \frac{\cos(\lambda)}{928.651 \text{sen}^2(\lambda)} \quad (\text{B.12})$$

Este termo (equação B.12) em geral é pequeno. É igual a zero nos polos e cresce assintoticamente quando se aproxima do equador. O termo também é importante quando existe gradiente longitudinal de geopotencial significativo. No próximo item é apresentado como as equações B.11 e B.12 podem ser úteis no calculo prático de CFA e CFG.

#### **B.4– Avaliação comparativa utilizando campos de análise de modelos numéricos**

Foram utilizado campos de perturbação de geopotencial e vento, obtidos a partir de resultados pós-processados modelo WRF, para o área limitada sobre a

América do Sul, para dia 23/01/2003 00Z. Os campos foram pós processados e convertidos em coordenadas isobáricas pelo sistema WPS que acompanha o modelo disponibilizado na internet. A resolução horizontal empregada é de 20 x 20 km, com níveis verticais a cada 25 hPa. A partir dos campos de perturbação, foram calculados CFA, CFG e CGA, integrados para baixa troposfera, entre a superfície e 700 hPa, o que confere ao resultado forte influência das montanhas na região. As figuras B.2-a e B.2-c apresentam o resultados integrados para CFA e CFG. As figuras B.2-c e B.2-d representam as diferenças entre CFA e CFG, obtidas de duas formas: Na figura B.2.c a diferença é calculada numericamente, subtraindo-se os campos (CFA-CFG). Na figura b.2-d, o cálculo é feito através termo CGA (equação B.10 e B.11) . Pode-se observar que as figuras B.2-a e B.2-b são muito semelhantes, o que comprova que a CFG e CFA são aproximadamente iguais. As diferenças entre os mesmos (figura B.2-c) são pequenas, cerca de uma ordem de grandeza inferior. Comparando-se as figuras B.2-c e e B.2-d pode ser verificar que estas também são muito similares, o que demonstra que a diferença numérica entre CFG-CFA é similar ao cálculo de CGA. Contudo, a figura b.2-c apresenta ruídos, principalmente próximo ao contorno dos continentes e nas regiões montanhosas. O ruído vem do cálculo de CFA, que acumula os erros numéricos de duas aplicações do operador gradiente: Uma para calcular o vento geostrófico, outra, quando se utiliza os resultados do vento geostrófico para concluir o cálculo de CFA. A solução por elementos finitos do operador gradiente, neste caso tende a amplificar os distúrbios do campo de geopotencial, que geralmente são maiores próximos ao relevo e em modelos de alta resolução, resultando assim nos ruídos observados na figura B.2-c. Eles não existe na figura B.2-d pois o cálculo de CGA (equação B.10) elimina parte das derivadas numéricas, aumentando assim a acurácia dos resultados.

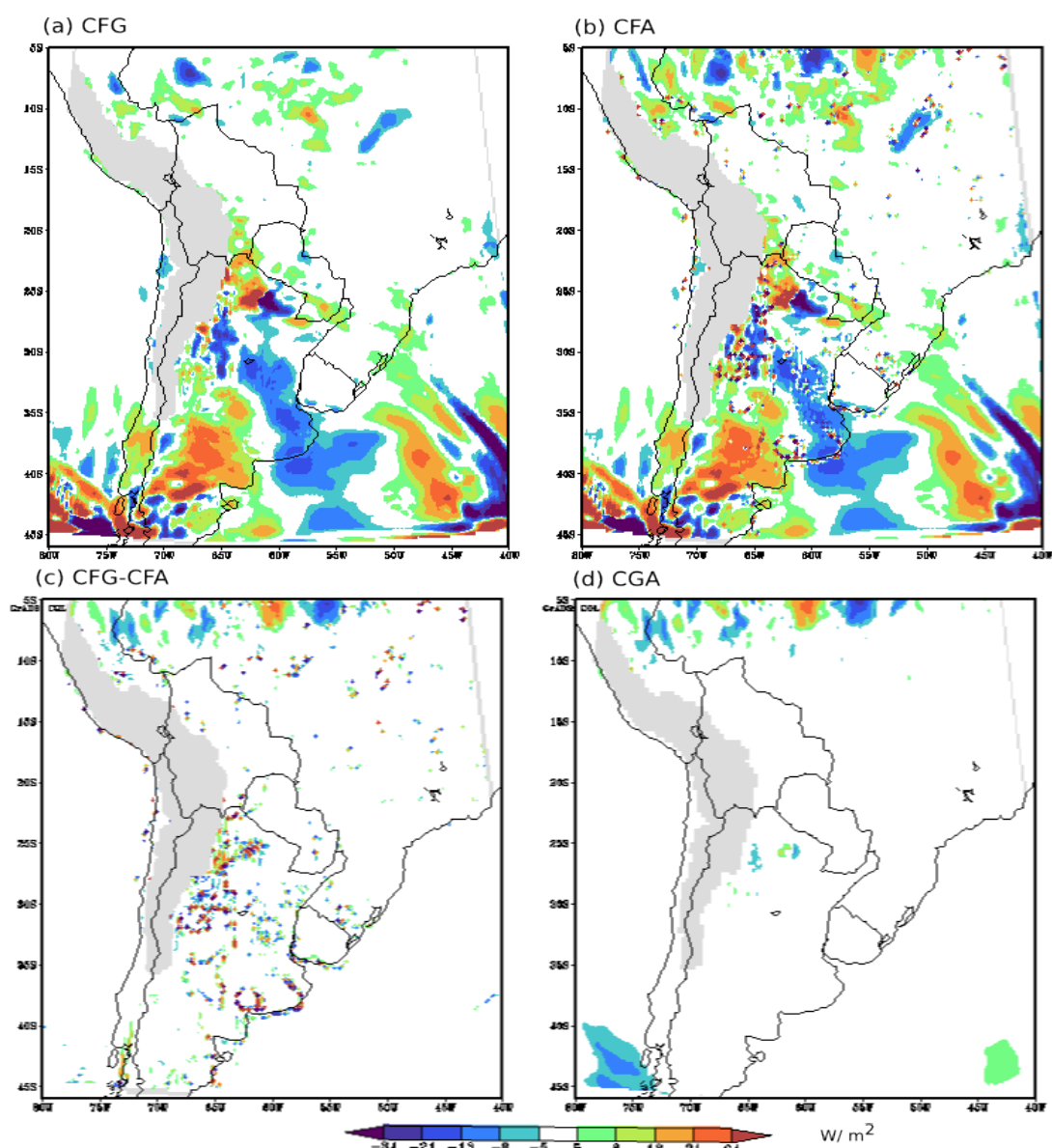


Figura B.2- Comparação entre Convergência de fluxo de Geopotencial (CFG) e Convergência fluxo ageostrófico (CFA) integrados da superfície a 700 hPa para a data de 23/01/2003 00Z – campos transientes obtidos a partir do modelo WRF.: a) CFG integrado, b) CFA integrado, c) Diferença numérica CFG – CFA, d) Diferença calculada de forma analítica (termo CGA)

O Segundo campo utilizado foi obtido a partir de campos de reanálise do NCEP pós-processados em coordenadas isobáricas, com resolução horizontal de 2.5 graus e 12 níveis verticais. O campo apresentado corresponde área da América do Sul e Pacífico adjacente, para 20/06/2008 0000UTC, integrados da superfície a 250 hPa, para o estado perturbado. Esta é a mesma região e

período utilizado no estudo de Piva et al. (2010) sobre energética dos VCANS e apresenta resultados similares para CFA.

A figura B.3-a apresenta, em cores, os resultados de CFA integrado de superfície a 250 hPa . A figura B.3-b apresenta o CFG integrado da mesma forma. Dada a resolução e a extensão da integração vertical, os ruídos produzidos pelo terreno ou por ondas de gravidade, não impactam os resultados. Assim, comparando-se visualmente as duas figuras, não são percebidos diferenças significativas. Verificando-se as diferenças através do termo CGA (equação B.10 e B.11), observa-se que existem pequenas diferenças, que são apresentadas na na figura B.3-c. Através destas figura nota-se diferenças mais significativas próximo ao equador, devido ao crescimento da equação B.11 nestas latitudes, e, também em torno dos centros de baixa e alta pressão, formando dipolos em torno destes centros. Por exemplo, na circulação das altas pressões, os ventos geostróficos aparentemente, aceleram quando vira em direção aos polos, sofrendo desaceleração de igual intensidade quando vira em direção ao equador. O mesmo ocorre de forma inversa para os centros de baixas pressões. Em termos de integral na área e volume em torno dos centros de alta e baixa pressão, o lado positivo do dipolo cancela o lado negativo, ou seja, esta aceleração não afeta o saldo de energia dos sistemas ciclônicos e anticiclônicos.

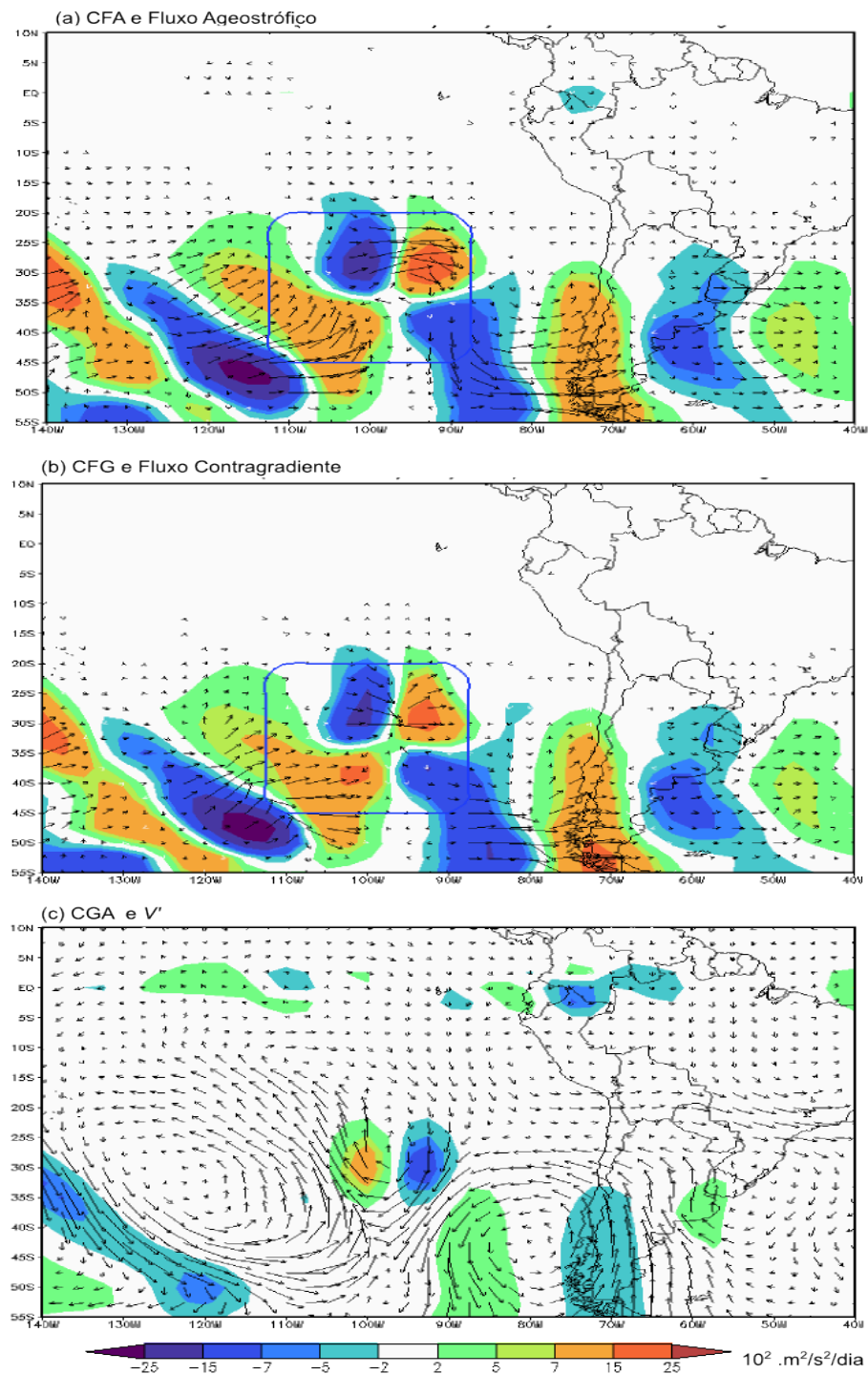


Figura B.3- Comparação entre CFG e CFA integrados da superfície a 250 hPa para 20/06/2008 00Z- Campos transientes a partir da reanálise do NCEP.: a) CFA integrado e FG, b) CFG integrado e FCG, c) Diferença calculada de forma analítica (termo CGA) e vento transiente.

Nas mesmas figuras foram traçados, em vetores, FG dado por  $\phi \vec{v}_{ag}$ , Figura B.3-a, e o FCG dado por  $\phi \vec{v}_c$ , Figura B.3-b. O FG permite verificar a sentido

da propagação da CFA sendo bastante útil na interpretação deste termo como desenvolvimento corrente abaixo (DCA). O FCG, representa o transporte de geopotencial na direção dos centros de altas para baixas pressões. Desta forma, o FCG se assemelha ao FG, quando os ventos se aproximam do balanço geostrófico, o que pode ser observado comparando-se as figuras B.3-a e B.3-b. Nas regiões tropicais ou de relevo acidentado, quando o cálculo do FG deixa de ser realístico, o FCG pode ser útil como informação complementar nas análises do campo de CFG/CFA.

## **APÊNDICE C - CAMPOS DE ANÁLISE E ENERGÉTICA PARA DIFERENTES CASOS DE JATO EM BAIXOS NÍVEIS**

São apresentado neste apêndice um conjunto resumido de diversas cartas que permite comparar as condições sinóticas e os resultados de componentes energética dos distúrbios. As cartas estão organizadas em 8 quadros, dispostos em duas páginas. Os primeiros 4 quadros correspondem aos campos de altura geopotencial em 925 hPa superpostas a imagens de satélites, linhas de corrente do vento real nos níveis de 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa e energia cinética do distúrbio integrados da superfície a 700 hPa. Os últimos 4 quadros, das páginas consecutivas, correspondem as componentes de tendência de energéticas do distúrbio também integradas da superfície a 700 hPa. São estas o BRT, CFG, BRC e CVK. Todos os campos, exceto a imagem de satélite, foram gerados a partir dos resultados com o modelo WRF na resolução horizontal de 20 km e vertical de 25 hPa. a cada 3 horas, totalizando 328 tempos a partir de 01-01-2003 0000 UTC. Estes tempos foram numerados de forma sequencial como TRef (de 1 à 328), dois quais foram selecionados os tempos mais representativos dos 3 principais episódios de JBN no período. São estes:

- 1) Episódio 1 – De 10 à 11 Jan. 2003. - Figura C.1
- 2) Episódio 2 – De 20 à 23 Jan. 2003 - Figura C.2
- 3) Episódio 3 – De 03 à 03 Fev. 2003 - Figura C.3

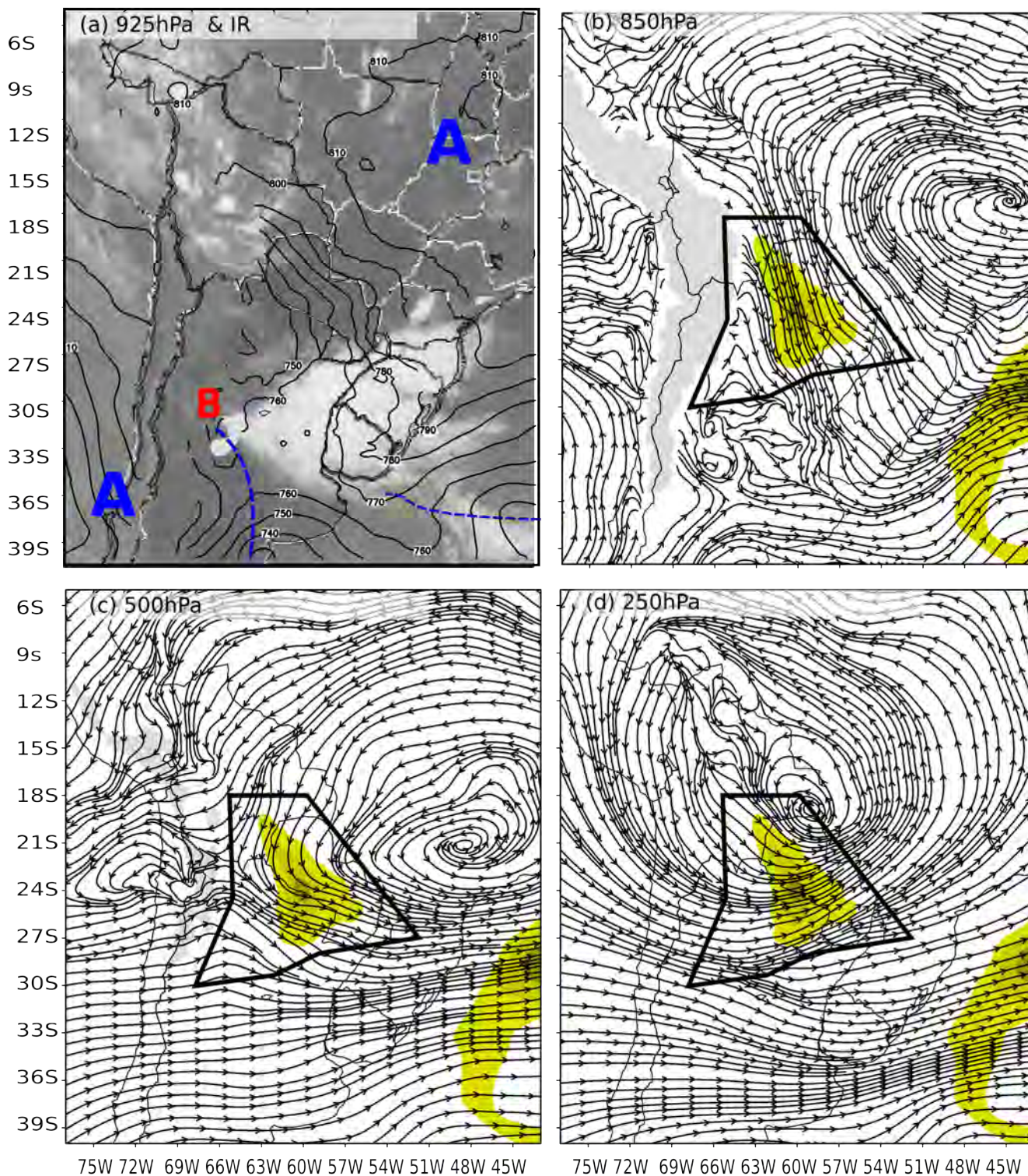


Figura C.1- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 10-01-2003 1200 UTC [TRef-077]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua)



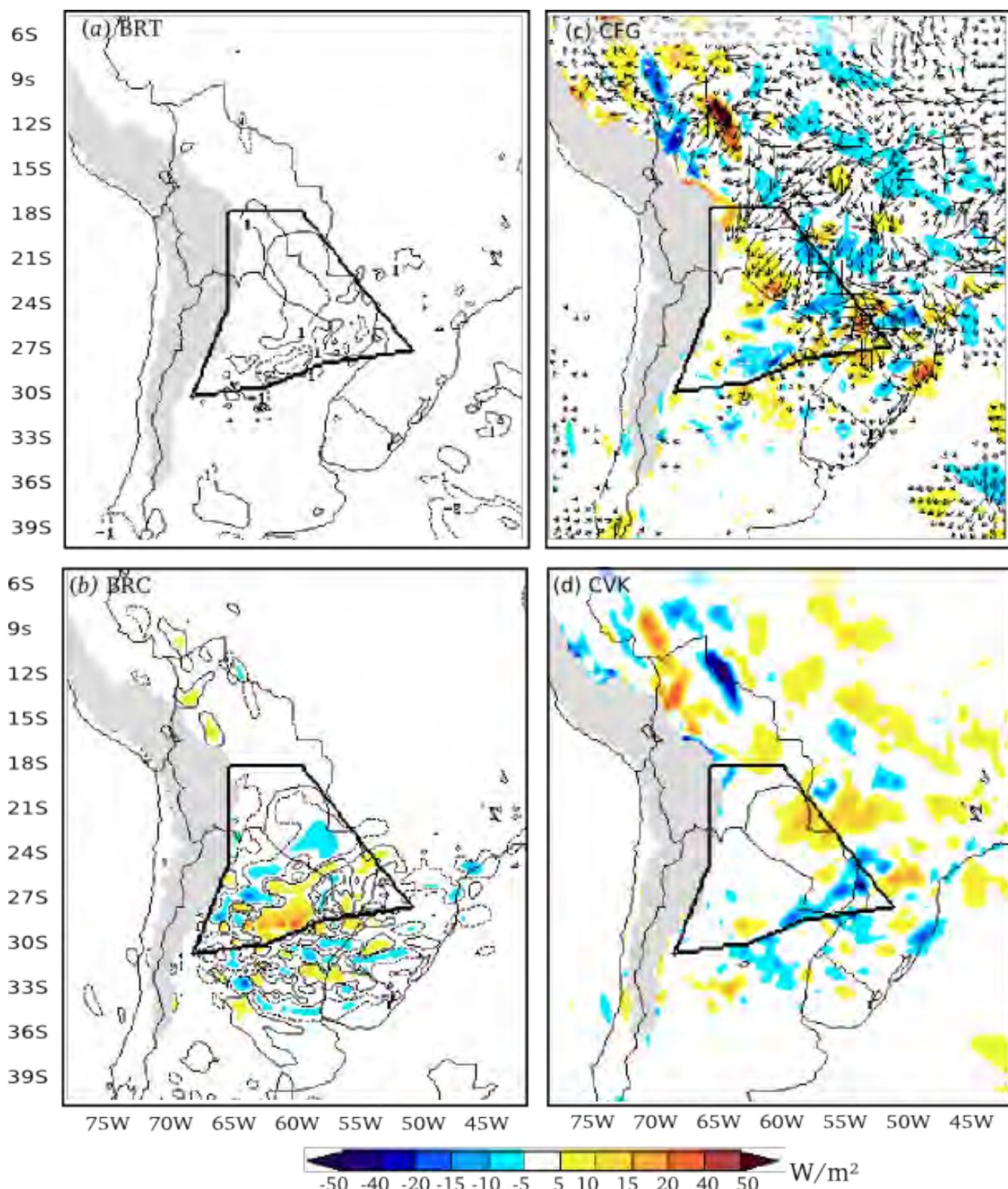


Figura C.1 – Continuação 10-01-2003 12UTC [TRef-077] (continua)

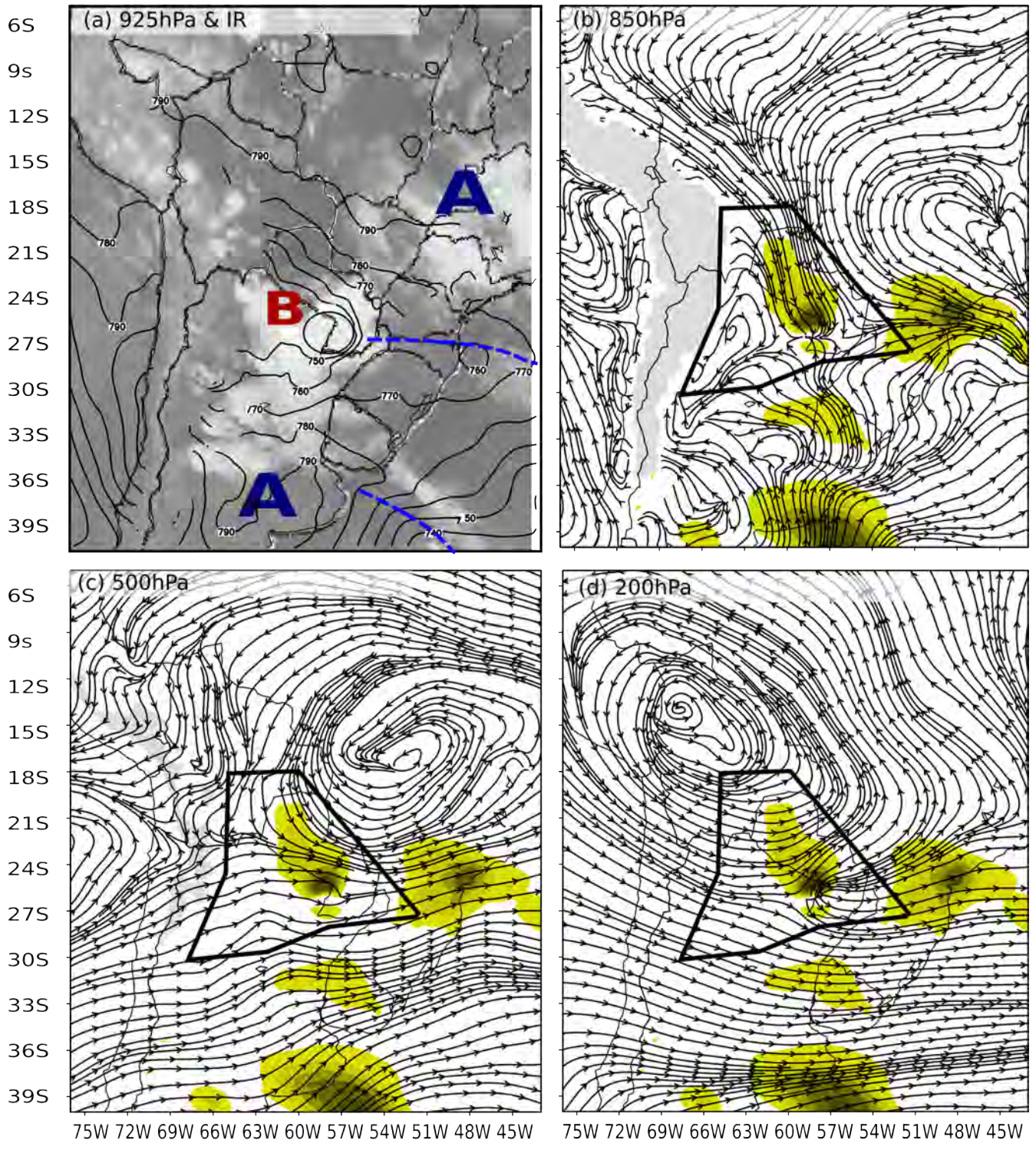


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 0900 UTC [TRef-084] (Continua)

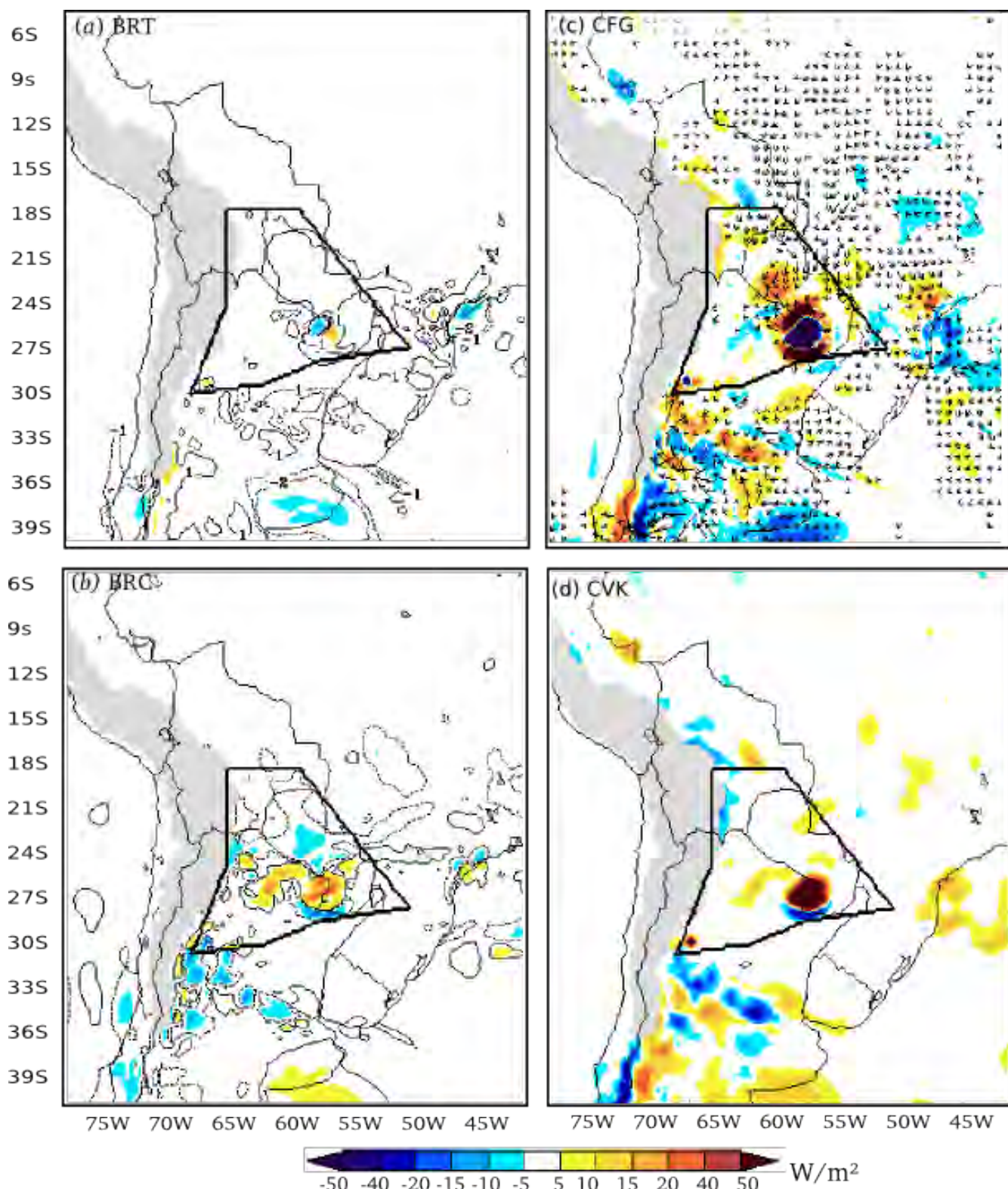


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 0900 UTC [TRef-084] (Continua)

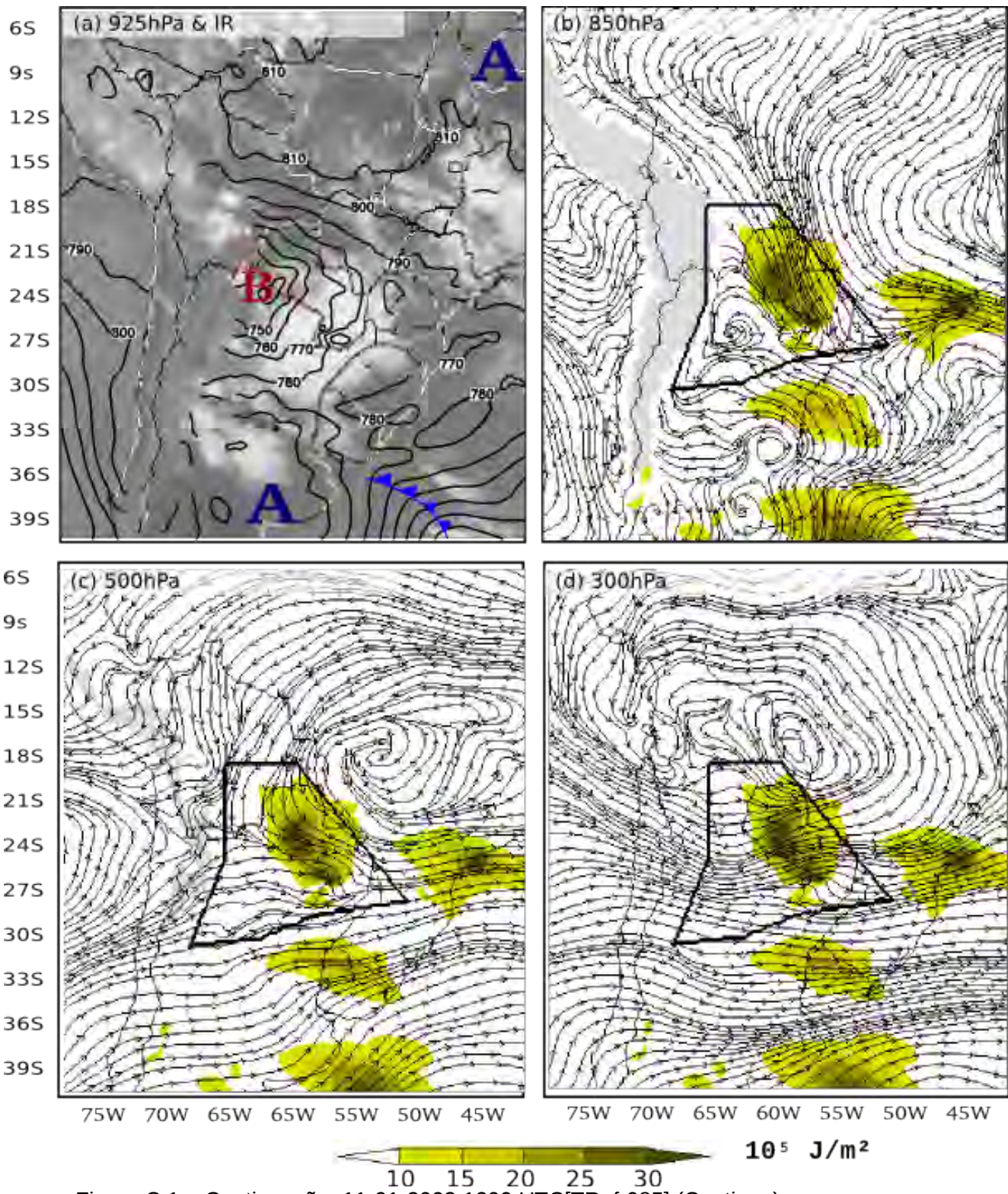


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 1200 UTC [TRef-085] (Continua)

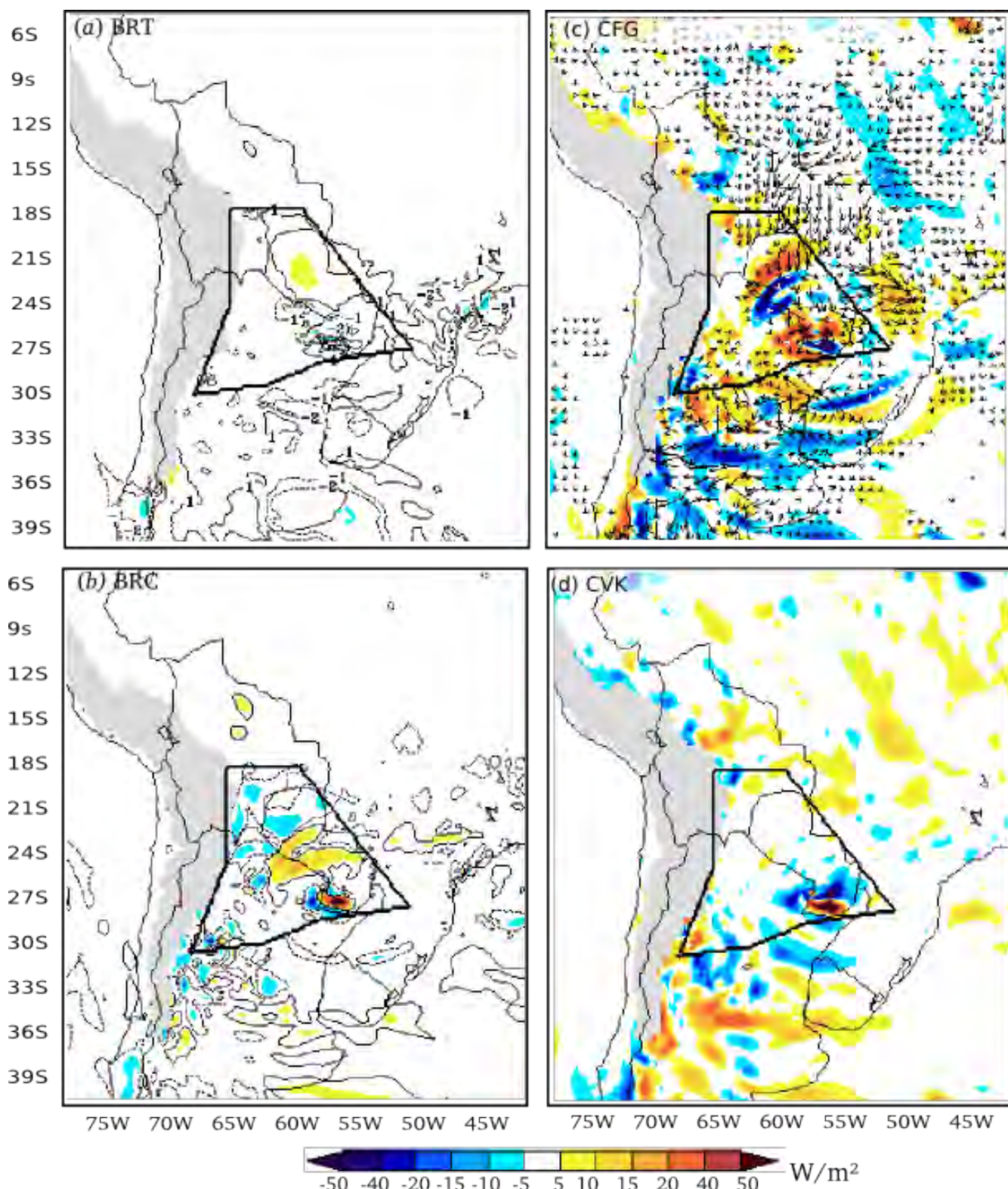


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 1200 UTC[TRef-085] (Continua)

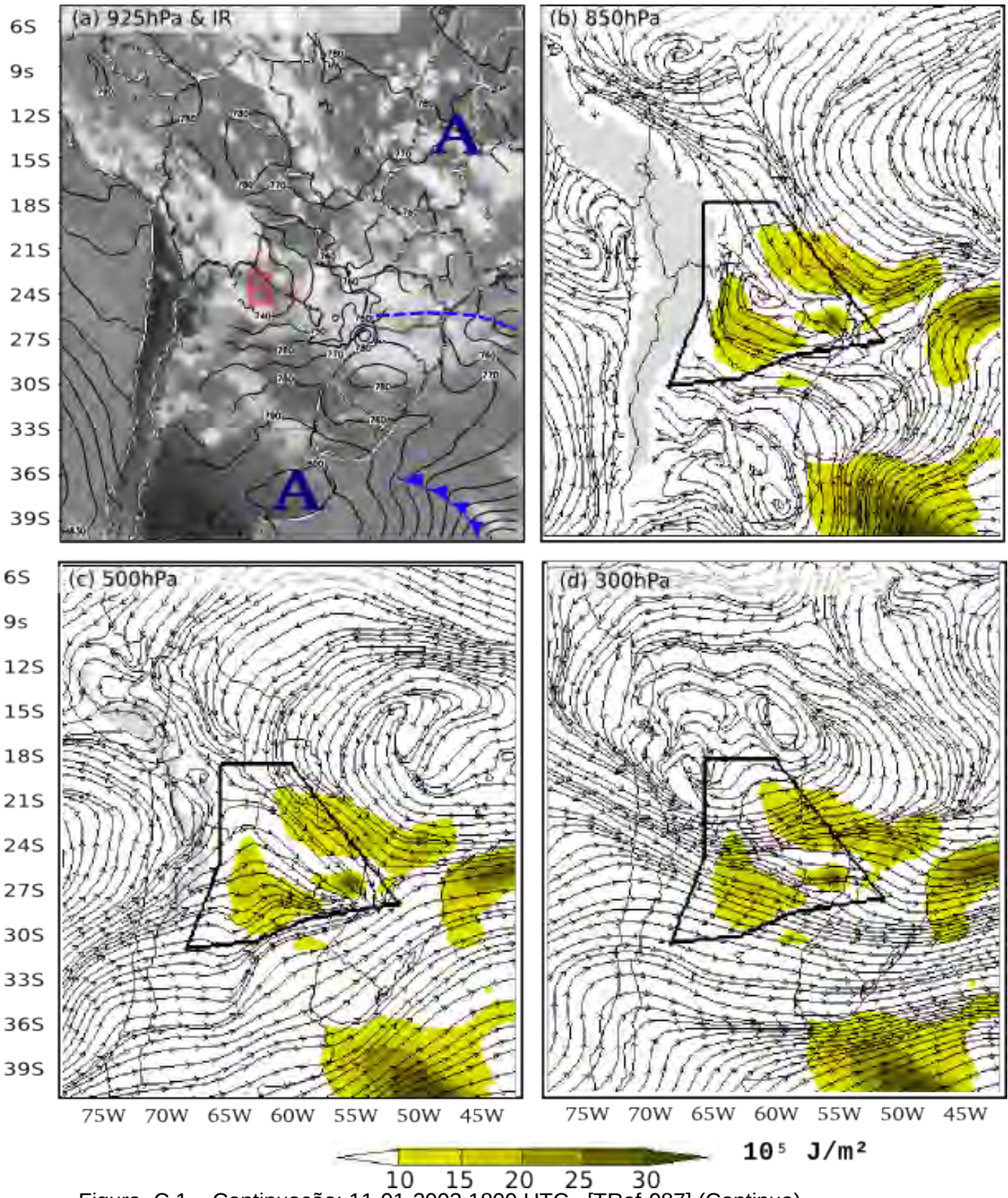


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 1800 UTC. [TRef-087] (Continua)

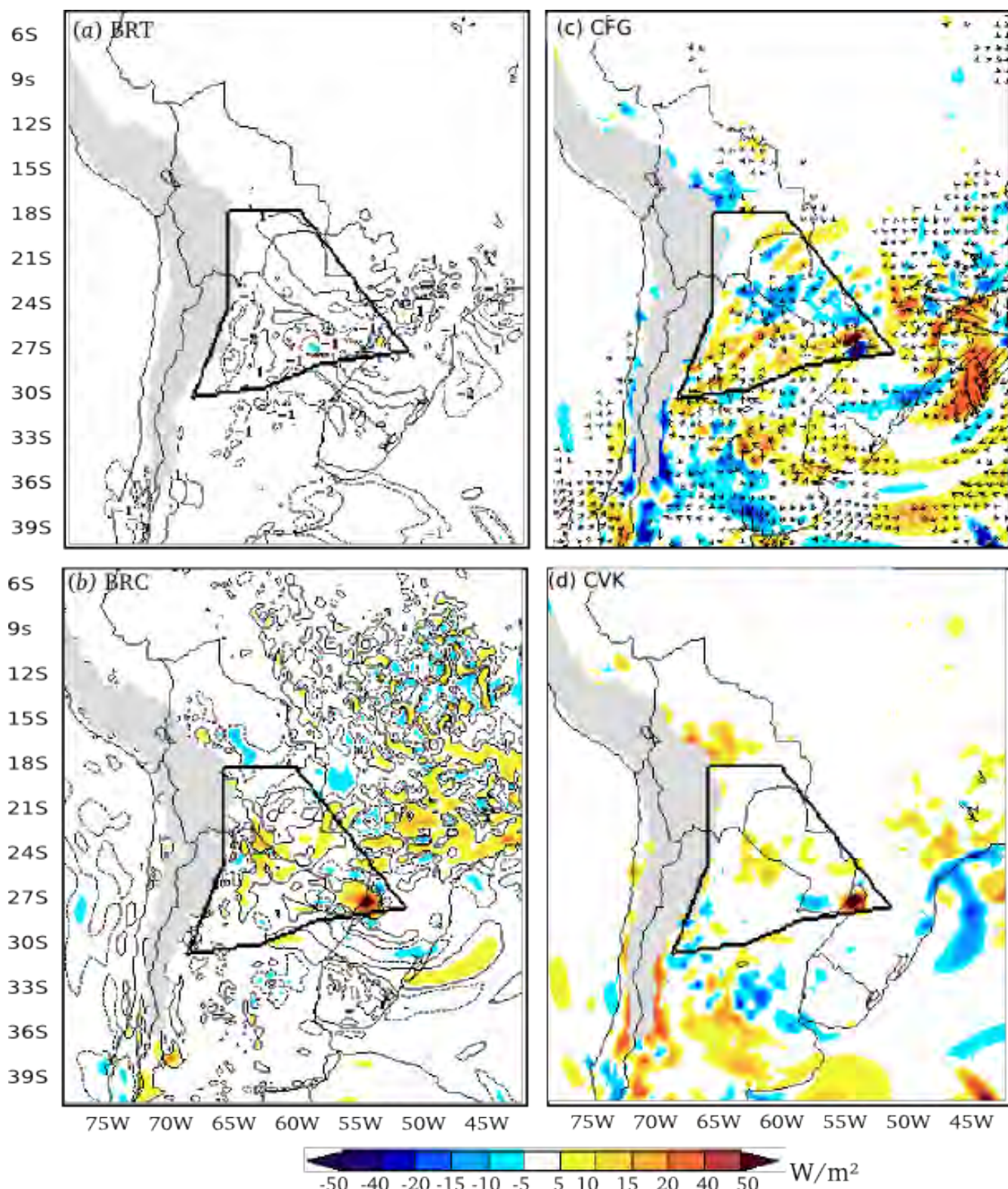


Figura C.1 – Continuação: 11-01-2003 1800 UTC. [TRef-087] (Conclusão)

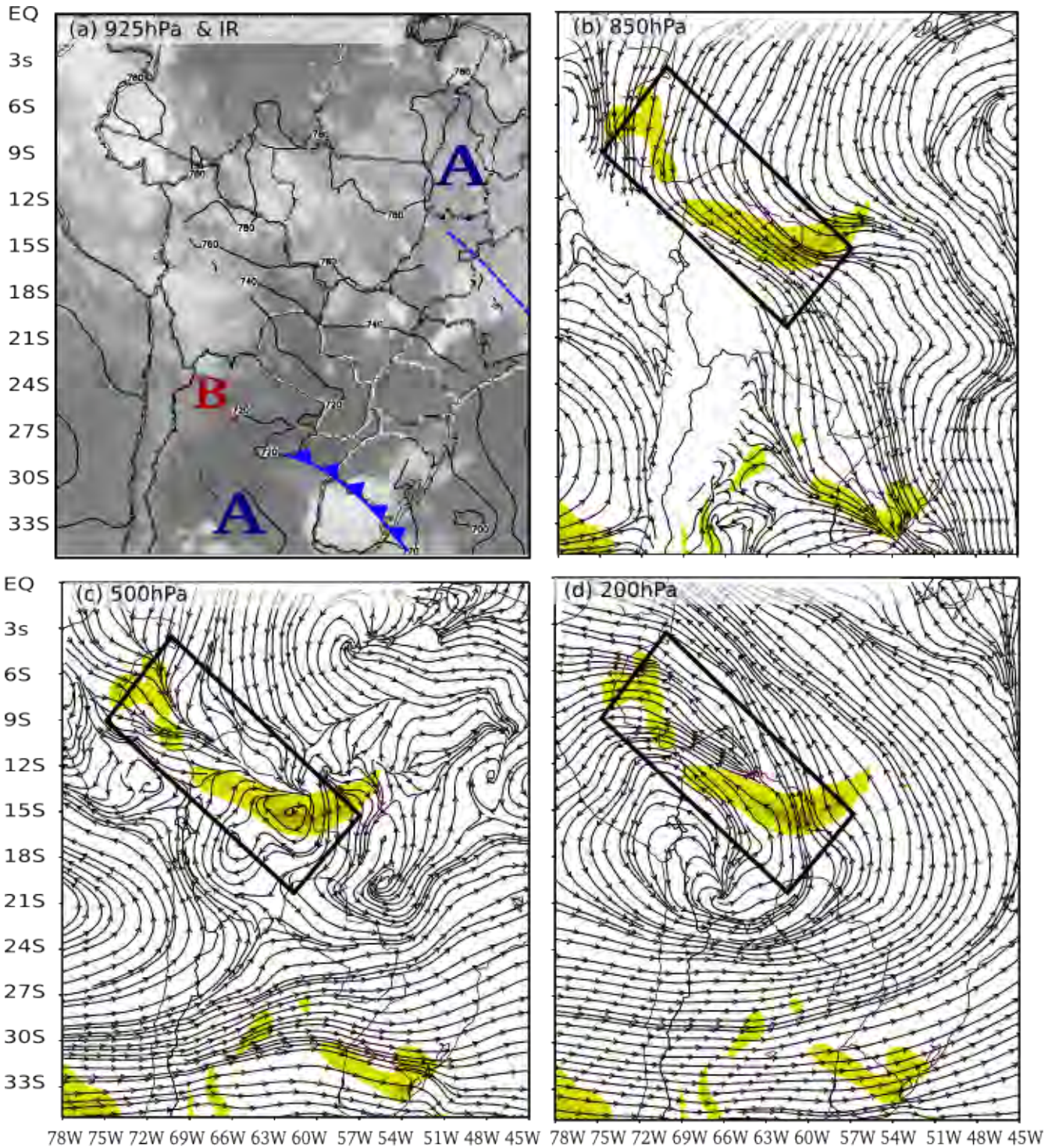


Figura C.2- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 20-01-2003 0300 UTC [TRef-154]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua)



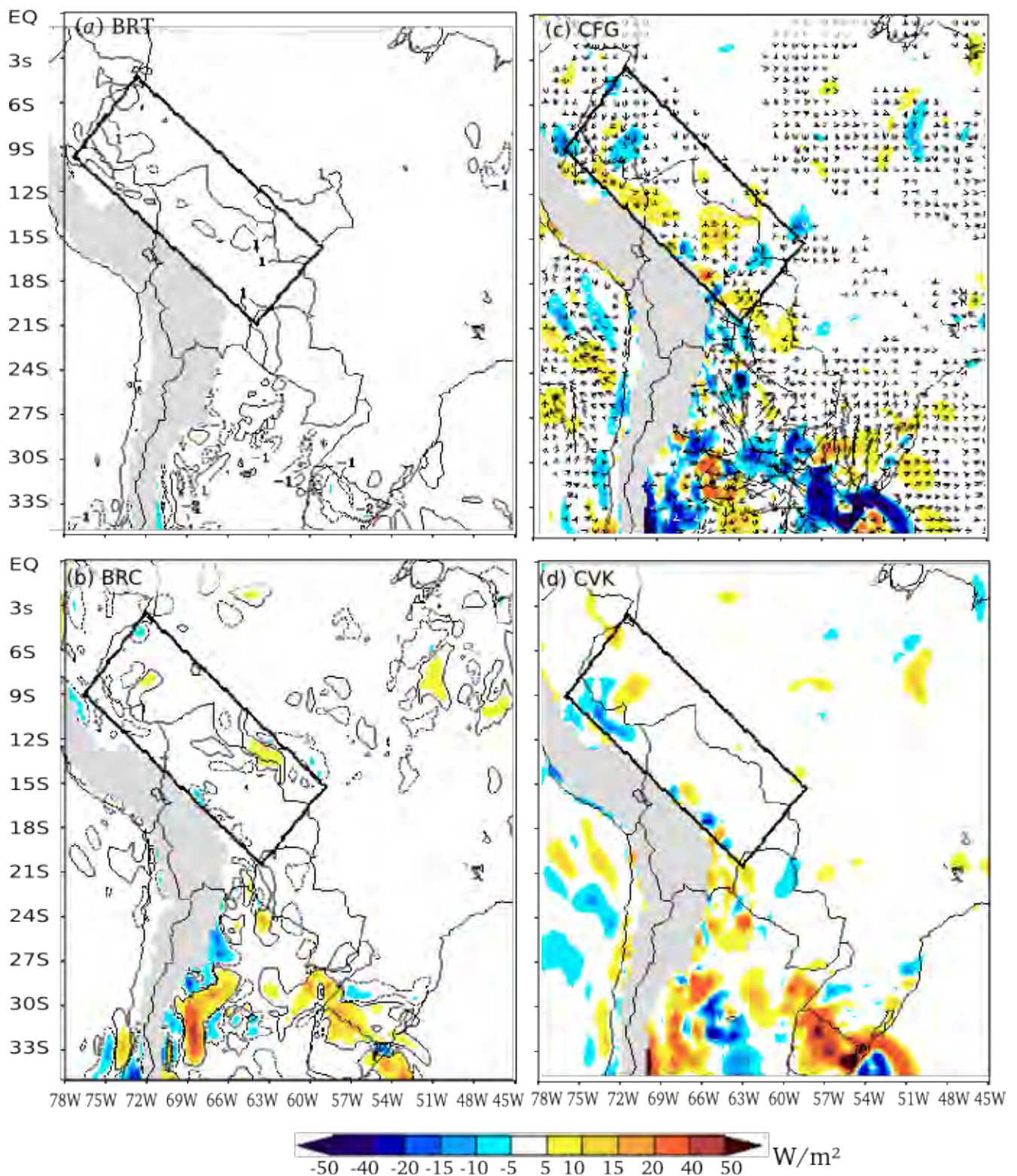


Figura C.2– Continuação: 20-01-2003 0300 UTC. [TRef-154] (Continua)

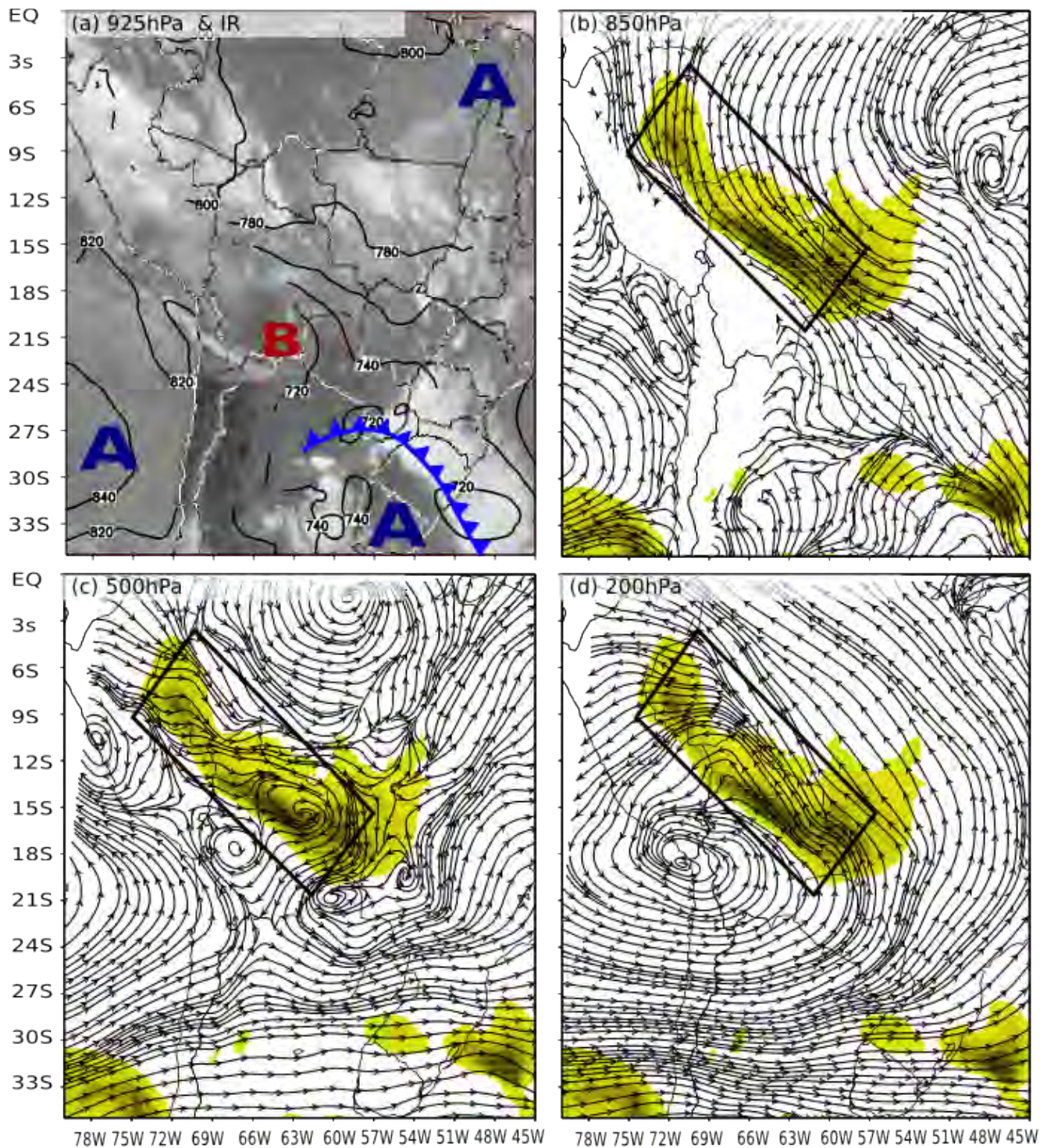


Figura C.2– Continuação: 20-01-2003 1500 UTC. [TRef-158] (Continua)

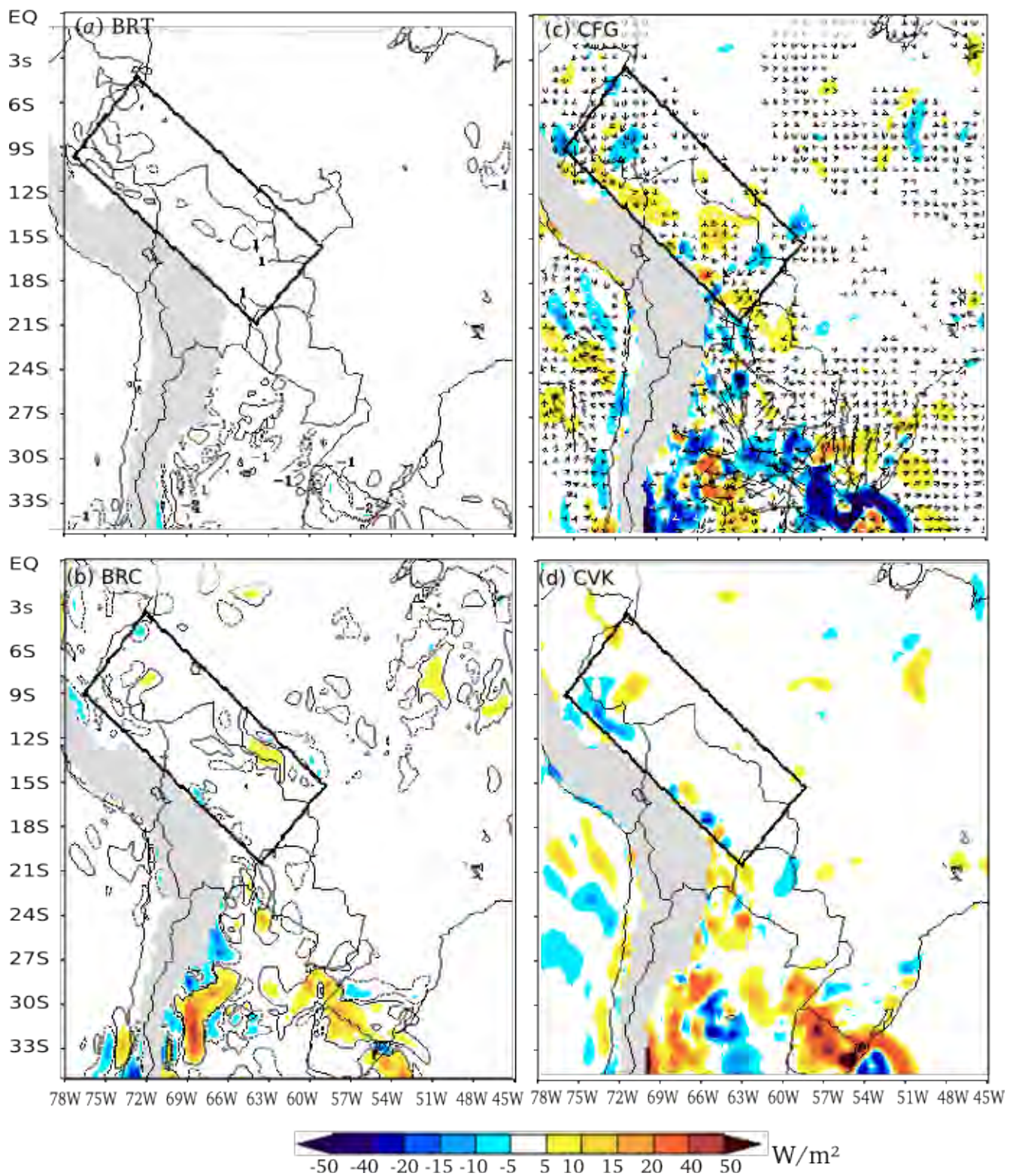


Figura C.2– Continuação: 20-01-2003 1500 UTC. [TRef-158] (Continua)

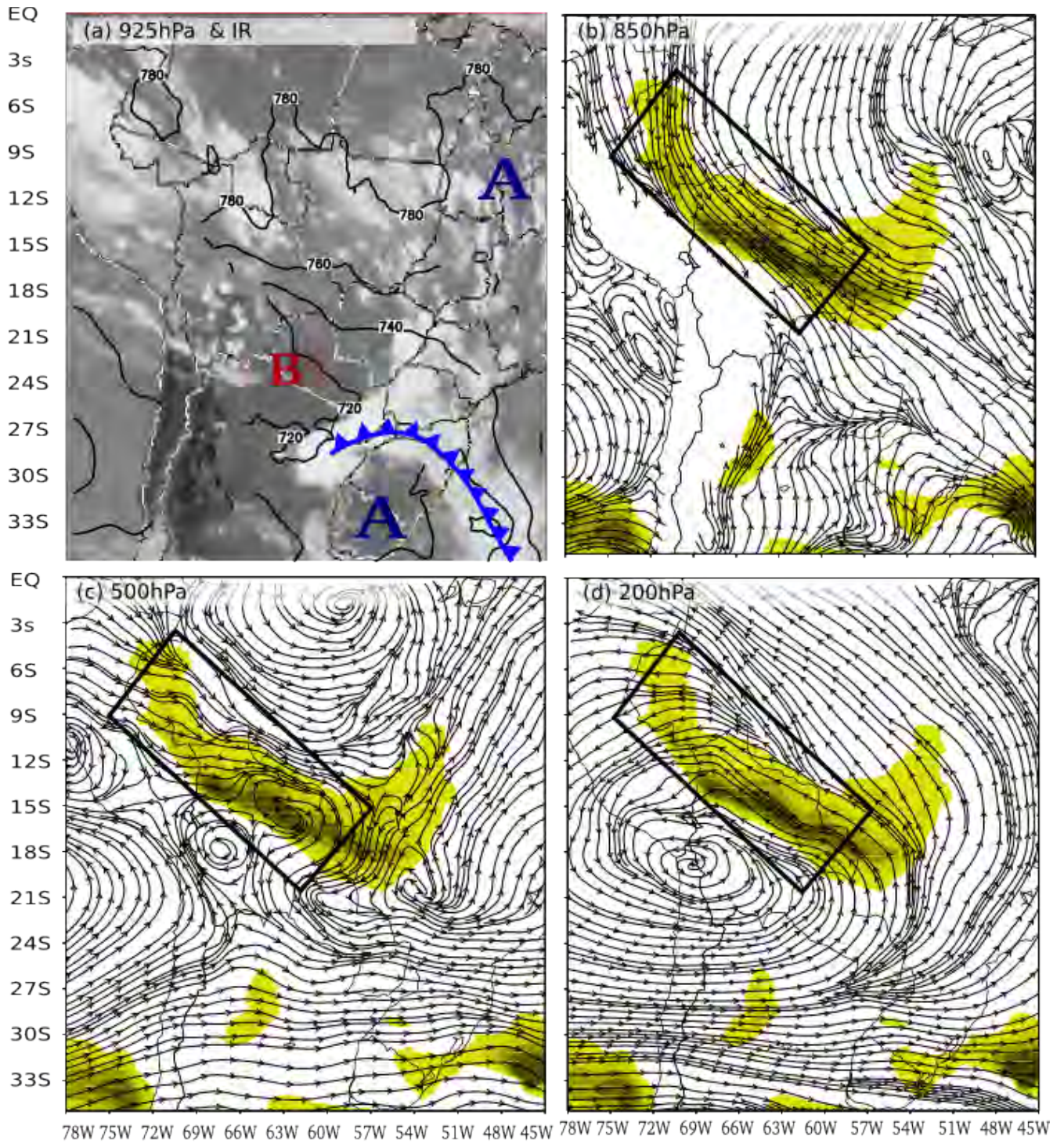


Figura C.2– Continuação: 20-01-2003 1800 UTC. [TRef-159] (Continua)

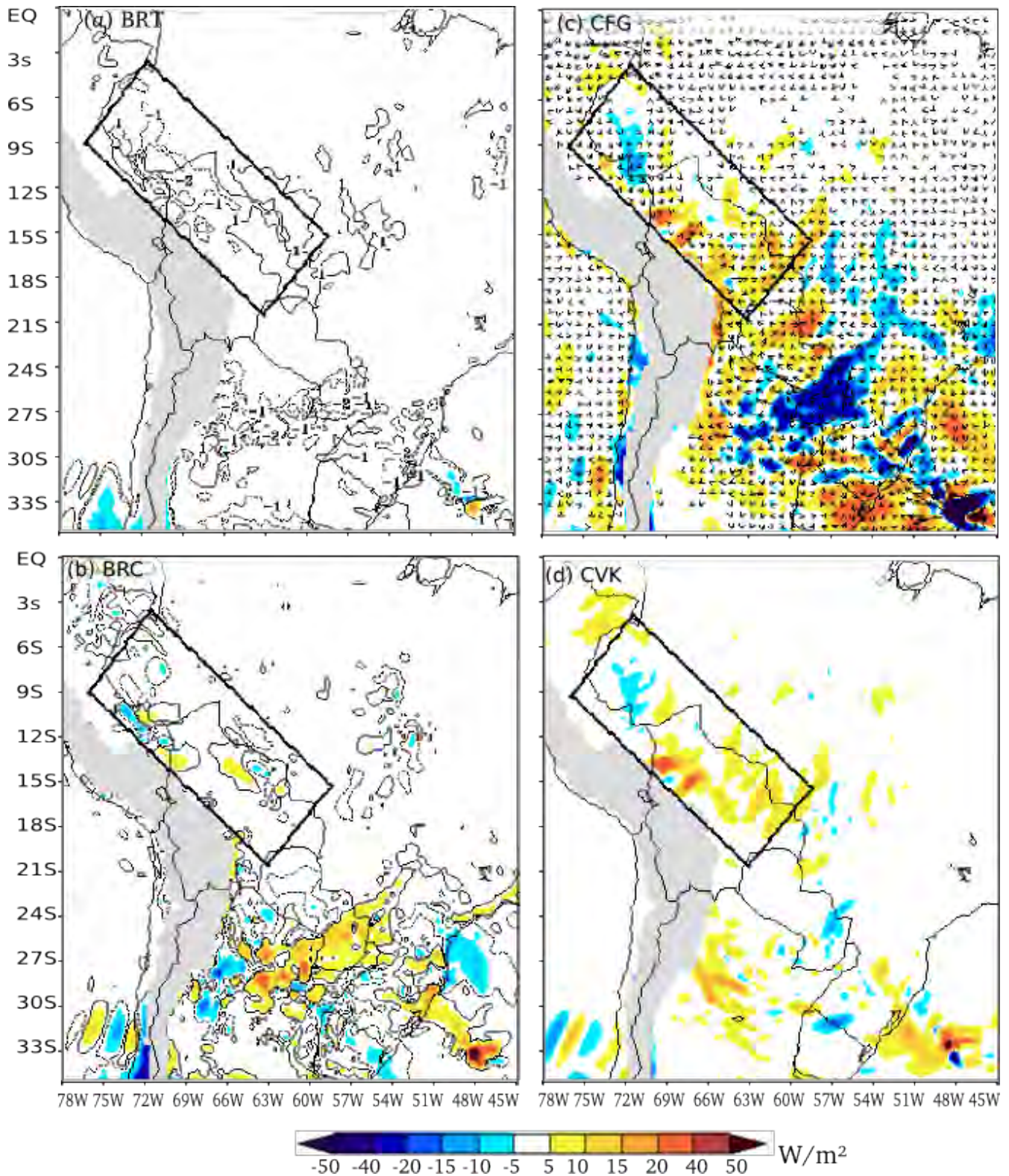


Figura C.2– Continuação: 20-01-2003 1800 UTC. [TRef-159] (Continua)

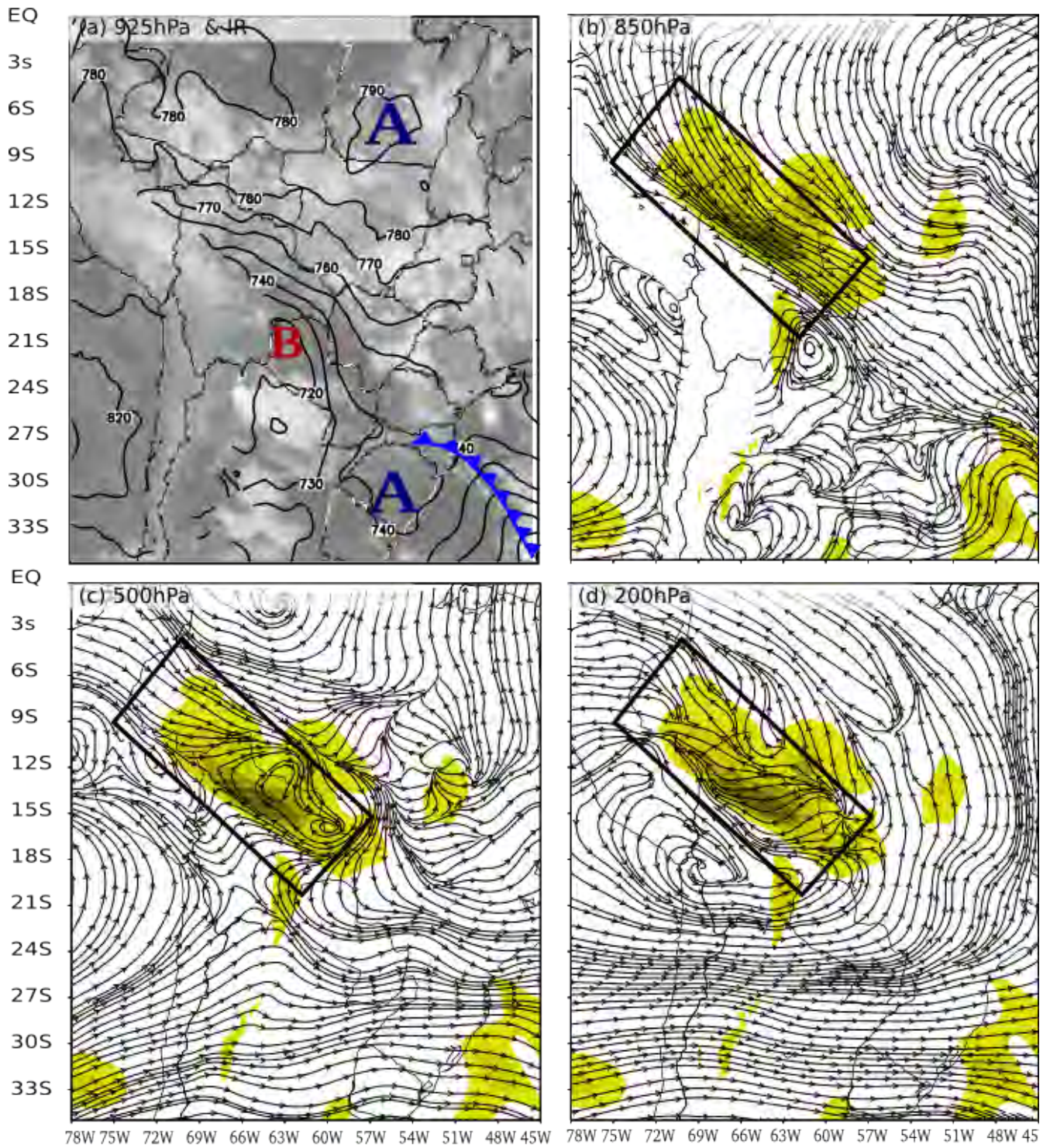


Figura C.2– Continuação: 21-01-2003 0900 UTC. [TRef-164] (Continua)

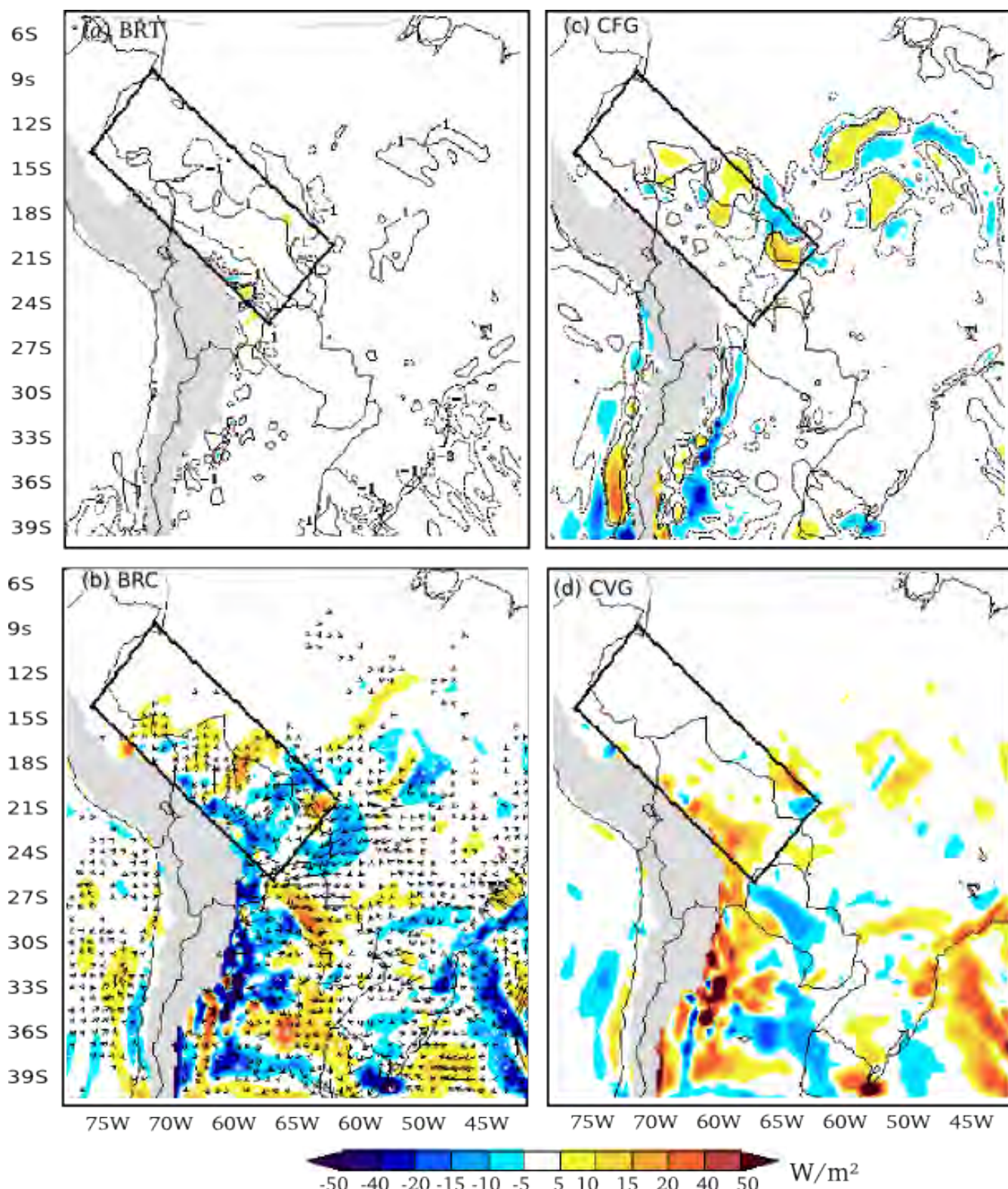


Figura C.2– Continuação: 21-01-2003 0900 UTC. [TRef-164] (Continua)

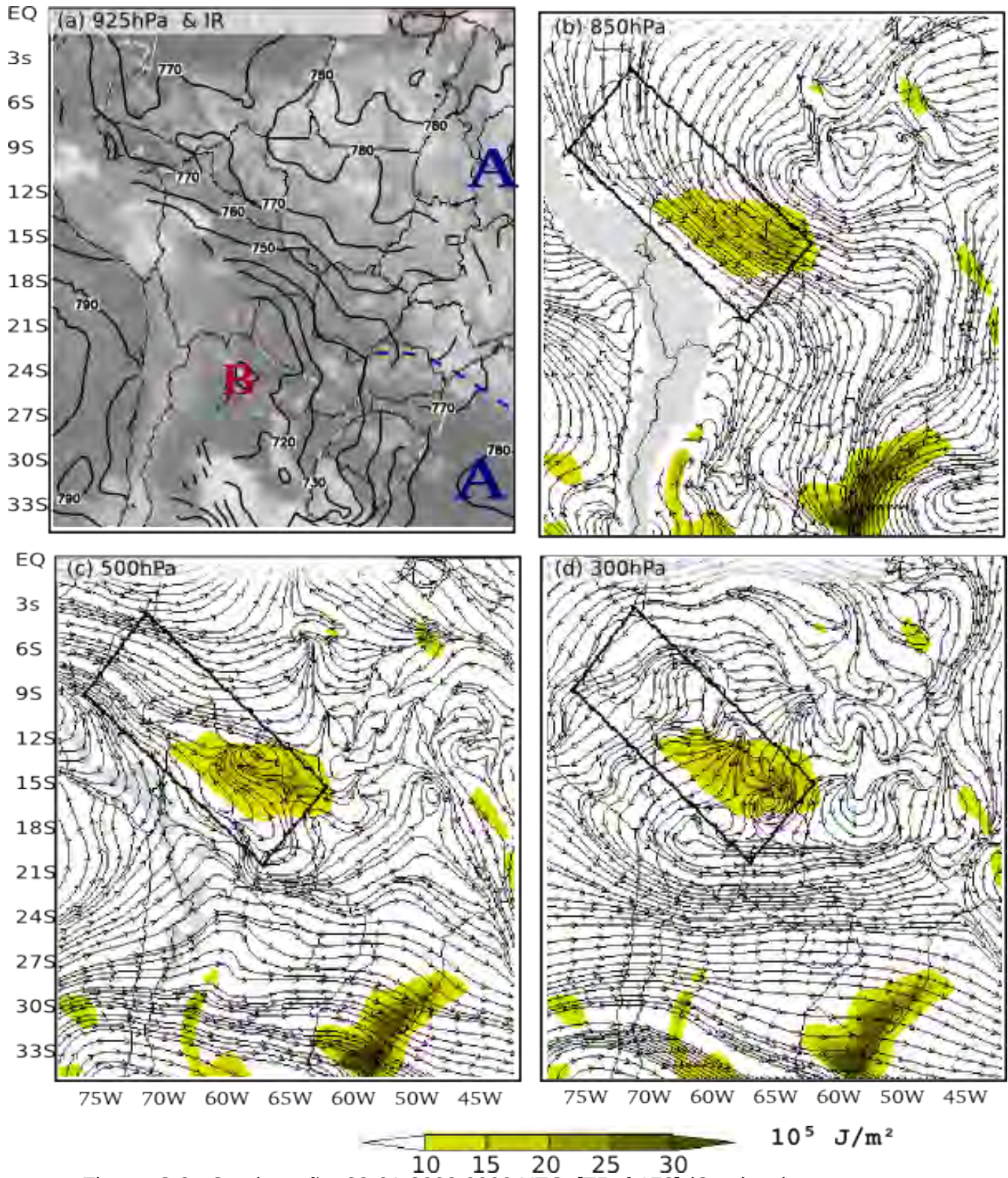


Figura C.2– Continuação: 22-01-2003 0900 UTC. [TRef-172] (Continua)



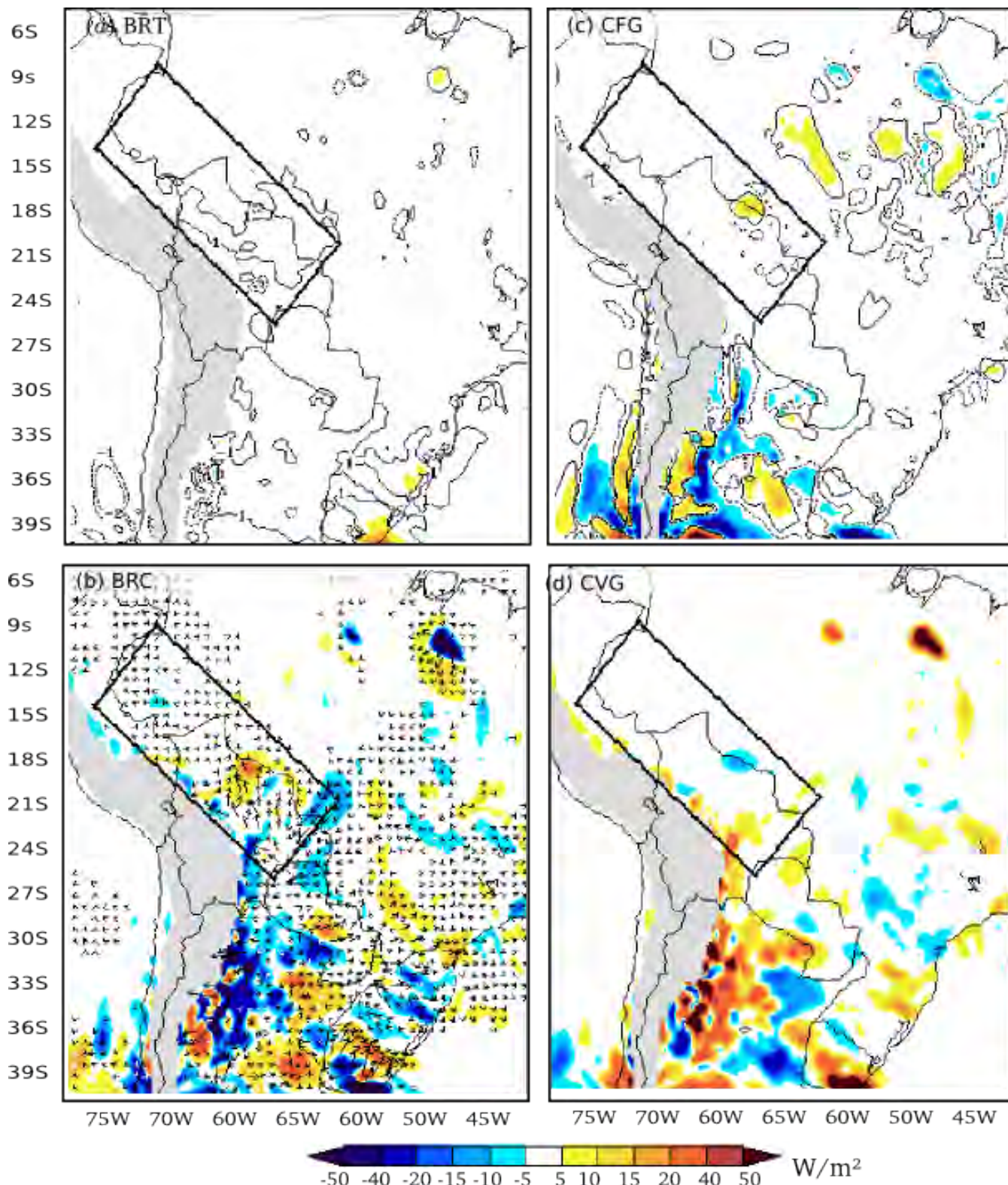


Figura C.2– Continuação: 22-01-2003 0900 UTC. [TRef-172] (Continua)

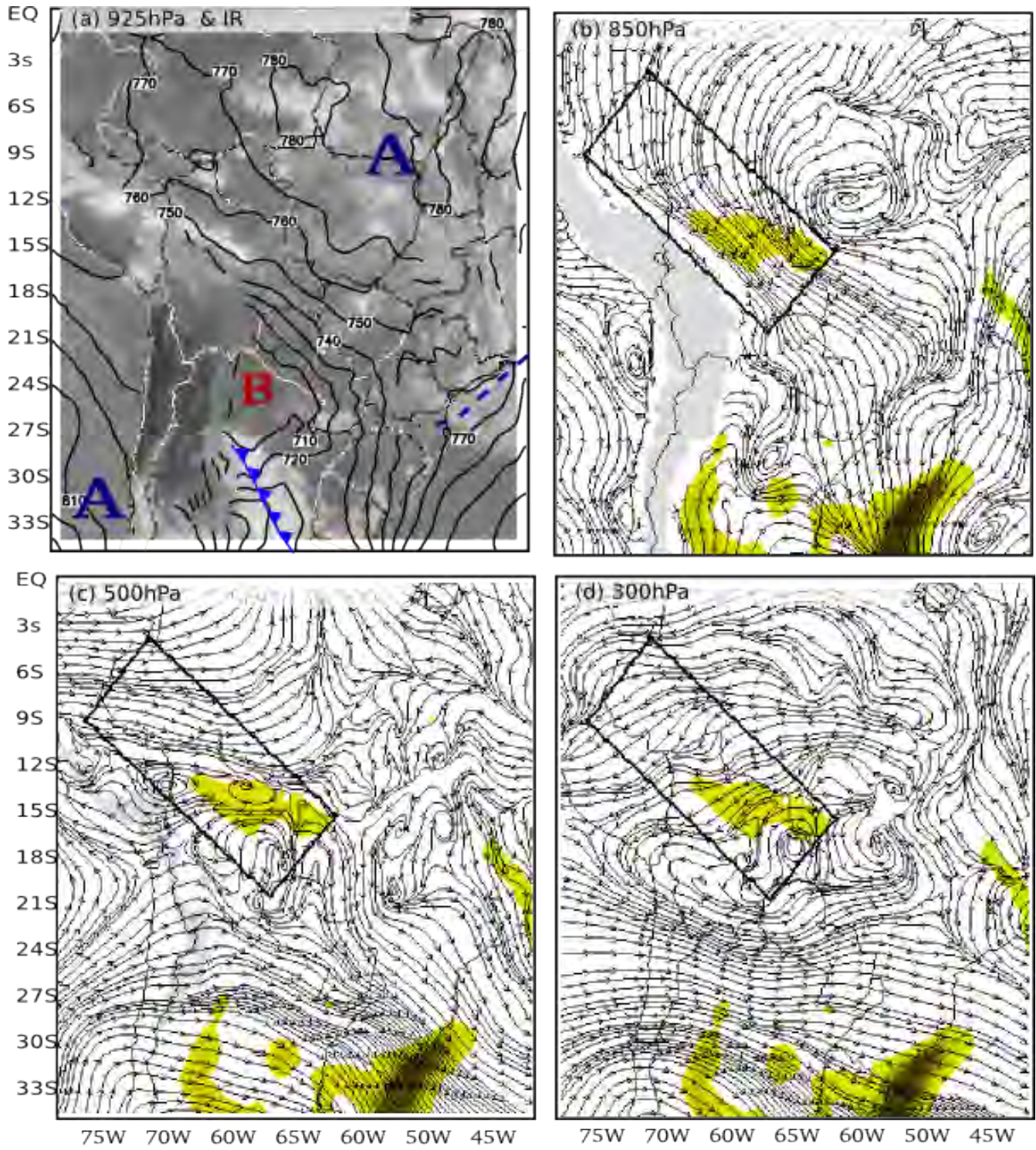


Figura C.2– Continuação: 22-01-2003 1500 UTC. [TRef-174] (Continua)

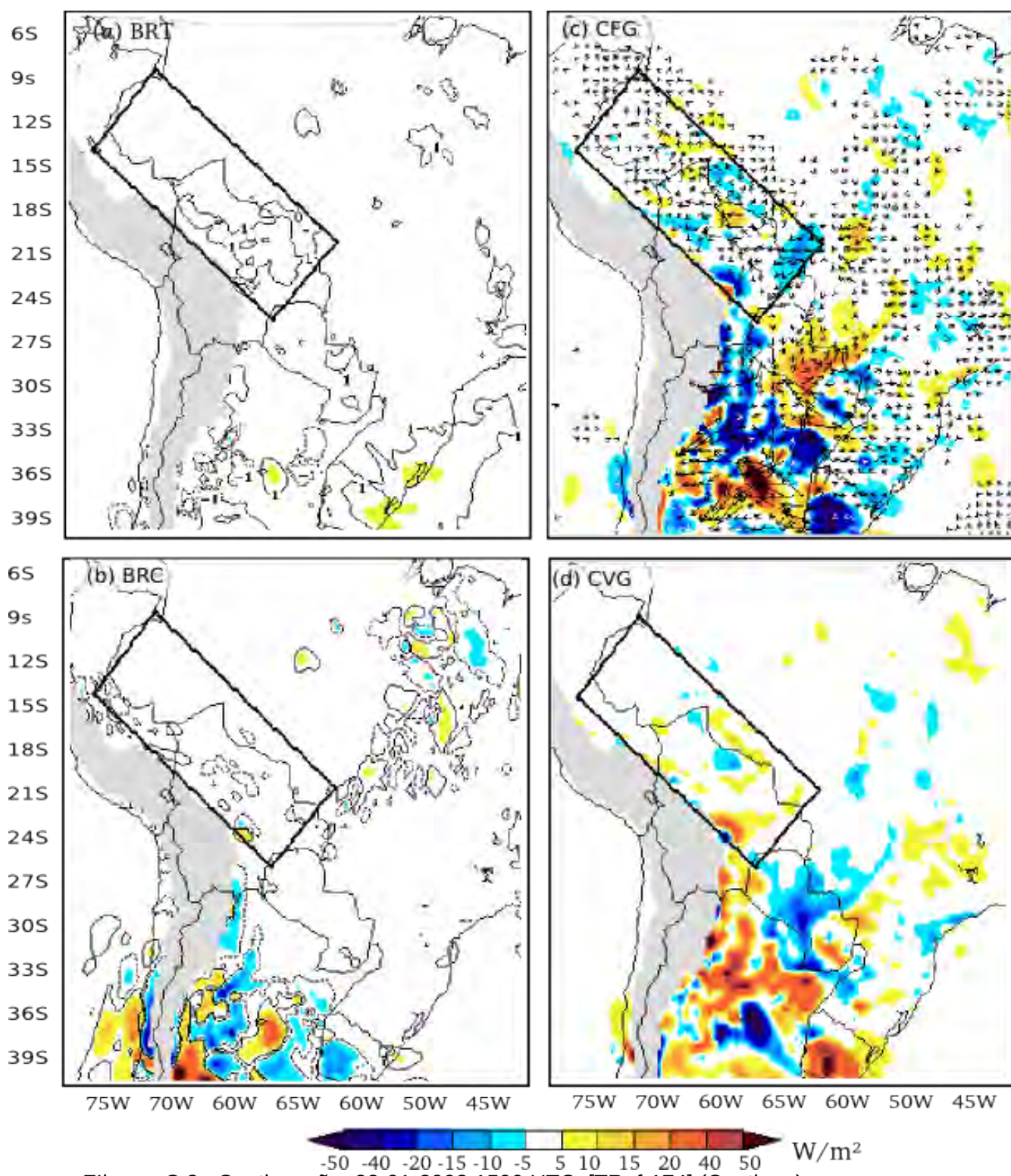


Figura C.2– Continuação: 22-01-2003 1500 UTC. [TRef-174] (Continua)

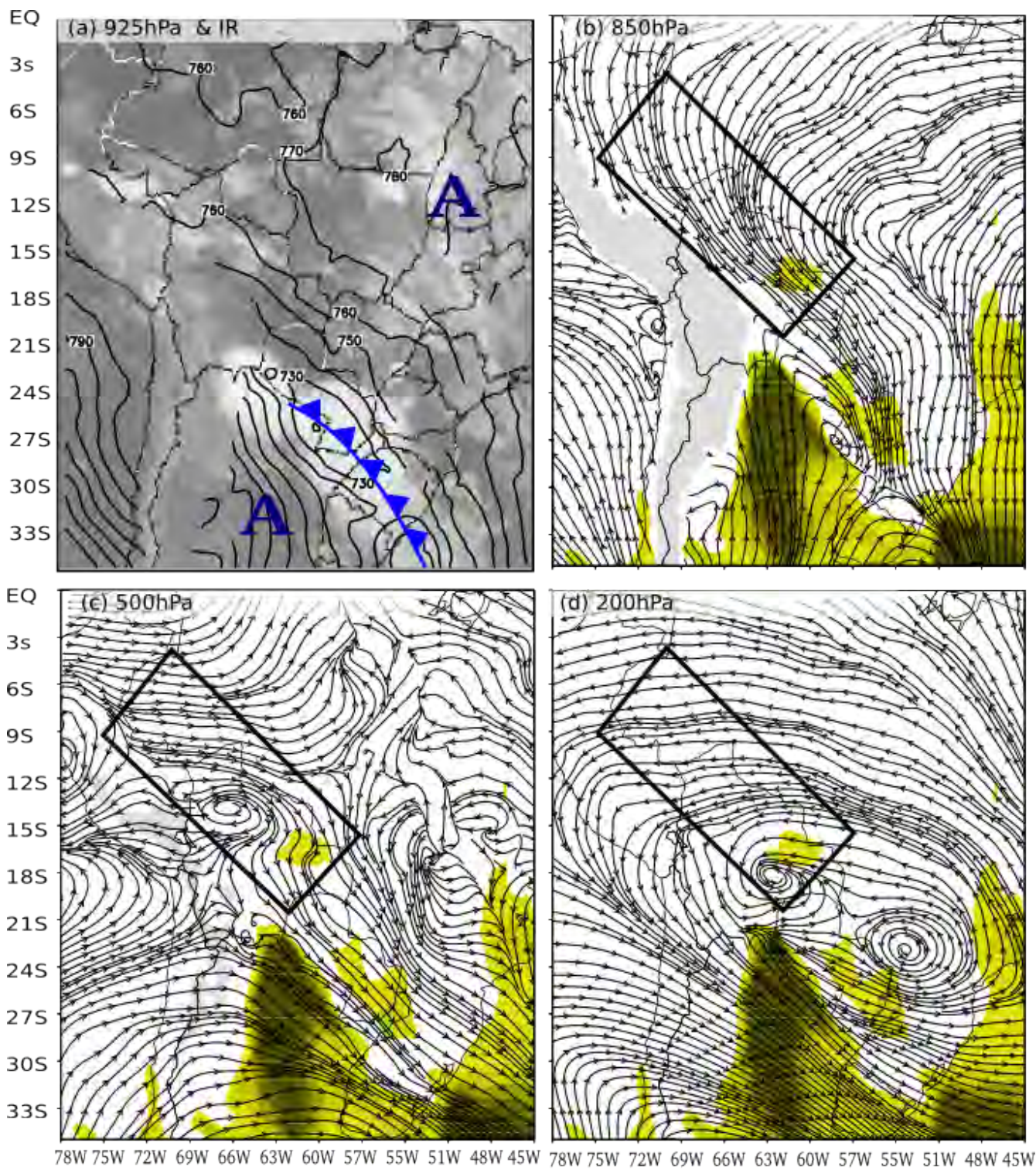


Figura C.2– Continuação: 23-01-2003 0600 UTC. [TRef-179] (Continua)

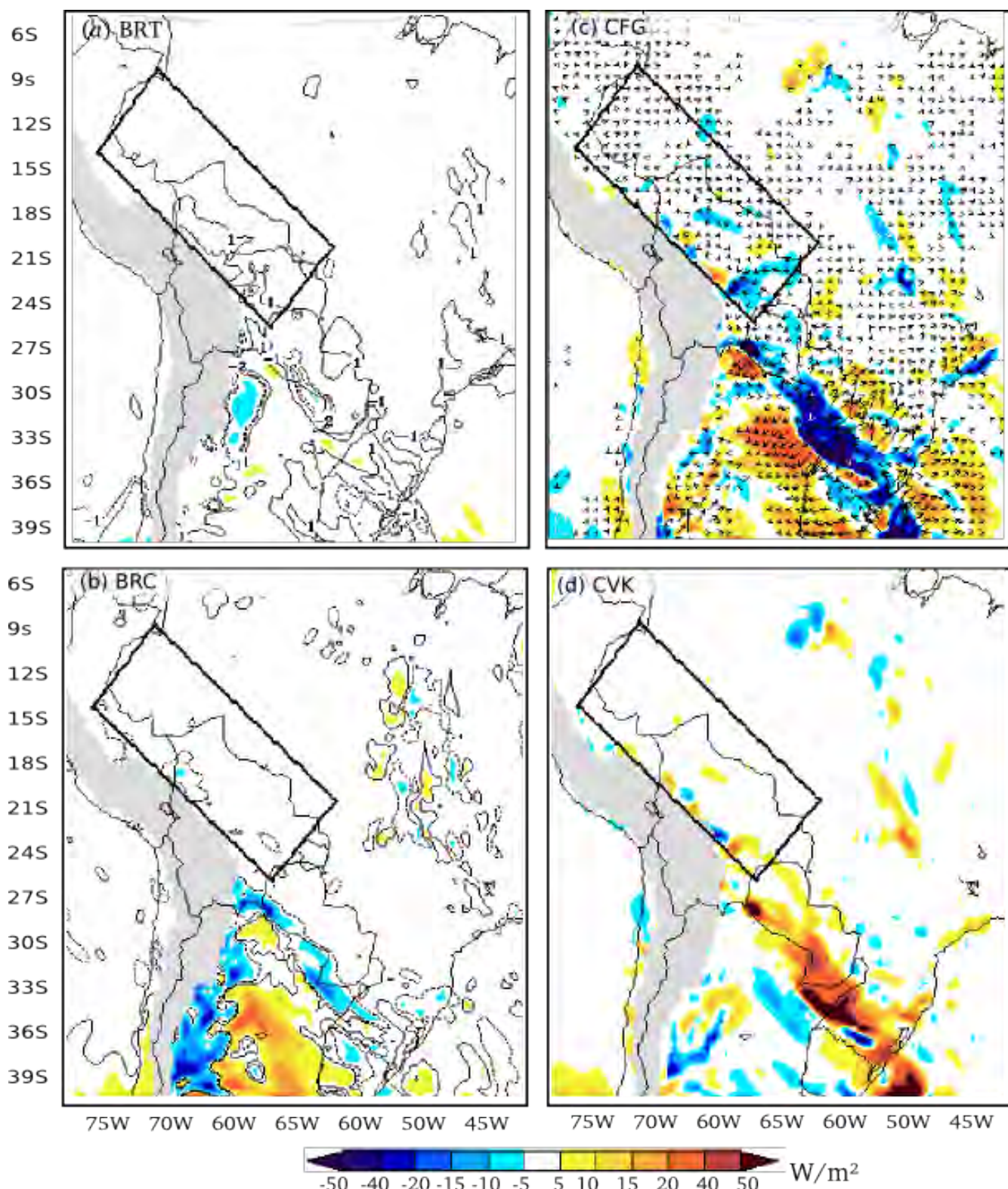


Figura C.2– Continuação: 23-01-2003 0600 UTC. [TRef-179] (Continua)

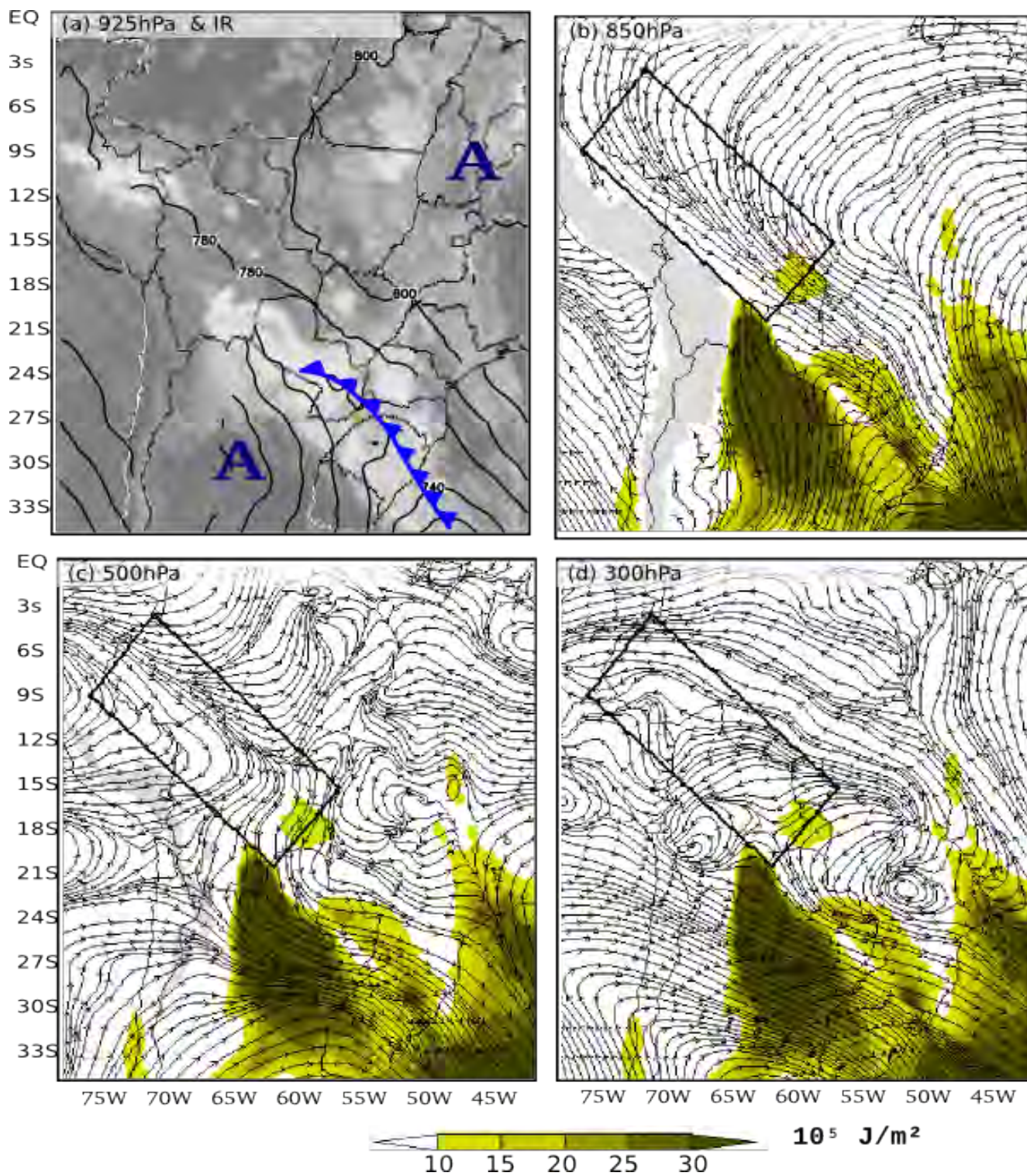


Figura C.2– Continuação: 23-01-2003 1200 UTC. [TRef-181] (Continua)

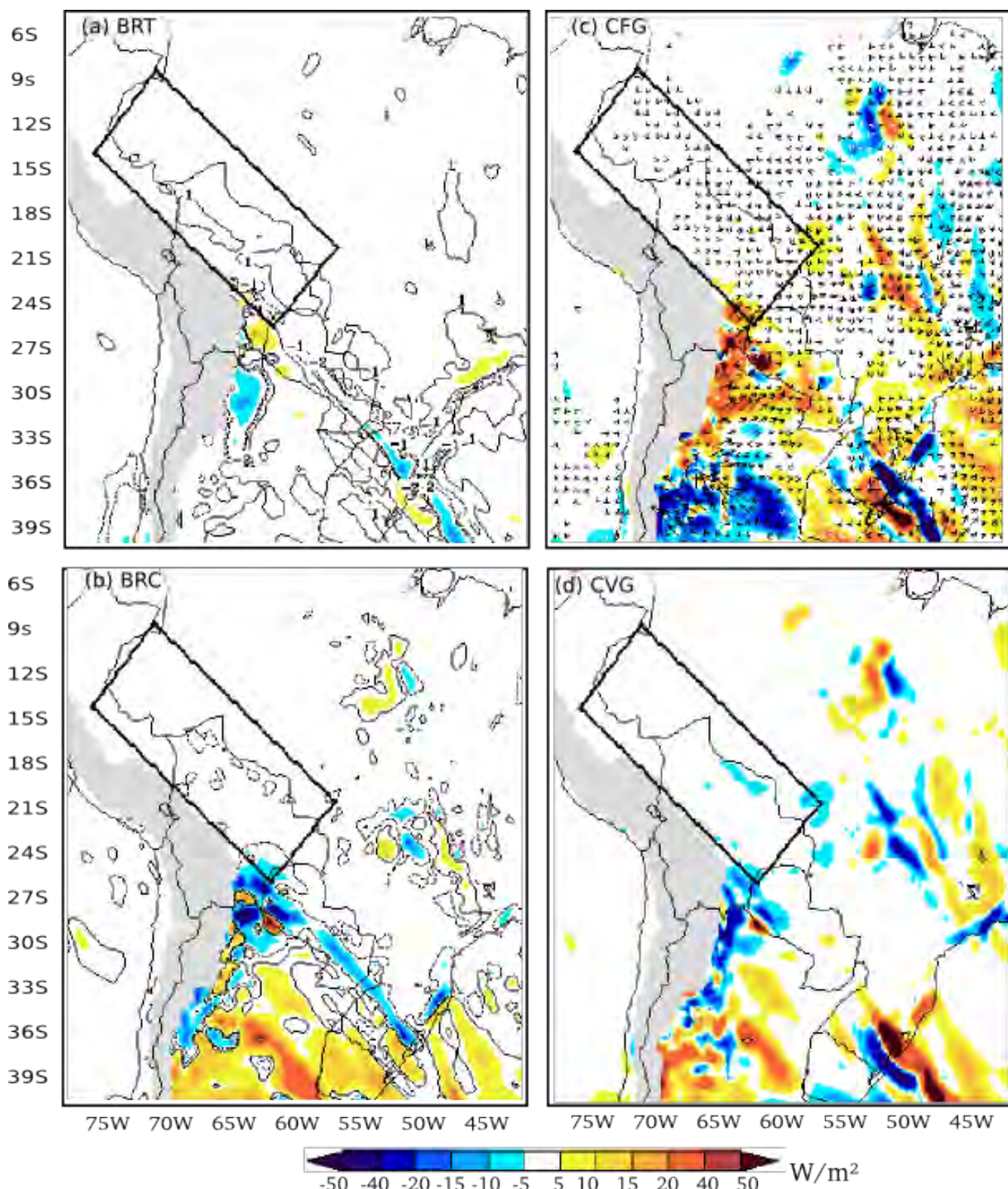


Figura C.2– Continuação: 23-01-2003 1200 UTC. [TRef-181] (Conclusão)

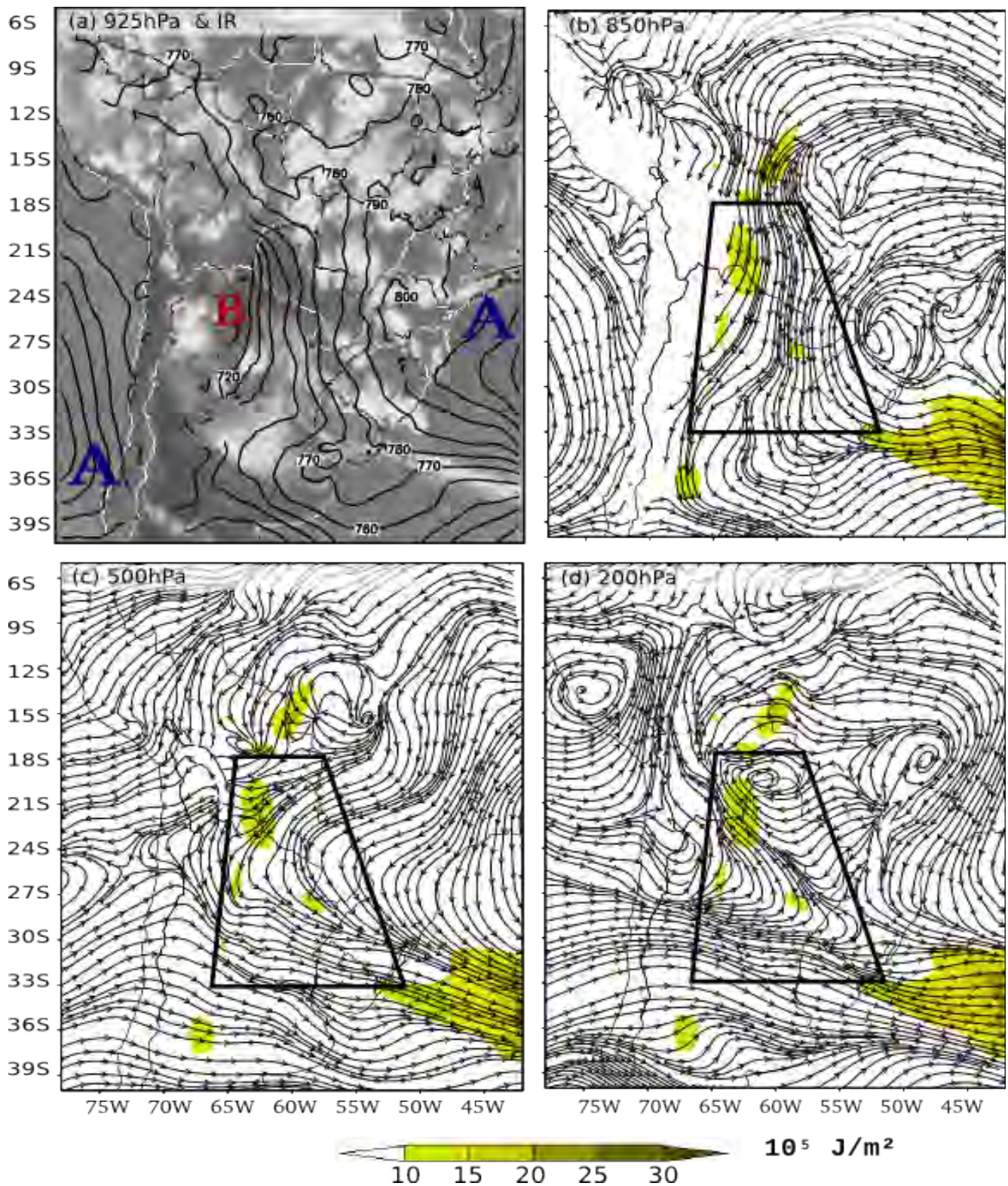


Figura C.3- Episódio de corrente de jato em baixos níveis em 03-02-2003 2100 UTC [TRef-272]. Nesta página são apresentados: Altura geopotencial em 925 hPa (a), energia cinética do distúrbio integrada da superfície a 700 hPa (em tons amarelo) e linhas de corrente do vento real em vários níveis: b) 850hPa ; c) 500 hPa; d) 300 hPa. Página seguinte: Termos de energia cinética integrada de superfície a 700 hPa . (Continua)



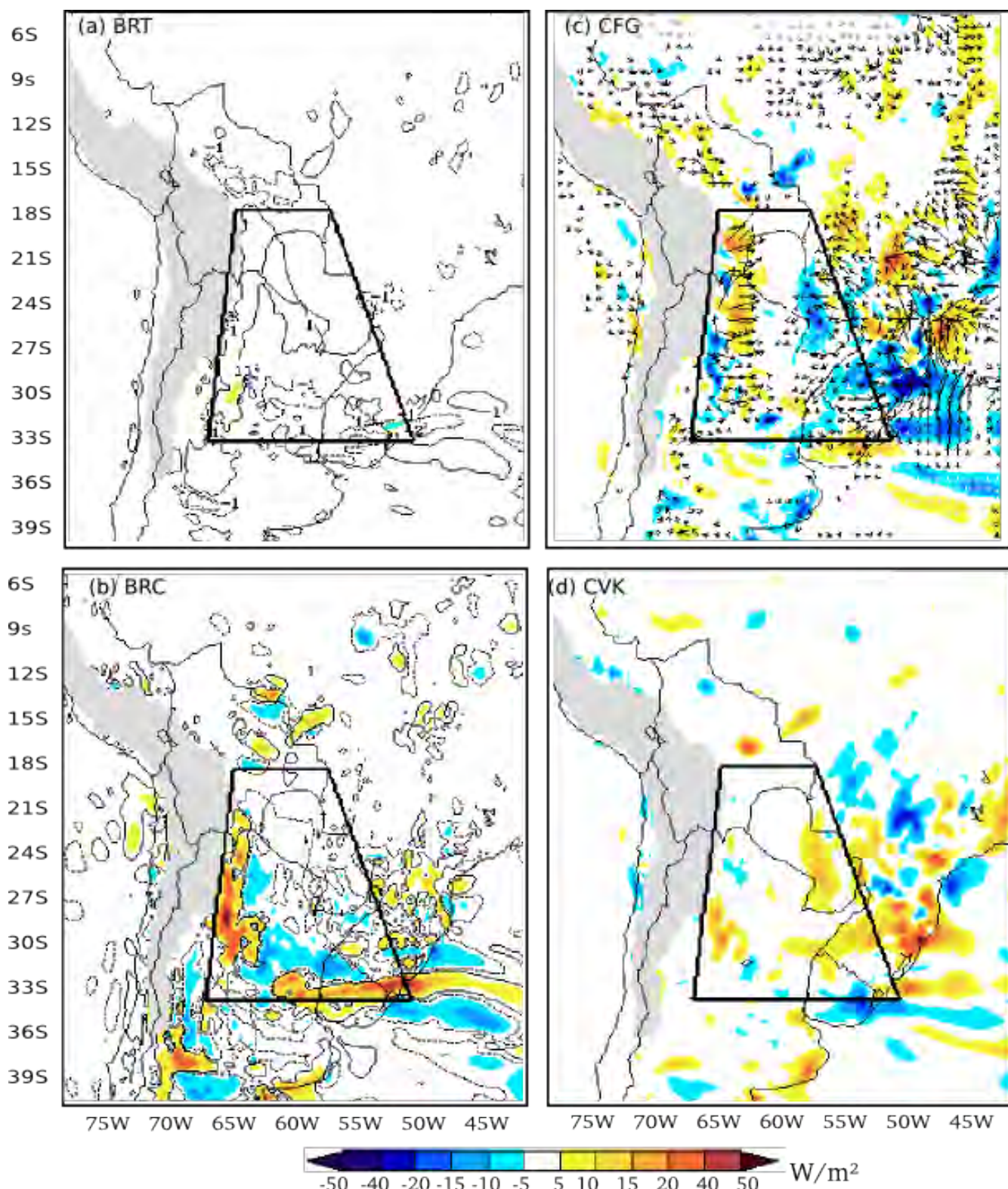


Figura C.3– Continuação: 03-02-2003 2100 UTC. [TRef-272] (Continua)

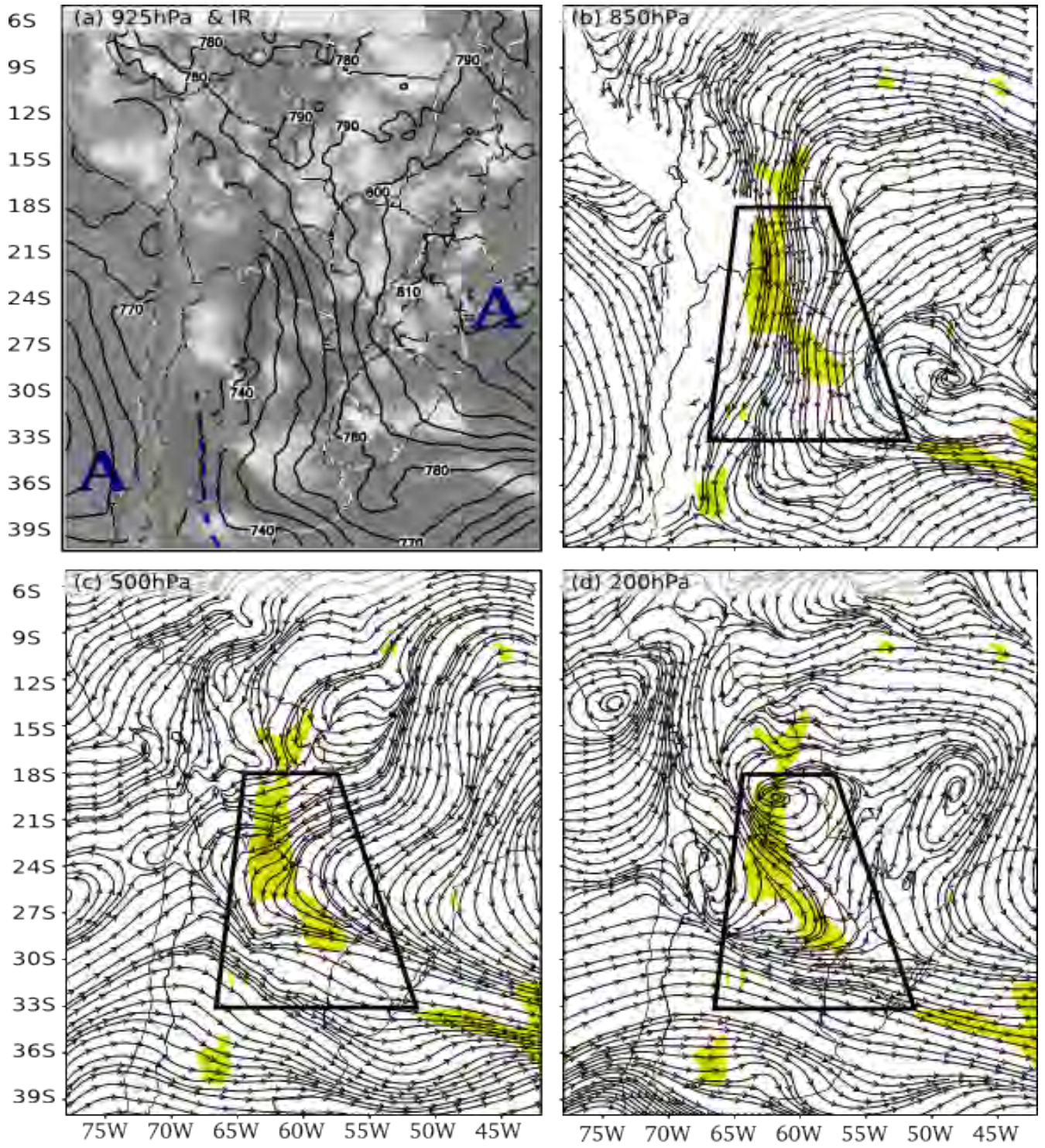


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 0000 UTC. [TRef-273] (Continua)

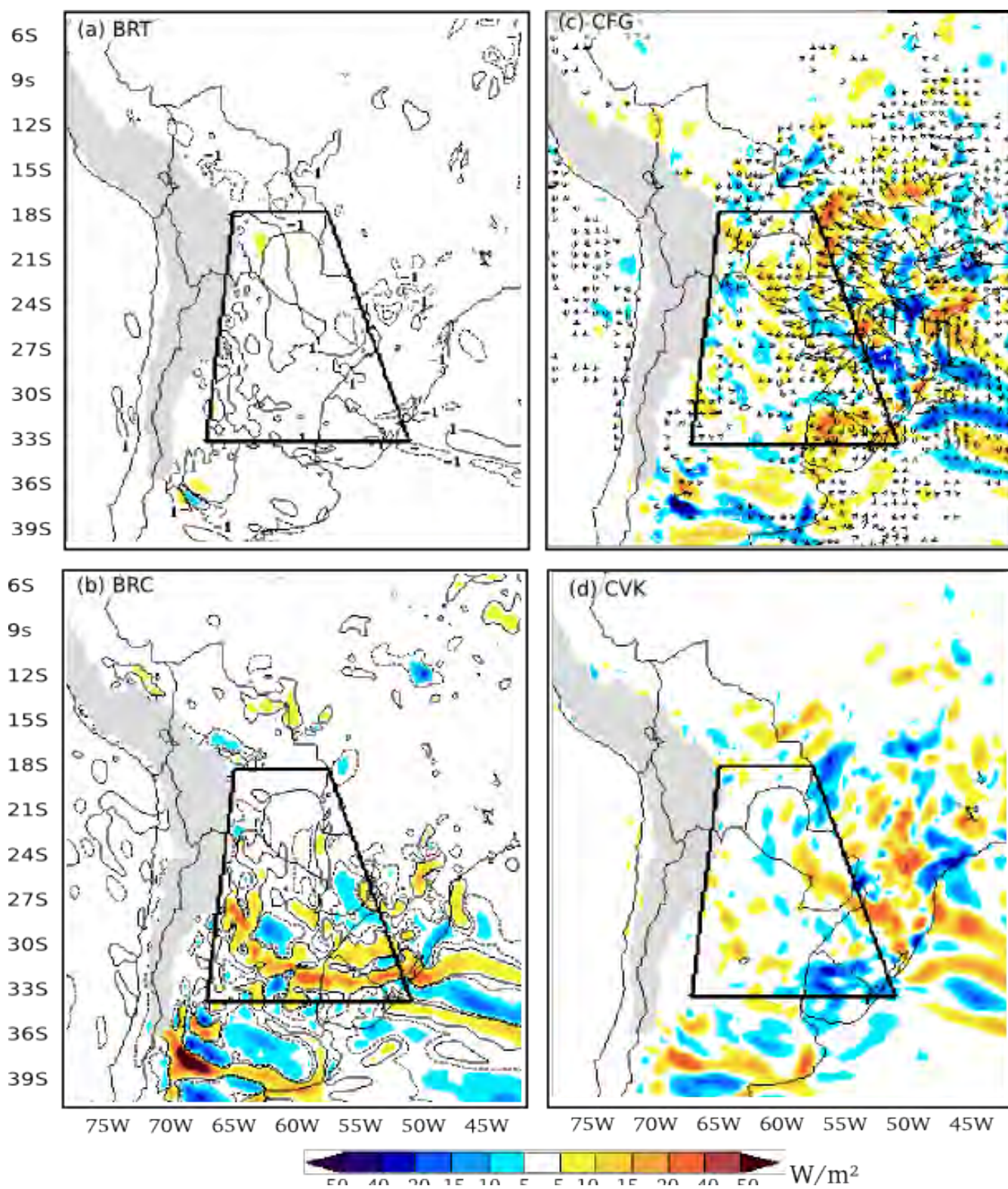


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 0000 UTC. [TRef-273] (Continua)

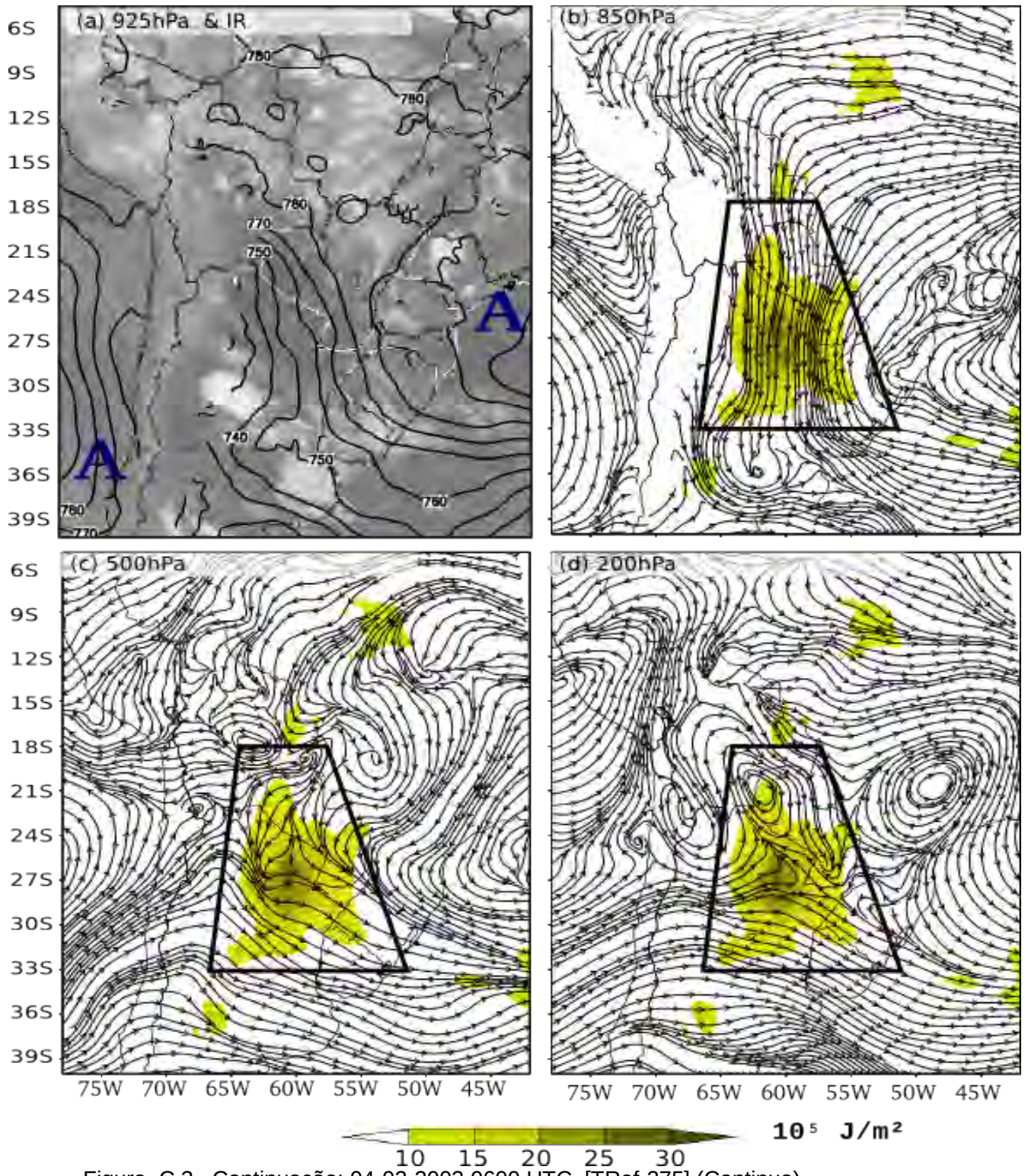


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 0600 UTC. [TRef-275] (Continua)

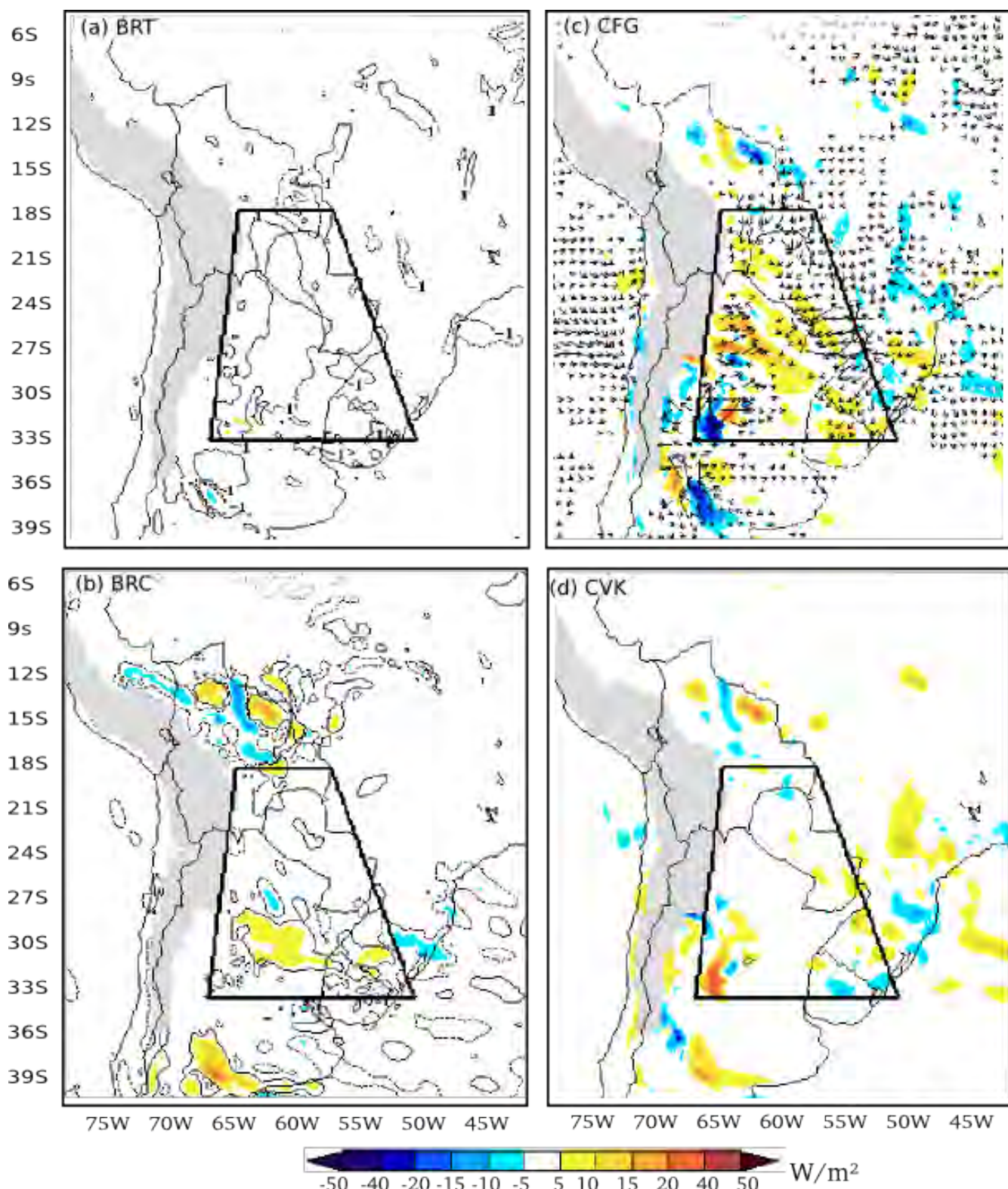


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 0600 UTC. [TRef-275] (Continua)

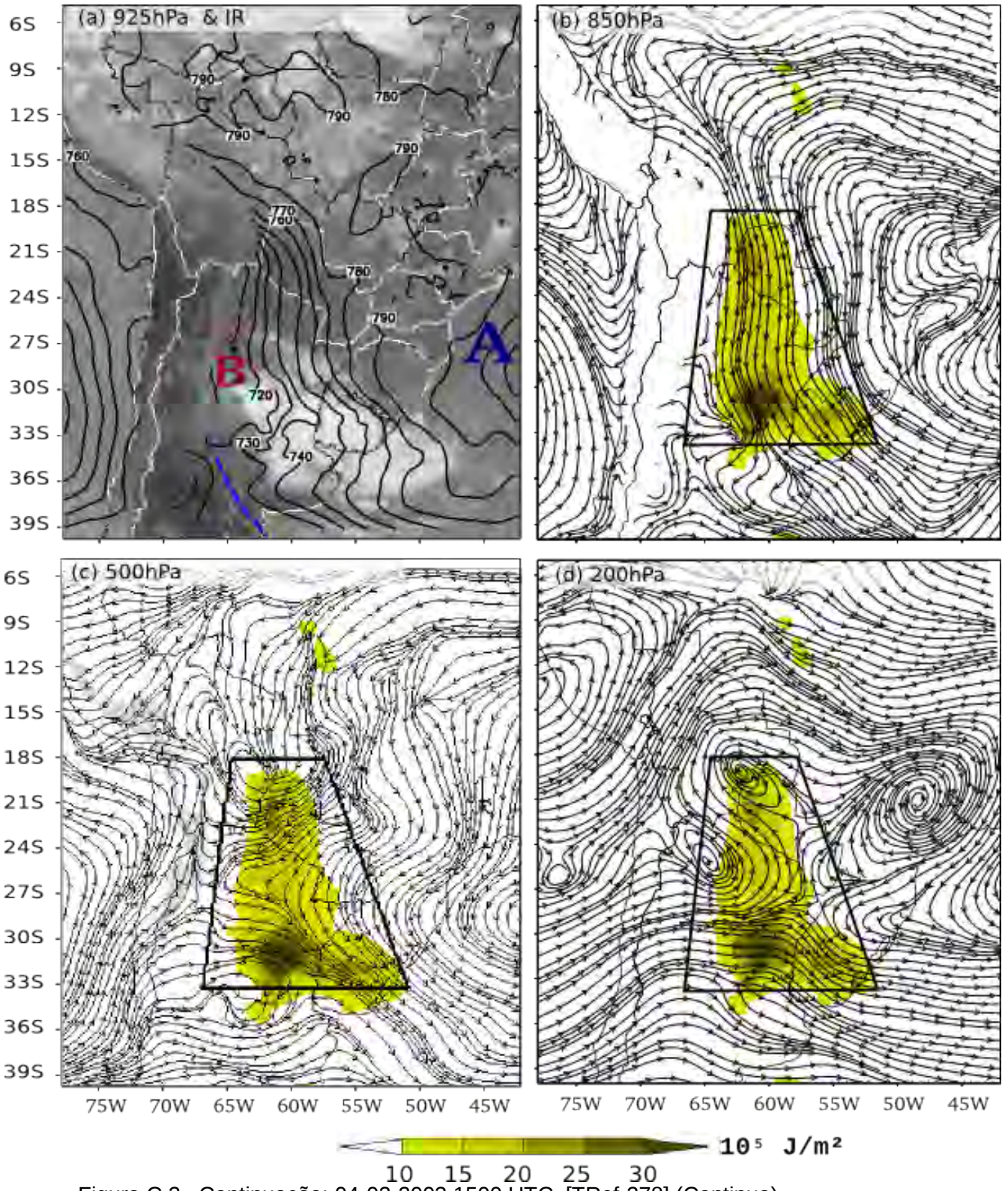


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 1500 UTC. [TRef-278] (Continua)

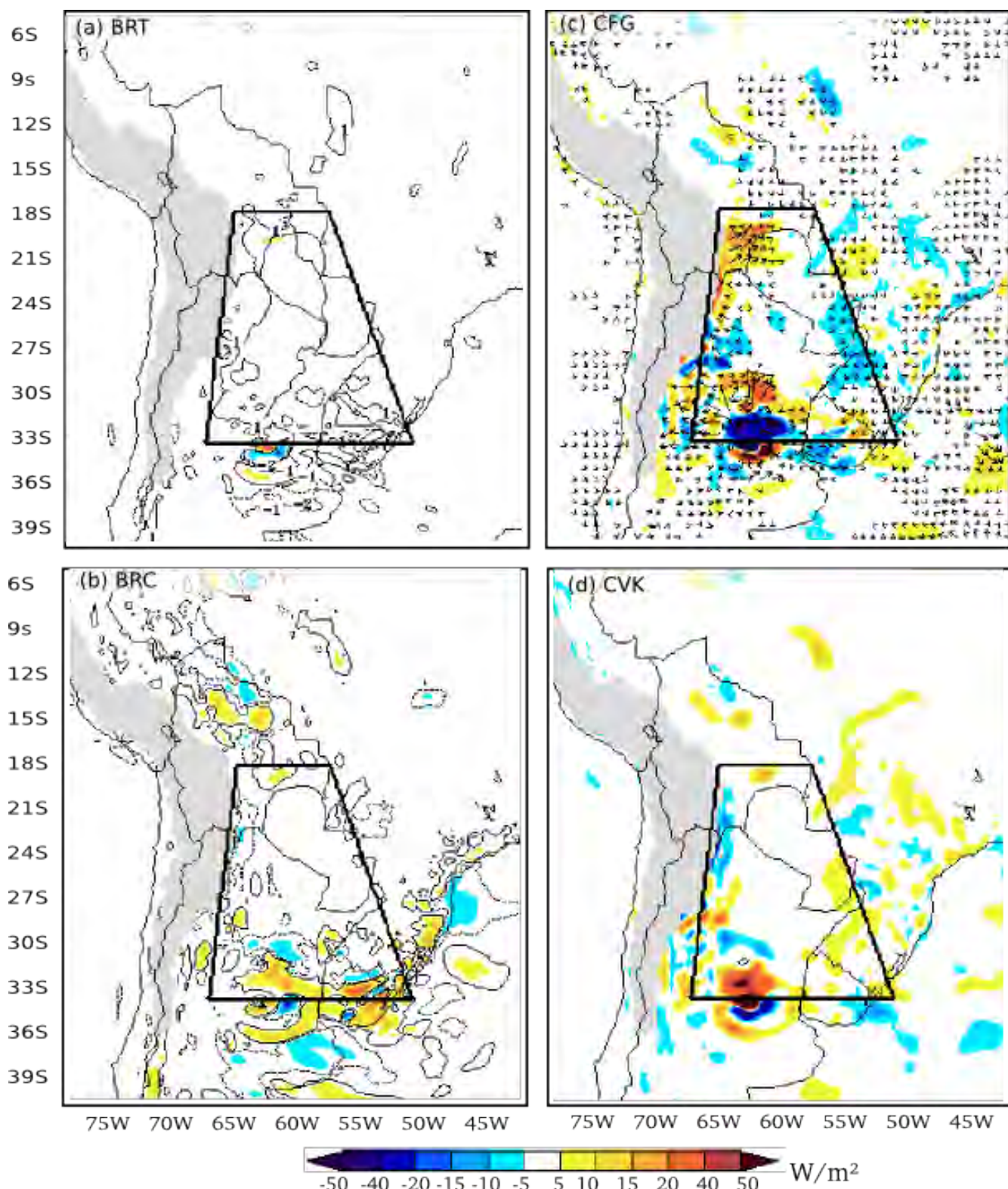


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 1500 UTC. [TRef-278] (Continua)

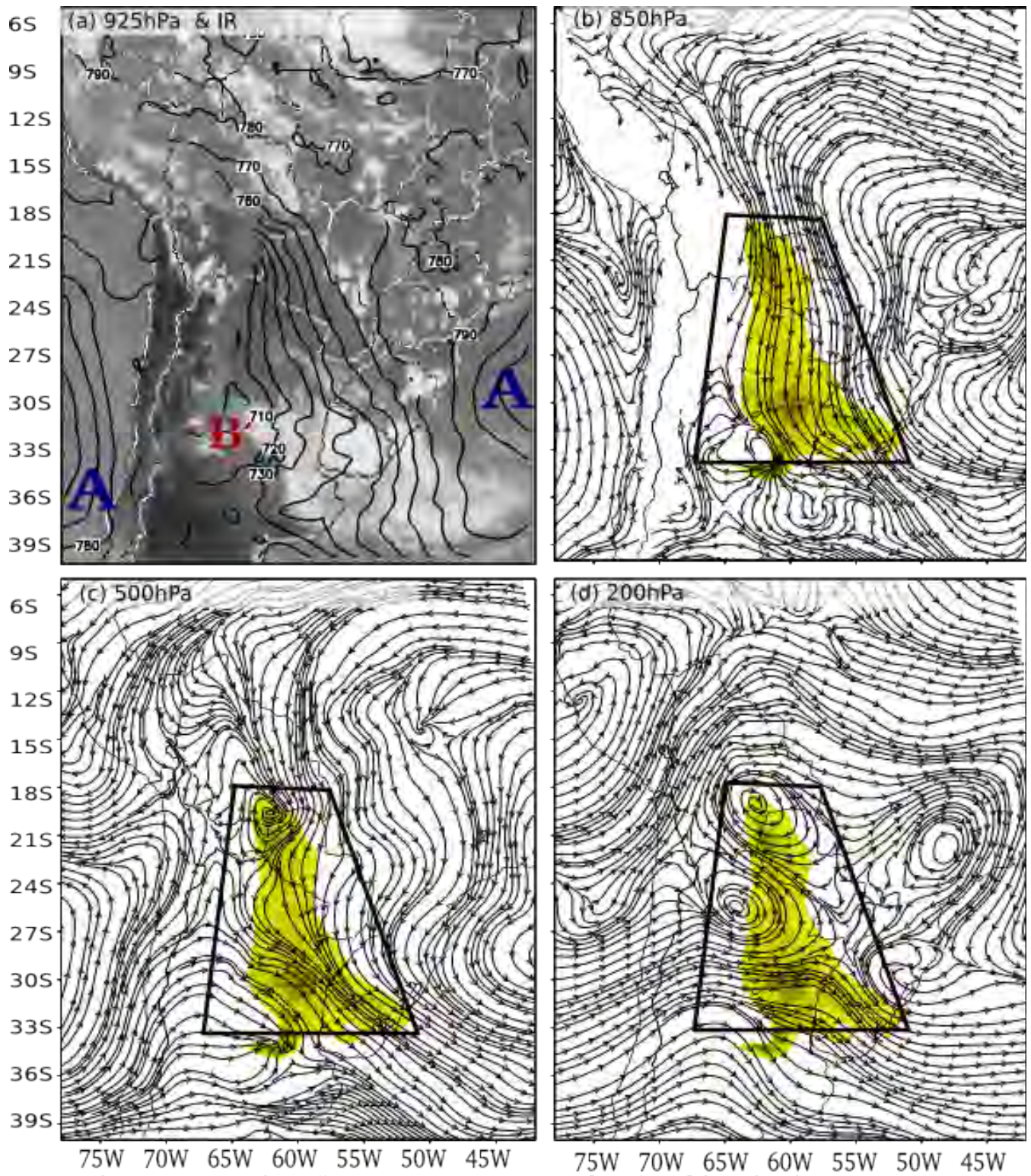


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 1800 UTC. [TRef-279] (Continua)



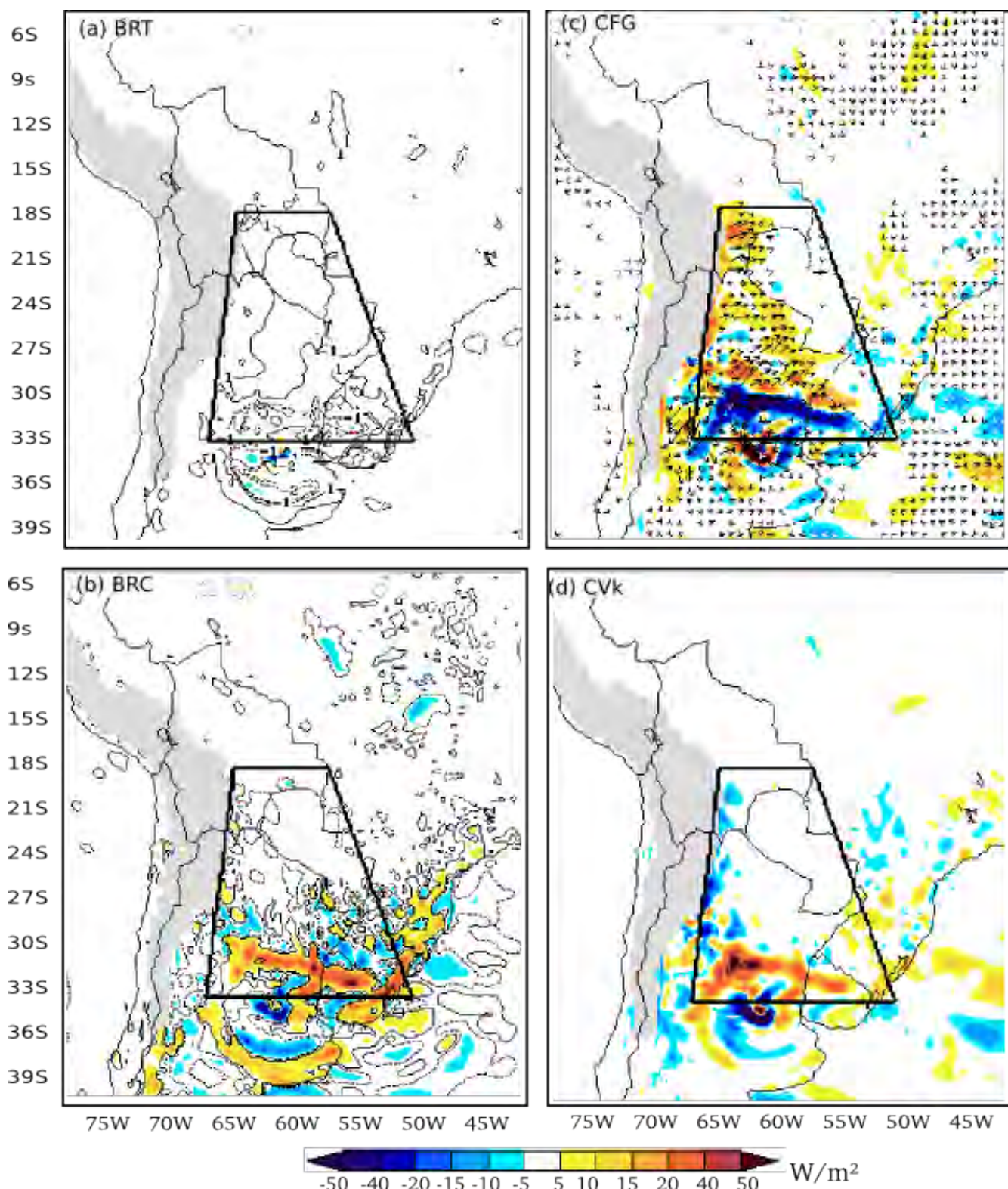


Figura C.3– Continuação: 04-02-2003 1800 UTC. [TRef-279] (Continua)



## APÊNDICE D - ESTIMATIVA DE TOPO DE UM COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA ATRAVÉS DE IMAGENS DE SATÉLITES E RADIOSSONDAGENS PRÓXIMAS

No dia 11 de janeiro de 2003 formou-se um CCM sobre o Norte da Argentina e Paraguai, que posteriormente se deslocou para o Brasil. Na ocasião atuava uma corrente de jato em baixos níveis (JBN), uma corrente de Jato em Altos Níveis JAN e um sistema frontal que se aproximava de sul. Pouco antes do evento, os campos dos modelos numéricos indicavam que o JBN estava ascendendo na região, acoplado-se ao JAN, com uma inclinação para norte. Com a entrada da sistema frontal, os movimentos ascendentes tornaram-se verticais e o CCM atingiu altitudes maiores, atravessando o nível do JAN.

A altitude correta do topo do CCM não pode ser verificada devido a ausência de medições de radar ou de passagem do satélite TRMM no horário e posição. Contudo existem imagens de satélite e radiossondagens próximas, o que permite fazer algumas estimativas.

Na figura D.1 apresenta-se a imagem de satélite no canal IR realçada do CCM. assim como a posição das radiossondagens utilizadas para comparação. Através desta imagem de satélite pode ser notar as regiões mais altas do CCM com temperaturas abaixo de -63C (cor azul escuro) atingindo o mínimo de -88C (cor azul claro) .

A Figura D.2 apresenta os perfis de radiossondagem plotados em diagrama adiabático Skew T. Log P. No lado esquerdo o diagrama Skew T. Log P. propriamente dito, onde são gravados os perfis temperatura do ar do ponto de orvalho. No lado direito o perfis de velocidade e direção do vento correspondentes. São também assinalados os seguintes pontos: NCC - Nível de Condensação Convectivo; NE - Nível de Equilíbrio; TC - Tropopausa Convencional<sup>2</sup> , TOP - Topo onde a temperatura da parcela que ascende adiabaticamente desde o NCC atinge a temperatura de -88C observada na imagem de satélite. TN - Temperatura do ar mínima da sondagem; JAN - Jato

---

<sup>2</sup>Tropopausa convencional ou primeira tropopausa determinado segundo convenção da OMM

em altos níveis, JBN -Jato em baixos níveis, E0 - Escoamento associado ao Efeito Orográfico, decorrente da passagem do JAN sobre os Andes.

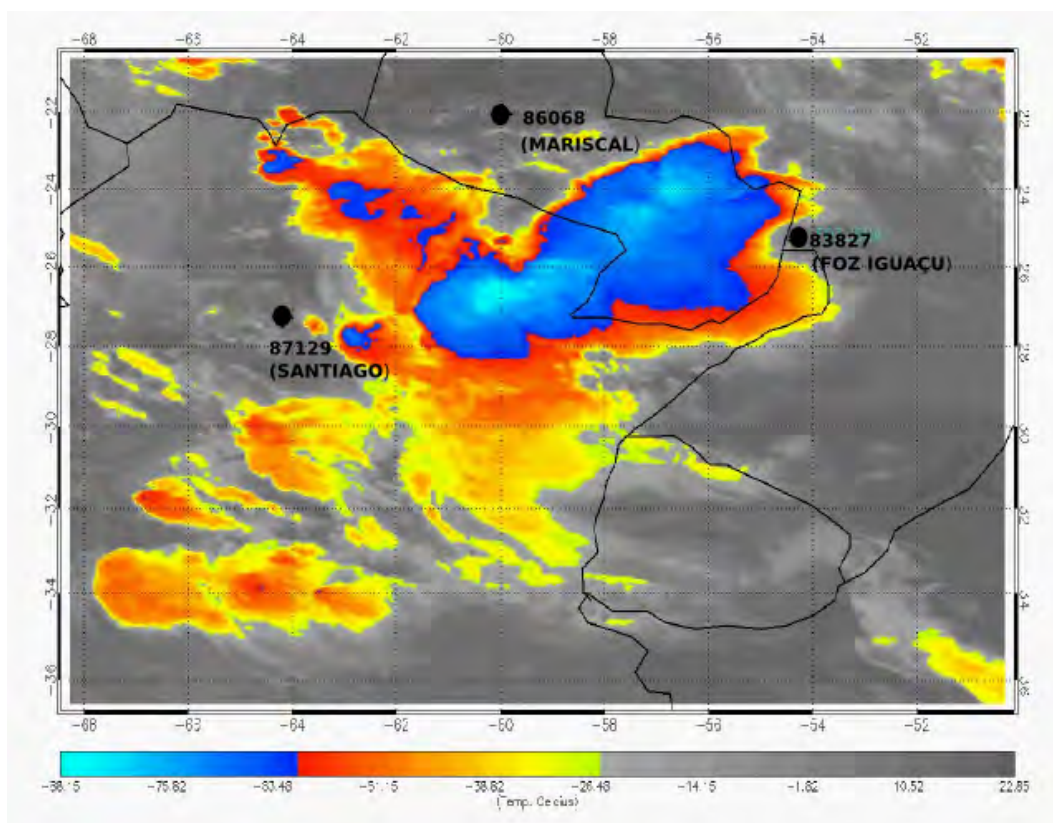


FIGURA D.1 - Imagem Infra-vermelho realçada de um CCM ocorrido em 11-01-2003 12:00 UTC sobre Norte da Argentina e Sul do Paraguai. Os pontos marcam a posição radiossondagens próximas no mesmo dia do evento do CCM

A tabela D.1 apresenta os principais valores obtidos para as respectivas sondagens. Em todos os casos, nota-se que a temperatura mínima da sondagem não atingiu o valor mínimo observado na imagem em torno de -88 C. Uma explicação é que a temperatura de brilho da imagem de satélite precisa ser corrigida para se obter a temperatura real. Outra explicação é que as sondagem estão posicionadas ao redor do CCM, portanto não retratam exatamente o que ocorre no centro do CCM. Apesar da proximidade das sondagens, o impacto da ascensão do CCM podem modificar significativamente as características atmosféricas. Uma possibilidade de se inferir algumas possíveis características do CCM, a partir da sondagem, é considerar que as características das sondagens são suficientemente próximas das condições do

CCM para se aplicar a teoria da parcela. A partir desta teoria pode-se estimar o NE para cada uma das sondagens, resultando em valores de temperatura entre -62C a -70 C. o que corresponde as altitudes entre 13 km a 14 km. Teoricamente a convecção oscila em torno do NE, portanto isto deve representa a altura média do topo do CCM. De fato, a maior parte do CCM está entre estas temperaturas e, portanto, está em torno de 13 a 14 km. Contudo, o topo com -88C deve ultrapassar os 14 km. Supondo que a parcela ascenda adiabaticamente acima do NE até atingir a temperatura de -88, tal como na imagem, isto nos daria topos (TOP) em torno de 16.5 km (100 hPa), portanto um pouco acima de TC. Se considerar as trocas de calor do movimento ascendente (mais frio) e o ar troposférico (mais quente), isto deve propiciar uma maior elevação do CCM devido ao calor adicional. Desta forma existem indícios que este evento de CCM pode ter efetivamente ultrapassado os 16.5 km e portanto o nível da tropopausa.

		Pres(hpa)	Temp (c)	Alt (m)
Santiago 06:00 UTC	NE	160	-62,9	13871
	TC	109	-77,5	16185
	TOP	102	-78,7	16530
	TN	95,4	-80,8	16898
Mariscal 06:00 UTC	NE	144	-66,3	14543
	TC	105	-79	16400
	TOP	97	-80,8	16850
	TN	88	-82,5	17387
Foz do Iguaçu 12:00 UTC	NE	148	-69,9	14329
	TC	149	-74,3	14289
	TOP	102	-74,1	16532
	TN	70	-78,5	18710

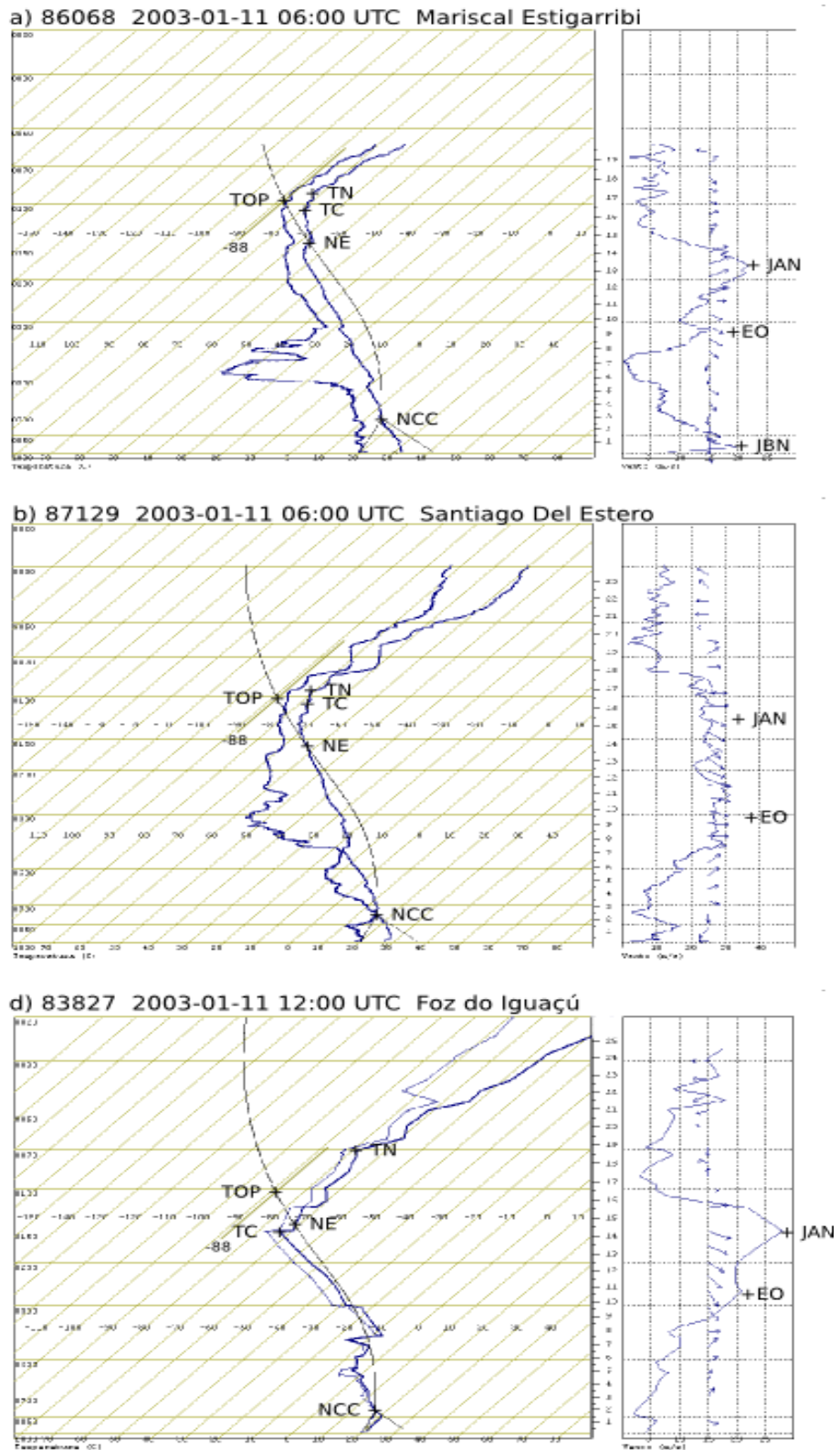


Figura D.2 - Radiossodagens no dia 11-01-2003 para 3 localidades: a) Mariscal 0600 UTC; b) Santiago 0600 UTC; c) Foz do Iguaçu 1200 UTC.

## **APÊNDICE E - EVOLUÇÃO TEMPORAL DO ADVHG E BRC durante UM EPISÓDIO DE JBN noturno**

A Figura E1 mostra evolução dos termos ADVHG e BRC durante um JBN que inicia-se no período noturno, e onde pode se verificar o desacoplamento friccional, que ocorre aproximadamente 0300 UTC. Neste horário o termo ADVHG é mais intenso e organiza-se sobre a região onde as linhas de corrente cruzam as isentrópicas, e na área de inversão térmica à superfície. Após este horário os termos de ADVHG já não é tão intenso e organizado. No lado direito as linhas de umidade específica e as variações do termo BRC estão associados as entradas de ar seco da alta troposfera ao longo do JBN e a formação de língua úmida ascendente no região de saída.

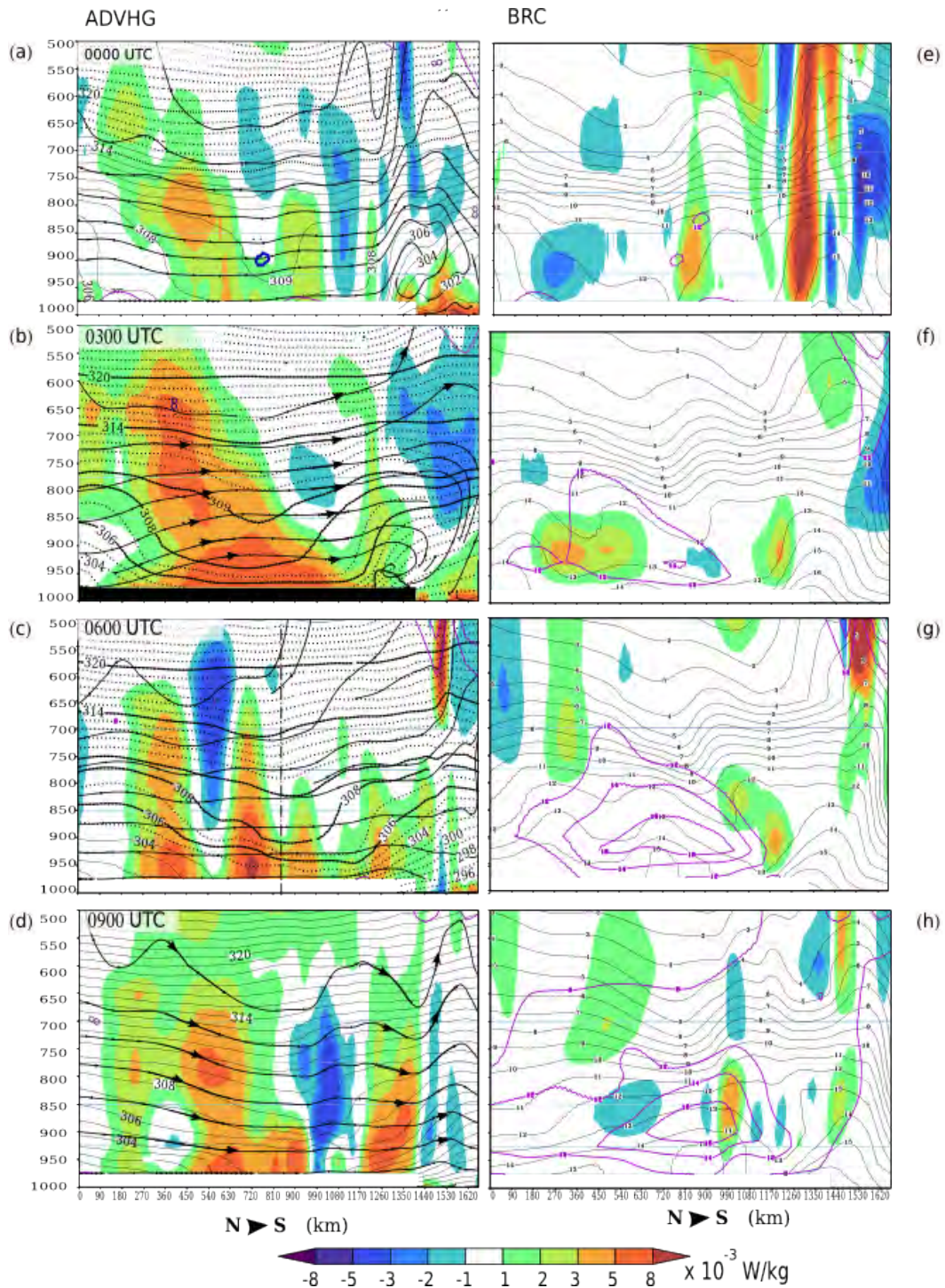


Figura E.1 - Corte vertical do JBN sobre Resistência em 04-02-2003 entre 0000 e 0900 UTC No lado esquerdo, são apresentados o termo de ADVHG (cores), isentrópicas (linhas tracejadas) e vento transversal (linhas de corrente). No lado direito, o termo BRC (cores) e isolinhas de umidade específica