



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.04.17.16-TDI

**ESTIMATIVA DA ESTRUTURA DINÂMICA DO TOPO  
DOS SISTEMAS CONVECTIVOS USANDO  
MULTICANAIS E AVALIAÇÃO DE MODELOS EM  
ESCALA DE NUVENS**

Renato Galante Negri

Tese de Doutorado do curso de  
Pós-Graduação em Meteorologia,  
orientada pelo Dr. Luiz Augusto  
Toledo Machado, aprovada em 20  
de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CP5BE8>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

## **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:**

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.04.17.16-TDI

**ESTIMATIVA DA ESTRUTURA DINÂMICA DO TOPO  
DOS SISTEMAS CONVECTIVOS USANDO  
MULTICANAIS E AVALIAÇÃO DE MODELOS EM  
ESCALA DE NUVENS**

Renato Galante Negri

Tese de Doutorado do curso de  
Pós-Graduação em Meteorologia,  
orientada pelo Dr. Luiz Augusto  
Toledo Machado, aprovada em 20  
de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CP5BE8>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Negri, Renato Galante.

N312e      Estimativa da estrutura dinâmica do topo dos sistemas convectivos usando multicanais e avaliação de modelos em escala de nuvens / Renato Galante Negri. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxiv + 130 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.04.17.16-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. vento por satélites. 2. modelo numérico. 3. previsão de tempo. 4. alta resolução. I.Título.

CDU 551.501

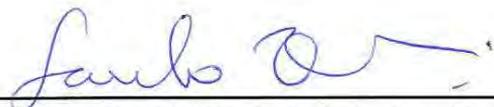
---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Saulo Ribeiro de Freitas

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

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

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

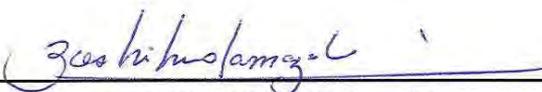
Dra. Simone Marilene Sievert da Costa  
Coelho

  
\_\_\_\_\_  
**Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP**

Dra. Meiry Sayuri Sakamoto

  
\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / FUNCEME / Fortaleza - CE**

Dr. Yoshihiro Yamazaki

  
\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / UFPEL / Pelotas - RS**

**Este trabalho foi aprovado por:**

**maioria simples**

**unanimidade**

Aluno (a): **Renato Galante Negri**

**São José dos Campos, 20 de Agosto de 2012**



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço aos meus amigos da DSA pela ajuda nas diversas etapas do meu doutorado, ao meu orientador, à minha família pelo apoio constante, à CAPES que forneceu a bolsa de doutorado e ao INPE pela oportunidade de cursar o doutorado em Meteorologia.



## RESUMO

Os modelos numéricos de previsão de tempos estão sendo configurados com resoluções cada vez maiores graças ao constante aumento da capacidade computacional. Com isso, diversos centros de previsão de tempo estão buscando produzir previsões de curto prazo utilizando modelos numéricos de alta resolução, em que a convecção é resolvida explicitamente. À medida que a resolução espacial dos modelos de previsão de tempo é elevada, surge a necessidade de se obter dados observacionais em uma resolução superior a fim de se obter uma descrição do estado da atmosfera que seja compatível com a resolução do modelo. Neste ponto, as observações realizadas por satélites meteorológicos, mostram-se fundamentais. Além da necessidade de dados em alta resolução, também é necessário avaliar a qualidade das representações dos campos de nuvens resolvidos pelo modelo de alta resolução. Este trabalho apresenta uma nova metodológica de análise da convecção resolvida por um modelo numérico de alta resolução, bem como uma nova técnica de estimativa de informações referentes à dinâmica do topo dos sistemas de convecção profunda. A metodologia de análise se mostrou muito útil para a avaliação do ciclo de vida da convecção resolvida pelo CRM do modelo numérico, além de indicar uma possível falha na representação da umidade dos altos níveis pelo modelo, a qual está provavelmente relacionada à superestimativa da convecção resolvida pelo CRM. Já a nova técnica de estimativa dos movimentos horizontais nos topos dos SCM se mostrou válida, sendo capaz de detectar movimentos relacionados à dinâmica dos topos de tais sistemas, a qual não era possível de ser obtida através dos métodos usuais de estimativa do vento.



**CLOUD DYNAMIC TOP RETRIEVAL USING SATELLITE CHANNEL  
COMBINATION AND CLOUD RESOLVING MODEL MICROPHISICS  
VALIDATION**

**ABSTRACT**

Advances in computer power have made it possible to increase the spatial resolution of regional numerical weather prediction models to the convective scale (1-2 km). Today, many meteorological centers around the globe are turning their efforts to produce high resolution forecasts, with the convection being explicitly resolved. As convection is explicitly resolved it is necessary to evaluate the realism of microphysics of convective clouds in these models and high resolution data to be used as initial state of the atmosphere become necessary. Satellite meteorological products and data are ideal to be used in models assimilation. This work presents a new methodology to analyze the convection resolved explicitly in a high resolution model and also a new technique to retrieval the mesoscale dynamics of a deep convective cloud top. The model analysis methodology shows to be very useful to evaluate the convection life cycle and the high level humidity distribution as well, pointing out an error for the high levels, which is probably linked to an overestimation of the vertical fluxes associated with the convection activity. The new retrieval technique is capable to detect some of the horizontal flows of the deep convective cloud tops, which is generally impossible to be captured by the usual satellite based wind extraction approaches.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 - Espectro infravermelho observado mostrando os principais gases absorvedores presentes na atmosfera e suas respectivas respostas espectrais. Fonte: Adaptado de Liou (2002)..... 13
- Figura 3.2 - Os 12 canais do sensor SEVIRI, suas respectivas bandas e o espectro de absorção médio da atmosfera terrestre e os diferentes gases absorvedores. Fonte: Adaptado de [http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf\\_ten\\_052561\\_msg1\\_spctr\\_bnds.pdf](http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf_ten_052561_msg1_spctr_bnds.pdf) ..... 13
- Figura 3.3 - Parte imaginária do índices de refração do gelo e da água para os comprimentos de onda entre 3 e 13  $\mu\text{m}$ . Adaptado de Strabala et. al., (1994)..... 16
- Figura 3.4 - Diagrama representando o procedimento de rastreamento, mostrando como são escolhidas as matrizes para o cálculo da correlação. A espiral mostra a posição do centro da matriz (janela alvo). ..... 22
- Figura 5.1 - Fluxograma de decisão do tipo de nuvem considerado no esquema de multi-espalhamento do RTTOV9..... 42
- Figura 5.2 - Linhas de corrente e divergência do vento em 850 hPa em 12:00 UTC e 18:00 UTC para o dia 26 de Julho de 2006. Os valores de divergência estão multiplicados por um fator de  $10^6$ . ..... 44

Figura 5.3 - Linhas de corrente em 500 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 26 de Julho de 2006. ....	45
Figura 5.4 - Convergência de umidade em 850 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 26 de Julho de 2006.....	45
Figura 5.5 - Linhas de corrente e divergência do vento em 850 hPa em 12:00 UTC e 18:00 UTC para o dia 27 de Julho de 2006. Os valores de divergência estão multiplicados por um fator de $10^6$ .....	46
Figura 5.6 - Linhas de corrente em 500 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 27 de Julho de 2006. ....	46
Figura 5.7 - Convergência de umidade em 850 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 27 de Julho de 2006.....	47
Figura 5.8 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 3.9 (topo), 6.2 e 7.3 $\mu\text{m}$ (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC...	49
Figura 5.9 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 8.7 (topo), 10.8 $\mu\text{m}$ (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.....	50
Figura 5.10 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 12.0 (topo), 13.4 $\mu\text{m}$ (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.....	51

Figura 5.11 - Histogramas da temperatura de brilho para os canais SEVIRI simulados (linhas vermelhas) e reais (linhas pretas) referentes ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC. .... 53

Figura 5.12 - Histogramas da temperatura de brilho para os canais SEVIRI simulados (linhas vermelhas) e reais (linhas pretas) referentes ao dia 27 de Julho de 2006 as 14:30 UTC. .... 54

Figura 5.13 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 6.2  $\mu\text{m}$  de 26 de Julho de 2006 12:30 UTC a 27 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo..... 58

Figura 5.14 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 7.3  $\mu\text{m}$  de 26 de Julho de 2006 12:30 UTC a 27 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo..... 59

Figura 5.15 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 6.2  $\mu\text{m}$  de 27 de Julho de 2006 12:30 UTC a 28 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo..... 60

Figura 5.16 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 7.3  $\mu\text{m}$  de 27 de Julho de 2006 12:30 UTC a 28 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas

representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo..... 61

Figura 5.17 - Evolução da convecção para o dia 26 de Julho de 2006 de 12:30 até 22:30 UTC. As imagens SEVIRI (canal 6.2  $\mu\text{m}$ ) reais são apresentadas na coluna da esquerda e as simulações realizadas a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM (projeto CASCADE) são apresentadas na coluna da direita. .... 62

Figura 5.18 - Evolução da convecção para o dia 27 de Julho de 2006 de 12:30 até 22:30 UTC. As imagens SEVIRI (canal 6.2  $\mu\text{m}$ ) reais são apresentadas na coluna da esquerda e as simulações realizadas a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM (projeto CASCADE) são apresentadas na coluna da direita..... 63

Figura 5.19 - DTB 6.2-10.8 para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são apresentadas em preto e em vermelho estão as DTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais..... 64

Figura 5.20 - EOF referente a todo o dia, 26 de Julho (topo) e 27 de Julho (baixo). A linha vermelha representa os autovetores das medidas reais SEVIRI e as linhas verdes representam as estatísticas das simulações UK-UM/RTTOV. Os autovetores estão ordenados de forma decrescente da esquerda para a direita. .... 66

Figura 5.21 - Tamanho médio (topo), taxa de crescimento (centro) e temperatura de brilho média (baixo) para os sistemas convectivos de 26 (esquerda) e 27 (direita) de Julho de 2006. As linhas pontilhadas representam as estatísticas das simulações UK-

UM/RTTOV e as cores verde, azul claro, roxa, rosa e vermelha, os valores referentes aos SCM com tempo de vida de até 1, 2, 3 ou 4 horas e mais que 4 horas, respectivamente. .... 70

Figura 6.1 - Distribuições de DTB para horários sinóticos referentes aos três casos estudados, 03 (esquerda), 06 (centro) e 18 (direita) de Agosto de 2006. DTB 8.7-10.8 (topo), 10.8-12 (centro) e 6.2-10.8 (baixo)..... 80

Figura 6.2 - Imagem do canal 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI (satélite MSG) e as DTB 6.2-10.8, 8.7-10.8 e 10.8-12  $\mu\text{m}$  para 03 de Agosto de 2006 12:30 UTC. .... 81

Figura 6.3 - Três áreas sobre a África tropical utilizadas na avaliação da técnica DTB, dias 3 (topo), 6 (centro) e 18 (baixo) de Agosto de 2006. As imagens do canal IR 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI são utilizadas como referência. .... 87

Figura 6. 4 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ . .... 88

Figura 6. 5 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 8.7-10.8  $\mu\text{m}$ . .... 89

Figura 6. 6 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 10.8-12  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 10.8-12  $\mu\text{m}$ ..... 90

Figura 6.7 - Histogramas das diferenças entre o BFP e a velocidade entre SEVERI-AMV e DTB-AMV para três DTB, IR 8.7 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  (topo), IR 10.8 – IR 12.0  $\mu\text{m}$  (centro) e WV 6.2 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  (baixo). A coluna da esquerda mostra as diferenças entre o nível de pressão entre os SEVERI-AMV e os DTB-AMV (valores negativos indicam que o DTB-AMV está num nível mais baixo que o SEVIRI-AMV). A coluna central apresenta as diferenças entre a velocidade entre os SEVERI-AMV os DTB AMV apenas para a o conjunto de pares em que a diferença entre o BFP é negativa, com a coluna da direita apresentando os valores para o caso em que a diferença no BFT era positiva. Valor positivo da diferença na velocidade indica que o DTB-AMV é mais lento que o SEVIRI-AMV..... 95

Figura 6.8 - SEVIRI-AMV estimados para os canais WV 6.2  $\mu\text{m}$  (topo), IR 8.7  $\mu\text{m}$ , IR 10.8  $\mu\text{m}$  e IR 12  $\mu\text{m}$  (baixo) para o dia 3 de Agosto de 2006, as 15:00 (coluna da esquerda), 15:15, e 15:30 UTC (coluna da direita). AMVs que não receberam o nível BFP estão em vermelho..... 98

Figura 6.9 - DTB-AMV estimados para as DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  (topo), 8.7- 10.8  $\mu\text{m}$  e 10.8-12  $\mu\text{m}$  (baixo) para o dia 3 de Agosto de 2006, às 15:00 (coluna da esquerda), 15:15, e 15:30 UTC (coluna da direita). AMVs que não receberam o nível BFP estão em vermelho..... 99

Figura 6.10 - DTB 8.7-10.8 $\mu\text{m}$ para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são plotadas em preto e em vermelho estão as DTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV. ....	102
Figura 6.11 - DTB 8.7-10.8 $\mu\text{m}$ para vários horários do dia 26 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita. ....	103
Figura 6.12 - DTB 10.8-12 $\mu\text{m}$ para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são plotadas em preto e em vermelho estão as BTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV. ....	105
Figura 6.13 - DTB 10.8-12 $\mu\text{m}$ para vários horários do dia 26 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita. ....	106
Figura 6.14 - DTB 10.8-12 $\mu\text{m}$ para vários horários do dia 27 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita. ....	107
Figura 6.15 - SEVIRI-AMVs estimados a partir das simulações UK-UM/RTTOV para 13:15 à 13:45 UTC do dia 26 de Julho de 2006. Canais 6.2 (topo), 8.7, 10.8 and 12 $\mu\text{m}$ SEVIRI. AMVs que não receberam um nível BFP são plotados em vermelho. ....	109
Figura 6.16 - DTB-AMVs estimados a partir das simulações UK-UM/RTTOV para 13:15 à 13:45 UTC do dia 26 de Julho de 2006 DTB-AMV para as DTB 6.2 - 10.8 $\mu\text{m}$ , 8.7 - 10.8 $\mu\text{m}$ e 10.8 - 12 $\mu\text{m}$ (baixo). AMVs que não receberam um nível BFP são plotados em vermelho. ....	110

Figura 6.17 - Relação entre a alteração da temperatura de brilho ( $\Delta T_{bIR}$ ) no canal IR 10.8  $\mu\text{m}$  e a divergência horizontal calculada a partir dos DTB-AMV da combinação DTB WV6.2 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  do intervalo entre -30 até -14 K para 15 (esquerda), 30 (centro) e 45 (direita) minutos após a divergência para o dia 03 de Agosto de 2006. . 113

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Instrumentos possíveis de serem simulados pelo modelo de transferência radiativa RTTOV9.....	30
Tabela 5.1: Perfis do UK-UM utilizados como parâmetros de entrada para o modelo de transferência radiativa RTTOV versão 9.3.....	41
Tabela 5.2: Frequência de sistemas convectivos para cada classe de ciclo de vida das simulações UK-UM/RTTOV e imagens reais SEVIRI/Meteosat-8.....	71
Tabela 5.3: Número de SCM rastreados e a quantidade selecionada para análises para os dias 26 e 27 de Julho de 2006.....	71
Tabela 6.1: DTB e suas aplicações para classificação dos DTB-AMV. ....	85
Tabela 6.2: Fração de SEVIRI e DTB-AMV sem atribuição de um nível de pressão pelo ajuste BFP.....	93
Tabela 6.3: Fração de SEVIRI e DTB-AMV que falharam no ajuste BFP para as simulações CASCADE/SEVIRI.....	111



## LISTA DE SIGLA E ABREVIATURAS

AMV: Atmospheric motion vectors

AMV-SEVIRI: Atmospheric motion vector estimado a partir de uma imagem de canal do sensor SEVIRI

AMV-DTB: Atmospheric motion vector estimado a partir de uma DTB entre dois canais do sensor SEVIRI

BFP: Best fit pressure (hPa)

CASCADE: Nome do projeto homônimo

CRM: Cloud resolving model

DTB: Diferença de temperatura de brilho (K)

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ESOC: European Space Operation Center

FASTEX: Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment

ForTraCC: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters

GOES: Geostationary Environmental Satellite

GOES-R: Geostationary Operational Environmental Satellite – R Series

IWC: Ice water content

ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project

MSG: Meteosat Second Generation

MTG: Meteosat Third Generation

MVIRI: Meteosat Visible and Infrared Imager

RTTOV: Radiative Transfer for TOVS

SCM: Sistema Convectivos de Mesoescala

SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager

TIROS: Television Infrared Observation Satellites

UK-UM: UK Meteorological Office Unified Model

VVP: Velocity volume parcel

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b><i>INTRODUÇÃO</i></b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b><i>OBJETIVOS</i></b> .....	<b>5</b>
<b>3</b>	<b><i>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</i></b> .....	<b>7</b>
3.1	Os modelos numéricos de previsão de tempo de alta resolução.....	7
3.2	Deteccção da fase termodinâmica das nuvens a partir da combinação entre canais espectrais .....	10
3.3	Estimativa de vento por satélites .....	16
<b>4</b>	<b><i>DADOS, FERRAMENTAS E METODOLOGIA</i></b> .....	<b>23</b>
4.1	Dados .....	23
4.1.1	Simulações UK Meteorological Office Unified Model / CASCADE.....	23
4.1.2	Imagens Meteosat-8.....	27
4.1.3	Modelo numérico de alta resolução do ECMWF.....	28
4.2	Ferramentas .....	28
4.2.1	Modelo de transferência radiativa RTTOV .....	29
4.2.2	ForTraCC.....	35
4.2.3	Modelo de estimativa do vento operacional do CPTEC/INPE.....	36
4.3	Considerações sobre a metodologia .....	37
<b>5</b>	<b><i>ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DE ALTA RESOLUÇÃO DO UK METEOROLOGICAL OFFICE UNIFIED MODEL</i></b> .....	<b>39</b>
5.1	Simulações SEVIRI realizadas através do RTTOV9 .....	40
5.2	Descrição sinótica da área de estudo .....	43
5.3	Análises das simulações UK-UM/RTTOV .....	47
5.3.1	Análise das distribuições das temperaturas de brilho.....	47
5.3.2	Análise das simulações utilizando Funções Ortogonais Empíricas.....	65
5.3.3	Ciclo de vida da convecção .....	67
5.4	Conclusões.....	72

<b>6</b>	<b><i>ESTIMATIVA DO VENTO DE MESOESCALA NOS TOPOS DOS SISTEMAS DE CONVECÇÃO PROFUNDA</i></b> .....	<b>75</b>
6.1	Combinação entre canais SEVIRI e o esquema de rastreamento de nuvens.....	77
6.2	Análises, comparações e validações .....	85
6.2.1	Comparação com o modelo numérico de previsão de tempo do ECMWF .....	90
6.2.2	DTB-AMV estimados utilizando as radiancias SEVIRI simuladas a partir dos perfis atmosféricos do <i>Meteorological Office Unified Model</i> .....	100
6.2.3	Relação entre divergência do vento calculada a partir dos DTB-AMV e o ciclo de vida da convecção.....	112
6.3	Conclusões.....	114
<b>7</b>	<b><i>CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES GERAIS</i></b> .....	<b>117</b>
	<b><i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i></b> .....	<b>121</b>

# 1 INTRODUÇÃO

Nos dias atuais, os modelos numéricos de previsão de tempos estão sendo configurados com resoluções espaciais cada vez maiores. Isto vem sendo possível graças ao constante aumento da capacidade computacional. Dessa forma, diversos centros de previsão de tempo estão buscando produzir previsões de tempo de curto prazo, configurando os modelos numéricos com alta resolução.

Existem diversas razões para o desenvolvimento de modelos de alta resolução. Dentre elas, destaca-se o fato de que resoluções da ordem de poucos quilômetros permitirem representar a convecção explicitamente, ao invés de ser simplesmente parametrizada. Fato é, por exemplo, que um modelo com resolução espacial de 40 km jamais apresentará uma taxa de precipitação realística em pequena escala. Outra vantagem é a possibilidade de utilizar dados observacionais também de alta resolução, por exemplo, é possível inserir dados orográficos mais detalhados bem como informações sobre o uso da terra, como considerar ilhas de calor provocadas pelas grandes cidades e a sua influência na dispersão de poluentes (PORSON et al., 2010).

Eventos extremos como tempestades severas podem causar grandes impactos na atividade humana, causando, por exemplo, enchentes repentinas, e é difícil prever o desenvolvimento e a localização destes eventos. Muitos centros de previsão de tempo utilizam atualmente métodos de previsão de curtíssimo prazo (*nowcasting*) para prever a ocorrência de tais eventos e buscar mitigar as suas consequências. Os diferentes métodos de *nowcasting* basicamente utilizam dados observacionais provenientes de satélites ou radares meteorológicos associados às variáveis prognósticas de um modelo de previsão de tempo (EBERT et al., 2004). Existem diferenças entre os diversos métodos de *nowcasting*, mas de forma geral eles se baseiam em observações empíricas ou relações estatísticas inferidas a respeito dos eventos extremos visados de serem

previstos. Nesses métodos, as previsões não são focadas nos processos físicos envolvidos, como é o caso da previsão numérica de tempo.

A vantagem dos métodos de *nowcasting* é a rapidez de execução em relação aos modelos numéricos de previsão de tempo, permitindo serem aplicados operacionalmente. Porém possuem a grande desvantagem de não serem capazes de prever o desenvolvimento de novas tempestades, o que é possível utilizando modelos numéricos de previsão de tempo. Com o desenvolvimento de modelos numéricos de previsão de tempo de alta resolução, os quais são capazes de representar os campos de precipitação na escala da convecção, tornam-se uma alternativa aos métodos usuais de *nowcasting*. Porém, para que os modelos numéricos de previsão de tempo se tornem competitivos, é necessária a utilização dos dados observacionais mais recentes, usualmente utilizados nos métodos de *nowcasting*, e em alta resolução espacial. Assim, além das observações, os produtos derivados a partir de satélites e radares também são úteis na previsão de eventos extremos a partir de modelos.

A assimilação de informações referentes ao estado da convecção é extremamente importante para a previsão de curto prazo referentes à cobertura de nuvens. Por exemplo, erros na determinação da cobertura de nuvens baixas e suas respectivas alturas podem acarretar em subestimativas ou superestimativas da previsão de certas variáveis como temperatura próxima à superfície ou a precipitação (RENSHAW; FRANCIS, 2011). O conhecimento mais detalhado da dinâmica das nuvens em mesoescala é extremamente importante para o desenvolvimento de modelos de nuvens mais precisos ou para o aprimoramento daqueles já existentes.

À medida que a resolução espacial dos modelos de previsão de tempo é elevada, surge a necessidade de se obter dados observacionais em uma resolução superior, a fim de se obter uma descrição do estado da atmosfera que seja compatível com a resolução do modelo. Neste ponto, as observações realizadas por satélites meteorológicos, são

fundamentais por apresentarem coberturas com alta resolução espacial (para o caso de satélites de órbita polar, por exemplo) e alta resolução temporal (satélites geoestacionários). Além das próprias radiâncias medidas pelos satélites, as quais são assimiladas em diversos centros atualmente, diversos produtos estimados a partir de tais medidas de radiâncias também o são, como por exemplo, os campos de vento estimados a partir do rastreamento de nuvens em imagens de satélites geoestacionários ou de órbita polar (este apenas para a região polar).

Contudo, juntamente com o aumento das resoluções espaciais e o surgimento de novos dados que possam ser assimilados nos modelos, surge a necessidade de buscar novas formas e novos dados que possam ser utilizados na verificação da qualidade das simulações numéricas. Este é outro ponto em que as inferências realizadas a partir de dados de satélites mostram-se de grande valor.

Este trabalho busca desenvolver uma nova metodologia de estimativa dos fluxos horizontais nos topos dos sistemas de convecção profunda, a partir da adaptação de uma metodologia de estimativa do vento por satélites e apresentar uma metodologia de análise da convecção resolvida por um *Cloud Resolving Model* (CRM) num modelo de previsão de tempo de alta resolução. A comparação dos resultados é feita a partir de observações realizadas a partir de um satélite geo-estacionário, as quais permitem analisar o ciclo de vida da convecção para uma vasta área. Além das características do ciclo de vida da convecção também é possível identificar falhas na representação da convecção e de outras variáveis do próprio modelo numérico como, por exemplo, os transportes verticais de umidade na troposfera com foco nos altos níveis. Tal metodologia de análise condensa diversas variáveis do modelo em um único dado, o qual consiste em um conjunto de imagens sintéticas, referentes a um radiômetro a bordo de um satélite. Dessa forma é possível analisar uma simulação numérica sob a ótica da meteorologia por satélites.



## 2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivos:

- Apresentar uma metodologia de análise da convecção resolvida explicitamente por um modelo numérico de previsão de tempo de alta resolução espacial e temporal, com ênfase na organização espacial e nas propriedades físicas das nuvens. Essa análise é realizada a partir da comparação com dados de sensoriamento remoto.
- Desenvolver uma nova técnica de estimativa dos fluxos horizontais de mesoescala nos topos dos sistemas de convecção profunda, que forneça dados em alta resolução espacial e temporal para possível utilização futura nos modelos de alta resolução espacial, de forma que a convecção seja resolvida mais realisticamente. Os campos de vento com maior resolução espacial, em relação aos obtidos atualmente, objetivam, eventualmente, elevar a qualidade da representação dos fluxos verticais de umidade relacionados aos sistemas de convecção profunda, o que deve permitir que os modelos representem de forma muito mais realista a distribuição da umidade na alta troposfera e até mesmo na baixa estratosfera.



### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Os modelos numéricos de previsão de tempo de alta resolução

Com o constante aumento da capacidade computacional tornou-se possível, nos presentes dias, simular o estado da atmosfera com resoluções espacial e temporal cada vez maiores. Muitos centros operacionais de previsão de tempo e clima estão voltando seus esforços no sentido de produzir previsões de curto prazo a partir de modelos numéricos com alta resolução espacial como, por exemplo, o *UK Meteorological Office* (LEAN et al., 2008), a *Japan Meteorological Agency* (NARITA; OHMORI, 2007) e o *Deutscher Wetterdienst* (STEPPELER et al., 2003). O aumento da resolução torna esses modelos capazes de resolver sistemas de nuvens individuais a partir do uso de um módulo específico conhecido como *Cloud Resolving Model* (CRM). Uma grande motivação para essa escolha é aumentar a precisão das previsões de eventos extremos como, por exemplo, situações de convecção severa, as quais podem causar diversos transtornos e prejuízos à sociedade como alagamentos, destruição de plantações e bens materiais. Contudo, quando as nuvens passam a ser resolvidas explicitamente, surge a necessidade de avaliar quão realísticas são tais simulações. Nesse ponto a utilização de medidas provenientes de satélite meteorológicos geoestacionários se mostra extremamente útil. A extensa área em que as medidas são realizadas (toda a América do Sul e oceanos adjacentes, por exemplo), a alta resolução temporal (cerca de 15 minutos) e a alta resolução espacial (aproximadamente de 1 a 4 km para diferentes comprimentos de onda dos sensores a bordo dos satélites geoestacionários atuais) permitem comparar o ciclo de vida e a morfologia da convecção resolvida por um CRM à convecção presente em uma imagem real.

Em muitos centros de previsão de tempo, modelos regionais com resolução espacial em torno de 12 a até 4 km tem sido implementados operacionalmente, sendo previsto que nos próximos quatro anos os modelos com resolução espacial de 1 km serão comuns

(LEAN et al., 2008). Estudos mostram que resoluções espaciais maiores podem aumentar a capacidade de previsão dos modelos numéricos (ROMERO et al., 2001; SPEER; LESLIE 2002; DONE et al., 2004). Ao aumentar a resolução horizontal para 50 km, algumas melhorias na simulação do ciclo diurno foram observadas por Ploshay e Lau (2010). Quando a resolução espacial é elevada para pelo menos 10 km torna-se possível resolver sistemas de nuvens e as interações existentes entre eles, nessas resoluções a precipitação, e sua variabilidade, podem ser simuladas de forma muito mais realista (SATO et al., 2009). Ao se utilizar modelos de alta resolução, é possível utilizar dados referentes à orografia e o uso da terra. Quando a resolução dos modelos atinge valores da ordem de poucos quilômetros, as cidades passam a ser resolvidas, uma vez que suas áreas ocupam alguns pontos de grade. Porson et al., (2010) desenvolveram um esquema urbano de uso da terra chamado MORUSES (*Met Office–Reading Urban Surface Exchange Scheme*) o qual foi incorporado ao *Met Office Unified Model*. Os autores destacam a importância de se desenvolver um esquema urbano robusto, uma vez que mais de 60% da população mundial reside em áreas urbanas. Ser capaz de representar de forma mais realística os processos radiativos envolvidos nas trocas de calor entre a atmosfera e a complexa superfície formada pelas construções urbanas torna-se cada vez mais necessário.

A ponte para o desenvolvimento de modelos de alta resolução foi construída após o desenvolvimento dos modelos não hidrostáticos operacionais (DAVIES et al., 2005). Por exemplo, até 2005 a maior resolução espacial possível do *Meteorological Office Unified Model* (UK-UM) era de 12 km. Barnaby et al., (2011) estudaram o ciclo diurno em simulações de alta resolução, do UK-UM, realizadas como parte do projeto CASCADE. Essas simulações foram feitas nas resoluções de 40, 12 e 4 km, limitadas a uma região sobre o Continente Marítimo do arquipélago da Indonésia. Os autores observaram que o viés da precipitação média presente na resolução de 40 km, o qual tornava-se menor a medida que a resolução espacial era elevada para 12 km. Na resolução horizontal de 4 km, quando a convecção passava a ser resolvida

explicitamente, o viés tornava-se alto devido à umidade não ser conservada pelo esquema da advecção semi-lagrangiana para essa elevada resolução horizontal.

Chaboureau et al., (2000) avaliaram o ciclo de vida de um sistema de nuvens simulado por um modelo numérico de mesoescala o qual possuía um esquema de resolução de nuvens explícito. Essas simulações foram realizadas como parte do experimento FASTEX (*Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment*). Os autores compararam os campos de nuvens simulados com as respectivas medidas de temperatura de brilho reais inferidas pelo sensor MVIRI, que equipava os satélites geoestacionários *Meteosat* de primeira geração. Nesse estudo, as simulações reproduziam muito bem os padrões principais da convecção nos canais do infravermelho, o que permitiu que os autores comparassem diretamente as simulações com os dados reais do satélite. Uma descrição completa sobre o experimento FASTEX pode ser encontrada no artigo de Joly et al., (1997). Chevallier e Kelly (2002) compararam imagens do canal do infravermelho (banda 10.5 – 12.5  $\mu\text{m}$ ) com simulações da mesma banda realizadas pelo modelo de transferência radiativa RTTOV. Para essa simulação os autores utilizaram os perfis atmosféricos, da versão operacional da época em que o estudo foi desenvolvido, do modelo global do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). A comparação baseou-se no cálculo da média, correlação e desvio padrão dos valores de temperatura de brilho dos dois conjuntos, uma vez que uma comparação ponto a ponto não era possível devido às diferenças na localização e forma das nuvens representadas pelo modelo.

Ringer et al., (2003) desenvolveram um sistema capaz de simular radiâncias de satélites a partir de perfis atmosféricos, calculados pelas versões climática e de previsão de tempo do *Meteorological Office Unified Model* (UK-UM). Os autores mostraram um exemplo de aplicação desse sistema, em que imagens dos canais da janela do infravermelho e do vapor d'água do satélite METEOSAT-7 são simulados e comparados com suas respectivas medidas reais visando validar as simulações

numéricas do UK-UM. Slingo et al., (2004) verificaram o ciclo diurno da convecção na versão HadAM3 do modelo climático do Hadley Center utilizando a metodologia descrita por Ringer et al., (2003).

Os modelos numéricos de previsão de tempo de alta resolução também podem ser utilizados para o *nowcasting*, substituindo os atuais métodos baseados em inferências estatísticas ou empíricas. Diversos estudos avaliaram a possibilidade da utilização de modelos de previsão de tempo a partir da assimilação de observações em alta resolução provenientes de radares meteorológicos (MACPHERSON, 2001; TONG; XUE, 2005; MILAN et al., 2008; DIXON et al., 2009; SUGIMOTO et al., 2009).

O Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) possui modelos numéricos de previsão de tempo desde a escala global até a escala regional. Os modelos globais são mantidos atualmente com resoluções horizontais de 63 e 45 km e verticais de 42 e 64 níveis respectivamente enquanto que os modelos regionais, ETA (CHOU et al., 2007) e BRAMS (FREITAS et al., 2009) são configurados desde a resolução horizontal de 25 até 5 km.

### **3.2 Detecção da fase termodinâmica das nuvens a partir da combinação entre canais espectrais**

Durante as últimas décadas diversos estudos foram feitos visando discriminar zonas das nuvens formadas por gelo, água líquida ou a mistura de ambas as fases, utilizando informações de sensoriamento remoto a partir de satélites e instrumentos à superfície (PILEWSKIE; TWOMEY, 1987; ACKERMAN et al., 1990; STRABALA et al., 1994; CHYLEK; BOREL, 2004; CHYLEK et al., 2006).

Os métodos de classificação de nuvens, a partir da combinação entre diferentes bandas do espectro eletromagnético, podem ser divididos em três grupos. O primeiro utiliza apenas informações das radiâncias medidas no espectro do infravermelho térmico; o grupo utiliza apenas as medidas realizadas no espectro visível e no infravermelho próximo e o último, combina as regiões do visível, infravermelho próximo e termal do espectro eletromagnético. Os métodos baseados apenas no infravermelho térmico tem a vantagem de estimar as informações a respeito da fase termodinâmica das nuvens durante os períodos diurno e noturno. Já os métodos baseados nas bandas do visível e infravermelho próximo só podem ser utilizados na presença de radiação solar.

Arking e Childs (1985) estimaram informações a respeito da fase termodinâmica das nuvens a partir das radiâncias medidas pelos canais 3.7 e 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Strabala et al., (1994) desenvolveram um algoritmo tri-espectral de estimativa das características termodinâmicas das nuvens, combinando as bandas da janela atmosférica 8, 11 e 12  $\mu\text{m}$ . Esse método se baseia no diagrama de dispersão entre a diferença das temperaturas de brilho em 8-11  $\mu\text{m}$  versus 11-12  $\mu\text{m}$ . Seus resultados mostraram que é possível identificar, em muitas situações, a fase termodinâmica da nuvem. Baum et al., (2000) aprimorou o método tri-espectral proposto por Strabala et al., (1994), adicionando as reflectâncias nas bandas de 0.63, 1.63 e 1.9  $\mu\text{m}$ , visando aumentar a precisão da detecção das nuvens *Cirrus* semi-transparentes.

Chylek e Borel (2004) propuseram uma técnica baseada na razão entre dois canais espectrais, um localizado na região visível por volta de 0.8  $\mu\text{m}$  e outro localizado no infravermelho próximo em torno de 1.6  $\mu\text{m}$ , buscando classificar nuvens com mistura de fases. Chylek et al., (2006) compararam as técnicas de detecção da fase termodinâmica das nuvens a partir dos espectros visível e infravermelho próximo e a partir do infravermelho térmico apenas. As técnicas do infravermelho próximo e visível

se baseiam na razão entre as reflectâncias nessas bandas; enquanto que as técnicas do infravermelho térmico utilizam diferenças entre as temperaturas de brilho (DTB) entre pares de canais. Seus resultados sugerem que a DTB sozinha é capaz de detectar a fase das nuvens, sendo problemática apenas sobre superfícies cobertas por gelo ou neve.

Wolters et al., (2008) investigaram a aplicação de três métodos multi-espectrais de estimativa da fase das nuvens a partir de satélites, utilizando o radiômetro *Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager* (SEVIRI) a bordo dos satélites da série MSG. Os autores compararam três métodos; um baseado na diferença entre as bandas 8-11  $\mu\text{m}$ , outro em limiares de temperatura de brilho, similar ao empregado no *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) e outro na comparação iterativa entre reflectâncias medidas nas bandas 0.6 e 1.6  $\mu\text{m}$  com *lookup tables* de reflectâncias simuladas a partir de um modelo de transferência radiativa, com medidas feitas à superfície, por um lidar. Eles analisaram a qualidade das estimativas instantâneas, das médias mensais da ocorrência de nuvens de gelo e de água líquida e o ciclo diurno da fase das nuvens. Os autores concluíram que a DTB SEVIRI 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  reproduz o ciclo diurno do gelo e da água líquida nas nuvens melhor que os outros métodos baseados nas diferenças entre canais.

Os imageadores e radiômetros a bordo de satélites detectam a radiação emitida e refletida pela superfície e pela atmosfera terrestre em diferentes comprimentos de onda. Cada instrumento possui suas características específicas, sendo desenvolvidos para diversos fins, com a quantidade e características dos canais espectrais (bandas) diferindo de sensor para sensor. Atualmente, os satélites da série MSG estão equipados com o sensor SEVIRI, o qual possui diversos canais em diferentes bandas que podem ser combinadas de acordo com várias técnicas de detecção da fase termodinâmica das nuvens. A Figura 3.1 apresenta o espectro eletromagnético mostrando todos os gases absorvedores presentes na atmosfera e suas respectivas respostas espectrais.

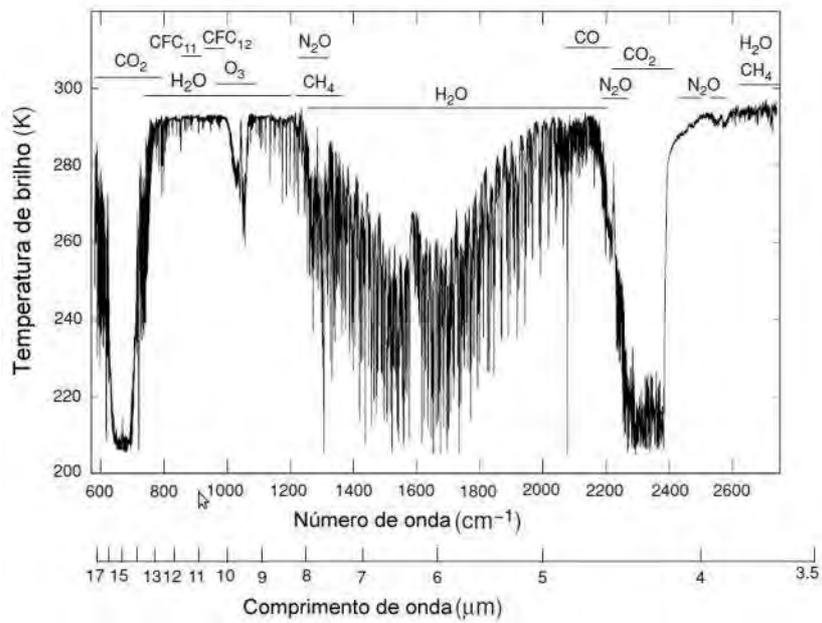


Figura 3.1 - Espectro infravermelho observado mostrando os principais gases absorvedores presentes na atmosfera e suas respectivas respostas espectrais. Fonte: Adaptado de Liou (2002).

Na Figura 3.2 tem-se a disposição dos 12 canais do sensor SEVIRI e suas respectivas bandas de atuação.

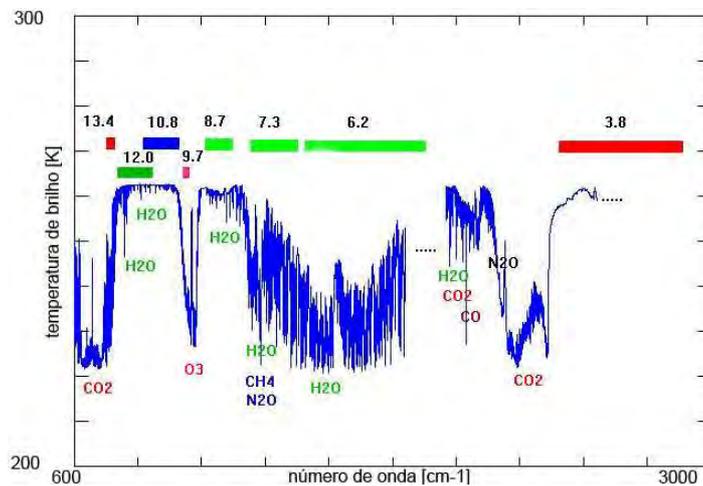


Figura 3.2 - Os 12 canais do sensor SEVIRI, suas respectivas bandas e o espectro de absorção médio da atmosfera terrestre e os diferentes gases absorvedores. Fonte: Adaptado de [http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf\\_ten\\_052561\\_msg1\\_sptrbnds.pdf](http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf_ten_052561_msg1_sptrbnds.pdf)

Algumas considerações sobre possíveis combinações entre os canais em 6.2, 8.7, 10.8 e 12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI são abordados na sequência.

A combinação entre os canais próximos à banda de absorção do vapor d'água, localizada em torno de 6  $\mu\text{m}$  e os canais da janela atmosférica em torno de 11  $\mu\text{m}$  (por exemplo, 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  para o caso do sensor SEVIRI) é útil para a determinação da altura do topo das nuvens em relação à tropopausa ou em relação às camadas de ar muito secas da média ou alta troposfera. Valores positivos da diferença entre as temperaturas de brilho do vapor d'água e do infravermelho janela correspondem aos topos de sistemas convectivos que atingiram ou ultrapassaram a tropopausa, geralmente denominados *overshooting tops*, ou que apenas se desenvolveram atingindo camadas de ar seco da alta troposfera. Nessa última situação, a temperatura de brilho no canal do vapor d'água representa praticamente a mesma camada descrita pelo canal infravermelho em 11  $\mu\text{m}$  (ACKERMAN 1996, SCHMETZ et al., 1997). A radiação medida pelos satélites em 6  $\mu\text{m}$  em situações de céu claro, é geralmente aquela emitida pelo vapor d'água atmosférico presente na camada compreendida entre 200-500 hPa (SODEN; BRETHERTON 1993). A radiação emitida pela superfície e nuvens baixas no comprimento de onda de 6  $\mu\text{m}$ , é absorvida completamente pelo vapor presente na média e alta troposfera, não sendo medida pelos sensores a bordo de satélites. Por outro lado, a absorção atmosférica na banda de 11  $\mu\text{m}$  é fraca comparada à absorção em 6  $\mu\text{m}$ . Portanto, é possível detectar alvos nas camadas inferiores da atmosfera, como nuvens baixas e, em regiões de céu claro, é possível medir a radiação emitida pela superfície do planeta.

Visto que a superfície e as camadas mais baixas da troposfera são, geralmente, mais quentes que a alta troposfera, a diferença entre as bandas 6-11  $\mu\text{m}$  é geralmente negativa. Em locais com presença de fluxos verticais intensos associados à atividade convectiva, é possível que o topo das nuvens convectivas adentre a baixa estratosfera.

Nesse cenário, a temperatura de brilho em 11  $\mu\text{m}$  é mais fria que aquela medida em 6  $\mu\text{m}$ , resultando em valores positivos dessa diferença.

A diferença entre as bandas 12-11  $\mu\text{m}$  é conhecida como técnica “*split-window*” e é útil, por exemplo, na detecção de nuvens *Cirrus*, cinzas vulcânicas e nuvens de convecção profunda (INOUE 1987, PRATA 1989). A radiação medida pelo satélite nos comprimentos de onda 11 e 12  $\mu\text{m}$  são diferentes para as nuvens *Cirrus* semi-transparentes, pois parte da radiação emitida pela superfície do planeta e pelas nuvens das camadas inferiores é captada pelos sensores dos satélites em 11  $\mu\text{m}$ . Ackerman et al., (1990) notaram que a temperatura de brilho das nuvens *Cirrus* semi-transparentes decresce à medida que se aumenta o comprimento de onda de 10 para 12  $\mu\text{m}$ . Tal diminuição da temperatura de brilho se deve à absorção da radiação de onda longa emitida pelas camadas inferiores, pelos cristais de gelo em 12  $\mu\text{m}$ , a qual é maior do que em 10  $\mu\text{m}$ . No caso de nuvens opticamente opacas como *Cumulus* ou *Stratus* densas, a temperatura de brilho nestas duas bandas são similares, uma vez que quase toda a radiação de onda longa emitida pela superfície é absorvida por estas nuvens. Dessa forma, ao combinar os valores de temperatura de brilho destes dois canais sob a forma 11-12  $\mu\text{m}$  ter-se-á valores positivos representando *Cirrus* semi-transparentes e nuvens opacas sendo representadas por valores próximo de 0.

Valores negativos da diferença entre as bandas 11-12  $\mu\text{m}$  podem ocorrer devido a: fortes inversões de temperatura próximas à superfícies de solo nu (desertos) em situações de céu claro; sob a presença de certos aerossóis minerais não vulcânicos (poeira); quando os topos de sistemas de convecção profunda atingem a tropopausa, devido à inversão de temperatura desta camada; e ao ruído presente nas medidas dos sensores ou sob a presença de cinzas vulcânicas (PAVOLONIS et al., 2006). Foi observado que a diferença 10.8-12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI apresenta valores mínimos em torno de -1 K e máximos em torno de 10 K. A Figura 3.3 apresenta a parte imaginária

do índice de refração da água e do gelo, para diferentes comprimentos de onda entre 3 e 13  $\mu\text{m}$  (STRABALA et al. 1994).

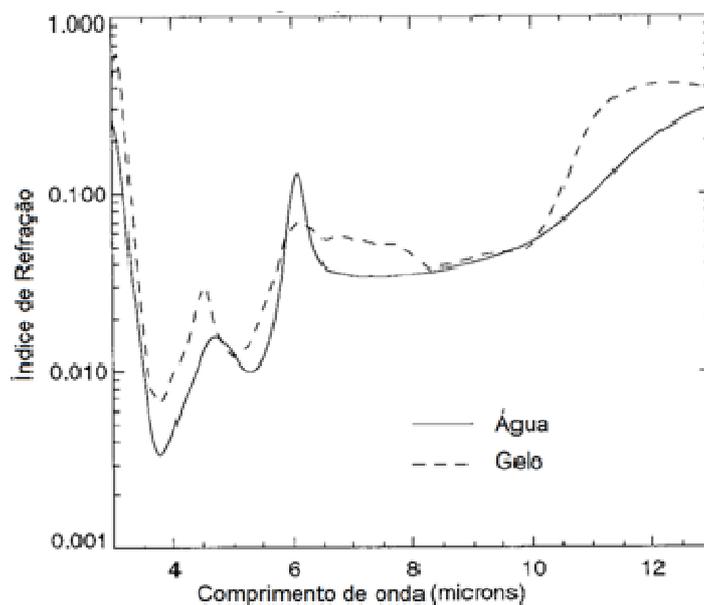


Figura 3.3 - Parte imaginária do índices de refração do gelo e da água para os comprimentos de onda entre 3 e 13  $\mu\text{m}$ . Adaptado de Strabala et. al., (1994).

### 3.3 Estimativa de vento por satélites

Informações sobre o vento, em diferentes níveis da troposfera, podem ser obtidas através dos deslocamentos das nuvens observados nas imagens dos satélites geoestacionários. Eles são uma importante fonte de informação para a análise da dinâmica da troposfera. Os vetores de vento obtidos por essa metodologia são uma excelente forma de se conhecer o vento em escala sinótica, sendo utilizado vastamente nos modelos numéricos de previsão de tempo como condições iniciais do estado da atmosfera. Tais informações são obtidas operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) desde 1998. Os modelos de estimativa foram desenvolvidos baseados nas rotinas criadas pelo *European Space Operation Center* (ESOC) (SCHMETZ et al., 1993; LAURENT, 1993) e adaptados para o uso das imagens dos diferentes canais dos

satélites da série GOES (*Geostationary Environmental Sattelite*). Machado e Ceballos, (1998) iniciaram utilizando apenas o canal 10.8  $\mu\text{m}$  para a reestimativa do vento. SAKAMOTO et al., (2003), adaptou o modelo citado para utilizar as imagens do canal do vapor d'água (6.7  $\mu\text{m}$ ) também do satélite GOES. Em 2006 duas novas versões foram desenvolvidas baseadas nas imagens dos canais visível e infravermelho próximo (3,9  $\mu\text{m}$ ) para descrever apenas movimentos dos baixos níveis (NEGRI; MACHADO, 2008).

O vento estimado a partir de imagens de satélites geoestacionários, conhecidos como *Atmospheric Motion Vectors* (AMV), são atualmente produzidos, operacionalmente, para todos os satélites geoestacionários, e têm sido produzidos desde o final dos anos 60 (FUJITA 1968; HUBERT; WHITNEY 1971). Imagens das nuvens obtidas a partir do primeiro satélite de órbita polar da série TIROS (*Television Infrared Observation Satellites*) na década de 60 mostrou a possibilidade de se estimar o vento a partir da análise de sua sequência temporal. Fujita (1961, 1963 e 1964) desenvolveu as técnicas necessárias para a retificação das fotografias obtidas por satélites e a metodologia de estimativa da velocidade e direção do vento em diversos níveis a partir de tais imagens (ver MENZEL, 2001) para uma descrição mais detalhadas sobre a história do desenvolvimento e geração dos AMVs). Hubert e Whitney (1971) descrevem os procedimentos e dados utilizados na extração dos vetores vento, a partir de imagens dos satélites geoestacionários. O processo de determinação do vento, no início dos anos 70, se baseava em métodos subjetivos. Inicialmente se preparava um filme com uma sequência de imagens obtidas pelo satélite a intervalos de 30 minutos. A sequência era projetada numa tela e repetida uma série de vezes. Assim, selecionavam-se manualmente organizações de nuvens, determinando suas posições inicial e final, além de se classificar os tipos de nuvens presentes na sequência de imagens. Segundo descrição dos autores, a altura dos vetores era determinada a partir da sondagem aerológica mais próxima da nuvem. O método assumia que a diferença vetorial mínima entre velocidade da nuvem e velocidade do vento medida pela radiossonda ocorria no nível da nuvem e assim a altura era determinada. Esse método de estimativa dos ventos

tinha o grande inconveniente de ser realizado manualmente, o que, realçam os autores, demandava um tempo considerável.

Com o passar dos anos, computadores mais potentes possibilitaram o desenvolvimento de modelos automáticos de estimativa do vento. A estimativa do vento a partir de modelos automáticos é muito mais eficiente do que aquela realizada manualmente. O algoritmo de rastreamento, porém, determina erroneamente alguns vetores, os quais apresentam assim valores incoerentes. Um controle de qualidade deve ser aplicado, portanto, aos vetores obtidos no processo. Inicialmente, esse controle de qualidade era realizado manualmente por profissional qualificado, o qual avaliava os campos de vento e eliminava vetores julgados incoerentes. Buscando desenvolver um processo totalmente automático para a estimativa do vento, foram desenvolvidos procedimentos automatizados de controle de qualidade. No princípio da década de 80, estudos indicaram a utilidade do canal do vapor d'água (EINGENWILLING; FISCHER, 1982), que tornou possível detecção e consequente rastreamento de estruturas de vapor d'água puro, não apenas de nuvens como no caso do canal infravermelho. A estimativa do vento utilizando esse canal era satisfatória para os níveis médios e altos (ENDLICH; WOLF, 1981; STEWART et al, 1985). Vários estudos sobre o impacto desses novos produtos foram realizados e mostraram sua eficácia para a previsão de tempo (KALLBERG et al., 1982). No início da década de 90, a estimativa dos campos de vento já era operacionalizada a partir de quatro satélites geoestacionários: *Geostationary Environmental Sattelite* (GOES), *Meteosat*, *Geostationary Meteorological satellite* (GMS) e INSAT. Os modelos de estimativa do vento desse período utilizavam basicamente os canais do infravermelho e do vapor d'água. Com esses canais, a estimativa do vento nos níveis baixos ainda não era satisfatória apesar de todos os avanços mencionados, já que nesses dois tipos de imagens o contraste entre os alvos mais baixos e a superfície era muito baixo, além de a detecção das nuvens baixas não ser muito precisa. Buscando uma forma de melhorar a estimativa dos ventos nos níveis baixos, estudou-se a utilização do canal visível.

A técnica de rastreamento automático de nuvens foi realizada inicialmente utilizando o método das correlações cruzadas proposto por Leese et al., (1971). Essa técnica descarta o rastreamento individual de nuvens devido à complexidade dessa tarefa mesmo em se contando com um computador potente. A técnica emprega um método computacional intensivo, selecionando um dado conjunto de nuvens em uma área e deduzindo o movimento desse conjunto. Eram utilizadas duas imagens consecutivas de uma dada região em um dado período, defasadas de 30 minutos. Inicialmente, é escolhida na primeira imagem uma matriz alvo, quadrada de ordem  $n$ . O problema então é encontrar na imagem sucessiva, a matriz de mesma ordem que mais se assemelhe à matriz alvo escolhida na primeira imagem, ou seja, determinar na segunda imagem a localização do conjunto de nuvens selecionado na imagem anterior. Supondo que a velocidade do vento não exceda certo valor, espera-se que tal conjunto de nuvens apresente um deslocamento máximo num dado intervalo de tempo. Portanto é conveniente delimitar uma área na segunda imagem para onde se espera que o conjunto de nuvens se tenha deslocado. Isso evita que o algoritmo procure por toda a imagem pelo conjunto de nuvens, economizando um tempo computacional considerável. Costuma-se definir na segunda imagem uma matriz de procura onde é esperado que estejam localizadas as nuvens a rastrear. Essa matriz é sempre maior que a matriz alvo, de forma a que a matriz alvo, deslocada verticalmente ou horizontalmente na segunda imagem, estará sempre contida na matriz de procura. O coeficiente de correlação é calculado para cada uma das posições tomadas pela matriz alvo usando a Equação 3.3.1:

$$r_{m,n} = \frac{\sum_{i=1}^{dim} \sum_{j=1}^{dim} [S_{i+m,j+n} - \bar{S}(m,n)](T_{i,j} - \bar{T})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{dim} \sum_{j=1}^{dim} [S_{i+m,j+n} - \bar{S}(m,n)]^2 \sum_{i=1}^{dim} \sum_{j=1}^{dim} (T_{i,j} - \bar{T})^2}} \quad (3.3.1)$$

$$\bar{S}(m,n) = \frac{1}{dim^2} \sum_{i=1}^{dim} \sum_{j=1}^{dim} S_{i+m,j+n} \quad (3.3.2)$$

Em que:

$dim$ : ordem da matriz alvo.

$dim^2$ : dimensão da matriz de procura.

$T_{i,j}$  : valor do pixel correspondente a  $i$ -ésima linha e  $j$ -ésima coluna,  $1 \leq i \leq dim$ ,  $1 \leq j \leq dim$  na janela alvo.

$S_{k,l}$  : valor do pixel correspondente a  $k$ -ésima linha e  $l$ -ésima coluna na matriz de procura,  $1 \leq k \leq dim2$ ,  $1 \leq l \leq dim2$ .

$\bar{T}$ : média dos pixels na matriz (janela) alvo.

$\bar{S}(m,n)$  : valor médio dos pixels da sub-área (janela alvo) na janela de procura no deslocamento  $(m,n)$ .

Esse método tem como hipótese que a organização espacial do campo de nuvens sofre poucas modificações no intervalo de tempo entre as imagens, sendo possível localizá-lo na imagem sucessiva. No deslocamento  $(m, n)$ , assume-se que a posição onde o coeficiente de correlação for maior é a posição final da matriz alvo, ou seja, o local onde o conjunto de nuvens selecionado na primeira imagem se encontra na imagem seguinte. Empregando um algoritmo de navegação apropriado é possível transformar os dados de deslocamento da matriz alvo em um vetor de vento. O método das correlações cruzadas apresenta um bom funcionamento, porém mesmo utilizando um computador rápido o processamento da equação mencionada é longo. Outro método utilizado para o

rastreamento automático é o método da mínima distância euclidiana. Este método é semelhante ao método das correlações cruzadas, estando a diferença basicamente na equação utilizada para comparar as janelas alvo das duas imagens, expressa por;

$$Dist = \sqrt{\sum_{l=1}^{np} \sum_{c=1}^{np} [a(l, c) - b(l + LC, c + CC)]^2} \quad (3.3.3)$$

*np*: número de pixels do segmento de imagem

*l*: linhas

*c*: colunas

*a*: pixel da imagem 1

*b*: pixel da imagem 2

*LC*: linha deslocada na imagem secundária

*CC*: coluna deslocada na imagem secundária

Caso a correlação seja inferior a um limiar, por exemplo 0,5, o vetor é desprezado (houve uma variação significativa no campo de nuvens entre os dois instantes). O uso da distância euclidiana é computacionalmente bem mais eficiente que a da correlação cruzada e apresenta resultados semelhantes. A Figura 3.4 ilustra o procedimento de deslocamento em espiral da janela alvo entre as duas imagens. Os deslocamentos em espiral permitem que os cálculos sejam otimizados, já que a estrutura rastreada é inicialmente procurada o mais perto da posição inicial, se afastando gradualmente.

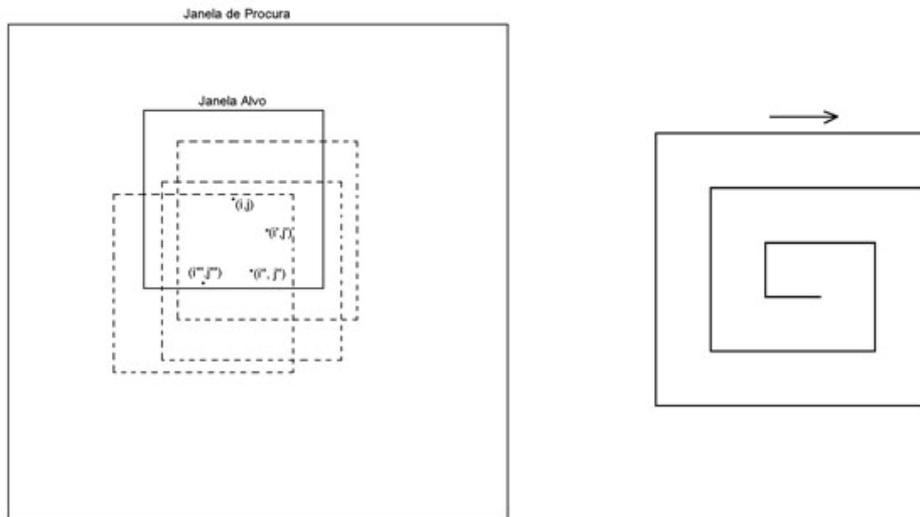


Figura 3.4 - Diagrama representando o procedimento de rastreamento, mostrando como são escolhidas as matrizes para o cálculo da correlação. A espiral mostra a posição do centro da matriz (janela alvo).

Usualmente, busca-se estimar o vento de escala sinótica visando a sua aplicação na assimilação em modelos numéricos de previsão de tempo. Contudo, esforços já foram feitos de forma a se estimar o vento em mesoescala. Bedka e Mecikalski (2005) mostraram que é possível identificar movimentos associados e induzidos por nuvens convectivas nas escalas de 2 a 200 km, onde os escoamentos ageostróficos tornam-se importantes, utilizando um algoritmo de estimativa do vento modificado para determiná-lo em mesoescala. Os autores denominam esses novos AMV por *Mesoscale Atmospheric Motion Vectors* (MAMV). Mecikalski e Bedka (2006) estudaram a possibilidade de prever a iniciação da convecção e analisar o seu movimento a partir da análise de diferença entre canais do satélite GOES e dos AMVs estimados a partir de imagens do mesmo satélite. Os autores concluíram que é viável prever as tendências no ciclo de vida da convecção a partir do desenvolvimento das nuvens *Cumulus*. Jewett e Mecikalski (2010) verificaram que a combinação entre AMVs estimados a partir de imagens do satélite GOES e a taxa de resfriamento do topo das nuvens, calculadas a partir da diferença entre temperaturas de brilho, podem ser utilizadas na estimativa dos fluxos de momentum associados às células convectivas.

## 4 DADOS, FERRAMENTAS E METODOLOGIA

Este Capítulo descreve os dados e ferramentas utilizadas no desenvolvimento deste trabalho além de uma descrição da metodologia empregada.

### 4.1 Dados

#### 4.1.1 Simulações UK Meteorological Office Unified Model / CASCADE

O UK *Meteorological Office Unified Model* (UK-UM) consiste em um modelo de previsão de tempo e clima unificado que pode ser utilizado em diferentes escalas de tempo e espaço, sendo utilizado no UK *Met Office* desde o início dos anos 90 (CULLEN, 1993). A partir de diferentes configurações do mesmo modelo, é possível representar mais realisticamente possível os processos que mais influenciam uma determinada escala de tempo. Por exemplo, se o interesse é ter uma previsão de curto prazo, é mais interessante ter a componente atmosférica em alta resolução e não utilizar um esquema acoplado oceano atmosfera. A escala temporal dos fenômenos oceânicos é muito menor do que aqueles referentes à atmosfera, além da componente oceânica ser mais custosa computacionalmente. Já para previsões na escala climatológica, a utilização de um esquema de acoplamento entre o oceano e a atmosfera é de suma importância e a alta resolução espacial não é tão significativa.

Algumas das vantagens em se utilizar um sistema unificado são:

- Esforços duplicados são reduzidos quando se desenvolve apenas um único sistema;

- Um sistema unificado permite aprender sobre a capacidade do modelo na escala climática a partir de previsões de curto prazo em que as observações são bem conhecidas;
- Utilizando um mesmo modelo em diferentes resoluções é possível ter um nível de confiança mais elevado a respeito dos mecanismos físicos do modelo;
- Os avanços na ciência climática podem aprimorar a previsão de tempo e vice-versa;

As últimas grandes modificações no modelo global do UK-UM foram implementadas em Agosto de 2002. Uma discussão justificando o novo esquema proposto pode ser encontrada em Cullen et al., (1997) e uma descrição completa sobre as modificações pode ser encontrada em Staniforth et al., (2004) e Davis et al., (2005). As principais mudanças são citadas resumidamente abaixo:

- Modelo não hidrostático com altura sendo a coordenada vertical. Equações primitivas são utilizadas. É possível executar o modelo com alta resolução espacial (por exemplo, resolução horizontal de 1.5 km).
- Grade escalonada do tipo Charney-Philips, ou seja, a temperatura potencial é definida no mesmo nível da velocidade vertical. Isso proporciona uma melhoria no balanço do vento térmico.
- Grade horizontal escalonada do tipo Arakawa C-grid. Essa grade proporciona uma melhoria no ajuste geostrófico, no *grid-splitting*, menor ruído, melhor acoplamento com a física e a assimilação.

- Esquema radiativo Edwards-Slingo com informações espectrais não esféricas do gelo. Os cristais de gelo são modelados como poli-cristais planos com a dimensão relacionada à temperatura.
- Inclusão de prognósticos da microfísica do gelo na precipitação de grande escala. O esquema utiliza uma representação mais detalhada da microfísica existente nas nuvens.
- Diagnósticos da convecção profunda e rasa são incluídos, baseado no esquema adotado por Locke et al., (2000).
- Esquema de arrasto de ondas de gravidade, incluindo bloqueio de escoamento.
- Orografia da base de dados GLOBE (*Global One-km Base Elevation*)
- Inserção do modelo hidrológico MOSES (*Meteorological Office Surface Exchange Scheme*)

Além das modificações nos principais métodos numéricos, outras foram realizadas de forma a melhorar o acoplamento entre as parametrizações físicas e a assimilação de dados. As melhorias das propriedades do ajuste geostrófico foram um importante ponto na melhoria desse acoplamento. Ainda assim, o UK-UM permanece como um modelo baseado em ponto de grade, numa grade de latitude-longitude. Esta característica permite a execução do modelo em uma área limitada, utilizando o mesmo código computacional (DAVIS et al., 2005). Este estudo utilizou as simulações realizadas a partir da configuração do UK-UM ajustada para previsão de tempo de curto prazo de alta resolução, as quais foram realizadas como parte do projeto CASCADE. O projeto CASCADE foi financiado pelo consórcio *Natural Environmental Research Council*

(NERC), formado pelas instituições: *Walker Institute, University of Reading, National Centre for Atmospheric Science (NCAS), University of Leeds, University of East Anglia (UEA)* e *UK Meteorological Office*. Esse consórcio foi idealizado com o intuito de estudar a convecção dos trópicos utilizando simulações numéricas da cobertura de nuvens em grande escala. A convecção nos trópicos apresenta características numa vasta escala tempo-espacial da ordem de poucos quilômetros até alguns minutos associados a sistemas individuais, passando pela mesoescala (10-100 km, 1-2 dias) associada às linhas de instabilidade e grupos de nuvens e atingindo a escala sinótica (100-1000 km, 3-10 dias), associadas a ciclones tropicais e a oscilações como a Madden-Julian (30-60 dias). Muitas dessas escalas não são bem representadas nos modelos de previsão de tempo e de clima. As interações entre as diferentes escalas espaciais e temporais dos sistemas convectivos ainda não estão muito bem compreendidas. Simulações numéricas voltadas ao estudo das interações entre essas diferentes escalas necessitam possuir alta resolução de forma que seja possível resolver sistemas convectivos individuais e também é preciso que o domínio espacial seja suficientemente grande para ser possível capturar sistemas em escala sinótica (NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL, 2008). O ciclo diurno da convecção exerce grande importância, iniciando e modulando esses sistemas atmosféricos. Muitas dessas escalas não são bem descritas pelos modelos climáticos e de previsão de tempo e a interação entre tais escalas ainda é pouco conhecida. Para estudarmos tais interações a partir de simulações numéricas é necessário uma alta resolução para ser possível descrever individualmente as nuvens. Até recentemente os recursos computacionais limitavam a execução dessas simulações. Contudo, os avanços computacionais já tornam isso possível. Com o estágio atual atingido pela evolução do poder de processamento computacional, hoje já é possível executar modelos numéricos com altíssima resolução espacial e temporal, por exemplo, modelos com resolução espacial horizontal de 12, 4 ou 1 km e resolução temporal maior que 15 minutos. O Projeto CASCADE busca utilizar esses novos recursos para avançar no entendimento das interações entre as diferentes escalas temporais e espaciais da organização da

convecção tropical e na habilidade de simular tais sistemas nos modelos globais de previsão de tempo e clima.

No projeto CASCADE, será utilizada a versão do *Unified Model* do *UK Meteorological Office* com resoluções horizontais de até 1 km sobre domínios típicos de 10.000x3000 km. A resolução horizontal possibilitou resolver pequenos sistemas de nuvens (e não nuvens individuais) enquanto que o grande domínio espacial possibilitará simular organizações de grande escala. Combinando alta resolução espacial e grandes domínios, será possível determinar explicitamente transportes verticais de calor, umidade e momentum além de investigar o impacto de tais transportes no desenvolvimento dos sistemas de escala sinótica. As variáveis do UK-UM utilizadas para as simulações das radiações serão citadas no Capítulo 5.

#### **4.1.2 Imagens Meteosat-8**

Este estudo utilizou as medidas realizadas pelo sensor SEVIRI (*Spining Enhanced Visible and Infrared Imager*), o qual está a bordo dos satélites da série *Meteosat Second Generation* (MSG). Este sensor possui 12 canais espectrais: dois no espectro visível (VIS), dois no infravermelho próximo (NIR), sete no infravermelho termal (IR), 0.6, 0.8, 1.6, 3.9, 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0, 13.4  $\mu\text{m}$ , respectivamente, e um canal de banda larga em alta resolução espacial operando na porção visível (HRV). O canal 3.9  $\mu\text{m}$  é denominado apenas por infravermelho por alguns autores, nesse texto ele será chamado infravermelho próximo. O canal HRV possui resolução espacial de 1x1 km no ponto sub-satélite e os demais canais possuem resolução espacial de 3x3 km. O satélite Meteosat-8 está posicionado na latitude 0° sobre o meridiano de Greenwich (SCHMETZ et al., 2002) e pode realizar medidas para todo o disco a cada 15 minutos.

### **4.1.3 Modelo numérico de alta resolução do ECMWF**

Este estudo também utilizou alguns perfis atmosféricos do modelo numérico de previsão de tempo de alta resolução do ECMWF. Os perfis utilizados possuíam resolução horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$  e 91 níveis verticais. Para mais detalhes sobre as configurações do modelo utilizado, veja Mahfouf e Rabier (2000). Foram utilizados apenas os perfis das componentes  $u$  e  $v$  do vento e o perfil de pressão. Tais perfis foram utilizados como referência do estado da atmosfera para a validação dos vetores de vento estimados pela nova técnica desenvolvida neste trabalho, a qual é tratada com detalhes no Capítulo 6.

## **4.2 Ferramentas**

Esta Seção descreve cada uma das três ferramentas principais empregadas no desenvolvimento deste trabalho. Utilizou-se o modelo de transferência radiativa RTTOV para a simulação das radiancias SEVIRI, as quais foram utilizadas na validação do UK-UM e auxiliaram na análise da técnica de estimativa dos movimentos horizontais dos topos dos sistemas de convecção profunda. O algoritmo de monitoramento e previsão do ciclo de vida dos sistemas convectivos ForTraCC foi utilizado na comparação entre a convecção resolvida pelo CRM do UK-UM e a convecção real observada a partir do satélite Meteosat-8 (SEVIRI), verificando as características do ciclo de vida da convecção. Por fim, o código do modelo de estimativa do vento operacional do CPTEC/INPE serviu de base para o desenvolvimento da nova técnica de estimativa dos movimentos horizontais dos topos dos sistemas de convecção profunda.

#### 4.2.1 Modelo de transferência radiativa RTTOV

A primeira versão operacional do modelo de transferência radiativa, RTTOV (*Radiative Transfer for TOVS*), foi desenvolvida no ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) por Eyre (1991), cujo objetivo é obter rapidamente conjuntos de espectros de radiancias emergentes no topo da atmosfera, bem como de transmitância atmosférica para a utilização em centros de previsão numérica de tempo. Uma característica deste código é possuir rotinas de rápido processamento de cálculos matemáticos, o que faz deste, um software apropriado para a utilização no processamento de dados em tempo real, necessário para o acoplamento com modelos de inversão de perfis atmosféricos. Ao longo dos últimos anos, o código tem sido modificado visando melhorar cada vez mais as simulações resultantes (SAUNDERS et al., 1999, MATRICARDI et al., 2005) até atingir a nona versão (RTTOV9).

O RTTOV9 permite realizar simulações de radiancias do infravermelho ou micro-ondas medidas por radiômetros a bordo de satélites, quando são informadas algumas propriedades a respeito do estado da atmosfera (perfil de temperatura, concentração de diferentes gases e propriedades das nuvens e superfície). Apenas a concentração de vapor d'água é necessária, com as concentrações dos demais gases podendo ser omitidas. O RTTOV9 é capaz de simular as radiancias de diversos instrumentos a bordo de satélites. A Tabela 4.1 apresenta todos os sensores possíveis de serem simulados pelo RTTOV9.

Tabela 4.1 - Instrumentos possíveis de serem simulados pelo modelo de transferência radiativa RTTOV9.

Sensor	RTTOV id	Canal do sensor #	RTTOV-9 canal #
HIRS	0	1 a 19	1 a 19
MSU	1	1 a 4	1 a 4
SSU	2	1 a 3	1 a 3
AMSU-A	3	1 a 15	1 a 15
AMSU-B	4	1 a 5	1 a 5
AVHRR	5	3b a 5	1 a 3
SSMI	6	1 a 7	1 a 7
VTPR1	7	1 a 8	1 a 8
VTPR2	8	1 a 8	1 a 8
TMI	9	1 a 9	1 a 9
SSMIS	10	1 a 24	1 a 24
AIRS	11	1 a 2378	1 a 2378
HSB	12	1 a 4	1 a 4
MODIS	13	1 a 16	1 a 16
ATSR	14	1 a 3	1 a 3
MHS	15	1 a 5	1 a 5
IASI	16	1 a 8461	1 a 8461
AMSR	17	1 a 14	1 a 14
MVIRI	20	1 a 2	1 a 2
SEVIRI	21	4 a 11	1 a 8
GOES-Imager	22	1 a 4	1 a 4
GOES-Sounder	23	1 a 18	1 a 18
GMS/MTSAT			
Imager	24	1 a 4	1 a 4
FY2-VISSR	25	1 a 2b4	1 a 2b4
FY1-MVISR	26	1 a 3	1 a 3
WINDSAT	30	1 a 16	1 a 16

Com o modelo RTTOV9 é possível simular radiâncias do espectro infravermelho, apenas entre os comprimentos de onda de 3 até 20  $\mu\text{m}$ . O RTTOV pode ser utilizado de forma direta (simulando radiâncias) ou inversa (estimando o perfil da atmosfera das radiâncias). Neste estudo o RTTOV foi utilizado de forma direta, ou seja, simulando as radiâncias a partir do estado da atmosfera fornecido pelo UK-UM. Diferentemente das versões anteriores, a nona versão é capaz de considerar as emissões e absorções das

nuvens em cada nível do modelo, enquanto que a versão anterior considerava apenas a emissão referente ao topo das nuvens. Esta melhoria permite simular nuvens semi-transparentes de forma muito mais realística. O RTTOV9 é capaz de simular radiâncias de céu claro ou de nuvens. Para tal simulação, uma versão simplificada da equação de transferência radiativa é utilizada. Dada uma nuvem opaca, e assumindo que esta esteja em apenas um único nível, então a radiâncias  $L$  emitida no topo da atmosfera para o espaço numa frequência  $\nu$  e num ângulo zenital  $\theta$ , desprezando os efeitos de espalhamento, pode ser escrita como:

$$L(\nu, \theta) = (1 - N)L^{C\text{Claro}}(\nu, \theta) + NL^{N\text{uvem}}(\nu, \theta) \quad (4.1.1)$$

Em que:

$L^{C\text{Claro}}(\nu, \theta)$ : radiâncias de céu claro

$L^{N\text{uvem}}(\nu, \theta)$ : radiâncias da nuvem

N: fração de cobertura de nuvens

Se  $N$  e a concentração de água em estado líquido forem nulas, então a partir da equação 4.1.1 as radiâncias nos comprimentos de onda do infravermelho e micro-ondas referentes ao céu claro podem ser escritas como:

$$L^{C\text{Claro}}(\nu, \theta) = \tau_s(\nu, \theta)\varepsilon_s(\nu, \theta)B(\nu, T_s) + \int_{\tau_s}^1 B(\nu, T)d\tau + (1 - \varepsilon_s(\nu, \theta))\tau_s^2(\nu, \theta) \int_{\tau_s}^1 \frac{B(\nu, \theta)}{\tau^2} d\tau \quad (4.1.2)$$

em que:

$\tau_s$ : transmitância da atmosfera desde a superfície até o espaço

$\varepsilon_s$ : emissividade da superfície

$B(\nu, T)$ : função de Planck para a frequência  $\nu$  e a temperatura  $T$

$\theta$ : ângulo zenital

Na equação 4.1.2, o primeiro termo à direita da igualdade representa a radiação emitida pela superfície enquanto que o segundo termo representa a interação entre a radiação em toda a camada atmosférica.

As transmitâncias  $\tau$  são calculadas a partir de uma regressão linear da profundidade óptica, a qual é calculada baseada nas variáveis do perfil atmosférico fornecidas como condição inicial ao RTTOV. Os cálculos dos valores  $\tau$  são realizados seguindo a metodologia descrita por Matricardi (2005). A integração referente à transferência radiativa através da atmosfera (integrais na equação 4.1.2) é feita através de uma parametrização da equação de Planck. Essa parametrização se baseia numa linearidade na profundidade óptica em que a emissão entre as camadas é linear em relação à profundidade óptica da camada:

$$B[T(\theta)] = B_0 + (B_1 - B_0) \frac{\theta}{\theta^*} \quad (4.1.3)$$

em que:

$B_0$  e  $B_1$ : Função de Planck para o topo e base da camada respectivamente

$\partial$ : profundidade óptica da n-ésima camada

$\partial^*$ : profundidade óptica total

Assim, a radiância  $L(\nu, \theta)$  pode ser re-escrita como:

$$L(\nu, \theta) = B_0 \left( 1 - e^{-\frac{\partial^*}{\mu}} \right) + (B_1 - B_0) \left[ \frac{1 - e^{-\frac{\partial^*}{\mu}}}{\frac{\partial^*}{\mu}} - e^{-\frac{\partial^*}{\mu}} \right] \quad (4.1.4)$$

em que:

$\mu$ : cosseno do ângulo do caminho óptico

Assumindo que a nuvem observada pelo campo de visada do radiômetro num determinado nível de pressão é opaca e preenche todo o campo de visada, a radiância de tal nuvem é definida por:

$$L^{Nuvem}(\nu, \theta) = \tau_{nuvem}(\nu, \theta) B(\nu, T_{nuvem}) + \int_{\tau_{nuvem}}^l B(\nu, T) d\tau \quad (4.1.5)$$

em que:

$\tau_{nuvem}(\nu, \theta)$ : transmitância do topo da nuvem para o espaço

$T_{nuvem}$ : temperatura do topo da nuvem

$B(\nu, T)$ : função de Planck para a frequência  $\nu$  e temperatura  $T$

Neste caso, a emissividade do topo da nuvem é assumida como sendo unitária, o que é razoável para nuvens opticamente espessas para as radiancias do infravermelho. Porém não é realística para as nuvens semi-transparentes. Para o caso em que o campo de visada do radiômetro não é totalmente preenchido pelas nuvens, a equação 4.1.2 é combinada com a equação 4.1.5 para o cálculo da radiancia total. Tal esquema simplificado para o cálculo das radiancias das nuvens pode ser utilizado para os canais do infravermelho e nuvens opticamente espessas em um único nível. Já para situações mais complexas em que têm-se nuvens em múltiplas camadas, um novo esquema de simulação de radiancias com múltiplo espalhamento foi desenvolvido, o qual integra a nona versão do RTTOV. Nesse novo esquema, os efeitos do espalhamento são parametrizados visando simular apenas radiancias afetadas pelas nuvens para sensores que operam na banda do infravermelho, como por exemplo, o SEVIRI.

Para a simulação das radiancias utilizando o esquema de múltiplo espalhamento provocado pelas nuvens, é preciso informar a fração de nebulosidade, o tipo de nuvem em cada nível do modelo e algumas informações a respeito das componentes microfísicas das nuvens. Além disso, é necessário escolher um método de conversão entre o conteúdo de gelo (do inglês *ice water content* IWC) das nuvens para diâmetro efetivo das gotas. Estas informações são:

- Perfil de água ou gelo em cada nível [g m<sup>-3</sup>]
- Fração de nuvens em cada nível
- Tipo de nuvem em cada nível:
  - *Stratus* continental ou marítimo
  - *Cumulus* continental ou marítimo poluído
  - *Cumulus* continental ou marítimo não poluído
  - *Cirrus*

- Método de conversão de IWC para diâmetro efetivo:
  - Ou e Liou (1995)
  - Wyser (1998)
  - Boudala et al., (2002)
  - McFarquar et al., (2003)
- Formato dos cristais de gelo:
  - agregados
  - hexagonais

Apenas um tipo de nuvem, um tipo de cristal de gelo e um único método de conversão de IWC podem ser considerados em cada nível.

#### **4.2.2 ForTraCC**

Os sistemas convectivos podem ser classificados pela sua taxa de expansão inicial, prevendo, com certa margem de erro, a sua duração e desenvolvimento, além de fornecer informações sobre a divergência do vento em altos níveis (MACHADO; LAURENT, 2004). Um Sistema Convectivos de Mesoescala (SCM) pode ser definido como sendo um sistema de nuvens que ocorre em conexão com um conjunto de tempestades e produz uma precipitação contínua numa área horizontal de aproximadamente 100 km em pelo menos uma direção (HOUZE, 1993). Do ponto de vista dos satélites geo-estacionários, é possível identificar os SCM a partir de imagens dos canais do infravermelho. Eles são característicos por possuírem topos frios muito próximos da tropopausa. Portanto, é possível identificar objetivamente os SCM e a sua extensão a partir do uso de um limiar de temperatura de brilho em imagens do infravermelho.

O ForTraCC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*) é um algoritmo de rastreamento e previsão de curto prazo das características morfológicas e radiativas

dos SCM, os quais são definidos numa imagem de satélite como sendo agrupamentos de pixels com temperatura de brilho inferior a 235 K tais que a área representada por eles seja superior a 600 km<sup>2</sup> (MACHADO; ROSSOW 1993). Esse algoritmo utiliza radiâncias referentes ao topo das nuvens, as quais são medidas a partir de satélites geoestacionários, na banda da janela do infravermelho, centrada em torno de 11 µm. Uma descrição completa sobre o ForTraCC pode ser encontrada em Vila et al., (2008). O ForTraCC é mantido operacional na DSA/CPTEC/INPE desde 2003 e foi utilizado por Machado e Laurent, (2004) para estudar a organização das nuvens em mesoescala e ele é capaz de monitorar a evolução dos sistemas convectivos presentes numa sequência de imagens de um satélite geoestacionário, desde a sua formação até a sua dissipação. O menor SCM possível de ser identificado e rastreado é definido a partir de um limiar escolhido e o algoritmo é capaz de detectar situações em que vários sistemas se fundem (*merge*) ou se dividem (*split*). Quando um sistema se funde a outro sistema, o algoritmo continua a monitorar o sistema maior, e o sistema menor é eliminado. Na situação em que um sistema se divide, o sistema resultante de maior tamanho é considerado como o sistema inicial e o menor é considerado como sendo um novo sistema.

#### **4.2.3 Modelo de estimativa do vento operacional do CPTEC/INPE**

O CPTEC/INPE possui um conjunto de modelos de estimativa do vento baseado no rastreamento das nuvens presentes nas imagens dos satélites da série GOES. O vento é estimado a partir das radiâncias (temperatura de brilho) de quatro canais presentes nos diferentes satélites da série GOES, são eles: o canal da banda do visível, do infravermelho próximo (3,9 µm), da banda de absorção do vapor d'água (6.7 µm) e da janela atmosférica (10.2 µm). Os modelos de estimativa do vento atuais, inclusive os modelos operacionais do CPTEC/INPE (NEGRI; MACHADO, 2008), foram desenvolvidos visando fornecer informações a respeito dos escoamentos na escala sinótica. Estas informações são utilizadas principalmente na assimilação de dados em modelos de previsão de tempo.

Especificamente, foi utilizado o modelo referente ao canal centrado em 10.2  $\mu\text{m}$  como base para o desenvolvimento do novo algoritmo de estimativa dos fluxos horizontais de mesoescala do topo dos sistemas convectivos. Uma descrição sobre o esquema operacional de estimativa do vento no CPTEC/INPE pode ser encontrado em Machado et. al., (2006).

### **4.3 Considerações sobre a metodologia**

Os próximos dois Capítulos tratam da descrição das diferentes etapas do estudo realizado. Os principais tópicos são:

- a. Simulação das radiâncias SEVIRI a partir do RTTOV9 utilizando os perfis do UK-UM como o estado da atmosfera.
- b. Análise das simulações a partir da comparação com imagens SEVIRI reais.
- c. Estudo da estimativa dos movimentos horizontais dos topos dos sistemas de convecção profunda.

Os Itens a e b buscam analisar a convecção resolvida num modelo de altíssima resolução com foco na avaliação dos fluxos verticais de umidade relacionados à convecção profunda. Além disso, após conhecer detalhadamente a convecção do modelo, imagens do sensor SEVIRI simuladas, as quais foram parte da análise do modelo, puderam ser utilizadas na avaliação da técnica de estimativa dos movimentos de mesoescala associados aos topos dos sistemas de convecção profunda, a qual é tratada no Item c. Finalmente, o Item c apresenta uma nova técnica capaz de estimar os movimentos horizontais dos topos dos sistemas de convecção profunda baseada no rastreamento de nuvens com diferentes características relacionadas às fases termodinâmicas. A identificação da fase termodinâmica é realizada a partir de combinações entre canais do sensor SEVIRI.



## **5 ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DE ALTA RESOLUÇÃO DO UK METEOROLOGICAL OFFICE UNIFIED MODEL**

Esta etapa examina quão realística é a simulação da convecção sobre a África tropical, resolvida por um modelo atmosférico de previsão de tempo de alta resolução do *UK Meteorological Office*. Tais simulações foram realizadas para uma região que compreende grande parte da África tropical. As simulações foram realizadas para período de 25 a 29 de Julho de 2006 como parte do projeto CASCADE. A resolução espacial destas simulações era de 1.5 x 1.5 km, na qual a convecção era resolvida explicitamente.

O objetivo principal desta etapa foi avaliar a convecção resolvida pelo UK-UM, especificamente no aspecto de como o modelo trata o ciclo de vida da convecção e a distribuição do vapor d'água nos altos níveis. Essa avaliação foi feita comparando medidas simuladas dos canais do infravermelho do sensor SEVIRI com imagens reais do mesmo sensor a bordo do satélite Meteosat-8. A comparação com imagens de satélites foi escolhida, pois seria possível comparar cada instante das simulações com uma respectiva imagem, já que as resoluções temporais das simulações e das imagens são de 15 minutos e se referem ao mesmo instante. Além disso, seria possível avaliar o ciclo de vida da convecção a partir de técnicas de monitoramento da convecção a partir de satélites.

As atividades descritas neste Capítulo foram desenvolvidas durante o estágio de doutorado realizado no *UK Meteorological Office* durante o ano de 2010, financiado pelo Programa de Doutorado com Estágio no Exterior (PDEE) da CAPES, processo BEX-0082/10-4.

## 5.1 Simulações SEVIRI realizadas através do RTTOV9

Para a análise das simulações do UK-UM referentes ao projeto CASCADE foram utilizadas as imagens dos canais do sensor SEVIRI que operam na banda do infravermelho entre 3.9 e 13.4  $\mu\text{m}$ , exceto o canal em 9.7  $\mu\text{m}$  (banda de absorção do ozônio). O canal que opera na banda de absorção do ozônio não foi simulado, pois o UK-UM não fornecia o perfil de concentração de ozônio, logo as simulações não seriam realísticas. Para a comparação direta com as imagens MSG/SEVIRI, imagens sintéticas foram simuladas utilizando o modelo de transferência radiativa RTTOV9 (EYRE, 1991; SAUNDERS et al., 1999), a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM em questão. Uma vez que as radiâncias do sensor SEVIRI foram simuladas através do RTTOV9, estas foram comparadas estatisticamente com imagens reais do sensor SEVIRI que está a bordo dos satélites da série MSG.

A análise consistiu de três partes distintas, inicialmente verificou-se os histogramas normalizados de temperatura de brilho das simulações e das imagens reais, sendo seguida pela verificação dos padrões principais das imagens e simulações através do uso da técnica estatística de análise multivariada EOF e por fim, foram extraídas diversas estatísticas referentes ao ciclo de vida da convecção utilizando o algoritmo de rastreamento de sistemas convectivos ForTraCC (VILLA et al., 2008). Esta Seção descreve detalhadamente como as radiâncias do sensor SEVIRI foram simuladas.

As medidas de radiâncias (imagens) do sensor SEVIRI, foram simuladas através da nona versão do modelo de transferência radiativa RTTOV9. Das diversas localidades simuladas pelo UK-UM referente ao projeto CASCADE, somente a região localizada entre 1° N até 30° N e 20° L até 15° O foi utilizada nesse trabalho. Essa região foi escolhida, pois este trabalho se focou na convecção tropical sobre regiões continentais e também pelo fato dessa área ser coberta pelo satélite MSG, região em que a distorção das imagens, devido à curvatura da superfície do planeta, é pequena.

Foram utilizados dois períodos de 18 horas, das 12:00 UTC até as 06:00 UTC, referente aos dias 26 e 27 de Julho de 2006. A resolução temporal para o período de 12 até 23:45 UTC é de 15 minutos e de 1 hora para as 6 horas restantes de cada período. Inicialmente foram utilizadas apenas 12 horas de simulações e, durante as análises, surgiu a necessidade de verificar com mais detalhes o final do ciclo de vida da convecção que se desenvolvia no final do dia. Como a quantidade de dados e o tempo de processamento necessários eram elevados, optou-se por diminuir a resolução temporal. Esse aumento no intervalo de tempo entre cada imagem não compromete a análise uma vez que era necessário apenas avaliar quando a convecção se dissiparia. A versão 7.1 do UK-UM foi utilizada no projeto CASCADE e a sua configuração é descrita detalhadamente por Lean et al., (2008). Os perfis atmosféricos utilizados são apresentados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Perfis do UK-UM utilizados como parâmetros de entrada para o modelo de transferência radiativa RTTOV versão 9.3.

Campos 3D	Campos 2D
Pressão [hPa]	Temperatura a 1.5 m [K]
Temperatura [K]	Umidade específica a 1.5 m
Conteúdo específico de água da nuvem ( <i>Specific Cloud Liquid-QCL</i> )	Temperatura da superfície [K]
Conteúdo específico de gelo da nuvem ( <i>Specific Cloud Frozen-QCF</i> )	Pressão à superfície [hPa]
Cobertura de nuvens em cada nível [%]	Máscara Continente Oceano
Fração de nuvens de gelo [%]	
Fração de nuvens de água [%]	
Umidade Específica	

As simulações realizadas nesse estudo utilizaram o novo esquema de múltiplo espalhamento existente na nona versão do RTTOV.

De todas as classes de nuvens possíveis de serem consideradas no cálculo das radiâncias, (veja Secção 4.2.1), a classe *Cumululus* continental poluído não foi utilizada.

A escolha entre as classes marítima e continental para as nuvens *Cumulus* e *Stratus* foi feita de acordo com a localização das nuvens. Como não é possível determinar a posição anterior de cada pixel, um pixel referente a uma nuvem do tipo *Stratus* Marítimo passou a ser considerada como sendo do tipo *Stratus* Continental ao adentrar ao continente e vice-versa. Uma vez que o domínio espacial compreendia apenas uma pequena faixa do Oceano Atlântico e do Mar Mediterrâneo e a convecção na região estudada desloca-se basicamente para oeste, esta troca nos tipos de nuvens não causa grandes complicações. A escolha entre as nuvens do tipo *Cirrus* se baseou nas variáveis do UK-UM a respeito da fração de nuvens formadas por gelo e água. A Figura 5.1 apresenta o diagrama de fluxo das decisões, utilizado na escolha do tipo de nuvem, a qual foi desenvolvida especificamente para este trabalho.

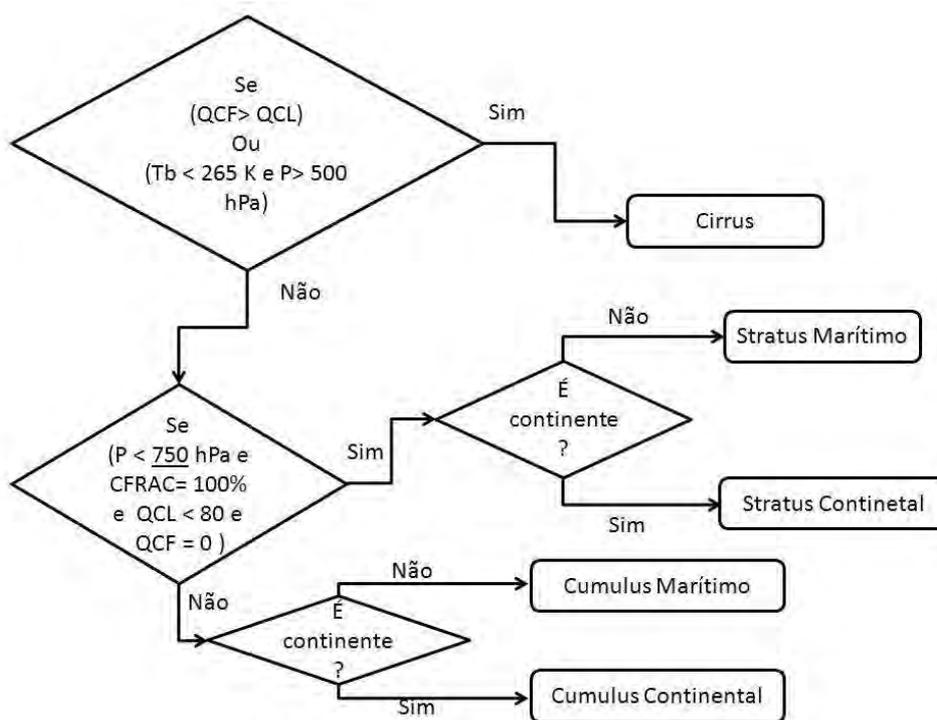


Figura 5.1 - Fluxograma de decisão do tipo de nuvem considerado no esquema de multi-espalhamento do RTTOV9.

Para as simulações, foram utilizados apenas cristais de gelo do tipo agregados e a opção de conversão entre IWC para diâmetro efetivo escolhida foi a McFarquar (2003). Esse

método de conversão é o mais avançado e era utilizado operacionalmente no UK *Met Office* durante o desenvolvimento desta etapa do trabalho. Até a nona versão, a qual foi utilizada neste trabalho, do RTTOV só era possível ter um tipo de nuvem por nível. Logo, situações em que o sinal medido pelo radiômetro a bordo do satélite seria uma soma das radiâncias referentes a dois ou mais tipos de nuvem não eram possíveis de serem simulados.

As radiâncias do sensor SEVIRI foram simuladas com a mesma resolução espacial e temporal dos perfis atmosféricos das rodadas do UK-UM referentes ao projeto CASCADE, ou seja, 1.5x1.5 km e 15 minutos (1 hora para as 6 horas extras já citadas) para os dois casos 26 e 27 de Julho de 2006. O RTTOV simula cada pixel independentemente dos perfis vizinhos.

## **5.2 Descrição sinótica da área de estudo**

Uma breve descrição sobre a situação sinótica da região em que as simulações numéricas foram calculadas é apresentada a seguir. Para esta análise, foram utilizados os dados diários de reanálise do NCEP, com resolução temporal de 6 horas.

Nas camadas de 200 hPa e 500 hPa, nos dias 26 e 27 de Julho de 2006, predominam os ventos de leste. Uma região de alta pressão em altos níveis, localizada sobre o deserto do Saara, se mantém durante esses dias, deslocando-se em direção ao oceano Atlântico no dia 27 (Figura 5.2, 5.3, 5.5 e 5.6). Para os baixos níveis, em 850 hPa, observa-se uma região de convergência do vento abrangendo grande parte da região central da área estuda às 18:00 UTC de 26 de Julho (Figura 5.2) que está associada à uma forte convergência de umidade na mesma camada. No dia 26, observa-se uma convergência de umidade em baixos níveis considerável na porção central da região em questão (Figura 5.4). Às 12:00 UTC de 27 de Julho, observa-se uma região de convergência do vento em 850 hPa, centrada em torno de 12°N e 0°, circundada por quatro regiões de

forte divergência (Figura 5.5). Estas regiões de divergência se devem ao movimento de subsidência associado à convecção localizada na porção central, indicando que a atividade convectiva na segunda metade do dia 27 era intensa e com considerável quantidade de umidade disponível nos baixos níveis (Figura 5.7). Observa-se que em ambos os dias, a divergência do vento em 200 hPa, em geral, é mais intensa para as 18:00 UTC, indicando a presença de atividade convectiva intensa nessa região.

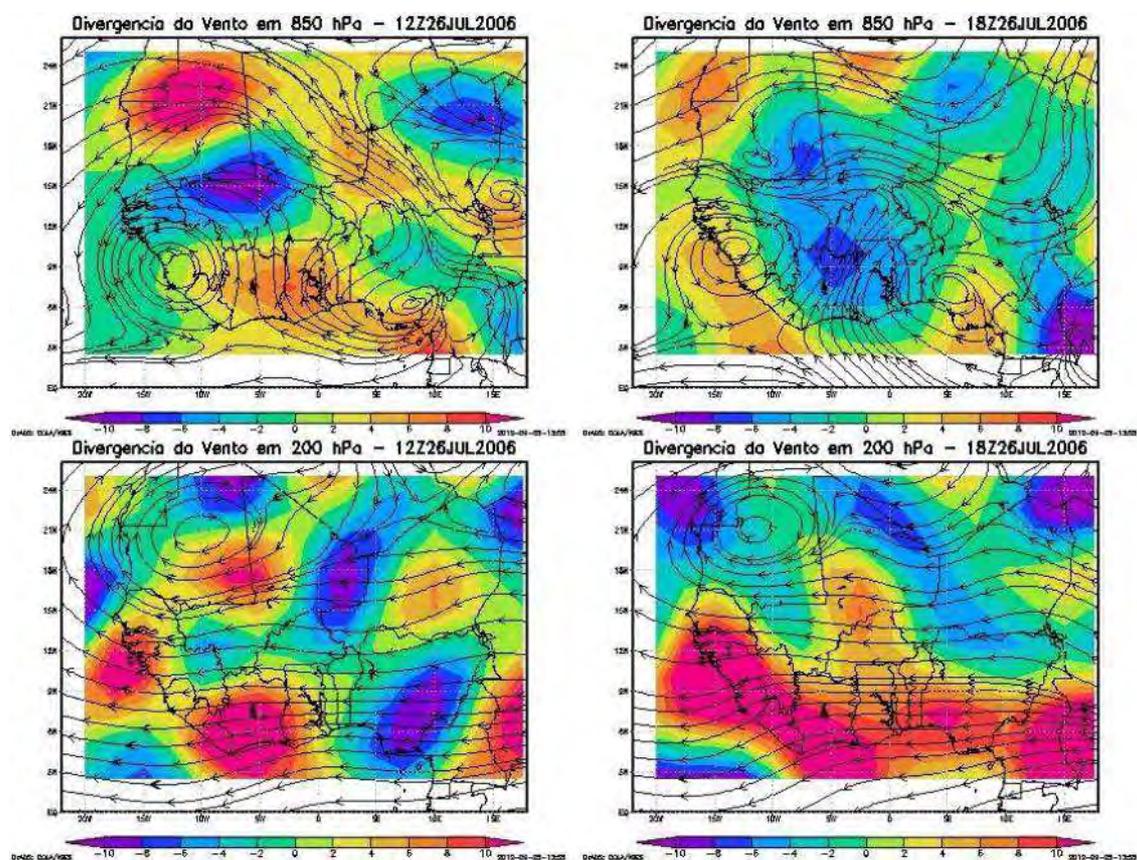


Figura 5.2 - Linhas de corrente e divergência do vento em 850 hPa em 12:00 UTC e 18:00 UTC para o dia 26 de Julho de 2006. Os valores de divergência estão multiplicados por um fator de  $10^6$ .

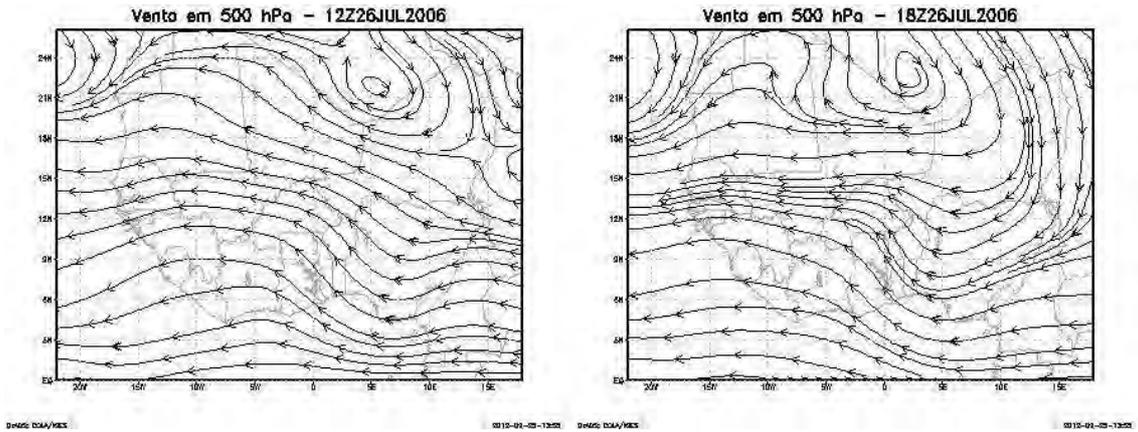


Figura 5.3 - Linhas de corrente em 500 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 26 de Julho de 2006.

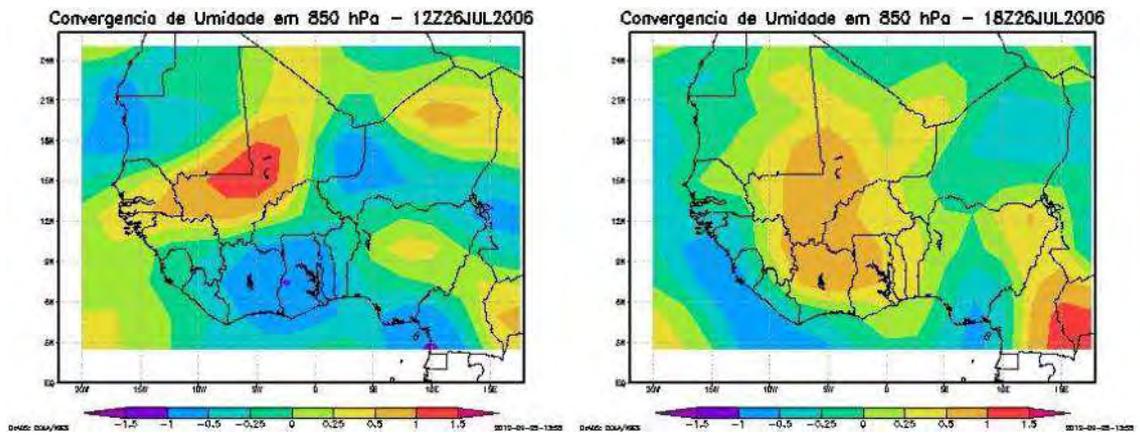


Figura 5.4 - Convergência de umidade em 850 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 26 de Julho de 2006.

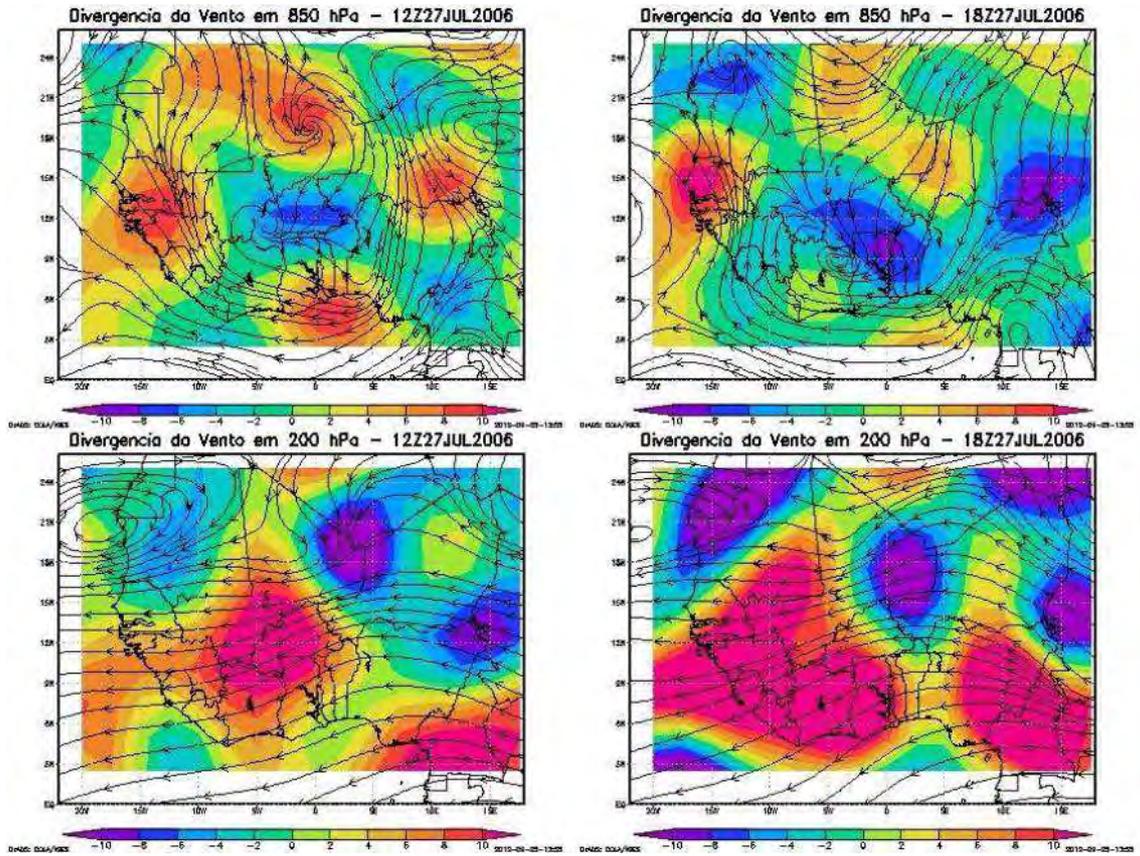


Figura 5.5 - Linhas de corrente e divergência do vento em 850 hPa em 12:00 UTC e 18:00 UTC para o dia 27 de Julho de 2006. Os valores de divergência estão multiplicados por um fator de  $10^6$

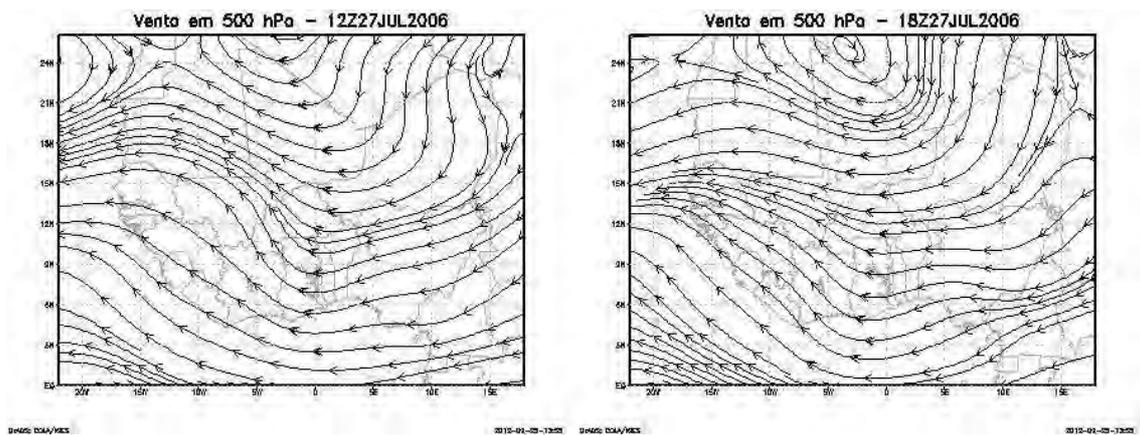


Figura 5.6 - Linhas de corrente em 500 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 27 de Julho de 2006.

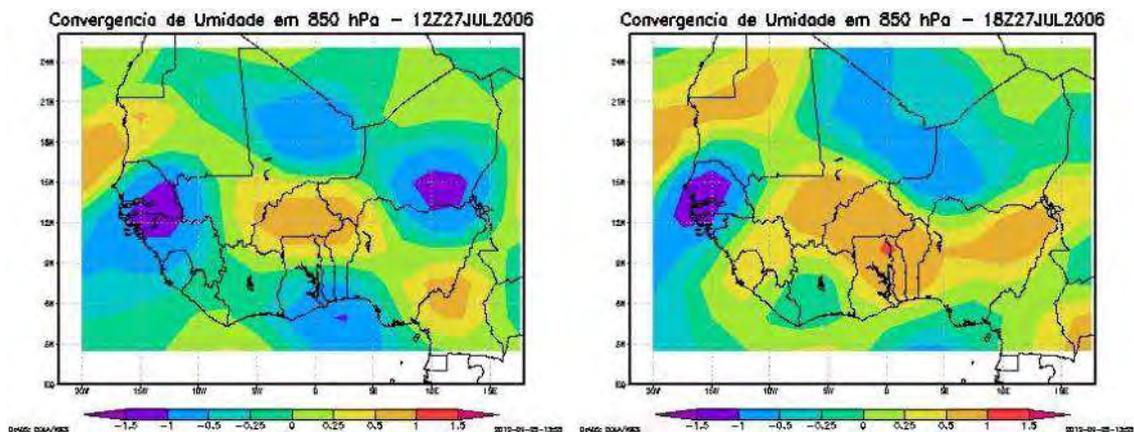


Figura 5.7 - Convergência de umidade em 850 hPa às 12:00 UTC e 18:00 UTC de 27 de Julho de 2006.

### 5.3 Análises das simulações UK-UM/RTTOV

De posse das simulações do sensor SEVIRI UK-UM/RTTOV, deu-se início às comparações entre tais simulações e as medidas reais do sensor SEVIRI. Essa comparação foi feita em três etapas. Primeiro, as distribuições de temperatura de brilho de todos os canais do sensor SEVIRI simulados e de suas respectivas medidas reais foram comparadas. Após o cálculo desses histogramas de temperatura de brilho, aplicou-se a técnica EOF e por fim utilizou-se o algoritmo de monitoramento de sistemas convectivos ForTraCC. Cada uma dessas três etapas é descrita detalhadamente nas Seções seguintes.

#### 5.3.1 Análise das distribuições das temperaturas de brilho

Ele utiliza uma esquema semi-Lagrangiano, semi-implícito numa grade rotacionada latitude/longitudinalmente (DAVIES et al., 2005), aplicando parametrizações para representar a turbulência da camada limite (LOCK et al., 2000) e microfísica de mistura de fase (WILSON; BALLARD, 1999). Não foi utilizado um esquema de assimilação realístico para as simulações de 1.5 km de resolução. As simulações realizadas pelo

próprio UK-UM, configurado com resolução espacial de 12 km, foram utilizadas como condições iniciais e de contorno para a inicialização do modelo configurado com resolução de 1.5 km. Sob esta situação, as primeiras horas das simulações sofrem efeitos de *spinup* e, conseqüentemente, as simulações dos campos de nuvens não representam satisfatoriamente os aspectos morfológicos das nuvens. Portanto, o primeiro dia (25 de Julho de 2006) das simulações realizadas pelo UK-UM foi ignorado nesse estudo.

Um exemplo das radiâncias medidas por cada canal espectral do sensor SEVIRI simuladas e suas respectivas radiâncias reais são apresentadas, lado a lado, na Figura 5.8, Figura 5.9 e na Figura 5.10. Observe que os campos de nuvens não são similares no aspecto da organização espacial da convecção. Portanto, comparar os campos de nuvens simulados aos campos reais pixel a pixel, como foi feito por Chaboureau et al., (2000), onde os autores analisavam um simulação que busca ser a mais próxima possível da realidade, não foi possível. Portanto, foi preciso realizar as análises do ponto de vista estatístico. O objetivo das análises que serão descritas a seguir foi verificar se o UK-UM é capaz de reproduzir os mesmos padrões dinâmicos, morfológicos e microfísicos da convecção, que são observados numa imagem de satélite típica, do ponto de vista estatístico.

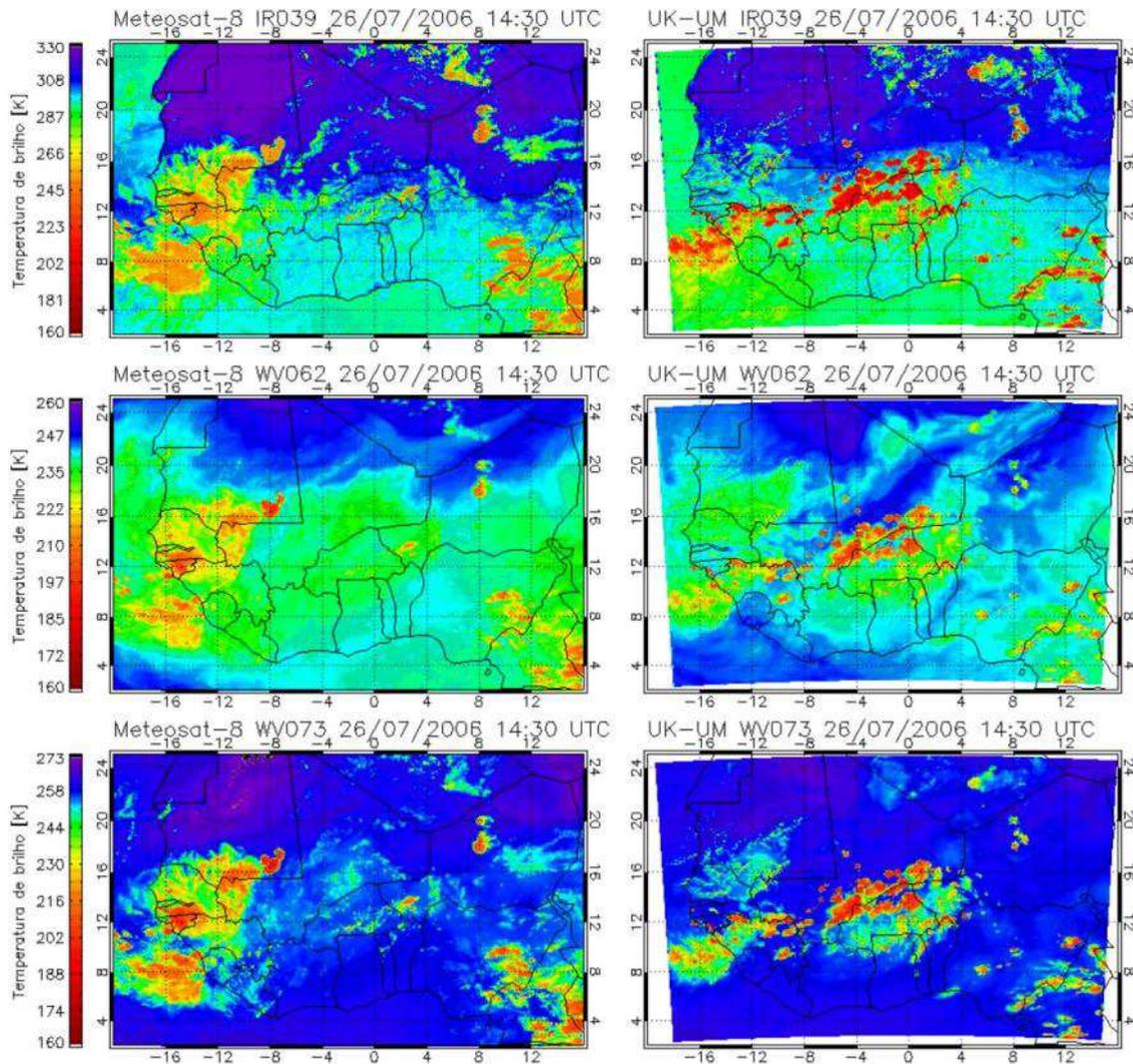


Figura 5.8 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 3.9 (topo), 6.2 e 7.3  $\mu\text{m}$  (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.

As maiores diferenças observadas na Figura 5.8 são os topos das nuvens altas, os quais são claramente mais frios para as simulações das radiancias do canal em 3.9  $\mu\text{m}$  (tons mais avermelhados) e a maior frequência de regiões mais quentes no canal em 6.2  $\mu\text{m}$  (zonas azuis). Essa diferença observada no canal 3.9  $\mu\text{m}$  se deve ao fato de que o modelo RTTOV não possui a limitação técnica do sensor SEVIRI em medir temperaturas de brilho mais frias. Já a maior frequência de temperaturas de brilho mais quentes para o canal em 6.2  $\mu\text{m}$  indica uma tendência do UK-UM em subestimar a umidade dos altos níveis. Esta deficiência será discutida detalhadamente adiante.

Quanto ao canal em  $7.3 \mu\text{m}$ , não se observam grandes diferenças quanto às radiâncias de céu claro.

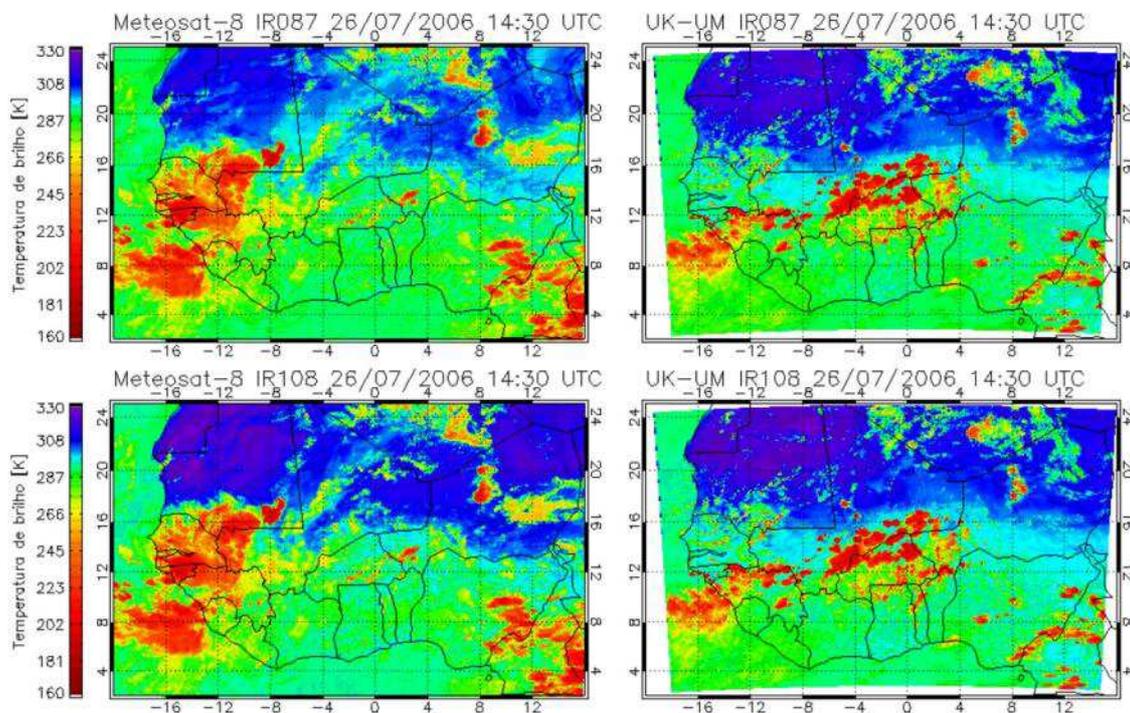


Figura 5.9 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 8.7 (topo), 10.8  $\mu\text{m}$  (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.

É possível observar na Figura 5.9 e na Figura 5.10 que as temperaturas de brilho para os demais canais que operam nas janelas atmosféricas em 8.7, 10.8, 12 e 13.4  $\mu\text{m}$  não apresentam nenhuma diferença considerável, exceto a posição e formato da convecção. Observa-se que para as regiões de céu claro as temperaturas de brilho são muito similares, com as simulações apresentando um gradiente de temperatura menos intenso na linha de transição entre a região tropical e o deserto em torno da latitude 16 N (tons azuis claros). Para as imagens do canal em 8.7  $\mu\text{m}$ , o qual ainda é levemente influenciado pela absorção do vapor d'água, observa-se que as temperaturas de brilho sobre a região desértica são mais quentes, refletindo o mesmo efeito observado muito claramente no canal em 6.2  $\mu\text{m}$ .

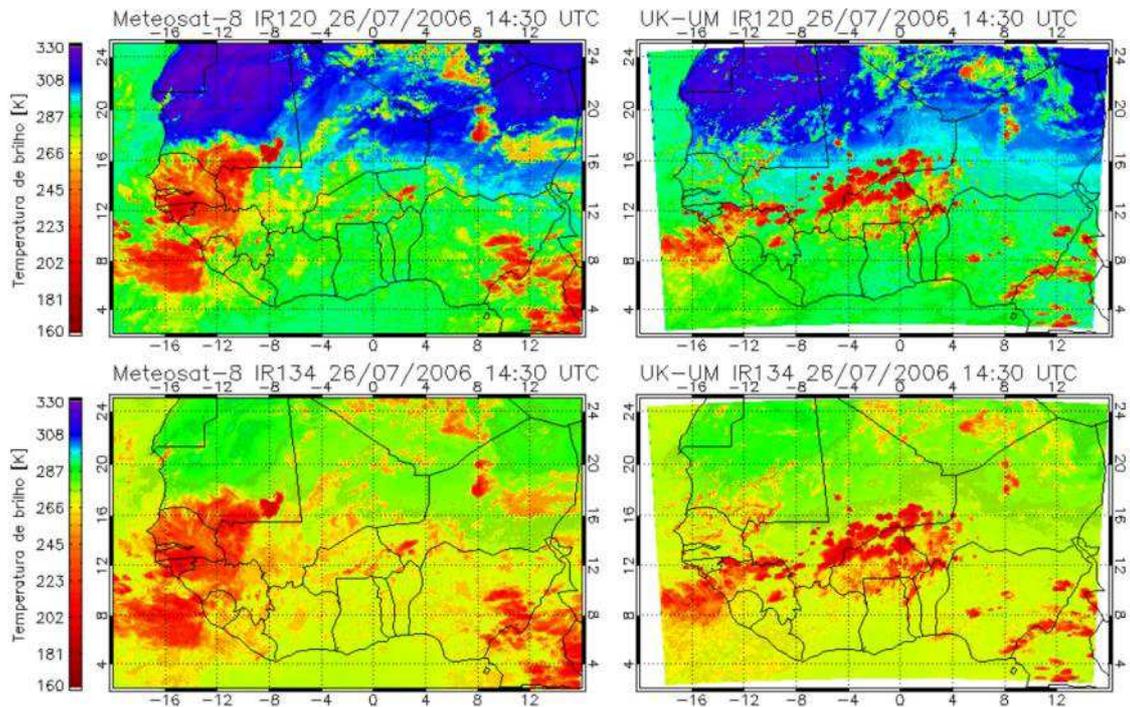


Figura 5.10 - Imagem SEVIRI/MSG real (esquerda) e simulada (direita) para os canais 12.0 (topo), 13.4  $\mu\text{m}$  (baixo) referente ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.

Após a análise visual preliminar das imagens, as distribuições da temperatura de brilho foram verificadas através do cálculo dos histogramas normalizados para cada canal de cada conjunto de imagens (reais e simuladas). A Figura 5.11 apresenta os histogramas da temperatura de brilho para cada canal simulado (linha vermelha) combinado com o histograma do respectivo canal real do sensor SEVIRI (linha preta) para o dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC. A caixa interna em cada histograma mostra em detalhes a porção esquerda extrema dos histogramas, as quais aparentam ser planas no histograma principal. Os histogramas mostram que a distribuição da temperatura de brilho é muito similar entre as simulações e as medidas reais para todos os canais do espectro infravermelho, exceto para o canal em 6.2  $\mu\text{m}$ . A Figura 5.12 apresenta os histogramas de temperatura de brilho para as 14:30 UTC do dia 27 de Julho de 2006, onde é possível observar que as distribuições são extremamente similares para todos os canais, sem exceção. Contudo, a defasagem do pico das temperaturas mais quentes no canal 6.2  $\mu\text{m}$  ainda surge à medida que se avança no ciclo diurno, como pode ser observado na Figura 5.16. Até aproximadamente 15:00 UTC do dia 27, as distribuições de temperatura de

brilho são praticamente idênticas, com o pico das temperaturas mais quentes basicamente no mesmo valor. O pico da distribuição das temperaturas de brilho simuladas começa a se afastar para o lado direito em relação às temperaturas de brilho observadas partir das 15:00 UTC.

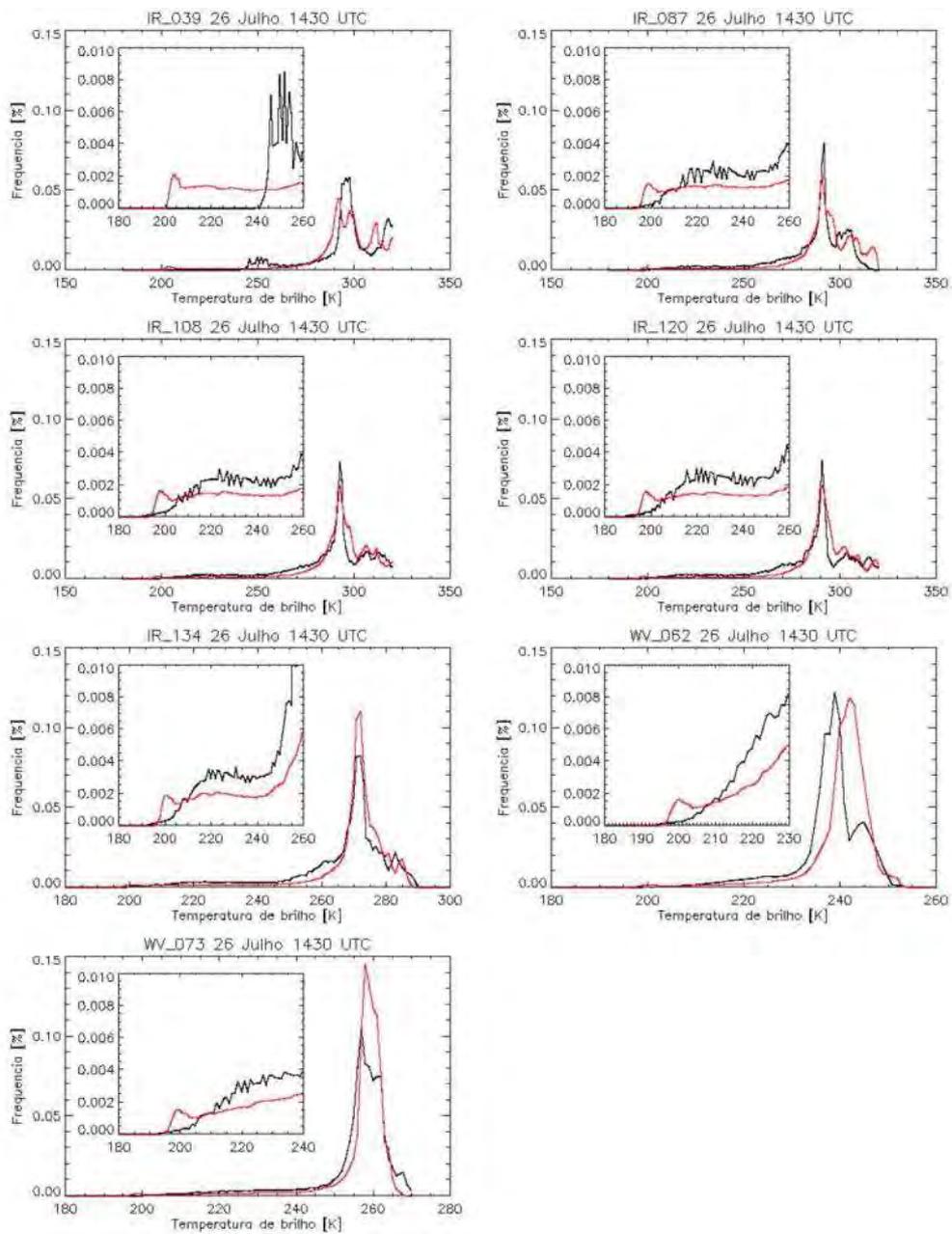


Figura 5.11 - Histogramas da temperatura de brilho para os canais SEVIRI simulados (linhas vermelhas) e reais (linhas pretas) referentes ao dia 26 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.

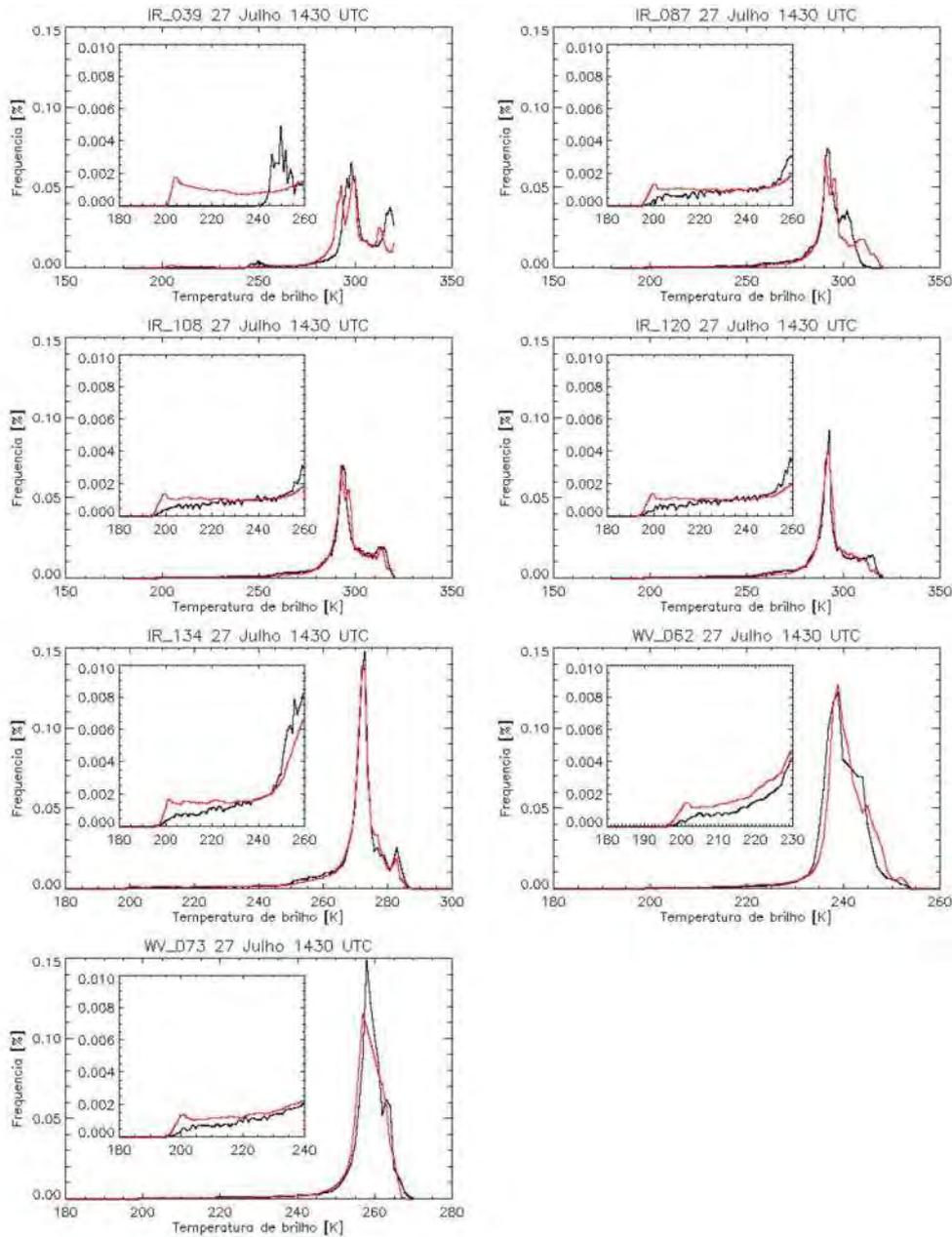


Figura 5.12 - Histogramas da temperatura de brilho para os canais SEVIRI simulados (linhas vermelhas) e reais (linhas pretas) referentes ao dia 27 de Julho de 2006 as 14:30 UTC.

Os histogramas referentes às medidas reais SEVIRI são mais ruidosos enquanto que as curvas das simulações são mais suaves. Essa diferença se deve a diferença na resolução espectral do sensor real, a qual é inferior. Os valores de radiâncias calculados pelo

modelo de transferência radiativa são truncados com maior precisão decimal em relação aos valores medidos pelo sensor, que é limitado apenas à duas casas decimais.

É observado que a distribuição de temperatura de brilho do canal que opera na banda de janela atmosférica em  $3.9 \mu\text{m}$  é muito ruidosa para a porção mais fria que 280 K. Este ruído se deve às limitações técnicas do sensor SEVIRI, o qual satura para tais valores e esta saturação não é observada nas simulações. As principais diferenças entre o sinal medido na banda de  $3.9 \mu\text{m}$  estão relacionadas às diferenças nas componentes microfísicas das nuvens, isto é, diferentes tipos, tamanhos e concentrações de cristais de gelo e gotas de água. (PILEWSKIE; TWOMEY, 1987; ACKERMAN et al., 1990; STRABALA et al., 1994; CHYLEK; BOREL 2004; CHYLEK et al., 2006).

De uma forma geral, os histogramas indicam que o modelo representa muito bem as componentes microfísicas das nuvens. A frequência da temperatura de brilho na região entre 260 e 273 K é um pouco maior nos histogramas das simulações UK-UM/RTTOV para as primeiras horas do dia, o que indica que a convecção inicia-se precocemente no modelo. A principal diferença encontrada nos histogramas é uma diferença na distribuição de vapor d'água. Também é observado um pequeno pico nas temperaturas de brilho mais frias (extremidade esquerda dos histogramas) em todos os histogramas referentes às radiâncias SEVIRI simuladas, como pode ser visto na Figura 5.11 e Figura 5.12. Esse pico está associado com a baixa variância espacial nas temperaturas de brilho simuladas para os topos dos sistemas convectivos. Os topos mais frios nas simulações do UK-UM são maiores horizontalmente e apresentam gradientes de temperatura mais suaves comparados às imagens SEVIRI reais.

Observando os histogramas referentes aos canais da banda de absorção do vapor d'água,  $6.2$  e  $7.3 \mu\text{m}$ , é possível ver diferenças consideráveis na distribuição das temperaturas de brilho. A Figura 5.13 e a Figura 5.14 apresentam as distribuições de temperatura de brilho referentes apenas aos canais  $6.2$  e  $7.3 \mu\text{m}$  respectivamente para o caso do dia 26

de Julho de 2006. As curvas vermelhas são as distribuições referentes às simulações UK-UM/RTTOV e as pretas representam as distribuições das imagens reais SEVIRI. É importante observar que o intervalo de tempo da sequência de histogramas inicia-se as 12:30 UTC do dia 26 e termina as 05:00 UTC do dia 27. A Figura 5.15 e a Figura 5.16 são semelhantes à Figura 5.13 e a Figura 5.14 respectivamente, porém referem-se ao caso do dia 27 de Julho de 2006.

É possível constatar na Figura 5.13 que a tendência das temperaturas de brilho simuladas para o canal  $6.2 \mu\text{m}$  são sistematicamente mais quentes, se mantendo durante todo o período. As diferenças são menores para o canal em  $7.3 \mu\text{m}$ , como pode ser visto na Figura 5.14, que é menos sensível à absorção da radiação de onda longa pelo vapor d'água, pois o pico da função peso para o canal  $7.3 \mu\text{m}$  se localiza num nível mais baixo da atmosfera do que para o canal  $6.2 \mu\text{m}$ . O pico da função peso para o canal  $6.2 \mu\text{m}$  está associado à camada em torno de 400 a 300 hPa e em torno de 500 hPa para o canal  $7.3 \mu\text{m}$ . Uma vez que a diferença nas distribuições de temperatura de brilho é maior para o canal  $6.2 \mu\text{m}$ , tem-se um indicador de que o UK-UM apresenta uma tendência em subestimar a umidade dos altos níveis da troposfera. Um erro grosseiro na temperatura da superfície poderia influenciar o valor da radiancia emitida pelo topo da camada de vapor troposférico, mascarando um possível erro na representação do vapor d'água. Porém, as temperaturas das superfícies oceânicas e continentais são extremamente semelhantes nas imagens simuladas e nas imagens reais da janela atmosférica em  $10.8 \mu\text{m}$ , o que indica fortemente que isso não ocorre. Observando as distribuições do início do dia 27 (final do primeiro caso) na Figura 5.13, nota-se que, predominantemente, as temperaturas de brilho simuladas tendem a tornar-se mais frias, semelhantes às temperaturas de brilho observadas. Isso indica que o modelo foi capaz de representar a umidade dos altos níveis de forma mais realística.

Uma sequência de imagens (simuladas e reais) do canal do vapor d'água em  $6.2 \mu\text{m}$ , referentes aos casos dos dias 26 e 27 de Julho, é apresentada na Figura 5.17 e na Figura

5.18 respectivamente. É possível observar nessas Figuras, que as regiões de céu claro nas simulações apresentam, predominantemente, temperaturas de brilho de cerca de 5 K mais quentes do que na realidade para o caso do dia 26. Para o dia 27, essa diferença prevalece para as situações de céu claro, porém a temperatura de brilho em boa parte é semelhante àquela observada nas imagens SEVIRI reais. Nota-se que por volta das 12:00 UTC do dia 27, a atividade convectiva na região estudada é fraca e a umidade dos altos níveis nas simulações é muito similar à situação real, uma vez que as temperaturas de brilho para as regiões de céu claro são similares. Contudo, com o passar do tempo, a atividade convectiva torna-se mais intensa e os gradientes de temperatura de brilho entre as regiões com nebulosidade e de céu claro se intensificam. Isso indica que os fluxos descendentes ao redor das células convectivas podem estar sendo superestimados.

Observe que na Figura 5.13 e na Figura 5.14 há uma diferença no pico das temperaturas de brilho mais frias, o qual é maior para o caso de 26 de Julho. Este pico está relacionado aos topos mais altos das nuvens. Essa relação entre a intensidade desse pico e a defasagem do pico das temperaturas de brilho mais frias (regiões de céu claro mais quentes) pode estar indicando que o UK-UM superestimou a intensidade da convecção, e por continuidade de massa, desumidificando uma boa porção das regiões de céu claro devido a intensificação dos fluxos descendentes. Num cenário em que a convecção é intensificada, é provável que a frequência de células convectivas que são capazes de se desenvolver a ponto de seus topos penetrarem a tropopausa e atingir a baixa estratosfera seja maior. Dessa forma, foram verificadas também as distribuições da DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  para ambos os casos. A Figura 5.19 apresenta tais diferenças para quatro instantes (12:30, 15:30, 18:30 e 21:30 UTC) dos dias 26 e 27 de Julho de 2006 das simulações UK-UM (linhas vermelhas) e as imagens SEVIRI reais (linhas pretas). Note que a frequência de valores positivos é maior para o dia 26 que para o dia 27. Tais valores positivos indicam situações em que o topo dos sistemas convectivos mais intensos penetram na estratosfera (*overshooting*) e, conseqüentemente, que a atividade convectiva nas simulações era mais intensa para o dia 26.

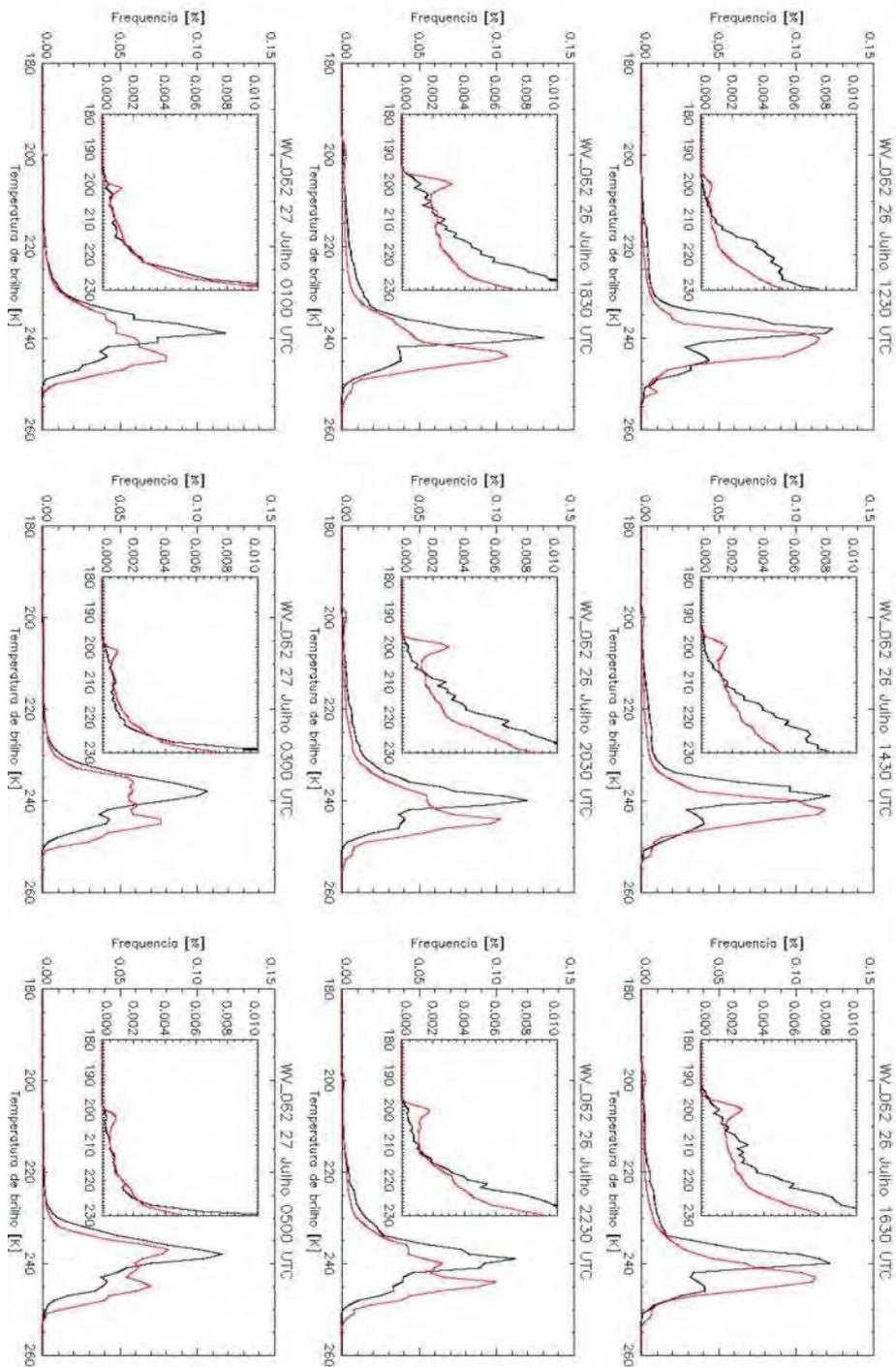


Figura 5.13 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 6.2  $\mu\text{m}$  de 26 de Julho de 2006 12:30 UTC a 27 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo.

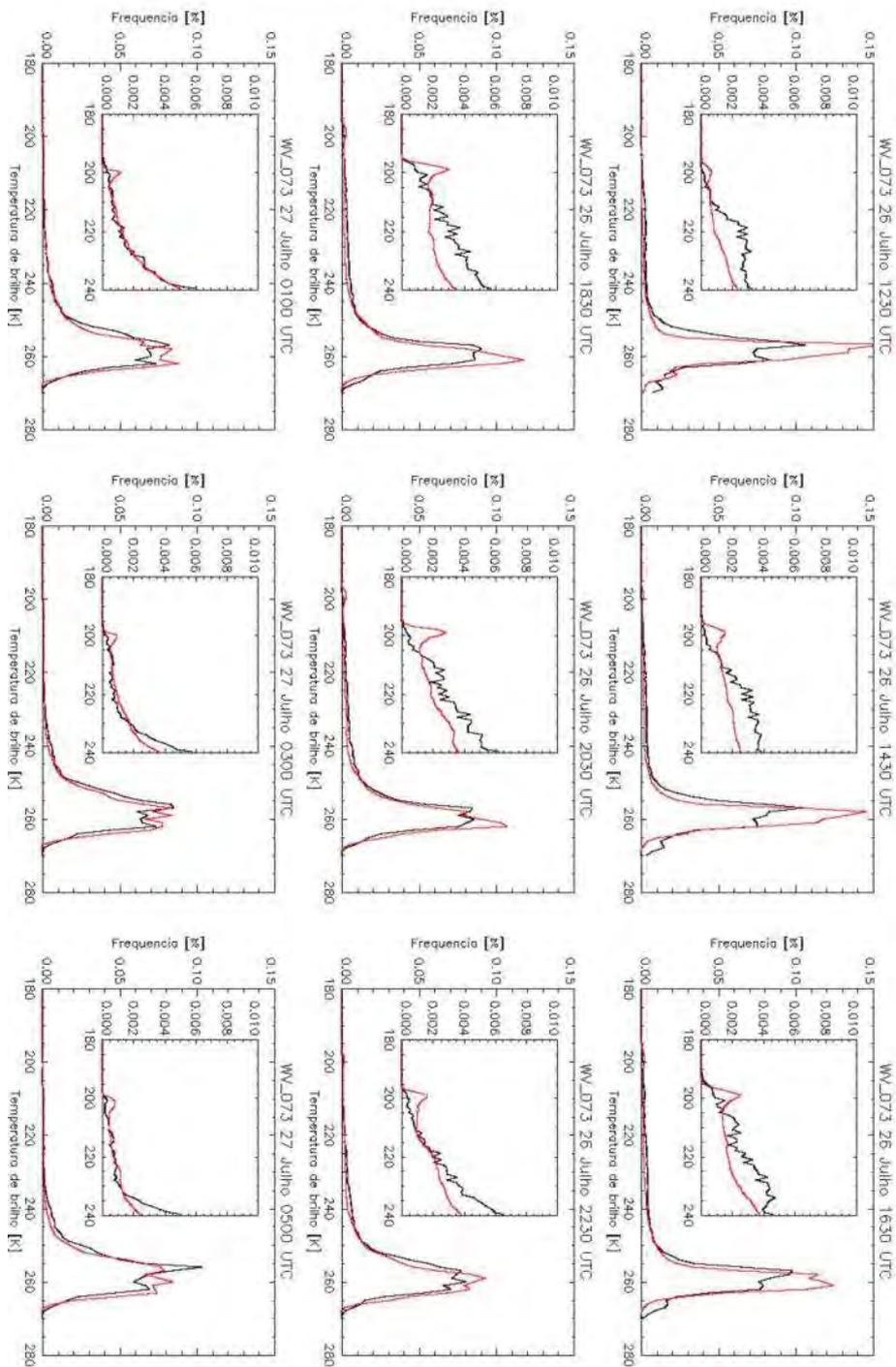


Figura 5.14 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 7.3  $\mu\text{m}$  de 26 de Julho de 2006 12:30 UTC a 27 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo.

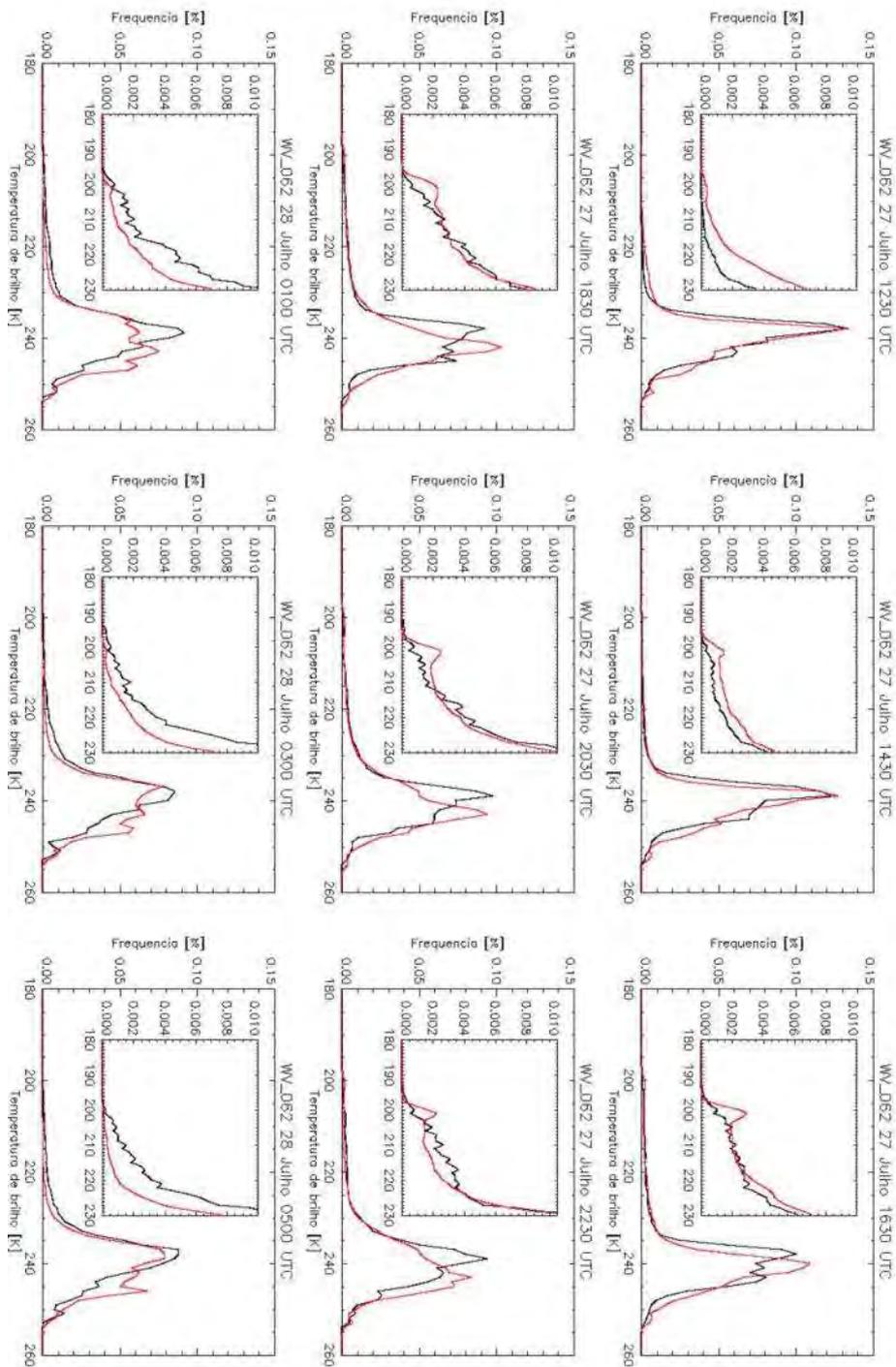


Figura 5.15 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 6.2  $\mu\text{m}$  de 27 de Julho de 2006 12:30 UTC a 28 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo.

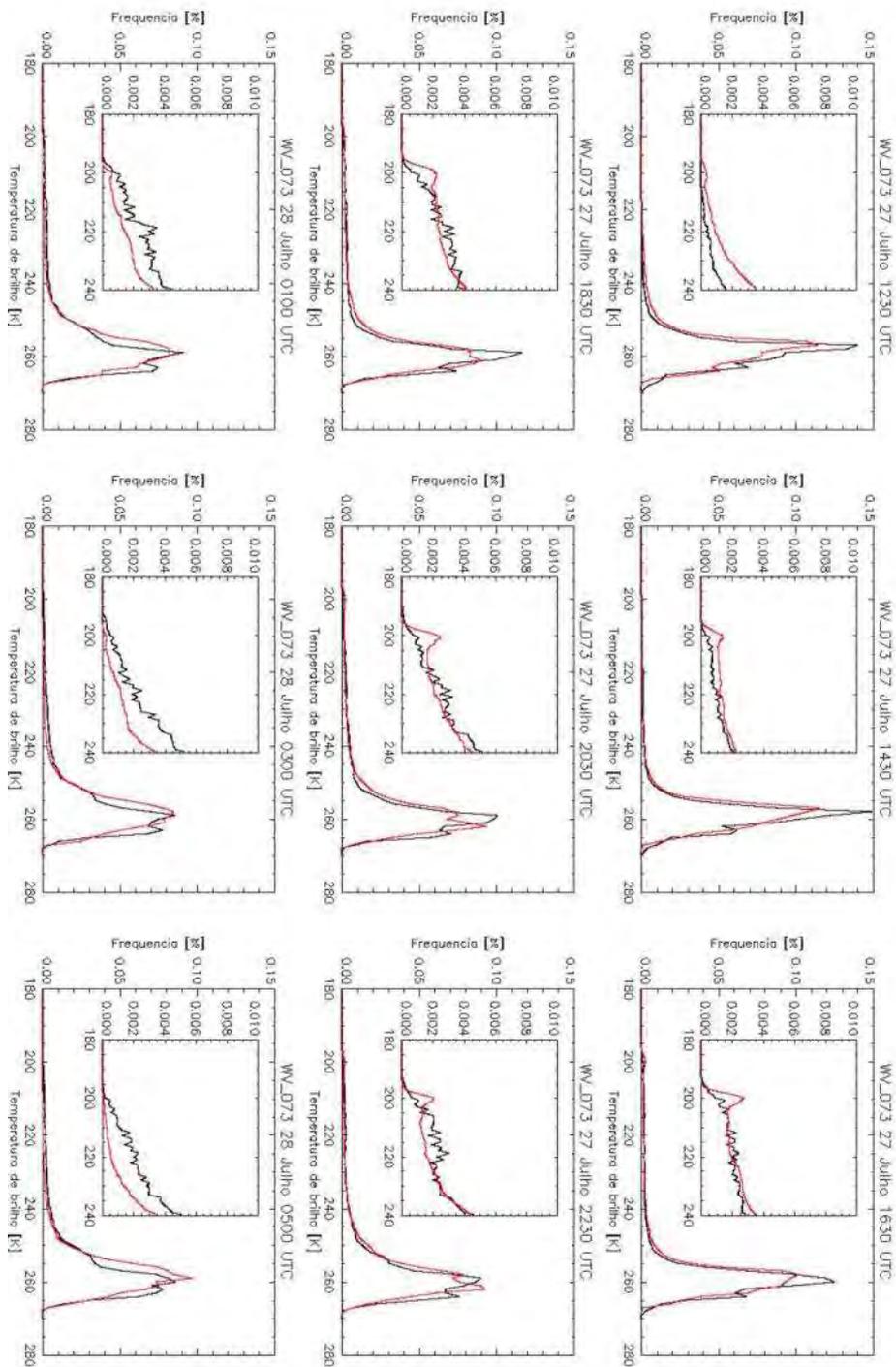


Figura 5.16 - Distribuições da temperatura de brilho do canal WV 7.3  $\mu\text{m}$  de 27 de Julho de 2006 12:30 UTC a 28 de Julho de 2006 05:00 UTC. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais. O histograma interno mostra com mais detalhes a porção mais fria do histograma completo.

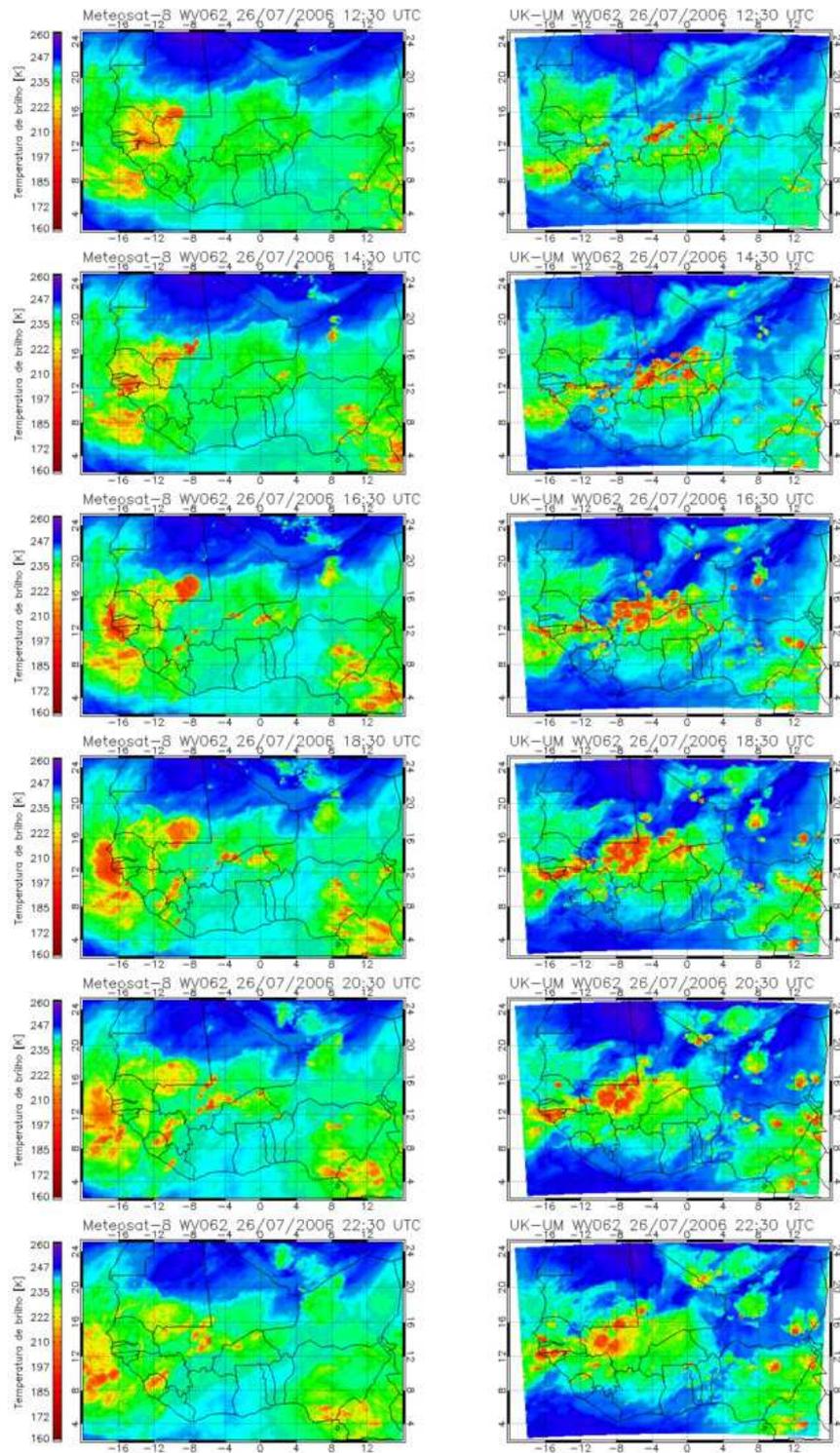


Figura 5.17 - Evolução da convecção para o dia 26 de Julho de 2006 de 12:30 até 22:30 UTC. As imagens SEVIRI (canal 6.2  $\mu\text{m}$ ) reais são apresentadas na coluna da esquerda e as simulações realizadas a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM (projeto CASCADE) são apresentadas na coluna da direita.

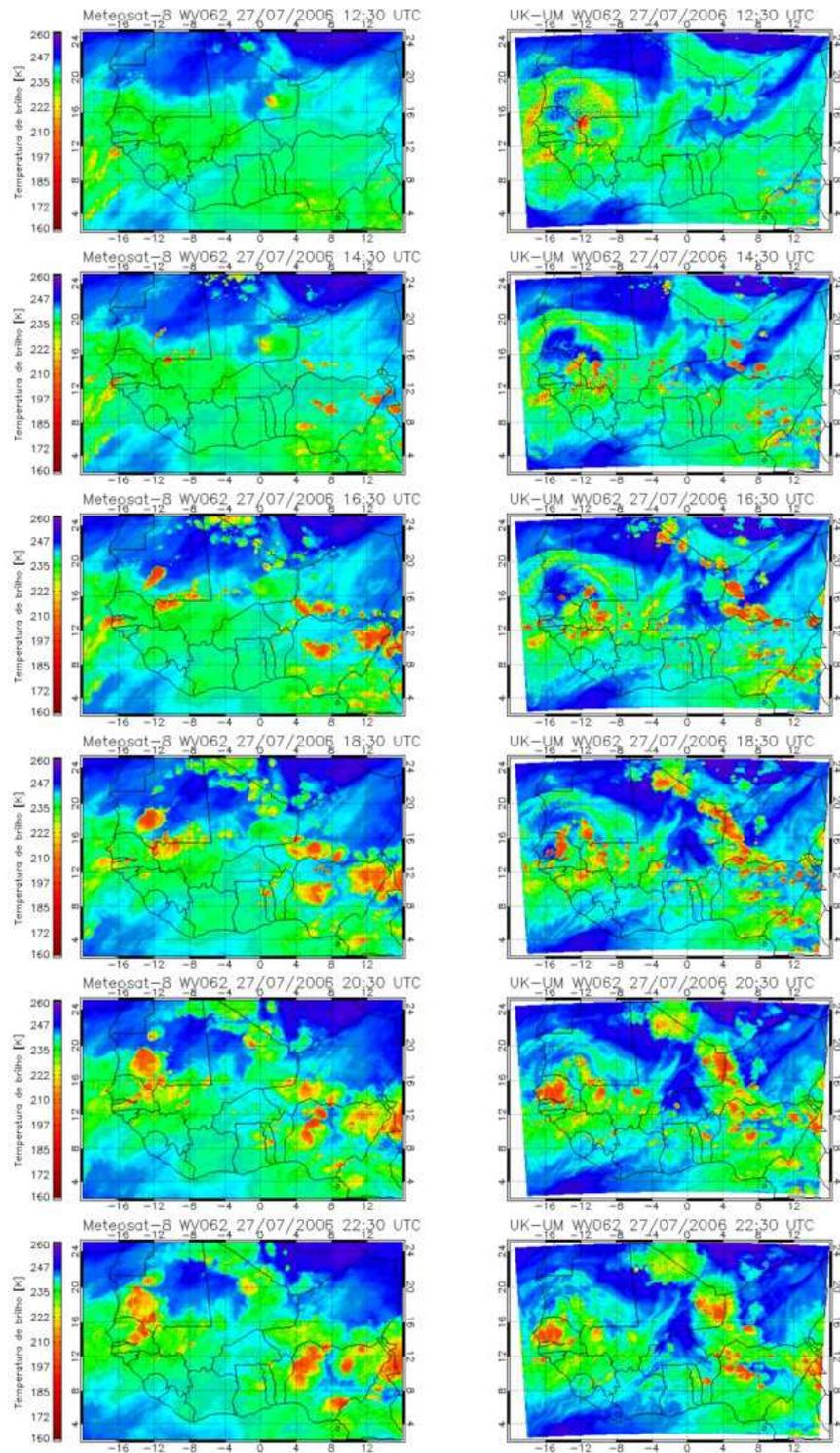


Figura 5.18 - Evolução da convecção para o dia 27 de Julho de 2006 de 12:30 até 22:30 UTC. As imagens SEVIRI (canal 6.2  $\mu\text{m}$ ) reais são apresentadas na coluna da esquerda e as simulações realizadas a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM (projeto CASCADE) são apresentadas na coluna da direita.

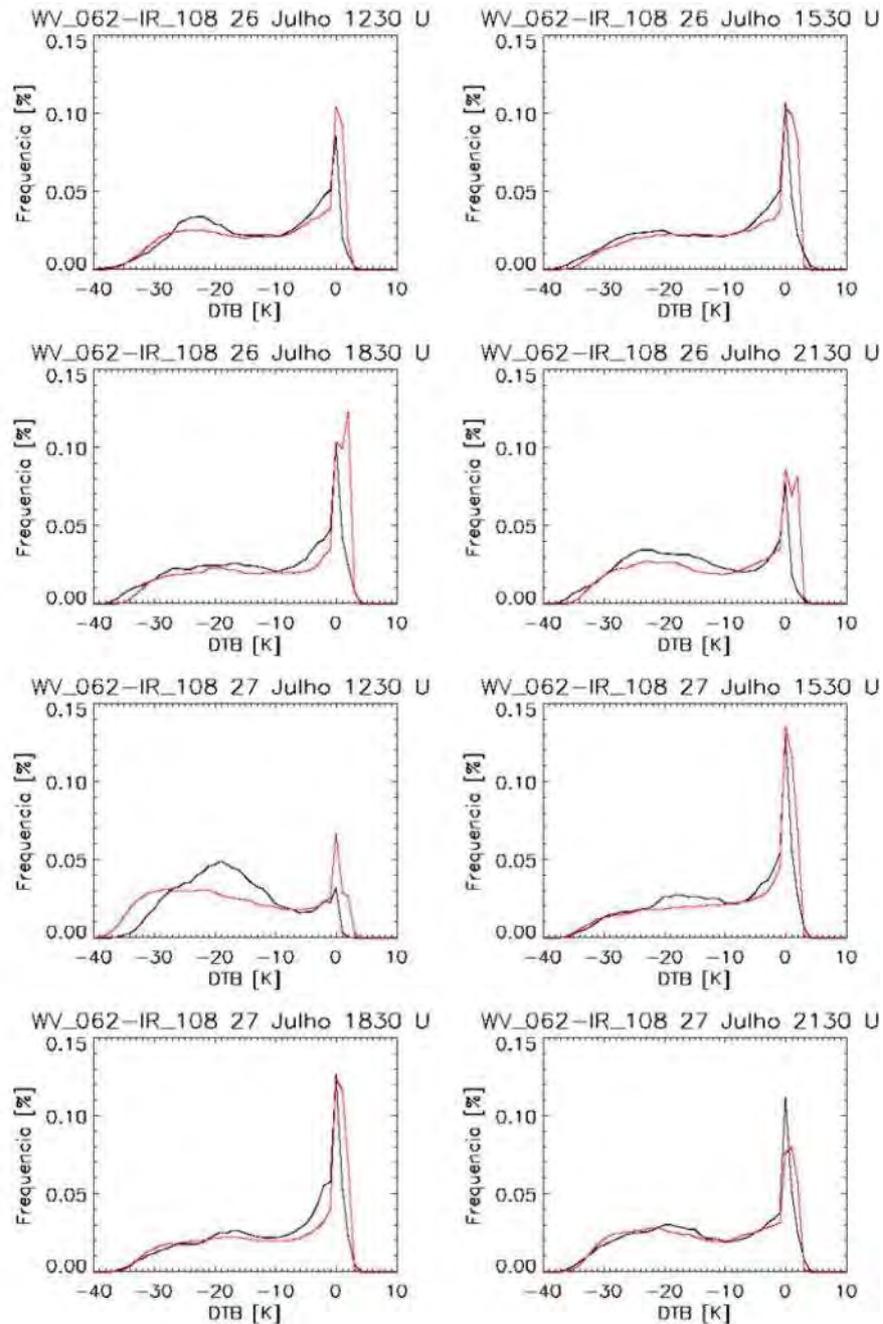


Figura 5.19 - DTB 6.2-10.8 para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são apresentadas em preto e em vermelho estão as DTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV. As linhas vermelhas representam as distribuições referentes às imagens simuladas e as linhas pretas representam as distribuições das imagens reais.

No Capítulo 6, as simulações SEVIRI serão utilizadas para verificar o desempenho do algoritmo de rastreamento, num caso hipotético em que estariam disponíveis imagens de um satélite geostacionário com resolução espacial de 1,5x1,5 km.

Como mencionado no Item 3.2, é possível identificar diferentes fases termodinâmicas das nuvens em uma imagem de satélite a partir da combinação entre diferentes bandas do infravermelho. Dentre tais combinações, a diferença entre as radiâncias medidas nas bandas da absorção do vapor d'água em 6  $\mu\text{m}$  e da janela atmosférica em 11  $\mu\text{m}$ , permite avaliar a altura do topo das nuvens em relação à tropopausa e as porções mais altas que adentram a tropopausa e atingem a estratosfera. Observando as combinações entre os canais das simulações UK-UM/RTTOV se assemelham as combinações entre os canais SEVIRI reais.

### **5.3.2 Análise das simulações utilizando Funções Ortogonais Empíricas**

Este tópico trata da comparação entre as radiâncias SEVIRI simuladas e medidas a partir do uso da análise estatística multivariada Funções Ortogonais Empíricas (EOF), que foi aplicada para as simulações e as observações de todos os canais simulados. Calculou-se os autovetores e autovalores separadamente para os dias 26 e 27 de Julho de 2006 devido à descontinuidade temporal entre os dois períodos. A Figura 5.20 mostra os sete primeiros autovetores e autovalores calculados para cada dia, utilizando toda a série de imagens. Como os autovetores possuem sete dimensões, eles foram plotados na forma de um gráfico bi-dimensional, onde o eixo horizontal representa a  $n$ -ésima dimensão e o eixo vertical, o valor da  $n$ -ésima componente do vetor.

É possível observar que os três primeiros autovetores são similares, tanto para as observações como às simulações UK-UM/RTTOV, em ambos dias. Isso mostra que a principal variância é bem descrita pelo UK-UM. Juntos, os três primeiros autovetores explicam cerca de 97% (62%, 22% e 13%) da variância das radiâncias SEVIRI reais

para ambos dias. Já os casos simulados representam cerca de 97% para o dia 26 e 98% para o dia 27. O autovetor de maior ordem explica menos de 1% da variância. Observa-se que o quarto autovetor é similar, mas está fora de fase. Os autovetores de ordem maior que cinco são muito diferentes entre as simulações e as observações reais.

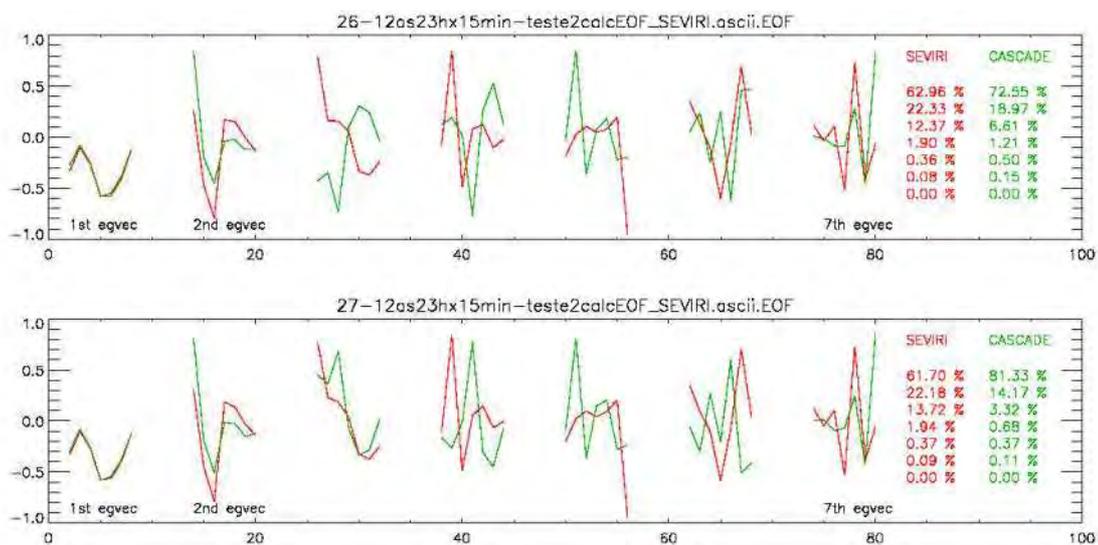


Figura 5.20 - EOF referente a todo o dia, 26 de Julho (topo) e 27 de Julho (baixo). A linha vermelha representa os autovetores das medidas reais SEVIRI e as linhas verdes representam as estatísticas das simulações UK-UM/RTTOV. Os autovetores estão ordenados de forma decrescente da esquerda para a direita.

Esta análise mostrou de uma forma geral, que a organização em grande escala da convecção é bem representada pelo UK-UM. O primeiro autovetor está associado à maior variabilidade da temperatura de brilho das imagens do satélite, ou seja, o ciclo diurno associado ao aquecimento solar é praticamente idêntico nas duas séries. Isto indica que o modelo captura o principal sinal do ciclo diurno.

Através da inspeção visual das imagens é possível verificar que a quantidade de células convectivas é maior nas simulações. Esse fato será discutido com detalhes na seção seguinte, através da análise da organização da convecção no espaço e no tempo. Os segundo e terceiro autovetores não são tão similares entre as séries, quanto são os vetores de primeira ordem, porém ainda são muito similares e apresentam a mesma fase.

Isso sugere que o UK-UM é capaz de reproduzir muito bem as propriedades da variabilidade de 2ª e 3ª ordem. Para verificar se os autovetores alteravam-se para diferentes estágios do ciclo de vida da convecção, a EOF foi calculada separadamente para cada hora, utilizando grupos de quatro imagens (por exemplo: 13:00, 13:15, 13:30 e 13:45 UTC). Foi verificado que os padrões dos autovetores permaneceram similares àqueles observados na Figura 5.20.

### 5.3.3 Ciclo de vida da convecção

O algoritmo de monitoramento de sistemas convectivos ForTraCC foi utilizado para analisar a organização e o ciclo de vida da convecção de mesoescala. Para esta análise, foram utilizadas apenas as radiâncias do canal IR 10.8  $\mu\text{m}$ , simuladas e observadas pelo satélite Meteosat-8. Para a análise do ciclo de vida, considerou-se apenas os SCM que se originaram a partir do crescimento de uma pequena célula convectiva. Tal processo de formação de sistemas é denominado, por Vila et al., (2008), como Geração Espontânea. Os casos de *split* e *merge* foram desconsiderados, pois estes eventos alteram a taxa de crescimento de forma irreal. Em situações em que dois SCM se fundem, a taxa de crescimento é irreal, pois, além do crescimento do SCM, a sua dimensão é aumentada devido à adição de outro SCM menor; também, sistemas que se fundem e se dividem alternadamente acabam sobrevivendo por muitas horas, apresentando assim um ciclo de vida também irreal.

A resolução espacial das simulações UK-UM/RTTOV foi degradada de 1.5x1.5 km para 3x3 km, visando reproduzir as mesmas situações observadas nas imagens SEVIRI. Essa degradação foi realizada simplesmente calculando a média entre segmentos de 2x2 pixels. O algoritmo ForTraCC é capaz de identificar e agrupar as células convectiva, bem como fornecer várias informações sobre o ciclo de vida dos SCM para cada instante. Na análise, foram utilizados apenas os seguintes parâmetros:

- Taxa de crescimento, definida como  $\frac{1}{a} \frac{da}{dt}$ , em que  $a$  é a área coberta pelos pixels cuja  $T_{b_{ir}} < 235$  K.
- Tamanho (raio efetivo), considerando o sistema tendo a forma circular.
- Temperatura de brilho média do *cluster*.

O algoritmo ForTraCC foi executado utilizando todas as imagens das séries de 18 horas (12:15 à 06:00 UTC) de cada caso (26 e 27 de Julho de 2006). Uma vez que no cenário operacional as descontinuidades nas séries temporais das imagens de satélites não são raras, o ForTraCC foi projetado para lidar com essas situações. Dessa forma, a diminuição na resolução temporal de 15 minutos para 1 hora, nas últimas seis horas de cada série, não acarretou em problema algum para a análise.

A Figura 5.21 apresenta as três características do ciclo de vida da convecção analisadas: o tamanho médio, a taxa de crescimento média e a temperatura de brilho média em função da duração do ciclo de vida dos SCM, para cada instante do ciclo de vida observado. Cada curva foi calculada a partir da média dos valores de cada sistema, os quais foram divididos em cinco classes, de acordo com o seu tempo de vida. As cores verde, azul claro, roxo, rosa e vermelho representam as estatísticas referentes aos SCM cujo tempo de vida foi de até 1, 2, 3 e 4 horas ou mais que 4 horas respectivamente, com as linhas pontilhadas representando as estatísticas das simulações UK-UM/RTTOV. Pela Figura 5.21, é possível observar que a variação no tamanho dos SCM com duração de até 4 horas é muito similar entre as simulações e a situação real. Contudo, os sistemas resolvidos pelo CRM do UK-UM, cujo ciclo de vida é maior que 4 horas, tendem a serem menores em área que àqueles observados nas imagens SEVIRI reais.

Os sistemas convectivos com duração entre 3 e 4 horas são, geralmente, menores nas simulações do que nas observações reais. Clusters com duração de até 4 horas (linhas rosas) apresentam taxa de crescimento similar nos dois conjuntos de dados para o dia 27

de Julho (Figura 5.21, linha inferior) com as maiores diferenças para o dia 26 de Julho. A taxa de crescimento é muito similar para todas outras classes de duração do ciclo de vida. Observando a temperatura de brilho média dos sistemas, a maior diferença ocorre, novamente, para os sistemas de longa duração. Observa-se que para os sistemas que duram de 3 a 5 horas (curvas roxa e rosa), o topo das nuvens convectivas reais tende a ser mais quente do que nas simulações. A Tabela 5.2 mostra o número de SCM rastreados para cada classe de tempo de vida. Observa-se que o número de sistemas com duração maior que 4 horas é muito pequeno, quando comparado aos sistemas de menor duração, o que é perfeitamente consistente com o comportamento da convecção. Sistemas de grande extensão e longa duração são raros se comparados com os sistemas menores e com ciclo de vida inferior a quatro horas (HOUSE, 1993).

A quantidade de SCM nas simulações é maior do que nas imagens SEVIRI reais, como pode ser observado na Tabela 5.2. A diferença é muito maior para a classe de sistemas que duram até 1 hora. Para sistemas com duração de até 3 horas, o tamanho médio dos SCM é similar nas simulações e nas imagens reais. Desprezando a diferença na quantidade de células convectivas, o ciclo de vida da convecção resolvida pelo modelo UK-UM mostra-se bem coerente com o ciclo de vida da convecção real. Laurent et al., (2002) também mostraram uma relação quase linear entre o tamanho e a duração do ciclo de vida dos SCM.

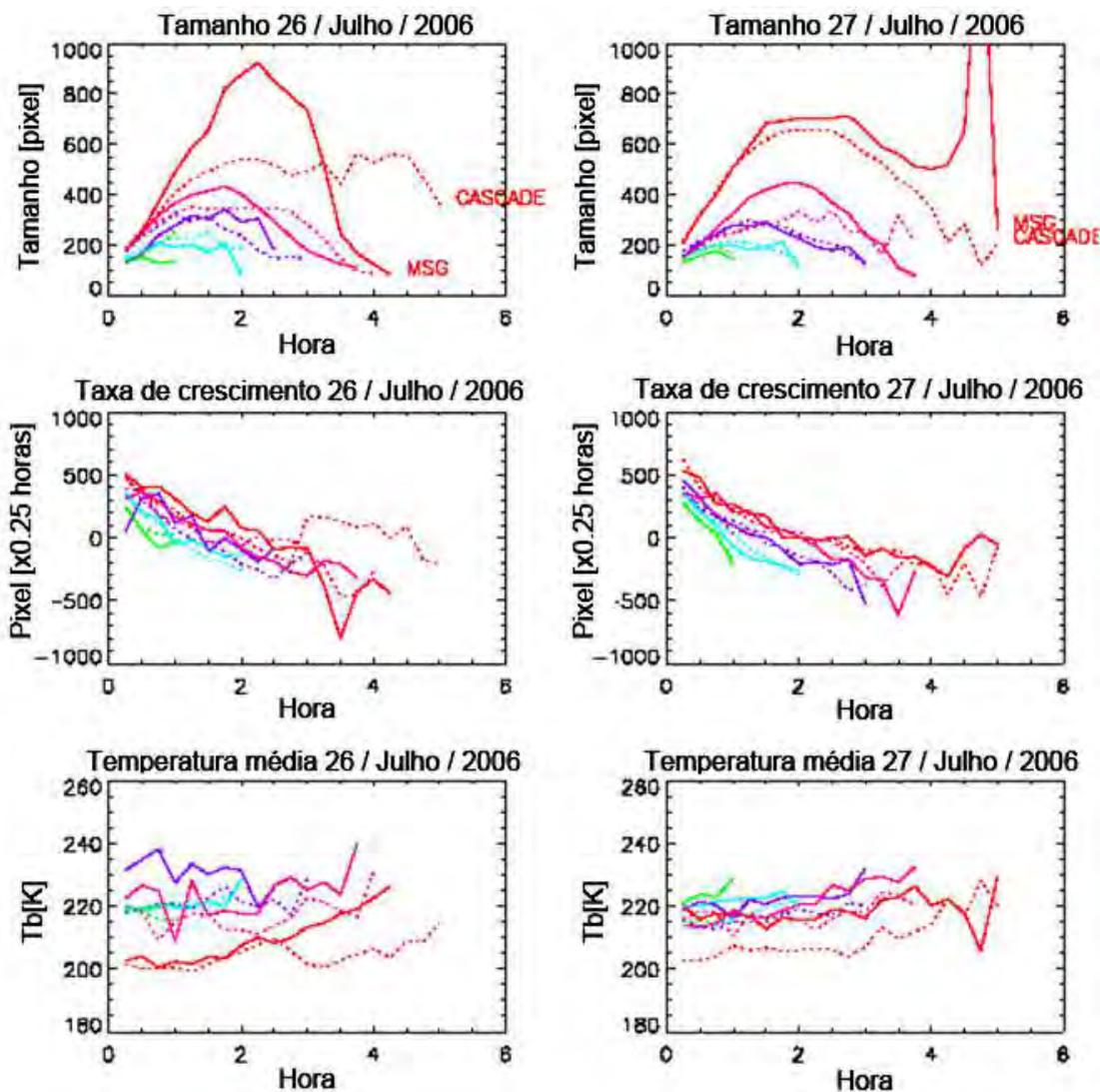


Figura 5.21 - Tamanho médio (topo), taxa de crescimento (centro) e temperatura de brilho média (baixo) para os sistemas convectivos de 26 (esquerda) e 27 (direita) de Julho de 2006. As linhas pontilhadas representam as estatísticas das simulações UK-UM/RTTOV e as cores verde, azul claro, roxa, rosa e vermelha, os valores referentes aos SCM com tempo de vida de até 1, 2, 3 ou 4 horas e mais que 4 horas, respectivamente.

A Tabela 5.3 mostra o número de SCM rastreados para cada caso, separados em dois grupos, aqueles que não sofreram ou se originaram a partir de eventos de *merge* ou *Split* e aqueles que sofreram alguns desses eventos. Pela Tabela 5.3 é possível observar claramente que a quantidade de células convectivas resolvidas pelo CRM do UK-UM é mais numerosa do que na situação real. Também, nota-se que a quantidade de SCM que não sofreram *split* e ou *merge* é cerca de 10% superior para o caso em que as simulações foram utilizadas.

Tabela 5.2 - Frequência de sistemas convectivos para cada classe de ciclo de vida das simulações UK-UM/RTTOV e imagens reais SEVIRI/Meteosat-8.

Ciclo de vida (h)	26 de Julho		27 de Julho	
	MSG	UK-UM	MSG	UK-UM
0,5	29	39	30	34
0,75	24	31	22	35
1	13	26	21	18
1,25	9	23	7	21
1,5	7	24	13	22
1,75	7	14	8	18
2	5	11	7	17
2,25	3	12	4	15
2,5	3	5	10	14
2,75	0	4	7	8
3	3	8	10	18
4	2	5	4	5
5	0	3	2	2

Tabela 5.3 - Número de SCM rastreados e a quantidade selecionada para análises para os dias 26 e 27 de Julho de 2006.

	26 de Julho				27 de Julho			
	MSG		UK-UM		MSG		UK-UM	
não Split ou Merge	105	46.3%	205	35.6%	145	39.3%	227	29.3%
Split ou Merge	122	53.7%	371	64.4%	224	60.7%	548	70.7%
Total	227	100.0%	576	100.0%	369	100.0%	775	100.0%

Para o dia 26 de Julho, a organização das nuvens, em tempo e espaço, é bem descrita pelo modelo para os sistemas com duração de até 4 horas. Para aqueles que sobrevivem além desse limite, o tamanho é subestimado. A expansão da área é relacionada à divergência do vento em altos níveis, sendo, portanto, um indicador dos fluxos de massa dentro das nuvens (MACHADO; LAURENT, 2004). O modelo apresenta uma descrição muito boa da taxa de expansão para quase todos os sistemas, exceto próximo ao final do ciclo de vida daqueles que atingem grandes dimensões. Isto está, provavelmente, associado à tendência dos sistemas mais duradouros apresentarem um aumento na taxa de crescimento na segunda metade do seu ciclo de vida. Apesar desses sistemas não se fundirem ou subdividir-se, novas células convectivas se desenvolvem na sua vizinhança, em decorrência dos fluxos ascendentes e descendentes associados à atividade convectiva em mesoescala. Estas células se desenvolvem na região frontal dos sistemas e geralmente são encobertas pela camada de nuvens *Cirrus* mais espessas associadas à divergência do vento existente o topo dos SCM, portanto não são detectadas como sendo um novo sistema, permanecendo como parte do SCM mais antigo.

Devido à baixa frequência de ocorrência de SCM com duração maior que quatro horas, o que é um fato natural e conhecido, a quantidade de sistemas com essas características presentes nas simulações é baixa, pois foi possível simular apenas dois períodos de 18 horas. Um período de simulações maior permitiria analisar com mais precisão as características da dinâmica dos sistemas convectivos que sobrevivem por mais de 4 horas resolvidos pelo CRM do UK-UM.

#### **5.4 Conclusões**

A metodologia apresentada neste capítulo mostrou-se muito útil para verificar as características morfológicas e radiativas da convecção resolvida por um modelo

numérico de alta resolução que faz uso de um esquema de resolução de nuvens, no caso, o UK-UM. Os principais resultados são apresentados a seguir.

Utilizando os histogramas, foi possível verificar que as distribuições das temperaturas de brilho das simulações dos canais que operam nas janelas atmosféricas da banda do infravermelho (3.9, 8.7, 10.8, 12 e 13.4  $\mu\text{m}$ ) são muito similares às suas respectivas distribuições das radiâncias observadas pelo sensor SEVIRI. As principais diferenças entre as simulações e as observações reais foram encontradas nas distribuições referentes aos canais da banda de absorção do vapor d'água 6.2 e 7.2  $\mu\text{m}$ . Os histogramas dos canais do vapor d'água apresentam uma defasagem no sentido das temperaturas mais quentes em relação aos histogramas das observações reais, sendo mais clara para o canal 6.2  $\mu\text{m}$ . Esse deslocamento para a porção mais quente dos histogramas indica que existe um erro considerável na distribuição horizontal de vapor d'água dos altos níveis representada pelo UK-UM. Os gradientes de umidade são mais intensos, com regiões mais secas mais frequentes do que nas medidas SEVIRI reais. A partir do cálculo da DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  foi possível notar uma provável relação entre a intensidade da convecção resolvida pelo CRM do UK-UM e a desumidificação das regiões de céu claro, evidenciada pela maior frequência de pixels referentes à situações de *overshooting*. Devido à continuidade de massa, é esperado que se os movimentos verticais associados à atividade convectiva sejam mais intensos, então a intensidade dos fluxos descendentes numa região relativamente próxima deve se intensificar.

A ferramenta estatística EOF foi utilizada visando verificar se as principais características da variabilidade da convecção eram bem reproduzidas pelo UK-UM. Os três primeiros autovetores juntos representam cerca de 98% de toda a variância nas simulações e nas observações reais. Este resultado indica apenas que a convecção resolvida pelo UK-UM apresenta, em geral, as principais características encontradas nas imagens reais SEVIRI.

A análise da organização espacial e temporal das nuvens, feita avaliando o ciclo de vida dos sistemas convectivos, mostrou-se muito útil para determinar as características radiativas e morfológicas da convecção resolvida pelo UK-UM. A ferramenta ForTraCC possibilitou comparar as radiâncias UK-UM/RTTOV simuladas com as respectivas medidas SEVIRI reais, visando as características morfológicas e radiativas em vez de comparar os dois conjuntos de dados pixel a pixel. A análise baseada nos histogramas forneceu indícios de que a convecção resolvida pelo UK-UM era realista, pois a distribuição da temperatura de brilho dos canais dos dois conjuntos eram muito similares. Já a análise EOF mostrou que as principais características dos campos de nuvens foram bem reproduzidas pelo UK-UM. Porém, apenas utilizando o algoritmo ForTraCC foi possível identificar os MCS em cada conjunto de dados e verificar diretamente as características da organização espacial da convecção. Foi possível contabilizar o número de células convectivas em cada conjunto, o que evidenciou a tendência do modelo em superestimar a quantidade de células em relação à realidade. Também foi possível analisar as características do ciclo de vida dos sistemas convectivos, separando-os por grupos de acordo com a duração. Essa análise mostrou que o UK-UM é capaz de reproduzir o ciclo de vida de forma muito próxima à realidade. Contudo, devido ao curto período de tempo das simulações, considerando apenas dois dias com 18 horas de dados, não foi possível concluir como o UK-UM trata os sistemas convectivos com duração superior a 4 horas.

Uma sugestão para um trabalho futuro é analisar o ciclo de vida dos sistemas convectivos de longa duração, a partir de uma série de dados mais longa, com mais casos disponíveis, de forma que os resultados possam prover informações estatisticamente mais significativas para os sistemas cujo ciclo de vida é superior a 4 horas.

## **6 ESTIMATIVA DO VENTO DE MESOESCALA NOS TOPOS DOS SISTEMAS DE CONVECÇÃO PROFUNDA**

Ter melhor conhecimento sobre a dinâmica, a termodinâmica e os processos microfísicos dos sistemas de convecção profunda é um aspecto chave para o *nowcasting* e para os modelos numéricos de previsão de tempo de alta resolução espacial e temporal. Porém, os fluxos internos presentes nos topos das torres de convecção profunda ainda não são bem compreendidos. Essa falta de entendimento se deve às inúmeras incertezas relacionadas à própria dinâmica dessas nuvens (COTTON; ANTHES, 1989).

No Capítulo anterior, a convecção do UK-UM foi analisada a partir da comparação entre as radiâncias de vários canais do radiômetro SEVIRI, simuladas a partir do modelo de transferência radiativa RTTOV e as radiâncias das mesmas bandas medidas pelo próprio radiômetro SEVIRI/Meteosat-8. Essa comparação indicou que existe uma sub estimativa da umidade dos altos níveis, provavelmente relacionada à superestimativa dos fluxos descendentes associados à convecção profunda. A partir da DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  foi observada uma relação existente entre a maior frequência de nuvens penetrativas e temperaturas de brilho em regiões de céu claro mais quentes; o que indica que a atividade convectiva mais intensa no modelo intensifica os fluxos descendentes, desumidificando os altos níveis.

Os padrões do vento associado aos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são importantes informações que podem vir a serem utilizadas para elevar a precisão das previsões de tempo de curto prazo. Os SCM são capazes de produzir grandes quantidades de precipitação, contribuindo consideravelmente para o saldo de precipitação. Portanto, conhecer detalhadamente tais padrões de vento é importante para estudos climáticos. Também, entender e extrair as informações a respeito da dinâmica dos sistemas convectivos de mesoescala pode contribuir na melhoria das

parametrizações em modelos de previsão de tempo ou para o monitoramento de tempestades severas.

Uma vez que as componentes microfísicas do topo dos sistemas convectivos, (cristais de gelo, gotas de água) possam ser identificados numa sequência de imagens de um satélite geostacionário, essas diferentes áreas, em que um determinado componente predomina, podem ser rastreadas. Dessa forma, é possível estimar as características dos movimentos horizontais dessas estruturas e, indiretamente, é possível inferir parâmetros físicos relacionados aos fluxos verticais associados. A discriminação dos tipos de nuvens, e conseqüentemente os diferentes componentes microfísicos, pode ser realizada a partir da combinação entre bandas do infravermelho termal, como apresentado na Seção 3.2. Seguindo essa hipótese, o estudo descrito neste capítulo visa verificar a possibilidade de identificar e rastrear áreas dominadas por gelo, água líquida ou regiões de mistura de fases nos topos dos sistemas de convecção profunda a partir de combinações entre canais do sensor SEVIRI.

Portanto, neste Capítulo será descrita uma nova metodologia de estimativa dos fluxos horizontais dos topos de convecção profunda. A Seção 6.1 apresenta a descrição completa referente à técnica da detecção dos movimentos horizontais de mesoescala dos topos dos sistemas convectivos. A Seção 6.2 trata da análise da nova técnica desenvolvida, comparando os resultados ao vento em alta resolução espacial do modelo numérico de previsão de tempo do ECMWF. A técnica também foi avaliada utilizando as imagens sintéticas SEVIRI simuladas a partir dos perfis atmosféricos do UK-UM e, por fim, a utilização da nova informação obtida pela técnica para a previsão de curtíssimo prazo da evolução da convecção foi verificada.

## 6.1 Combinação entre canais SEVIRI e o esquema de rastreamento de nuvens

A nova técnica desenvolvida nesse trabalho visa detectar os movimentos horizontais, presentes nos topos dos sistemas de convecção profunda, na escala horizontal de até 24 km. Essa técnica se baseia na hipótese de que certas combinações de pares de canais do infravermelho do sensor SEVIRI possibilita isolar regiões específicas do topo dos complexos convectivos e então, rastreá-las. Tais regiões consistem em nuvens *Cirrus* finas ou espessas (principalmente para as bordas das nuvens), regiões com predominância de nuvens formadas por gelo e água (*mix phase*), regiões de forte desenvolvimento vertical que são capazes de transportar vapor d'água para a tropopausa e estratosfera (*overshooting clouds*) ou mesmo nuvens médias formadas por água muito próximas dos sistemas de convecção profunda. Assim, a combinação de dois canais, feita através da diferença da temperatura de brilho (DTB) entre tais regiões espectrais resulta numa nova imagem em que cada pixel representa alguma das classes de nuvens citadas.

Em princípio, qualquer par de bandas espectrais que apresentam diferença entre elas, no índice imaginário de refração da radiação eletromagnética, pode ser utilizado para identificar gelo ou água numa nuvem. A classificação de nuvens em função da sua composição, a partir de satélites, se baseia na diferença da reflectividade espectral do gelo e da água (CHYLEK; BOREL, 2004). O objetivo das técnicas baseadas na DTB é encontrar uma região do espectro do infravermelho em que as partículas de gelo e as gotas de água possuem diferentes emissividades (CHYLEK et al., 2006), visto que a emissividade de cada material está relacionada com sua absorvidade e à parte imaginária do índice de refração (HALE; QUERY, 1973; WARREN, 1984; GOSSE et al., 1995). Portanto, como o estudo utiliza as medidas provenientes do sensor SEVIRI, é necessário definir quais canais espectrais são os mais indicados para efetuar as DTB. Baseado na literatura, as combinações mais indicadas entre os canais do sensor SEVIRI seriam: 3.9-10.8  $\mu\text{m}$ ; 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ ; 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  e 10.8-12  $\mu\text{m}$ .

A combinação entre os canais 3.9 e 10.8  $\mu\text{m}$  foi testada, porém foi descartada, pois a quantidade de vetores obtidos a partir dessa DTB (tais vetores serão denominados DTB-AMV para fins de simplificação) foi, geralmente, muito baixa ou mesmo nula. Devido ao ruído provocado pela saturação do sensor para temperaturas mais frias, é impossível identificar e rastrear estruturas do topo das nuvens dos altos níveis. Além dessa limitação técnica do sensor, as alterações na intensidade da radiação solar que incide sobre o topo das nuvens durante o período diurno, influencia fortemente os valores de DTB no intervalo de 15 minutos. Este fato dificulta o processo de identificação e rastreamento de padrões (segmentos de nuvens). Para o período diurno, a luz solar retro-espalhada pelas nuvens de água contribuem fortemente para o saldo de radiação observado no comprimento de onda de 3.9  $\mu\text{m}$ . Esta radiação solar de onda curta refletida é muito mais forte que as diferenças na radiação termal emitida pelas nuvens nos canais da janela do infravermelho, sobrepondo-as. Essa grande diferença entre estes dois sinais distintos tornam a combinação do canal 3.9  $\mu\text{m}$  com outro canal da janela do infravermelho imprópria para o período diurno. Num trabalho futuro, o canal 3.9  $\mu\text{m}$  pode vir a ser utilizado para a estimativa dos fluxos verticais das nuvens médias e baixas localizadas ao redor dos complexos convectivos, servindo, por exemplo, para estimar a intensidade da divergência do vento nos baixos níveis. Este tipo de informação poderá ser útil no cálculo do saldo dos fluxos verticais de umidade resultante das células convectivas.

Inoue (1985) mostrou que a DTB entre as bandas da janela do infravermelho entre 11  $\mu\text{m}$  e 12  $\mu\text{m}$  pode ser utilizada para detectar Cirrus semi-transparentes, devido às diferenças na emissividade dos cristais de gelo nestes comprimentos de onda. Combinações entre as bandas próximas de 8.7  $\mu\text{m}$  e 10.8  $\mu\text{m}$  (BAUM et al., 2000) e entre 10.8  $\mu\text{m}$  e 12  $\mu\text{m}$  (INOUE, 1985; SAUNDERS; KRIEBEL 1988; STRABALA, 1994) são úteis na classificação de pixels quanto à representação de nuvens de gelo ou gotas de água. A combinação entre as bandas de 6  $\mu\text{m}$  e 11  $\mu\text{m}$  é útil na identificação de nuvens penetrativas (*overshooting clouds*) (MACHADO et al., 1998). A DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  pode ser negativa sob regiões com forte inversão de temperatura quando observa-se:

superfícies de solo nu (e.g. desertos) sob situações de céu claro; certos tipos de aerossóis minerais de origem não vulcânica (e.g. poeira do solo), topos de nuvens que atravessam a tropopausa, atingindo a estratosfera (inversão de temperatura da estratosfera); e também devido à ruído provocado pelas limitações técnicas do sensor ou até erros de geo-referenciamento (*misregistration*) do canal. Por outro lado, altas concentrações de vapor d'água podem mascarar valores negativos da DTB 11-12  $\mu\text{m}$  quando uma nuvem de cinzas vulcânicas verdadeira é observada pelo satélite (PAVOLONIS et al., 2006). Para este estudo, as situações envolvendo temperaturas da superfície devem ser descartadas, pois o limiar mínimo de 265 K foi aplicado para eliminar pixels representando superfície e nuvens baixas. Foi verificado que a DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI apresenta valores mínimos em torno de -1 K.

De acordo com o que foi exposto, apenas as combinações 6.2-10.8, 8.7-10.8 e 10.8-12  $\mu\text{m}$  foram utilizadas nesse estudo. A Figura 6.1 apresenta os histogramas de brilho para quatro horários, 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, dos dias, 3, 6 e 18 de Agosto de 2006, para as três DTB escolhidas. Para a confecção dos histogramas da Figura 6.1, foram desconsiderados todos os valores de DTB tais que algum dos valores de temperaturas de brilho do par utilizado para o seu cálculo fosse maior que 265 K ou menor que 160 K. Dessa forma é possível isolar apenas as regiões com presença de nuvens altas e médias. Uma vez que a área de estudo era a África tropical, regiões de superfícies cobertas por gelo ou neve, as quais poderiam apresentar temperaturas inferiores a 8 K, estavam descartadas. Observe que existe um ciclo entre os picos dos histogramas bimodais referentes à DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ . Isso porque os picos representam as nuvens médias (porção mais negativa das DTB) e os topos mais altos das células convectivas (valores próximos de zero); descrevendo assim o ciclo diurno da convecção. Um sinal semelhante é observado para a DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  com a porção negativa dos histogramas representa as nuvens formadas por gotas de água. Observe que a linha verde, a qual represente a distribuição referente às 06:00 UTC, apresenta um pico maior na faixa negativa em relação às demais curvas, indicando o início da convecção.

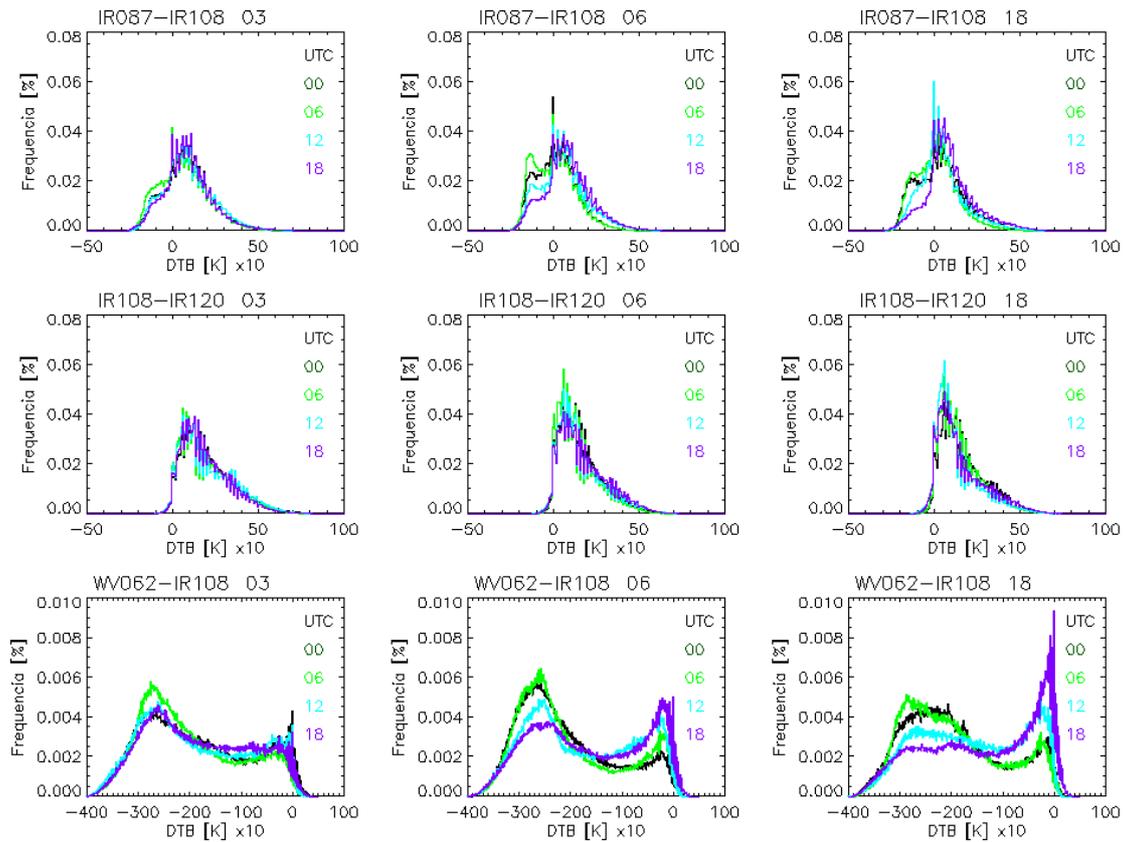


Figura 6.1 - Distribuições de DTB para horários sinóticos referentes aos três casos estudados, 03 (esquerda), 06 (centro) e 18 (direita) de Agosto de 2006. DTB 8.7-10.8 (topo), 10.8-12 (centro) e 6.2-10.8 (baixo).

A Figura 6.2 mostra um exemplo de cada uma das três combinações entre canais (DTB) utilizadas neste trabalho e mostra também a respectiva imagem do canal 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI como referência. Utilizando estas três DTB é possível monitorar as principais características gerais observadas no topo dos sistemas de convecção profunda e suas regiões vizinhas: a porção penetrativa localizada na região central desses sistemas; os *Cirrus* associados com a divergência do vento em mesoescala nos altos níveis e as nuvens médias de água e mistura de fase.

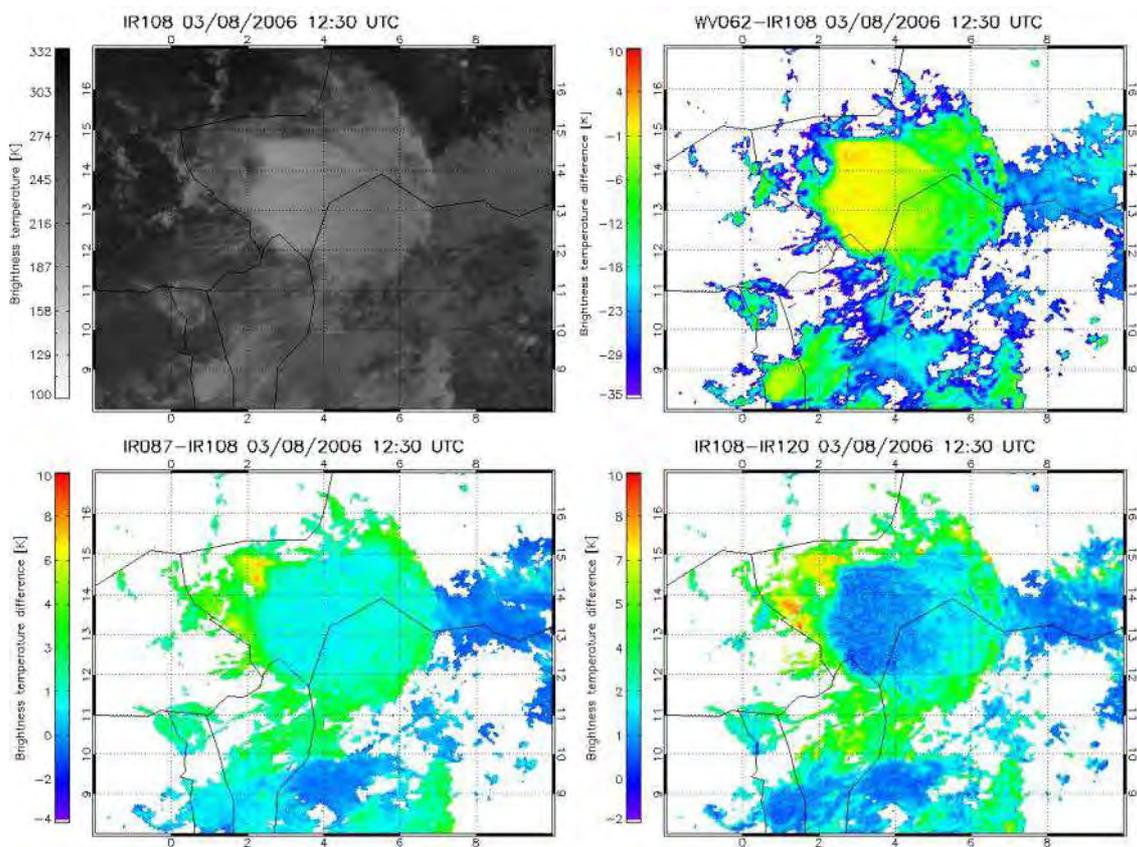


Figura 6.2 - Imagem do canal 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI (satélite MSG) e as DTB 6.2-10.8, 8.7-10.8 e 10.8-12  $\mu\text{m}$  para 03 de Agosto de 2006 12:30 UTC.

Após a nova imagem de DTB ser preparada, um algoritmo de rastreamento é aplicado a estas imagens. O algoritmo utilizado no estudo foi derivado do algoritmo operacional de estimativa do vento por satélites do Centro de previsão de tempo e Estudos Climáticos (NEGRI; MACHADO, 2008). Todos os pixels cujo valor estivessem fora dos intervalos esperados para nuvens altas e médias, ou seja, representassem nuvens baixas ou a superfície do planeta, foram descartados. O procedimento escolhido para o descarte foi substituir o valor da respectiva DTB (a qual foi definida com valor -9999 durante o cálculo da DTB) proveniente de tais pixels por um valor aleatório. Esse valor aleatório pertencia ao intervalo de DTB (mesmos da Figura 6.1) para não comprometer o cálculo da correlação entre os segmentos de imagem, procedimento este que é parte do algoritmo de rastreamento. Com a substituição dos valores descartados por um valor aleatório, esses pixels irão influenciar o mínimo possível no valor final da correlação

calculada entre os pares de segmentos de imagens. Originalmente, o algoritmo de estimativa do vento do CPTEC/INPE foi desenvolvido visando detectar movimentos na escala sinótica. Então, para que fosse possível detectar movimentos em mesoescala, a dimensão dos segmentos de imagem (janela alvo) selecionados teve que ser diminuída e a resolução espacial da grade em que tais segmentos são selecionados foi aumentada.

No início deste estudo, buscou-se selecionar um tipo de alvo específico (nuvens apenas de gelo ou de água ou nuvens de mistura de fase) e então aplicar o algoritmo de rastreamento apenas a tais pixels, descartando todos os demais. Tais estruturas eram selecionadas a partir do sub-intervalo de DTB correspondente para uma dada combinação, por exemplo,  $DTB\ 10.8-12\ \mu m > 5\ K$  a qual é conhecida por representar nuvens de gelo semi-transparentes. Para este exemplo particular, todos os pixels cujo valor fosse inferior a 5 K eram descartados, recebendo um valor aleatório. Contudo, esta metodologia foi abandonada. O número de DTB-AMV era geralmente inferior aquele obtido utilizando todo o intervalo de DTB numa só vez e classificando cada DTB-AMV de acordo com a DTB média da janela alvo utilizada na sua estimativa. Outro fator que mostrou essa metodologia pouco indicada foi a maior quantidade de DTB-AMV aparentemente errôneos devido a muitos pixels serem substituídos por valores aleatórios nas regiões de transição entre dois sub-intervalos de DTB. Optou-se, portanto em executar o algoritmo de rastreamento apenas uma vez, estimando os movimentos de todas as estruturas possíveis e então, classificar cada DTB-AMV de acordo com a DTB média da janela alvo utilizada no procedimento de rastreamento. Assim, a nova técnica proposta para a detecção dos movimentos horizontais dos topos dos sistemas de convecção profunda tem como base as seguintes considerações:

- a. Nenhum método de definição da altura dos DTB-AMV é utilizado. Neste primeiro momento, focou-se apenas na possibilidade de detectar os movimentos de uma região específica do topo de um sistema de convecção profunda qualquer.

- b. Utiliza-se apenas um par de imagens, enquanto o algoritmo operacional do INPE/CPTEC utiliza um trio. A escala temporal dos fluxos possíveis de serem captados é muito alta, comparada aos fluxos de escala sinótica estimados pelo algoritmo operacional. Não faz sentido utilizar uma terceira imagem, a qual tem a função de verificar a consistência temporal dos AMV, se não é esperado ter tal consistência em grande parte dos casos, devido à escala temporal dos fluxos ser inferior à resolução temporal das imagens utilizadas.
- c. Uma pequena janela alvo é utilizada. Valores entre 5x5 e 14x14 pixels foram testados escolhendo a dimensão 8x8 pixels. O algoritmo operacional do CPTEC/INPE utiliza uma janela alvo com dimensão de 24x24 para as imagens do IR as quais possuem resolução espacial de aproximadamente 5 km nas imagens do satélite GOES-12. Bedka e Mecikalski (2005) utilizaram janelas alvo com 5x5 pixels quando utilizaram imagens do IR com resolução espacial de 4 km, porém esta dimensão é muito pequena para ser aplicada as imagens DTB pois janelas alvo localizadas próximas as bordas dos sistemas convectivos contem pixels representando nuvens baixas ou superfície, as quais são descartadas. Isso torna a população de pixels muito pequena para o cálculo das correlações. Escolher a melhor dimensão das janelas alvo não é trivial. Deve-se escolher o menor segmento possível uma vez que o objetivo é captar movimentos de mesoescala. Porém, um segmento de imagem muito pequeno pode não possuir um padrão bem definido que possa ser identificado com precisão nos pares de imagens, resultando em mais de uma possível posição final (deslocamento) do alvo selecionado (janela alvo) na imagem final. A escolha da dimensão da janela alvo é um aspecto chave para o sucesso da técnica proposta.
- d. A escolha das janelas alvo permite que exista uma sobreposição de tais segmentos de imagem com os segmentos vizinhos. Várias taxas de sobreposição

foram testadas e o percentual de 25% de sobreposição foi escolhido (numa janela alvo de 8x8 pixels, 25%, corresponde a 2 colunas ou linhas de pixels). A função desta sobreposição é aumentar a quantidade de DTB-AMV. Este artifício deve ser utilizado com cautela. Dada que uma taxa de sobreposição muito elevada pode criar situações em que um mesmo alvo dê origem a mais de um DTB-AMV, resultando em uma falsa consistência espacial.

- e. Todas as posições em que a temperatura de brilho em pelo menos um dos canais utilizados para o cálculo da DTB for mais frio que 160 K ou mais quente que 265 K são descartados. Os pixels descartados recebem um valor aleatório como já foi descrito.
  
- f. Devido ao descarte de pixels, um limiar mínimo de pixels não descartados deve ser definido para que a janela alvo seja utilizada. Estabeleceu-se que, no máximo, 35% dos pixels da janela alvo podem ser descartados.

A Tabela 6.1 apresenta as três DTB utilizadas neste estudo, suas aplicações e respectivos sub-intervalos. As escolhas dos sub-intervalos foram feitas com base na literatura disponível (veja Tabela 6.1).

Tabela 6.1 - DTB e suas aplicações para classificação dos DTB-AMV.

SEVIRI DTB	Usado para	DTB / estrutura que representa
6.2–10.8 $\mu\text{m}$	Altura do topo da nuvem relativa à tropopausa; <i>overshooting clouds</i>	DTB > 0 K : <i>overshooting</i> ( mas > -2 K para o rastreamento) -14 K < DTB $\leq$ -2 K : topos altos DTB $\leq$ 14 K : topo menos convectivos
8.7–10.8 $\mu\text{m}$	Classificação de nuvens: água, gelo, mistura de fase	DTB $\leq$ -1 K : nuvens de água -1 < DTB $\leq$ 0.5 K : nuvens de mistura de fase DTB > 0.5 K : nuvens de gelo
10.8–12.0 $\mu\text{m}$	Tipo de nuvens; detecção de Cirrus	DTB > 5 K : Cirrus semi-transparentes (STRABALA et al., 1994). Porém o limiar 4K foi utilizado neste estudo. 1 $\leq$ DTB < 4 K: Cirrus espesso DTB < 0 K Ruído do sensor para temperaturas muito frias ou cinzas vulcânicas (PAVOLONIS et al., 2006)

Neste primeiro instante do desenvolvimento da nova técnica, nenhum controle de qualidade foi desenvolvido ou adaptado para os DTB-AMV, além dos filtros citados. Devido a curta escala de tempo dos movimentos que se espera detectar e a falta de continuidade temporal da direção e ou da velocidade, os filtros utilizados no modelo de estimativa de vento operacional do INPE/CPTEC, ou mesmo outro filtro utilizado em outros modelos similares, não são indicados para filtragem dos resultados. Portanto, testes de controle de qualidade automáticos, voltados aos DTB-AMV, deverão ser desenvolvidos futuramente.

## 6.2 Análises, comparações e validações

Esta sessão descreve as três análises realizadas visando verificar a qualidade dos DTB-AMV obtidos pela técnica desenvolvida. A hipótese de que a técnica DTB é capaz de estimar um sinal não capturado pelo procedimento atual de estimativa de vento foi verificada. Como a escala temporal dos fluxos esperados de serem detectados é razoavelmente menor que àquela capturada pelos métodos usuais de estimativa do vento por satélite, espera-se que o nível de ruídos destes novos campos de vento seja mais

elevado. Três dias em que foram observados casos de atividade convectiva intensa foram selecionados para análise. Esses dias são 3, 6 e 18 de Agosto de 2006. Para isolar um complexo específico e para diminuir a quantidade de dados, utilizou-se apenas uma pequena região de toda a área coberta por uma imagem típica do satélite MSG. A Figura 6.3 mostra cada uma dessas regiões destacadas por um retângulo branco. O tamanho de cada região foi escolhida de forma a capturar todas as características do ciclo de vida da convecção, ou seja, os estágios de crescimento, maturação e dissipação.

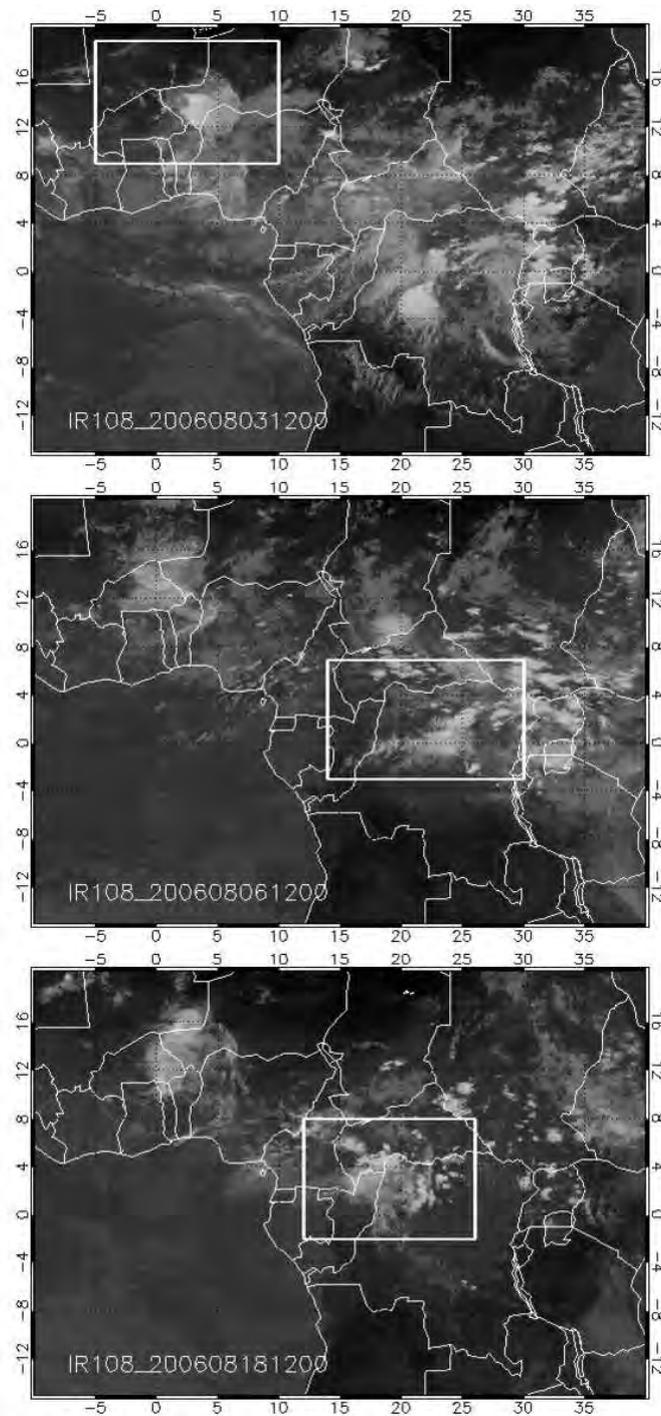


Figura 6.3 - Três áreas sobre a África tropical utilizadas na avaliação da técnica DTB, dias 3 (topo), 6 (centro) e 18 (baixo) de Agosto de 2006. As imagens do canal IR 10.8  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI são utilizadas como referência.

Nas Figuras 6.4, 6.5 e 6.6 são apresentados um exemplo de DTB-AMVs referentes às DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ , 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  e 10.8-12  $\mu\text{m}$  respectivamente. Junto de cada campo de

DTB-AMV, são plotados também os AMV estimados a partir dos canais WV 6.2  $\mu\text{m}$  e IR 10.8  $\mu\text{m}$ . Observe que em muitas regiões dos topos dos sistemas convectivos, o DTB-AMV é único, indicando o ganho na descrição da dinâmica. Porém, em vários locais, o vento estimado a partir da combinação de canais é idêntico ao vento estimado usando um monocanal (indicados pelos sinais “+” em preto).

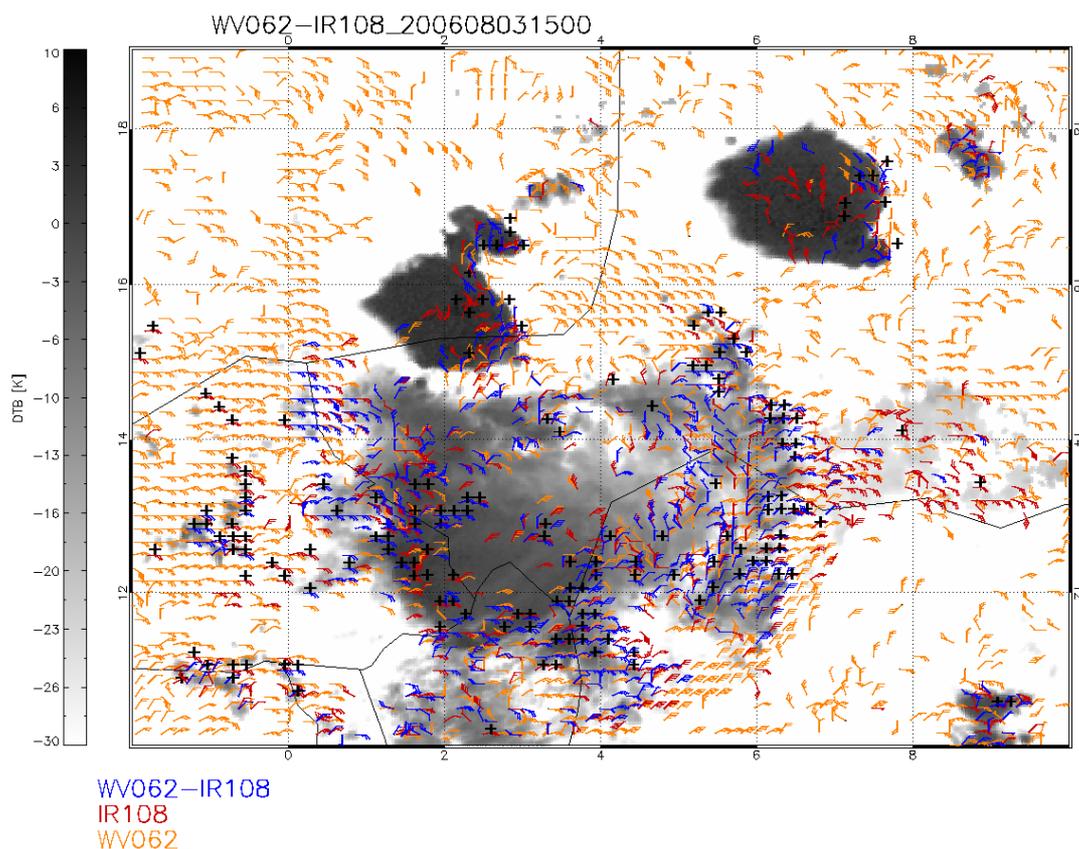


Figura 6. 4 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ .

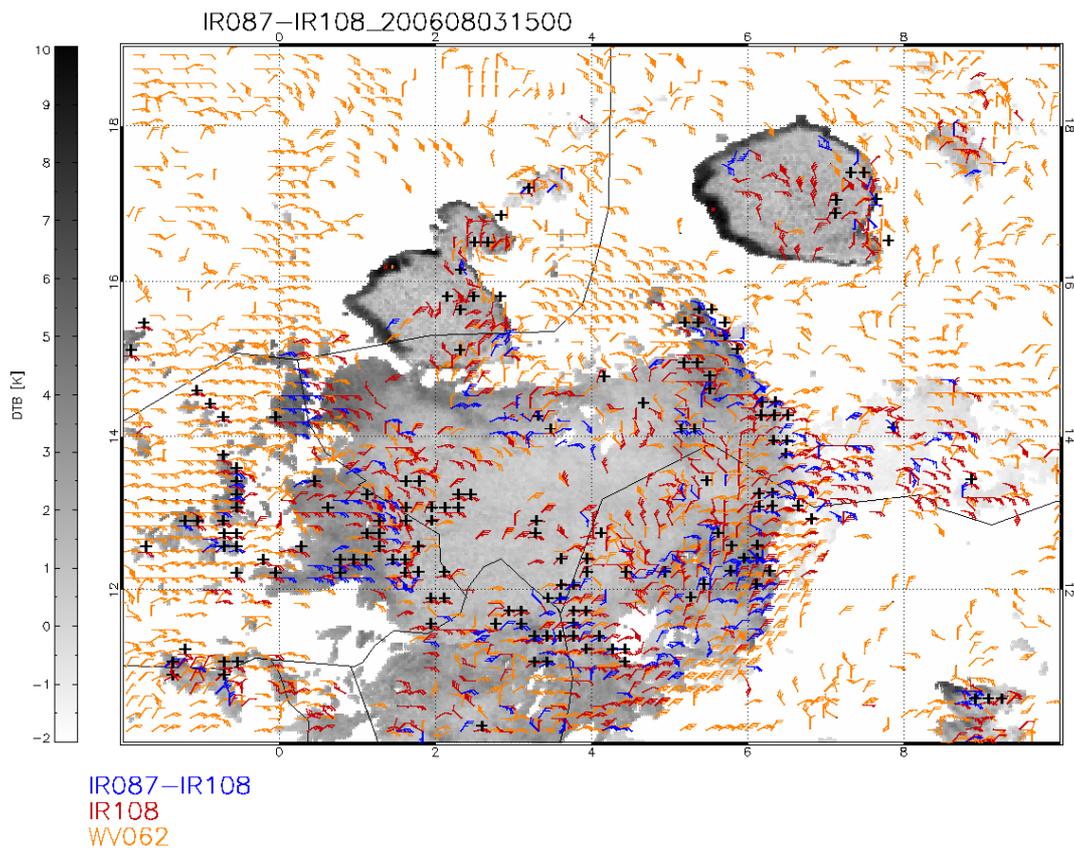


Figura 6. 5 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 8.7-10.8  $\mu\text{m}$ .

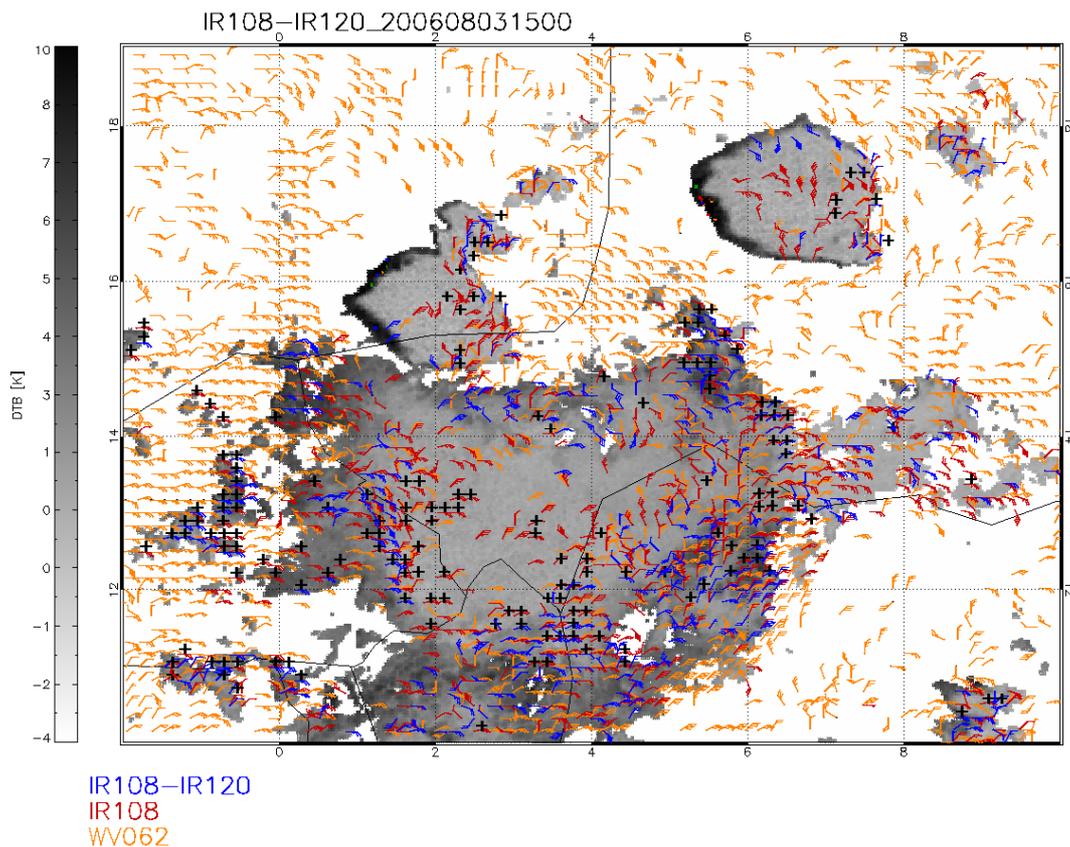


Figura 6. 6 - Exemplo de um campo de DTB-AMVs 10.8-12  $\mu\text{m}$  (em azul), referente às 15:00 UTC de 03 de Agosto de 2006, comparado aos campos de AMVs estimados a partir dos canais 6.2  $\mu\text{m}$  (em amarelo) e 10.8  $\mu\text{m}$  (em vermelho). Os sinais “+” em preto indicam os locais em que o DTB-AMV é idêntico à pelo menos um dos demais AMVs e ao fundo tem-se a imagem resultante da diferença 10.8-12  $\mu\text{m}$ .

### 6.2.1 Comparação com o modelo numérico de previsão de tempo do ECMWF

Os DTB-AMVs foram comparados com os perfis de vento do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) visado verificar em qual nível do modelo os DTB-AMVs mais se assemelhavam.

A análise foi realizada com o intuito de verificar se os diferentes DTB-AMVs estimados, únicos em relação a aqueles estimados apenas utilizando o método usual de estimativa do vento a partir das imagens SEVIRI/MSG, estariam descrevendo algum

movimento fisicamente coerente ou tratava-se apenas de ruído. Como já foi dito anteriormente, no atual estágio de desenvolvimento da técnica de estimativa do vento em alta resolução ainda não existe um controle de qualidade automático que possa ser aplicado aos resultados. Para situações em que diferentes DTB-AMVs (para diferentes DTB) e SEVIRI-AMV eram estimados para uma mesma posição (mesma localização da janela alvo) a comparação com o modelo do ECMWF poderia dar indícios de que os diferentes DTB-AMV poderiam estar descrevendo uma situação de cisalhamento do vento. Visando verificar se o sinal obtido através da técnica DTB era único, o algoritmo também foi executado utilizando imagens dos canais 6.2, 8.7, 10.8 e 12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI, utilizando apenas valores de temperatura de brilho entre 160 e 265 K. Estes vetores de vento serão denominados no restante do texto por SEVIRI-AMV para fins de simplificação.

Cada vetor vento (DTB-AMV ou SEVIRI-AMV) foi comparado ao perfil de vento do modelo do ECMWF (resolução horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$ ), com respeito à sua respectiva posição, em todos os níveis entre 500 e 200 hPa. Apenas os DTB-AMVs com diferenças nas componentes zonal e meridional menores que 3 m/s em relação ao perfil de vento do modelo do ECMWF, em algum nível, eram assumidos como tendo se “ajustado” ao vento do modelo em algum nível. O DTB-AMV ou SEVIRI-AMV em questão recebia o nível de pressão (altura) em que essas diferenças eram menores. Este nível de pressão definido será chamado de BFP, sigla que representa o termo da língua inglesa *best fit pressure* no restante deste texto. Caso o vetor comparado não satisfizesse a condição descrita, ele não recebia um nível de pressão, falhando assim no ajuste BFP. Como os vetores da técnica DTB não estavam dispostos numa grade idêntica à grade do modelo do ECMWF, os perfis de vento do modelo foram interpolados para a mesma posição de cada vetor analisado.

O BFP foi determinado para todos os vetores de cada caso estudado (3, 6 e 18 de Agosto de 2006), com até 95 campos de vento em cada um deles. A Tabela 6.2

apresenta as frações de SEVIRI/DTB-AMVs que não receberam o BFP, bem como a quantidade total de AMVs, para cada tipo de imagem (canal SEVIRI ou DTB) e o número de campos para cada caso. Observe que a fração de SEVIRI/DTB-AMV que falharam no ajuste BFP varia para cada um dos três casos, sendo em torno de 25%, 45% e 15% para os dias 3, 6 e 18 respectivamente. Para cada dia, a fração de SEVIRI/DTB-AMV que não receberam um BFP é similar para todos os tipos de imagens (SEVIRI ou DTB) com exceção do canal 6.2  $\mu\text{m}$ , que sempre apresenta as maiores taxas de falha. Esse fato já era esperado, uma vez que os AMVs do canal do vapor d'água possuem a característica de serem mais ruidosos, devido à dificuldade de rastrear estruturas de vapor em situações de céu claro. Esta capacidade de rastrear os movimentos dessas estruturas, além das nuvens, é a responsável pela maior quantidade de AMVs obtidos em relação aos canais do infravermelho janela.

Dado que nenhum controle de qualidade foi aplicado aos SEVIRI-AMV e DTB-AMV, a similaridade no número de AMVs que não receberam o BFP indica que o nível de ruído entre os campos estimados a partir das imagens SEVIRI e das DTB é similar. Contudo, esperava-se que os valores dos DTB-AMVs fossem superiores, dado que as imagens DTB são mais ruidosas em certas regiões, como os topos dos sistemas em que as temperaturas de brilho são similares, e também ao fato da técnica baseada na DTB permitir estimar a dinâmica dos topos dos SCM numa escala espacial que não é reproduzida pelo modelo do ECMWF. No entanto, é observado que as taxas de falha são similares aos AMVs estimados a partir dos canais da janela do infravermelho, e sempre inferior a taxa dos AMVs obtidos a partir do canal WV 6.2  $\mu\text{m}$ .

Uma fração dos DTB-AMV está provavelmente descrevendo os movimentos relacionados à expansão ou dissipação dos topos das células convectivas ou talvez descrevendo o crescimento de uma região do topo do SCM dominado por um tipo de nuvem; por exemplo, nuvens *Cirrus* espessas. Nessas circunstâncias, é esperado que o modelo numérico do ECMWF não reproduza esse sinal, portanto, os AMVs associados

à ele não se assemelharia ao vento do modelo em nenhum nível, ou se assemelharia em um nível não realístico ou, aleatoriamente, num nível realístico.

Tabela 6.2 - Fração de SEVIRI e DTB-AMV sem atribuição de um nível de pressão pelo ajuste BFP.

Tipo de imagem ( $\mu\text{m}$ )	dia	Falha no BFP (%)	Total AMVs	campos por dia
WV062-IR108	3	23%	50474	95
IR087-IR108	3	26%	30796	95
IR108-IR120	3	24%	41431	95
IR108	3	25%	67680	95
IR087	3	24%	67780	95
WV062	3	38%	147150	95
IR120	3	25%	72106	95
WV062-IR108	6	37%	75743	95
IR087-IR108	6	41%	53044	95
IR108-IR120	6	36%	63600	95
IR108	6	40%	102116	95
IR087	6	39%	102678	95
WV062	6	57%	206630	95
IR120	6	42%	110937	95
WV062-IR108	18	13%	37113	65
IR087-IR108	18	13%	29110	65
IR108-IR120	18	12%	33433	65
IR108	18	15%	54911	65
IR087	18	15%	53857	65
WV062	18	23%	80409	65
IR120	18	15%	56287	65

A Figura 6.7 apresenta os histogramas da diferença entre o BFP entre cada um dos DTB-AMV e seus respectivos SEVIRI-AMV para todas as situações em que pelo menos um SEVIRI-AMV foi estimado para a mesma posição da janela alvo do DTB-AMV e estes eram diferentes. Se existisse mais de um SEVIRI-AMV nessa situação e estes SEVIRI-AMV fossem diferentes entre si, ambos eram comparados ao DTB-AMV, fornecendo um valor de diferença do BFP para cada par DTB/SEVIR-AMV. Foram

utilizados apenas os canais das bandas em 6.2, 8.7, 10.8 e 12.0  $\mu\text{m}$  nessa comparação. O canal WV 7.3  $\mu\text{m}$  não foi utilizado, pois os campos de vento obtidos por ele são muito similares aqueles obtidos pelo canal WV 6.2. Já os canais IR 9.7  $\mu\text{m}$  e 13.4  $\mu\text{m}$  foram excluídos da análise por fornecerem uma informação muito similar àquela obtida pelos demais canais das janelas atmosféricas. A coluna da esquerda na Figura 6.7 mostra as diferenças no BFP entre os SEVIRI-AMV e os DTB-AMV. Valores negativos significam que o DTB-AMV está num nível mais baixo que o SEVIRI-AMV. A coluna central apresenta as diferenças na velocidade entre os SEVIRI-AMV e BFP-AMV somente para o conjunto dos pares cuja diferença entre o nível BFP é negativa. A coluna da direita mostra a mesma diferença, porém para o conjunto dos pares com diferenças da altura positiva. Note que valores positivos nos histogramas da diferença de velocidade indicam que o DTB-AMV é mais lento que o seu respectivo SEVIRI-AMV.

Para o cálculo dos histogramas da Figura 6.7 foram utilizados os três casos já citados, 3, 6 e 18 de Agosto de 2006; cada um com a sua resolução temporal máxima (15 minutos), o que permite ter até 95 campos de vento distintos para cada dia. Somente uma pequena região de toda a área coberta pelo satélite Meteosat-8 foi utilizada, como mostrado na Figura 6.3. Ainda, sobre a confecção dos histogramas; todos os sub-intervalos de DTB foram contabilizados juntos. Analisando a Figura 6.7, as principais características observadas são: os DTB-AMV possuem uma tendência de serem mais similares ao vento do modelo numérico do ECMWF num nível mais baixo do que os SEVIRI-DTB; e quando os DTB-AMV são mais baixos que os SEVIRI-AMV, eles tendem a ser mais lentos e mais rápidos quando mais altos. É observado, também, que a tendência da diferença nas velocidades é muito mais clara que a tendência da diferença no nível de pressão BFP.

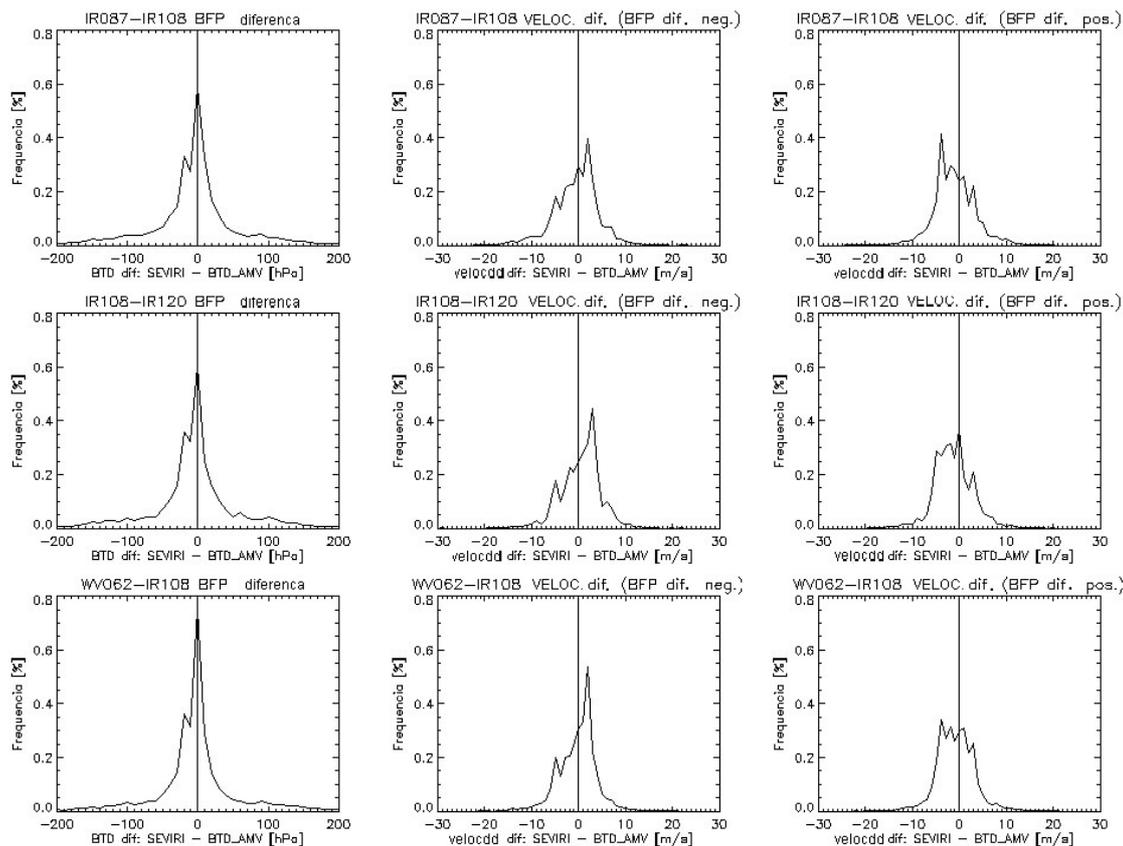


Figura 6.7 - Histogramas das diferenças entre o BFP e a velocidade entre SEVERI-AMV e DTB-AMV para três DTB, IR 8.7 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  (topo), IR 10.8 – IR 12.0  $\mu\text{m}$  (centro) e WV 6.2 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  (baixo). A coluna da esquerda mostra as diferenças entre o nível de pressão entre os SEVERI-AMV e os DTB-AMV (valores negativos indicam que o DTB-AMV está num nível mais baixo que o SEVERI-AMV). A coluna central apresenta as diferenças entre a velocidade entre os SEVERI-AMV os DTB AMV apenas para a o conjunto de pares em que a diferença entre o BFP é negativa, com a coluna da direita apresentando os valores para o caso em que a diferença no BFT era positiva. Valor positivo da diferença na velocidade indica que o DTB-AMV é mais lento que o SEVERI-AMV.

A Figura 6.8 e a Figura 6.9 apresentam alguns exemplos de DTB-AMV e SEVERI-AMV obtidos de imagens SEVERI (Figura 6.8) e as respectivas imagens de DTB (Figura 6.9) para o dia 3 de Agosto de 2006 entre 15:00 e 15:30 UTC sobre uma pequena área da região sub Saariana. Visando tornar os campos de vento mais legíveis, foi selecionado apenas um pequeno segmento de imagem e cada tipo de vetor (estimado a partir de um canal SEVERI ou uma DTB) é apresentado separadamente sobre a imagem mais recente utilizada na sua estimativa. Os vetores que falharam no ajuste BFP estão em vermelho e aqueles coerentes com o vento do modelo estão em azul em

todos os gráficos. Também, todos os DTB-AMV referentes a todos os tipos de estruturas (gelo, água ou mistura de fase) são apresentados juntos. Na Tabela 6.1 estão apresentadas referências sobre o que cada intervalo de DTB representa. Foi visto que os DTB-AMVs são mais numerosos principalmente sobre os limites horizontais dos topos das nuvens, onde nuvens *Cirrus* (DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m} > 0.5 \text{ K}$  e DTB 10.8-12  $\mu\text{m} > 1 \text{ K}$ ) associadas a divergência do vento em altos níveis são geralmente observadas. Os padrões espaciais são mais claros nessas regiões, apresentando maior contraste e gradiente com a região mais interior (do ponto de vista horizontal) do topo das nuvens convectivas. Essa maior variância espacial facilita a determinação dos padrões entre o par de imagens, o que é fundamental para o procedimento de rastreamento.

A DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ , que basicamente é utilizada para identificar as regiões penetrativas das nuvens de convecção profunda, é mostrada na sequência superior da Figura 6.9. Alguns DTB-AMV dessa DTB são estimados sobre a região mais interna em relação aos limites do topo na região Leste da célula convectiva, mas nenhum deles é estimado para a região central. Novamente, a alta variância espacial dos pixels no tempo (entre a primeira e segunda imagem) impossibilitou identificar os padrões e, conseqüentemente, estimar algum tipo de movimento. Comparando os DTB-AMV 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  (Figura 6.9 sequência superior) com os SEVIRI-AMV 6.2  $\mu\text{m}$  (primeira sequência da Figura 6.8) os SEVIRI-AMV são mais numerosos na região interna do topo da nuvem; porém, aparentemente, eles não são consistentes tanto no espaço como no tempo. Além disso, existem poucos SEVIRI-AMV descrevendo a expansão do topo do sistema convectivo. Uma situação similar é observada para os SEVIRI-AMV dos canais do IR (8.7, 10.8 e 12  $\mu\text{m}$ ) na Figura 6.8. Em todas as três situações, os SEVIRI-AMV estão concentrados na região interna do topo do sistema convectivo enquanto que os respectivos DTB-AMV (Figura 6.9) estão localizados sobre os limites horizontais. Observando a consistência espacial e temporal dos SEVIRI e DTB AMV na Figura 6.8 e na Figura 6.9, fica claro que muitos AMVs são fisicamente realísticos, não se tratando apenas de erros do processo automático de rastreamento. Por exemplo, os SEVIRI-AMV em vermelho, localizados na porção sul do sistema na Figura 6.8, descrevem a expansão

para sul do sistema convectivo; o que pode ser verificado pela imagem de fundo. Esse movimento também é capturado pela técnica DTB, porém não tão bem como pelos SEVIRI-AMV. Por outro lado, uma situação inversa é observada a noroeste onde a técnica DTB captura um sinal muito mais claro que àquele capturado apenas pelo uso dos canais SEVIRI.

Em relação à zona central do topo do sistema da Figura 6.8, os SEVIRI-AMV aparentam ser, muitas vezes, não realísticos; sendo difícil avaliar a qualidade do sinal capturado. A DTB sobre as zonas centrais fica em torno de 0 K e possuem alta variância espacial devido à turbulência gerada pelos fluxos ascendentes e descendentes que dominam a dinâmica dessas zonas. Sob tais circunstâncias, basicamente nenhum padrão espacial se mantém por mais de 15 minutos para que possa ser rastreado. Isso explica a falta de DTB-AMV nesses locais. Este é um bom exemplo da informação extra que é possível ser extraída a partir do uso das combinações de canais sob a forma da DTB e suas limitações.

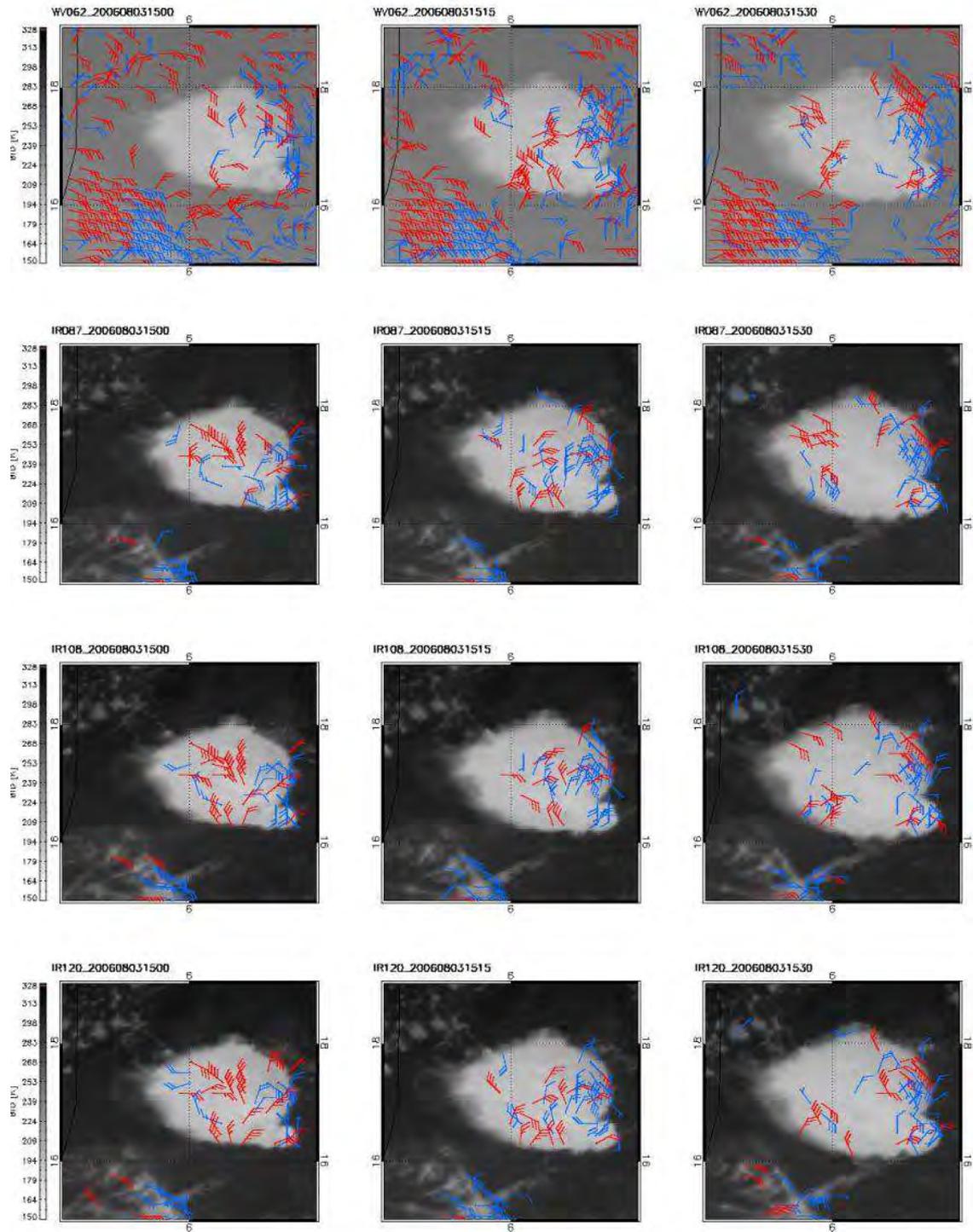


Figura 6.8 - SEVIRI-AMV estimados para os canais WV 6.2  $\mu\text{m}$  (topo), IR 8.7  $\mu\text{m}$ , IR 10.8  $\mu\text{m}$  e IR 12  $\mu\text{m}$  (baixo) para o dia 3 de Agosto de 2006, as 15:00 (coluna da esquerda), 15:15, e 15:30 UTC (coluna da direita). AMVs que não receberam o nível BFP estão em vermelho.

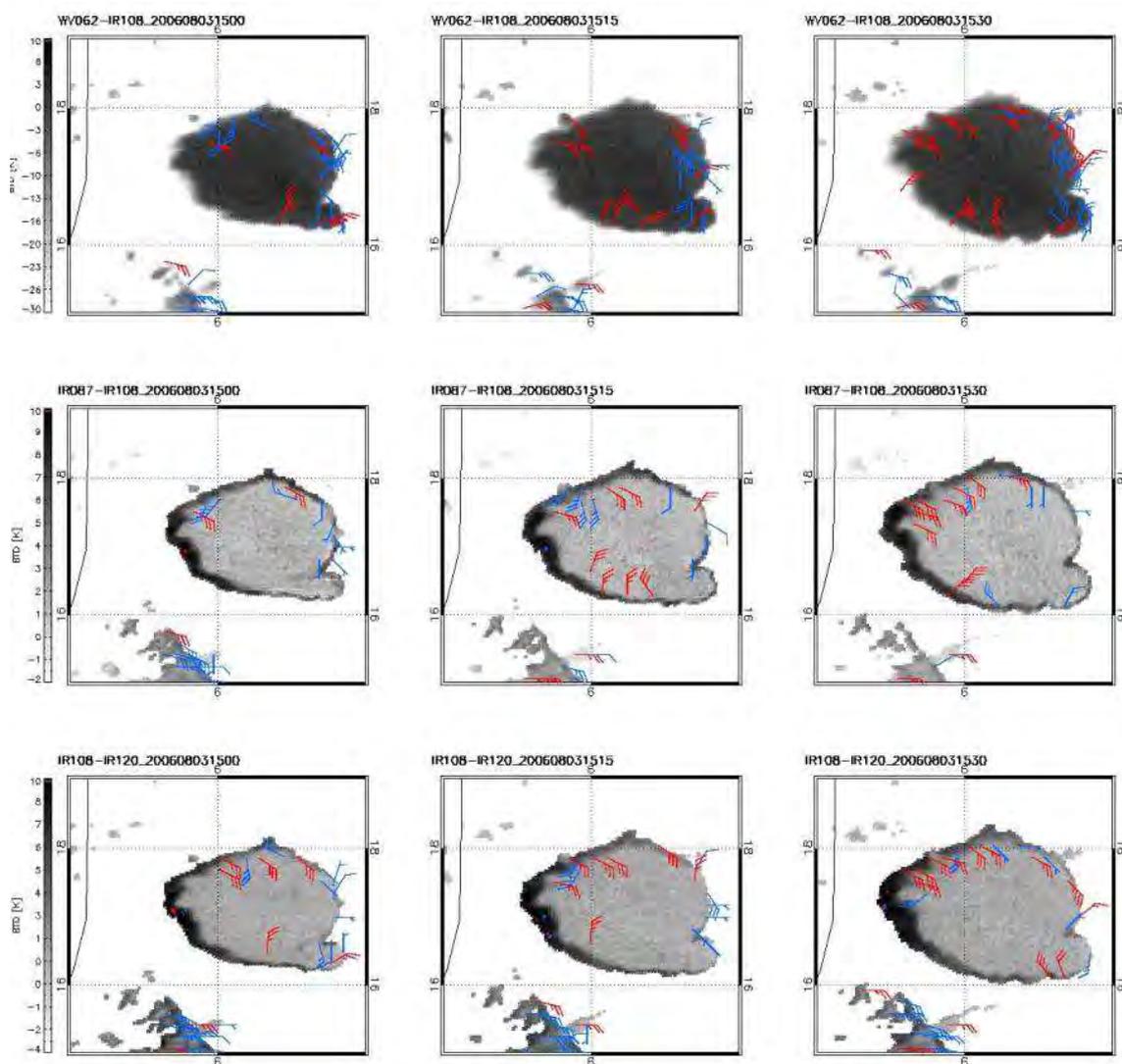


Figura 6.9 - DTB-AMV estimados para as DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$  (topo), 8.7- 10.8  $\mu\text{m}$  e 10.8-12  $\mu\text{m}$  (baixo) para o dia 3 de Agosto de 2006, às 15:00 (coluna da esquerda), 15:15, e 15:30 UTC (coluna da direita). AMVs que não receberam o nível BFP estão em vermelho.

O exemplo mostrado na Figura 6.9 é de um complexo convectivo em seus instantes iniciais do ciclo de vida, momento em que a uma expansão horizontal intensa é esperada. É possível observar na Figura 6.9 que a técnica DTB é capaz de detectar a expansão horizontal do topo do complexo convectivo. Ressalta-se que esse sinal não foi

capturado tão bem apenas pelo uso não combinado das imagens SEVIRI (Figura 6.8). Para a porção sul do complexo convectivo, ambas SEVIRI e DTB-AMVs detectam a expansão das nuvens. Apenas a DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  falha nessa tarefa. Contudo, essa DTB, juntamente com as outras duas DTB, é capaz de capturar o deslocamento observado a noroeste do sistema enquanto que ao se utilizar as imagens SEVIRI padrão não é possível. A consistência temporal observada para esses movimentos e a coerência com o vento do modelo do ECMWF, nas regiões sul e noroeste, indica que o sinal é realístico, não se tratando apenas de erro durante o procedimento de rastreamento de nuvens.

Para poucos casos em que o sistema convectivo é horizontalmente muito extenso e com ciclo de vida próximo do ápice ou nos instantes seguintes, é possível capturar fluxos divergentes nas regiões mais internas. Sob tais condições, algumas zonas do complexo convectivo são mais estáveis, permitindo que as nuvens mantenham, sem muitas alterações, sua forma por mais do que 15 minutos (resolução temporal das imagens do satélite Meteosat-8).

### **6.2.2 DTB-AMV estimados utilizando as radiâncias SEVIRI simuladas a partir dos perfis atmosféricos do *Meteorological Office Unified Model***

A alta resolução espacial do UK-UM permitiu simular as radiâncias do sensor SEVIRI com resolução espacial superior que aquela obtida pelo satélite Meteosat-8. Foram utilizadas as simulações dos canais 6.2, 8.7, 10.8 e 12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI, para 26 de Julho de 2006, das 13:00 às 13:45 UTC, as quais foram descritas no Capítulo 5.

Uma vez que os movimentos das nuvens resolvidas pelo CRM do UK-UM estão diretamente relacionados ao vento do próprio UK-UM, os AMVs estimados a partir do algoritmo de rastreamento deveriam ser muito similares ao vento do modelo, com

exceção de pequenas diferenças na direção e velocidade devido às certas considerações assumidas pelo algoritmo de rastreamento. Por outro lado, os movimentos horizontais aparentes de certas regiões do topo das nuvens convectivas, caracterizadas por serem compostas principalmente por um dado componente microfísico, podem ser capturados pelo algoritmo de rastreamento. À medida que essas regiões diminuem em área ou se expandem, é possível detectar o deslocamento dos limites dessas regiões. Os DTB-AMVs referentes a tais deslocamentos certamente não serão similares ao vento do modelo em nenhum nível do perfil de vento ou o serão num nível fisicamente não realístico na grande maioria das situações. Seguindo esta hipótese, a técnica DTB foi aplicada às simulações UK-UM/RTTOV e os DTB-AMVs foram comparados aos perfis de vento do UK-UM de maneira análoga àquela realizada na Seção 6.2.1, em que foram utilizados os perfis do modelo de alta resolução do ECMWF. Antes de realizar as comparações, deve-se determinar primeiro quais são as semelhanças entre as imagens DTB, calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV, e àquelas calculadas utilizando as imagens SEVIRI reais. A Figura 6.10 e a Figura 6.12 mostram os histogramas normalizados das DTB 8.7-10.8 e 10.8-12  $\mu\text{m}$  respectivamente, similares à Figura 5.19. As DTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV são apresentadas em vermelho.

Observa-se na Figura 6.10 que as distribuições são relativamente similares, com valores positivos de DTB (principalmente acima de 2K) e com certa diferença para 12:30 UTC do dia 27 de Julho. Como a DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  permite basicamente distinguir nuvens formadas por gelo ou água e nuvens com ambas as fases termodinâmicas, pode-se concluir, para os casos analisados, que a frequência de nuvens com estas características é similar. Pela Figura 6.11 é possível verificar que os valores da DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  são bem similares entre as DTB calculadas a partir das imagens simuladas e reais, apesar das diferenças na posição e no formato das nuvens discutidas no Capítulo 5.

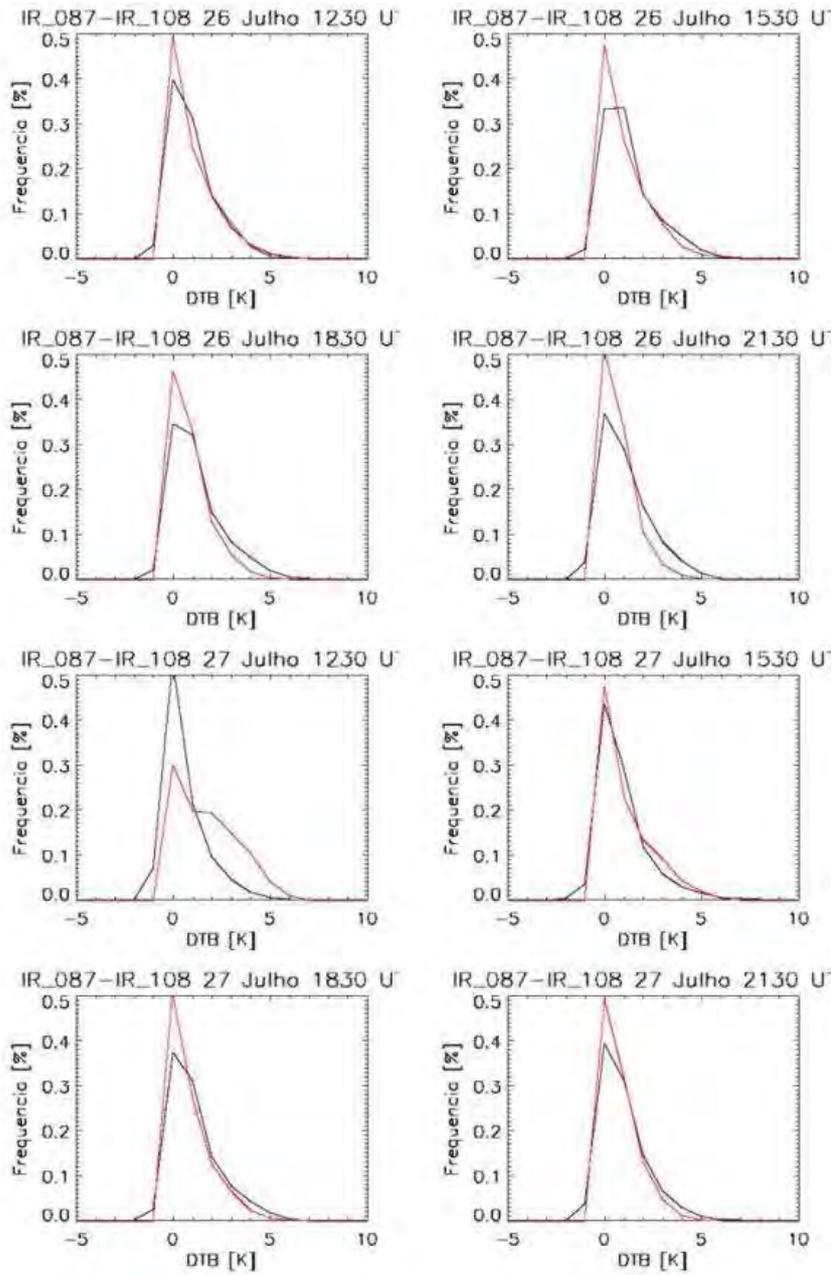


Figura 6.10 - DTB 8.7-10.8 μm para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são plotadas em preto e em vermelho estão as DTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV.

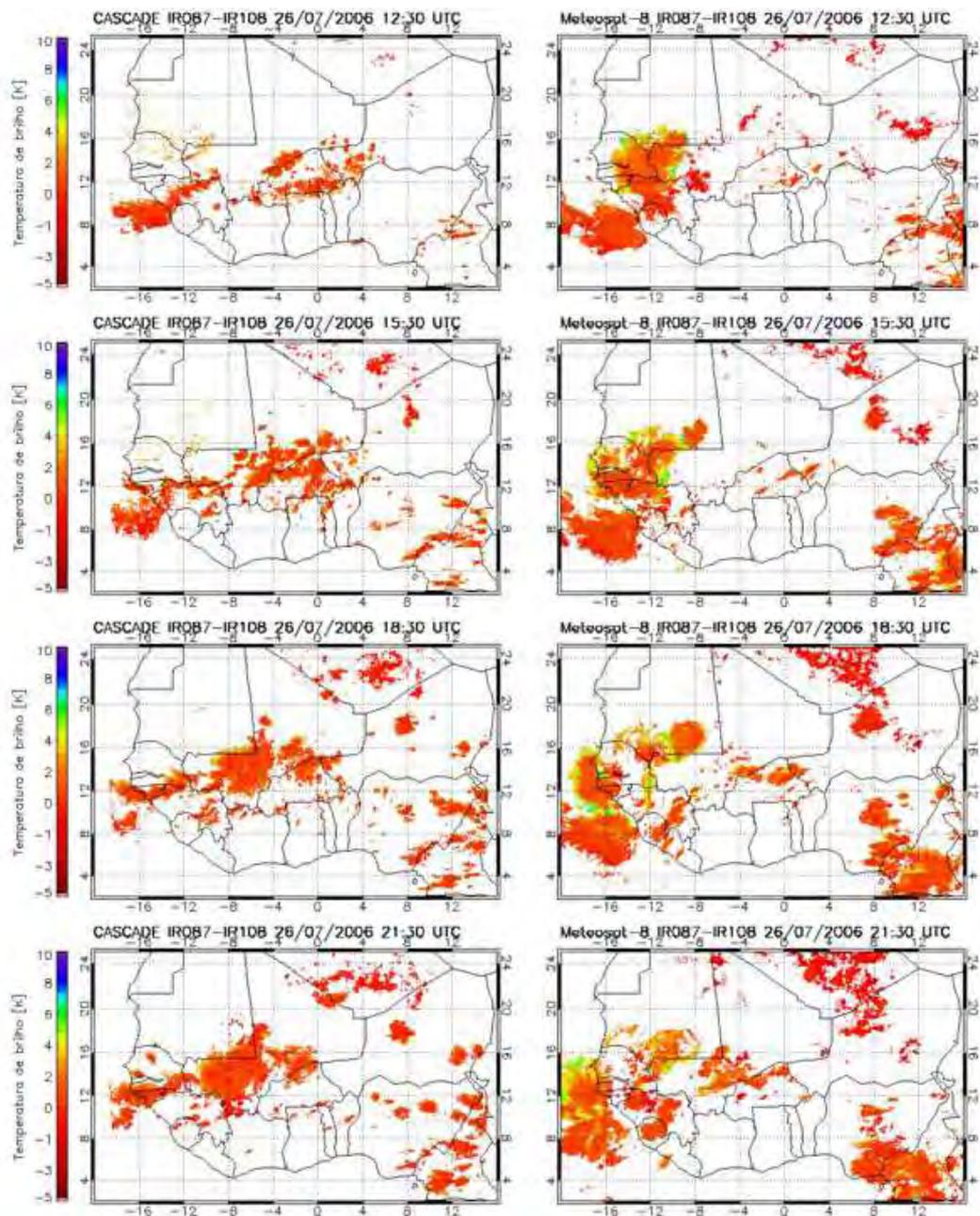


Figura 6.11 - DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  para vários horários do dia 26 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita.

Analisando os histogramas da Figura 6.12, observamos que as DTB maiores para a simulações se mantêm em torno de 2 K, com máximos próximos de 5 K, enquanto que para a DTB calculada a partir de imagens SEVIRI reais, os máximos de DTB se mantêm em torno de 8 K. Essa diferença indica que nas simulações, praticamente não

existem nuvens semi-transparentes, uma vez que tais nuvens estão associadas à DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  maiores que 4 K (ver Tabela 6.1). Também, o pico dos histogramas de cada tipo de medida (simulado ou real) não estão localizados na mesma posição. Os picos dos histogramas referentes às medidas reais estão localizados em torno de 2 K enquanto que aqueles referentes às simulações estão localizados em torno de 0 K.

Na Figura 6.13 e na Figura 6.14 temos as imagens das DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  referentes aos horários da Figura 6.12. Observe que em geral, os topos das nuvens nas simulações UK-UM (coluna da esquerda na Figura 6.13 e na Figura 6.14) apresentam um tom mais avermelhados em relação às DTB calculadas a partir das imagens SEVIRI reais. Isso indica uma provável deficiência do modelo de transferência radiativa em calcular o espalhamento dos cristais de gelo nos canais em 10.8 e ou 12  $\mu\text{m}$  do sensor SEVIRI. Como foi mostrado, a DTB 8.7-10.8  $\mu\text{m}$  apresenta valores muito similares entre as àquelas calculadas a partir das radiâncias simuladas e reais, indicando que o provável erro do modelo RTTOV9 pode estar associado ao canal 12  $\mu\text{m}$ .

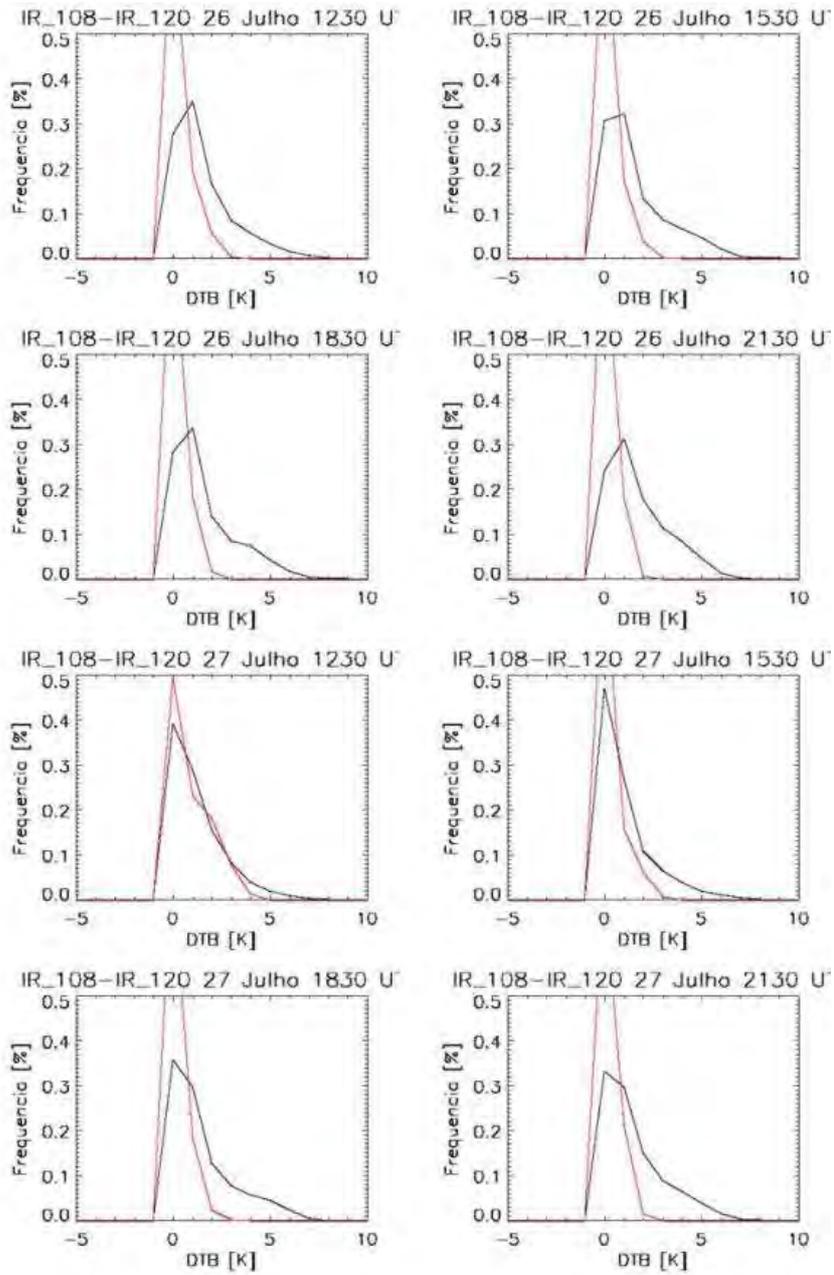


Figura 6.12 - DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  para diferentes horários dos dias 26 e 27 de Julho de 2006. DTB referentes às imagens SEVIRI reais são plotadas em preto e em vermelho estão as BTB calculadas a partir das simulações UK-UM/RTTOV.

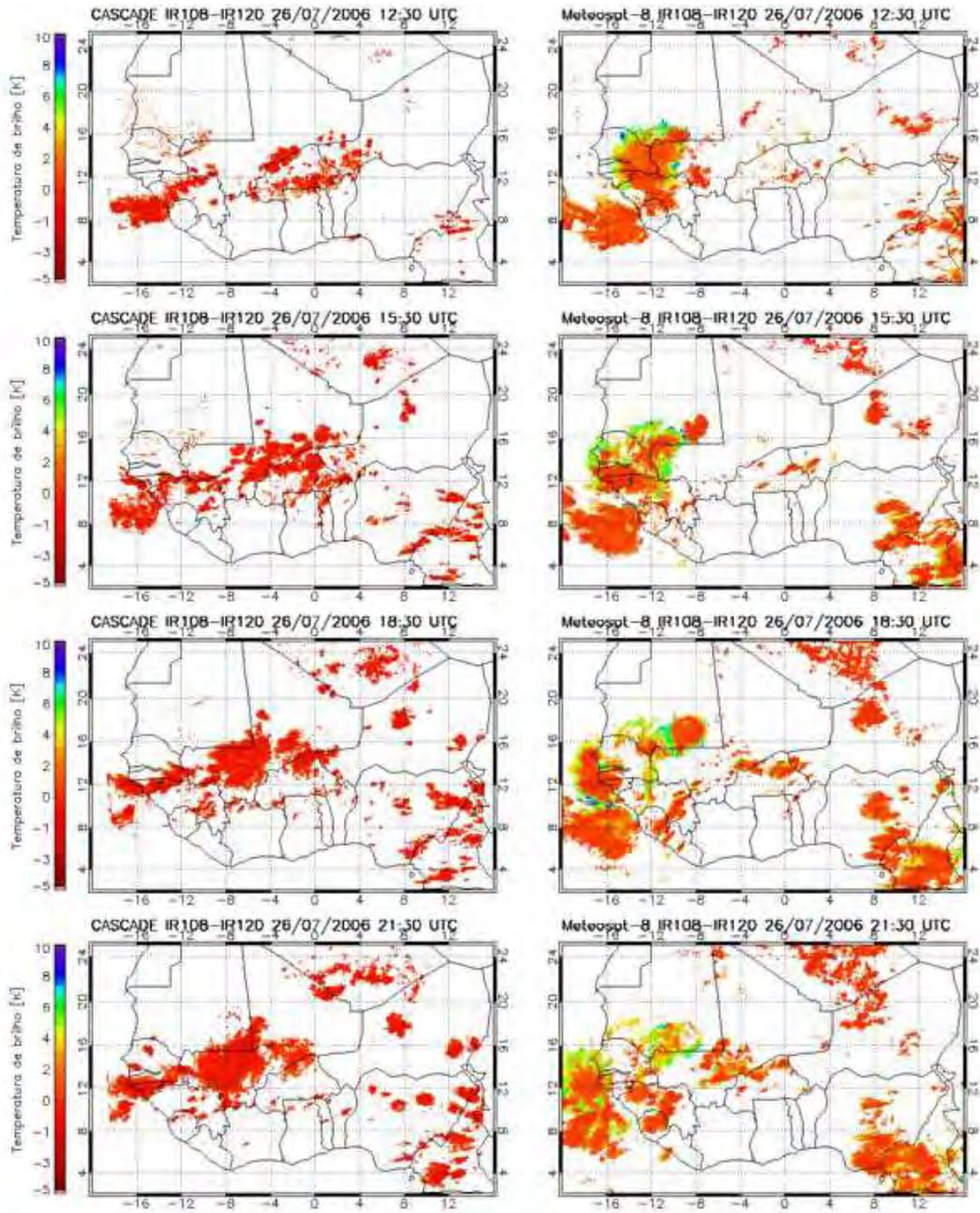


Figura 6.13 - DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  para vários horários do dia 26 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita.

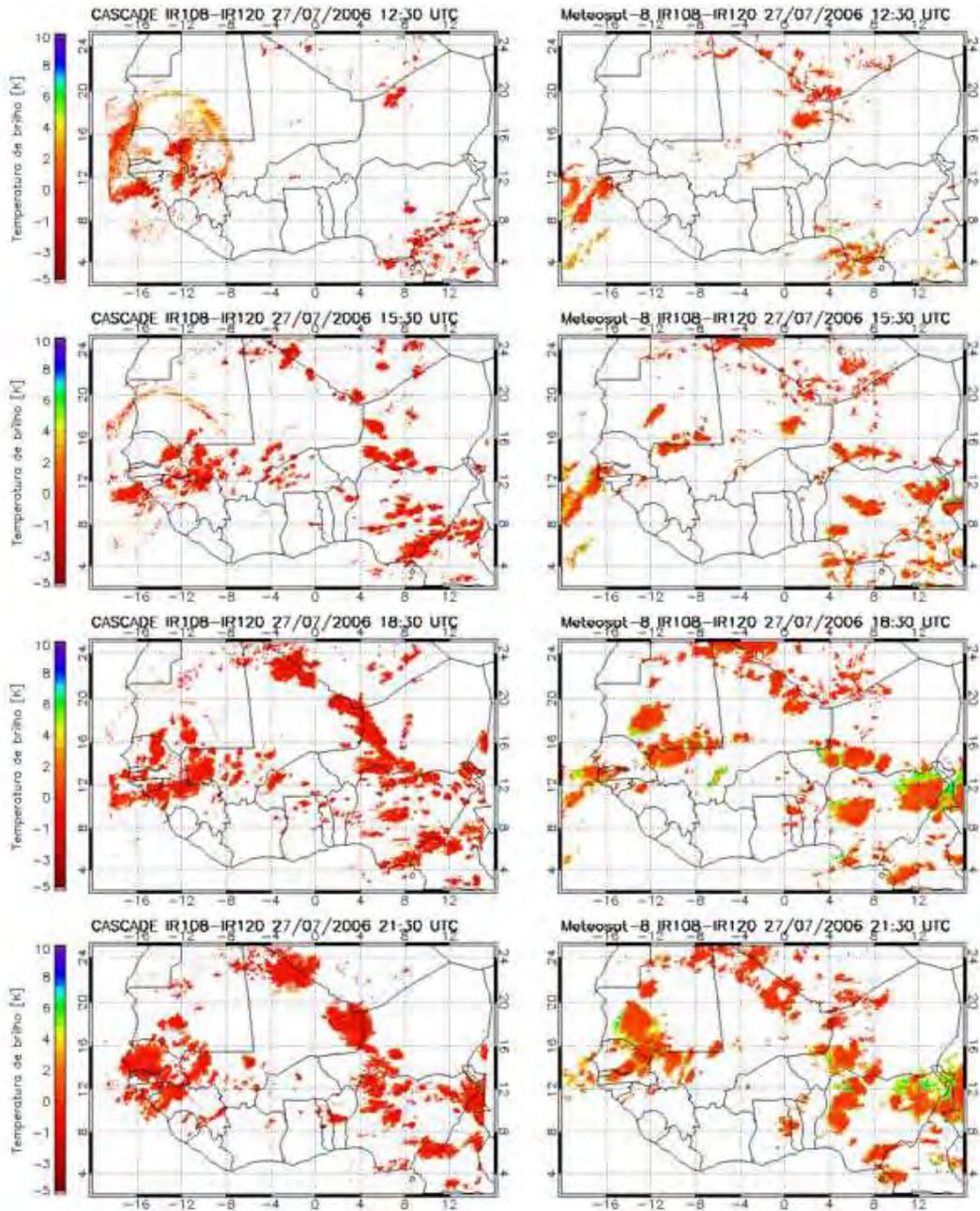


Figura 6.14 - DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  para vários horários do dia 27 de Julho de 2006. DTB calculadas a partir das simulações UK-UM (CASCADE) à esquerda e a partir das imagens SEVIRI reais à direita.

Como visto na Figura 5.19, é esperado uma maior frequência de topos de nuvens altas localizados próximo ou além da tropopausa. Para as demais nuvens, é esperada uma distribuição similar àquela observada nas imagens SEVIRI reais. Portanto, é viável utilizar as simulações UK-UM/RTTOV para avaliar a capacidade da técnica de

estimativa dos movimentos horizontais dos topos dos sistemas convectivos, num cenário hipotético em que imagens em alta resolução espacial de um satélite geostacionário estariam disponíveis. Esta análise utiliza imagens com resolução de 1.5x1.5 km e existirá a limitação referente à falta de nuvens *Cirrus* semi-transparentes, afetando principalmente a DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$ .

A Figura 6.15 e a Figura 6.16 mostram respectivamente alguns exemplos de SEVIRI-AMV e DTB-AMV obtidos a partir das simulações UK-UM/RTTOV para o dia 26 de Julho de 2006, de 13:15 a 13:45 UTC, sobre uma pequena área da região sub Saariana. Estas Figuras mostram os campos de vento de forma análoga a Figura 6.8 e a Figura 6.9. Contudo, a Figura 6.15 e a Figura 6.16 mostram um cenário diferente, em que tem-se várias células convectivas pequena se desenvolvendo ao invés de apenas um grande sistema convectivo como foi mostrado na Sessão 6.2.1. O número de SEVIRI-AMVs que falham no ajuste BFP é menor em relação à situação real mostrada na Figura 6.9. Esse resultado é coerente uma vez que os movimentos das nuvens no UK-UM são principalmente devidos ao vento do próprio modelo. Para diversos pontos do topo das células convectivas, os DTB-AMV são únicos, não sendo idênticos ou similares a nenhum SEVIRI-AMV. Como nenhum controle de qualidade é aplicado aos AMV estimados, uma fração desses vetores são ruído, porém observa-se que eles são fisicamente realísticos. Devido à resolução espacial superior das simulações (1.5x1.5 km contra 3x3 km para as imagens SEVIRI reais) os campos de vento puderam ser estimados com muito mais precisão. Porém, era esperado um aumento mais considerável na densidade espacial dos vetores, o que não ocorreu. Contudo, um aumento no nível de detalhamento dos DTB-AMVs pode ser observado na Figura 6.16. As simulações utilizadas nessa análise eram suavizadas se comparadas às imagens SEVIRI reais. Essa baixa variância espacial pode comprometer o algoritmo de estimativa de vento onde janelas alvo com baixa variância espacial são descartadas.

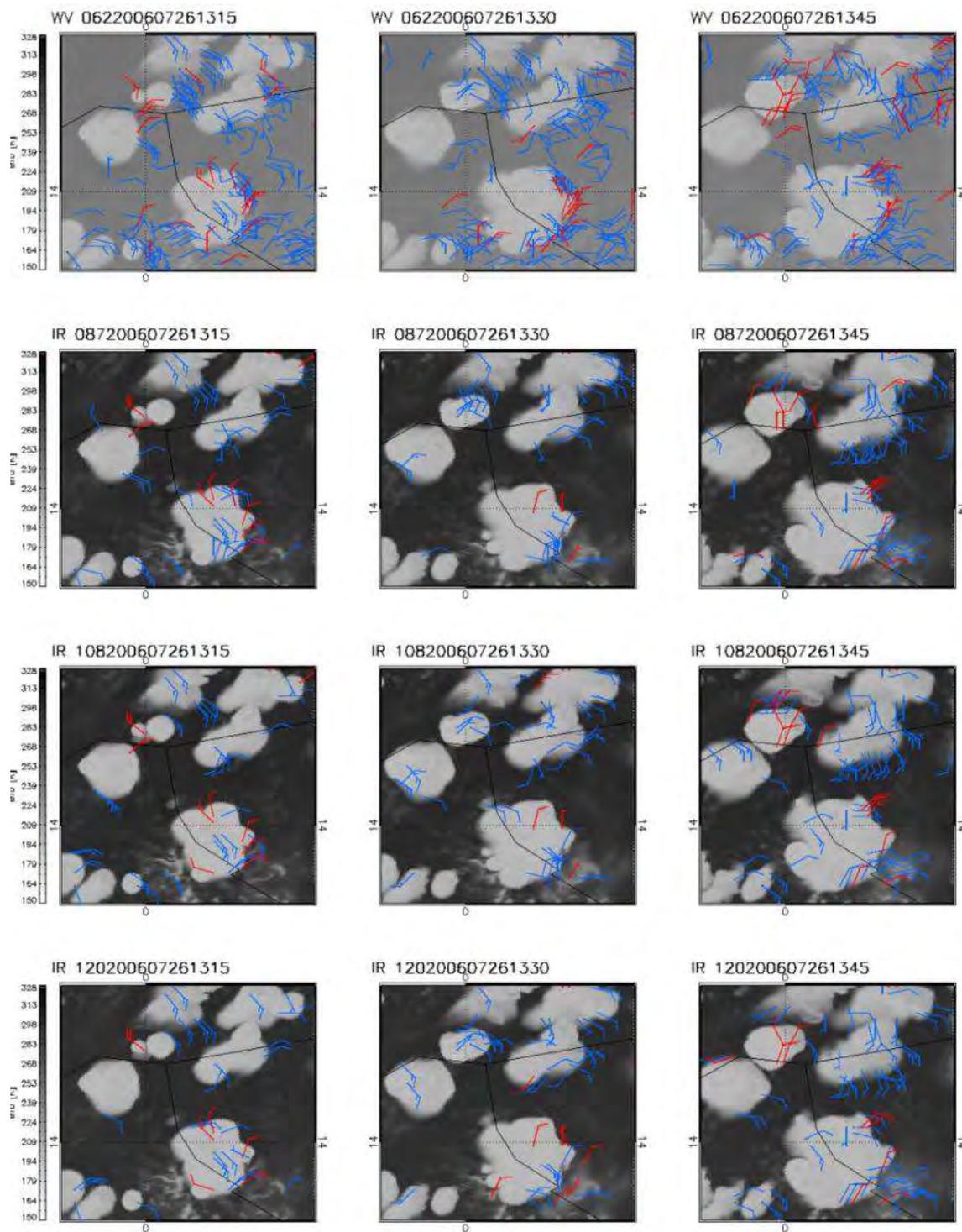


Figura 6.15 - SEVIRI-AMVs estimados a partir das simulações UK-UM/RTTOV para 13:15 à 13:45 UTC do dia 26 de Julho de 2006. Canais 6.2 (topo), 8.7, 10.8 and 12  $\mu$ m SEVIRI. AMVs que não receberam um nível BFP são plotados em vermelho.

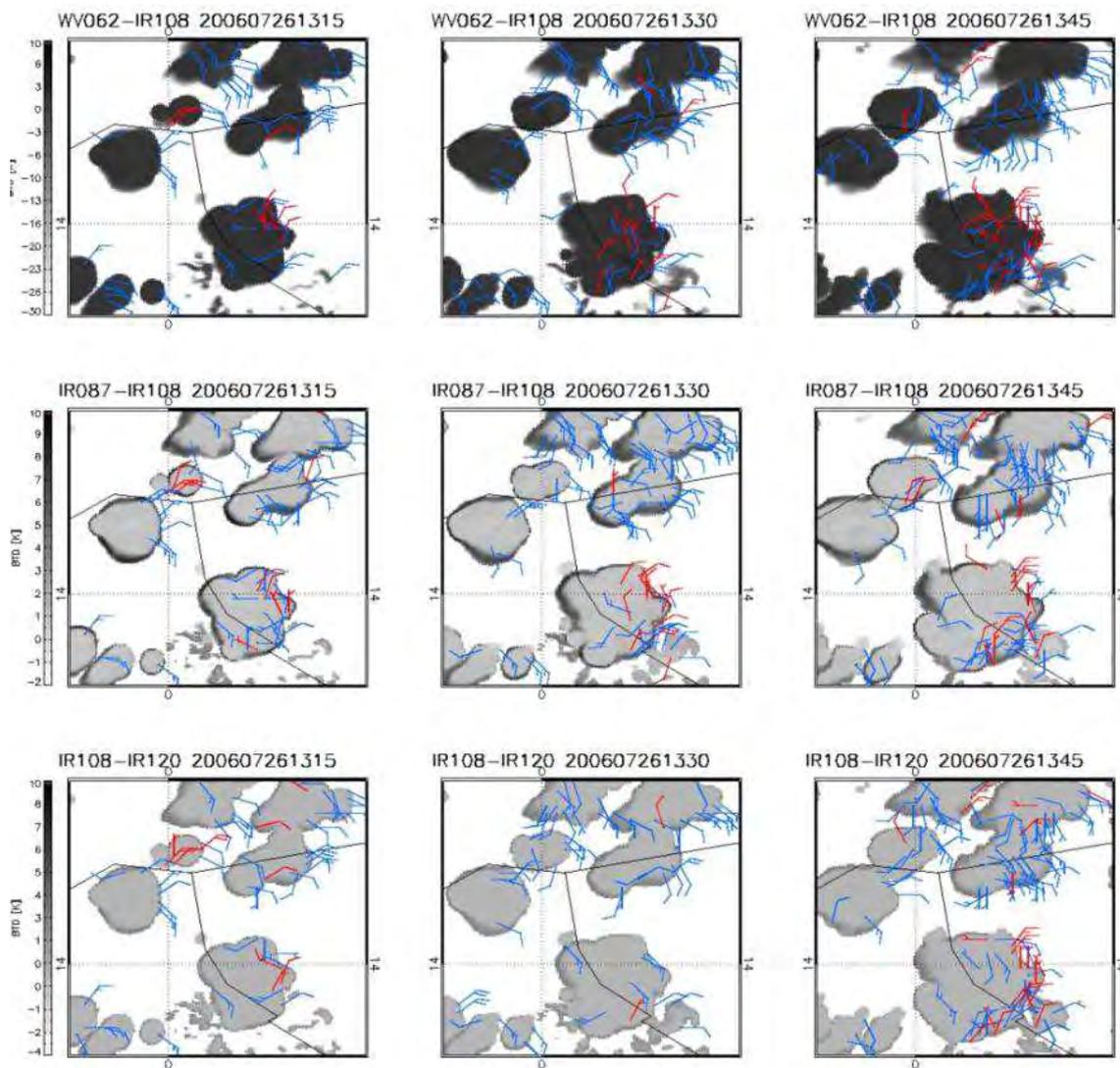


Figura 6.16 - DTB-AMVs estimados a partir das simulações UK-UM/RTTOV para 13:15 à 13:45 UTC do dia 26 de Julho de 2006 DTB-AMV para as DTB 6.2 - 10.8  $\mu\text{m}$ , 8.7 - 10.8  $\mu\text{m}$  e 10.8 - 12  $\mu\text{m}$  (baixo). AMVs que não receberam um nível BFP são plotados em vermelho.

Note que na Figura 6.16, os DTB-AMV referentes à DTB 10.8-12  $\mu\text{m}$  são escassos até o instante em que a convecção já está bem estabelecida (13:45 UTC). Como essa diferença é utilizada na detecção de nuvens do tipo *Cirrus*, visando distinguir entre aquelas mais espessas e finas, é esperado que a densidade dos campos dos DTB-AMV seja maior para locais em que os complexos convectivos estejam na fase intermediária do ciclo de vida.

A Tabela 6.3 apresenta as estatísticas dos SEVIRI e DTB-AMVs que falharam durante o ajuste BFP, para cada canal SEVIRI e para cada combinação entre canais simulados a partir dos dados do UK-UM. Observa-se um nível de falha muito estável para todos os canais simples e para as combinações, com exceção do canal 6.2  $\mu\text{m}$  que apresenta uma taxa relativamente mais elevada. Essa taxa maior é explicada pelos AMV de céu claro os quais são uma fonte de erro bem conhecida dos AMVs estimados a partir dos canais que operam na banda de absorção do vapor d'água.

De forma similar ao que foi discutido na Seção 5.2.1, os DTB-AMVs referentes as simulações UK-UM/RTTOV localizam-se principalmente sobre os limites dos topos das nuvens. Observa-se pelos valores de DTB na Figura 6.16, que essas regiões são dominadas por nuvens *Cirrus*. Estes DTB-AMVs não são consistentes espacialmente com os SEVIRI-AMVs, mas são consistentes entre si no tempo e no espaço. Esse fato indica que o esquema de nuvens do UK-UM produz algumas alterações nas componentes microfísicas do topo das nuvens e o algoritmo de rastreamento captura esses movimentos aparentes. Este resultado mostra a eficiência da metodologia em detectar as alterações espaciais das diferentes regiões que compõem o topo dos sistemas de convecção profunda.

Tabela 6.3 - Fração de SEVIRI e DTB-AMV que falharam no ajuste BFP para as simulações CASCADE/SEVIRI.

Tipo de imagem	dia	Falha no BFP (%)	Total AMVs	num. De campos
WV062-IR108	26	11%	6397	4
IR087-IR108	26	11%	6104	4
IR108-IR120	26	12%	5463	4
IR108	26	10%	7060	4
IR087	26	10%	7156	4
WV062	26	15%	94400	4
IR120	26	10%	7378	4

A advecção de umidade e a taxa de condensação tem uma contribuição na dinâmica da convecção, afetando a formação e o ciclo de vida das nuvens. Uma vez que o algoritmo de rastreamento possui a hipótese de que qualquer tipo de deslocamento observado nos padrões espaciais das nuvens que é detectado representa um escoamento, ou seja, vento, então tais movimentos serão influenciados por esses dois fatores. Também, as características das nuvens das simulações apresentarem uma menor variância espacial em relação as nuvens encontradas numa imagem real são uma fonte de erro para o algoritmo. A pequena janela alvo utilizada no algoritmo aumenta a probabilidade de múltiplos alvos serem encontrados no processo de rastreamento, induzindo a estimativa de AMVs não realísticos.

### **6.2.3 Relação entre divergência do vento calculada a partir dos DTB-AMV e o ciclo de vida da convecção**

Para testar uma possível aplicação dos DTB-AMV, foram calculados os campos de divergência horizontal a partir dos DTB-AMV da combinação WV 6.2 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  para as mesmas regiões selecionadas dos casos referentes aos dias 3, 6 e 18 de Agosto de 2006 (Figura 6.3). Foi utilizado apenas o período entre 10:00 e 15:00 UTC do dia 3 de Agosto de 2006 para verificar essa relação. Escolheu-se esse período do dia para avaliar apenas o período entre o início da convecção e o ápice do seu ciclo de vida.

O primeiro passo dessa análise foi encontrar regiões com densidade de DTB-AMVs suficientemente grande para que fosse possível interpolar esses DTB-AMV no espaço para, posteriormente, calcular o campo de divergência utilizando cálculos discretos. Também foram calculadas as alterações na temperatura de brilho (tendência), para os instantes seguintes para cada ponto em que a divergência pode ser calculada. A tendência da temperatura de brilho ( $\Delta TbIR = TbIR_{t_0} - TbIR_{t_0+\delta t}$ ) no canal IR 10.8  $\mu\text{m}$  foi estimada através do cálculo da temperatura de brilho média do segmento de imagem de 13x13 pixels, centrado no mesmo ponto em que a divergência foi calculada

a partir dos campos de AMV-DTB interpolados. O segmento 13x13 pixel (o que representa uma região de aproximadamente 40x40 km) foi escolhido por conter uma quantidade razoável de nuvens de forma a permitir avaliar o aumento ou diminuição da atividade convectiva.

A tendência temporal da Tb foi calculada para os 15, 30 e 45 minutos após o instante da última imagem utilizada para calcular os DTB-AMV. Valores positivos de  $\Delta T_{bIR}$  significam que a temperatura de brilho média da região de 13x13 pixel decresceu, ou seja, nuvens que estavam no estágio de desenvolvimento tornaram-se nuvens convectivas mais profundas. Valores negativos indicam o contrário, estando relacionados às nuvens cujos topos tornaram-se menos proeminentes ou que se dissiparam, restando apenas uma camada de *Cirrus* semi-transparentes. A Figura 6.17 apresenta a relação entre a divergência horizontal calculada a partir dos DTB-AMV referentes ao intervalo de DTB -30 a -14 K e a tendência da temperatura de brilho média para 15 (a), 30 (b) e 45 (c) minutos após a última imagem usada na estimativa dos DTB-AMVs. Um dipolo muito claro entre os valores do primeiro (ambos positivos) e do terceiro (ambos negativos) quadrantes para 30 e 45 minutos após a estimativa do vento pode ser observado na Figura 6.17, com tal dipolo sendo mais acentuado para o instante de 45 minutos.

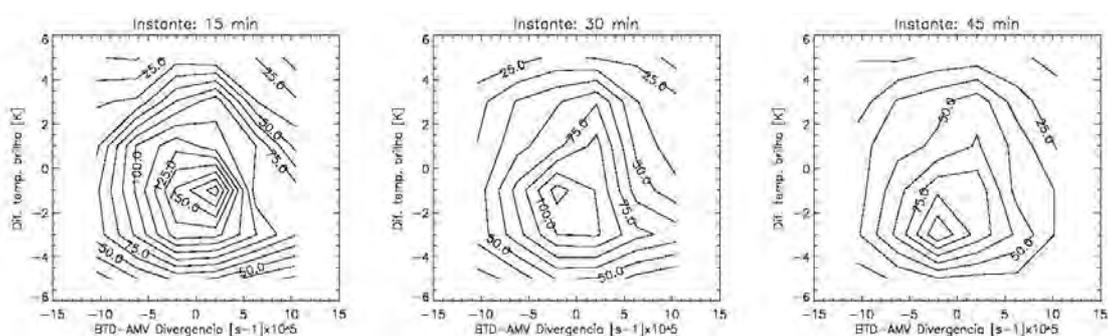


Figura 6.17 - Relação entre a alteração da temperatura de brilho ( $\Delta T_{bIR}$ ) no canal IR 10.8  $\mu\text{m}$  e a divergência horizontal calculada a partir dos DTB-AMV da combinação DTB WV6.2 – IR 10.8  $\mu\text{m}$  do intervalo entre -30 até -14 K para 15 (esquerda), 30 (centro) e 45 (direita) minutos após a divergência para o dia 03 de Agosto de 2006.

O resultado mostra que a divergência horizontal calculada a partir dos DTB-AMV está relacionada com o decréscimo da temperatura de brilho enquanto que a convergência horizontal está relacionada com o seu aumento. Isto é fisicamente coerente uma vez que a divergência do vento no nível do topo das nuvens convectivas está relacionada ao aumento da atividade convectiva enquanto que a convergência no mesmo nível está relacionada à desintensificação dos processos convectivos.

Visto que as nuvens que podem ser identificadas pelo intervalo de DTB utilizado nesse exemplo não são nuvens profundas (veja Tabela 6.1), estes resultados mostram que as estruturas dos topos desses *clusters* de nuvens apresentam uma tendência associada aos processos de convergência e divergência presente nos seus topos. Tal correlação pode ser futuramente incorporada, por exemplo, num esquema de previsão de curtíssimo prazo.

### **6.3 Conclusões**

A etapa descrita neste Capítulo tratou sobre a possibilidade de detectar os movimentos horizontais presentes nos topos dos sistemas de convecção profunda, a partir de um algoritmo de estimativa do vento modificado para ser aplicado às combinações de canais do satélite Meteosat-8. Os DTB-AMV foram comparados com os perfis de vento correspondentes do modelo numérico de previsão de tempo do ECMWF, a técnica DTB-AMV foi avaliada utilizando simulações numéricas de alta resolução realizadas pelo UK-UM, em que a convecção era explicitamente resolvida, e uma aplicação dos DTB-AMV para *nowcasting* do ciclo de vida dos sistemas convectivos foi testada. Os resultados mostram que a nova técnica proposta permite detectar movimentos fisicamente consistentes, os quais são muitas vezes diferentes daquele estimado utilizando apenas um canal do sensor SEVIRI para um mesmo local ou próximo. Nestas situações a técnica fornece DTB-AMVs que complementam os campos obtidos pelo uso apenas das imagens do sensor SEVIRI, fornecendo assim uma informação extra.

Esses movimentos extras podem corresponder a situações de cisalhamento do vento, zonas de divergência ou convergência ou movimentos aparentes, onde zonas com uma certa propriedade microfísica se expandem ou se dissipam. A técnica DTB complementa em muitas situações os AMV padrão obtidos pelas imagens do satélite Meteosat-8, indicando um uso promissor para aumentar a cobertura espacial dos AMV além de fornecer campos de vento com maior resolução espacial (grade mais fina). Ao aplicar a técnica DTB às imagens do sensor SEVIRI, simuladas, utilizando os dados do modelo de alta resolução UK-UM, a nova técnica apresentada neste estudo mostrou ser capaz de capturar movimentos de mesoescala do topo dos sistemas de convecção profunda. Essa verificação elevou o nível de confiança na capacidade do algoritmo de rastreamento quando janelas alvo de dimensões pequenas são utilizadas. Observou-se que a grande maioria dos AMVs estimados utilizando os canais simples WV 6.2 e IR 10.8  $\mu\text{m}$  se ajustavam muito bem ao vento do próprio UK-UM.

Finalmente, mostra-se que a correlação entre zonas de convergência ou divergência calculadas a partir dos campos de vento DTB-AMV e a evolução da temperatura de brilho local foi encontrada, a qual é fisicamente coerente. Este resultado indica uma futura aplicação destes novos DTB-AMV para *nowcasting*.

Por enquanto, este estudo mostrou a possibilidade futura de estimar vento em alta resolução, não apenas a partir do rastreamento de nuvens da forma usual mas também a partir de imagens classificadas. A resolução espacial do sensor SEVIRI, que é de 3x3 km no ponto subsatélite, impõe uma grande barreira para a obtenção de uma quantidade maior de DTB-AMV (e também AMVs) devido à pequena janela alvo. O principal artifício utilizado para aumentar a resolução espacial dos campos de vento foi diminuir a janela alvo para 9x9 pixels, o que compromete o procedimento de detecção de padrões utilizado no algoritmo de rastreamento. A alta resolução espacial do UK-UM, a qual permitiu simular imagens SEVIRI com resolução espacial de 1.5x1.5 km para testar a técnica DTB, comprovou que um campo de vento muito mais detalhado é possível de

ser obtido utilizando os artifícios de aumento da resolução dos campos de vento e as combinação entre canais. No futuro próximo, quando a série de satélites *Meteosat Third Generation* e GOES-R, que terão resolução espacial superiores as atuais, irão possibilitar estudar a técnica de rastreamento baseada em DTB num cenário real muito similar aquele simulado a partir do UK-UM.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES GERAIS

Este trabalho teve como objetivos, avaliar a convecção representada por um modelo numérico de previsão de tempo de alta resolução, pela comparação com imagens de satélites e desenvolver uma nova metodologia de estimativa dos fluxos horizontais presentes nos topos dos sistemas de convecção profunda.

Com o constante aumento da capacidade computacional vem sendo possível desenvolver e processar modelos numéricos de previsão de tempo em resoluções e cobertura espacial cada vez maiores. Modelos regionais com resoluções horizontais de 1 km estão se tornando comuns, como foi previsto por Lean et al., (2008). Juntamente com esses novos modelos e novas configurações surge a necessidade de se buscar novas formas de avaliar as simulações numéricas obtidas. Nesse sentido, as observações remotas a partir de satélites se mostram muito promissoras como parâmetro de comparação. Especificamente, as imagens provenientes de satélites geoestacionários são ideais para a avaliação dos aspectos morfológicos e do ciclo de vida da convecção, dadas as suas resoluções espaciais e temporais. Atualmente, por exemplo, as resoluções espaciais vão desde 1x1 km (canais no espectro visível dos satélites GOES e MSG) até 3x3 km (canais do espectro infravermelho do sensor SEVIRI) com resoluções temporais da ordem de 15 minutos ou menos. Na ocorrência de eventos extremos, o procedimento de escaneamento dos satélites GOES pode ser alterado, focando-se numa pequena área e fornecendo assim imagens com resolução temporal superior a 15 minutos. No futuro, os satélites das séries *Meteosat Third Generation* (MTG) e GOES-R, por exemplo, serão capazes de realizar medidas do espectro infravermelho com resoluções espaciais de 2x2 km, ou seja, mais próximas das possíveis resoluções de tais modelos numéricos de alta resolução.

Além da questão da validação do modelo, também surge a necessidade de se obter dados com resoluções cada vez maiores, de forma a detalharem melhor o estado da

atmosfera para que o modelo de alta resolução possa realizar previsões com maior precisão. Conhecer o vento em uma resolução maior do que a atual (que é em torno de 100 km) tem se tornado cada vez mais necessária. Seguem abaixo as principais considerações sobre o trabalho realizado:

A metodologia de análise da convecção resolvida por um modelo numérico de alta resolução desenvolvida neste trabalho se mostrou útil para avaliar o ciclo de vida da convecção, sua morfologia e verificar a representação da umidade dos níveis mais altos da troposfera. Ao comparar a convecção resolvida pelo CRM do UK-UM com as imagens SEVIRI, foi possível analisar a umidade dos altos níveis no modelo para toda a área simulada. Isto teria sido impossível de ser realizado utilizando dados de radiossondas ou alguma medida proveniente de algum satélite de órbita polar. A comparação com as imagens do canal em 6.2  $\mu\text{m}$  indicaram que o UK-UM apresenta uma deficiência na representação da umidade dos altos níveis. Também, ao se analisar a DTB entre diferentes imagens simuladas, foi possível constatar que o CRM do UK-UM produz poucas nuvens *Cirrus* semi-transparentes em relação ao observado. O erro na representação da umidade está relacionado provavelmente à superestimativa da intensidade da atividade convectiva pelo modelo numérico. Foi observada uma relação entre a maior frequência de pixels representando situações de convecção profunda, evidenciada pela DTB 6.2-10.8  $\mu\text{m}$ , e regiões de céu claro mais quentes nas imagens simuladas do canal 6.2  $\mu\text{m}$ . Ao se utilizar o algoritmo de monitoramento de sistemas convectivos ForTraCC foi possível verificar que a quantidade de células convectivas presentes nas simulações do modelo UK-UM é muito maior do que na realidade e as células geralmente são menores (em área horizontal).

A técnica inovadora de estimativa dos fluxos horizontais (e movimentos aparentes) em mesoescala, a partir de combinações entre canais do sensor SEVIRI desenvolvida se mostrou promissora. A partir da classificação das nuvens, através das DTB, foi possível isolar e rastrear o movimento de diferentes zonas dos topos dos sistemas de convecção

profunda. O sinal obtido era, por diversas vezes único, não sendo obtido ao se utilizar as imagens padrão do sensor SEVIRI. Um diferencial desta nova metodologia, em relação à extração do vento usual, é a possibilidade de identificar o crescimento ou a dissipação de regiões em que predominam nuvens compostas por um dado tipo de cristal de gelo ou gotículas de água. Por exemplo, é possível identificar uma porção do topo de uma nuvem formada por uma fina camada de cristais de gelo e determinar as direções dos movimentos de expansão ou contração (no caso da dissipação da nuvem) da sua borda. Essa técnica não se limita às imagens SEVIRI. Ela pode ser aplicada a diferentes canais de outro sensor qualquer, necessitando apenas que este satisfaça os requisitos mínimos, ou seja, possuir canais em bandas em que a parte imaginária dos índices de refração para o gelo e para a água sejam distintos.

A dificuldade em validar a técnica de estimativa dos movimentos dos topos dos sistemas de convecção profunda deveu-se, basicamente, à falta de medidas referentes a tais fluxos. Atualmente, as medidas disponíveis para este tipo de sistema meteorológico ainda são demasiadamente grosseiras se comparadas à resolução dos campos de vento obtidos pela nova técnica. Um tipo de observação que seria muito útil para comparação, é o vento estimado a partir de medidas de velocidade *doppler*, provenientes de radares meteorológicos (do inglês, *velocity volume parcel, VVP*). Porém, este tipo de dado, já processado, não estava disponível, deixando tal comparação para um trabalho futuro. Também, a resolução espacial das imagens utilizadas (3x3 km) ainda é insuficiente para obter campos de vento com densidade espacial razoável. As imagens sintéticas simuladas através do RTTOV9 permitiu avaliar a metodologia proposta, mostrando que é possível obter um campo de vento mais detalhado. Futuramente esse cenário pode ser mais favorável com satélites geoestacionários com maior resolução espacial. Em breve, os satélites *Meteosat Tird Generation (MTG)* e *Geostationary Operational Environmental Satellite – R Series (GOES-R)* estarão em órbita e operando, fornecendo imagens com resoluções espaciais maiores. Isso permitirá obter campos de vento a partir das DTB com maior detalhamento do àqueles obtidos neste estudo.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, S. A.; SMITH W. L.; SPINHIRNE J. D.; REVERCOMB H. E. The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: Spectral properties of cirrus clouds in the 8-12  $\mu\text{m}$  window. *Monthly Weather Review*, v. 118, n. 11, p. 2377-2388, 1990.

ACKERMAN, S. A. Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7  $\mu\text{m}$ . *Journal of Atmospheric Science*, v. 53, n. 19, p. 2803-2812, 1996.

ARKING, A.; CHILDS, J. D. Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. *Journal of Climate Applied Meteorology*, v. 24, n. 4, p. 322-333, 1985.

BARNABY, S. L.; MATTHEWS, A. J.; LISTER, G. M. S. The diurnal cycle of precipitation over the Maritime Continent in a high-resolution atmospheric model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 657, p. 934-947, 2011.

BAUM, B. A.; SOULEN, P. F.; STRABALA, K. I.; KING, M. D.; AKERMAN, S. A.; MENZEL, W. P.; YANG, P. Remote sensing of cloud properties using MODIS Airborne Simulator imagery during SUCCESS: 2. Cloud thermodynamic phase. *Journal of Geophysics Research*, v. 105, n. D9, p. 11781-11792, 2000.

BEDKA, K. M.; MECIKALSKI, J. R. Application of Satellite-Derived Atmospheric Motion Vectors for Estimating Mesoscale Flows. *Journal of Applied Meteorology, Notes and Correspondence*, v. 44, n. 11, p. 1761-1772, 2005.

BOUDALA, F.S.; ISAAC, G.A.; FU, Q.; COBER, S.G. Parameterization of effective ice particle size for high latitude clouds. *International Journal of Climatology*, v. 22, n.10, p. 1267-1284, 2002.

CHABOUREAU, JP; CAMMAS, JP; MASCART, P; PINTY, JP; CLAUD, C; ROCA, R; MORCRETE, JJ. Evaluation of a cloud system life-cycle simulated by the Meso-NH model during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals Part I. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 126, n. 566, p. 1735-1750, 2000

CHEVALLIER, F.; KELLY, G. Model clouds as seen from space: Comparison with geostationary imagery in the 11- $\mu$ m window channel. *Monthly Weather Review*, v. 130, n. 3, p. 712-722, 2002.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; DERECZYNSKI, C.P.; WALDHEIM, P.V.; MANZI, A.O. Comparison of CPTEC GCM and Eta Model results with observational data from the Rondonia LBA Reference Site, Brazil. *Journal of the meteorological Society of Japan*, v. 85A, p. 25-42, 2007.

CHYLEK, P.; Borel, C. Mixed phase cloud water/ice structure from high spatial resolution satellite data. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 14, p. L14104, 2004.

CHYLEK, P.; ROBINSON S.; DUBEY, M. K.; KING, M. D.; FU, Q.; CLODIUS, W. B.; Comparison of near-infrared and thermal infrared cloud phase detections. *Journal of Geophysics Research*, v. 111, n. D20, p. D20203, 2006.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. *Storm and cloud dynamics*. Academic Press., 1989.

CULLEN, M.J.P. The unified forecast climate model, *Meteorological Magazine*, v. 122, n. 1449, p. 81–94, 1993.

CULLEN, M. J. P.; DAVIES, T.; MAWSON, M. H.; JAMES, J. A.; COULTER, S. C.; MALCOLM, A. An overview of numerical methods for the next generation UK NWP and climate model. *Atmosphere-Ocean*, v. 31, n.1, p. 425–444, 1997.

DAVIES, T.; CULLEN, M. J. P.; MALCOM, A. J.; MAWSON, M. H.; STANFORTH, A.; WHITE, A. A.; WOOD, N. A new dynamical core for the Met Office's global and regional modeling of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 131, n. 608, p. 1759-1782, 2005.

DIXON, M.; LI, Z.; LEAN, H.; ROBERTS, N.; BALLARD, S. Impact of data assimilation on forecasting convection over the United Kingdom using a high-resolution version of the Met Office Unified Model. *Monthly Weather Review*, v. 137, n. 5, p. 1562–1584, 2009.

DONE J.; DAVIS C. A.; WEISMAN M. The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. *Atmospheric Science Letters*, v. 5, n. 6, p. 110-117, 2004.

EBERT, E.E.; WILSON, L.J.; BROWN, B.G.; NURMI, P.; BROOKS, H.E.; BALLY, J.; JAENEKE, M. Verification of nowcasts from the WWRP Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Weather Forecast*, v. 19, n. 9, p. 73–96, 2004.

EIGENWILLIG, N; FISCHER, H. Determination of mid-tropospheric wind vectors by tracking pure water-vapor structures in METEOSAT water-vapor image sequences. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 63, n. 1, p. 44-58, 1982.

ENDLICH, R.M.; WOLF, D.E. Automatic cloud tracking applied to GOES and METEOSAT observations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 20, n. 3, p. 309-319, 1981.

EYRE, J. R. A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. *ECMWF Research Dept. Tech. Memo*, n. 176, 1991.

FREITAS, S. R.; LONGO, K.M.; SILVA DIAS, M.A.F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.L.; ARTAXO, P.; ANDREA, E. M.; GRELL, G.; RODRIGUES, L.F.; FAZENDA, A.L.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmospheric Chemistry Physics*, v. 9, n. 8, p. 2843–2861, 2009.

FUJITA, T. *Outline of a technique for precise rectification of satellite cloud photographs*. Chicago, IL: The University of Chicago, 1961. 25p. Mesoscale Research Project Paper 3.(Available from Department of Geophysical Sciences, , 5734 S. Ellis Ave., Chicago, IL 60637).

FUJITA, T. *A technique for the precise analysis of satellite photographs*. Chicago, IL: The University of Chicago, 1963. 50p. Mesoscale Research Project Paper 17. (Available from Department of Geophysical Sciences, , 5734 S. Ellis Ave., Chicago, IL 60637).

FUJITA, T. *Evaluation of errors in the graphical rectification of satellite photographs*. Chicago, IL: The University of Chicago, 1964. 29p. Mesoscale Research Project Paper 30.(Available from Department of Geophysical Sciences, , 5734 S. Ellis Ave., Chicago, IL 60637).

FUJITA, T. Present status of cloud velocity computations from ATS-1 and ATS-3. *COSPAR Space Research*, v. 9, p. 557-570, 1968.

GOSSE, S.; LABRIE, D.; CHYLEK, P. Refractive index of ice in the 1.4 to 7.8  $\mu\text{m}$  spectral range, *Applied Optics*, v. 34, n. 28, p. 6582–6586, 1995.

HALE, G.; QUERRY, M. Optical constants of water in the 200 nm to 200  $\mu\text{m}$  wavelength region. *Applied Optics*, v. 12, n. 3, p. 555-563, 1973.

HOUZE, R. A. Jr. *Cloud dynamics*, San Diego, Academic press, 1993, International Geophysics Series, v.87)

HUBERT, L. F.; WHITNEY, L. F. JR. Wind estimation from geostationary-satellite pictures. *Monthly Weather Review*, v. 99, n. 9, p. 665-672, 1971.

INOUE, T. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 $\mu\text{m}$  window region. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. 63, n. 1, p. 88-98, 1985.

INOUE, T.; An instantaneous delineation of convective rainfall area using split window data of NOAA-7 AVHRR. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. 65, n. 3, p. 469–481, 1987.

JEWETT P. C.; MECIKALSKI J. R. Estimating convective momentum fluxes using geostationary satellite data. *Journal of geophysical research-atmospheres*. V. 115, n. 14, p. d14104, 2010.

JOLY, A.; JORGENSEN, D.; SHAPIRO, M. A.; THORPE, A. J.; BASSEMOULIN, P.; BROWNING, K. A.; CAMMAS, J. P.; CHALON, J. P.; CLOUGH, S. A.; EMANUEL, K. A.; EYMARD, L.; GALL, R.; HILDEBRAND, P.; LANGLAND, R. H.; LEMAITRE, Y.; LYNCH, P.; MOORE, J. A.; PERSON, P. O. G.; SNYDER, C.; WAKIMOTO, R. M. The fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): Scientific objectives and experimental design. *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 78, n. 9, p. 1917-1940, 1997.

KALLBERG, P.; UPPALA S.; GUSTAFSSON, N.; PAILEUX, J.; The Impact of Clouds Track Wind Data on Global Analyses and Medium Range Forecast. *ECMWF Technical Report*. v. 34, p. 60, 1982.

LAURENT, H. Wind Extraction from METEOSAT Water Vapor Channel Image Data, *Journal of Applied Meteorology*, v. 32, n. 6, p. 1124-1133, 1993.

LAURENT, H.; MACHADO, L. T. A.; MORALES, C. A.; DURIEUX L. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of geophysical research-atmospheres*, v. 107, n. D20, p. 8054, 2002.

LEAN, H. W.; CLARK, P. A.; DIXO, M.; ROBERTS, N. M.; FITCH, A.; FORBES, R.; HALLIWELL, C. Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Monthly Weather Review*, v. 136, n. 9, p. 3408-3434, 2008.

LEESE, J. A.; NOVAK, C. S.; CLARK, B. B. An Automated Technique for Obtaining Cloud Motion from Geosynchronous Satellite Data Using Cross Correlation. *Journal of Applied Meteorology*, v. 10, n. 1, p. 144-152, 1971.

LIOU, K. N. *An introduction to Atmospheric Radiation*, 2 ed. San Diego, Academic press, 2002 (International Geophysics Series, v.87)

LOCKE, A. P.; BROWN, A. R.; BUSH, M. R.; MARTIN, G. M.; SMITH, R. N. B. A new boundary-layer mixing scheme. Part I: Scheme description and single-column model tests. *Monthly Weather Review*, v. 128, n. 9, p. 3187-3199, 2000.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters, *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 12, p. 3234-3260, 1993.

MACHADO, L. T. A.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998.

MACHADO, L.A T. E J.C. CEBALLOS. Satellite-based products for monitoring weather in South America: Winds and trajectories. Apresentado em: *International Wind Workshop*, Suíça, 1998.

MACHADO, LAT; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 3, p. 714-725, 2004

MACHADO, L. A. T.; NEGRI, R. G., LIMA W. F. A.; FERREIRA S. H. S.. CPTEC Atmospheric motion vectors: validation, assimilation and characteristics, *Eighth International Winds Workshop*, Beijing, China, 2006.

MACPHERSON, B. Operational experience with assimilation of rainfall data in the Met Office Mesoscale model. *Meteorology Atmospheric Physics* v. 76, n. 1-2, p. 3–8, 2001.

MAHFOUF, J. F.; RABIER, F. The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. II: Experimental results with improved physics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 126, n. 564, p. 1171-1190, 2000.

MATRICARDI, M. The inclusion of aerosols and clouds in RTIASI, the ECMWF fast radiative transfer model for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. 2005. *ECMWF Technical Memorandum 474*. Disponível em: <http://www.ecmwf.int/publications/library/references/list/14> Acessado em: 03 de Julho de 2012.

MCFARQUHAR, G.M.; IACOBELLIS, S.; SOMERVILLE, R.C.J. SCM simulations of tropical ice clouds using observationally based parameterizations of microphysics. *Journal of Climate*. v. 16, n. 11, p. 1643-1664, 2003.

MECIKALSKI, J. R.; BEDKA, K. M. Forecasting Convective Initiation by Monitoring the Evolution of Moving Cumulus in Daytime GOES Imagery. *Monthly Weather Review*, v. 134, n. 1, p. 49-78, 2006.

MENZEL, P. W. Cloud tracking with satellite imagery: From the pioneering work of Ted Fujita to the present. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 82, n. 1, p. 33-47, 2001.

MILAN, M.; VENEMA, V.; SCHUETTEMEYER, D.; SIMMER, C. Assimilation of radar and satellite data in mesoscale models: a physical initialization scheme. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 17, n. 6, p. 887–902, 2008.

NARITA, M.; OHMORI, S. Improving precipitation forecasts by the operational nonhydrostatic mesoscale model with the Kain–Fritsch convective parameterization and cloud microphysics. Preprints, *12th Conf. on Mesoscale Processes*, Waterville Valley, NH, American Meteorology Society, 3.7, 2007.

NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL. CASCADE - Scale interactions in the tropical atmosphere, [Internet]. NCAS British Atmospheric Data Centre, 2008-,2011.

Disponível em:

[http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk\\_ATOM\\_dataent\\_12175812387925961](http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk_ATOM_dataent_12175812387925961), Acessado em: 11 de Maio de 2009.

NEGRI, R. G.; MACHADO, L. A. T. Estimativa do vento para os baixos níveis utilizando imagens dos canais visível e infravermelho próximo 3.9  $\mu\text{m}$ . *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 2, p. 205-217, 2008.

NEGRI, R. G.; MACHADO, L. A. T. CPTEC/INPE operational goes-10 atmospheric motion vectors. 2008. *9th International Winds Workshop*, April 14 - 18, 2008 Annapolis, Maryland.

OU, S.; LIOU, K.N. Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmospheric Research*, v.35, n. 2-4, p. 127-138, 1995.

PAVOLONIS, M J.; FELTZ, W. F.; HEIDINGER, A. K.; GALLINA, G. M.; A Daytime Complement to the Reverse Absorption Technique for Improved Automated Detection of Volcanic Ash. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 23, p. 1422–1444, 2006.

PILEWSKIE, P.; TWOMEY, S. Discrimination of ice from water in clouds by optical remote sensing. *Atmospheric Research*, v. 21, p. 113-122, 1987.

PLOSHAY, J. J.; LAU, N. C. Simulation of the diurnal cycle in the tropical rainfall and circulation during boreal summer with a high-resolution GCM. *Monthly Weather Review*, v. 138, n. 9, p. 3434-3453, 2010.

PORSON, A.; CLARK, P. A.; HARMAN, I. N.; BEST, M. J.; BELCHER, S. E. Implementation of a new urban energy budget scheme in the MetUM. Part I: Description and idealized simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 136, n. 651, - p. 1514-1529, 2010.

PRATA, A. J. Observations of volcanic ash clouds in the 10–12  $\mu\text{m}$  window using AVHRR/2 data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 10, n. 4-5, p. 751–761, 1989.

RENSHA, W. R.; FRANCIS, P. N. Variational assimilation of cloud fraction in the operational Met Office Unified Model *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. V. 137, n. 661 SI, p. 1963–1974. DOI:10.1002/qj.980, 2011.

RINGER, M. A.; EDWARDS, J. M.; SLINGO, A. Simulation of satellite channel radiances in the Met Office Unified model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 129, n. 589, p. 1169-1190, 2003.

ROMERO, R.; DOSWELL, C. A.; RIOSALIDO, R. Observations and fine-grid simulations of a convective outbreak in northeastern Spain: Importance of diurnal forcing and convective cold pools. *Monthly Weather Review*, v. 129, n. 9, p. 2157-2182, 2001.

SAKAMOTO, M.; LAURENT, H. Wind Estimation - The Studies Made at Funceme. In: The 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany, 29 September - 3 October 2003. Publ. EUMETSAT, In Press, p. 3-15, 2003.

SATO, T.; MIURA, H.; SATOH, M.; TAKAYABU, Y. N.; WANG, Y. Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. *Journal of Climate*, v. 22, n. 18, p. 4809-4826, 2009.

SAUNDERS, R. W.; KRIEBEL, K. T. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, v. 9, n. 1, p. 123-150, 1988.

SAUNDERS R.W.; MATRICARDI, M.; BRUNEL, P. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. v. 125, n. 556, p. 1407-1426, 1999.

SCHMETZ, J.; HOLMLUND, K.; HOFFMAN, J.; STRAUSS, B.; MASON, B.; GAERTNER, V.; KOCH, A.; VAN DE BERG, L. Operational Cloud-Motion Winds from METEOSAT Infrared Images. *Journal of Applied. Meteorology*, v. 32, n. 7, p. 1206-1225, 1993.

SCHMETZ, J.; TJEMKES, S. A.; GUBE, M.; VAN DE BERG, L. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*, v. 19, n. 3, p. 433-441, 1997.

SCHMETZ, J.; PILI, P.; TJEMKES, S.; JUST, D.; KERKMANN, J.; ROTA, S.; RATIER, A. An Introduction to METEOSAT Second Generation – MSG. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 7, p. 977-992, 2002.

SLINGO, A.; HODGES, K. L.; ROBINSON, G. J. Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from METEOSAT 7. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 130, n. 599, p. 1449-1467, 2004.

SODEN, B.; BRETHERTON, F. P.; Upper tropospheric humidity from GOES 6.7 m channel: Method and climatology for July 1987. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, n. D9, p. 16669–16688, 1993.

SPEER, M. S.; LESLIE, L. M. The prediction of two cases of severe convection: implications for forecast guidance. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 80, n. 1-4, p. 1-4, 2002.

STANFORTH, A.; WHITE, A.; WOOD, N.; THUBURN, J.; ZERROUKAT, M.; CORDERO, E.; DAVIES, T. 2004 'The Joy of U.M. 6.0—model formulation'. *Unified Model Documentation Paper No. 15*. Disponível em: [http://research.metoffice.gov.uk/research/nwp/publications/papers/unified\\_model/umdp15\\_v6.0.pdf](http://research.metoffice.gov.uk/research/nwp/publications/papers/unified_model/umdp15_v6.0.pdf) Acessado em 22 de Junho de 2010.

STEPPELER, J.; DOMS, G.; SCHATTLER, U.; BITZER, H. W.; GASSMANN, A.; DAMRATH, U. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology Atmospheric Physics*, v. 82, n. 1-4, p. 75–96, 2003.

STEWART, T.R; HAYDEN, C.M; SMITH, W.L. A note on water-vapor wind tracking using VAS data on MCIDAS. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, v. 66, n. 9, p. 1111-1115, 1985.

STRABALA, K. I.; ACKERMAN, S. A.; MENZEL, W. P. Cloud properties inferred from 8-12  $\mu\text{m}$  data. *Journal of Applied Meteorology*, v. 33, n. 2, p. 212-229, 1994.

SUGIMOTO, S.; CROOK, N.A.; SUN, J.Z.; XIAO, Q.N.; BARKER, D.M. An examination of WRF 3DVAR radar data assimilation on its capability in retrieving unobserved variables and forecasting precipitation through observing system simulation experiments. *Monthly Weather Review* v. 137, n. 11, p. 4011–4029, 2009.

TONG, M.; XUE, M. Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Monthly Weather Review*, v. 133, n. 7, p. 1789–1807, 2005.

VILA, D.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, n. 2, p. 233-245, 2008.

WARREN, S. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Applied Optics*, v. 23, n. 8, p. 1206–1225, 1984.

WILSON, D. R.; BALLARD, S. P. A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 125, n. 557, p. 1607-1636, 1999.

WOLTERS, E. L. A.; ROEBELING, R. A.; FEIJT, A. J. Evaluation of cloud-phase retrieval methods for SEVIRI on Meteosat-8 using ground-based lidar and cloud radar data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 47, n. 6, p. 1723-1738, 2008.

WYSER, K. The effective radius in ice clouds. *Journal of Climate*, v. 11, n. 7, p. 1793-1802, 1998.