



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**CORRELAÇÃO ENTRE MEDIÇÕES DO SATÉLITE MSG NOS CANAIS 5 E 6  
E O TEOR DE UMIDADE DO AR OBTIDO PELO MODELO BRAMS**

EVERSON BATISTA MARIANO

Campina Grande - PB  
Março de 2013

EVERSON BATISTA MARIANO

**CORRELAÇÃO ENTRE MEDIÇÕES DO SATÉLITE MSG NOS CANAIS 5 E 6  
E O TEOR DE UMIDADE DO AR OBTIDO PELO MODELO BRAMS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientador: Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande - PB

Março de 2013

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

M333c      Mariano, Everson Batista.  
                Correlação entre medições do satélite MSG nos canais 5 e 6 e o teor de  
                umidade do ar obtido pelo modelo BRAMS. – Campina Grande, 2013.  
                57 f. : il. color.

                Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de  
                Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2013.

                "Orientação: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti".  
                Referências.

                1. Umidade Atmosférica. 2. BRAMS. 3. Correlações. 4. Imagens  
                MSG. I. Cavalcanti, Enilson Palmeira. II. Título.

CDU 551.571(043)

EVERSON BATISTA MARIANO


CORRELAÇÃO ENTRE MEDIÇÕES DO SATÉLITE MSG NOS CANAIS 5 E 6 E O  
TEOR DE UMIDADE DO AR OBTIDO PELO MODELO BRAMS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 12/03/2013

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. WEBER ANDRADE GONÇALVES  
Doutor em Meteorologia

## DEDICATÓRIA

"Nada no mundo consegue tomar o lugar da persistência. O talento não consegue; nada é mais comum que homens fracassados com talento. A genialidade não consegue; gênios não recompensados é quase um provérbio. A educação não consegue; o mundo é cheio de errantes educados. A persistência e determinação sozinhas são onipotentes."

Calvin Coolidge

Aos meus Pais Zé Belém (in memoriam) & Sálvia e minha Irmã Guiaia,

Dedico!

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus por tudo que tem feito na minha vida.

Aos meus Pais, José e Sálvia, pelo reflexo de simplicidade que tenho a seguir dentro de mim por toda vida.

À minha irmã Guia e meu cunhado Carlos, por todo incentivo e cuidados que ao longo dos anos tiveram comigo.

Aos meus Amigos, que são mais que irmãos para mim, em especial a Marcos Renato, Lúcia Helena e Hérika que durante este período de mestrado compartilharam alegrias, tristezas e resistiram às adversidades junto comigo.

Às minhas Sobrinhas Kelly, Elaine e Andrezza pelo companheirismo.

Aos meus irmãos Everton e Everlane.

A irmandade, criada dentro deste centro acadêmico, composta dos seguintes: Richelle Kehrlé, Pollyanna Kelly, Madson Tavares e Samira Azevedo.

A todos meus Professores, em especial, ao Professor Enilson pela dedicação, raça e visão provenientes das experiências científicas - que são tantas - eu o acompanho.

A Divanete, uma guerreira e sempre pronta para nos servir.

Aos avaliadores da banca, composta por Prof. Dr. Carlos Antônio e Dr. Weber Andrade, por aceitarem ao convite de imediato e por toda sua colaboração.

Ao INMET na pessoa de Vagner.

A CAPES pelo incentivo financeiro ao longo do Mestrado.

## **CORRELAÇÃO ENTRE MEDIÇÕES DO SATÉLITE MSG NOS CANAIS 5 E 6 E O TEOR DE UMIDADE DO AR OBTIDO PELO MODELO BRAMS**

### **RESUMO**

Neste trabalho foi feita uma associação do sensoriamento remoto com a modelagem numérica da atmosfera no propósito de identificar correlações entre imagens do MSG, através dos canais 5 e 6 com a água precipitável, umidade relativa do ar e a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho obtidas através do BRAMS. Três imagens foram estabelecidas para o estudo: 1) Dia 29/09/2012, 12:00 UTC e cortes em 21° S e 27° S; 2) dia 29/09/2012, 18:00 UTC e cortes em 23° S e 27° S, e 3) dia 30/09/2012, 00:00 UTC e cortes em 18° S e 24° S. O modelo BRAMS foi inicializado com dados de re-análises do NCEP/NCAR com saídas a cada 6 horas na mesma resolução espacial e temporal das imagens do MSG (4 km, cada 6 horas). Os resultados evidenciaram que pequenas (grandes) diferenças entre os canais 5 e 6 estão associadas a alto (baixo) teor de vapor d'água na camada da atmosfera. Correlações obtidas apresentaram significância estatística de 95% e em alguns casos de 99%. Imagens MSG dos canais 5 e 6 juntamente com o modelo BRAMS se mostraram eficazes no estudo da umidade atmosférica.

Palavras-Chave: BRAMS, Correlações, Imagens, MSG.

**Correlation between channels 5 and 6 data from measurements from msg satellite  
and brams model simulated atmospheric moisture content**

**ABSTRACT**

This work had the objective of identifying the relationship between MSG satellite data from channels 5 and 6 with precipitable water, relative humidity and the difference between the air temperature and dew point temperature outputs from BRAMS model, in a tentative of associating atmospheric remote sensing and numerical modeling. For this, three base-images were obtained: 1) 29-09-2012, 12:00 UTC ranging between 21°S and 27°S; 2) 29-09-2012, 18:00 UTC ranging between 23°S and 27°S, and finally 3) 30-09-2012, 00:00 UTC, ranging between 18°S and 24°S. The model was feeded with NCEP/NCAR Reanalysis data, using the same spatial resolution as the satellite data (4 km in a 6-hour time-step). The results have shown that the slight small (large) differences between MSG channel 5 and 6 data are associated to high (low) atmospheric water vapour content. A 95-99% statistical significance level was obtained throughout the obtained correlations. The MSG satellite data from channels 5 and 6 alongside the BRAMS simulations have proven to be an effective technique in the study of atmospheric humidity.

Keywords: BRAMS, Correlations, Images, MSG.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área em estudo pelo MSG e pelo modelo BRAMS	24
Figura 2. Destaque para orografia (área hachurada – 27°S) e níveis de pressão (linha tracejada) utilizada para o cálculo das médias nas camadas	25
Figura 3. Representação para os canais 5 e 6 das funções ponderadas para às respectivas faixas do espectro do sensor SEVIRI, onde é apresentados seus máximos em níveis atmosféricos diferentes: (Adaptação. Fonte: SCHMETZ et al., 2005)	27
Figura 4. Diferença entre os canais 5 e 6 do SEVIRI para o MSG	27
Figura 5. Dia 29/09/2012, 12:00 UTC, a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG (°C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS	31
Figura 6. Distribuição para a Latitude de 21°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 12:00 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)	33
Figura 7. Distribuição para a Latitude de 27°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C).	35
Figura 8. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em 21°S e 27°S, respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21°S e 27°S, respectivamente	36
Figura 9. Dia 29/09/2012, 18:00 UTC, a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG (°C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS	37
Figura 10. Distribuição para a Latitude de 23°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)	39
Figura 11. Distribuição para a Latitude de 27°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)	40

- Figura 12. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em 21°S e 27°S, respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21°S e 27°S, respectivamente 42
- Figura 13. Dia 30/09/2012 às 00:00 UTC a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG (°C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS 43
- Figura 14. Distribuição para a Latitude de 18° S no dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC: Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C) 45
- Figura 15. Distribuição para a Latitude de 24° S no dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC: Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C) 46
- Figura 16. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 30 de Setembro de 2012 às 00:00 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em 18°S e 24°S, respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21°S e 27°S, respectivamente. 47

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1. Características dos canais do sensor SEVIRI fonte: Schmetz et al. (2002) 25
- Tabela 2. Valores para o  $\nu_c$  e os respectivos parâmetros A e B para os canais infravermelhos 26
- Tabela 3. Correlação da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas pelo modelo BRAMS 50

## LISTA DE SIGLAS

BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GrADS	Grid Analysis and Display System
MCG	Modelo de Circulação Geral
MSG	Meteosat Second Generation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PNT	Previsão Numérica do Tempo
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RH	Umidade Relativa
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
T	Temperatura do Ar
T <sub>d</sub>	Temperatura do Ponto de Orvalho
UTC	Coordinated Universal Time
WP	Walter Precipitable
WV	Walter Vapour

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	15
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	18
<b>2.1. Vapor d'água</b>	18
<b>2.2. Meteosat</b>	19
<b>2.3. Modelo Numérico BRAMS</b>	21
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b>	23
<b>3.1. Área de estudo, Dados, Período de estudo</b>	23
<b>3.2. Características do Sensor SERVIRI e obtenção de <math>\Delta T_b</math></b>	25
<b>3.3. Aspectos da simulação com o BRAMS e variáveis para estudo</b>	27
<b>3.4. Correlação linear e Teste de significância estatística</b>	28
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	30
<b>4.1. Dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC</b>	30
4.1.1. Distribuição para a latitude de 21° S	32
4.1.2. Distribuição para a latitude de 27° S	34
4.1.3. Seções verticais em 21° e 27° S	35
<b>4.2. Dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC</b>	37
4.2.1. Distribuição para a latitude de 23° S	38
4.2.2. Distribuição para a latitude de 27° S	39
4.2.3. Seções verticais em 23° S e 27° S	41
<b>4.3. Dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC</b>	43
4.3.1. Distribuição para a latitude de 18° S	44

4.3.2. Distribuição para a latitude de 24° S	45
4.3.3. Seções verticais em 18° S e 24° S	47
<b>4.4. Análise Estatística das Correlações</b>	<b>48</b>
4.4.1. Dia 29/09/2012 – 12:00 UTC	48
4.4.2. Dia 29/09/2012 – 18:00 UTC	49
4.4.3. Dia 30/09/2012 – 00:00 UTC	49
<b>5. CONCLUSÃO</b>	<b>51</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>53</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O vapor d'água desempenha um papel de grande importância na transferência de calor e massa através dos processos energéticos da atmosfera, liberação de calor latente e interações no fluxo de radiação (WEBSTER, 1994; SERREZE et al., 1995; BURDE e ZANGVIL, 2001). Acompanhar o vapor d'água na atmosfera é de extrema importância para a Meteorologia, pois a umidade em determinadas áreas, serve como indicativo de eventos atmosféricos, que tendem a se desenvolver, dependendo do estado dinâmico da região onde se encontra essa concentração de vapor. O vapor d'água é um dos gases mais eficientes na absorção da radiação solar na atmosfera. Apresenta maior concentração próxima ao equador e vai decrescendo em direção aos pólos, com variação vertical de forma exponencial, com maior acúmulo nos primeiros 5 km de altitude. Pode-se calcular esta concentração de vapor por meio da integração vertical da umidade específica, obtendo-se um parâmetro denominado de água precipitável, que segundo Tomasi (1981) é definida como a quantidade de água que poderia ser coletada, se todo vapor d'água existente numa coluna de ar atmosférico, fosse condensado e usado para precipitação. Existe uma grande contribuição na previsão de tempo de curto prazo em que a água precipitável traz consigo – em quantidade elevada na atmosfera pode indicar tempestades - quando esses valores relacionados com a dinâmica e a instabilidade local geram convecção.

Devido às inovações tecnológicas, os sensores remotos meteorológicos têm passado por melhorias na captação do espectro solar, temporização e na resolução espacial. E nisso, introduz-se a geração atual de satélites meteorológicos da série

Meteosat, comumente chamados de MSG (*Meteosat Second Generation*) que desenvolvem a função de transmitir dados remotos para estações em superfície que processam esses dados e redistribuem diversos outros formatos. O MSG é acompanhado do sensor denominado de *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) que vem acompanhado por 12 canais de imageamento, com alta resolução e capaz de monitorar partes do globo terrestre. Suas imagens apresentam um ciclo de 15 minutos em 12 faixas do espectro, com resolução espacial de 4 km x 4 km.

As capacidades operacionais dos sensores do vapor d'água nas bandas 6,2  $\mu\text{m}$  e 7,3  $\mu\text{m}$  do MSG baseado nos efeitos de radiação apresentam características relevantes de acordo com sua capacidade de absorção que são: o canal 5 (6,2  $\mu\text{m}$ ) é a banda em que absorve mais radiação na banda do vapor d'água, devido ao canal de 6,2  $\mu\text{m}$  ter mais sensibilidade ao teor de vapor d'água na troposfera média e superior, tornando-se assim uma ferramenta eficiente para análises sinóticas. Já o canal 6 (7,3  $\mu\text{m}$ ) é mais apresenta mais sensibilidade na detecção de umidade em baixos níveis e aplicado para identificações em regiões com baixos níveis de vapor (SANTURETTE e GEORGIEV, 2005).

Sendo assim, os dados de satélites nas últimas duas décadas vêm crescendo e contribuindo para a Previsão Numérica do Tempo (PNT) e com os aprimoramentos dos sensores remotos nos dias atuais, são imprescindíveis para que se possam realizar previsões com modelos atmosféricos (KELLY e THEPAUT, 2006). O vapor d'água mostra bastante eficácia para a previsão de tempo de médio e curto prazo, além de apresentar sua importância em pesquisas climáticas (TEIXEIRA, 2003).

Estimar o vapor d'água na atmosfera em geral não é uma tarefa fácil. Os modelos numéricos de alto desempenho tentam representar o ciclo hidrológico (PETOUKHOV et al., 2000; WEAVER et al., 2001), e ainda que ajustados, deixam bastante a desejar nos efeitos dinâmicos sobre o vapor d'água em altos níveis, devido ao déficit de umidade nessa região. Neste trabalho será utilizado o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS), na versão 4.2 a fim de comparar com imagens do MSG.

Foi visto em diversos estudos que a combinação dos canais em diversas bandas espectrais são mais eficazes do que quando utilizados sozinhos. Por isso é importante avaliar a informação fornecida em outros canais do espectro, no intuito de melhorar a captação de alvos específicos. Neste trabalho serão utilizados dados do imageador



SEVIRI, utilizando combinações entre os canais 5 e 6 na forma de diferenças dos mesmo para assim obter-se um método de detecção do vapor d'água (específico).

Este trabalho visa relacionar informações dinâmicas e termodinâmicas às imagens obtidas pelo MSG através dos canais 5 e 6 do sensor SEVIRI, a partir da comparação com informações geradas por simulação numérica com o modelo BRAMS, para uma mesma resolução horizontal.

Neste sentido, tem-se como objetivo geral associar o sensoriamento remoto com a modelagem numérica da atmosfera no propósito de reunir, identificar e validar técnicas que possam agregar informações as imagens do Meteosat através dos canais 5 e 6. Para tanto se torna necessário atingir os seguintes objetivos específicos: 1) processar os canais 5 e 6 do sensor SEVIRI a bordo do MSG para obter a diferença de temperatura de emissão no intuito de detectar umidade nos altos níveis; 2) obter simulações numéricas com o modelo BRAMS na mesma escala horizontal das imagens e 3) correlacionar a umidade nos altos níveis com parâmetros meteorológicos relacionados com o teor de umidade do ar, obtidos pelo modelo atmosférico BRAMS.

## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Este capítulo será composto por um breve histórico relacionado ao uso do satélite Meteosat, a importância do vapor d'água na atmosfera e, por fim, a caracterização feita através de estudos pertinentes ao modelo BRAMS.

### **2.1. Vapor d'água**

Segundo Peixoto (1973) a variação do vapor d'água na atmosfera depende da transferência da energia térmica existente no ambiente. Variações espacial e temporal mostram valores que vão de 0 a 0,6% aproximadamente numa coluna de ar. O vapor quando transferido nas duas direções (vertical/horizontal) da atmosfera, é fundamental para manter o equilíbrio da umidade local. Então às precipitações que apresentam intensidades elevadas, só são possíveis devido ao avanço da advecção horizontal de umidade numa determinada região.

Kurino (1997) usou o canal vapor d'água com base em observações em "pixels de vapor d'água quente" visto em (TJEMKES et al., 1997) ao longo de nuvens de convecção profunda. A temperatura de brilho do vapor d'água sobre essas nuvens é muitas vezes mais elevada do que no infravermelho. A mesma está relacionada com a quantidade de vapor d'água na atmosfera. Amorati et al., (1999) encontrou uma correspondência qualitativa entre diferenças de canais vapor d'água e infravermelho para a temperatura e quantidade de chuva, sob nuvens de tempestades convectivas profundas no norte da Itália.

Segundo Phillips e McGregor (2001) o fluxo de vapor na horizontal é de grande importância na estimativa da precipitação, pois uma grande quantidade de vapor disponível na atmosfera, não necessariamente implica em totais de precipitação elevados. Apenas uma pequena proporção da umidade é precipitada a qualquer momento. Por isso que a evaporação local, por si só, não é o parâmetro mais importante na detecção e estimativa de precipitação. Além disso, nota-se que as fortes precipitações locais, somente serão possíveis, quando existem mecanismos de condensação e precipitação eficientes, já que estes agem de forma direta e indireta nos processos da microfísica e interação com a grande escala.

Nóbrega (2001) em seus resultados concluiu que os fluxos médios de umidade dão maior contribuição para o transporte de energia para atmosfera. Verificou que a atmosfera sobre a região do Nordeste do Brasil atua como uma fonte de vapor d'água, conduzindo-o nos meses secos e normais, mas como um sumidouro, nos meses chuvosos.

## **2.2. Meteosat**

A partir de dados obtidos do Meteosat e radiossondas, Schmetz e Turpeinen (1988) realizaram um estudo onde utilizaram um modelo de transferência radiativa com valores tabelados, no intuito de comparar com perfis de temperatura obtidas no ECMWF-European *Centre for Medium-Range Weather Forecasts*. Dados de umidade foram definidos na troposfera superior e empregadas para relacionar o brilho observado numa camada entre 600 e 300 hPa. Também foram comparados os canais do infravermelho e do vapor d'água, para diferentes condições de umidade, ângulos zenitais e diferentes latitudes. Em seus resultados, foram feitas correlações entre dados de radiossondas e imagens de satélite Meteosat onde esses apresentaram erros em torno de 10% a 15% para a umidade na alta troposfera.

Segundo Heymsfield et al., (1990) a medição e identificação das propriedades das nuvens, dependem de uma série de interpretações físicas nos subprodutos gerados pelos satélites. A medição das propriedades nas nuvens é dada pela radiação emitida e refletida captada através dos sensores a bordo dos satélites; a maioria das dificuldades é

ocasionada pela grande variedade de cirrus dispostas em alturas elevadas e tamanhas de partículas de variadas formas.

Entre os níveis de 500 hPa e 200 hPa a umidade é mais observada no canal 5 em áreas que apresentam céu claro e/ou topos de nuvens de convecção profunda. Esse canal tem maior poder de penetração devido o seu comprimento de onda ser em torno de 6,2  $\mu\text{m}$ , podendo atingir níveis mais baixos. Em níveis médios, a umidade pode ser encontrada entre 850 hPa e 300 hPa, utilizando o canal 6 com o comprimento de onda de 7,2  $\mu\text{m}$ . Soden e Bretherton (1993) desenvolveram um algoritmo a partir da temperatura de brilho entre a diferença entre os canais do Meteosat, podendo ser mais bem apresentado em Schmetz et al., (1995),

Roca et al., (1997) compararam parâmetros obtidos pela banda do vapor no Meteosat com o do modelo de circulação geral do Laboratoire de Dynamique Météorologie. Seus resultados mostraram relação entre a convecção tropical e subtropical de umidade na troposfera superior, a partir de simulações numéricas e meios empíricos. Viram no campo da temperatura de brilho, áreas de vapor e de convecção que se mostraram semelhantes quando compararam às simulações numéricas, o que validou os campos de vapor d'água, também obtidos pelo satélite relacionando com o Modelo de Circulação Geral (MCG).

Diversos estudos encontrados em Fritz e Laszlo, (1993); Schmetz et al., (1997); Kurino, (1997); Machado et al., (2007) em posse de imagens contínuas dos canais do vapor d'água e infravermelho do satélite Meteosat, em conjunto com um modelo de transferência radiativa, seus resultados mostraram que quando agrupados, os dados dos desses canais podem indicar muito sobre a profundidade de nuvens convectivas, assim como definem características das precipitações existentes.

Schmetz et al., (1997) em seus resultados observaram que nas diferenças entre os canais do infravermelho e vapor d'água, valores que se apresentassem com valores positivos, condiziam à nuvens convectivas profundas. Outra observação importante é que o canal da banda do vapor sempre se mostrava valores maiores de temperatura de brilho, o que se supunha a presença do vapor d'água na alta troposfera.

Segundo Schröder (2002) a detecção de nuvens a partir de dados de sensoriamento remoto é necessário para muitas aplicações, como a determinação da cobertura de nuvens, identificação dos pixels para obtenção de parâmetros que quando

associados, podem mostrar muitas características importantes para cada situação a ser estudada.

Contribuindo para a previsão local de tempo, Barbosa et al., (2009) através de diferenças espectrais entre às bandas do visível, infravermelho e vapor d'água tiveram como objetivo avaliar o desempenho do sensor SEVIRI. Seus resultados identificaram com bastante precisão, topos de nuvens, classificando-as de acordo com o grau entre outras características pelas quais se formavam numa determinada área de estudo. Foi visto que os topos das tempestades convectivas profundas tinham uma temperatura próxima a - 67,15 °C.

Mecikalski et al., (2010) analisaram 67 campos retirados do Meteosat-9 com objetivo de analisar desenvolvimento de convecção profunda. Aplicando análises de correlação e componentes principais, em seus resultados, foi possível observar três particularidades físicas numa nuvem de convecção profunda que são: profundidade, correntes ascendentes e topo da nuvem.

### **2.3. Modelo Numérico BRAMS**

O modelo BRAMS – *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*, na versão 4.2 se deu a partir de um modelo de brisas (MAHRER e PIELKE, 1977), nuvens em mesoescala (TRIPOLI e COTTON, 1982), escritos nas linguagens C e ForTRAN 77 (FORmula TRANslation). Descritos por Pielke et al., (1992) e Walko et al., (1995) foi gerado o *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), para ser utilizado na simulação e previsão numérica do tempo e clima. O modelo RAMS passou a ser tipicamente brasileiro a partir da inclusão em da parametrização de Cumulus rasos (SOUZA, 1999) e esquemas de parametrização profunda (GRELL e DEVENYI, 2002), além de conter a parametrização convectiva de Kuo (1974) reformulada por Molinari (1985).

Cavalcanti (2001) faz uso de simulações com o modelo RAMS verificando sua utilidade no estudo regional do balanço hídrico na superfície e na atmosfera, sobre o Nordeste Brasileiro. Foi verificado que os valores das taxas diárias da pluviosidade estimadas apresentaram pouca variação com o observado. O oposto ocorreu quando foi comparada com taxas obtidas pelo modelo com a observada, onde esse mostrou grande variação. Então, concluiu que o modelo atmosférico RAMS foi capaz de simular

satisfatoriamente o transporte de vapor d'água na atmosfera, sobre a região do Nordeste do Brasil.

Dentro deste contexto, Santin (2006) visou à operacionalização do modelo BRAMS na versão 2.0 aplicado à previsão de tempo, agricultura e pesquisa para o Estado do Rio Grande do Sul. Foram utilizados como dados de entrada extraídos do modelo global do CPTEC/INPE de 100 km com saídas de 3 em 3 horas e capacidade de gera previsões para até 72 horas. Obteve êxito na operacionalização do modelo BRAMS através do uso dos *scripts* desenvolvidos.

Piva e Anabor (2008) avaliaram o modelo BRAMS na versão 3.2 para a formação de nevoeiro de radiação. Os coeficientes de difusão vertical foram testados nos esquemas de Mellor-Yamada (1974) e Smagorinsky (1963) com alterações feitas por Lilly (1962) e Hill (1974), para a razão entre os coeficientes dessa difusão e para o momentum foram testados os valores 1 e 3. Suas simulações foram feitas com objetivo de reproduzir um nevoeiro que ocorreu na madrugada do dia 18 de abril de 2007. Concluíram que o esquema de Mellor-Yamada obteve os melhores resultados.

Nascimento et al., (2009) estudou um caso de ciclone, decorrente da passagem de um ciclone extratropical no oceano próximo a costa do Rio de Janeiro, ocorrido em 24 de Abril de 2008. Foram feitos testes de previsibilidade no modelo numérico BRAMS utilizando dados de reanálises do NCEP. Estimaram-se os seguintes índices de instabilidade: Total-totals, K e CITT (metodologia de índices combinados, Grossmann et al., 2008). Os resultados mostraram que, se bem combinados é possível associar informações dos índices de estabilidade gerados pelo modelo de mesoescala BRAMS.

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1. Área de estudo, dados, Período de estudo**

As imagens de satélite do MSG utilizadas nesta pesquisa foram obtidas através do INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. Foi utilizado um recorte para a região compreendida entre as latitudes de 30° S e 0° S e longitude de 70° W a 43° W. Área igual foi definida para as saídas geradas pelo modelo BRAMS com a mesma resolução das imagens (4 km x 4 km).

Três casos foram estabelecidos para o estudo: 1) Dia 29/09/2012, 12:00 UTC e cortes em 21° S e 27° S; 2) dia 29/09/2012, 18:00 UTC e cortes em 23° S e 27° S, e finalmente, 3) dia 30/09/2012, 00:00 UTC e cortes em 18° S e 24° S. O critério utilizado para escolha do dia, foi o de existir regiões onde apresentassem características secas e úmidas contrastantes. A Figura 1 mostra a área recortada e exemplifica as latitudes de corte para análise da relação entre a diferença dos canais 5 e 6 do MSG e o modelo BRAMS.

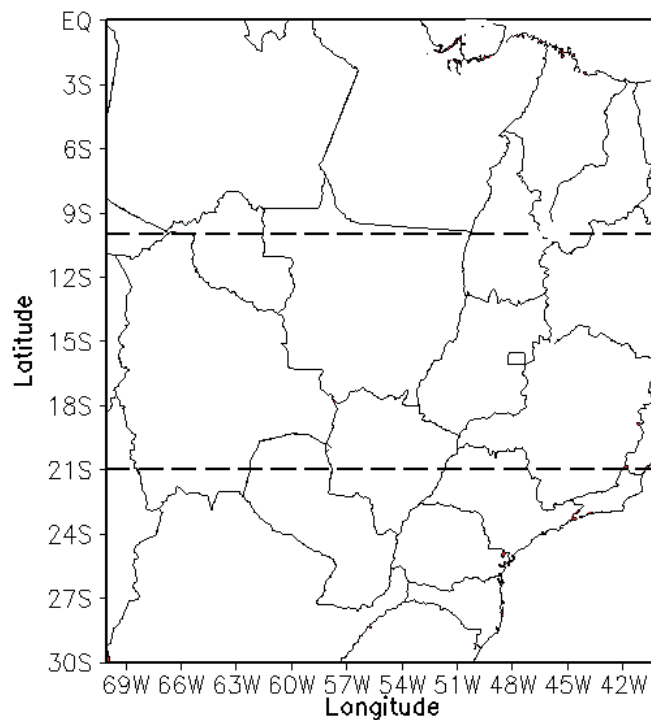


Figura 1. Área em estudo pelo MSG e pelo modelo BRAMS

Para inicialização do modelo foi utilizado dados do NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction*) de temperatura do ar, umidade relativa do ar, geopotencial e as componentes zonal e meridional do vento. Este acervo do NCEP/NCAR corresponde a mais de 50 anos de informações da atmosfera e são formados da composição de diferentes plataformas de observação, tais como: estações de superfície (convencionais e automáticas), satélites, radiossondas, navios e aviões para todo o globo. Os dados em questão estão dispostos de 6 em 6 horas TMG, com resolução espacial de  $2.5^\circ$  graus de latitude e longitude cada, e, 17 níveis de pressão na vertical, (KISTLER et al., 2001).

Para a comparação dos resultados referentes à umidade relativa do ar e diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho ( $T-T_d$ ), obtidas pelo modelo BRAMS, com os dados do MSG dos canais 5 e 6, utilizando-se um *script* do GrADS, que extraiu os referidos dados a cada  $2,5^\circ$  ( $N=10$ ) salvando-os em formato texto, onde possibilitou a manipulação e tratamento estatísticos do mesmo. A Figura 2 exemplifica o destaque da orografia que deve mostrar alterações dependendo da latitude escolhida, assim como, os níveis de pressão utilizados para a obtenção das médias na



camada (500 – 350 hPa) das variáveis do modelo, diferentemente da água precipitável que se trata de uma integração da umidade específica na vertical (superfície - 300hPa).

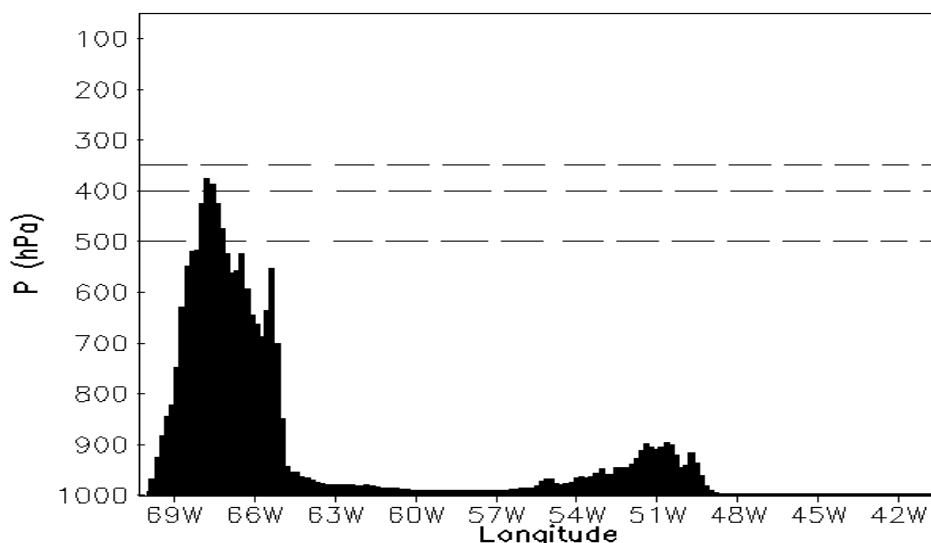


Figura 2. Destaque para orografia (área hachurada – 27°S) e níveis de pressão (linha tracejada) utilizada para o cálculo das médias nas camadas

### 3.2. Características do Sensor SEVIRI e obtenção de $\Delta T_b$

O SEVIRI é composto de 12 canais que constituem: 8 no espectro do infravermelho térmico (IR), 3 canais no espectro solar visível, e 1 canal de banda larga de alta resolução visível. A Tabela 1 a seguir fornece mais detalhes sobre as características dos canais usados nesta pesquisa para observações do vapor d'água.

Tabela 1. Características dos canais do sensor SEVIRI

Canal	Espectro ( $\mu\text{m}$ )	Características da Banda ( $\mu\text{m}$ )		
		$\lambda_{\text{med.}}$	$\lambda_{\text{min.}}$	$\lambda_{\text{max.}}$
5	WV 6,2	6,25	5,35	7,15
6	WV 7,3	7,35	6,85	7,85

Fonte: Schmetz et al. (2002)

No MSG é usada uma relação analítica entre a temperatura de brilho equivalente ( $T_b$ ) e as radiâncias ( $R$ ), expressos em K e  $\text{mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-1}$  respectivamente, captados pelo SEVIRI dado pela seguinte equação, proveniente da Lei de Planck invertida.

$$T_b = \left( \frac{C_2 \cdot v_c}{\log(1+v_c^3 \cdot C_1)/R} - B \right) \cdot A^{-1} \quad (1)$$

Em que:  $C_1 = 1,19104 \cdot 10^{-5} \text{ m W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} (\text{cm}^{-1})^{-4}$ ;  $C_2 = 1,43877 \text{ K} (\text{cm}^{-1})^{-1}$ ;  $v_c$  = Número de onda central do canal (em  $\text{cm}^{-1}$ );  $A$  (adimensional),  $B$  (em K) são parâmetros.

Os valores de  $v_c$ ,  $A$  e  $B$  presentes na relação analítica entre a temperatura de brilho equivalente e a radiação térmica dos canais 5 e 6 do Infravermelho do MSG são dispostos na Tabela 2:

Tabela 2. Valores para o  $v_c$  e os respectivos parâmetros  $A$  e  $B$  para os canais infravermelhos

Nº Canal	Canal ID	$v_c$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$A$ (adimensional)	$B$ (K)
5	WV6,2	1598,566	0,9963	2,219
6	WV7.3	1362,142	0,9991	0,485

FONTE: EUMETSAT, (2008)

A Figura 3 representa um esquema feito para os canais 5 e 6 na faixa do vapor d'água. Através de funções ponderadas, vê-se que a absorção máxima do canal 5 está em 350 hPa e do canal 6 em 500 hPa. Nota-se que cerca de 90 % da captação feita pelo canal 5 e para o canal 6 temos quase que 100% de absorção. Assim, a quantidade de vapor d'água será maior quanto menor for a diferença entre essas camadas (350 – 500 hPa).

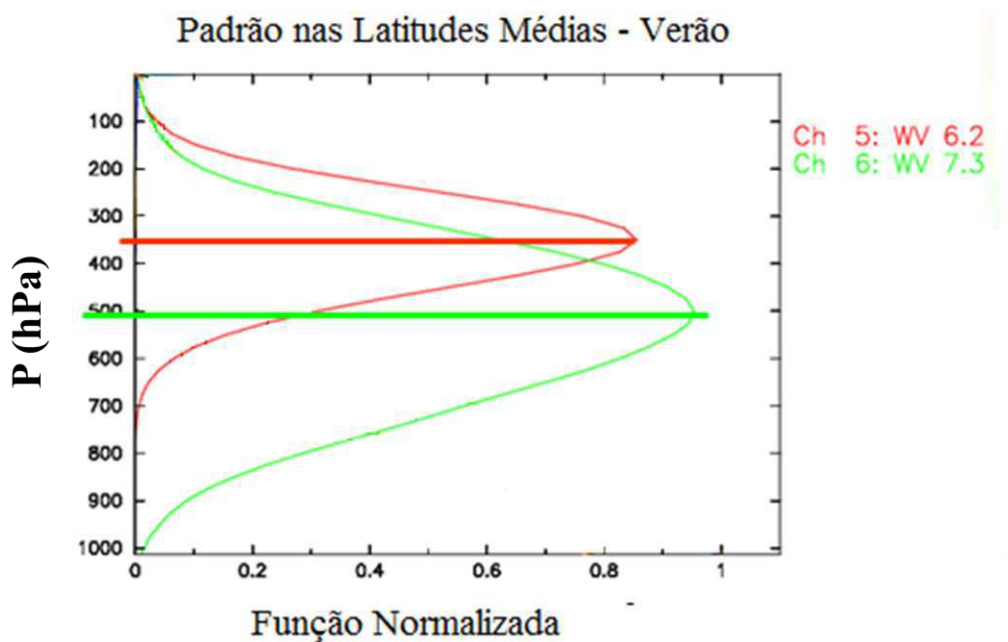


Figura 3. Representação para os canais 5 e 6 das funções peso para às respectivas faixas do espectro do sensor SEVIRI, onde é apresentados seus máximos em níveis atmosféricos diferentes: (Adaptação. Fonte: SCHMETZ et al., 2005)

No intuito de identificar e analisar o comportamento do vapor d'água entre as camadas de 500 hPa e 350 hPa (Figura 4), calculou-se a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. Quanto menor for essa diferença maior será o teor de vapor d'água indicando condição úmida (umidade relativa do ar > 70%) e quanto maior for essa diferença menor o teor de vapor d'água caracterizando a condição seca (umidade relativa do ar < 30%).

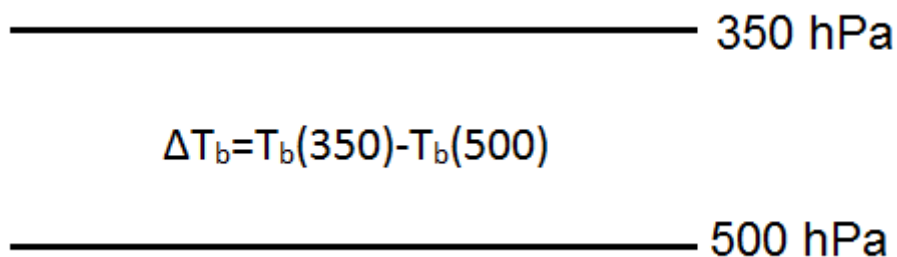


Figura 4. Diferença entre os canais 5 e 6 do SEVIRI para o MSG

### 3.3. Aspectos da simulação com o BRAMS e variáveis para estudo

Neste trabalho foi utilizado o modelo BRAMS na versão não hidrostática, descrito por Pielke et al. (1992). Para análises foram feitas simulações para o dia 29 de setembro com início às 12UTC, em intervalos de 6 em 6 horas até o dia 30 de setembro às 00UTC. A resolução utilizada para a grades foi de 4 km x 4 km com 222 pontos na direção X e Y com 32 pontos em Z. A mesma foi centrada em 15° S de latitude e 55° W de longitude.

Abaixo segue a configuração do modelo BRAMS com suas respectivas parametrizações físicas utilizadas para o presente trabalho:

- A parametrização de radiação de acordo com Chen e Cotton (1983), que leva em consideração a interação da atmosfera com a camada de nuvens;
- A parametrização de turbulência na Camada Limite Planetária (CLP) calculada segundo Mellor e Yamada (1986), que é usado para determinação do coeficiente de mistura turbulento.
- A parametrização convectiva profunda e rasa são do tipo Grell (Grell e Dévényi, 2002);
- A parametrização de microfísica de nuvens segue o esquema descrito por Walko et al. (1995), a interação superfície-atmosfera, feita através do modelo descrito por Walko et al. (2000).

### 3.4. Correlação linear e teste de significância estatísticas

Visando melhor estabelecer as relações entre o MSG e o modelo BRAMS foram obtidos o coeficiente de correlação linear entre às variáveis em estudo. Para a avaliação da significância estatística foi aplicado o teste *t-student*. O coeficiente de correlação ( $r$ ) entre duas variáveis X e Y é obtido pela equação (2) proposta por Morettin (1991).

$$r = \frac{N \sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{[N \sum X^2 - (\sum X)^2][N \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}} \quad (2)$$

Para a aplicação do teste é estabelecida uma dada significância estatística (exemplo: para  $\alpha=0,01$  que corresponde a 99% de significância) e a depender do grau de liberdade ( $N-2$ ) é obtido o valor de  $t$  mediante a distribuição de *t-student*. Este parâmetro é relacionado com o coeficiente de "correlação crítico" pela equação (3).

$$t = \frac{r_c \sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r_c^2}} \quad (3)$$

Em que  $N$  é o número de pontos utilizados.

A partir da equação (3) obtém-se o  $r_c$ , dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2)+t^2}} \quad (4)$$

Feito isso, o teste de hipótese é relacionado ao coeficiente de correlação resultante com bases nos valores críticos, definido pela distribuição *t-student*. Os resultados obtidos sugerem a aceitação ou rejeição da hipótese nula. Caso o  $r$  calculado seja igual ou superior ao valor do  $r_c$ , para o grau de liberdade determinado e percentual de significância, a hipótese nula é rejeitada e, portanto, se aceita o valor de  $r$  como significativo (BRUNI, 2007).

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **4.1. Dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC**

Na Figura 5a é apresentado o campo da diferença da temperatura de emissão pelo vapor d'água nos canais 5 e 6 do satélite MSG, correspondente às faixas espectrais de 6,2 e 7,3  $\mu\text{m}$ , respectivamente para o dia 29 de setembro de 2012 às 12 UTC. Neste contexto, sabe-se que a maior emissão (cerca de 80%) para o canal 5, está no nível de 350 hPa e para o canal 6 está em 500 hPa, o percentual restante (cerca de 20%) é proveniente de outros níveis atmosféricos. Portanto, quanto menor for a diferença entre as temperaturas de emissão dos canais 5 e 6 maior será o teor de vapor d'água na camada 500-350 hPa. Da mesma forma, quanto maior for esta diferença mais seca estará essa camada da troposfera.

Neste sentido, diferenças entre 0° C e -3° C são observadas sobre o Estado do Amazonas, oeste do Pará e norte de Rondônia e Mato Grosso, e também, sobre o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e sul do Paraná. Já para as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil as diferenças variam entre -21° e -27°C indicando áreas de baixo teor de vapor d'água na camada 500 – 350 hPa, diferentemente das demais áreas mencionadas que indicam alto teor de vapor d'água na referida camada (Figura 5a).

A presença de vapor d'água em níveis elevados é relacionado com a convecção que ao atingir esses níveis transporta verticalmente vapor d'água que por sua vez aquece o ar sobrepujante, devido ao fato do vapor absorver calor da mesma forma que também libera calor latente através da condensação, como visto nas observações feitas por Schmetz et al., (1997), Kurino et al., (1997) e Mecikalski et al., (2010).

A Figura 5b representa a distribuição espacial da água precipitável em mm para o mesmo dia e hora, ou seja, 29 de setembro de 2012 às 12:00 UTC obtida pela

simulação numérica feita com o uso do modelo BRAMS. Pode-se observar que as mesmas áreas mencionadas com baixa diferença de temperatura de emissão pelo vapor d'água correspondem às áreas com alto valor de água precipitável, exceto sobre a Cordilheira dos Andes cuja altitude induz baixo valor de água precipitável, visto ser um valor obtido pela integração da umidade específica na vertical. Esses resultados mostram-se fisicamente coerentes apontando para uma possível relação entre diferenças da temperatura de emissão do vapor d'água obtida pelo satélite MSG com variáveis relacionadas à umidade do ar obtidas pelo BRAMS.

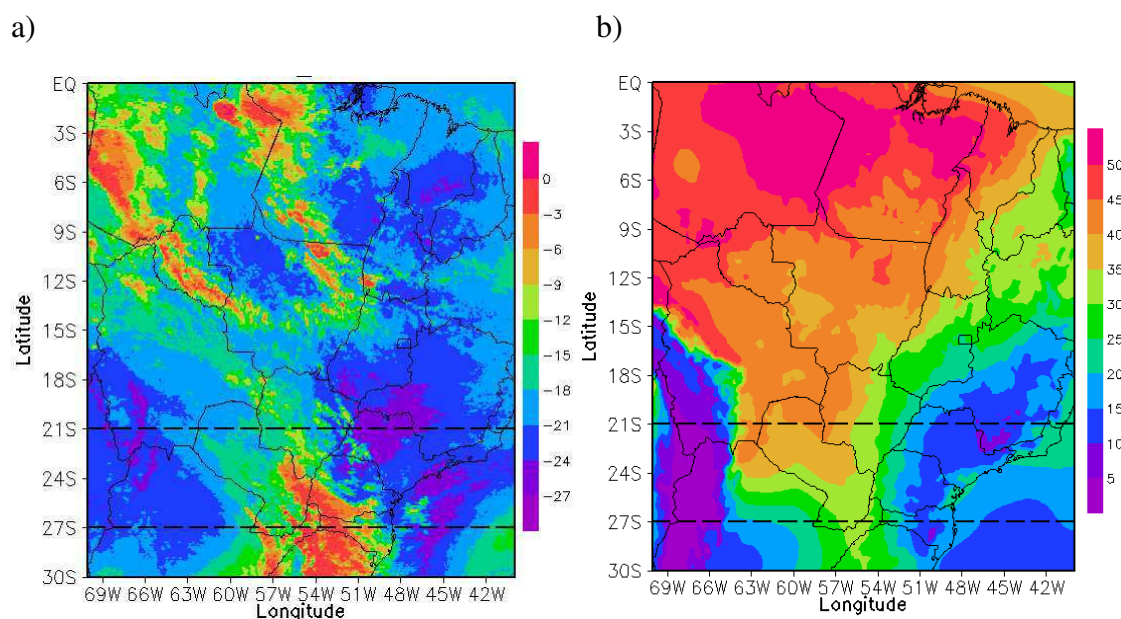


Figura 5. Dia 29/09/2012, 12:00 UTC, a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG (°C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS

As Figuras 6 e 7 expressam uma visualização do comportamento longitudinal, fixadas nas latitudes de 21° S e 27° S respectivamente, da diferença da temperatura de emissão pelo vapor d'água nos canais 5 e 6 do satélite MSG e as variáveis obtidas com o BRAMS: água precipitável, umidade relativa do ar e a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, as duas últimas para a camada 500 - 350 hPa.

Para evitar influências da Cordilheira dos Andes se considerou apenas a faixa de longitude entre 62,5° W – 40° W. Pode-se observar ainda que para 21° S e 27° S evidenciam-se grandes contrastes na diferença da temperatura de emissão pelo vapor d'água nos canais 5 e 6 do satélite MSG com valores considerados altos e baixos. Essa

condição heterogênea estabelecida, é observada em Schmetz et al., (1997) e Kurino et al., (1997).

#### 4.1.1. Distribuição para a latitude de 21° S

Observa-se que a curva da diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG (Figura 6a) apresenta diferenças menores (cerca de  $-14^{\circ}\text{C}$  a  $-20^{\circ}\text{C}$ ) a oeste de  $54^{\circ}\text{W}$  e altas diferenças ( $-22^{\circ}\text{C}$  e  $-26^{\circ}\text{C}$ ) a leste desta mesma longitude. Esse comportamento relaciona-se com as curvas para a água precipitável (Figura 6b) e para a umidade relativa do ar (Figura 6c) cujos valores altos (30 a 40 mm e 40% a 70%) estão associados à baixa diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG e valores baixos (10 a 20 mm e 15% a 30%) a altas diferenças verificadas pelo MSG. Em relação a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho  $T-T_d$  (Figura 6d) observa-se um comportamento invertido da curva em relação a Figura 6a demonstra o caráter negativo do eixo das ordenadas. Então baixos valores da diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG significará baixos valores da diferença  $T-T_d$ , ou seja, teor de vapor d'água significativo na atmosfera.



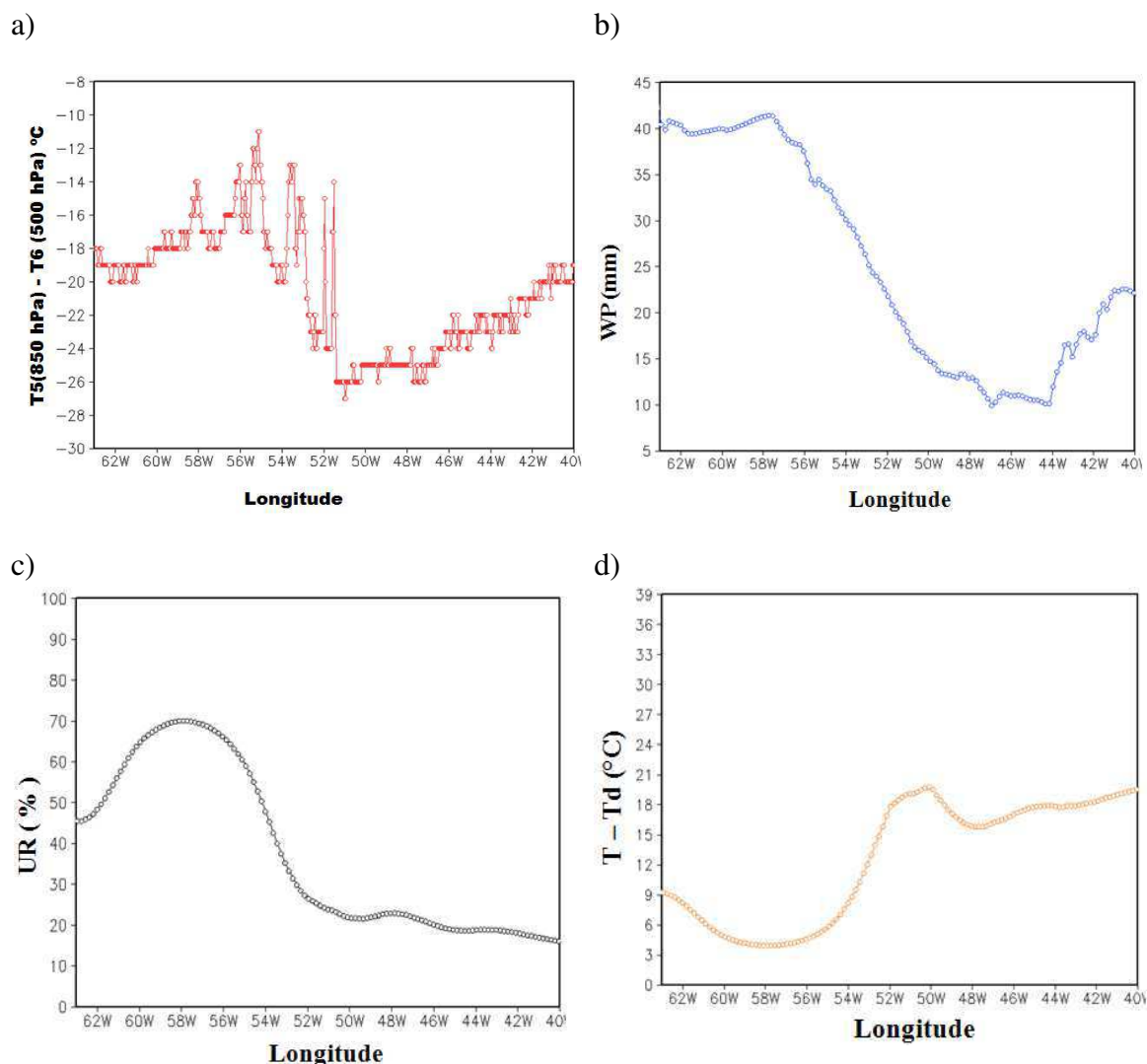


Figura 6. Distribuição para a Latitude de 21° S no dia 29 de Setembro de 2012 às 12:00 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)

Estes resultados evidenciam que quanto menor for a diferença de temperatura para os canais 5 e 6 do MSG maior o teor de vapor d'água presente na atmosfera em relação a camada 500 - 350 hPa, conseqüentemente, uma atmosfera úmida. A situação oposta, ou seja, quanto maior for essa diferença menor será o teor de vapor d'água, caracterizando uma condição de atmosfera seca na referida camada.

#### 4.1.2. Distribuição para a latitude de 27° S

O gráfico da diferença dos canais 5 e 6 do MSG (Figura 7a) apresentou menores valores com características de forte ruído entre o intervalo de 58° W a 50° W de Longitude, o que é indicativo desse comportamento, numa atmosfera úmida. O Contrário pode ser visto no intervalo de 50° W a 40°W onde se apresenta uma atmosfera aparentemente com pouca umidade.

Possivelmente a causa desses ruídos é proveniente da presença de Frentes Frias, Linhas de Instabilidade, Correntes de Jato, nuvens do tipo Cirrus entre outros sistemas atmosféricos, quando captados pela diferença entre os canais 5 e 6 do sensor SEVIRI a bordo do MSG.

Nota-se que o modelo numérico BRAMS, como esperado, acompanha coerentemente às variações por intermédio das variáveis selecionadas, apresentando picos e baixas ao longo do eixo das abcissas com comportamento suavizado. Por ser um modelo de mesoescala este deve reproduzir com certa fidelidade a dinâmica da convecção, fator necessário para alimentar os altos níveis com umidade que por sua vez é emitido pelo vapor d'água e visto pela diferença entre os canais 5 e 6 do sensor SEVIRI a bordo do MSG (SCHMETZ et al., 1997 e KURINO et al., 1997).

A Figura 7b corresponde a água precipitável que apresentou uma variação entre 12 mm e 33 mm aproximadamente. Da mesma forma, as figuras da Umidade Relativa (Figura 7c) e da diferença entre as temperatura do ar e do ponto de orvalho (Figura 7d), no mesmo intervalo de 58° W a 50° W, mostraram coerência em seus resultados, acompanhando essa variação, com valores de máximo 50% para umidade e mínimo de 6° C para T-T<sub>d</sub>.

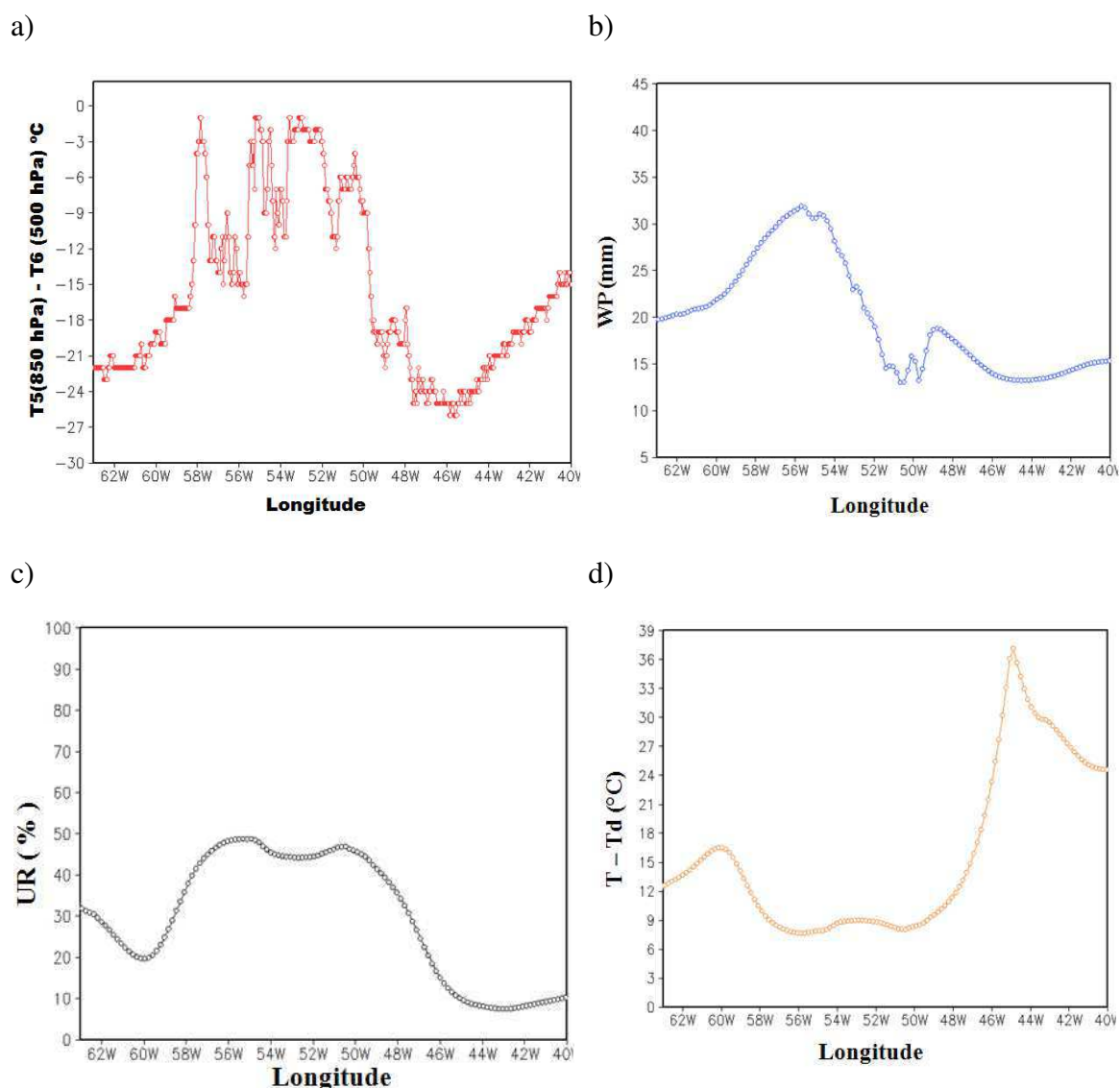


Figura 7. Distribuição para a Latitude de 27°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C).

#### 4.1.3. Seções verticais em 21° S e 27° S

Considerando que o teor de umidade diminua exponencialmente com a altitude da atmosfera a existência de umidade em altos níveis implica em uma atmosfera mais úmida em todos os níveis. Isso pode ser verificado apresentando uma seção vertical da umidade relativa do ar e da diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, como apresentado na Figura 8. Nestes casos foram destacadas a umidade

relativa do ar acima de 50% e  $T-T_d$  inferior a  $9^\circ\text{C}$ , assim como, foi evidenciado a orografia onde se percebe o impacto da Cordilheira dos Andes. Nos casos que se observa alto teor de umidade, pode ser explicado por efeitos convectivos, que se encontra na região em estudo.

As Figuras 8a e 8c correspondem a umidade relativa do ar (%) para as latitudes de  $21^\circ$  e  $27^\circ\text{S}$ , respectivamente. Observa-se núcleos com altos valores de umidade relativa do ar centrado por volta de 650 hPa sendo que no caso da Figura 8a atinge com maior intensidade os níveis mais altos 500 - 300 hPa conforme áreas destacadas com umidade relativa do ar acima de 50%. Seguindo a esses, observa-se núcleos secos estendendo-se por toda atmosfera, e mais fortemente nas camadas intermediárias.

Esses resultados, possivelmente incorporados a informações do MSG através da comparação com o BRAMS, agregam conhecimentos importantes do teor de vapor d'água presente na atmosfera podendo ser de grande valia no estudo do campo operacional.

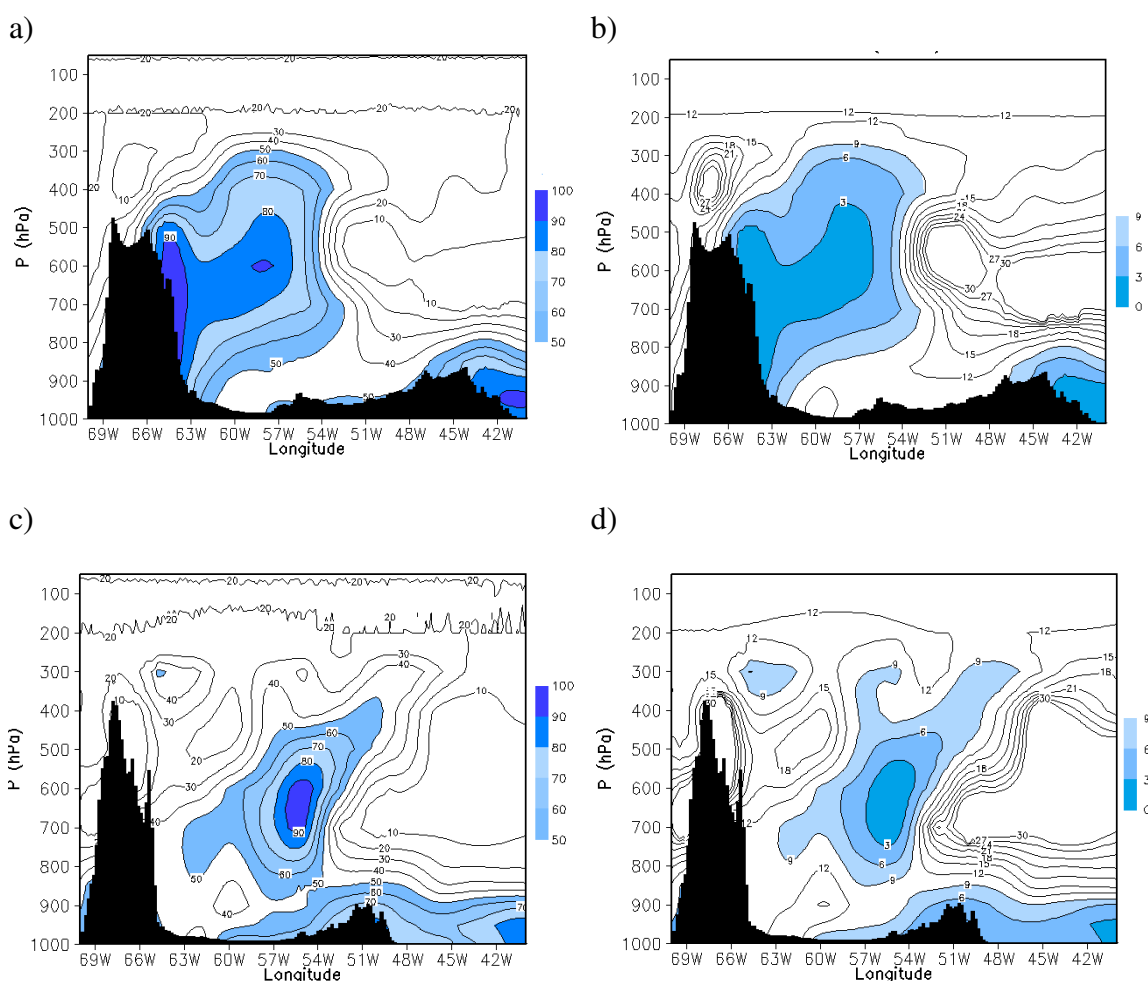


Figura 8. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente

para o dia 29 de Setembro de 2012 às 12 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em 21°S e 27°S, respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21° S e 27° S, respectivamente

#### 4.2. Dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC

Na Figura 9 é apresentado o campos da diferença de temperatura dos canais 5 e 6 do Vapor D'água obtido pelo satélite MSG na atmosfera (Figura 9a) e da água precipitável (Figura 9b) obtida pelo modelo numérico BRAMS, referentes ao dia 29 de setembro às 18 UTC. A Figura 9a apresenta diferenças que variam entre 5° e -30° C. Às variações nas diferenças de temperaturas apresentam mesmas características vista no caso anterior, muito embora que esta corresponda a seis horas posteriores. Na parte sul destaca-se áreas úmidas e secas em locais alternados, ideal para a efetuação de cortes ao longo da longitude para análise comparativa das informações do satélite MSG com o modelo BRAMS em continuidade a análise feita anteriormente.

O campo da Água Precipitável, apresentada na Figura 9b, foi gerado pelo modelo de mesoescala BRAMS. À mesma mostra variações entre 15 a 55 mm para todo o Brasil com decréscimo no sentido de Norte para Sul.

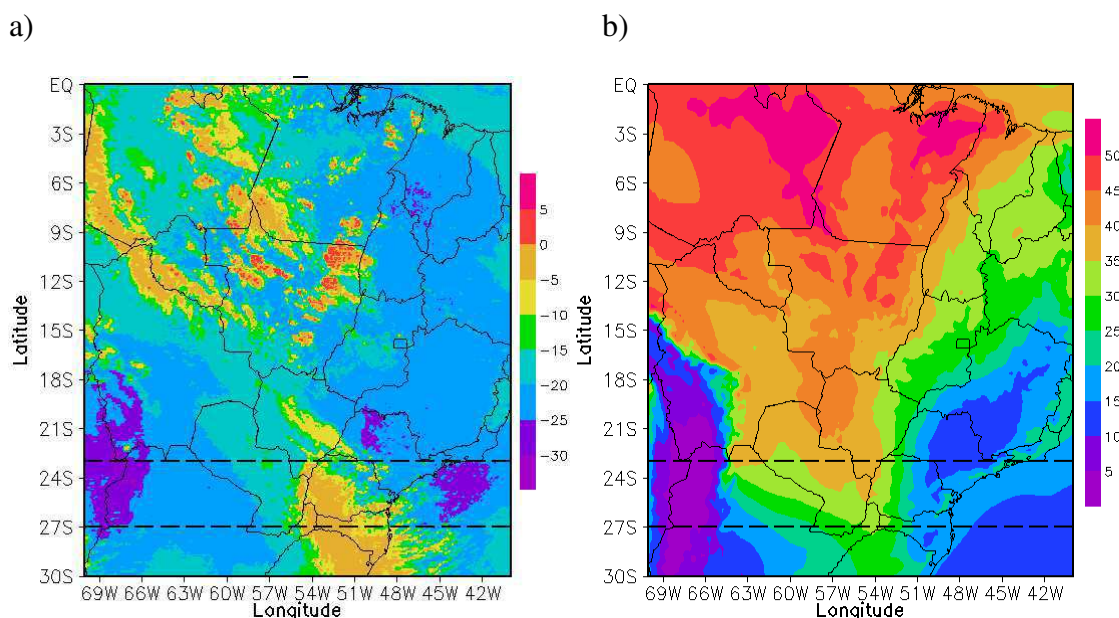


Figura 9. Dia 29/09/2012, 18:00 UTC, a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG (°C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS

#### 4.2.1. Distribuição para a latitude de 23° S

É visto no gráfico da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (Figura 10a), entre as longitudes de 58° a 50° W, um início de sucessivas variações entre valores baixos, que vão de -9° a -4° C e que indica relevante teor de umidade entre os níveis de 500-350 hPa.

Na Figura 10b é mostrada a variação da água precipitável onde se observa valores aproximados em torno de 35 a 40 mm no intervalo de 62,5° a 54° W. A partir deste ponto, percebe-se uma queda na umidade a leste de 54° W até a longitude de 40° W. Ainda nos gráficos obtidos pelo modelo BRAMS, representados pelas Figuras 10c e 10d é possível visualizar com mais clareza o desenvolvimento dessa variação. Na Figura 10c é observado um aumento significativo entre 60° a 54° W (máximo de 90%) na umidade relativa e mínimos que variam de 30 a 10%, no intervalo de 48° a 40° W. De forma contrária o gráfico de  $T-T_d$ , representado pela Figura 10d, mostra valores baixos desta diferença associado a valores altos de umidade e altos valores associado a valores baixos de umidade.

Sabe-se que a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG, quando existe convecção profunda, se mostra bem pequena visto que o topo das nuvens pode ultrapassar os limites da camada da troposfera. Essa compreensão pode ajudar a identificar topos de nuvens convectivas profundas (MECIKALSKI et al., 2010).

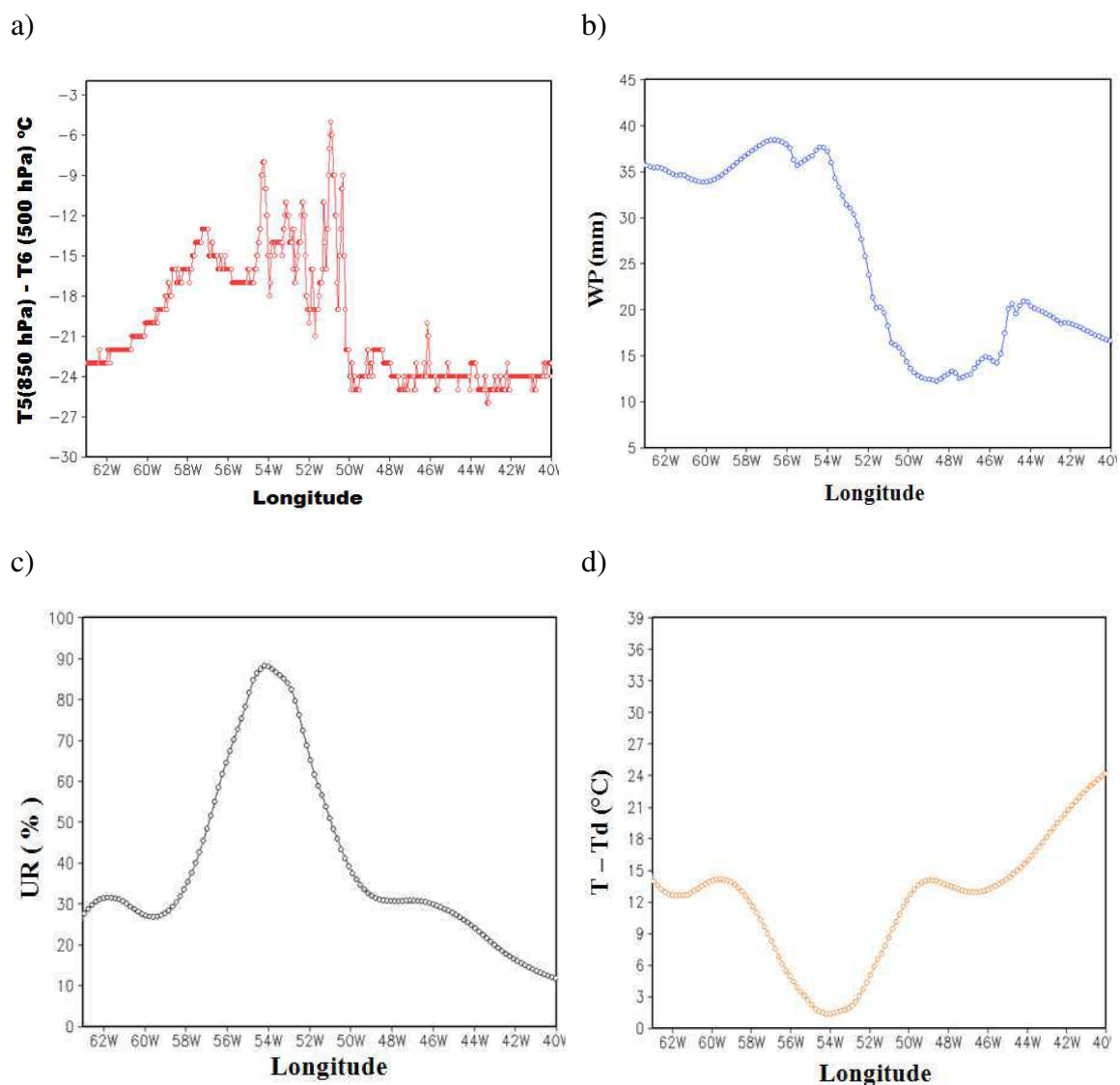


Figura 10. Distribuição para a Latitude de 23°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)

#### 4.2.2. Distribuição para a latitude de 27° S

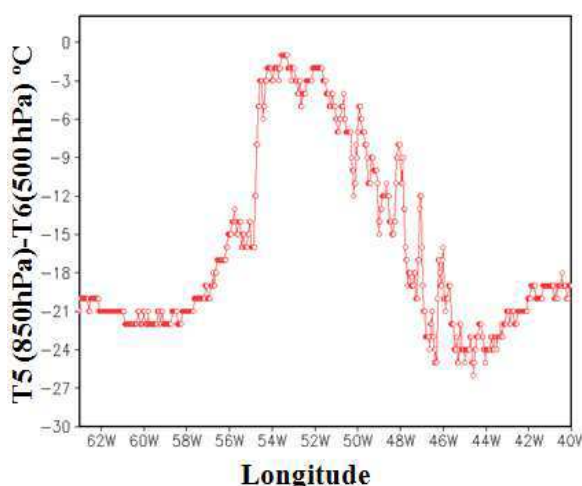
No gráfico representado pela Figura 11a é observado a variação da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG para a latitude de 27° S. Esse apresenta baixas diferenças que variam de -9° C a 0° C no intervalo longitudinal de 54° W a 48° W. Na Figura 11b, que representa a água precipitável gerado pelo modelo BRAMS, é mostrado valores em torno de 33 mm em seu máximo por volta da longitude de 54° W.

Observa-se no gráfico da água precipitável comportamento moderado em termos quantitativos, visto que, os valores apresentados na diferença entre os canais apresentados na Figura 11a foram muito baixos. Esperava-se como resposta a isso, valores de água precipitável relativamente altos conforme já observado.

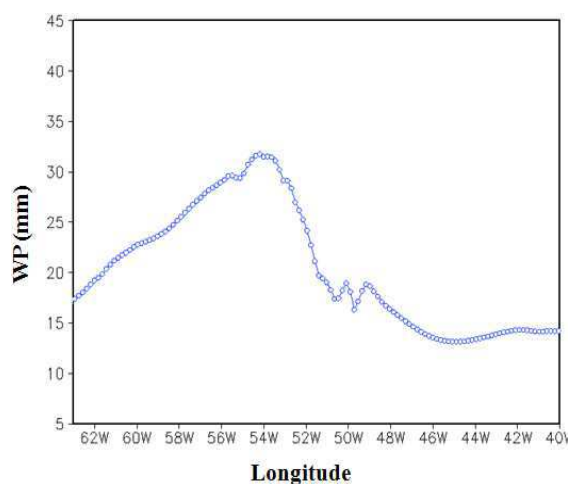
O gráfico da umidade relativa (Figura 11c) apresentou comportamento semelhante ao caso estudado na latitude de 21° S (Figura 10c). Para o intervalo de 54° a 48° W verificam-se valores entre 50% e 90%.

As Figuras 11c e 11d evidenciam a presença de uma atmosfera com pouca umidade entre o intervalo de 62,5° W a 56° W e 48° W a 40° W com cerca de 20% a 10% para a umidade relativa e de 15° C a 27° C para diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, nos respectivos intervalos de longitude. Isso mostra coerência com o gráfico da água precipitável (Figura 11b) que indica, nessas faixas longitudinais, pouco teor de vapor d'água presente na atmosfera.

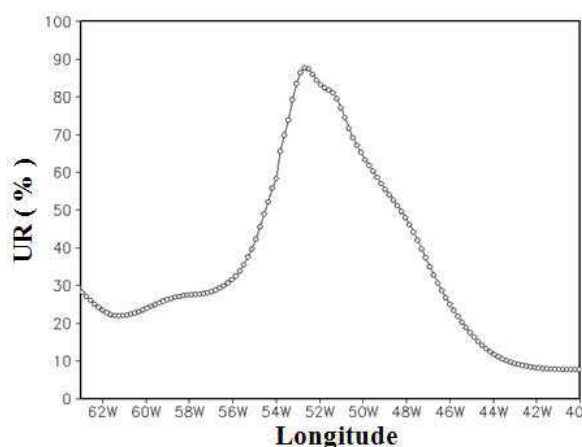
a)



b)



c)



d)

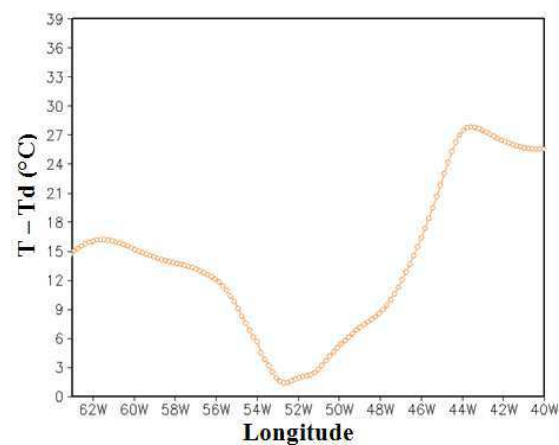




Figura 11. Distribuição para a Latitude de 27°S no dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC. Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa do ar (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)

#### 4.2.3. Seções verticais em 23° S e 27° S

É apresentado nas Figuras 12a e 12c a secção vertical da umidade relativa do ar para as latitudes de 23° S e 27° S, respectivamente, no intervalo de 70° W a 43° W de longitude. Nota-se horizontalmente, a leste da Cordilheira dos Andes, em ambas Figuras, núcleos com a umidade relativa do ar significativamente alta o que se mostra numa variação entre 50% a 100% e seguido em direção ao leste tem-se a presença de núcleo seco. Na baixa atmosfera, entre os níveis de superfície a 900 hPa percebe-se comportamento oposto com pouca umidade a leste dos Andes e seguido de alto valor de umidade relativa do ar. Percebe-se claramente nas secções apresentadas o contraste de umidade comentado anteriormente, onde se tem uma atmosfera úmida seguida de uma atmosfera seca. Esta condição parece primordial para que haja correlações da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas do BRAMS.

Para as secções representadas pelas Figuras 12b e 12d percebe-se da mesma forma como visto nas secções da umidade relativa (Figura 12a e 12c), uma atmosfera com contrastes de umidade, evidenciando regiões úmida e seca associada a baixa e alta diferença de  $T-T_d$ , respectivamente.

Nas secções 4.2.1 e 4.2.2 em torno da longitude de 54° W, foi constatado os maiores valores de umidade. Núcleos de umidade são observados no nível de 300 hPa sobre a cordilheira dos Andes, especula-se que pode ser um indicativo de algum efeito dinâmico influenciado pela orográfica da região.

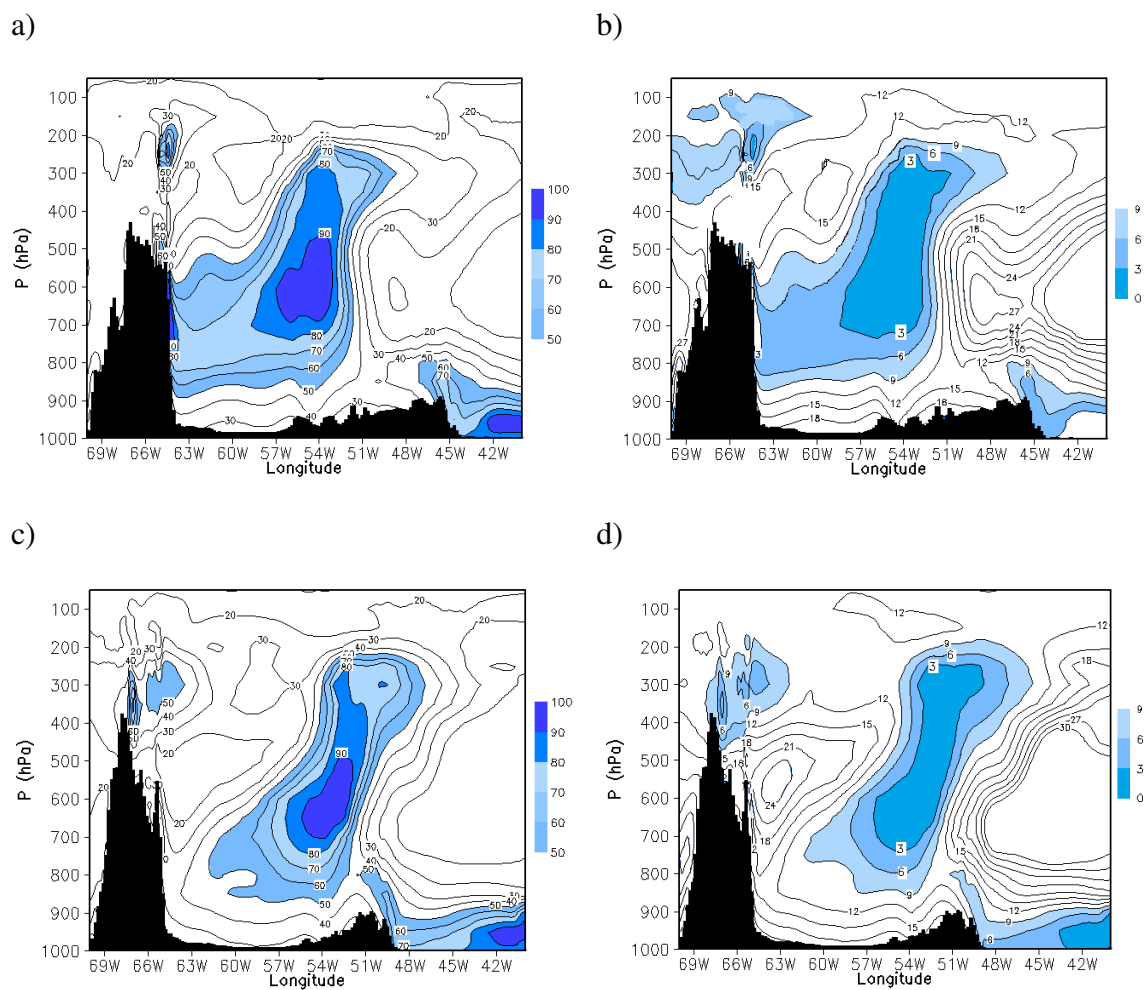


Figura 12. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 29 de Setembro de 2012 às 18 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em 21°S e 27°S, respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 21°S e 27°S, respectivamente

### 4.3. Dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC

Apresenta-se na Figura 13a o campo obtido pela diferença entre os canais 5 e 6 que representam o vapor d'água no MSG. A água precipitável, obtida da integração vertical da umidade específica, a partir do modelo de mesoescala BRAMS, entre os níveis da superfície a 300hPa que é representada pela Figura 13b. Ambas as figuras são referentes ao dia 30 de setembro às 00:00 UTC.

Observa-se na Figura 13a núcleos de umidade na parte Norte do Brasil nos Estados da Amazônia, Mato Grosso, parte do Pará, Rondônia; na região Sul é visto nos Estados do Paraná e Santa Catarina dentre os quais todos os estados citados apresentam valores por volta de  $-9^{\circ}$  a  $3^{\circ}$  C através da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. Para outras regiões do Brasil (Nordeste e parte do Sudeste) essa diferença fica entre  $-15^{\circ}$  a  $-27^{\circ}$  C aproximadamente. Esses valores de diferenças indicam regiões com baixo vapor d'água nas camadas em estudo.

Na Figura 13b que representa a variação espacial da água precipitável em mm é verificado com mais evidência o contraste entre áreas secas e úmidas. Então, para as latitudes de  $18^{\circ}$  e  $24^{\circ}$  C observam-se valores de água precipitável variando em torno de 5 a 40 mm ao longo do intervalo zonal escolhido, sendo que este valor relativamente baixo fica sobre os Andes.

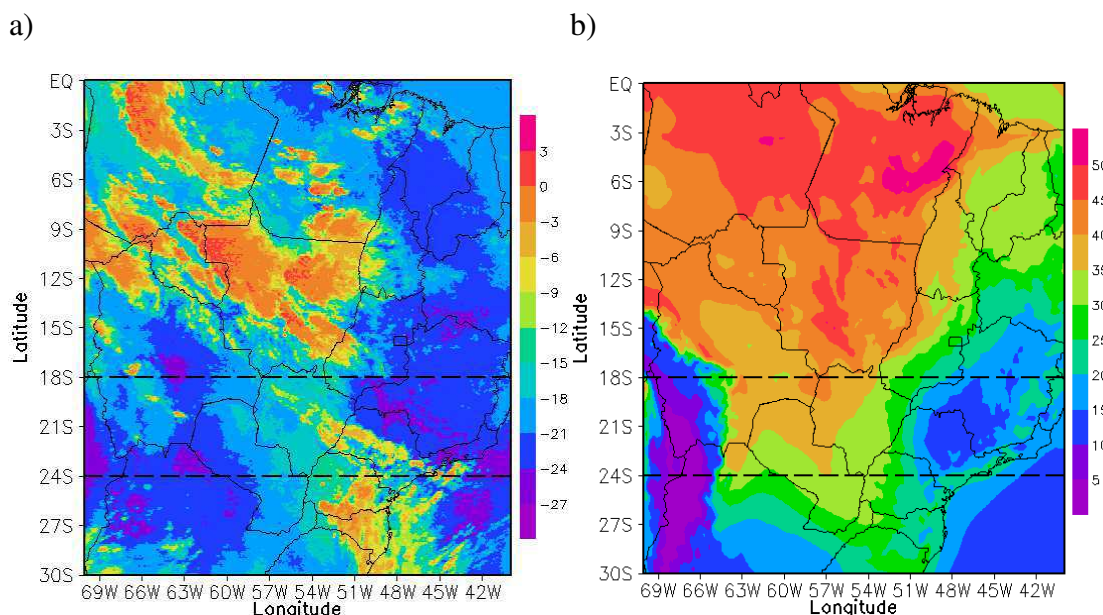


Figura 13. Dia 30/09/2012 às 00:00 UTC a) Variação espacial da diferença entre os canais 5 e 6 da banda do Vapor D'água do MSG ( $^{\circ}$ C); b) Variação espacial da Água precipitável (mm) obtida pelo BRAMS

#### 4.3.1. Distribuição para a latitude de 18° S

A Figura 14a refere-se à diferença entre os canais 5 e 6 do MSG, onde verificar-se uma variação entre o intervalo longitudinal de 54° W a 52° W, que mostra uma diminuição na diferença de temperatura de emissão do mesmo, o que mostra indicativos de uma atmosfera úmida. Ressalta-se que o intervalo mostrou valores relativamente altos, quando comparados com valores vistos anteriormente.

As Figuras 14b e 14c que representam a água precipitável e a umidade relativa, respectivamente, gerados pelo modelo BRAMS. Apresentam um comportamento decrescente e poucos "ruídos" ao longo de suas curvas. Isso pode ter sido ocasionado devido à falta de parâmetros de configurações do modelo BRAMS. As desigualdades entre a região seca e úmida pouco se é identificada nesse intervalo de longitude, como visto na Figura 13a. O gráfico apresentado pela Figura 14d apresentado pela diferença entre as temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho. Da mesma forma como nos gráficos 14b e 14c este também apresenta configuração (comportamento) crescente, o que representa uma atmosfera com pouco vapor d'água na atmosfera, com poucos picos apresentados ao logo do intervalo zonal.

Para detecção de vapor atmosférico, esses canais são muito eficazes para observar o comportamento da umidade entre os níveis de 950 a 200 hPa. O canal 5 representa melhor distribuição do vapor d'água entre os níveis de 200 - 650 hPa, onde o canal 6 representa melhor entre os níveis de 450 - 750 hPa, (SATURETTE et al., 2005).

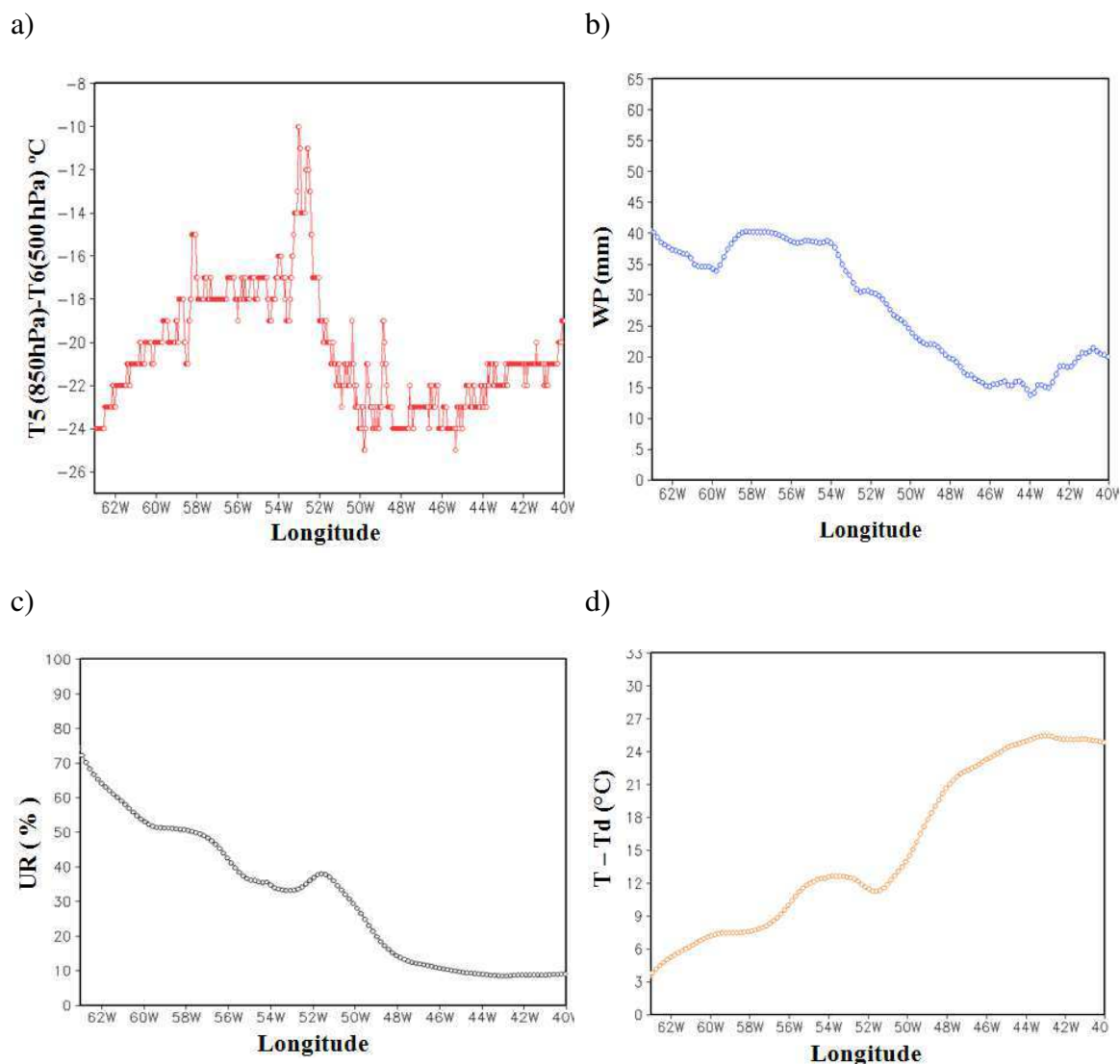


Figura 14. Distribuição para a Latitude de 18° S no dia 30 de Setembro de 2012 às 00:00 UTC: Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG (°C). Modelo BRAMS: (b) Água precipitável (mm); (c) Umidade Relativa (%); (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho (°C)

#### 4.3.2. Distribuição para a latitude de 24° S

Na Figura 15a verifica-se maior variação nos valores da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG quando comparados a variação feita para latitude de 18° S (Figura 14a). Observa-se na curva da diferença picos de baixas diferenças nos intervalos de 51° W a 47° W e entre 45° W e 41° W (isolados) com valores que variam entre -6° a 3° C. Também se percebe valores altos (em torno de -24° C) na diferença feita entre os canais do vapor d'água o que indica áreas com redução de vapor na camada da atmosfera.

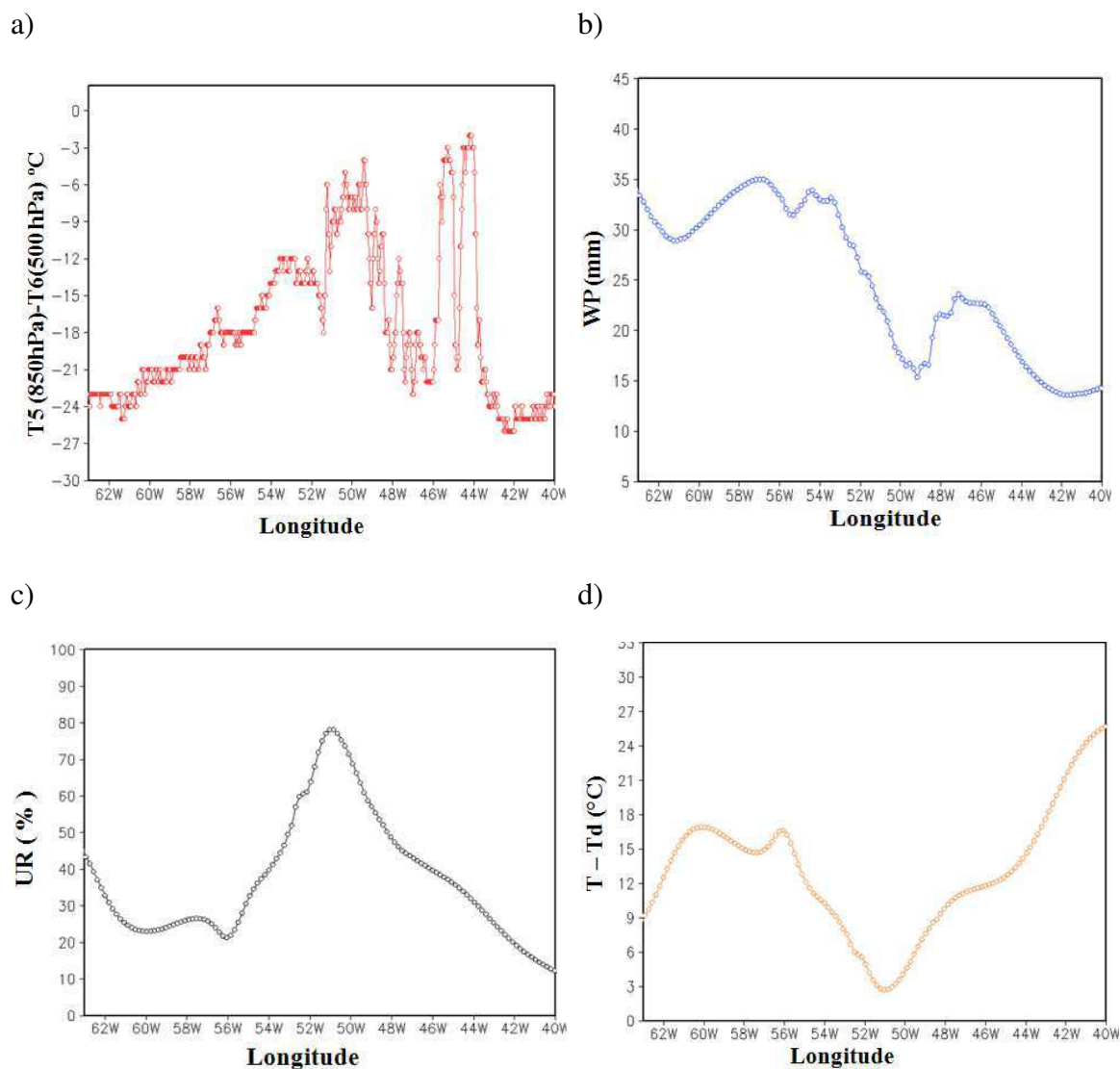


Figura 15. Representação em forma gráfica na Latitude de 24° S para dia 30 de Setembro de 2012 às 00 UTC: Satélite: (a) Diferença entre os canais 5 e 6 do MSG. Modelo BRAMS: (b) Água precipitável; (c) Umidade Relativa; (d) Diferença entre a Temperatura do ar e a Temperatura do ponto de orvalho.

Na Figura 15b o comportamento da água precipitável é mostrado através da evolução da curva. Essa curva mostra valores de entre 30 e 35 mm para o intervalo de 63° a 56° W onde a partir deste ponto, é observado uma queda brusca nos níveis de água precipitável atingindo baixos valores que chegam em torno de 15 mm. Os gráficos que representam a umidade relativa acompanham essas variações coerentemente, apresentando valores altos de 80% saturação, no mesmo intervalo anteriormente citado. Também é verificado baixos valores de umidade, variando entre mínimos de 20 e 10%. Em paralelo, o gráfico da diferença  $T - T_d$  (Figura 15d) destaca-se pelo comportamento

inverso ao da umidade relativa, apresentando valores que variaram em torno de  $-18^{\circ}\text{C}$  (máximos) para regiões secas e  $3^{\circ}\text{C}$  para regiões úmidas.

#### 4.3.3. Seções verticais em $18^{\circ}\text{S}$ e $24^{\circ}\text{S}$

Ressaltam-se na Figura 16a, representada pela secção vertical em  $18^{\circ}\text{S}$  intenso núcleos de umidade relativa (variando de 70 a 100%) que estão concentrados a sota-vento da montanha, ultrapassando quase todos os níveis da troposfera (900 – 100 hPa). O mesmo é observado para a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Figura 16b) com núcleos escuros apresentando valores entre  $3^{\circ}$  a  $0^{\circ}\text{C}$ , no intervalo de longitude de  $66^{\circ}\text{W}$  a  $51^{\circ}\text{W}$ . Na parte mais a leste (entre  $48^{\circ}\text{W}$  a  $42^{\circ}\text{W}$  de longitude) apresenta-se uma atmosfera seca, tida com valores que variam de 50% a 10% para umidade relativa e  $12^{\circ}$  a  $27^{\circ}\text{C}$  entre  $T-T_b$ .

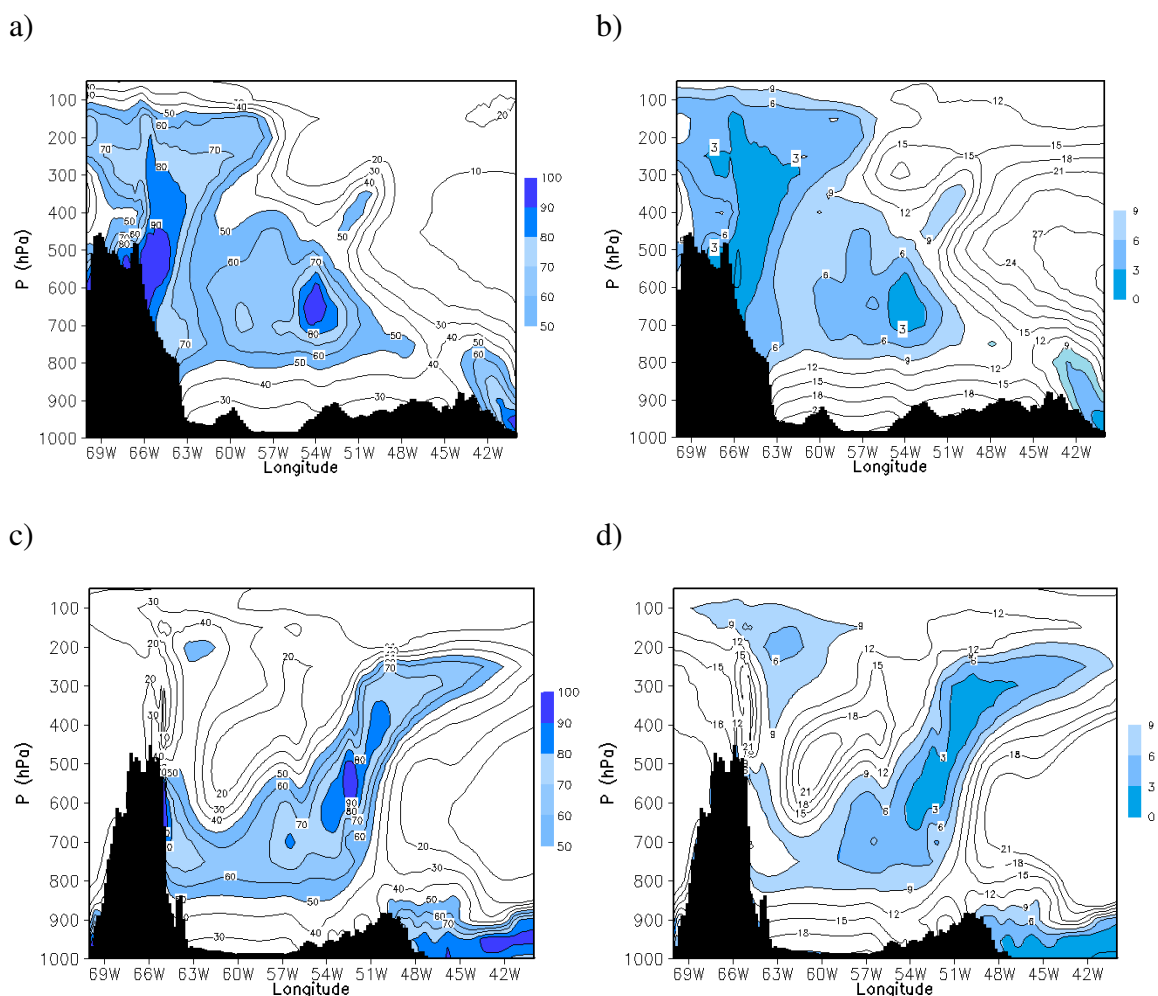


Figura 16. Seção vertical da atmosfera juntamente com a orografia distribuída zonalmente para o dia 30 de Setembro de 2012 às 00:00 UTC: (a) e (c) Umidade relativa em  $18^{\circ}\text{S}$  e  $24^{\circ}\text{S}$ , respectivamente; (b) e (d) Diferença entre a temperatura do ar e

do ponto de orvalho em 21°S e 27°S, respectivamente.

Nas Figuras 16c e 16d, para a secção em 24° S de latitude, também acompanha o desenvolvimento desta massa de ar úmida localizados a leste da Cordilheira dos Andes. Os maiores valores de umidade relativa observados (70% a 100%) se estende entre os níveis de 800 hPa a 300 hPa, no intervalo de 54° W a 50° W de longitude. A área seca da atmosfera encontra-se entre os níveis de 600 hPa – 100 hPa no intervalo de 69° W a 55° W com valores que variam para umidade relativa de 40% a 20% e a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho com valores entre 12° C a 21° C.

#### 4.4. Análise Estatística das Correlações

Na Tabela 3 são apresentadas correlações entre a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas a partir do modelo atmosférico BRAMS. Também, podem ser visualizadas as significâncias estatísticas obtidas com a aplicação do teste *t-student*. De forma geral, observam-se boas correlações todas com significâncias estatísticas para os níveis de 99% ou 95%.

As correlações destacadas na tabela com a indicação de (\*) correspondem à significância de 95% (erro de 5%) e (\*\*) a significância de 99% (erro de 1%), considerando oito graus de liberdade (N-2).

##### 4.4.1. Dia 29/09/2012 – 12:00 UTC

Às correlações apresentadas para este dia e hora (Tabela 3), mostram que a água precipitável apresentou correlações de 0,8192 para a latitude de 21° S e 0,5517 para a latitude 27° S. Para a umidade relativa do ar observa-se correlação 0,7133 para a latitude de 21° S e 0,7560 para a latitude de 27° S, enquanto que na diferença entre T-T<sub>d</sub>, suas ficaram em torno de -0,7470 e -0,6893 para as respectivas latitudes.

Quanto a significância estatística, a água precipitável e a umidade relativa obtiveram um nível de significância de 95% e 99% respectivamente, para a latitude de 21° S, correlacionando-se positivamente com a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG.



A diferença entre  $T-T_d$  apresentou um nível de significância de 99% para a latitude de 21° S e 95% para a de 27° S.

#### 4.4.2. Dia 29/09/2012 – 18:00 UTC

Neste dia e hora (Tabela 3) a correlação entre a diferença entre os canais 5 e 6 do MSG e a Água precipitável, obtida pelo modelo BRAMS, apresenta correlação em torno de 0,5506 com um nível de significância, explicado pelo teste *t-student*, de 95% com erro estimado de 5% em ambas as latitudes de 23° S e 27° S. A umidade relativa do ar para as duas latitudes apresentaram correlações de 0,8576 e 0,7560 ambas com 99% de significância estatística.

Da mesma forma, a correlação entre os canais 5 e 6 e a diferença entre a temperatura do ar e do ponto de orvalho mostrou correlações de -0,80 e -0,69 com 99% e 95% de significância, respectivamente.

#### 4.4.3. Dia 30/09/2012 – 00:00 UTC

Para o último caso estudado, a água precipitável apresentou correlações de 0,6731 e 0,5196 com significâncias de 95% para as latitudes de 18° S e 24° S, respectivamente. A umidade relativa apresentou correlação de 0,71 para latitude de 18° S e 0,7970 para latitude de 24° S. O nível de significância estatística ficou de 95% para 18° S e 99% para 24°S. A diferença entre  $T-T_d$  apresentou correlação de -0,71 com significância de 99% (18° S) e -0,6937 com significância de 95% (24° S) para respectivos cortes latitudinais (Tabela 3).

Ressalta-se que quando se aumenta a amostra (N) a correlação tende a cair, o mesmo acontece quando se escolhe áreas homogêneas. Ficou evidente a necessidade de uma melhor calibração do modelo BRAMS, visto que, entre outros aspectos, o modelo foi rodado com a climatologia da temperatura da superfície do mar. Esse fato não recomenda ainda a apresentação de equações de regressão linear que generalize a relação entre as variáveis. Representa apenas um indicativo destas relações, necessitando de uma análise mais aprofundada.

Tabela 3 - Correlação da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG com as variáveis obtidas pelo modelo BRAMS

Amostra-Experimento	RH(%)	T-Td(°C)	WP(mm)
29/09/2012 às 12 UTC 21° S	0,71**	-0,75**	0,82**
29/09/2012 às 12 UTC 27° S	0,76**	-0,69*	0,55*
29/09/2012 às 18 UTC 23° S	0,86**	-0,80**	0,55*
29/09/2012 às 18 UTC 27° S	0,76**	-0,69*	0,55*
30/09/2012 às 00 UTC 18° S	0,71**	-0,71**	0,67*
30/09/2012 às 00 UTC 24° S	0,80**	-0,69*	0,52*

N=10, \*\* 99% de significância ( $\alpha=0,01$ ;  $t=2,896$  e  $rc=0,71$ ); \* 95% de significância ( $\alpha=0,05$ ;  $t=1,859$  e  $rc=0,55$ )

## 5. CONCLUSÕES

Com base nas discussões apresentadas anteriormente chega-se às seguintes conclusões:

- 1- As distribuições espaciais de água precipitável e da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG foram fundamentais na indicação de áreas secas e úmidas;
- 2- As variáveis utilizadas, simuladas pelo modelo BRAMS, apresentaram boa relação com a diferença de temperatura de emissão entre os canais 5 e 6 do MSG;
- 3- Baixos valores da diferença entre os canais 5 e 6 do MSG implicam em condição úmida enquanto que altos valores implicam em condição seca para a camada 500-350 hPa;
- 4- Condições úmida (seca) na diferença entre os canais 5 e 6 do MSG, se refletem verticalmente em camadas mais baixas com áreas de alto (baixo) teor de umidade atmosférica.
- 5- Correlações entre a diferença de temperatura de emissão entre os canais 5 e 6 do MSG e a água precipitável, umidade relativa do ar e  $T-T_d$  média da camada 500-350 hPa apresentaram significância estatística de 95% e em alguns casos de 99%;
- 6- Imagens MSG dos canais 5 e 6 juntamente com o modelo BRAMS se mostraram eficazes no estudo da umidade atmosférica.

Como sugestão para futuros estudos recomenda-se: 1) melhor ajuste do modelo BRAMS às condições locais; 2) incorporar dados observados na inicialização do BRAMS; 3) estudar casos associados à atuação de sistemas meteorológicos que atuam nas diversas regiões do Brasil.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMORATI, R., ALBERONI, P. P., LEVIZZANI, V. AND NANNI, S. IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. **Journal of Applied Meteorology**. v.6, 1999.

BARBOSA, H. A.; AYDIN GÜROL ERTÜK. Utilização de imagens METEOSAT de segunda geração para a detecção e monitoramento de sistemas convectivos severos atuantes no Brasil. **Anais Eletrônicos SBSR**, 2009.

BRUNI, A. L. **Estatística aplicada à gestão empresarial**. São Paulo: Atlas. p.396, 2007.

BURDE, G.I. and ZANGVIL, A. The Estimation of Regional Precipitation Recycling. Part I: Review of Recycling Models. **Journal of Climate**, v.14, 2497-2508, 2001.

CAVALCANTI, E.P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001.

CHEN, F.; COTTON, W. R. A One-Dimensional Simulation of the Stratocumulus Capped Mixed Layer. **Boundary-Layer Meteorology**. v.25,289-321, 1983.

EUMETSAT. **A Simple Conversion from Effective Radiance back to Spectral Radiance for MSG Images.** Darmstadt, Germany, 2008.

FRITZ, S. and LASZLO, I. Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v.98(D12), 22959-22967, 1993.

GRELL G. A, and DÉVÉNYI D., A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v.29(14):1693, 2002.

GROSSMANN, K. S. WALLACE ; MOURÃO, C. E. F. **Estudo da combinação de índices de instabilidade como ferramenta de auxílio na previsão de tempo** (Apresentação de Trabalho/Seminário), 2008.

HEYMSFIELD, A. J., K. M. MILLER, and J. D. SPINHIRNE: The 27 – 28 October 1986 FIRE IFO Cirrus Case Study: Cloud microstructure. **Monthly Weather Review**, 118, 2313-2328, 1990.

HILL, G. E. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 31, p. 646-673, 1974.

KELLY, G. and J.N. THÉPAUT. **Observing System Experiments in support of EUCOS.** Presentation to the 21st EUMETSAT STG Science Working Group, September 2006.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, V. D.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 82, n.2, 2001.

KUO, H. L. Further Studies of the Parametrizations of the influence of cumulus convective on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.31, p.1232-

1240,1974.

KURINO, T. A satellite infrared Technique for estimating “Deep/Shallow” precipitation. **Advances in Space Research**, v.19 (3), 511-514, 1997.

LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. **Tellus**, v. XIV, p. 148-172, 1962.

MACHADO, L. B. T.; LIMA, W. F. S.; PINTO JR, O.; MORALES, C. B. Relationship between cloud-ground discharge and penetrative clouds: a multi-channel satellite application. **Atmospheric Research**, v.93, p. 304-309, 2007.

MAHRER, Y., PIELKE, R. A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. **BeitraegezurPhysik der Atmosphaere**.v.50,98-113, 1977.

MELLOR, G. L.; YAMADA, Y. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Science**, v.31, p.1791-1806, 1974.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. *Rev.Geophysics Space Physics*: v.20, p.851-857, 1986.

MECIKALSKI JR, MACKENZIE WM JR, KOENIG M, MULLER SA. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part 1.Infrared fields. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. 2010.

MOLINARI, J. A general formo form Kuo’s cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**. v. 113, p.1411-1416, 1985.

MORETTIN, L. G. Estatística básica. **Editora McGraw-Hill do Brasil Ltda**, São Paulo - SP. 6ª Ed., 183p.,1991.

NASCIMENTO, M. X. ; MENEZES,W.F. ; Grossmann, K.G. **Aplicação de Indicadores de Tempo Severo na Caraterização de um Ciclone Intenso que**

**Provocou Ressaca no Litoral do Rio de Janeiro** (Apresentação de Trabalho/Seminário), 2009.

NÓBREGA, R.S. **Modelagem de impactos do desmatamento nos recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Jamari (RO) utilizando dados de superfície e do TRMM**. Tese (Doutorado em Meteorologia). – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2008.

PEIXOTO, J.P.: Atmospheric vapor flux computations for hydrological purposes. WMO/IHD Rep. 20, **Meteorological Organization**, v.83 pp. 1973.

PETOUKHOV V., GANOPOLSKI A., BROVKIN V., CLAUSSEN M., ELISEEV A., KUBATZKI C., AND RAHMSTORF S.: CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. **Climate Dynamics**, v.16, p.1–17, 2000.

PHILLIPS, I.D. AND MCGREGOR, G.R.: Western European water vapour flux – South West England rainfall associations. **Journal of Hydrometeorology**, v.2: 505-524, 2001.

PIELKE, R.A.; COTTON, W.R.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**. v. 49, p.69-91, 1992.

WALKO, R.L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y. New RAMS cloud microphysics parametrization part I: the single-moment scheme. **Atmospheric Research**.v.38,p.29-62,1995.

WALKO R., BAND L., BARON J., KITTEL F., LAMMERS R., LEE T., OJIMA D., PIELKE R., TAYLOR C., TAGUE C., TREMBACK C., VIDALE P. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **J Appl Meteorol** 39: (6) 931-944, 2000.

SOUZA E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies**



**Heterogêneas na Região Amazônica.** Tese (Doutorado em Meteorologia) Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo. 121 pp, 1999.

PIVA, E. Dal; ANABOR, V. Avaliação do modelo BRAMS na formação de nevoeiro de radiação em ambiente com turbulência pouco desenvolvida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 417-430, 2008.

ROCA, R., L. PICON, M. DESBOIS, H. LE TREUT, and J.-J. MORRETTE. **Direct comparison of Meteosat water vapor channel data and general circulation model results.** *Geophysical Research Letters*, v.24,147–150, 1997.

SANTURETTE, P., GEORGIEV C. G. **Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis.** Academic Press, San Diego, 2005.

SANTIN, MATEUS MADAIL. **Operacionalização do modelo BRAMS aplicado à previsão do tempo, agricultura e pesquisa.** Dissertação (Mestrado). Pelotas. Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2006.

SCHMETZ, J., and O. M. TURPEINEN: Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. **Journal of Applied Meteorology**. v.27, 889–899, 1988.

SCHMETZ, J., W. MENZEL, C. VELDEN, X. Wu, L. VAN DE BERG, S. NIEMAN, C. HAYDEN, K. HOLMLUND, AND C. GEIJO, Monthly mean large-scale analyses of upper-tropospheric humidity and wind field divergence derived from three geostationary satellites, **Bulletin of the American Meteorological Society**, 76, 1578-1584, 1995.

SCHMETZ, J., TJEMKES, S. A., GUBE, M., AND VAN DE BERG, L. Monitoring deep convection and convective overshooting. **Advances in Space Research**, v.19 (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* **83**: 977–992, 2002.

SCHRÖDER, M.; BENNARTZ, R.; SHÜLLER, L.; PREUSKER, R.; ALBERT, P. and FISCHER, J., Generating cloudmasks in spatial high-resolution observations of clouds using texture and radiance information. *International Journal of Remote Sensing*, v.23(20). p.4247-4261, 2002.

SERREZE, M. C.; R. G. BARRY, and J. E. WALSH,: Atmospheric water vapor characteristics at 708N. *Journal of Climate*, v.8, p.719–731, 1995.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. Part I: The basic experiment. *Monthly Weather Review*, v. 91, p. 99-164, 1963.

SODEN, B. J., and F. P. BRETHERTON. Upper Tropospheric Relative Humidity From the GOES 6.7  $\mu\text{m}$  Channel: Method and Climatology for July 1987, *Journal of Geophysical Research*, 98(D9), v.16, p.669– 688, 1993.

TEIXEIRA, R. F. B.: Índice de Água Precipitável da Atmosfera a partir dos Canais 4 e 5 do AVHRR-NOAA. *Anais eletrônicos...* In: XI SBSR, Belo Horizonte, Brasil, INPE, p.1227-1231, s, 2003.

TJEMKES, S. A., VAN DE BERG, L. and SCHMETZ, J. Warm water vapour pixels over high clouds as observed by METEOSAT. *Contributions to Atmospheric Physics*, v.70, p.15-21, 1997.

TOMASI, C. Determination of the Total Precipitable Water by Varying the Intercept in Reitan's Relationship. *Journal of Applied Meteorology*. v.20, p.1058–1069, 1981.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model: PartI: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal de Recherches Atmospheriques*. v.16, p. 185-220, 1982.

WEAVER A. J., EBY M., WIEBE E.C., et al.: The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. **Atmosphere-Ocean**, v.39, p. 361–428, 2001.

WEBSTER, P., 1994: The role of hydrological processes in ocean–atmosphere interactions. **Reviews of Geophysics**, v.32, p.427–476, 1994.