



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/06.02.22.56-TDI

**O PAPEL DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE
CONTINENTAL NO SISTEMA GLOBAL DE
ASSIMILAÇÃO VARIACIONAL TRIDIMENSIONAL DO
CPTEC/INPE**

Brunna Romero Penna

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 10 de junho de 2014.

URL do documento original:

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

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

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

Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/06.02.22.56-TDI

**O PAPEL DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE
CONTINENTAL NO SISTEMA GLOBAL DE
ASSIMILAÇÃO VARIACIONAL TRIDIMENSIONAL DO
CPTEC/INPE**

Brunna Romero Penna

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 10 de junho de 2014.

URL do documento original:

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

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Penna, Brunna Romero.

P381p O papel da temperatura de superfície continental no sistema global de assimilação variacional tridimensional do CP-TEC/INPE / Brunna Romero Penna. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxii + 98 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/06.02.22.56-TDI)

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

Orientador : Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves.

1. Temperatura da superfície terrestre. 2. Radiâncias. 3. Canais de janela. 4. AMSU-A. I.Título.

CDU 551.505.313



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

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

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

Dr. Dirceu Luis Herdies



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves



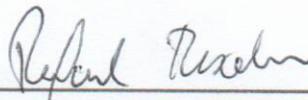
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa
Coelho



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Rafael Rosolem



Convidado(a) / Univer. Of Bristol / Reino Unido - uk

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Brunna Romero Penna**

São José dos Campos, 10 de Junho de 2014

*Aos meus pais Cristina e Elton, e ao Marcelo com muito
amor e carinho.*

AGRADECIMENTOS

A Deus por me permitir vencer mais esta etapa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela concessão de toda a estrutura computacional necessária para a realização desta pesquisa.

Ao professor Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves pelo suporte na realização desta pesquisa.

Aos integrantes do Grupo de Assimilação de Dados e Desenvolvimento do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos que sempre se prontificaram em prover suporte quando solicitados.

À Dra. Solange Souza, por toda colaboração, esclarecimentos e sugestões apresentadas.

Aos colegas da turma de 2012 do curso de Pós- Graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo companheirismo, conhecimento compartilhado, pela amizade e também pelos momentos de diversão.

Às secretárias da Pós-Graduação em Meteorologia, por toda a atenção disponibilizada.

Aos meus amigos conquistados nesta jornada, Luciana Conceição, Paulo Henrique Mineiro, Alessandra Silva, Helen do Vale, e Lucas Guerra por estarem sempre dispostos a ajudar e também pelos momentos de diversão.

Enfim, a todos que de alguma forma participaram desta jornada.

Muito Obrigada!

RESUMO

Nos últimos anos, os centros de previsão numérica de tempo operacionais têm assimilado um maior número de observações. Esse aumento no volume de dados foi principalmente devido às observações de sensoriamento remoto. Estas são de suma importância sobre o Hemisfério Sul, onde há uma escassez de dados convencionais, principalmente pelo domínio de áreas oceânicas. Entretanto, ainda existem certas dificuldades em incorporar dados de sensores, tal como o AMSU-A, a bordo de satélites nos canais com forte sensibilidade à superfície terrestre nos sistemas de assimilação de dados. Isto se deve, por que os sistemas de assimilação impõem critérios de aceitação para esses dados. No caso de observações de satélites, as radiâncias, que também podem ser representadas em termos de temperatura de brilho, o critério de rejeição da observação é a comparação com uma temperatura de brilho simulada por um modelo de transferência radiativa dentro do próprio sistema de assimilação de dados. Para simular a temperatura de brilho no caso dos canais sensíveis à superfície, o modelo de transferência radiativa necessita de informações de entrada tais como a temperatura e a emissividade da superfície terrestre com certa precisão. Porém, a temperatura da superfície da terra é proveniente de um modelo de superfície acoplado a um modelo de circulação global da atmosfera, e por ser um modelo numérico que tenta representar toda a atmosfera e interação dela com a superfície dentro dele existem muitas simplificações, o que faz com que a temperatura da superfície terrestre não seja precisamente prognosticada. Neste contexto, a temperatura da superfície terrestre proveniente do modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA é investigada e vieses frios são identificados sobre regiões semiáridas, posteriormente um método de correção de viés é aplicado a essa variável. Como resultado a essa metodologia, houve uma diminuição do RMSE entre a estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre e a observação, sendo assim, de uma forma geral, um aumento no número de radiâncias nos canais sensíveis à superfície foi identificada em regiões semiáridas e sobre a América do Sul.

Palavras-chave: Temperatura da superfície terrestre. Radiâncias. Canais sensíveis à superfície. Assimilação de dados.

THE ROLE OF SKIN TEMPERATURE IN THE THREE-DIMENSIONAL VARIATIONAL ASSIMILATION GLOBAL SYSTEM OF CPTEC/INPE

ABSTRACT

In the recent years, the operational numerical weather prediction centers have been increased the number of observations assimilated. This increase in the data volume was due, mainly to the observations from remote sensing. These, in turn, are of great importance over the Southern Hemisphere, where there is a limited number of conventional data, in particular over the oceanic domain. Nevertheless, there are still difficulties in incorporating data from the satellite sensors in the channels under strong influence from the land surface in the data assimilation systems. This is due the fact that the assimilation methods impose certain criteria for data acceptance. In the satellite observations case, i.e. radiances, that also can be represented as brightness temperature simulated by a radiative transfer model within the data assimilation system itself. To simulate the brightness temperature in the case of the channels sensible to the surface, the radiative transfer model needs input information such as temperature and land surface emissivity with certain accuracy. However, land surface temperature is provided by a atmospheric general circulation model coupled to a land surface mode, and given it is a numerical model it tries to represent the atmosphere and it interaction with the surface upon a number of simplifications therefore, the land surface temperature is not accurately prognostic. In that context, the land surface temperature from the land surface model (i.e. SSiB) coupled to the AGCM is investigated and cold biases were identified over the semi-arid regions and a method for bias correction for this variable proposed. As a result from this methodology, there was a decrease in the RMSE between the simulated (guess) initial land surface temperature and the observations resulting generally in an increase of the number of radiances from the channels sensible to the surface over the semi-arid regions and over the South America.

Keywords: Skin temperature. Radiance. Windows Channel. Data assimilation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 (a) Número de observações de ar superior em milhões em função do tempo (1990-2010). (b) Número de instrumentos de satélite por plataforma em função do tempo (1990-2010).	8
2.2 Impacto dos erros de emissividade e temperatura da superfície terrestre na temperatura de brilho simulada como uma função da transmitância. As quatro linhas tracejadas correspondem a erros na temperatura da superfície da terra de 1, 2, 4 e 8K (de baixo para cima), e as linhas com símbolos cheios correspondem a erros na emissividade de 0.005, 0.02 e 0.05 (de baixo para cima). Foi assumido que a temperatura da superfície da terra é igual a 252.7K e a emissividade igual a 1.	14
3.1 Distribuição espacial típica de radiância do sensor AMSU-A para o satélite NOAA-15 para os horários das 00 Z em (a), 06 Z em (b), 12 Z em (c) e 18 Z em (d), em 13 de fevereiro de 2013. A área rachurada em cinza representa o período noturno.	22
3.2 Idem Figura 3.1 mas para o satélite NOAA-18.	23
3.3 Idem Figura 3.1 mas para o satélite NOAA-19.	24
3.4 Função Peso dos canais sensíveis à superfície terrestre.	24
4.1 Ciclo de análise utilizando o método de assimilação de dados GSI com intervalo de 6 horas entre as análises.	28
4.2 Topografia do modelo MCGA em todo seu domínio.	28
4.3 Tipos de cobertura de superfície representados pelo modelo SSiB.	30
4.4 Diagrama esquemático do modelo SSiB. Tr é a temperatura na altura de referência, Td é a temperatura do dossel, Ta é a temperatura do ar dentro do espaço aéreo do dossel, Tg é a temperatura do solo, ra é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e a altura de referência, rb é a resistência da camada limite, rc é a resistência estomática e rd é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e o solo.	31
4.5 Diagrama dos principais componentes do modelo CRTM.	34
4.6 Espectro de Emissividade de Microondas como uma função da frequência. Na polarização vertical em (a) e horizontal em (b).	36
4.7 Diagrama esquemático simplificado do processo de assimilação de dados de radiâncias no sistema G3DVar.	37

4.8	Proficiência média que a correção de viés forneceu para todas as estimativas iniciais que o ciclo de assimilação utiliza.	40
4.9	Região de estudo do EXP_CIR. O quadrado preto, verde, azul, vermelho, amarelo e cinza representam a América do Sul (AS), a Amazônia (AM), a região Nordeste do Brasil (NE), a região Centro-Oeste (CO), a região Sudeste (SE) e a região Sul (SUL), respectivamente.	43
5.1	Número médio de observações do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-15 assimiladas sobre a América do Sul no período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, para o canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (d).	46
5.2	Idem Figura 5.1, mas para o satélite NOAA-18.	47
5.3	Idem Figura 5.1, mas para o satélite NOAA-19.	48
5.4	Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 e a estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a América do Sul para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, para o canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (d).	49
5.5	Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 e a análise da temperatura de brilho sobre a América do Sul para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, em (a) para o canal 1, em (b), para o canal 2, em (c) para o canal 3 e em (d) para o canal 15.	50
5.6	Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-18 e a estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a região Nordeste do Brasil em (a) canal 1, e (b) canal 2, e região Sudeste do Brasil em (c) canal 1 e (d) canal 2. Para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013.	52
5.7	Idem Figura 5.4, mas para o satélite NOAA-19.	53
5.8	Idem Figura 5.5, mas para o satélite NOAA-19.	53
5.9	Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15, canal 1 em (a) e do satélite NOAA-18, canal 15 em (b) com o acréscimo dos dados de radiância sobre o oceano sobre a região da AS para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013.	54
5.10	Estimativa inicial da temperatura de brilho no canal 2 (T _b simulada) versus TST em °C para os satélites: (a) NOAA-15, (b) NOAA-18 e (c) NOAA-19. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$	55

5.11	Estimativa inicial da temperatura de brilho (Tb simulada) versus a TST em °C para o satélite NOAA-18, canal 1, em: (a) AS, (b) AM, (c) CO, (d) NE, (e) SE e (f) SUL. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$.	56
5.12	Estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a região da AS para o satélite NOAA-15 (Tb simulada) versus ε TST: (a) Canal 1; (b) Canal 2; (c) Canal 3; (d) Canal 15. ε TST, é o produto entre a emissividade e a temperatura da superfície da terra. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$.	57
5.13	Idem a Figura 5.12: (a) NOAA-18, canal 1; (b) NOAA-19, canal 3; (c) NOAA-19, canal 15.	58
5.14	Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do MODIS e do modelo SSiB às 13Z para o ano de 2013 em: (a) Janeiro, (b) Fevereiro, (c) Março e (d) Abril.	61
5.15	Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do GOES e do modelo SSiB a partir da condição inicial das 00Z para Janeiro de 2014. Em (a) 03Z, (b) 06Z e (c) 09Z.	63
5.16	Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do GOES e do modelo SSiB a partir da condição inicial das 12Z para Janeiro de 2014. Em (a) 15Z, (b) 18Z e (c) 21Z.	65
5.17	Distribuição temporal do número de observações assimiladas pelo GSI sobre os continentes às 00Z no canal 2 do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 em (a), NOAA-18 em (b) e NOAA-19 em (c).	68
5.18	Idem Figura 5.17, mas para às 06Z e canal 3.	69
5.19	Idem Figura 5.17, mas para às 12Z e satélite NOAA-15, canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (c).	70
5.20	Distribuição temporal do número de observações assimiladas sobre os continentes e oceanos às 00Z para o canal 1 do sensor AMSU-A a bordo dos satélites NOAA-15 em (a), NOAA-18 em (b) e NOAA-19 em (c).	71
5.21	Distribuição espacial dos <i>pixels</i> assimilados pelo GSI sobre a região Norte da África: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 1 do satélite NOAA-15 às 06Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).	73
5.22	Idem 5.21 porém para a região dos Estados Unidos e canal 3 do satélite NOAA-15 às 00Z.	73

5.23	Distribuição espacial dos <i>pixels</i> assimilados pelo GSI sobre a região da Oceania: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 1 do satélite NOAA-19 às 18Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).	74
5.24	Distribuição espacial dos <i>pixels</i> assimilados pelo GSI sobre a América do Sul: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 3 do satélite NOAA-19 às 06Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).	75
5.25	Distribuição temporal das diferenças O-F (retângulos à esquerda) e O-A (retângulos à direita) às 00Z para o experimento EXP_CCB, curva azul, e EXP_CTRL, curva vermelha, e para o satélite NOAA-15 em canal 1 em (a) e (b), canal 2 em (c) e (d), canal 3 em (e) e (f), e canal 15 em (g) e (h) respectivamente.	78
5.26	Idem Figura 5.20, mas para às 06Z e canal 15 do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-15 em (a) e (b), NOAA-18 em (c) e (d), e NOAA-19 em (e) e (f).	79
5.27	Idem Figura 5.20, porém para as 18Z e canal 3 do satélite NOAA-15 em (a) e (b), NOAA-18 em (c) e (d), e NOAA-19 em (e) e (f).	83

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Características dos canais do sensor AMSU-A sensíveis à superfície terrestre.	21
4.1 Parametrizações físicas do MCGA do CPTEC/INPE utilizadas nos experimentos.	29
4.2 Características dos experimentos realizados durante esta pesquisa. . . .	44
5.1 Estatísticas médias para o satélite NOAA-15 durante o período de estudo sobre a AS.	51
5.2 Estatísticas médias para o satélite NOAA-18 durante o período de estudo sobre a AS.	51
5.3 Estatísticas médias para o satélite NOAA-19 durante o período de estudo sobre a AS.	51
5.4 Estatísticas médias durante o período de estudo na AS.	59
5.5 Estatísticas médias, durante o período de estudo, da distribuição temporal de O-F e O-A às 12Z para os experimentos EXP_CCB e EXP_CTRL sobre o continente.	80
5.6 Estatísticas médias, durante o período, da distribuição temporal de O-F e O-A às 06Z para os experimentos EXP_CCB e EXP_CTRL sobre o continente e oceanos adjacentes.	82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AIRS	–	<i>Atmospheric Infrared Sounder</i>
AMSU-A	–	<i>Advanced Microwave Sounding Unit-A</i>
AMSU-B	–	<i>Advanced Microwave Sounding Unit-B</i>
BUFR	–	<i>Binary Universal Form for the Representation of meteorological data</i>
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRTM	–	<i>Community Radiative Transfer Model</i>
ECMWF	–	<i>European Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ESA	–	<i>European Space Agency</i>
ETR	–	Equação de Transferência Radiativa
EUMETSAT	–	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
GFS	–	<i>Global Forecast System</i>
GOES	–	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i>
GOS	–	<i>Global Observing System</i>
GPS	–	<i>Global Positioning System</i>
GTS	–	<i>Global Telecommunication System</i>
GSi	–	<i>Gridpoint Statistical Interpolation</i>
HIRS	–	<i>High Resolution Infrared Radiation Sounder</i>
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAXA	–	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JMA	–	<i>Japan Meteorological Agency</i>
JSCDA	–	<i>Joint Center for Satellite Data Assimilation</i>
LandEM	–	<i>Land Emissivity Model</i>
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MHS	–	<i>Microwave Humidity Sounder</i>
MODIS	–	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MSPPS	–	<i>Microwave Surface and Precipitation Products System</i>
MTR	–	Modelo de Transferência Radiativa
NASA	–	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	–	<i>National Center Environmental Prediction</i>
NOAA	–	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PNT	–	Previsão Numérica de Tempo
POES	–	<i>Polar Operational Environmental Satellites</i>
SCM	–	<i>Successive Correction Method</i>
SIRS	–	<i>Space Infrared Sounder</i>
SIST	–	<i>Solar-Infrared Infrared Split Window Technique</i>
SSiB	–	Simplified Simple Biosphere
SSM/I	–	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
TIROS	–	<i>Television and Infrared Observation Satellite</i>
TOVS	–	<i>TIROS Operational Vertical sounder</i>
TST	–	Temperatura da Superfície Terrestre

- VISST – *Visible Infrared Solar-Infrared Split Window Technique*
- WMO – *World Meteorological Organization*
- WRF – *Weather Research and Forecasting*
- 3DVar – *Three-Dimensional Variational Analysis*
- 4DVar – *Four-Dimensional Variational Analysis*

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	4
1.2 Estrutura do Documento	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3 DADOS	19
3.1 Dados utilizados pelo sistema G3DVar	19
3.1.1 Observações convencionais	20
3.1.2 Observações não convencionais	20
3.2 Dados para investigar e estimar o viés da TST prognosticada pelo modelo SSiB	21
3.2.1 Dados do MODIS	22
3.2.2 Dados do GOES	23
4 METODOLOGIA	27
4.1 O Sistema G3DVar	27
4.1.1 O Modelo de Circulação Global da Atmosfera	27
4.1.1.1 O Modelo de superfície SSiB	29
4.1.2 O Método de Assimilação de Dados	32
4.1.3 O Modelo de Transferência Radiativa	33
4.1.3.1 O Modelo de Emissividade	34
4.2 Assimilação de Radiâncias	35
4.3 Método de Correção de Viés da TST	38
4.4 Descrição dos Experimentos	40
4.5 Avaliação dos Resultados	41
5 RESULTADOS	45
5.1 Avaliação das novas radiâncias inseridas no sistema G3DVar	45
5.1.1 Da quantidade de observações de radiância assimiladas	45
5.1.2 Da distribuição temporal de O-F e O-A	48
5.1.3 Da Temperatura de Brilho Simulada	54

5.2	Investigação dos erros sistemáticos da TST prognosticada pelo modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA	60
5.2.1	A partir dos dados do MODIS	60
5.2.2	A partir dos dados do Imageador do GOES	62
5.3	Impacto da nova TST no sistema de assimilação de dados	66
5.3.1	Distribuição temporal da quantidade de observações assimiladas	66
5.3.1.1	Sobre os continentes	66
5.3.1.2	Sobre os continentes e oceanos adjacentes	70
5.3.2	Intercomparação da distribuição espacial das observações assimiladas	70
5.3.3	Intercomparação da distribuição temporal de O-F e O-A	75
5.3.3.1	Sobre os continentes	75
5.3.3.2	Sobre os continentes e oceanos adjacentes	81
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	85
6.1	Conclusões	86
6.2	Sugestões para trabalhos futuros	87
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89

1 INTRODUÇÃO

Durante as últimas décadas houve um progresso significativo na quantidade e qualidade de observações meteorológicas, sejam estas convencionais (estações de superfície e ar superior, etc.) ou não-convencionais (provenientes de satélites), assim como um grande avanço na aptidão dos modelos utilizados em previsão numérica do tempo (PNT), devido a fatores como o aumento do poder computacional e melhoria nas representações dos processos físicos de pequena escala. Entretanto, somente durante os últimos anos é que a combinação destas duas informações tem apresentado uma evolução mais significativa, com a utilização de técnicas avançadas de assimilação de dados, tais como os sistemas de análise variacional tridimensional (3DVar, do inglês *Three-Dimensional Variational Analysis*) (COURTIER et al., 1998; LORENC et al., 2000) e quadridimensional (4DVar, do inglês *Four-Dimensional Variational Analysis*) (CHAO; CHANG, 1992; RABIER et al., 2000).

O grande aumento no volume de observações meteorológicas está associado principalmente aos dados provenientes de satélites meteorológicos, conseqüentemente esses dados têm sido cada vez mais utilizados em sistemas de previsão de tempo e clima, a fim de contribuir positivamente para estes fins (UPALLA et al., 2005; MARSHALL et al., 2007). Atualmente, a maioria das observações de satélite são assimiladas nos grandes centros de previsão mundial como radiâncias, em várias bandas espectrais (REALE et al., 2008; SAKAMOTO; CHRISTY, 2009), (MACNALLY et al., 2006; KAZUMORI, 2013). O que permitiu o uso de dados como de radiâncias foram técnicas avançadas de assimilação de dados, como as citadas anteriormente, e contemporâneos sensores de satélites, tais como, o Sondador de Alta Resolução de Radiação Infravermelha (HIRS, do inglês *High Resolution Infrared Radiation Sounder*), o Sondador de Micro-ondas de Umidade (MHS, do inglês *Microwave Humidity Sounder*), o Sondador de Infravermelho Atmosférico (AIRS, do inglês *Atmospheric Infrared Sounder*), e dos Sondadores de Micro-ondas Avançado Unidade A (AMSU-A, do inglês *Advanced Microwave Sounding Unit-A*) e B (AMSU-B).

O Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) opera dentre outros um Modelo de Circulação Global da Atmosfera (MCGA) com previsões para curto e médio prazo que utiliza um método de assimilação de dados variacional tridimensional para produzir as condições iniciais para essas previsões. Este modelo contribui no preparo das condições iniciais fornecendo o que chamamos de estimativa inicial, ou seja, uma informação prévia do estado da atmosfera atual. O método de assimilação de dados variacional

tridimensional utilizado é o Sistema de Interpolação Estatística em Ponto de Grade (GSI, do inglês *Gridpoint Statistical Interpolation*), que tem como função produzir as condições iniciais para os modelos de PNT através de uma combinação estatística das observações e da estimativa inicial (previsão de curto alcance). O sistema GSI assimila tanto dados convencionais como não convencionais, incluindo radiâncias.

O uso das observações de radiâncias pelo GSI é de suma importância para o modelo do CPTEC/INPE, uma vez que, este modelo precisa gerar previsões hábeis principalmente na região da América do Sul, onde há uma escassez de dados convencionais. Todavia, esses dados sobre o continente proveniente de sensores de micro-ondas, tal como o AMSU-A, têm sido amplamente utilizados somente nos canais que não tem sensibilidade à superfície terrestre e sobre os oceanos. Isto por que as radiâncias observadas tem sua entrada no sistema de assimilação limitada à uma atribuição a partir da estimativa inicial de radiância, a radiância simulada, que é obtida a partir de um modelo de transferência radiativa (MTR). No caso dos canais com forte resposta à superfície terrestre, que também são chamados de canais de janela, a radiância não é devidamente simulada devido à dificuldade dos modelos em representar a emissividade e a temperatura da superfície terrestre (KARBOU et al., 2006; KARBOU et al., 2010). Conseqüentemente o sistema de assimilação rejeita observações de boa qualidade nestes canais.

Em vista disso, muitos métodos foram desenvolvidos para calcular a emissividade de micro-ondas da superfície terrestre. Também têm sido feitas medidas da emissividade em diferentes tipos de cobertura do solo (MATZLER, 1990; WIGNERON et al., 1997). Devido aos limites espaciais e temporais das medições de campo, as observações de satélites têm sido amplamente utilizadas para recuperar a emissividade de micro-ondas terrestre (PRIGENT et al., 1997; KARBOU et al., 2005a; KARBOU et al., 2005b). Diferentemente, Weng et al. (2001) desenvolveu um modelo de emissividade da superfície terrestre para várias condições de superfície. Este modelo de emissividade está atualmente inserido dentro do MTR utilizado pelo sistema GSI, o Modelo de Transferência Radiativa Comunitário (CRTM, do inglês *Community Radiative Transfer Model*) o qual utiliza de muitos parâmetros de superfície, como a fração de vegetação e a temperatura da superfície terrestre para calcular a emissividade.

A temperatura da superfície terrestre é usualmente recuperada através de radiâncias observadas por sensores a bordo de satélites, tal como do produto de temperatura da superfície da terra do Espectro-radiômetro Imageador de Resolução Moderada (MODIS, do inglês *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), com um erro

de 0.5 K (WAN et al., 2004). Porém é um desafio usar esses dados em modelos de PNT devido à diferente resolução espacial do instrumento de satélite. Presentemente, a temperatura da superfície terrestre pode ser prognosticada por modelos de PNT e então é utilizada como entrada nos MTR para simular a radiância. No MCGA, a temperatura da superfície da terra é prevista pelo modelo de superfície acoplado, o Modelo Simples de Biosfera Simplificado (SSiB, do inglês *Simplified Simple Biosphere*) e possui incertezas devido à complexidade da superfície terrestre.

Vários trabalhos têm procurado maneiras de solucionar a entrada da temperatura da superfície terrestre indevidamente prognosticada em MTR, com o objetivo de aumentar o número de observações de radiâncias nos canais de janela, melhorar as condições iniciais, e logo, a habilidade de previsão dos modelos de PNT. Por exemplo, Kazumori (2012) substituiu a temperatura do nível mais baixo do modelo da Agência Meteorológica do Japão (JMA, do inglês *Japan Meteorological Agency*), que até então era utilizada como sendo a temperatura da superfície terrestre, pela temperatura da superfície da terra proveniente de um modelo de superfície. He et al. (2011) testou diferentes esquemas de superfície no modelo de Previsão e Pesquisa de Tempo (WRF, do inglês *Weather Research and Forecasting*) e também fez uso do Sistema de Produtos de Precipitação e Superfície de Micro-ondas Operacional (MSPPS, do inglês *Microwave Surface and Precipitation Products System*). Zheng et al. (2012) ajustou a formulação do comprimento de rugosidade térmico e de momentum do modelo de superfície do Sistema de Previsão global (GFS, do inglês *Global Forecast System*) do Centro Nacional para Previsão Ambiental (NCEP, do inglês *National Center for Environmental Prediction*).

Outra maneira de solucionar erros na estimativa inicial da temperatura da superfície da terra de modelos de PNT é estimando esses vieses e corrigindo-os (RADAKOVICH, 2004). Dee e Silva (1998) desenvolveram um método para estimar o viés sequencialmente e um algoritmo de correção no contexto da assimilação de dados. Após o sucesso do trabalho de Dee e Silva (1998), diversos outros utilizaram a mesma metodologia para estimar e corrigir vieses da estimativa inicial de várias variáveis de estado dos modelos de PNT (DEE; TODLING, 2000; RADAKOVICH, 2004; BOSILOVICH et al., 2007).

Nesse contexto, é importante que a temperatura da superfície da terra prognosticada pelo modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA do CPTEC/INPE seja investigada e uma metodologia para aumentar sua precisão seja aplicada. Assim, espera-se que o modelo CRTM simule mais realisticamente as radiâncias nos

canais sensíveis à superfície e, por conseguinte, que mais dados observados nestes canais sejam assimilados pelo sistema G3DVar e que isso promova uma melhoria na habilidade de previsão do modelo MCGA do CPTEC/INPE.

1.1 Objetivos

Em vista do exposto, o objetivo principal desta pesquisa é melhorar a previsão do modelo MCGA por meio de uma melhoria na qualidade da análise. A forma abordada nesta pesquisa para aperfeiçoar a análise é aumentar a informação utilizada na sua elaboração, ou seja, aumentar o número de observações de radiância nos canais sensíveis à superfície terrestre assimilados sobre os continentes, a partir de um ajuste na estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre prognosticada pelo modelo SSiB. Para alcançar esse objetivo algumas metas específicas foram traçadas:

- Inserção de novas observações de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre provenientes dos sensores AMSU-A a bordo dos satélites da Administração Nacional Atmosférica e Oceânica Unidade 18 (NOAA-18, do inglês *National Oceanic and Atmospheric Administration Unit-18*) e Unidade 19 (NOAA-19). É indispensável que se faça uma avaliação dos incrementos de análise (observação menos análise) e de previsão (observação menos previsão) das radiâncias para mais de um satélite.
- Identificar a relação da temperatura de brilho simulada e da variável de entrada no MTR provinda do modelo MCGA.
- Estimar o viés da temperatura da superfície da terra numa visão global, e relacionar esses vieses com as áreas afetadas pela pouca quantidade de dados de radiâncias assimiladas.
- Corrigir o viés da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre sobre o globo e avaliar o impacto dessa correção nos incrementos de análise e de previsão, e por fim no número de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre assimiladas.

1.2 Estrutura do Documento

A estrutura do documento é descrita a seguir. No capítulo 2 é apresentada uma breve revisão bibliográfica com respeito ao uso de observações de satélites em modelo de PNT, o início do uso de radiâncias assimiladas diretamente por técnicas novas de

assimilação de dados, a importância da temperatura da superfície terrestre em modelos de PNT e no âmbito da assimilação de dados e finalmente uma revisão dos métodos utilizados para obter uma melhoria na estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre. No capítulo 3 são apresentados os dados utilizados para investigar a atual temperatura da superfície da terra prognosticada pelo modelo SSiB e para estimar os vieses dessa variável. No capítulo 4 é apresentada a metodologia utilizada nesta pesquisa por meio de uma apresentação geral com relação ao sistema de assimilação, assim como seus principais componentes e o procedimento para estimar e corrigir o viés da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre. No capítulo 5 é apresentada uma investigação referente ao viés da temperatura da superfície terrestre a partir de dois diferentes conjuntos de dados e para dois períodos distintos. Ainda no capítulo 5 são apresentados e discutidos os resultados obtidos com a realização desta pesquisa por meio de verificações na quantidade de dados assimilados nos canais sensíveis à superfície terrestre, nos incrementos de análise e previsão das radiancias antes e depois da correção do viés da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre. Também é feita uma avaliação subjetiva da radiancia simulada. E por fim, no capítulo 6 são apresentadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros obtidas com a realização desta pesquisa.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Historicamente a comunidade científica tem interesse em conhecer o estado futuro da atmosfera. Bjerknæs (1904), afirmou que é necessário conhecer primeiramente o estado presente da atmosfera para prognosticar um estado futuro da atmosfera e Richardson (1922) afirmou que através de um método numérico, é possível integrar no tempo as equações governantes dos fluxos atmosféricos a fim de obter um estado da atmosfera em tempo futuro. Porém até a década de 50, a previsão de tempo era realizada de forma altamente subjetiva, pois, para realizar um prognóstico, o previsor dispunha de pouquíssimas ferramentas, por exemplo, para obter as condições iniciais dos campos atmosféricos eram feitas interpolações à mão das pouquíssimas observações disponíveis para o ponto de grade do modelo e então estes campos eram manualmente digitalizados. Foi a partir do sucesso obtido por Charney et al. (1950), em que foi integrada no tempo a equação da vorticidade barotrópica não-divergente e conseqüentemente se obteve a primeira previsão numérica de tempo, que a comunidade meteorológica mundial iniciou os estudos na área de previsão numérica de tempo. Assim, teve-se como uma das principais ferramentas disponibilizadas para os centros de previsão do tempo, os prognósticos dos modelos de previsão numérica.

A partir das afirmações acima é possível generalizar que a previsão de tempo se dá por intermédio de duas etapas. Primeiro, uma etapa de diagnóstico, em que é necessário ter o conhecimento mais acurado possível do estado atual da atmosfera, o qual é denominado análise ou condição inicial quando utilizado para previsão numérica de tempo. E segundo, uma etapa de prognóstico, em que se torna necessário ter o conhecimento das leis fundamentais que governam os fluxos atmosféricos para poder prognosticar o estado futuro da atmosfera. A partir dessa generalização, e sabendo que a previsão numérica de tempo é limitada a um intervalo de tempo devido ao comportamento caótico da atmosfera terrestre (LORENZ, 1963), é possível afirmar que a previsão numérica de tempo pode ser considerada matematicamente como um problema de condição inicial, por ser altamente dependente das condições iniciais.

Nesse contexto, surge a assimilação de dados como uma importante ferramenta utilizada durante a etapa de diagnóstico, sendo responsável por criar as condições atmosféricas predominantes em determinado momento utilizando o maior número de informações possíveis. Para isso a assimilação de dados basicamente combina as observações obtidas por meio de variados tipos de instrumentos, com previsões realizadas por modelos de PNT, e assim fornece as condições iniciais necessárias para

a realização da etapa de prognóstico citada anteriormente, originando um sistema cíclico. No âmbito da assimilação de dados, podemos chamar essas condições iniciais de análise.

Anos após o sucesso da primeira previsão numérica do tempo, que teve como método de análise objetiva uma abordagem empírica e ficou conhecido como Método de Correções Sucessivas (SCM, do inglês *Successive Correction Method*) desenvolvido por Bergthórsson e Döös (1955) na Suécia e por Cressman (1959) nos EUA, não somente novos métodos de assimilação de dados, mas também novos sistemas de observação surgiram e continuam em constante desenvolvimento. Entre esses, os baseados em observações obtidas por meio de sensoriamento remoto são, atualmente, os de maior interesse dos centros de previsão numérica de tempo operacional, pois essas observações apresentam maior cobertura espacial e temporal com relação às observações in situ, além de serem as maiores responsáveis pelo volume de dados na última década (Figura 2.1). Sobre o Hemisfério Sul essas observações são de suma importância devido à escassez de dados convencionais, principalmente pelo domínio de áreas oceânicas (ARAVÉQUIA, 2008).

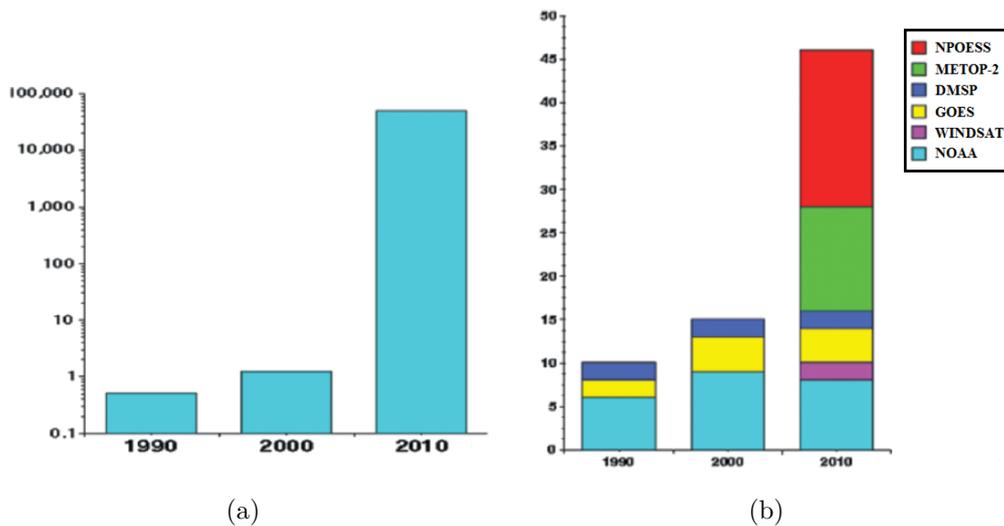


Figura 2.1 - (a) Número de observações de ar superior em milhões em função do tempo (1990-2010). (b) Número de instrumentos de satélite por plataforma em função do tempo (1990-2010).

Fonte: Marshall et al. (2007)

As medições por dispositivos de sensoriamento remoto são indiretas através da de-

tecção de uma onda eletromagnética proveniente das superfícies abaixo (atmosfera e superfície da Terra), não sendo variáveis de estado dos modelos, mas sim radiâncias. Essas são medidas em determinadas bandas espectrais, a partir de detectores independentes genericamente denominadas canais. Existem dois tipos principais de satélites meteorológicos os satélites ambientais operacionais de órbita polar (POES, do inglês *Polar Operational Environmental Satellites*), e os satélites ambientais de órbita geoestacionária (GOES, do inglês *Geostationary Operational Environmental Satellites*). Os satélites do tipo GOES orbitam acima do equador à uma altitude de aproximadamente 36000 km e na mesma velocidade de rotação da Terra, permitindo a transmissão contínua das informações referentes à região abaixo. Satélites do tipo POES são significativamente mais baixos (879 Km), levando cerca de 100 minutos para viajar de polo a polo e produzir alta resolução “instantânea” de uma faixa da Terra abaixo deles. O satélite de órbita polar pode “observar” todo o planeta duas vezes em um período de 24h.

Os principais fornecedores de sistemas de observação de satélite da Terra e observações espaciais da atmosfera para centros de PNT são o americano (NASA e NOAA, do inglês *National Aeronautics and Space Administration* e *National Oceanic and Atmospheric Administration*, respectivamente), o europeu (ESA e EUMETSAT, do inglês *European Space Agency* e *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*, respectivamente), o japonês (JAXA, do inglês *Japan Aerospace Exploration Agency*) e sua agência espacial (JMA, do inglês, *Japan Meteorological Agency*). Outros sistemas de observação de satélite da terra são operados pela Federação Russa, a República da China, a Agência Espacial da Índia e outras agências espaciais nacionais (LAHOZ et al., 2010).

O uso de dados de satélites em modelos de PNT vem desde 1979, quando observações a partir do primeiro sondador de temperatura, o Sondador Infravermelho do Espaço (SIRS, do inglês *Space Infrared Sounder*), a bordo do satélite Nimbus 3, foram introduzidas por Ohring (1979). A partir daí inúmeros estudos vêm mostrando que o uso de observações passivas, como as de satélite, nos canais infravermelho e microondas nos sistemas de assimilação de dados representa um avanço significativo na qualidade da análise e conseqüentemente aumenta o grau de exatidão nas previsões (ARAVÉQUIA, 2008).

Os dados de satélites foram adicionados primeiramente aos modelos de PNT em forma de perfis atmosféricos recuperados. Estes perfis estimados pelo processo de recuperação são baseados em radiâncias emergentes provenientes da superfície e da

atmosfera que atingem os sensores a bordo dos satélites. Nesse caso, as variáveis a serem determinadas são obtidas a partir da inversão da Equação da Transferência Radiativa (ETR), isto é, os valores dos perfis de temperatura e umidade, por exemplo, não podem ser consideradas medidas, mas sim perfis estimados devido ao método indireto de obtenção. A assimilação de perfis recuperados é um processo de ajuste no qual as observações dos satélites são usadas para modificar um perfil de estimativa inicial, que pode ser climatologia ou uma previsão do modelo. Assim, o perfil ajustado (recuperado) é, dentro da metodologia utilizada, aquele que reflete as radiâncias utilizadas no processo de ajuste.

Na década seguinte, após o início do uso dos dados de satélites, observou-se uma redução no impacto dos perfis recuperados de satélites, com a melhoria dos modelos atmosféricos, que se mostraram mais sensíveis à presença de viés nas observações assimiladas. Estes vieses são devido aos erros da observação, bem como dependem dos erros da estimativa inicial (previsão do modelo), usada para restringir a medição de radiância (EYRE, 2007).

Tendo em vista este cenário, em meados de 1990, a comunidade internacional de meteorologia operacional descobriu uma maneira de evitar a introdução dos vieses dependentes da estimativa inicial, assimilando dados de satélite na forma de radiância. Todavia, isso só foi possível depois do desenvolvimento de técnicas mais avançadas de assimilação de dados na PNT operacional. Essas técnicas avançadas diferiram das tradicionais que transformam as observações em variáveis da análise, transformando as variáveis da análise na mesma forma que as observações, isto é feito através de operadores de observação. O primeiro trabalho que assimilou diretamente radiâncias foi de Eyre et al. (1993) que utilizaram um esquema de análise variacional unidimensional para assimilar dados do Sondador Vertical Operacional (TOVS, do inglês *TIROS Operacional Sounder Vertical*) do Satélite de Observação Infravermelha e Televisão (TIROS, do inglês *Television and Infrared Observation Satellite*) e com isso mostraram melhorias na habilidade de previsão do modelo do centro Europeu para o hemisfério Norte.

Após o trabalho de Eyre et al. (1993) vários outros vieram, tais como, Andersson et al. (1994) e Derber e Wu (1998) que assimilaram radiâncias diretamente utilizando um sistema de análise variacional tridimensional nos modelos de previsão do Centro de Previsão Europeu (ECMWF, do inglês *European Center for Medium-Range Weather Forecasts*) e Americano (NCEP, do inglês *National Center Environmental Prediction*) respectivamente. Todos apresentaram melhorias na qualidade das análises

ses e conseqüentemente das previsões. A partir desses resultados, inúmeros centros de previsão numérica de tempo têm feito esforços para assimilar cada vez mais observações de radiâncias, e principalmente de sensores avançados tais como, a Unidade Sondadora de Micro-ondas Avançada (AMSU, do inglês *Advanced Microwave Sounding Unit*), o Sensor Especial de Micro-ondas e Imagens (SSM/I, do inglês *Special Sensor Microwave/Imager*) e o AIRS (MARSHALL et al., 2006; MACNALLY et al., 2006).

Um dos primeiros trabalhos realizados utilizando o modelo de circulação global da atmosfera do CPTEC/INPE que adicionou radiâncias em um sistema de assimilação foi de Aravéquia (2008), o qual descreve a implantação de um modelo de transferência radiativa que permite a assimilação de dados de radiância no sistema de análise *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF), e mostrou o impacto da assimilação destas observações de alguns canais do sensor AIRS. Posteriormente, Medeiros (2011) avaliou o desempenho do LETKF na assimilação de dados convencionais e de radiância do sensor AMSU-A. Ambos apresentaram impactos positivos nas previsões do MCGA e análises com a assimilação de radiâncias, mostrando a relevância deste tipo de observação em um sistema de assimilação.

Entretanto, até agora, o uso de observações de micro-ondas de sensores, tais como o utilizado por Medeiros (2011) a partir de alguns canais sobre o continente é limitado. Esses canais são os que têm forte resposta a superfície terrestre, ou seja, identificam uma radiância emergente máxima próxima à superfície da terra, e não são devidamente assimilados porque a estimativa inicial da radiância provinda do modelo de PNT para restringir a observação não é adequadamente simulada, devido à dificuldade em simular a emissividade e temperatura da superfície terrestre (KARBOU et al., 2006).

A temperatura da superfície terrestre (TST) além de ser uma variável fundamental para os sistemas de assimilação de dados possui um papel fundamental na condição de contorno inferior para modelos numéricos de tempo e representa um parâmetro importante em estudos que utilizam modelos climáticos (JIN; DICKINSON, 2002; KALNAY; CAI, 2003; SIMMONS et al., 2004). Este parâmetro é a temperatura física da superfície da Terra. Em situações mais complexas, como superfícies vegetadas, a temperatura da superfície terrestre pode ser referida como uma média da temperatura radiativa efetiva do dossel e da superfície (HALL et al., 1992; BETTS et al., 1996). Dessa forma a temperatura da superfície se torna um dos componentes centrais dos processos radiativos de superfície sendo fundamental para o cálculo dos fluxos

turbulentos de superfície, convecção e caracterização da camada limite planetária. A precisão dos valores de temperatura da superfície é sensível aos processos físicos que envolvem radiação, nuvens, umidade do solo, chuva, processos biofísicos, entre outros.

Em um sistema de análise (assimilação), se a temperatura da superfície não for corretamente descrita, pode desviar a sua tendência para valores que não correspondem ao estado da superfície observado ou mesmo uma falta de correspondência com o estado da atmosfera próxima à superfície. Mahfouf (1991) utilizou temperaturas do ar próximo à superfície terrestre para melhor controlar as condições de contorno de um sistema acoplado superfície terrestre-atmosfera de assimilação de dados. O objetivo de Mahfouf (1991) era de inicializar de forma adequada o balanço de energia na camada limite planetária através da combinação da temperatura do ar próxima a superfície combinada com a umidade relativa para parametrizar a umidade na camada superior do solo. Após este trabalho, vários estudos da superfície terrestre confirmaram que variações no conteúdo de umidade do solo eram essenciais para o particionamento da radiação líquida entre os fluxos sensível, latente e do solo. Este método que utiliza temperatura e umidade do ar foi eventualmente operacionalizado pelo ECMWF e utilizado na reanálise de 40 anos (ERA40).

Apesar da dificuldade encontrada recentemente em simular a temperatura da superfície terrestre, trabalhos investigando a temperatura da superfície da terra simulada por modelos de superfície acoplados aos modelos globais de circulação atmosféricas começaram a surgir anteriormente. O primeiro foi de Jin et al. (1997), que realizou comparações entre a temperatura da superfície da terra simulada e observada provinda de satélites ao longo de 10 anos com o objetivo de validar a simulação. Ele também comparou a simulações de temperatura da superfície da terra e temperatura do ar a fim de compreender as diferenças dessas variáveis em escalas espacial e temporal. A partir da primeira comparação eles mostraram que a temperatura da superfície da terra era subestimada em altas latitudes em janeiro e superestimada em latitudes médias e baixas, especialmente em regiões áridas e semiáridas em julho. Da segunda comparação, identificou-se que a temperatura da superfície da terra difere da temperatura do ar principalmente em escalas de tempo pequenas (escalas diurnas), isto por que a temperatura da superfície da terra é afetada pelos diferentes tipos de cobertura vegetal, umidade do solo e cobertura de nuvens.

Pensando em avaliar a temperatura da superfície da terra provinda de satélite, que até então era utilizada apenas para validação de modelos, Prigent et al. (2003)

avaliou a temperatura da superfície da terra recuperada de sensores a bordo de satélites com a temperatura do ar de estações meteorológicas. A diferença entre a temperatura da superfície da terra recuperada e a temperatura do ar respondem às variações do fluxo solar, nebulosidade e características do solo. Durante o dia esta diferença é dada pela insolação, com diferenças positivas que aumentam com o aumento do fluxo solar. Com a diminuição da umidade do solo e redução na taxa de evaporação, aumentando o fluxo de calor sensível há maiores diferenças entre essas variáveis. Durante a noite as diferenças são regidas pelo balanço de radiação de onda longa, com a temperatura da superfície da terra mais próxima ou inferior à temperatura do ar. A presença de nuvens atenua a diferença.

Trigo e Viterbo (2003) avaliaram a qualidade da temperatura da superfície da terra simulada através da comparação entre as temperaturas de brilho simulada e observada pelos canais sensíveis à superfície da terra para quatro períodos, cobrindo o ciclo sazonal sobre a região da África, Sul da Europa, Oriente Médio e Sul da Índia. Esta comparação teve como objetivo também monitorar a qualidade das observações através da identificação de erros grosseiros ou problemas sistemáticos nos dados. Em vista disso, eles encontraram uma subestimativa do ciclo diurno da temperatura de brilho simulada em condições de céu claro com um viés frio de 7 a 8 K e um viés quente e menos difundido à noite. Associaram seus resultados com subestimação da amplitude da temperatura da superfície da terra diurna devido a deficiências no modelo de superfície.

Mais tarde, English (2008) descreveu como estimar erros da emissividade e temperatura da superfície da terra através das diferenças entre as temperaturas de brilho simulada e observada numa dada transmitância. Com isso, ficou claro que para valores altos de transmitância, erros na emissividade e temperatura da superfície terrestre implicam em grandes erros na radiância simulada, assim como para uma transmitância baixa (Figura 2.2), os erros na temperatura da superfície da terra implicam em grandes erros na radiância simulada.

A partir da identificação da importância da emissividade e principalmente da temperatura da superfície da terra na assimilação de dados de radiância nos canais sensíveis à superfície, trabalhos começaram a ser realizados no intuito de acurar melhor estes parâmetros com a finalidade de assimilar mais dados de satélite nestes canais. Por exemplo, KARBOU et al. (2006) investigaram o uso de diferentes alternativas de emissividade e temperatura da superfície da terra na assimilação de radiâncias do sistema 4DVar do ECMWF. Cinco experimentos foram realizados por

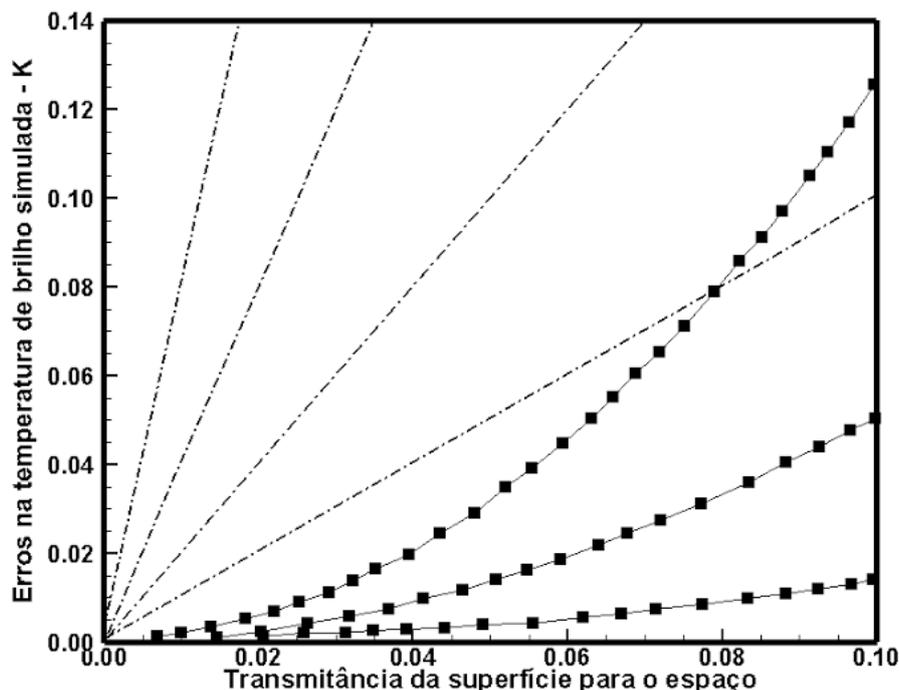


Figura 2.2 - Impacto dos erros de emissividade e temperatura da superfície terrestre na temperatura de brilho simulada como uma função da transmitância. As quatro linhas tracejadas correspondem a erros na temperatura da superfície da terra de 1, 2, 4 e 8K (de baixo para cima), e as linhas com símbolos cheios correspondem a erros na emissividade de 0.005, 0.02 e 0.05 (de baixo para cima). Foi assumido que a temperatura da superfície da terra é igual a 252.7K e a emissividade igual a 1.

Fonte: Adaptado de [English \(2008\)](#)

eles, sendo um o controle, configurado com o modelo de superfície operacional e o modelo de emissividade. Os quatro demais experimentos alteram o experimento controle modificando a emissividade, substituindo esta por atlas ou retrievals de emissividade e também modificando o modelo de superfície. Dois dos experimentos apresentaram um aumento de até 140 % no número de observações assimiladas para um dos canais sensíveis à superfície da terra.

[He et al. \(2011\)](#) investigaram o impacto da assimilação de dados de canais sensíveis à superfície do sensor AMSU-A sobre a terra em previsões de curto alcance sobre o sudoeste da Ásia. O sistema de assimilação utilizado foi o variacional tridimensional com o modelo de Previsão de Tempo e Pesquisa (WRF, do inglês *Weather Research and Forecasting*). Realizaram quatro experimentos com diferentes esquemas de superfície da terra e compararam as saídas de temperatura prevista para 24h com

observações de radiossondas e análises globais. Mostraram que o uso da emissividade e temperatura da superfície da terra do Sistema de Produtos de Precipitação e Superfície de Micro-ondas Operacional (MSPPS, do inglês *Microwave Surface and Precipitation Products System*) ajustaram os parâmetros de superfície de entrada do modelo de emissividade, gerando impactos positivos na previsão da temperatura para camadas atmosféricas baixas, especialmente em 850hPa. Eles também validaram a temperatura da superfície da terra do MSPPS com dados de temperatura a 2m de estações automáticas.

Kazumori (2012) fez algumas modificações no modelo de transferência radiativa do modelo global da JMA, alterando os valores fixo de emissividade por uma emissividade climatológica provinda do próprio código de transferência radiativa. Também alterou a temperatura da superfície da terra que até então era considerada como sendo a temperatura do nível mais baixo do modelo pela temperatura da superfície da terra provinda de um modelo de superfície. A assimilação dos dados de radiação com esta nova configuração, ingeriu um numero maior de dados, e trouxe impactos positivos na previsão da temperatura em 850hPa globalmente.

Zheng et al. (2009), Zheng et al. (2012) compararam os dados da temperatura da superfície da terra do GFS do NCEP com dados in situ e de satélites para o verão de 2007 no território dos Estados Unidos da América, e indicaram que o GFS possuía um grande viés frio durante o dia em toda região árida ocidental do território. Inferindo a partir de trabalhos anteriores que esse viés frio contribui para grandes erros na temperatura de brilho simulada, e portanto, a rejeição de dados de satélite nos canais sensíveis à superfície, eles testaram uma nova formulação para o comprimento de rugosidade térmico e de momentum no esquema de superfície do GFS. Com isso reduziram substancialmente o grande viés frio durante o dia e mais dados de satélites foram assimilados pelo sistema deles.

Esses trabalhos citados acima, de uma maneira ou de outra, tiveram por objetivo melhorar a acurácia da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre com a finalidade de aumentar o número de observações de radiações nos canais sensíveis à superfície assimiladas e conseqüentemente obter uma melhoria na habilidade de previsão por modelos numéricos. Outra maneira de aumentar o número de observações de radiações a partir de uma estimativa inicial de temperatura da superfície da terra mais acurada é estimando e corrigindo o viés do prognóstico do modelo antes de ser realizada a análise. Alguns estudos vem abordando metodologias para correção da estimativa inicial, tal como, Dee e Silva (1998) que mencionaram que

se a estimativa inicial de um modelo de previsão numérica do tempo é tendenciosa, então um sistema de análise estatística com esse modelo produzirá análises tendenciosas. Eles mostraram que a única forma de levar em conta o viés da análise estatística é resolvê-lo explicitamente, pela estimativa do viés da previsão e pela correção da mesma antes de produzir a análise. A estimativa do viés é feita baseado em um conjunto de observações independentes (sem viés) e ficou conhecida como estimativa do viés sequencial. Tanto a estimativa de viés sequencial e o algoritmo de correção envolveram componentes existentes em sistemas de análises estatístico operacionais. O algoritmo foi projetado no contexto da assimilação de dados quase ótimo, ou seja, onde as covariâncias dos erros da previsão e das observações são informações aproximadas. Esse algoritmo foi eficaz para corrigir erros sistemáticos do modelo no experimento realizado.

Posteriormente, vários autores utilizaram o método desenvolvido [Dee e Silva \(1998\)](#) como [Dee e Todling \(2000\)](#), que aplicaram o método para corrigir o campo de umidade. Neste caso o algoritmo estima a variação lenta do erro sistemático do modelo a partir de observações de radiossondas e então ajusta a estimativa inicial de umidade, antes mesmo da análise ser produzida. Os resultados de dois ciclos de assimilação de dados sazonais mostram que o viés de análise de umidade é quase completamente eliminado em todas as regiões observadas. As análises melhoradas causam uma redução considerável no viés da previsão para as próximas 6h e uma melhoria no desvio padrão do erro.

Já [Radakovich \(2004\)](#) usaram um método variante de [Dee e Silva \(1998\)](#) para corrigir a estimativa inicial da temperatura da superfície da terra. Isto por que eles identificaram que a correção do viés do campo de temperatura da superfície da terra não poderia ser feito só nos momentos da análise, devido à pequena capacidade térmica associada a este parâmetro, sendo assim a correção poderia dissipar rapidamente. Então eles modificaram o método de [Dee e Silva \(1998\)](#) para um método de correção de viés incremental, no qual a correção de viés é introduzido a cada passo de tempo. Eles também obtiveram melhoras na estimativa inicial da temperatura da superfície da terra quando comparado com a temperatura da superfície da terra recuperada de satélites.

[Bosilovich et al. \(2007\)](#) com o objetivo de melhorar a análise de temperatura da superfície da terra, utilizou também um método de correção de viés incremental, modificando o de [Dee e Silva \(1998\)](#) para corrigir a estimativa inicial dessa variável a cada passo de tempo do ciclo diurno e fazer com que essa correção alimente nova-

mente o modelo de superfície. Eles estimaram o viés do modelo pelo incremento da análise (observação menos análise) e para isso assimilaram observações de temperatura da superfície terrestre recuperada de satélites.

Cui et al. (2012) apresentaram um algoritmo de pós-processamento estatístico para reduzir o viés das previsões em conjunto do NCEP e do Serviço Meteorológico do Canadá (MSC, do inglês *Meteorological Service of Canada*), antes deles serem fundidos para formar um conjunto comum no Sistema de Previsão por Conjunto da América do Norte (NAEFS, do inglês *North American Ensemble Forecast System*). Este método de pós-processamento estatístico aplica um algoritmo tipo filtro de Kalman que acumula o viés decadente médio e produz conjuntos com correção de viés para 35 variáveis. O NCEP utiliza esta técnica de correção de viés desde 2006. Além da técnica de calibração operacional, outros três experimentos foram delineados para avaliar e mitigar vieses das previsões conjunto do modelo: um método de calibração viés média decadente com amostras de curta duração, um método de calibração com uma climatologia do viés do modelo, e um método de calibração de viés utilizando dados independentes. Os resultados preliminares mostraram que o método de cálculo da média decadente funciona bem para os primeiros dias. Depois de retirar o viés decadente médio, o conjunto de previsões operacional do NCEP calibrado melhorou o desempenho probabilístico para todas as medidas até 5 dias. Os conjuntos de previsões da Divisão de Ciência e Física e Pesquisas do Sistema da Terra (ESRL, do inglês *Earth System Research Physical Sciences Division*) com e sem a correção do viés climático também foram examinados. A comparação entre a previsão operacional e os conjuntos corrigidos mostram que a correção do viés pode ocasionar melhorias, especialmente para 2 semanas de previsão.

Nesse contexto, essa dissertação visa suprir a necessidade do aumento do número de radiâncias nos canais sensíveis à superfície, utilizando ferramentas para estimar e corrigir os vieses da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre prognosticada pelo modelo de superfície acoplado ao modelo global de previsão numérico do CPTEC/INPE.

3 DADOS

3.1 Dados utilizados pelo sistema G3DVar

Atualmente, o sistema G3DVar assimila um conjunto de observações disponibilizado diariamente, de forma pública, pelo NCEP. Esse conjunto de dados é composto por diversos subsistemas de observação do Sistema Global de Observação (GOS, do inglês *Global Observing System*) que são recebidos operacionalmente pelo NCEP.

Desde 1988 é sugerido pela Organização Meteorológica Mundial (WMO, do inglês *World Meteorological Organization*) que a propagação dos dados seja realizada operacionalmente utilizando o Formato Universal Binário para a Representação de dados Meteorológicos (BUFR, do inglês *Binary Universal Form for the Representation of meteorological data*), por meio do Sistema de Telecomunicação Global (GTS, do inglês *Global Telecommunication System*). Entretanto na prática diversos centros fazem uso da flexibilidade desse formato, o adaptando de acordo com suas necessidades. No caso do NCEP, a maioria desses dados recebidos em diversos formatos, são decodificados e armazenados, utilizando um único formato, BUFR.

Uma vez que as observações são armazenadas, elas são selecionadas submetidas à um processo de controle de qualidade. A seleção é realizada de acordo com o tipo de observação e para isso, são classificadas em dois grupos: as observações convencionais e as observações não convencionais. As observações não convencionais são submetidas a um processo de controle de qualidade que ocorre durante o processo de assimilação de dados do centro e representam grande parte das observações obtidas por sensoriamento remoto. Com o processo já finalizado, as informações com respeito a qualidade dessas observações, como também as informações prévias de cada observação são armazenadas em um arquivo único, recebendo o nome de PrepBUFR. O sistema G3DVar utiliza apenas uma parte dos arquivos PrepBUFR. Maiores detalhes com relação ao processamento dos arquivos PrepBUFR podem ser encontrados em [Keyser \(2010\)](#). Todos esses dados são tratados pelo sistema no incremento da análise, como correção a estimativa inicial.

O conjunto de dados utilizados nesta pesquisa compreende o período do primeiro experimento, de 1 de novembro de 2012 até 30 de abril de 2013 e do segundo e terceiro experimento, de 1 de novembro de 2013 até 01 de março de 2014. Segundo a convenção comumente utilizada pela previsão numérica de tempo operacional para sistemas de assimilação de dados globais, foi utilizada nesta pesquisa uma janela de assimilação de seis horas, e foram realizadas quatro análises por dia: às 00, 06, 12 e

18 Z. Com a primeira análise tendo validade para as 00 Z de 01 de novembro de 2012 no primeiro experimento, e 00 Z de 1 de novembro de 2013 no segundo experimento, o sistema de assimilação de dados aqui utilizado teve como primeiro conjunto de estimativa inicial a análise operacional do NCEP, das 18 Z de 31 de outubro de 2012 e 2013 respectivamente.

3.1.1 Observações convencionais

Os dados convencionais assimilados pelo sistema G3DVar incluem observações de: pressão, temperatura, umidade, ventos de superfície e ar superior e refratividade. Essas observações são provenientes de estações de superfície continental, estações de superfície oceânica, radiossondas, dropsondas, aviões e do Sistema de Navegação Global (GPS, do inglês *Global Positioning System*). Informações de vento são também obtidas através de satélites, perfiladores, radares e balões piloto.

3.1.2 Observações não convencionais

Os dados não convencionais assimilados pelo sistema G3DVar são radiâncias, expressas em termos de temperatura de brilho (K) provenientes de vários sensores dos satélites geoestacionários e polares. As radiâncias nos canais sensíveis à superfície são provenientes do sensor AMSU-A que está a bordo de satélites de última geração da NOAA, satélites de órbita quase polar, heliossíncrona e o primeiro a ser lançado foi o NOAA-15 em maio de 1998, e produz medidas em 15 frequências abrangendo faixas de 23.8 a 89 GHz. Este sensor também se encontra nos satélites NOAA-18, e NOAA-19, lançados em maio de 2005 e fevereiro de 2009 respectivamente, cobrindo a América do Sul às 06 e 18 Z. A distribuição espacial dos dados de satélites no globo nos horários sinóticos pode ser vista nas figuras 3.1, 3.2 e 3.3 respectivamente.

Os canais próximos da banda do oxigênio (50-60 GHz) são usados para estimar temperaturas troposféricas e estratosféricas. O AMSU-A possui duas unidades separadas: a primeira (AMSU-A1) que mede em 12 frequências dentro de 50-60 GHz e na banda de 89 GHz. Duas antenas são integradas dentro dessa unidade, uma que fornece entrada para os canais 6, 7 e os canais de 9-15, e outra que fornece entrada para os canais 3-5 e 8. A segunda (AMSU-A2) produz medidas em 23.8 e 31.4 GHz. Os canais sensíveis à superfície terrestre bem como suas características e função peso são encontrados na tabela 3.1 e figura 3.4 respectivamente. Este instrumento observa a Terra com um ângulo de digitalização que varia de -48° a $+48^\circ$ (KARBOU et al., 2007), com total de 30 campos de visualização por linha de varredura. A leitura ocorre nas polarizações horizontal e vertical. Mais detalhes sobre esse sensor podem

ser encontrados em Goodrum et al. (1999).

Considerando uma atmosfera plano-paralela e um dado caminho óptico, um ângulo zenital (θ) de observação e uma frequência de onda (ν) do sensor AMSU-A, a temperatura de brilho para este sensor pode ser expressa como (KARBOU et al., 2006):

$$T_b(\nu, \theta) = TST\varepsilon(\nu, \theta)\Gamma + \{1 - \varepsilon(\nu, \theta)\}\Gamma T_a^\downarrow(\nu, \theta) + T_a^\uparrow(\nu, \theta) \quad (3.1)$$

$$\Gamma = \exp\left\{\frac{-\tau(0, h)}{\cos\theta}\right\} \quad (3.2)$$

Em que, os parâmetros T_b , ε , T_a^\downarrow e T_a^\uparrow são respectivamente a temperatura de brilho, a emissividade da superfície da terra, a temperatura incidente na atmosfera e a temperatura emergente na atmosfera. A relação foi estabelecida para a obtenção de uma T_b em unidades de Kelvin. A variável TST é a temperatura da superfície da terra; Γ , transmissividade atmosférica líquida e incorpora a opacidade atmosférica $\tau(0, h)$ desde a superfície até o topo da atmosfera (h). Nota-se que $0 \leq \Gamma \leq 1$ participa das energias proveniente da superfície e a incidente sobre a atmosfera.

Tabela 3.1 - Características dos canais do sensor AMSU-A sensíveis à superfície terrestre.

Número do Canal	Frequência (GHz)	Calibração/Precisão (K)
1	23.8	2.0
2	31.4	2.0
3	50.3	1.5
15	89	2.0

3.2 Dados para investigar e estimar o viés da TST prognosticada pelo modelo SSiB

Nesta seção são apresentados os dados de TST utilizados para investigar e estimar o viés do prognóstico do modelo SSiB, estes dados são provenientes de satélite pois devido ao fato de ser uma temperatura radiométrica, se torna difícil encontrar medições direta a partir de estações para esta variável.

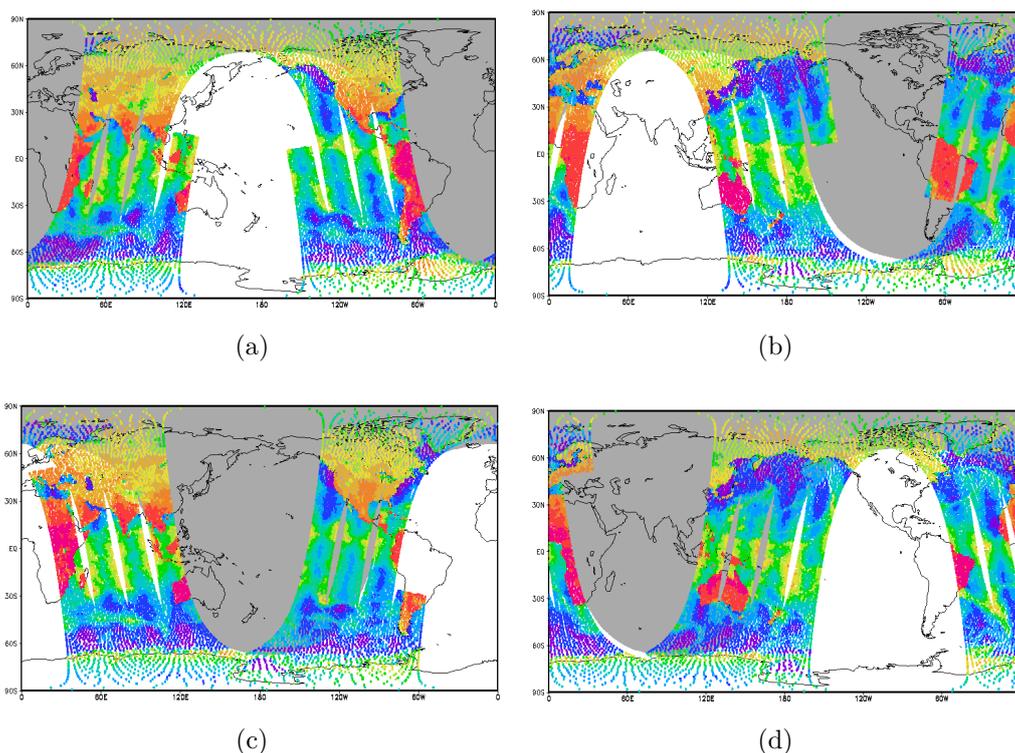


Figura 3.1 - Distribuição espacial típica de radiância do sensor AMSU-A para o satélite NOAA-15 para os horários das 00 Z em (a), 06 Z em (b), 12 Z em (c) e 18 Z em (d), em 13 de fevereiro de 2013. A área rachurada em cinza representa o período noturno.

3.2.1 Dados do MODIS

O primeiro conjunto de dados utilizado para validar o modelo SSiB foram obtidos de medições infravermelhas do MODIS a bordo do satélite TERRA da NASA, o período escolhido está incluído no primeiro experimento de Janeiro a Abril de 2013. O satélite TERRA de órbita polar, foi lançado em 1999, na altitude de aproximadamente 705 Km, possuindo uma passagem descendente durante o dia as 10:30 h e ascendente durante a noite as 01:30 h, com uma faixa de visualização de 2330 Km.

O MODIS mede em 36 bandas espectrais, 16 dos quais estão na banda do infravermelho variando de 3 a 15 μm . Seus produtos são um composto de várias passagens do satélite TERRA e incluem a temperatura da superfície da terra para solos nus, cobertura de neve, gelo, terra cultivável e ou dossel. A precisão dos dados do MODIS são de 1 K a 1 Km de resolução espacial em condições de céu claro. A resolução espacial utilizado para esse dados foram de 55,5 Km x 55,5 Km e foram utilizadas médias mensais, uma vez que apenas poucos dias apresentavam muita falha nos da-

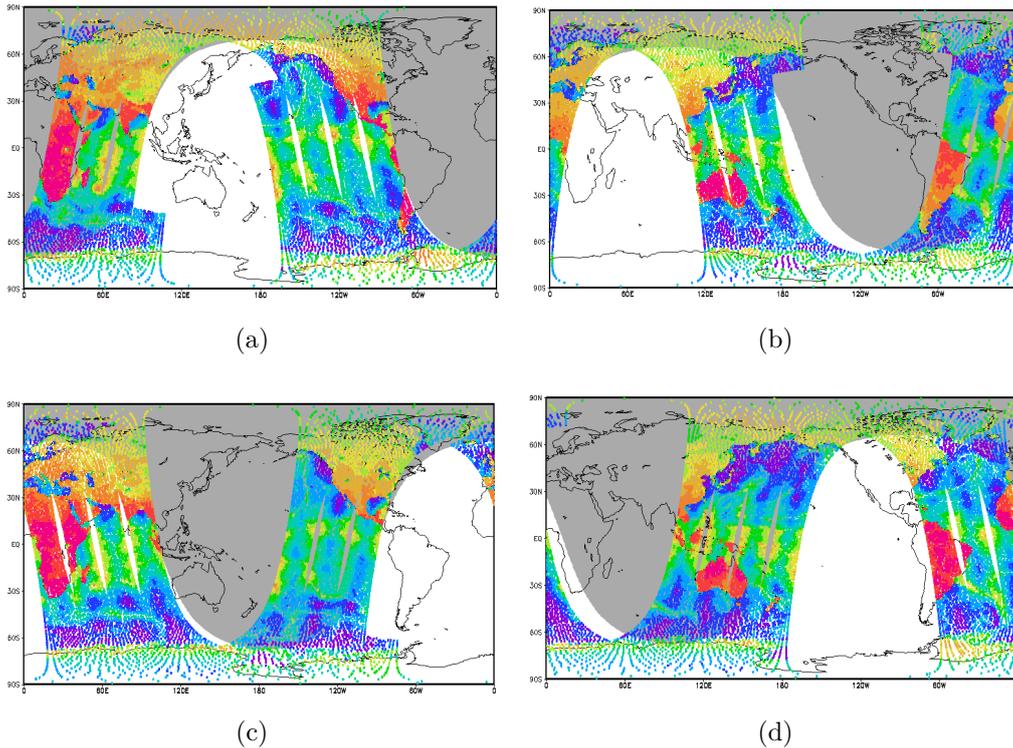


Figura 3.2 - Idem Figura 3.1 mas para o satélite NOAA-18.

dos de satélites, pois esses produtos são obtidos somente para céu claro, posto que as nuvens prejudicam o sinal emitido pelas camadas próximas à superfície terrestre. Estes dados só estão disponíveis na sua passagem diurna e o algoritmo de recuperação utilizado é a Técnica de Janela Dividida em Infravermelho Solar, Infravermelho e Visível (VISST, do inglês *Visible Infrared Solar-Infrared Split Window Technique*), mais informações podem ser encontradas em Wan et al. (2004).

Para estimar o viés com esses dados de resolução diferente do modelo, os dados do modelo foram interpolados para a mesma resolução dos dados de satélite. A previsão do modelo escolhida para fazer a validação da variável prognosticada foi de 7 horas a partir da condição inicial das 06Z, compreendendo o horário das 13 Z por ser um horário próximo à hora de passagem do satélite, no caso da América do Sul.

3.2.2 Dados do GOES

O segundo conjunto de dados de TST utilizado foram obtidos de medições infravermelha do Imageador do GOES a bordo dos satélites GOES 8-10 e 12. Estes satélites encontram-se numa altura de 36000 Km. Diferentemente dos dados obtidos a partir do MODIS a bordo de um satélite de órbita polar, os dados do GOES disponibilizam

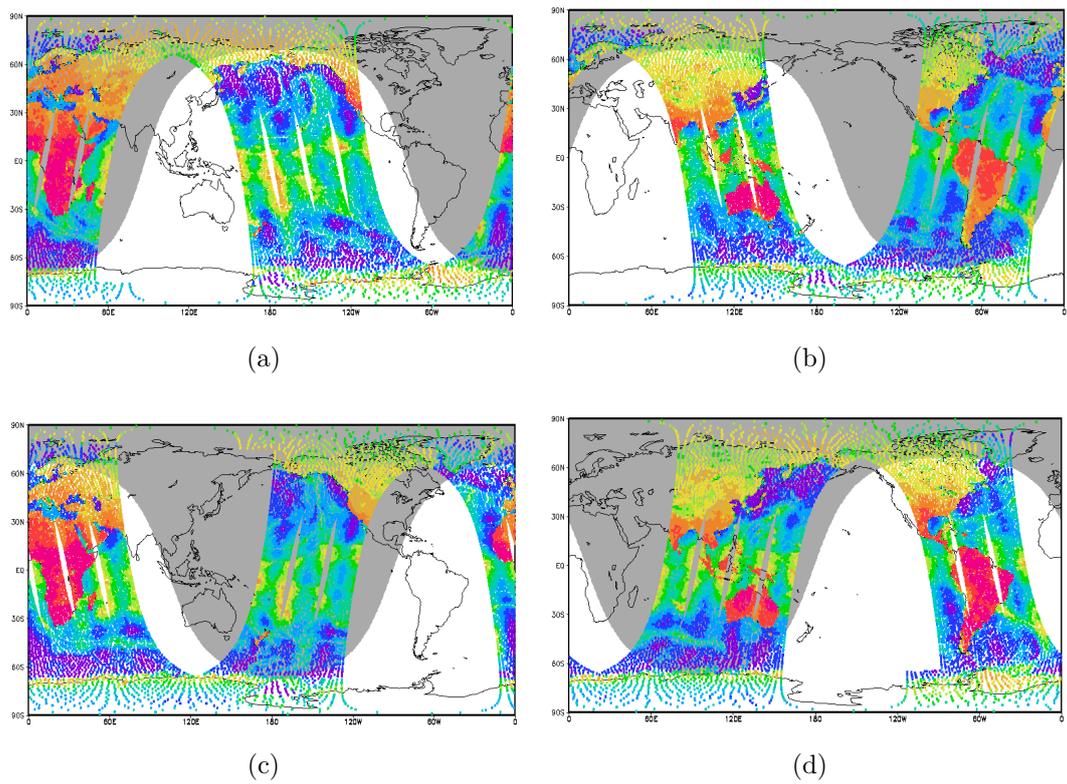


Figura 3.3 - Idem Figura 3.1 mas para o satélite NOAA-19.

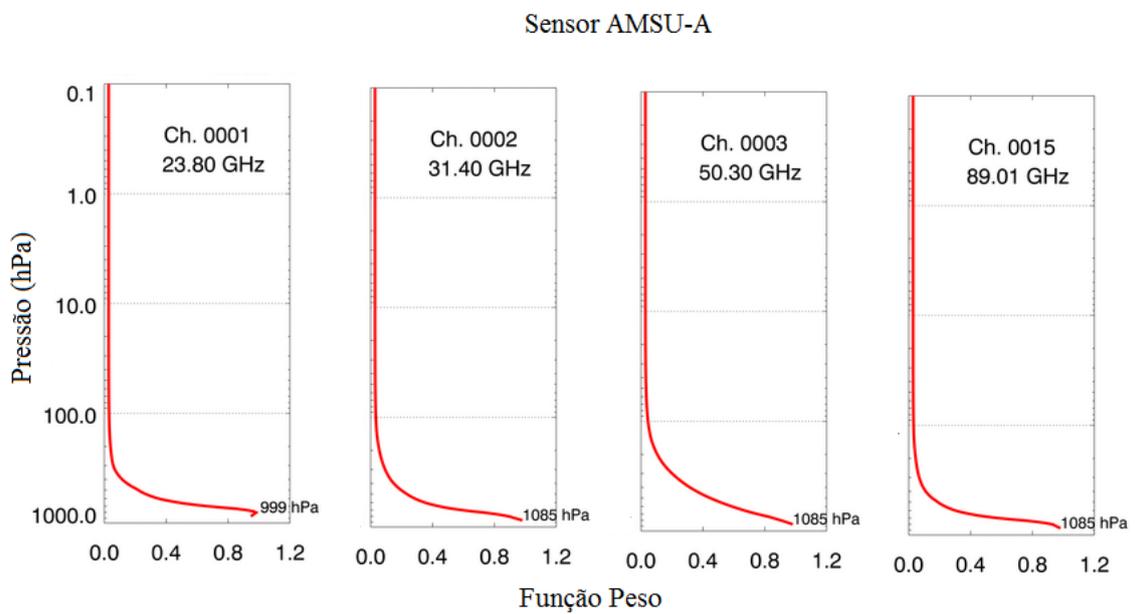


Figura 3.4 - Função Peso dos canais sensíveis à superfície terrestre.

informações do ciclo diurno da TST (SUN et al., 2006) e por esse motivo foram de grande relevância nesta pesquisa para estimar o viés, podendo avaliar a estimativa inicial de TST para vários horários.

Os canais espectrais utilizados durante o dia são o 0.65, o 3.9, o 10.8 e o 12 μm e durante a noite os canais 3.9, 10.8 e 12 μm . A precisão dos dados do GOES é de 2.3 K se a emissividade da superfície for bem representada, existir uma boa correção atmosférica e o instrumento for bem calibrado, caso o contrário a precisão fica em 5 K. A resolução espacial destes dados é de 4 Km x 4 Km e foi disponibilizado a cada hora para o período de 17 de dezembro de 2013 até 28 de fevereiro de 2014, período este incluído no segundo experimento. Como a resolução do modelo é diferente do dado observado, os dados do modelo foram interpolados para a mesma resolução da observação, bem como foi feito com os dados do MODIS.

O algoritmo utilizado para recuperar esses dados durante o dia é o mesmo utilizado pelo MODIS, o VISST. Durante a noite esses dados são recuperados com a Técnica de Janela Dividida em Infravermelho e Infravermelho Solar (SIST, do inglês *Solar-Infrared Infrared Split Window Technique*), mais informações sobre os algoritmos podem ser encontradas em Sun et al. (2012) e Minnis et al. (1995).

4 METODOLOGIA

Este capítulo apresenta a metodologia do trabalho. São descritos: o sistema de assimilação e seus componentes, o processo de assimilação de radiância, o experimento realizado, bem como a verificação e avaliação dos resultados.

4.1 O Sistema G3DVar

O sistema de assimilação de dados utilizado nesta pesquisa é o G3DVar, este sistema está implementado operacionalmente no CPTEC/INPE desde 2013 e é composto pelo modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/INPE e por um método estatístico variacional tridimensional, o GSI, que tem como objetivo produzir as condições iniciais para previsões de curto e médio prazo. A seguir essas componentes são descritas.

O ciclo de assimilação de dados meteorológicos utilizados nesta pesquisa consiste em uma série de operações repetidas a cada seis horas todos os dias nos horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 Z). As operações realizadas durante o período de seis horas são apresentadas na figura 4.1. A série inicia a partir da seleção das observações que serão utilizadas para a análise dentro de uma janela de seis horas centrada em torno do horário da análise. Essas observações são armazenadas e é realizada uma etapa de controle de qualidade nas mesmas. A etapa seguinte é a análise realizada pelo método GSI a partir de uma estimativa inicial e das observações. Essa etapa irá gerar as condições iniciais para o MCGA realizar os prognósticos. Desses prognósticos, os prognósticos válidos para as três, seis e nove horas, a partir da análise utilizada como condição inicial, serão utilizadas como estimativa inicial para a próxima análise a ser realizada, ponderando os pesos para cada uma e dando maior peso a que está centrada na janela. Com isso, reiniciando o ciclo de assimilação de dados.

4.1.1 O Modelo de Circulação Global da Atmosfera

O sistema de assimilação de dados precisa de uma previsão proveniente de um modelo de previsão numérica de tempo. Nesta pesquisa é utilizado o modelo MCGA, que possui suas variáveis definidas espectralmente. Este modelo está configurado para TQ299L64, onde T299 representa a resolução de uma grade quadrática com truncamento triangular no número de onda zonal 299, e L64 indica que são utilizados 64 níveis verticais em coordenadas sigma, correspondendo a uma grade horizontal com 900 pontos de grade zonais e 450 de grade meridionais, ou seja, domínio global (Figura 4.2). Essa resolução é aproximadamente 45 km x 45 Km.

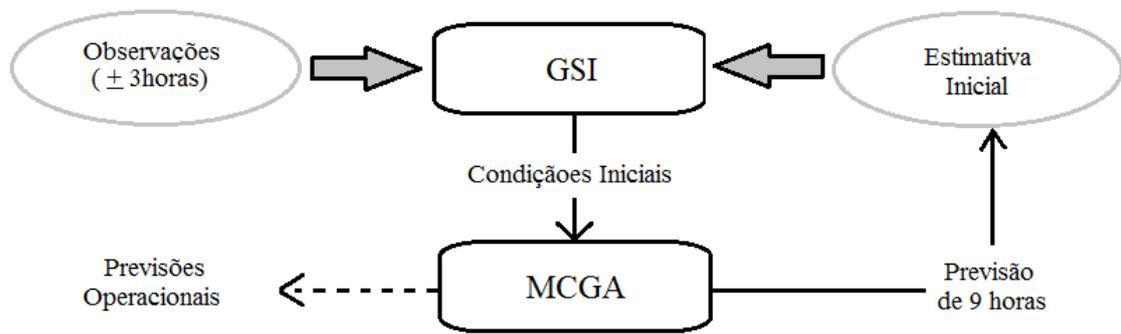


Figura 4.1 - Ciclo de análise utilizando o método de assimilação de dados GSI com intervalo de 6 horas entre as análises.

Fonte: Adaptado de Kalnay (2003)

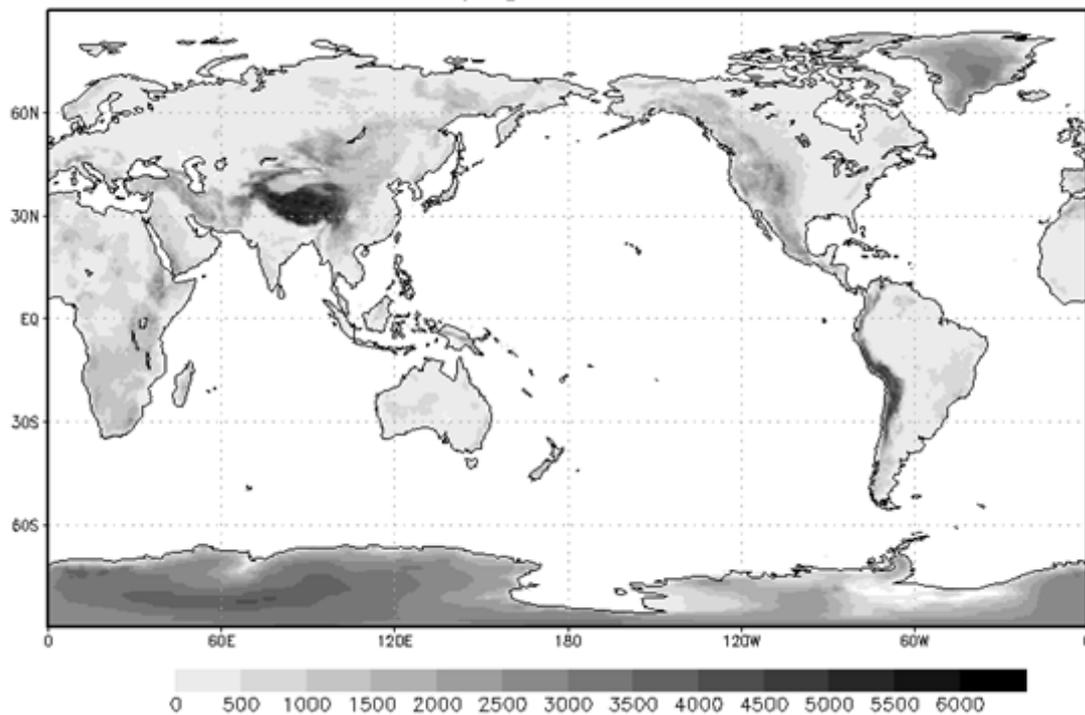


Figura 4.2 - Topografia do modelo MCGA em todo seu domínio.

O modelo MCGA originou-se no NCEP e foi modificado pelo Centro de Estudos em Oceano-Terra-Atmosfera (COLA, do inglês *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*). O modelo é espectral, com coordenadas horizontais esféricas e condições de contorno dadas por velocidade vertical sigma no topo e na superfície nulas. A parte dinâmica do modelo utiliza as equações espectrais primitivas em forma de

divergência e vorticidade, temperatura virtual, umidade específica e logaritmo natural de pressão à superfície. Uma das características deste modelo é a de facilitar o acoplamento de novas parametrizações e novos esquemas físicos, juntamente com bom desempenho computacional (TOMITA et al., 2006). Mais detalhes sobre o modelo MCGA podem ser encontrados em Bonatti (1996), Kinter et al. (1997) e Panetta et al. (2007). A tabela 4.1 apresenta as parametrizações físicas do modelo MCGA utilizadas nesta pesquisa.

Tabela 4.1 - Parametrizações físicas do MCGA do CPTEC/INPE utilizadas nos experimentos.

Dinâmica	Euleriana
Radiação de onda curta	CLIRAD (TARASOVA et al., 2007)
Radiação de onda longa	(HARSHVARDHAN et al., 1987)
Camada Limite	(HOLTSLAG; BOVILLE, 1993)
Superfície	(XUE et al., 1991)
Convecção Profunda	(GRELL; DÉVÉNYI, 2002)
Convecção Rasa	(TIEDTKE, 1983)
Onda de Gravidade	(ALPERT et al., 1988)
Microfísica	(RASCH; KRISTJÁNSSON, 1998)

Sobre o continente o modelo atmosférico está acoplado ao modelo biofísico de superfície SSiB (XUE et al., 1991), e a junção de ambos permite trocas de quantidades de radiação, de calor e de movimento entre a superfície e a atmosfera. Este esquema é de suma importância para a assimilação dos dados de radiância nos canais sensíveis a superfície terrestre, pois ele fornece o prognóstico da temperatura da superfície da terra, que serve como parâmetro de entrada para a simulação da temperatura de brilho pelo modelo de transferência radiativa.

4.1.1.1 O Modelo de superfície SSiB

Este modelo tem por objetivo simular realisticamente os processos biofísicos e fornecer os fluxos de radiação, momentum, calor sensível e calor latente para os modelos atmosféricos. O modelo SSiB (XUE et al., 1991) consiste de três camadas de solo e uma de vegetação. O modelo prognóstica umidade do solo, fração de conteúdo de água relativa à saturação para as três camadas do solo, temperatura da copa, temperatura próxima à camada do solo e da camada de solo mais profunda, profundidade de neve sobre o solo e água interceptada sobre a copa.

Com relação aos fluxos de momentum, calor e umidade sobre o continente, a parametrização utilizada é sofisticada, pois considera uma variedade de diferentes tipos de cobertura de superfície (Figura 4.3), solo e formação geográfica. Os principais processos físicos representados pelo modelo SSiB como descrito por Kubota (2012) são: absorção seletiva da radiação fotossinteticamente ativa (PAR); resistência da raiz e estômato ao fluxo de vapor de água do solo para a atmosfera; armazenamento, drenagem e evaporação da precipitação e orvalho interceptado das superfícies das plantas; escoamento do excesso de precipitação e drenagem da água do solo; efeito térmico e radiativo da cobertura de neve sobre o solo e superfície das copas; e a influência de diferentes morfologias das plantas como o comprimento de rugosidade e por consequência a transferência de momentum, calor e umidade entre os continentes e a atmosfera. Um diagrama esquemático do modelo SSiB é apresentado na Figura 4.4.

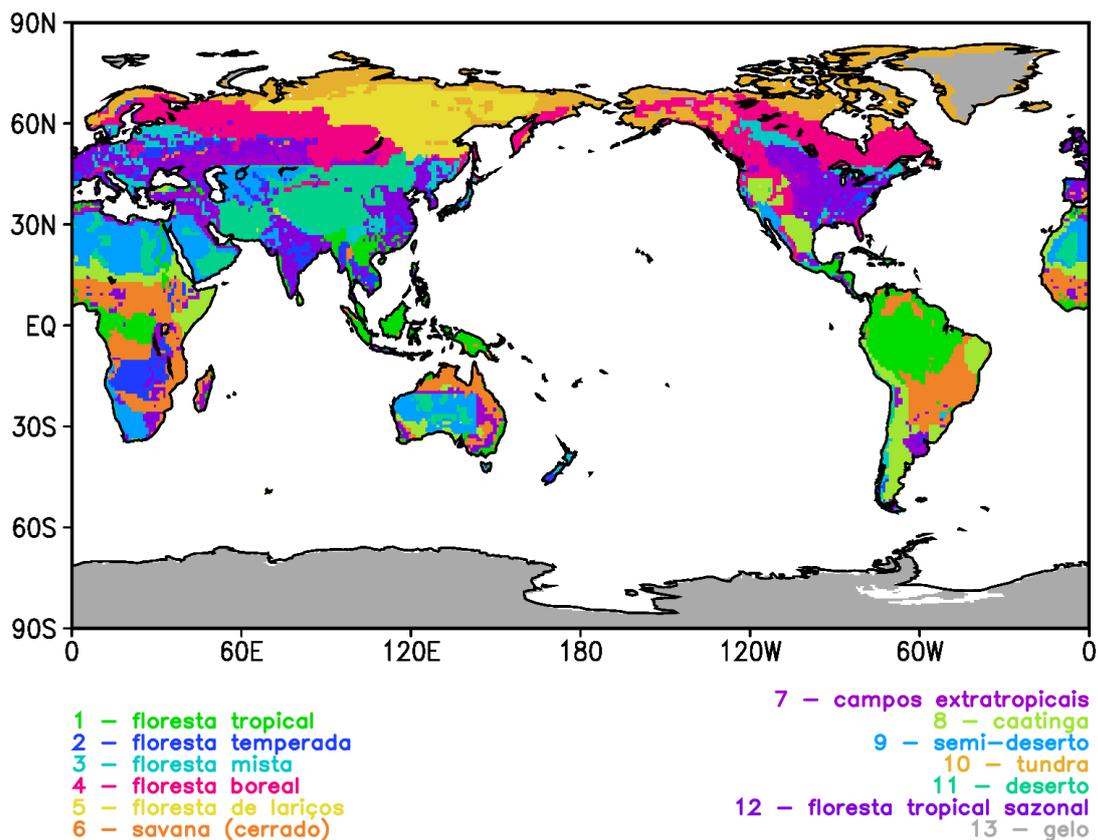


Figura 4.3 - Tipos de cobertura de superfície representados pelo modelo SSiB.

Os diferentes tipos de cobertura de superfície são tratados explicitamente e a TST

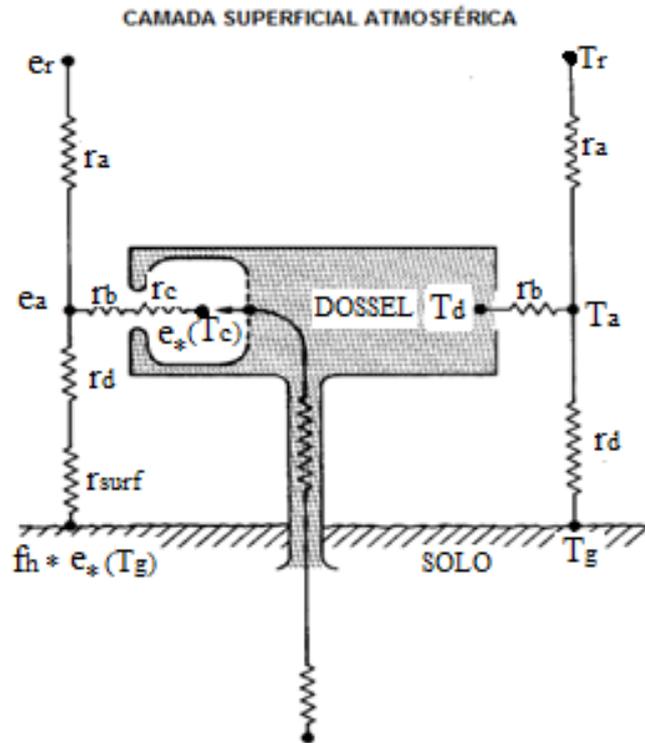


Figura 4.4 - Diagrama esquemático do modelo SSiB. T_r é a temperatura na altura de referência, T_d é a temperatura do dossel, T_a é a temperatura do ar dentro do espaço aéreo do dossel, T_g é a temperatura do solo, r_a é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e a altura de referência, r_b é a resistência da camada limite, r_c é a resistência estomática e r_d é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e o solo.

Fonte: Adaptado de Xue et al. (1991)

resulta das frações de áreas vegetada e não vegetada em cada célula (grade do modelo). Como resultado, a radiação de onda longa emitida pela superfície da terra tem contribuição de dois termos: i) temperatura do dossel; e ii) temperatura do solo, nos dois primeiros centímetros. Em solos nus, a radiação de onda longa emitida é descrita apenas pela temperatura do solo.

Como apresenta em Jin et al. (1997), a TST pode ser escrita como:

$$TST^4 = \sigma_f T_d^4 + (1 - \sigma_f) T_g^4 \quad (4.1)$$

Onde, σ_f representa a fração coberta por vegetação, T_d a temperatura do dossel e

T_g a temperatura do solo.

Importante ressaltar que a acurácia da temperatura da superfície terrestre é fundamental no processo de assimilação de dados, principalmente na assimilação das observações de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre.

4.1.2 O Método de Assimilação de Dados

O GSI é um sistema estatístico variacional tridimensional que é utilizado para gerar uma melhor estimativa física do estado da atmosfera num dado tempo usando informações, bem como uma estimativa inicial, que tipicamente é uma previsão do modelo. A atualização da análise é uma das principais etapas envolvidas em um sistema de assimilação de dados. Isto é realizado no 3DVar através da minimização de uma operação chamada função custo que mede a distância ponderada da análise a partir das observações e da estimativa inicial. Os respectivos pesos dados a cada termo são funções do que se sabe sobre as características dos erros da observação e da estimativa inicial (previsão).

O sistema GSI foi desenvolvido no Centro de Modelagem Ambiental do NCEP, como parte de um esforço para criar um esquema de análise mais unificada, robusta e eficiente. O aspecto fundamental do sistema GSI é que ele formula a análise no espaço de grade do modelo, o que permite uma maior flexibilidade na aplicação das covariâncias do erro da estimativa inicial e faz com que seja simples para um sistema de análise único para ser usado em uma ampla gama de aplicações, incluindo ambos os sistemas de modelagem e os domínios globais e regionais (KLEIST et al., 2009). O sistema GSI pode assimilar observações convencionais, e observações não convencionais como radiâncias.

A equação do 3DVar para a função custo J da análise como descrito por Hu et al. (2013) segue como:

$$J = (x_a - x_b)^T B^{-1} (x_a - x_b) + (H(x_a) - o_o)^T O^{-1} (H(x_a) - o_o) + J_c \quad (4.2)$$

Onde, x_a representa o vetor de estado do campo de análise, x_b é o campo da estimativa inicial, B é a matriz de covariância do erro da estimativa inicial, H é o operador observação não linear, o_o é as observações, R é a matriz de covariância do erro das observações, J_c é o termo relacionado com erros no modelo de PNT. O termo $H(x_a)$ representa a variável do modelo no espaço das observações. Assim, H é o operador

cujo papel é interpolar espacialmente as variáveis para o caso dos dados convencionais, e é o operador de observação de radiância para os dados não convencionais. Esse operador de observação de radiância no GSI é um modelo de transferência radiativa. O incremento da análise é então representado como $\Delta x = x_a - x_b$ e o incremento das observações, também chamado de inovação, como $o = o_o - H(x_b)$.

4.1.3 O Modelo de Transferência Radiativa

O principal componente para assimilação direta de radiância no sistema G3DVar é a incorporação de um modelo de transferência radiativa como um operador da observação de radiância. O modelo de transferência radiativa é responsável por simular a temperatura de brilho, ou seja, transforma variáveis de estado do modelo MCGA na variável observada. O operador de radiância obtém os erros com relação à medida de satélite. Neste trabalho o modelo de transferência radiativa utilizado para simular as radiâncias dos canais sensíveis à superfície do sensor AMSU-A é o CRTM. Este modelo disponibilizado pelo Centro Conjunto de Assimilação de Dados de Satélite da NOAA (JSCDA, do inglês *Joint Center for Satellite Data Assimilation*) é baseado no sensor do satélite, suportando mais de 100 sensores, incluindo assim a maioria dos satélites meteorológicos (LIU et al., 2012).

A simulação da transferência radiativa atmosférica envolve muitos processos físicos, cada um com seu modelo independente, no CRTM esses processos são divididos em quatro categorias principais (HAN et al., 2005):

- 1) Absorção da radiação pelos constituintes gasosos da atmosfera,
- 2) Absorção e espalhamento de radiação por nuvens e aerossóis,
- 3) Emissividade da superfície e interação com a subsidência de radiação atmosférica e
- 4) Solução da equação de transferência radiativa.

Essas categorias podem ser divididas em subcategorias como mostrado na figura 4.5, que apresenta um diagrama esquemático simplificado do modelo CRTM apresentando os módulos relacionados ao modelo direto (*forward*). Nesse modelo está contida a relação entre as variáveis de estado (temperatura, umidade, pressão e outras) e as variáveis medidas (radiância) (SILVEIRA, 2011). O módulo 1 na figura 4.5 apresenta a inicialização do modelo CRTM, nesse momento são especificadas as informações dos sensores e canais para cada satélite para qual os dados serão simulados,

o módulo 2 é o modelo direto, e o módulo 3 é utilizado para liberar a memória ocupada pelo modelo CRTM. Os módulos seguintes são inseridos no modelo direto, onde os módulos 4, 5, 6, 7 e 8 representam: o modelo de emissividade e refletividade da superfície; o modelo de absorção e espalhamento pelos aerossóis; o modelo de absorção e espalhamento pelas nuvens; o modelo de absorção de gases; e a solução da transferência radiativa respectivamente.

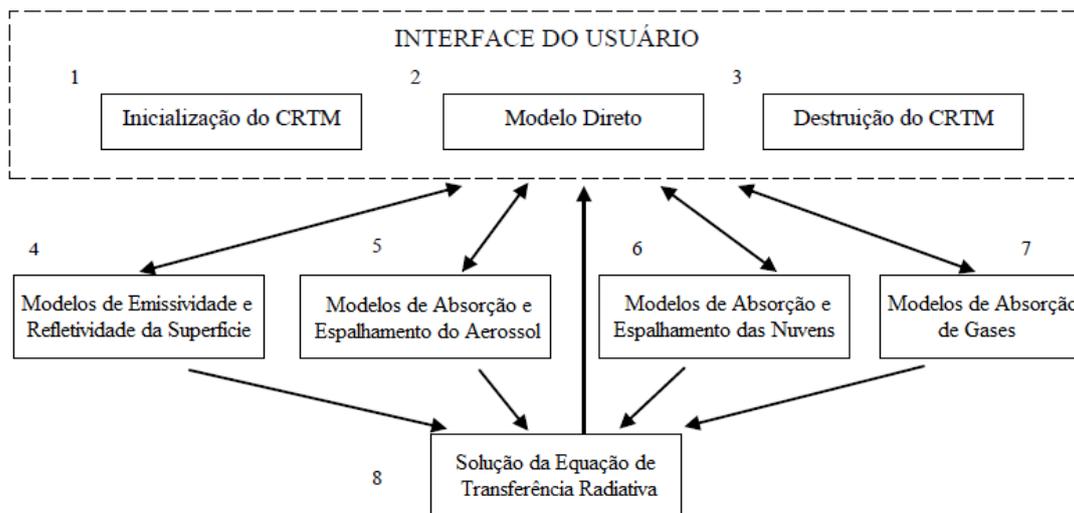


Figura 4.5 - Diagrama dos principais componentes do modelo CRTM.

Fonte: Adaptado de Han (2006)

A simulação da temperatura de brilho pelo modelo CRTM para os canais sensíveis às condições de superfície exige conhecimento da emissividade e refletividade da superfície da terra, ambas informações estão contidas no modelo de emissividade (WENG et al., 2001). O modelo de emissividade da superfície utilizado pelo CRTM se ajusta para radiâncias na faixa de micro-ondas e infravermelho para superfícies cobertas por terra, oceano, neve e gelo, isto é para cada tipo de superfície e faixa de radiância ele utiliza um modelo diferente. Alguns desses modelos são formulados sobre leis físicas, enquanto outros são formulações empíricas e semi-empíricas (HAN, 2006).

4.1.3.1 O Modelo de Emissividade

O modelo de emissividade de micro-ondas da terra (LandEM, do inglês *Land Emissivity Model*) calcula a emissividade da superfície terrestre para vários tipos de super-

fície, incluindo neve, desertos e vegetação utilizando a aproximação radiativa de dois feixes (*two-stream*) (WENG et al., 2001). A reflexão e a emissão ocorrem nas interfaces acima e abaixo da camada de espalhamento, é levado em conta as polarizações vertical (V) e horizontal (H), e a atenuação devido à rugosidade na superfície. Para a cobertura vegetal, os parâmetros ópticos são derivados utilizando óptica geométrica.

Este modelo calcula a emissividade da superfície nas polarizações H e V considerando o ângulo zenital do satélite, a frequência de micro-ondas, teor de umidade do solo, fração de área vegetada, temperatura do solo, temperatura da superfície da terra e profundidade da neve como parâmetros de entrada. Sobre a terra, a emissividade é dada pelo modelo LandEM para frequências menores que 80 GHz, para frequências maiores, como exemplo do canal 15 do sensor AMSU-A, a emissividade é constante em 0,95 (HAN, 2006). A figura 4.6 (a) e (b) mostram o espectro da emissividade da superfície de micro-ondas para diversas condições de superfície em um ângulo zenital igual a 53° nas polarizações H e V respectivamente.

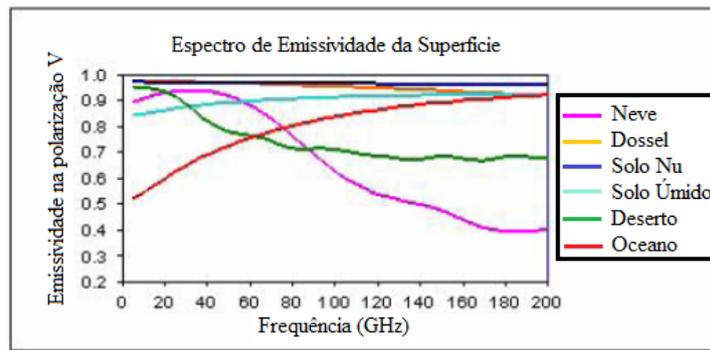
4.2 Assimilação de Radiâncias

O sistema GSI possui funções complexas e componentes para ingerir, analisar, corrigir vieses e monitorar as observações de radiâncias proveniente de vários satélites. Todas as informações de radiância usadas no GSI são salvas em formato BUFR. O procedimento para assimilação de observações de radiância é mais complexo que o procedimento para assimilação de dados convencionais. A fonte primária da complexidade está no operador H , que como vimos é um modelo de transferência radiativa e pode ser expresso como (HU et al., 2013):

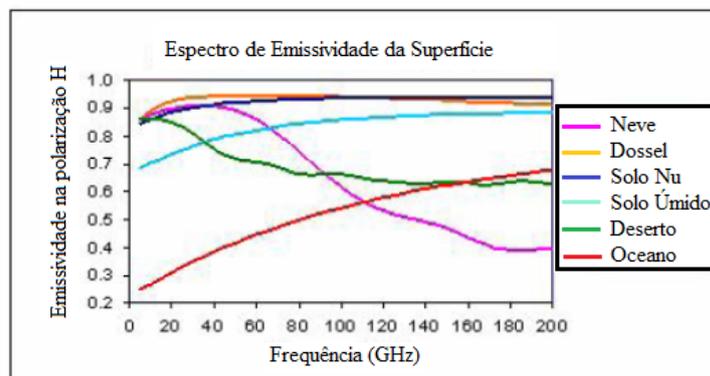
$$y = K(x, z) \tag{4.3}$$

Em que, y é a radiância simulada, x é o perfil de temperatura, umidade e ozônio, K é o modelo CRTM e z são parâmetros não conhecidos como emissividade da superfície, perfil de CO₂, metano, entre outros. O perfil x (desde a superfície) provém da estimativa inicial e decorre do modelo de PNT. Quando as incógnitas em $K(x, z)$ são muito grandes, seja pela formulação de K ou pelos parâmetros desconhecidos z , os dados de radiância não passam pelo controle de qualidade (discutido em seguida).

A assimilação de radiâncias como descrita em Hu et al. (2013) começa com a leitura dos dados pelo sistema G3DVar e em seguida é escolhido apenas os canais a serem utilizados. Posteriormente, é aplicada sobre as observações uma correção de



(a)



(b)

Figura 4.6 - Espectro de Emissividade de Microondas como uma função da frequência. Na polarização vertical em (a) e horizontal em (b).

Fonte: Han (2006)

viés (neste caso, a correção é feita pelo próprio sistema GSI), que repara os desvios sistemáticos existentes entre as radiâncias observadas e simuladas, e as fontes dos vieses podem ser provenientes: i) dos instrumentos de satélite (como erros de calibração); ii) do modelo CRTM; iii) da estimativa inicial, devido a erros sistemáticos no modelo de PNT. Com relação aos erros instrumentais do satélite, aplica-se a correções de viés sobre a varredura e sobre a massa de ar (DEE, 2005; AULIGNÉ et al., 2007). Subsequente a esse processo, ainda dentro do sistema GSI, é realizado um Controle de Qualidade (CQ) dos dados observados, que tem por finalidade selecionar as observações com melhor qualidade.

O CQ é estabelecido porque os dados de radiância observada no arquivo em formato BUFR não incluem a informação da qualidade da observação (como o que acontece

com os dados do arquivo PrepBUFR, que contém as marcas do controle de qualidade) e tem por finalidade deter os dados de satélites problemáticos, e as principais fontes desses problemas são oriundos: (i) do sensor, (ii) dos erros de simulação de nuvens e de precipitação, (iii) dos erros na simulação de emissividade da superfície e (iv) dos erros de processamento (p.e., atribuição errada da altura e rastreamento incorreto). Assim, o controle de qualidade começa com o afinamento dos dados (*thinning*), onde ocorre a eliminação de dados redundantes, por exemplo, observações do sensor AMSU-A são considerados a cada 145 Km. Para cada conjunto de dados é aplicado um valor diferente de *thinning*. Um diagrama esquemático de todo o processo de assimilação de radiâncias no GSI pode ser visto na figura 4.7.

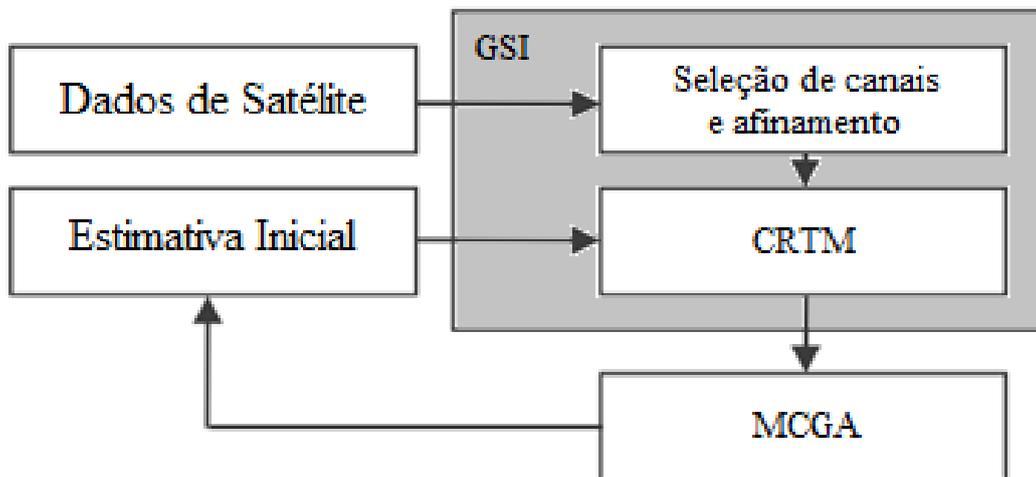


Figura 4.7 - Diagrama esquemático simplificado do processo de assimilação de dados de radiâncias no sistema G3DVar.

Fonte: Adaptado de Silveira et al. (2012)

Por conseguinte, as observações são comparadas com as radiâncias simuladas pelo modelo CRTM. Nesta etapa, são consideradas as radiâncias simuladas sobre regiões que se estendem além do ponto de observação, num raio de influência, para verificar a robustez do dado observado pontualmente. Desse modo, o modelo de PNT é decisivo na seleção do dado, uma vez que a estimativa inicial é considerada como a “verdade”, e a diferença entre as radiâncias simulada e observada não pode ser excessiva. A partir das diferenças entre as radiâncias simuladas e observadas e a correção de viés dos dados de satélite, as demais funções do CQ são aplicadas para cada instrumento, rejeitando as observações de má qualidade. No conjunto de proce-

dimentos do CQ estão definidos 7 categorias sobre os *pixels*, para cada instrumento. Vale ressaltar que as radiâncias assimiladas pelo sistema de assimilação consideram apenas *pixels* que não estão contaminados por nebulosidade (Hu et al., 2013). Finalmente as informações são utilizadas para produzir a análise que irá iniciar a integração do modelo atmosférico.

4.3 Método de Correção de Viés da TST

Apesar da sofisticação dos modelos numéricos, estes ainda apresentam limitações quanto a representação de fenômenos locais e de pequena escala. Conseqüentemente, parametrizações são feitas para tentar descrever esses processos. Estas simplificações acabam resultando em erros inerentes ao modelo, que também podemos chamar de erros sistemáticos (tendências). Estes erros podem ser corrigidos comumente de duas maneiras: i) ajustando a física do modelo ou, ii) identificando esses erros e então removendo-os do sistema.

Nesta pesquisa, a segunda opção é abordada. Assim, correções nas estimativas iniciais da temperatura da superfície terrestre são feitas a partir de técnicas estatísticas, que tem por objetivo compensar os erros da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre devido às deficiências nas formulações físicas e dinâmicas do modelo. Uma estimativa do erro é feito a partir de uma série de dados observados e modelados.

No caso da temperatura da superfície terrestre, espera-se que a correção de viés minimize os erros, ao menos parcialmente, uma vez que esta variável possui uma capacidade térmica pequena (RADAKOVICH, 2004), e é muito volátil, tendo uma resposta rápida à modificações no meio em que se deseja estimá-la. Abaixo seguem os passos considerados para fazer a correção de viés da temperatura da superfície terrestre.

Passo 1) Estimativa do Viés

O viés estatístico (V) utilizado é dentre as métricas existentes, a mais simples, porém representativa. O viés pode ter qualquer valor real, onde os valores mais próximos de 0, por definição, representam menor erro e, é dado pela média da diferença entre a série modelada e a observada, e indica o erro sistemático (subestimativa ou superestimativa), segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM), esta métrica pode ser representada como:

$$V = \frac{1}{N} \sum o - f \quad (4.4)$$

Onde, o e f são as observações de TST do Imageador do satélite GOES e o prognóstico da temperatura da superfície da terra proveniente do modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA respectivamente e, N é o período, em dias, utilizado no cálculo. Para obter essa diferença, de forma a conservar as observações, o modelo foi interpolado para a resolução das observações e após obter a estimativa do viés, este, foi interpolado para a grade do modelo (i, j) , onde foi feito os cálculos de correção de viés da temperatura da superfície da terra.

Passo 2) Escolha do período

A correção do viés da TST foi feita para cada estimativa inicial cedida ao MTR para o cálculo da temperatura de brilho simulada, sejam essas às estimativas iniciais de 3, 6 e 9h de previsão a partir das condições iniciais das 00Z, das 06Z, das 12Z e das 18Z. Conseqüentemente, para cada horário que foi gerado uma estimativa inicial, foi investigado o ganho que a correção de viés atribuiu para 30 dias de execução do ciclo de assimilação de dados utilizando um período $N = 7$, $N = 15$ e $N = 30$. Esse cálculo que chamou-se de proficiência (P) segue abaixo:

$$P = 100 \times \frac{n - m}{n} \quad (4.5)$$

Onde, n representa a raiz do erro médio quadrático (RMSE, do inglês *root mean square error*) da diferença entre a observação e o prognóstico de TST e m a raiz do erro médio quadrático da diferença entre a observação e o prognóstico de TST com a correção de viés (7, 15, 30 dias). Após ser feito para cada estimativa inicial utilizada no ciclo de assimilação de dados, fez-se uma média para identificar qual foi o período que melhor representou todos os horários. Posterior a isso, identificou-se que as diferenças estatísticas entre os diferentes períodos eram insignificantes, contudo o período de 15 dias foi escolhido nesta pesquisa por ser um período mediano e não ocupando muito tempo computacional. A proficiência média para todas as estimativas iniciais que o ciclo de assimilação utiliza podem ser encontrada na figura 4.8.

Passo 3) Correção do viés

O novo prognóstico da temperatura da superfície da terra (F) em cada ponto de

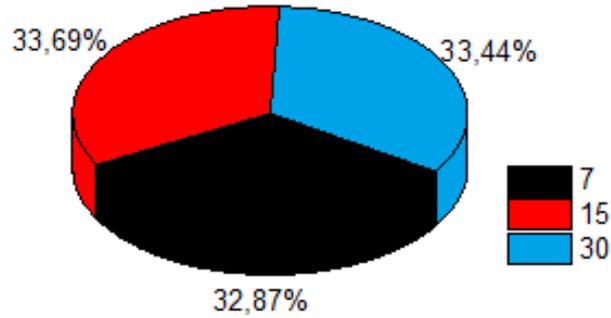


Figura 4.8 - Proficiência média que a correção de viés forneceu para todas as estimativas iniciais que o ciclo de assimilação utiliza.

grade é dado pela aplicação do viés no prognóstico de TST (estimativa inicial) fornecido pelo modelo SSiB acoplado ao modelo MCGA, antes que ele seja utilizado para fazer o cálculo da temperatura de brilho simulada pelo modelo CRTM. Então:

$$F_{(i,j)}(t) = f_{(i,j)}(t) - V_{(i,j)} \quad (4.6)$$

Os resultados obtidos com a utilização desta metodologia, no âmbito da assimilação de dados, são apresentados no capítulo 5 e na seção 5.3.

4.4 Descrição dos Experimentos

O primeiro experimento realizado constituiu em adicionar radiâncias dos canais sensíveis à superfície do sensor AMSU-A dos satélites mais novos NOAA-18 e NOAA-19 no sistema de assimilação de dados. O ciclo de assimilação foi executado a cada 6 horas, com início às 00 Z de 01 de novembro de 2012 e término às 18Z de 30 de abril de 2013, em que foram geradas 4 análises diárias nos horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 Z), totalizando em 724 análises. A estimativa inicial foi oriunda da análise do NCEP, das 18 Z de 31 de outubro de 2012. No total geral, o Sistema G3DVar demandou um tempo de 483 horas e um espaço em disco de 770 Gb. Este experimento passou a ser chamado de experimento com inserção de radiâncias (EXP_CIR).

O principal objetivo do experimento EXP_CIR foi investigar e intercomparar o número de observações proveniente destes satélites e do satélite NOAA-15 assimi-

ladas pelo sistema G3DVar, bem como, avaliar o comportamento das diferenças entre a temperaturas de brilho da estimativa inicial e observada, e da temperatura de brilho da análise e observada, estas diferenças são chamadas como O-F e O-A respectivamente. O objetivo secundário foi entender a relação da temperatura de brilho simulada e os parâmetros de entrada do CRTM, sejam esses, a temperatura da superfície da terra e a emissividade.

Posteriormente foi realizada uma rodada com as mesmas configurações do primeiro experimento para o período de 00 Z de 01 de novembro de 2013 e término às 18Z de 12 de fevereiro de 2014. A estimativa inicial também foi oriunda do NCEP, das 18Z de 31 de outubro de 2013. Esta saída passou a ser chamada de experimento controle (EXP_CTRL) e foi utilizada para estimar o viés da TST prognosticada pelo SSiB e avaliar o desempenho do experimento em que a correção de viés da temperatura da superfície da terra foi aplicada (descrito abaixo).

O experimento realizado com correção do viés da TST (EXP_CCB) utilizou as mesmas configurações dos demais, tendo início às 00Z de 01 janeiro e término às 18Z de 12 de fevereiro de 2014. A condição inicial utilizada foi a análise do experimento EXP_CTRL para às 18Z do dia 31 de dezembro de 2013. A correção foi feita nas estimativas iniciais fornecidas pelo modelo MCGA acoplado ao modelo de superfície SSiB a cada 3, 6 e 9h de previsão a partir das condições iniciais das 00, 06, 12 e 18Z. Subsequente, as novas estimativas iniciais de TST foram fornecidas ao modelo CRTM para o cálculo da temperatura de brilho, como já abordado anteriormente. Este experimento teve por objetivo melhorar a qualidade da análise por meio de um aumento do número de dados assimilados nos canais sensíveis à superfície terrestre.

Mais detalhes do período de execução dos três experimentos podem ser vistos na tabela 4.2.

4.5 Avaliação dos Resultados

O experimento EXP_CIR foi avaliado sobre a região da América do Sul (AS, coord: 57°S a 15°S e 82°W a 32°W) e demais subdivisões, como a região Amazônica (AM, coord: 10°S a 3°N e 72°W a 50°W), a região Nordeste (NE, coord: 15°S a 0° e 50°W a 35°W), a região Centro-Oeste (CO, coord: 25°S a 10°S e 62°W a 50°W), a região Sudeste (SE, coord: 25°S a 15°S e 50°W a 38°W) e a região SUL (coord: 34°S a 25°S e 59°W e 48°W). A figura 4.9 ilustra as regiões de estudo. O número de observações de radiancias assimiladas e as diferenças O-F e O-A (antes e após a correção de viés aplicada ao satélite pelo sistema GSI) foram avaliadas a partir

de uma distribuição temporal. Com isso pode-se investigar se as observações provenientes do sensor AMSU-A a bordo dos satélites NOAA-15, NOAA-18 e NOAA-19 possuem o mesmo comportamento no que diz respeito à quantidade de observações aceitas pelo sistema, sinal e magnitude do viés da temperatura de brilho antes e após a correção de viés da temperatura de brilho observada.

Outra avaliação realizada ainda neste experimento consiste apenas sobre a temperatura de brilho simulada em termos da Equação 3.1, com o objetivo de identificar a contribuição do termo de superfície na simulação dessa variável. Primeiramente foi feita a verificação considerando apenas a temperatura da superfície da terra e após a temperatura da superfície da terra e a emissividade. Para tanto também foi feito o uso de métricas, como a raiz do erro quadrático médio (RMSE, do inglês *root mean square error*) (Equação 4.7). A utilização do índice estatístico foi para avaliar a dispersão da temperatura de brilho simulada em relação aos parâmetros cedidos pelo modelo MCGA.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(X - Y)^2}{N}} \quad (4.7)$$

Onde X é a temperatura da superfície da terra ou em outros caso o produto entre emissividade e temperatura da superfície terrestre, e Y é a temperatura de brilho simulada.

Os experimentos EXP_CTRL e EXP_CCB foram intercomparados e, da mesma forma que o primeiro experimento, foram avaliados a partir de distribuições temporais do número de observações assimiladas, e das diferenças O-F e O-A (neste caso as observações de radiâncias avaliadas foram somente aquelas que tiveram seu viés corrigido pelo sistema GSI, diferentemente da avaliação do experimento anterior, que avaliou as observações de radiâncias antes e após a correção de viés realizada pelo GSI). O número de observações aceitas pelo sistema GSI e as diferenças O-F e O-A foram investigadas numa visão global incluindo ou não os oceanos. Utilizou-se o RMSE para avaliar a dispersão entre a temperatura de brilho simulada e observada. Também investigou-se as regiões do globo em que o número de observações assimiladas aumentou através de uma distribuição espacial da diferença entre a temperatura de brilho observada com correção de viés de satélite e simulada nos *pixels* em que as observações foram aceitas.

Vale ressaltar que o experimento EXP_CIR e o EXP_CTRL tiveram suas avaliações

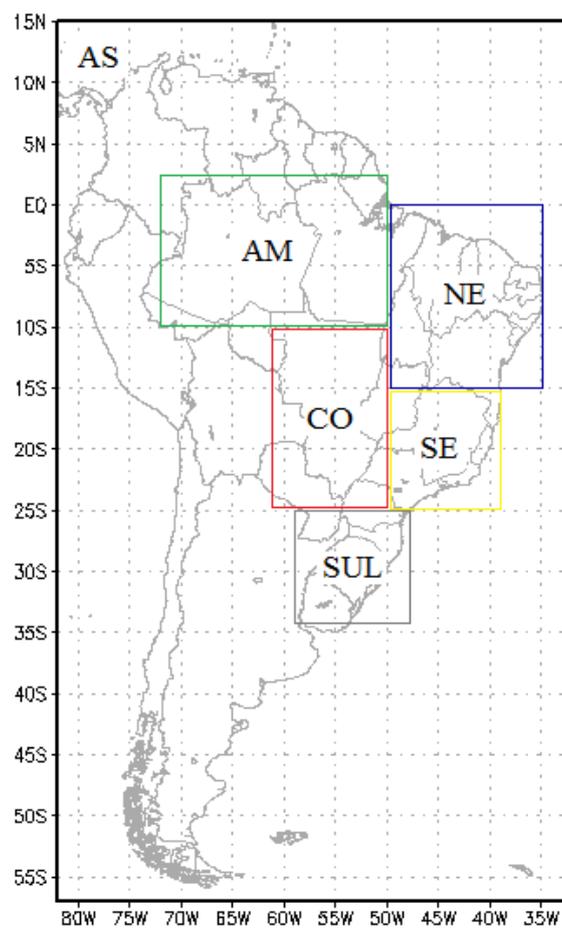


Figura 4.9 - Região de estudo do EXP_CIR. O quadrado preto, verde, azul, vermelho, amarelo e cinza representam a América do Sul (AS), a Amazônia (AM), a região Nordeste do Brasil (NE), a região Centro-Oeste (CO), a região Sudeste (SE) e a região Sul (SUL), respectivamente.

feitas a partir das 00Z de 1 janeiro de 2013 e 2014 respectivamente, isto por que o sistema necessita de um período para atingir o equilíbrio dinâmico (*spin-up*). Mais detalhes do período de avaliação podem ser vistos na tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Características dos experimentos realizados durante esta pesquisa.

Experimento	Nomenclatura	Período de Execução	Período de Avaliação
1°	EXP_CIR	00Z 01/11/2012 até 18Z 30/04/2013	00Z 01/01/2013 até 18Z 30/04/2013
2°	EXP_CTRL	00Z 01/11/2013 até 18Z 12/02/2014	00Z 01/01/2014 até 18Z 12/02/2014
3°	EXP_CCB	00Z 01/01/2014 até 18Z 12/02/2014	00Z 01/01/2014 até 18Z 12/02/2014

5 RESULTADOS

Este capítulo apresenta os resultados referente à inclusão de novas observações de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A à bordo dos satélites NOAA-18 e NOAA-19. Também apresenta os resultados obtidos através da investigação dos erros sistemáticos da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre proveniente do modelo SSiB. Da mesma forma, os resultados no âmbito da assimilação de dados, da metodologia de correção de viés aplicada ao prognóstico de temperatura da superfície terrestre aplicado nesta pesquisa.

5.1 Avaliação das novas radiâncias inseridas no sistema G3DVar

Nesta seção são apresentados os resultados da assimilação de radiâncias dos canais sensíveis à superfície do sensor AMSU-A dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 no sistema G3DVar, ou seja, do experimento EXP_CIR. As diferenças entre a quantidade de dados assimilados provenientes dos satélites NOAA-15, e dos satélites mais novos, o NOAA-18 e o NOAA-19 sobre a região da América do Sul e demais regiões do Brasil no período de 01 de Janeiro a 30 de Abril de 2013 são apresentadas. Também são discutidas as diferenças entre a observação proveniente destes satélites e os valores de temperatura de brilho simulados pelo MTR a partir dos campos da estimativa inicial (O-F) e análises (O-A). Por fim, é investigada a relação entre a temperatura de brilho da estimativa inicial, simulada para os três satélites, com a temperatura e a emissividade da superfície terrestre provenientes do modelo SSiB e do modelo LandEM respectivamente.

5.1.1 Da quantidade de observações de radiância assimiladas

A Figura 5.1 mostra informações para o satélite NOAA-15 nos canais de janela 1, 2, 3 e 15. Para o canal 3, sobre a região da América do Sul, o número de observações assimiladas sobre o continente foi na média do período de 109 (Figura 5.1(c)). Nos demais canais o número médio foi menor: no canal 1, 73, no canal 2, 63 e no canal 15, 95 (Figuras 5.1(a), 5.1(b) e 5.1(d) respectivamente). As oscilações na quantidade de dados assimilados provêm do controle de qualidade e da área de varredura do satélite. A varredura é uma função da trajetória do satélite e dependente da passagem orbital. O satélite NOAA-15 passa sobre a AS nos 4 horários sinóticos e na passagem às 12Z as informações se limitam à porção noroeste do continente, e assim poucos dados ficam disponíveis e em alguns casos nenhum dado é assimilado.

Com relação às demais regiões da América do Sul, em particular sobre o Brasil, a

Amazônia apresentou um número relativamente baixo de dados do satélite NOAA-15 assimilados durante o período, não excedendo em média 14, correspondente ao canal 3. A baixa contagem sobre essa região se deve a presença de alta taxa de nebulosidade, enquanto as radiâncias são assimiladas em condições de céu claro. Sobre o Centro-Oeste, Nordeste, Sudeste e Sul o satélite NOAA-15 tem sua passagem as 06 e 18 Z e o número de observações assimiladas foi maior para o canal 3, na média do período analisado de 35, 38, 52 e 46 respectivamente.

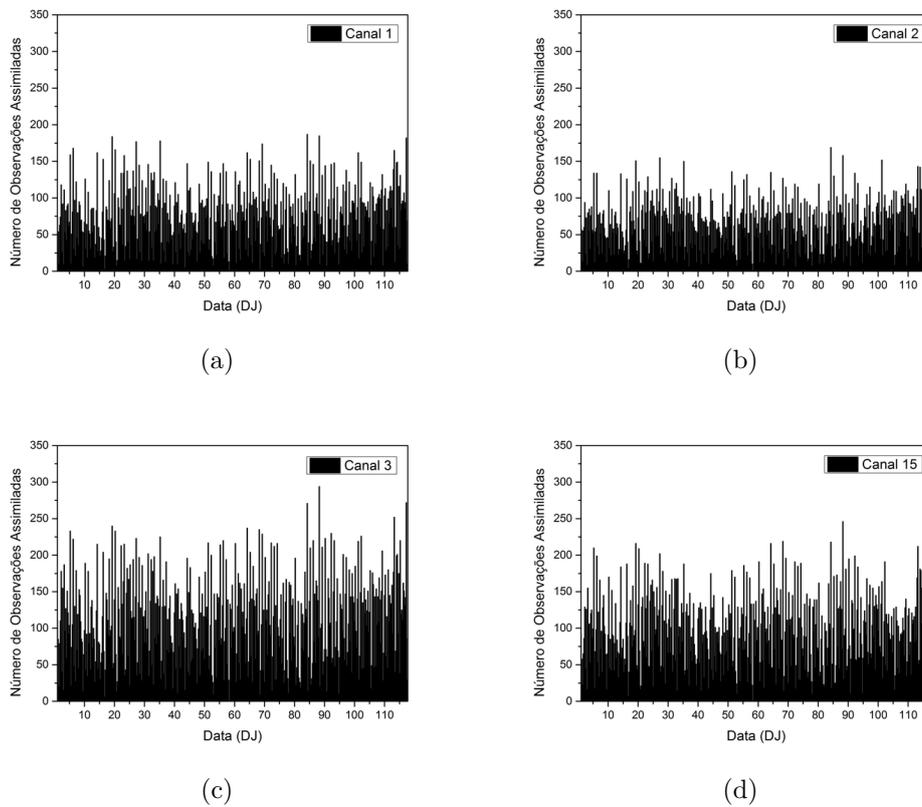


Figura 5.1 - Número médio de observações do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-15 assimiladas sobre a América do Sul no período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, para o canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (d).

Para o satélite NOAA-18 (Figura 5.2) sobre a região da AS, o número médio de observações assimiladas foi maior que para o satélite NOAA-15. Os valores foram em média no mínimo de 109 no canal 2; 127 no canal 1; 185 e 182 nos canais 3 e 15 respectivamente. A passagem do satélite ocorre às 06 e 18Z cobrindo a maior parte da AS. Para este satélite, a região do Brasil com menos observações assimiladas

também foi a Amazônia, pelos mesmos motivos já citados anteriormente.

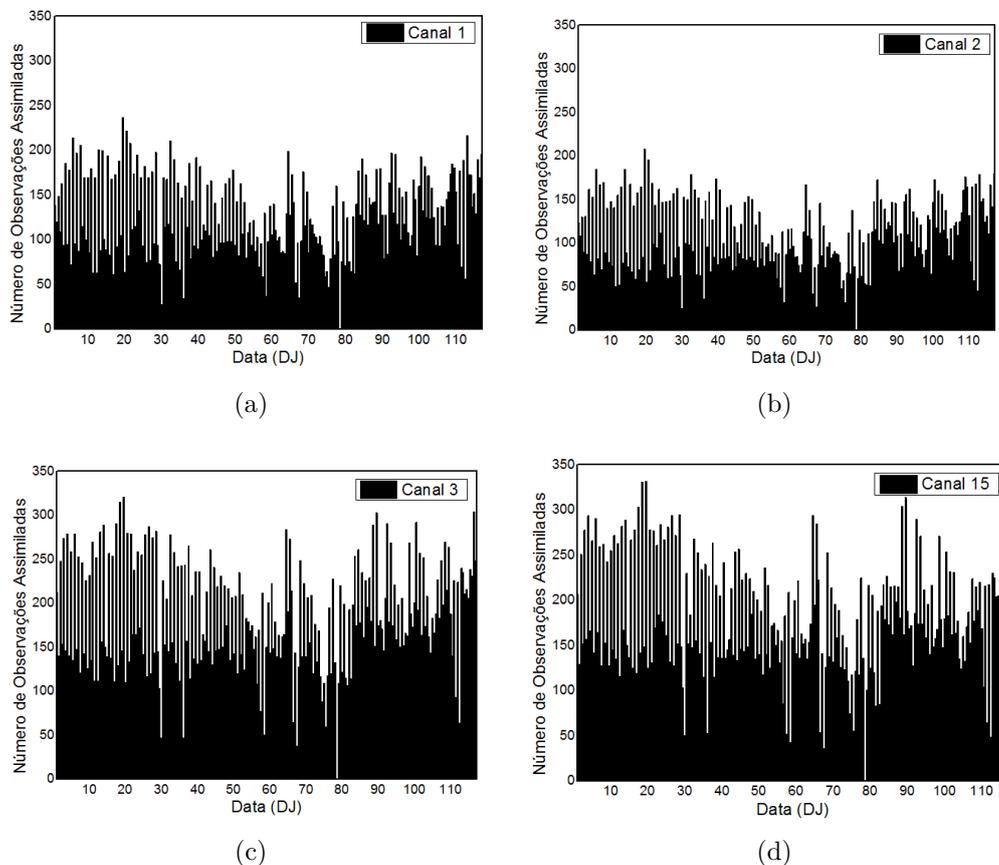


Figura 5.2 - Idem Figura 5.1, mas para o satélite NOAA-18.

O satélite NOAA-19 apresenta o horário e a área de cobertura semelhantes àqueles verificados com o NOAA-18. O número médio no período de observações assimiladas na América do Sul (Figura 5.3) foi de 144 para o canal 1, 123 para o canal 2, 214 para o canal 3 e 205 para o canal 15. Deste modo, este satélite apresentou uma quantidade de dados assimilados superior aos demais satélites para os canais de janela.

Nas demais regiões do Brasil, o satélite NOAA-19 apresentou o mesmo comportamento que os demais satélites, porém com uma quantidade de dados assimilados mais elevado, exceto para a região NE, onde o satélite NOAA-15 mostrou os maiores valores para quantidade de observações assimiladas.

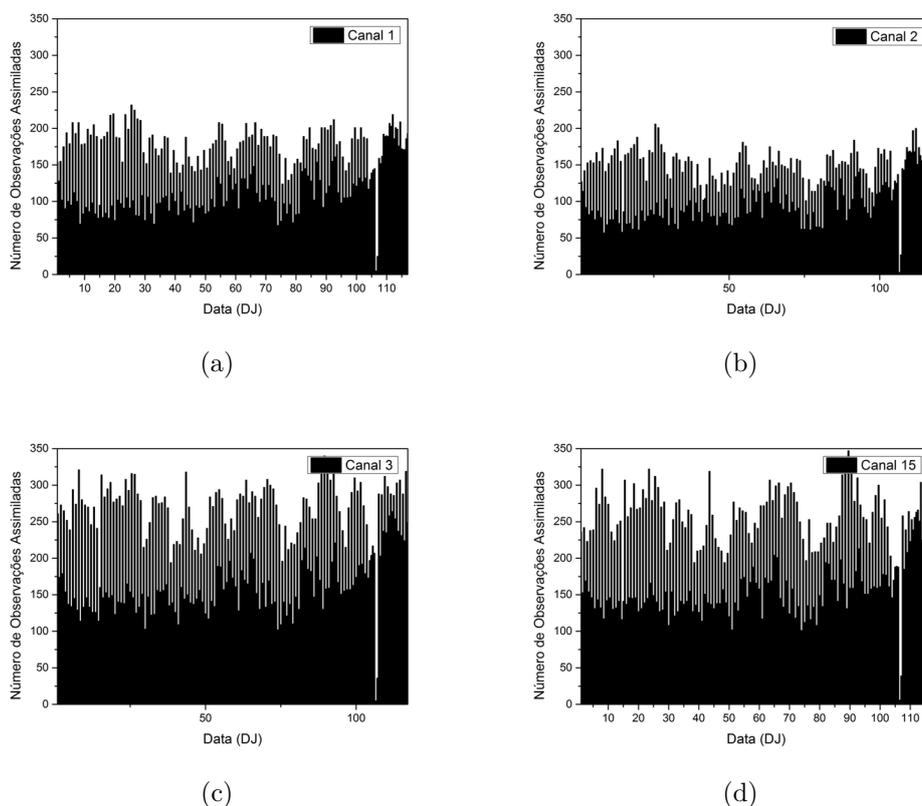


Figura 5.3 - Idem Figura 5.1, mas para o satélite NOAA-19.

5.1.2 Da distribuição temporal de O-F e O-A

A Figura 5.4 mostra a distribuição temporal da diferença entre a temperatura de brilho observada e a temperatura de brilho simulada da estimativa inicial para o satélite NOAA-15. A temperatura de brilho simulada foi em média maior que a observada para os canais 2 e 3 e esta diferença é ampliada, no canal 3, após a correção de viés do satélite aplicada pelo sistema GSI. Para o canal 1 e 15, onde a temperatura de brilho simulada era menor que a observação, esse padrão é alterado após a correção de viés aplicada pelo sistema GSI. Este comportamento permaneceu na comparação entre a observação e a análise (Figura 5.5).

A maior diferença entre a temperatura de brilho observada do satélite NOAA-15 após correção de viés e da estimativa inicial ocorreu para o canal 3, que apresentou na média do período um valor de 2.09°C enquanto que a menor diferença foi para o canal 2 de 0.41°C . Já o desvio da média desses valores foi maior para o canal 1 de 0.88 e o menor para o canal 15 de 0.39. Demais valores são apresentados na tabela 5.1.

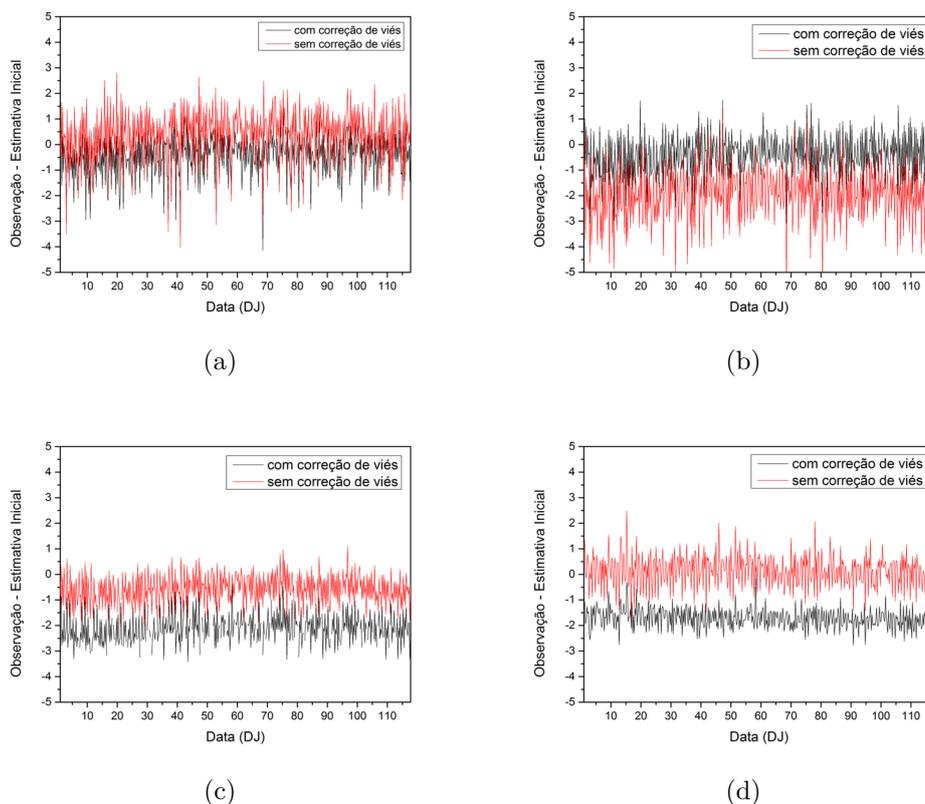


Figura 5.4 - Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 e a estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a América do Sul para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, para o canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (d).

Quanto às diferenças entre as temperaturas de brilho observada do satélite NOAA-15 após a correção de viés e da estimativa inicial, as regiões do Brasil apresentaram o mesmo comportamento que o da América do Sul, isto é, mostraram em média valores simulados maiores que os observados e a diferença entre eles é ampliada após a correção do viés para todos os canais, exceto para o canal 2. Todavia, as regiões NE e SE tiveram valores de temperatura de brilho simulada menores que observadas após correção de viés para os canais 1 e 2.

A diferença entre a observação do satélite NOAA-18 após correção de viés e a estimativa inicial foi maior no canal 3, na média 1.90°C ao longo do período. A correção de viés produziu uma redução na diferença entre a observação e a simulação para os todos os canais, exceto para o canal 15, muito embora essa diferença seja em média 1.27°C . As demais regiões do Brasil apresentaram o mesmo comportamento

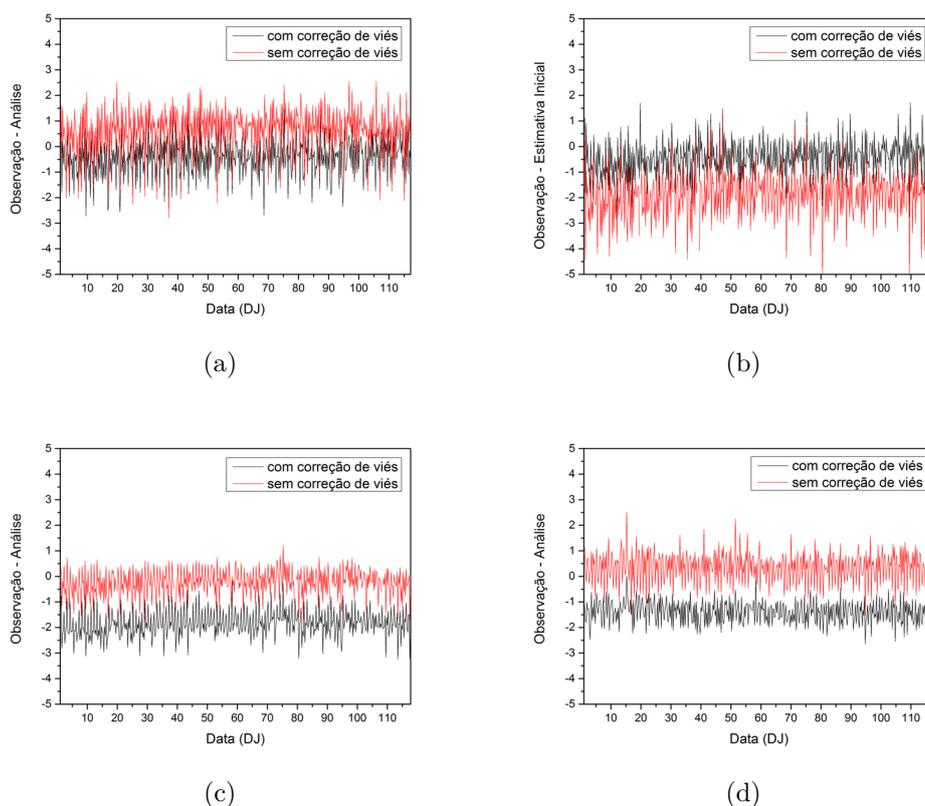


Figura 5.5 - Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 e a análise da temperatura de brilho sobre a América do Sul para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013, em (a) para o canal 1, em (b), para o canal 2, em (c) para o canal 3 e em (d) para o canal 15.

que a AS, no que diz respeito às diferenças entre a temperatura de brilho observada do satélite NOAA-18 e a simulada, ou seja, todas tiveram suas diferenças reduzidas após a correção de viés, exceto para o canal 15. Os valores de temperatura de brilho simulada em média foram maiores que os observados após correção de viés para todos os canais na AS. Mais estatísticas para o satélite NOAA-18 sobre a região da AS podem ser encontradas na tabela 5.2. Para as demais regiões o comportamento foi o mesmo, contudo, como as simulações para o NOAA-15, as regiões NE e SE apresentaram simulações com valores menores que as observações após correção de viés para o canal 1 e 2. Na Figura 5.6 pode-se observar os valores da estimativa inicial em relação à observação para a região Nordeste e Sudeste nos canais 1 e 2.

Com relação às temperaturas de brilho observada do satélite NOAA-19 e da estimativa inicial, a correção de viés ampliou diferença somente no canal 15 (Figura

Tabela 5.1 - Estatísticas médias para o satélite NOAA-15 durante o período de estudo sobre a AS.

NOAA-15 AS								
	omabc*		omanbc*		omfbc*		omfnbc*	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Canal 1	-0.48	0.78	0.61	0.94	-0.49	0.88	0.36	1.07
Canal 2	-0.43	0.74	-1.87	0.98	-0.41	0.84	-1.95	1.10
Canal 3	-1.85	0.52	-0.23	0.54	-2.09	0.57	-0.57	0.61
Canal 15	-1.40	0.44	0.35	0.61	-1.72	0.39	0.14	0.63

*omabc = observação - análise após correção de viés.

*omanbc = observação - análise sem correção de viés.

*omfbc = observação - estimativa inicial após correção de viés.

*omfnbc = observação - estimativa inicial sem correção de viés.

Tabela 5.2 - Estatísticas médias para o satélite NOAA-18 durante o período de estudo sobre a AS.

NOAA-18 AS								
	omabc		omanbc		omfbc		omfnbc	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Canal 1	-0.29	0.42	-1.06	0.40	-0.23	0.53	-1.15	0.49
Canal 2	-0.23	0.47	-1.89	0.50	-0.12	0.57	-1.80	0.58
Canal 3	-1.81	0.40	-2.12	0.40	-1.90	0.40	-2.36	0.42
Canal 15	-1.04	0.24	0.00	0.33	-1.27	0.28	0.00	0.36

Tabela 5.3 - Estatísticas médias para o satélite NOAA-19 durante o período de estudo sobre a AS.

NOAA-19 AS								
	omabc		omanbc		omfbc		omfnbc	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Canal 1	-0.20	0.28	-1.47	0.27	-0.20	0.41	-1.69	0.38
Canal 2	-0.18	0.30	-2.35	0.26	-0.14	0.45	-2.38	0.40
Canal 3	-1.70	0.22	-1.83	0.33	-1.88	0.26	-2.12	0.36
Canal 15	-0.70	0.21	0.34	0.23	-0.95	0.28	0.24	0.28

5.7), semelhante ao verificado com o satélite NOAA-18. Os valores da temperatura de brilho simulada em relação à observada após a correção de viés também seguem o mesmo padrão, tal como o satélite NOAA-18, para todas as regiões. A magnitude

das diferenças entre a observação após a correção de viés pelo sistema GSI e a estimativa inicial foi maior para o canal 3, na média do período de 1.88°C e menor para o canal 2 de 0.14°C . A distribuição temporal da diferença entre a temperatura de brilho observada do satélite NOAA-19 e da análise têm o mesmo comportamento das diferenças verificadas com a estimativa inicial (Figura 5.8). Mais informações estatísticas para o satélite NOAA-19 sobre a AS podem ser encontradas na tabela 5.3.

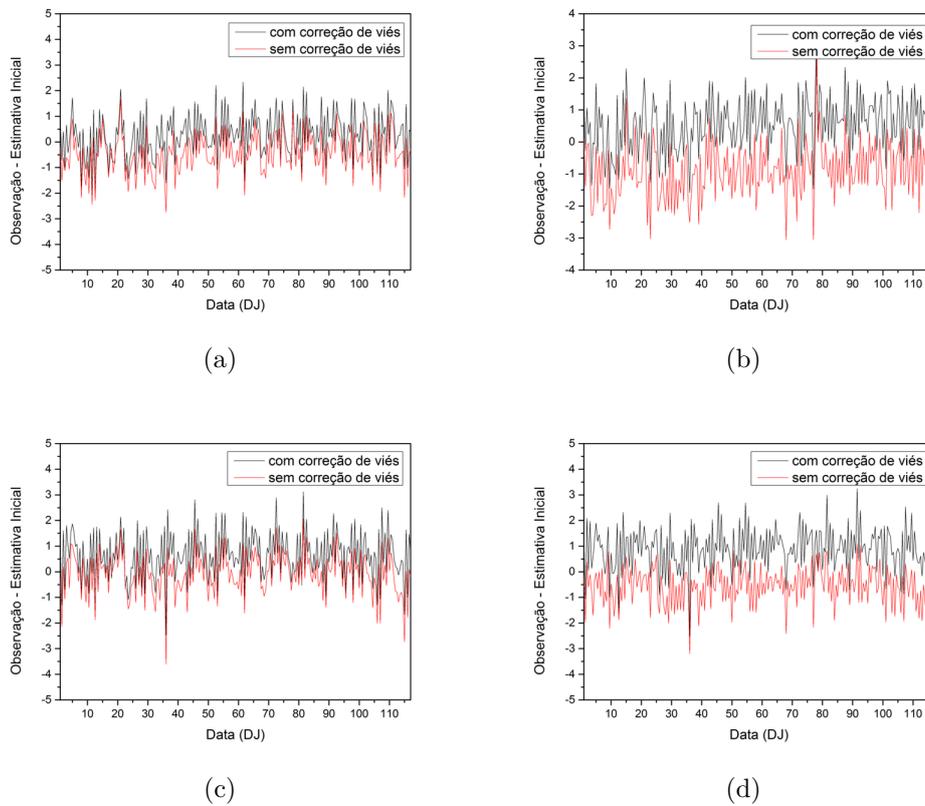
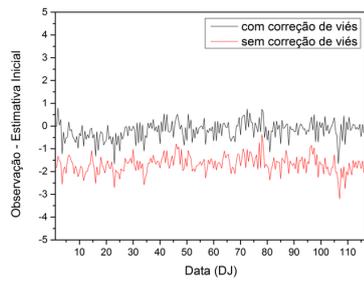
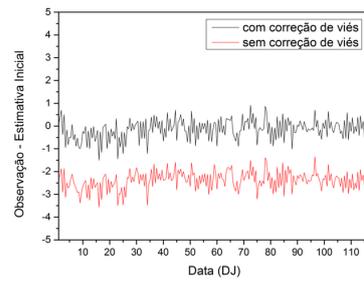


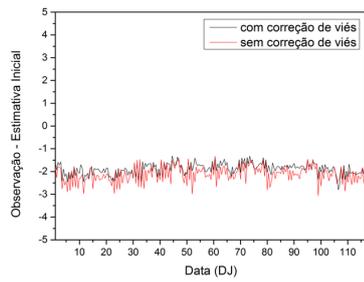
Figura 5.6 - Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-18 e a estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a região Nordeste do Brasil em (a) canal 1, e (b) canal 2, e região Sudeste do Brasil em (c) canal 1 e (d) canal 2. Para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013.



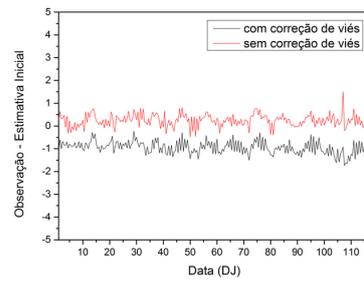
(a)



(b)

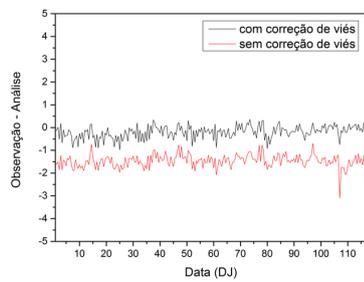


(c)

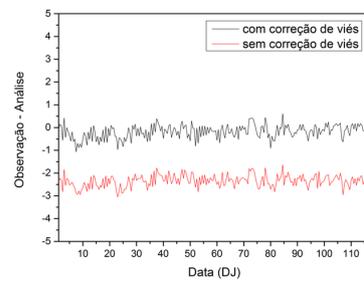


(d)

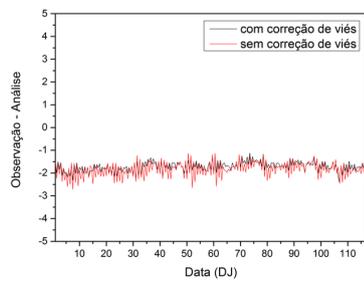
Figura 5.7 - Idem Figura 5.4, mas para o satélite NOAA-19.



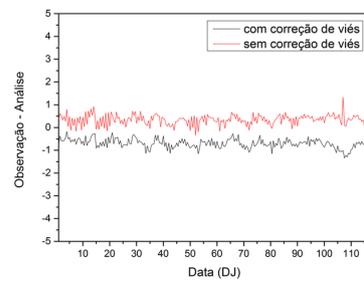
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 5.8 - Idem Figura 5.5, mas para o satélite NOAA-19.

Uma particularidade destas análises, é que o aumento nos valores das diferenças entre as temperaturas de brilho simulada e observada após a correção de viés conforme verificado para o satélite NOAA-15 nos canais 1, 3 e 15; e para os satélites NOAA-18 e NOAA-19 no canal 15, não se verifica com a introdução dos dados do oceano na região da AS (Figura 5.9). Assim, a amplificação das diferenças entre simulações e observações após correção de viés ficaram restringidas às áreas continentais.

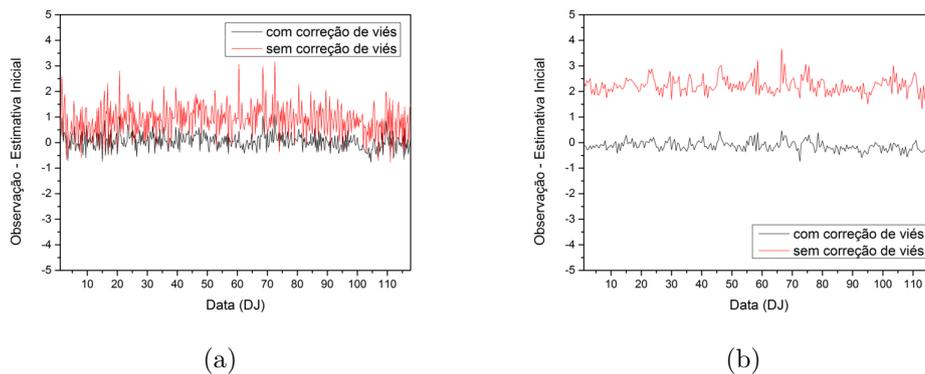


Figura 5.9 - Distribuição temporal da diferença média entre as observações do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15, canal 1 em (a) e do satélite NOAA-18, canal 15 em (b) com o acréscimo dos dados de radiação sobre o oceano sobre a região da AS para o período de 01 de janeiro às 00Z até 30 de abril às 18Z no ano de 2013.

5.1.3 Da Temperatura de Brilho Simulada

O gráfico de dispersão da temperatura de brilho simulada contra a temperatura de superfície da terra prognosticada pelo modelo de superfície SSiB forneceu uma ferramenta de visualização quanto à resposta do modelo de transferência radiativa à estimativa inicial fornecida pelo modelo de PNT. Sobre a AS o conjunto de dados para os três satélites apresentaram concordância, muito embora alguns tenham apresentado uma dispersão maior (Canal 1 e 2 do NOAA-18). A Figura 5.10 mostra o comportamento para os três satélites no canal 2, o qual se torna linear à medida que os pontos se alinham paralelamente à reta $Y' = X'$.

Quanto às demais regiões: AM, CO, SE, NE e SUL os três satélites também apresentaram concordância, apesar de que cada região tem um comportamento diferente (Figura 5.11).

A estimativa inicial da temperatura de brilho (na ordenada) quando comparada

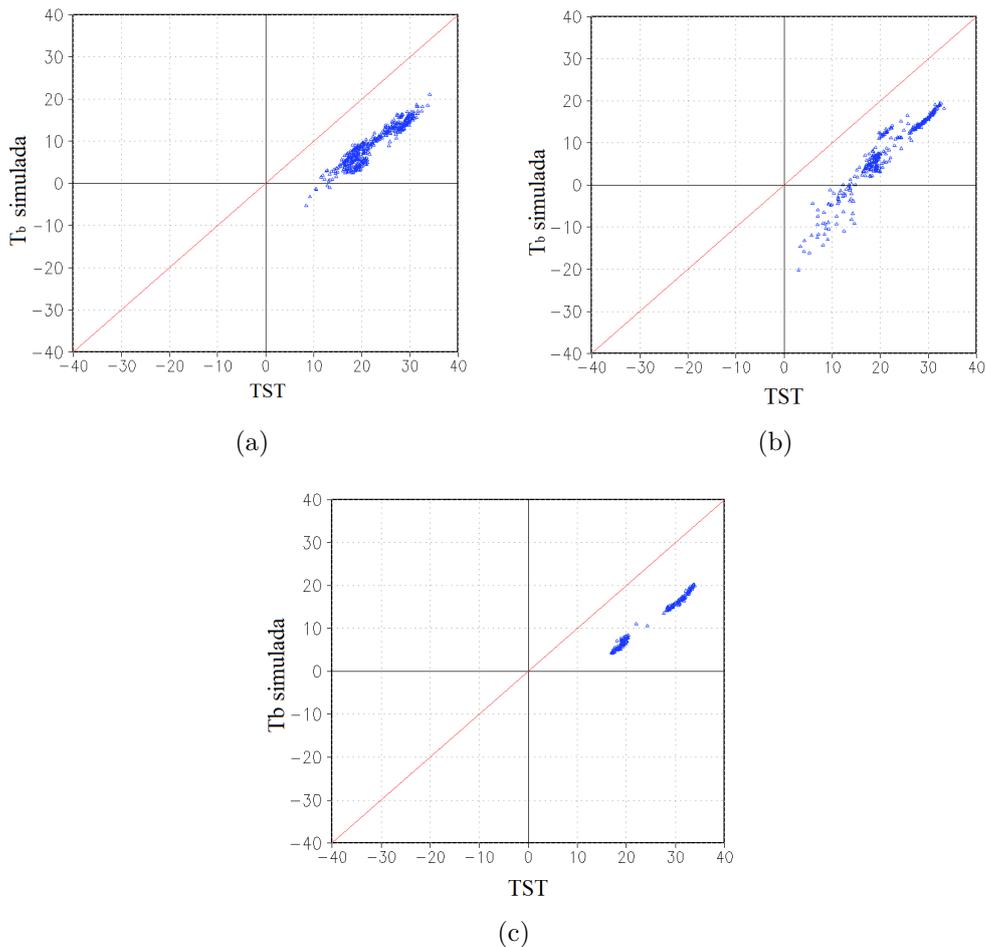


Figura 5.10 - Estimativa inicial da temperatura de brilho no canal 2 (T_b simulada) versus TST em $^{\circ}\text{C}$ para os satélites: (a) NOAA-15, (b) NOAA-18 e (c) NOAA-19. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$.

ao produto entre emissividade e a temperatura da superfície da terra (na abscissa) apresentou um melhor ajuste linear, conforme mostrado na Figura 5.12 para a região da AS e satélite NOAA-15 para todos os canais sensíveis à superfície. Nesses casos, esta comparação mostra que o primeiro termo da equação da temperatura de brilho é o que fornece maior contribuição, no mínimo para uma transmitância alta. Por conseguinte, os dois últimos, os quais dizem respeito à emissão da radiação através da atmosfera, estão em equilíbrio e sua contribuição é pequena. Esses resultados concordam com os encontrados em Zheng et al. (2012).

Adicionalmente, a transmissividade através da atmosfera também exerce um papel importante (ENGLISH, 2008). Assim, para os canais 3 e 15 dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 as diferenças verificadas entre os valores na ordenada e na abscissa, podem ser justificadas por esse parâmetro. English (2008) classificou os erros das análises da

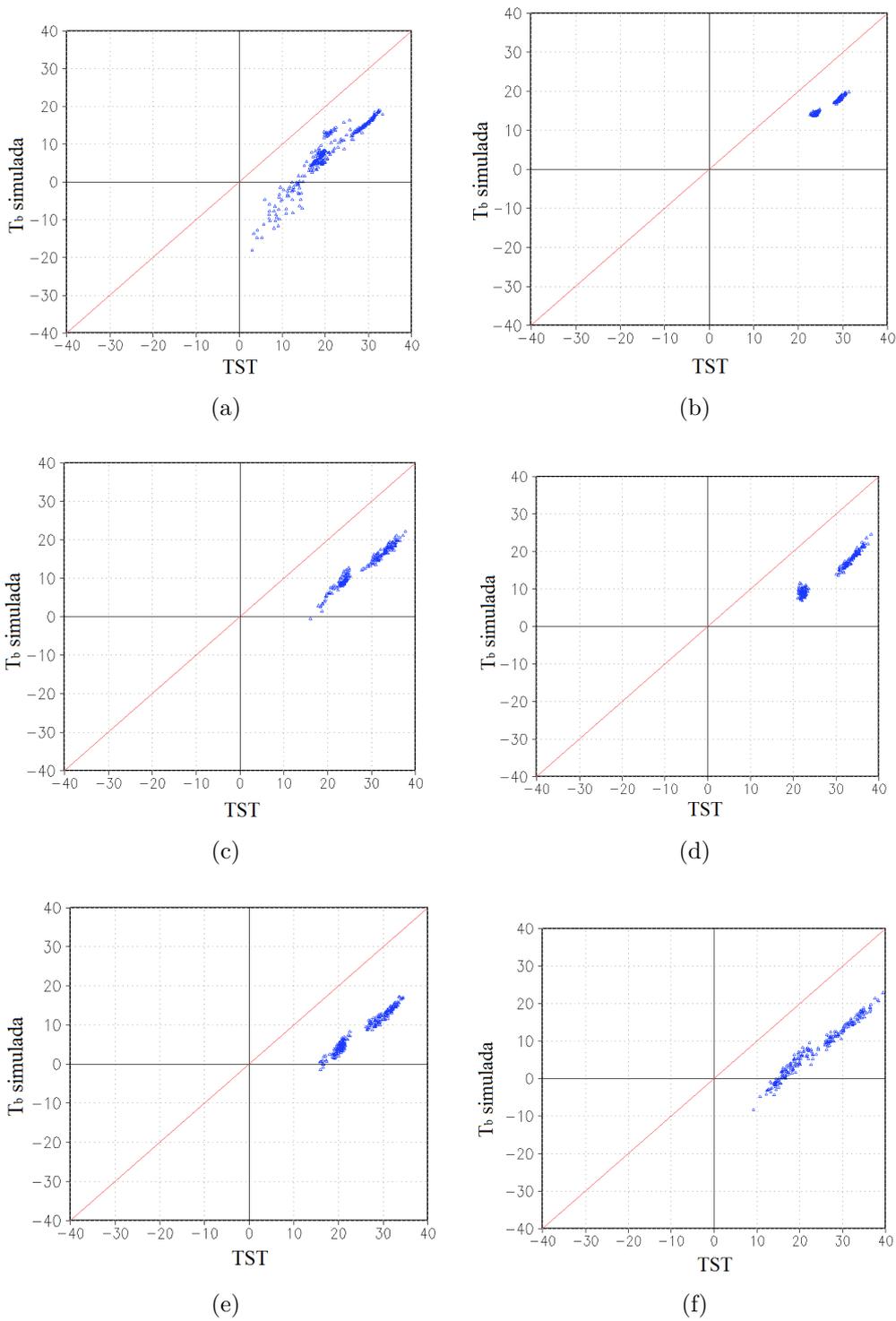


Figura 5.11 - Estimativa inicial da temperatura de brilho (T_b simulada) versus a TST em $^{\circ}\text{C}$ para o satélite NOAA-18, canal 1, em: (a) AS, (b) AM, (c) CO, (d) NE, (e) SE e (f) SUL. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$.

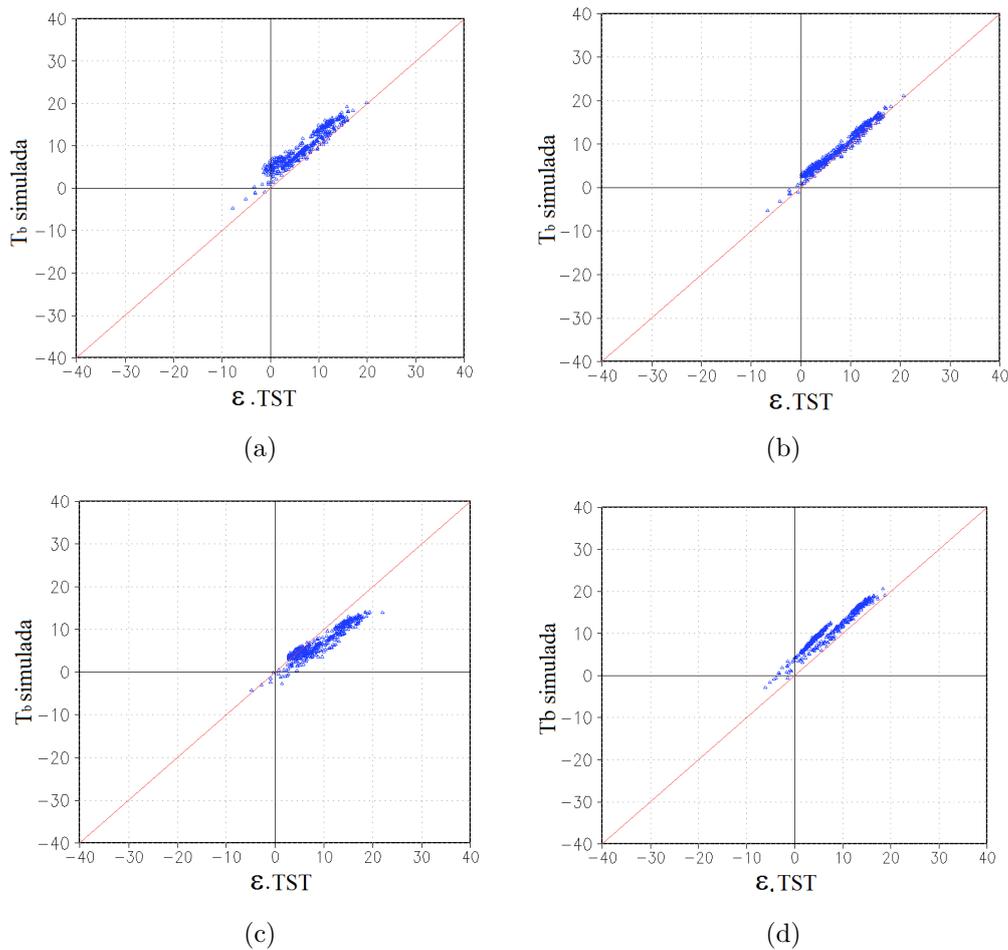


Figura 5.12 - Estimativa inicial da temperatura de brilho sobre a região da AS para o satélite NOAA-15 (T_b simulada) versus ϵ .TST: (a) Canal 1; (b) Canal 2; (c) Canal 3; (d) Canal 15. ϵ .TST, é o produto entre a emissividade e a temperatura da superfície da terra. A linha que cruza os eixos é a reta $Y' = X'$.

temperatura de brilho no sensor AMSU-A com base nos valores da transmitância. Quando a transmitância é baixa, os erros significativos na temperatura de brilho provêm grande parte dos erros temperatura da superfície da terra; quando é alta, os erros da emissividade da superfície também contribuem.

A Figura 5.13 apresenta casos onde se verificou uma maior dispersão dos dados com relação a curva $Y' = X'$. Em particular, para o satélite NOAA-19 no canal 15 o distanciamento à curva esteve concentrado no conjunto de valores de temperatura de brilho inferior a 10°C (Figura 5.13(c)). No geral, a relação foi estabelecida em todos os satélites. Todavia, a melhor concordância foi verificada com o satélite NOAA-15 no canal 2 e a pior com o satélite NOAA-15 no canal 15, conforme as estatísticas

apresentadas na Tabela 2, com a relação Y/X e a raiz do erro quadrático médio. A Tabela inclui os valores das radiâncias simuladas para a estimativa inicial e a análise e, conforme verificado, os valores diferem nesses dois casos. Isso se deve a perda de dados devido ao processo de controle de qualidade, à seleção dos dados observados a qual diminui a amostragem.

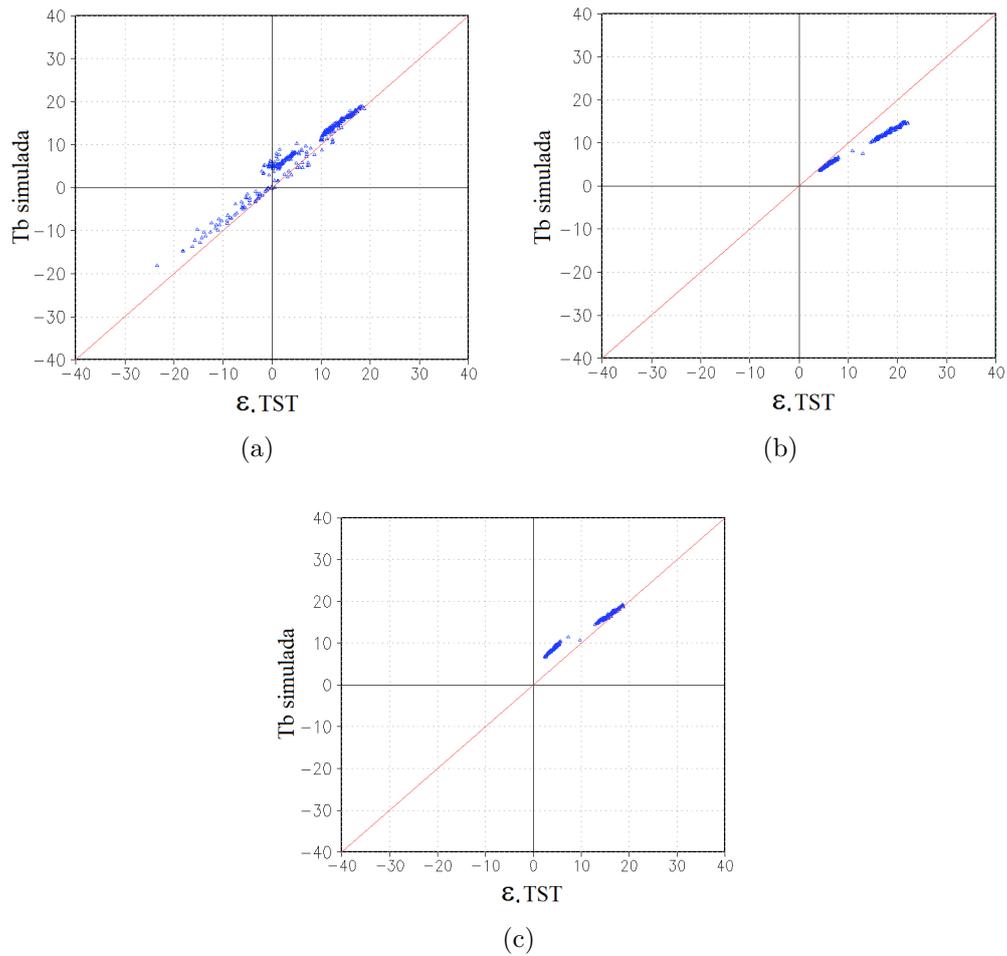


Figura 5.13 - Idem a Figura 5.12: (a) NOAA-18, canal 1; (b) NOAA-19, canal 3; (c) NOAA-19, canal 15.

Tabela 5.4 - Estatísticas médias durante o período de estudo na AS.

Correção na observação	Satélite														
	NOAA-15				NOAA-18				NOAA-19						
	ges	ges	ges	anl	ges	ges	ges	anl	ges	ges	ges	anl			
SCV	CCV	CQ	CQ	SCV	CCV	CQ	CQ	SCV	CCV	CQ	CQ	SCV	CCV	CQ	
\bar{Y}	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01
RMSE	3,18	4,24	4,61	5,47	2,85	2,20	3,18	3,68	2,69	1,62	1,81	2,70	1,62	1,81	2,70
\bar{Y}	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00
RMSE	1,52	0,92	2,10	1,52	1,40	1,17	2,87	2,52	1,27	1,43	2,56	1,71	1,43	2,56	1,71
\bar{Y}	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
RMSE	2,89	1,85	1,99	2,21	3,96	4,66	4,62	4,15	4,03	3,95	4,26	3,78	3,95	4,26	3,78
\bar{Y}	1,01	1,02	1,02	1,03	1,01	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,02	1,02	1,01	1,01	1,02
RMSE	3,67	6,92	6,44	7,57	3,48	4,96	5,30	6,15	3,28	4,46	4,92	6,13	3,28	4,46	4,92

* \bar{X} representa o produto entre a emissividade e temperatura da superfície terrestre * \bar{Y} representa a temperatura de brilho simulada
 *SCV : sem correção de viés para observações de satélite e antes do controle de qualidade *CCV : com correção de viés para observações de satélite e antes do controle de qualidade *CQ : com controle de qualidade após correção de viés para observações de satélite

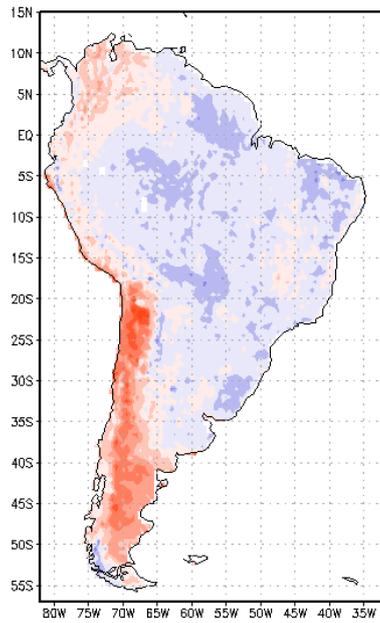
5.2 Investigação dos erros sistemáticos da TST prognosticada pelo modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA

Esta seção apresenta a investigação dos erros sistemáticos da estimativa inicial da temperatura da superfície terrestre proveniente do modelo de superfície SSiB. Estes erros são identificados a partir de dois conjuntos de dados e para períodos diferentes. O primeiro conjunto de dados é proveniente do MODIS e é utilizado para investigar o viés da temperatura da superfície terrestre para o período de Janeiro a Abril de 2013, período do experimento EXP_CIR, em que as radiâncias nos canais sensíveis à superfície do sensor AMSU-A dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 foram inseridas no sistema. O segundo conjunto de dados, provenientes do Imageador do GOES, é utilizado para inferir o viés da TST para Janeiro de 2014. Período incluído no experimento EXP_CTRL. A partir deste segundo conjunto de dados, pode-se investigar o viés da estimativa inicial da TST para às 3, 6 e 9h de previsão a partir das condições iniciais das 00 e 12Z. Uma vez que, são os horários sinóticos importantes e estes dados estiveram disponíveis. Estas análises foram feitas a partir de uma média mensal.

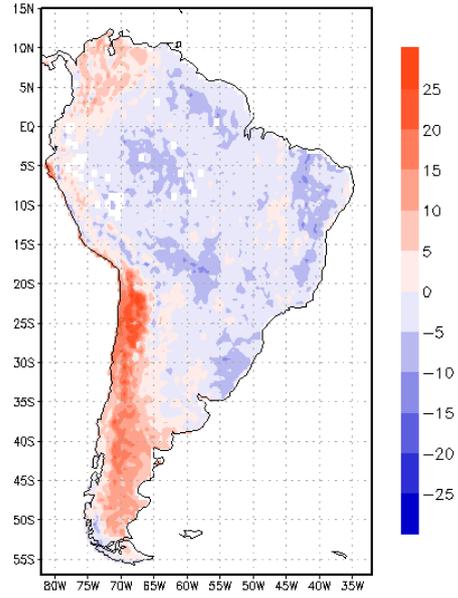
5.2.1 A partir dos dados do MODIS

A Figura 5.14 mostra a distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra recuperada do MODIS e da estimativa inicial do modelo MCGA (O-F) para o mês de janeiro de 2013 em (a), fevereiro em (b), março em (c) e abril em (d). Valores negativos indicam que o modelo está superestimando a temperatura da superfície terrestre, ou seja, têm um viés quente, enquanto valores positivos estão associados à subestimativa dessa variável, viés frio. Na região da Cordilheira dos Andes, o modelo está subestimando a TST e as diferenças entre observação e modelo podem chegar a -20°C . Também observa-se uma subestimativa na Colômbia, porém menos significativa. Sobre o Brasil, em Janeiro, o modelo está superestimando a TST, apresentando um viés quente mais intenso em regiões como o Nordeste, Sul, Centro-Oeste e Amazônia.

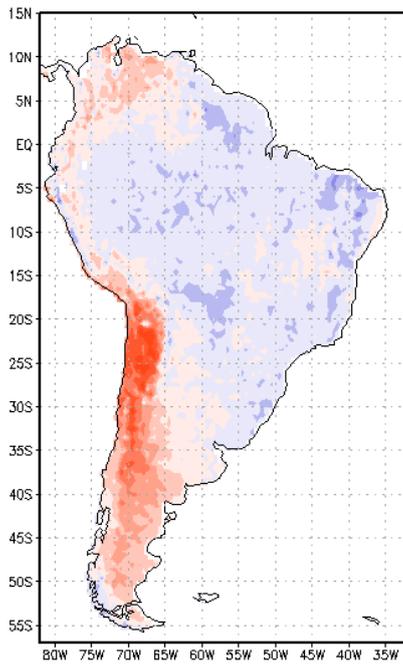
Para o mês de Fevereiro de 2013 um comportamento muito semelhante ao de Janeiro de 2013 é encontrado, e em Março o viés quente sobre as regiões mencionadas começa a perder sua intensidade. Sobre a Cordilheira dos Andes o modelo subestima a TST para os 4 meses analisados e isto pode estar relacionado com sua topografia que pode chegar a 5000m (Figura 4.2), e a vegetação que cobre a região, que possui uma fração de cobertura vegetal pequena (Figura 4.3).



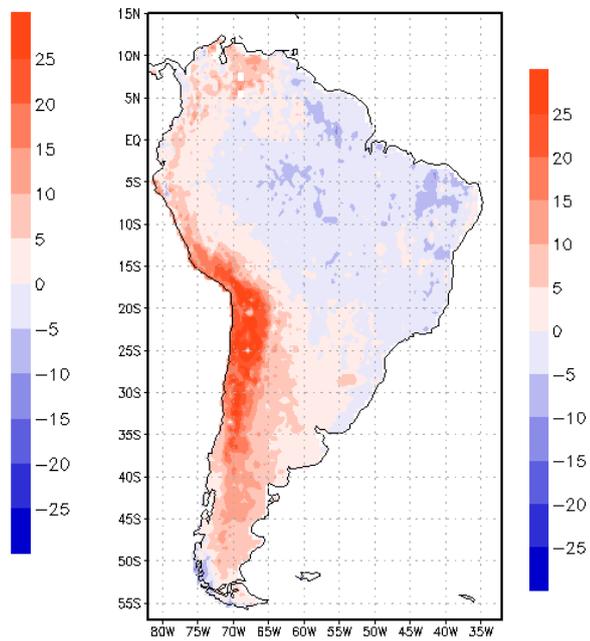
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 5.14 - Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do MODIS e do modelo SSiB às 13Z para o ano de 2013 em: (a) Janeiro, (b) Fevereiro, (c) Março e (d) Abril.

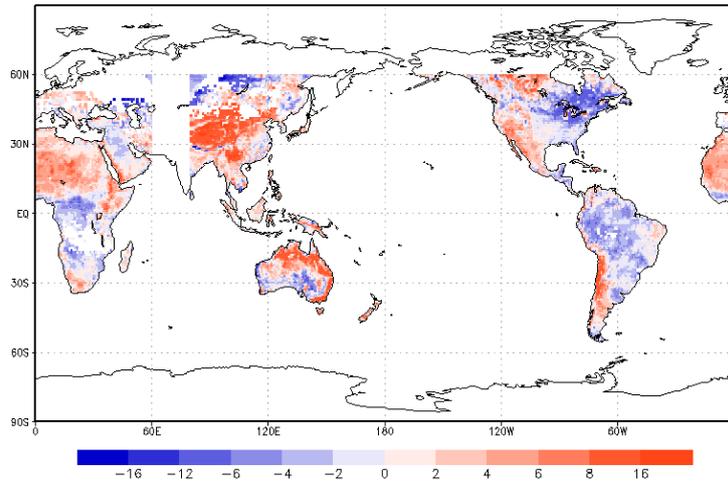
5.2.2 A partir dos dados do Imageador do GOES

A partir da condição inicial das 00Z (Figura 5.15), as estimativas iniciais de TST investigadas foram das 03, 06 e 09Z que correspondem às 3, 6 e 9h de previsão. Com base nessas estimativas iniciais observou-se uma subestimativa do modelo SSiB em relação aos dados do GOES, persistente para as três previsões na região do Himalaia, esta subestimativa teve maior intensidade às 03Z. O mesmo comportamento foi observado para a região Sudoeste da América do Norte e para a Cordilheira dos Andes, porém nessas regiões o viés frio é noturno, enquanto que no Himalaia é diurno. Este viés frio da temperatura da superfície da terra do modelo está relacionada a um viés frio da temperatura de brilho simulada nessas regiões.

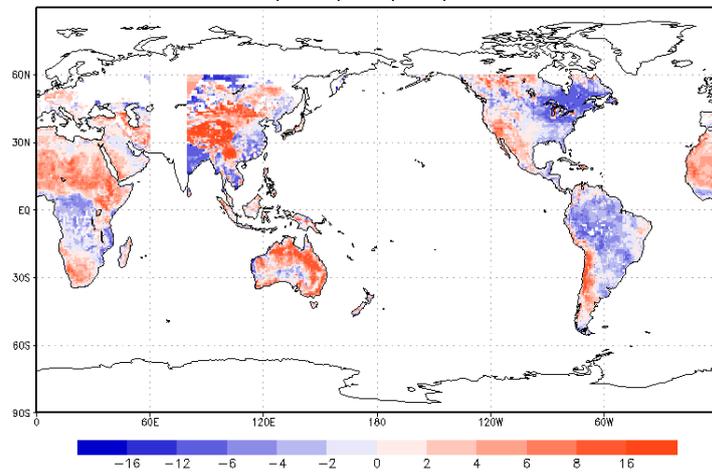
Trigo e Viterbo (2003) encontraram um viés frio da temperatura de brilho simulada pelo modelo de transferência radiativa RTTOV do modelo operacional do ECMWF quando comparado com observações do satélite Metosat-5 para o período de 15 dias em Fevereiro de 2001 sobre o Himalaia, e este viés frio estava fortemente ligado a subestimativa da temperatura da superfície da terra nessa região, que a noite chegou em até 10K.

Sobre a Oceania, encontra-se um viés frio ao Norte e Leste às 03Z, enquanto que ao Sul, existe um viés quente. Esse viés quente vai enfraquecendo até mudar completamente o sinal e as 09Z toda região da Oceania têm sua TST subestimada pelo modelo. A estimativa inicial das 03Z também subestima a TST na região Norte da África, essa subestimativa é intensificada as 06 e 09Z, bem como acontece no Sul da África. Já na região Central do continente Africano, o modelo superestima a TST para as três estimativas iniciais, apesar de que, esse viés quente apresenta pouca intensidade às 09Z. Outro viés quente é encontrado na porção Leste da América do Norte e com mesma intensidade para todas as estimativas iniciais. Trigo e Viterbo (2003) também encontraram superestimativas na região central da África, mas para a da temperatura de brilho simulada em Fevereiro de 2001.

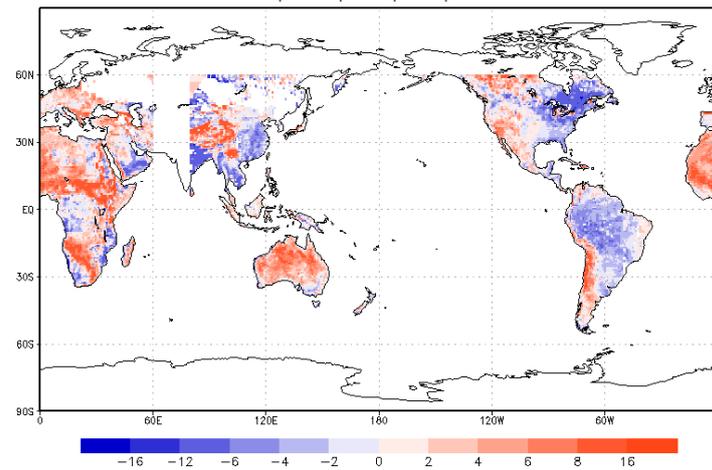
Uma inversão no sinal do viés é observada na região Sul da Ásia, que compreende a Índia e Tailândia, nessas regiões às 03Z observou-se um viés quente e as estimativas iniciais das 06 e 09Z um viés frio.



(a)



(b)



(c)

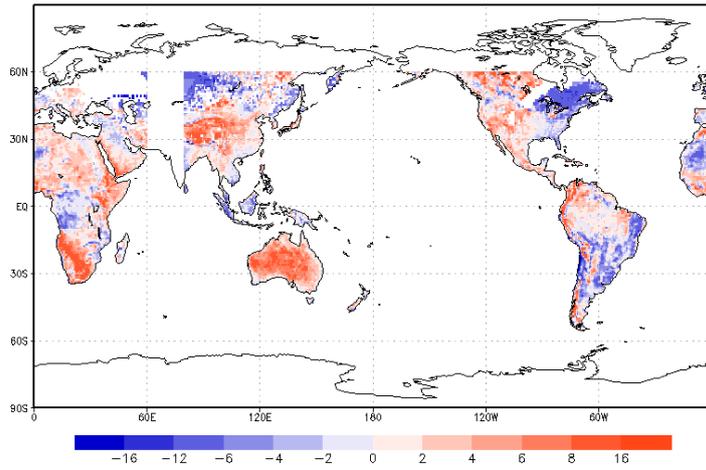
Figura 5.15 - Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do GOES e do modelo SSiB a partir da condição inicial das 00Z para Janeiro de 2014. Em (a) 03Z, (b) 06Z e (c) 09Z.

A partir da condição inicial das 12Z, figura 5.16, as estimativas iniciais de TST investigadas foram das 15, 18 e 21Z que correspondem às 3, 6 e 9h de previsão. Estas estimativas iniciais subestimaram a TST sobre o Himalaia e a Oceania, esse viés frio teve maior intensidade às 21Z. Para todos horários de previsão também houve subestimativas para as previsões no Sudoeste da América do Norte, onde o viés teve maior intensidade às 15Z.

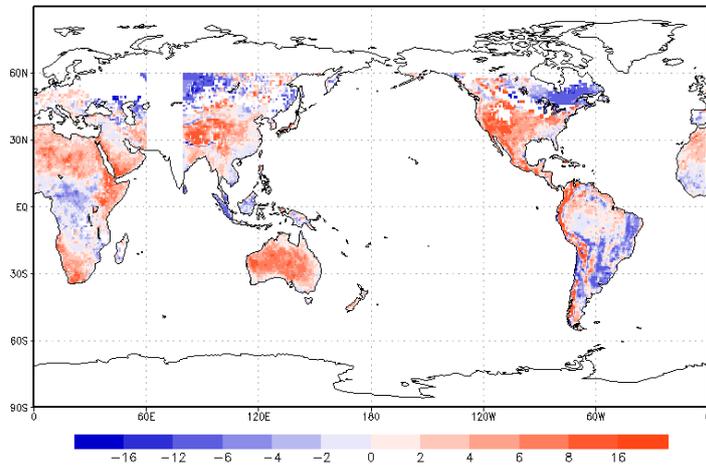
Na região da Cordilheira dos Andes, Leste da América do Norte, Centro e Costa Leste da América do Sul, observaram-se superestimativas às 15 e 18Z. Este viés quente é desintensificado às 21Z e praticamente é inexistente nos Andes e Costa Leste da América do Sul. Sobre o Norte e Sul da África as estimativas iniciais apresentaram subestimativas, com maior intensidade às 15Z para a região Sul e 21Z para a Norte. No centro do continente africano podem ser encontradas superestimativas para os 3 horários analisados, com intensidade maior as 15Z.

Uma inversão no sinal do viés pode ser identificada na região da Amazônia e Noroeste da África, onde havia um viés frio e quente às 15Z tornam-se um viés quente e frio às 21Z respectivamente. No geral, foram encontradas subestimativas do modelo SSiB em prognosticar a TST em regiões consideradas desérticas como no Himalaia, semidesérticas como a Oceania, em regiões de caatinga como os Andes e Sudoeste Americano. Já superestimativas são encontradas em regiões onde a fração de cobertura vegetal é maior, tais como onde o modelo considera floresta tropical como a Amazônia, floresta boreal na porção leste da América do Norte.

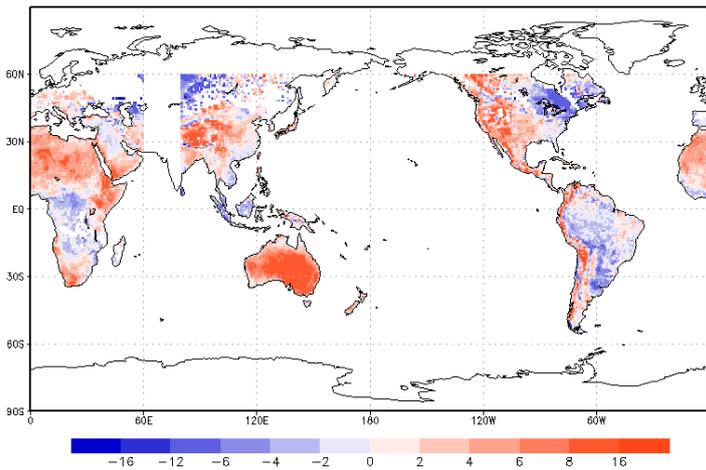
Com base nestas análises, é possível inferir que os erros sistemáticos da temperatura da superfície terrestre possuem um comportamento diferente dependendo das regiões e horários investigados. Conseqüentemente, isso implica no número de observações de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre assimiladas.



(a)



(b)



(c)

Figura 5.16 - Distribuição espacial da diferença entre a temperatura da superfície da terra do GOES e do modelo SSIb a partir da condição inicial das 12Z para Janeiro de 2014. Em (a) 15Z, (b) 18Z e (c) 21Z.

5.3 Impacto da nova TST no sistema de assimilação de dados

Nesta seção são apresentados e discutidos os resultados a cerca da nova temperatura da superfície terrestre, ou seja, após a aplicação da metodologia de correção de viés para esta variável. É analisada a quantidade de observações dos canais sensíveis à superfície terrestre assimiladas pelo sistema numa visão global. Da mesma forma, são discutidas as diferenças entre as observações proveniente dos satélites NOAA-15, NOAA-18 e NOAA-19 e os valores de temperatura de brilho simulados pelo MTR a partir dos campos da estimativa inicial (O-F) e análises (O-A).

5.3.1 Distribuição temporal da quantidade de observações assimiladas

5.3.1.1 Sobre os continentes

Após a correção do viés da TST, pode-se observar que o número de observações assimiladas pelo sistema GSI no experimento EXP_CCB em comparação com o experimento EXP_CTRL variam conforme o horário analisado (00, 06, 12 e 18Z), e conforme o satélite.

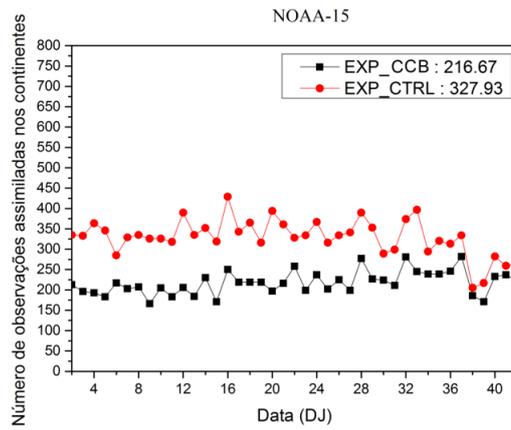
Para o horário das 00Z, para os canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A a bordo dos satélites NOAA-15, NOAA-18 e NOAA-19 pode-se perceber que, durante o período analisado, o experimento EXP_CTRL apresentou um número maior de observações assimiladas em relação ao experimento EXP_CCB. Entretanto ao longo do período essa diferença é reduzida, ou seja, o experimento EXP_CCB começa com um número inferior de observações assimiladas e praticamente alcança o experimento EXP_CTRL no final do período de estudo, em alguns casos ainda, o EXP_CCB apresenta uma quantidade superior ao experimento EXP_CTRL ao fim do período, como é o caso para as observações do satélite NOAA-19 (Figura 5.17(c)).

Para às 06 (Figura 5.18) e 18Z o contrário pode ser identificado, o experimento EXP_CTRL apresenta uma quantidade de observações assimiladas inferior ao experimento EXP_CCB. Este comportamento é análogo para todos os três satélites analisados. Nesse caso, uma divergência entre as curvas EXP_CTRL e EXP_CCB é identificada no final do período.

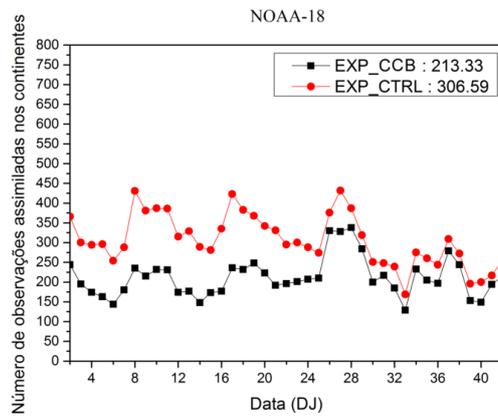
Por outro lado às 12Z, o número de observações assimiladas no experimento EXP_CCB é superior ao do experimento EXP_CTRL para os dados provenientes do satélite NOAA-15 (Figura 5.19), e canal 15 do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-18. Para os demais canais e satélites, em que o número de dados assimilados

pelo experimento EXP_CCB é inferior ao experimento EXP_CTRL, percebe-se um desempenho semelhante ao das 00Z, onde as curvas EXP_CTRL e EXP_CCB ao final do período convergem.

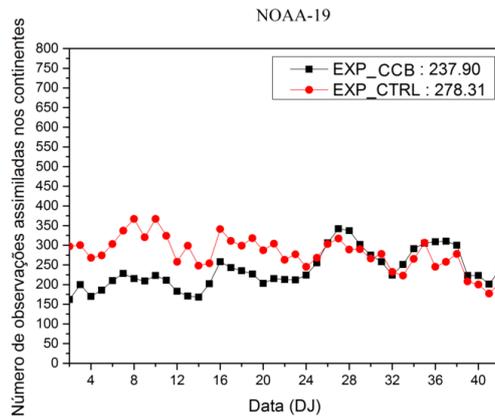
Para todos os satélites, o canal que apresenta uma maior número de dados assimilados pelo sistema GSI é o canal 3. Isto também foi verificado no primeiro experimento em que as radiâncias dos canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 foram adicionadas ao sistema G3DVar.



(a)

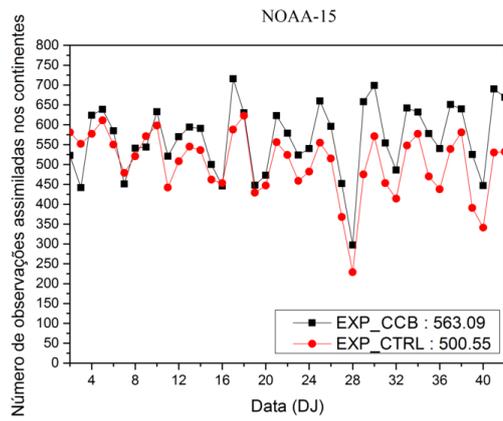


(b)

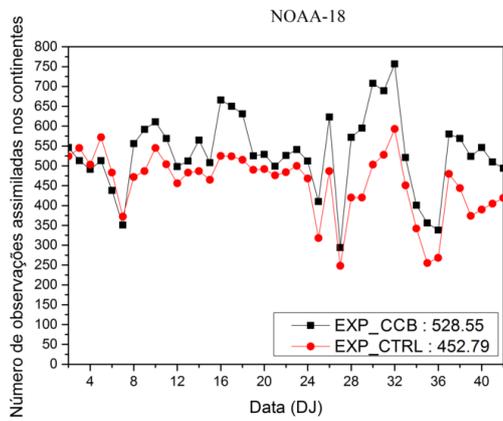


(c)

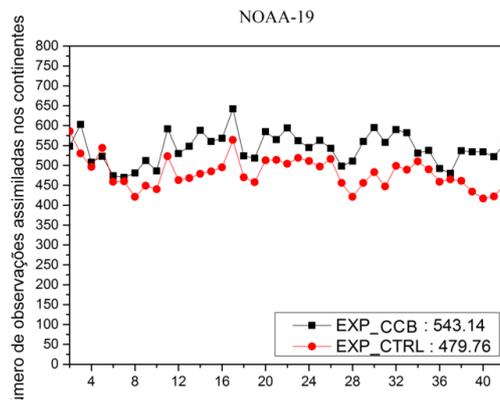
Figura 5.17 - Distribuição temporal do número de observações assimiladas pelo GSI sobre os continentes às 00Z no canal 2 do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 em (a), NOAA-18 em (b) e NOAA-19 em (c).



(a)



(b)



(c)

Figura 5.18 - Idem Figura 5.17, mas para às 06Z e canal 3.

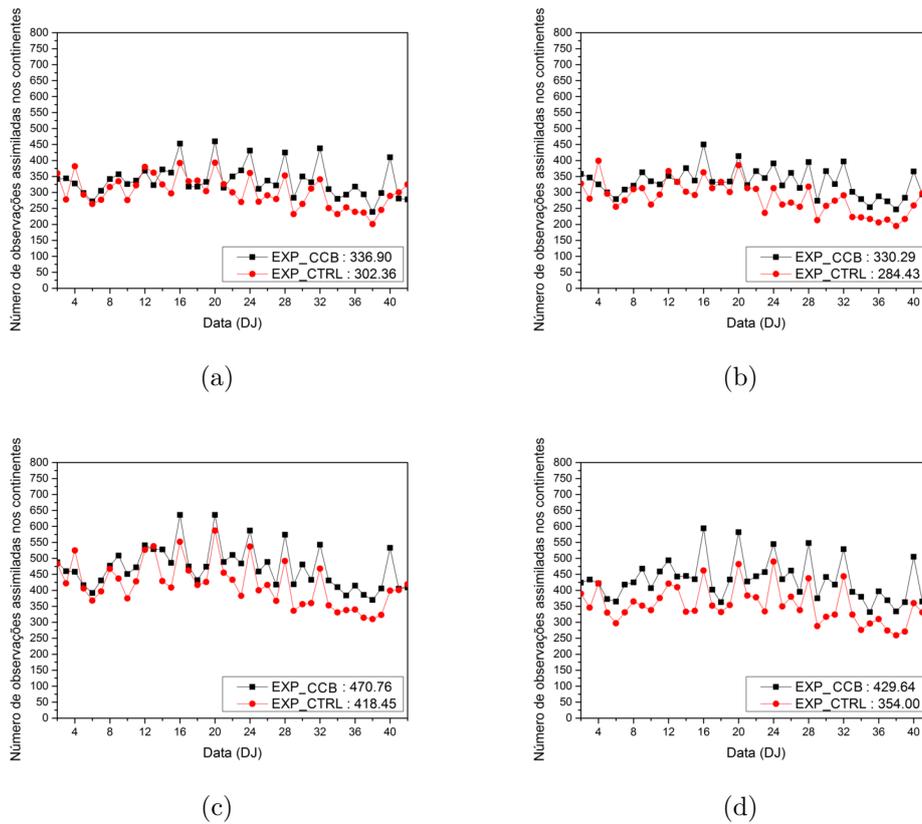


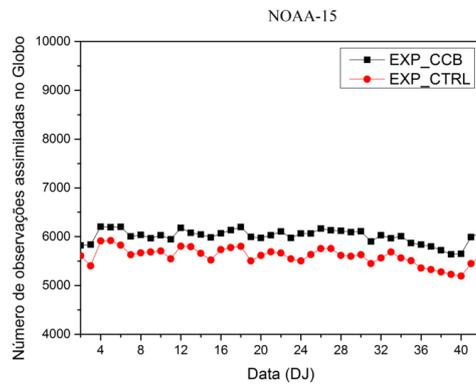
Figura 5.19 - Idem Figura 5.17, mas para às 12Z e satélite NOAA-15, canal 1 em (a), canal 2 em (b), canal 3 em (c) e canal 15 em (c).

5.3.1.2 Sobre os continentes e oceanos adjacentes

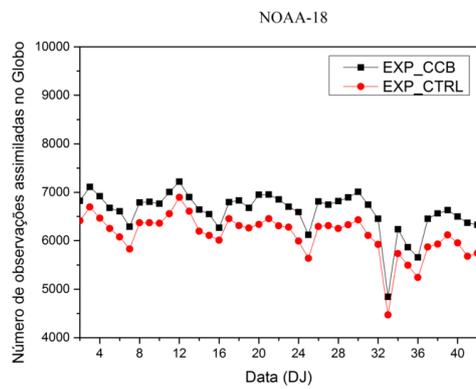
Considerando todas as observações dos canais sensíveis à superfície terrestre assimiladas no sistema, sobre o continente e oceano, pode-se notar um número superior de observações ingeridas pelo sistema GSI no experimento EXP_CCB com relação ao experimento EXP_CTRL (Figura 5.20). Este desempenho é pariforme para todos os três satélites e em todos os horários analisados.

5.3.2 Intercomparação da distribuição espacial das observações assimiladas

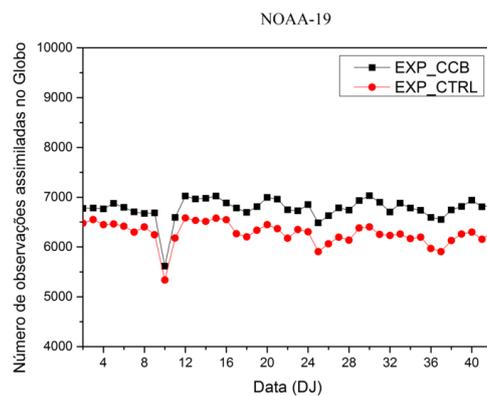
Para esta análise foi escolhido um dia aleatório dentre o período dos experimentos EXP_CTRL e o EXP_CCB, para confrontar o número de observações assimiladas espacialmente sobre os continentes para os dois experimentos, esse dia correspondeu ao 31 de Janeiro de 2014. Também foram avaliadas diferentes regiões, tal como o Norte da África, os Estados Unidos, a Oceania, e por fim, a América do Sul. Para a



(a)



(b)



(c)

Figura 5.20 - Distribuição temporal do número de observações assimiladas sobre os continentes e oceanos às 00Z para o canal 1 do sensor AMSU-A a bordo dos satélites NOAA-15 em (a), NOAA-18 em (b) e NOAA-19 em (c).

seleção dos horários para os diferentes satélite, foi utilizado auxílio das figuras 3.1, 3.2 e 3.3.

Sobre a Norte da África, o satélite NOAA-15 (Figura 5.21) às 06Z possui um número superior de observações assimiladas no experimento EXP_CCB para todos os canais, porém a diferença entre a temperatura de brilho observada e simulada na média dos pontos foi maior que o EXP_CTRL, bem como o desvio padrão para os canais 3 e 15. Às 12Z, os canais 1 e 2 do sensor AMSU-A a bordo dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 apresentaram desempenho inferior para o experimento EXP_CCB. Para os canais 3 e 15 o contrário é válido, porém, de maneira geral observou-se médias e desvio padrão para as diferenças entre a temperatura de brilho observada e simulada maiores para o EXP_CCB. Às 00Z as observações do satélite NOAA-19 foram assimilada em maior quantidade para o experimento EXP_CCB para os canais 2 e 15, a média e desvio padrão destes pontos também mostram-se maiores para o EXP_CCB.

Sobre os Estados Unidos, às 00Z o experimento EXP_CCB teve uma menor quantidade de dados assimilados pelo sistema GSI para os satélites NOAA-15 e NOAA-18 em todos os canais, porém a diferença entre a temperatura de brilho observada e simulada para os pontos foi menor que do experimento EXP_CTRL. Às 12Z as observações destes satélites também fora assimiladas em maior número pelo experimento EXP_CTRL. A figura 5.22 refere-se aos pixels assimilados para o canal 3 do satélite NOAA-15 às 00Z para os experimentos EXP_CTRL e EXP_CCB.

NOAA 15 Canal 1 (O-F) Temperatura de Brilho (K)

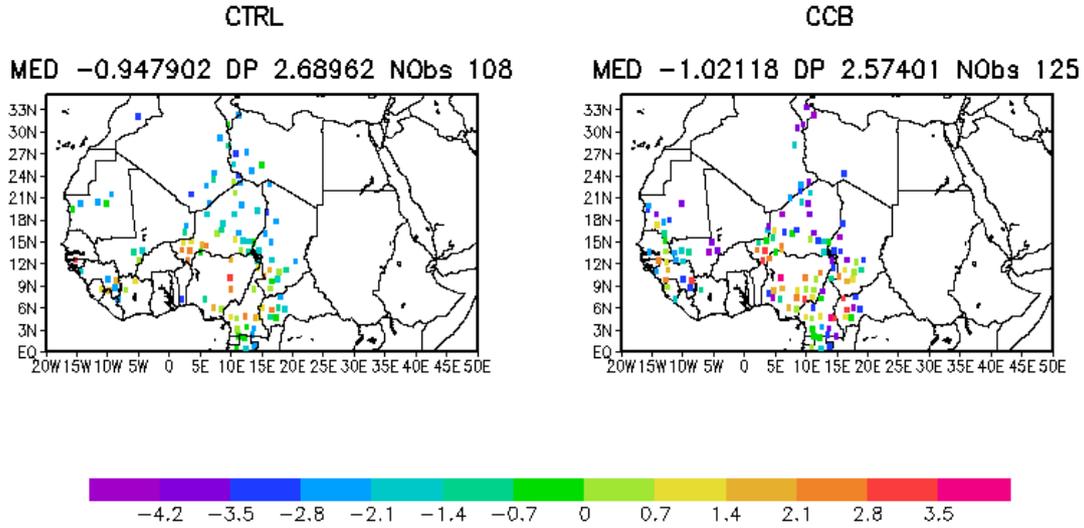


Figura 5.21 - Distribuição espacial dos *pixels* assimilados pelo GSI sobre a região Norte da África: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 1 do satélite NOAA-15 às 06Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).

NOAA 15 Canal 3 (O-F) Temperatura de Brilho (K)

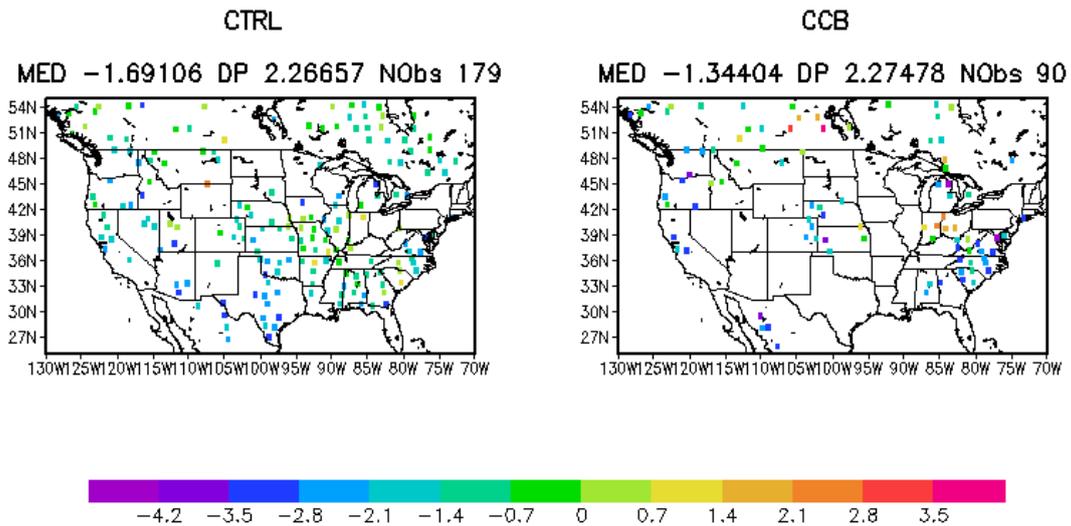


Figura 5.22 - Idem 5.21 porém para a região dos Estados Unidos e canal 3 do satélite NOAA-15 às 00Z.

Na região da Oceania, o número de observações assimiladas pelo experimento EXP_CCB foi superior para às 18Z para os satélites NOAA-15, NOAA-18 e NOAA-19 (Figura 5.23) em todos os canais, em média a diferença entre a temperatura de brilho observada e simulada foi maior que a do experimento EXP_CTRL para todos os canais do NOAA-15 e NOAA-18 e 3 e 15 do satélite NOAA-19, já do desvio padrão foi maior para os canais 1 e 2 do satélite NOAA-18 e 2, 3 e 15 do satélite NOAA-19. Às 06Z o experimento EXP_CCB assimilou mais dados para todos os canais do NOAA-18 e o canal 1 do satélite NOAA-19. A média dos pontos assimilados da diferença entre o observado e simulado foi maior no EXP_CCB para os canais 1, 3 e 15 do satélite NOAA-18 e 3 e 15 do satélite NOAA-19, o desvio padrão também apresentou-se maior.

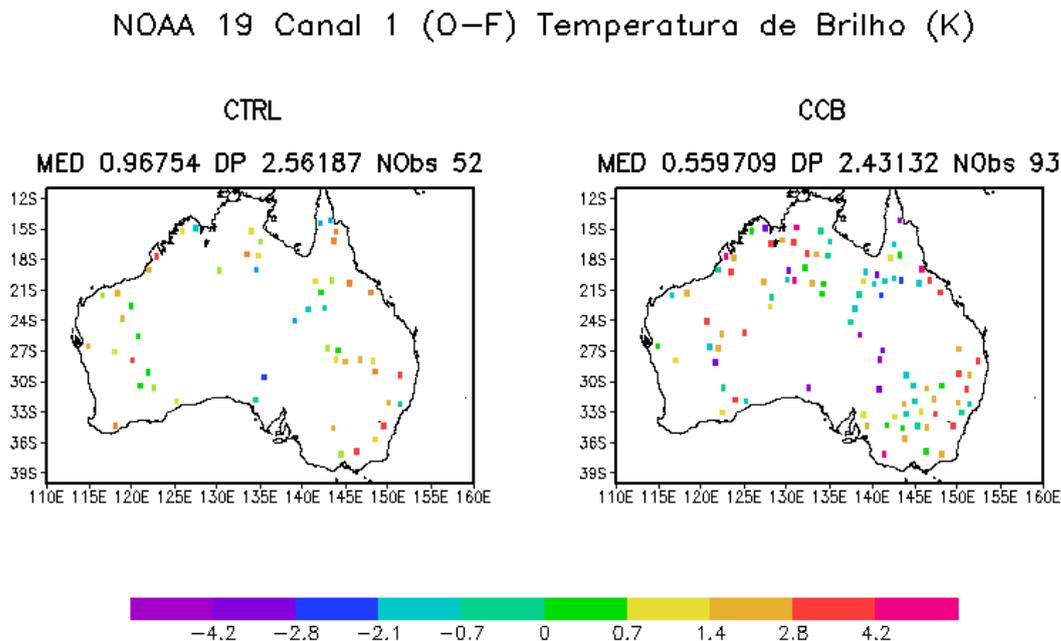


Figura 5.23 - Distribuição espacial dos *pixels* assimilados pelo GSI sobre a região da Oceania: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 1 do satélite NOAA-19 às 18Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).

Sobre a América do Sul, às 06Z o experimento EXP_CCB assimilou um número superior de dados para todos os satélites em todos os canais. A média da diferença entre o observado e simulado foi maior para este experimento somente no canal 2 do satélite NOAA-15, já o desvio padrão foi maior para o canal 3 do satélite

NOAA-15. Às 18Z o desempenho foi o mesmo, e a média dos pontos foi maior para o experimento EXP_CCB nos canais 2 do satélite NOAA-18 e 3 do satélite NOAA-15. O desvio padrão foi maior para os canais 3 e 15 do NOAA-15, 1 do NOAA-18 e 2 e 3 do NOAA-19. A figura 5.24 refere-se aos pixels assimilados para o canal 3 do satélite NOAA-19 às 06Z para os experimentos EXP_CTRL e EXP_CCB.

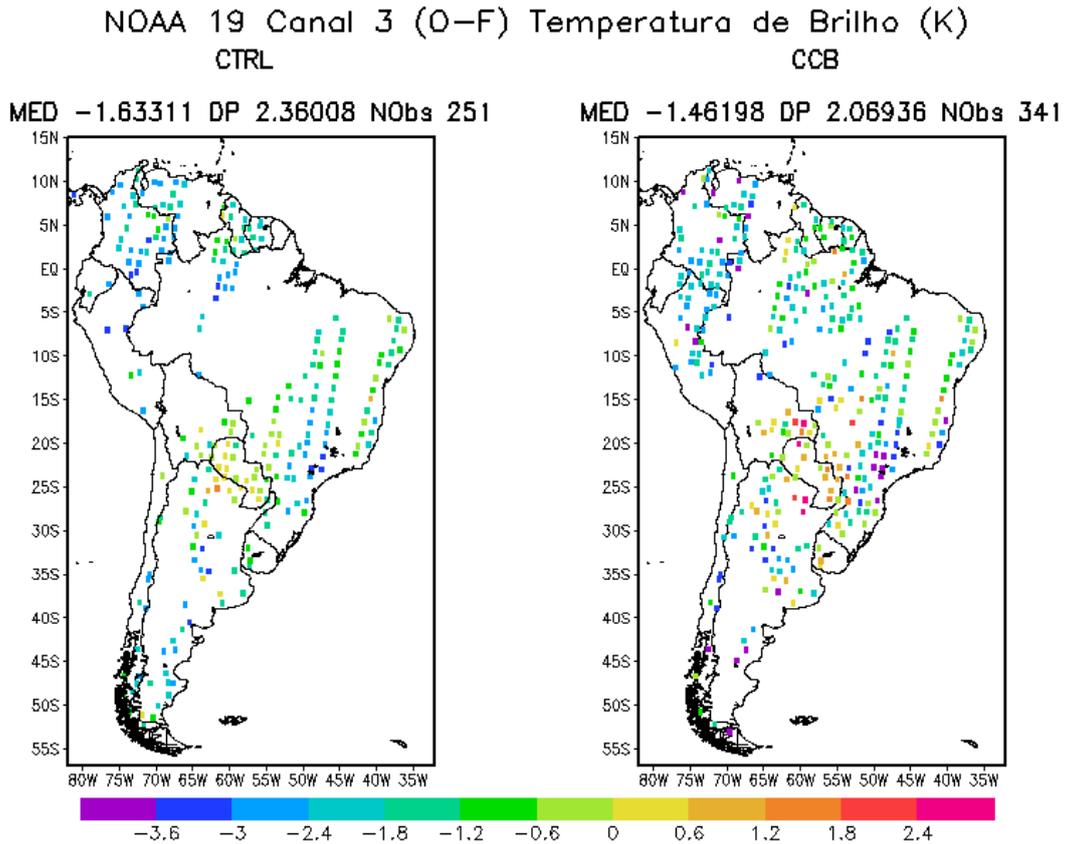


Figura 5.24 - Distribuição espacial dos *pixels* assimilados pelo GSI sobre a América do Sul: diferenças entre temperatura de brilho observada e simulada para o canal 3 do satélite NOAA-19 às 06Z. Acima do retângulo preto pode-se encontrar informações como a média dos valores (MED), desvio padrão (DP) e número de observações assimiladas (NObs).

5.3.3 Intercomparação da distribuição temporal de O-F e O-A

5.3.3.1 Sobre os continentes

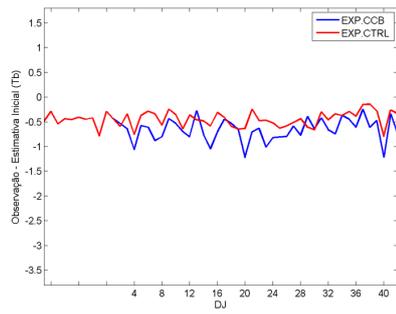
Às 00Z a distribuição temporal de O-F do experimento EXP_CTRL apresenta-se mais satisfatória que a do experimento EXP_CCB para as observações dos canais 1 e 2 do sensor AMSU-A dos três satélites. Entretanto, a distribuição temporal O-F para

estes canais durante o período tem uma magnitude pequena, na ordem de 1 (Figura 5.25(a) e (c)). Para os demais canais e satélites a distribuição temporal de O-F das curvas EXP_CTRL e EXP_CCB estão muito próximas, e em alguns casos, como o canal 15 do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 (Figura 5.25(g)), elas começam conexas e no final do período a curva EXP_CCB apresenta-se mais satisfatória. Neste caso, o experimento EXP_CCB tem valor médio igual ao experimento EXP_CTRL. Para os canais 3 e 15 a ordem de magnitude de O-F para as duas curvas é próxima de 2 e 1,5 respectivamente (Figura 5.25(e) e (g)). Já a distribuição temporal de O-A é mais satisfatória no experimento EXP_CTRL para observações dos canais 1, 2, 3 e 15 do sensor dos satélites NOAA-15 (Figura 5.25 (b), (d), (f), e (h))e NOAA-18. Já para as observações dos canais de janela do sensor AMSU-A do satélite NOAA-19, a distribuição temporal O-A mostrou-se mais satisfatória para o EXP_CCB que o EXP_CTRL, e ao longo do período as duas curvas convergem.

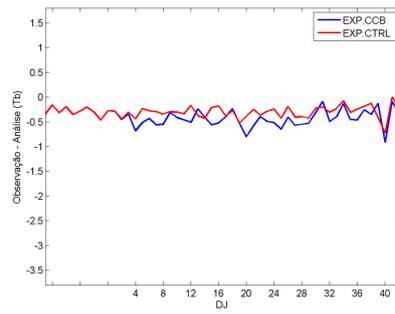
Às 06Z a distribuição temporal de O-F do experimento EXP_CTRL apresenta-se mais adequada que o experimento EXP_CCB para as observações dos canais 1 e 2 do sensor AMSU-A dos três satélites. Todavia, como acontece às 00Z, a ordem de magnitude de O-F é pequena, em torno de 0.3. Para o canal 3, os valores de O-F para as duas curvas são semelhantes, mas ainda assim, o EXP_CTRL mostra-se mais eficiente. Para o canal 15, o experimento EXP_CCB é mais satisfatório que o experimento EXP_CTRL (Figura 5.26(a), (c), e (e)). A magnitude de O-F nestes últimos canais mantém-se em torno de 2 e para o canal 15 do NOAA-19, 1. A distribuição temporal de O-A (Figura 5.26(b), (d), e (f)) mostra o mesmo comportamento que a distribuição temporal de O-F para todos os satélites, exceto no canal 3 do sensor AMSU-A do NOAA-19 em que o experimento EXP_CCB possui um desempenho melhor que o EXP_CTRL no final do período. As distinções de O-F e O-A ficam restringida à magnitudes destas diferenças, que no caso da O-A é sempre menor.

Às 12Z a distribuição temporal de O-F para os canais 1 e 2 do sensor AMSU-A no satélite NOAA-15 e NOAA-18 mostraram-se mais adequada para o experimento EXP_CTRL, enquanto que, para o satélite NOAA-19 nestes canais, a distribuição temporal mostrou-se mais adequada para o EXP_CCB. Já para observações do canal 3 do satélite NOAA-15, os dois experimentos tiveram a O-F com desempenhos muito próximos, obtendo inclusive um valor médio no período igual, de -2.29. Para observações do canal 15 provenientes do satélite NOAA-15 e NOAA-18, a distribuição temporal de O-F teve um desempenho melhor para o experimento EXP_CCB, já para o satélite NOAA-19 o desempenho entre os experimentos foi semelhante, mas

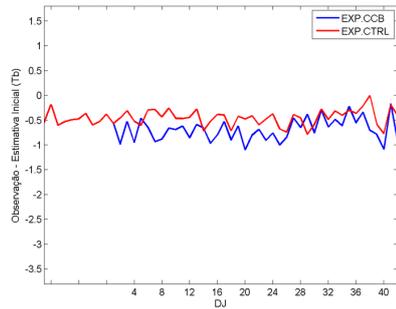
o valor médio para o experimento EXP_CTRL foi mais próximo de zero. Quanto à distribuição temporal de O-A os canais que tiveram suas observações mais próximas da análise no experimento EXP_CCB foram o 3 e 15 dos satélites NOAA-15 e NOAA-18 e canal 2 do satélite NOAA-19. O EXP_CTRL foi mais adequado para os canais 1 e 2 do satélite NOAA-15 e NOAA-18 e canais 3 e 15 do NOAA-19. Estes resultados podem ser visualizados na tabela 5.5.



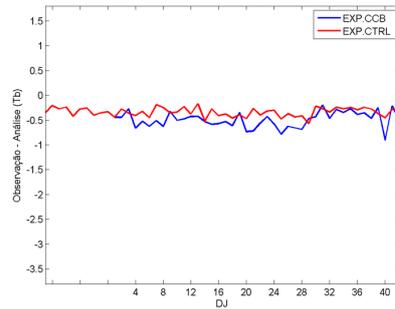
(a)



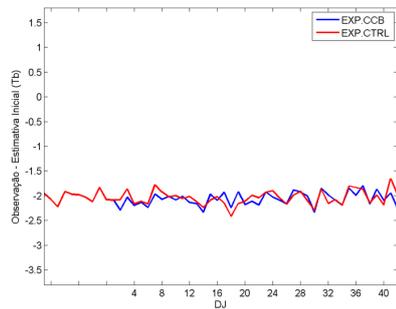
(b)



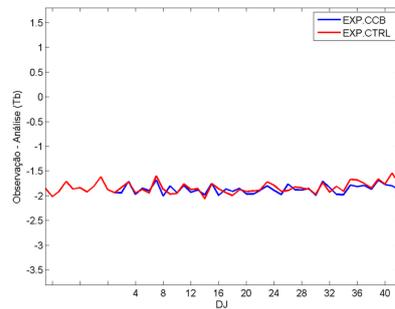
(c)



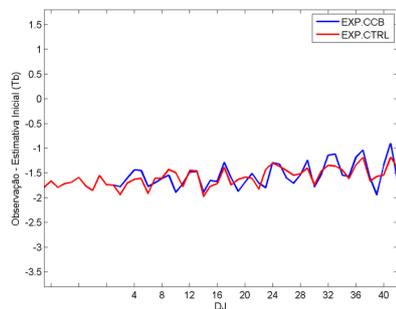
(d)



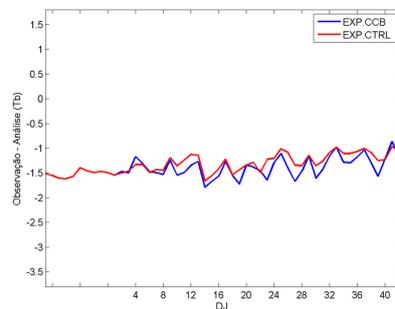
(e)



(f)

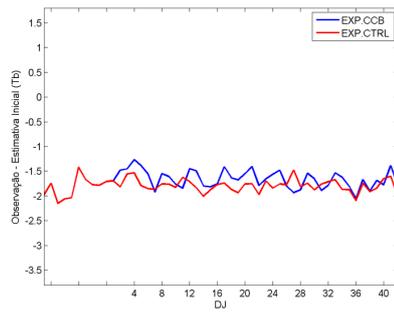


(g)

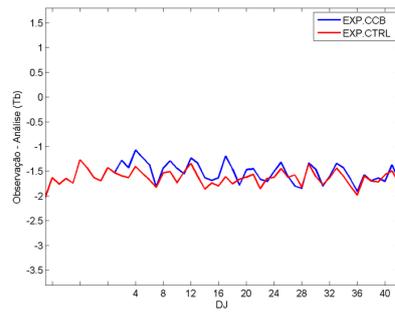


(h)

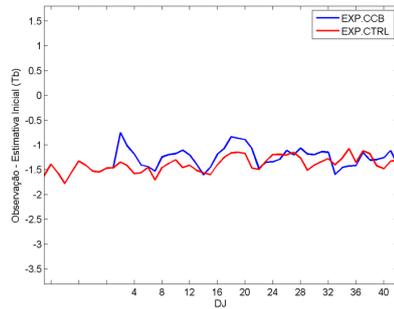
Figura 5.25 - Distribuição temporal das diferenças O-F (retângulos à esquerda) e O-A (retângulos à direita) às 00Z para o experimento EXP_CCB, curva azul, e EXP_CTRL, curva vermelha, e para o satélite NOAA-15 em canal 1 em (a) e (b), canal 2 em (c) e (d), canal 3 em (e) e (f), e canal 15 em (g) e (h) respectivamente.



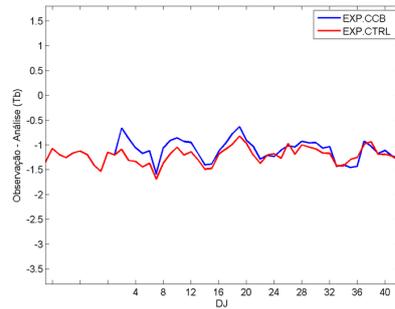
(a)



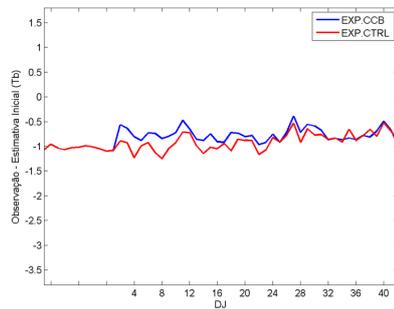
(b)



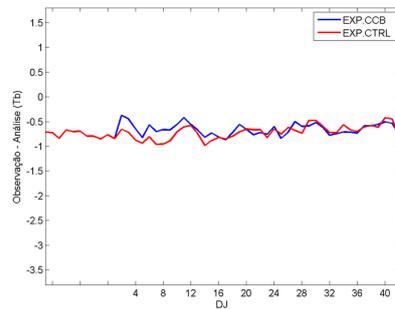
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 5.26 - Idem Figura 5.20, mas para às 06Z e canal 15 do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-15 em (a) e (b), NOAA-18 em (c) e (d), e NOAA-19 em (e) e (f).

Às 18Z a distribuição temporal de O-F para as observações dos canais 1, 2 e 3 dos três satélites mostraram-se mais eficientes para o experimento EXP_CTRL. Já para as observações do canal 15, foram semelhantes nos dois experimentos. Quanto às características das distribuições temporal O-A assemelharam-se a O-F.

Tabela 5.5 - Estatísticas médias, durante o período de estudo, da distribuição temporal de O-F e O-A às 12Z para os experimentos EXP_CCB e EXP_CTRL sobre o continente.

	Satélite												
	NOAA-15				NOAA-18				NOAA-19				
	O-F	O-A	O-F	O-A	O-F	O-A	O-F	O-A	O-F	O-A	O-F	O-A	
	CCB	CTRL	CCB	CTRL	CCB	CTRL	CCB	CTRL	CCB	CTRL	CCB	CTRL	
Canal 1	\bar{x}^*	-0.77	-0.61	-0.61	-0.55	-0.58	-0.46	-0.50	-0.36	-0.24	-0.33	-0.20	-0.20
	σ^*	0.18	0.16	0.17	0.19	0.24	0.26	0.22	0.21	0.26	0.22	0.20	0.18
Canal 2	\bar{x}	-0.74	-0.56	-0.53	-0.49	-0.55	-0.45	-0.52	-0.35	-0.24	-0.39	-0.22	-0.27
	σ	0.24	0.25	0.19	0.22	0.25	0.24	0.21	0.19	0.30	0.21	0.21	0.19
Canal 3	\bar{x}	-2.29	-2.29	-2.07	-2.13	-2.30	-2.21	-2.11	-2.12	-2.12	-2.08	-2.07	-2.02
	σ	0.14	0.12	0.13	0.12	0.14	0.14	0.12	0.13	0.14	0.18	0.11	0.11
Canal 15	\bar{x}	-1.51	-1.66	-1.32	-1.41	-1.31	-1.33	-1.11	-1.15	-1.11	-1.07	-1.00	-0.97
	σ	0.18	0.15	0.19	0.15	0.23	0.18	0.16	0.15	0.23	0.21	0.18	0.16

* \bar{x} = valor médio

* σ = desvio padrão

5.3.3.2 Sobre os continentes e oceanos adjacentes

Às 00Z todos os satélites possuem o mesmo comportamento para a distribuição temporal de O-F com relação às suas observações dos canais sensíveis à superfície terrestre, ou seja, nos canais 1, 2 e 3 as estimativas iniciais de temperatura de brilho do experimento EXP_CCB em média apresentam-se mais próxima das observações que as do experimento EXP_CTRL, já para o canal 15, o inverso é válido, exceto para o satélite NOAA-15. A distribuição temporal de O-A em média apresentou-se mais satisfatória para o experimento EXP_CCB que para o experimento EXP_CTRL.

No horário das 06Z a distribuição temporal de O-F para os experimentos EXP_CTRL e EXP_CCB possuem valores médios iguais para o canal 2 dos satélites NOAA-15 e NOAA-18, em torno de 0.06 no período. Para o canal 3, destes dois satélites, e canal 15 do sensor AMSU-A do satélite NOAA-15 a curva de O-F do experimento EXP_CCB é mais satisfatória que a do experimento EXP_CTRL. O restante das observações possui menor diferença das estimativas iniciais provenientes do experimento EXP_CTRL. Quanto a distribuição temporal do O-A, no geral o experimento EXP_CCB mostrou-se melhor em relação ao controle. Valores estatísticos para este horário são apresentados na tabela 5.6.

Às 12Z o desempenho do experimento EXP_CCB foi superior ao do experimento EXP_CTRL no que diz respeito à distribuição temporal de O-F para o canal 2 dos três satélites, canal 3 do satélite NOAA-18 e NOAA-19 e canal 1 do NOAA-15. Já as análises do experimento EXP_CCB mostraram-se mais satisfatória em relação às observações, com exceção do canal 3 dos satélites NOAA-15 e NOAA-18 e canal 1 do NOAA-19.

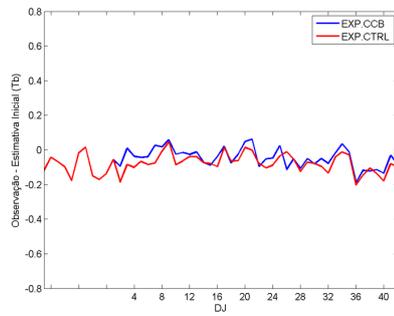
Para a distribuição temporal de O-F às 18Z, o experimento EXP_CCB apresentou desempenho superior ou igual para os canais 3 (Figura 5.27(a), (c) e (e)) e 15 do sensor AMSU-A dos três satélites. O mesmo comportamento repete-se para a distribuição temporal de O-A (Figura 5.27(b) e (d)), com exceção do canal 3 do NOAA-19 (Figura 5.27(f)) que a estimativa inicial do experimento controle foi mais próxima das observações.

Tabela 5.6 - Estatísticas médias, durante o período, da distribuição temporal de O-F e O-A às 06Z para os experimentos EXP_CCB e EXP_CTRL sobre o continente e oceanos adjacentes.

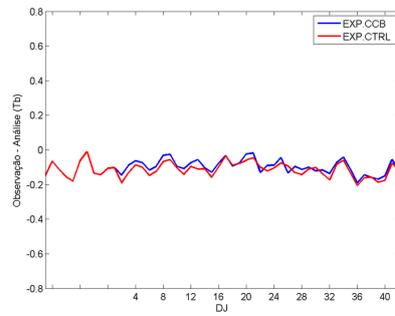
	Satélite												
	NOAA-15				NOAA-18				NOAA-19				
	O-F	CTRL	CCB	O-A	O-F	CTRL	CCB	O-A	O-F	CTRL	CCB	O-A	
Canal 1	\bar{x}^*	0.07	0.02	0.00	-0.01	0.13	0.09	0.03	0.01	0.21	0.17	0.09	0.07
	σ^*	0.09	0.09	0.06	0.06	0.09	0.09	0.06	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05
Canal 2	\bar{x}	0.06	0.06	0.02	0.04	0.06	0.06	0.02	0.03	0.12	0.09	0.08	0.06
	σ	0.05	0.05	0.03	0.03	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03
Canal 3	\bar{x}	0.08	0.10	-0.14	-0.16	0.06	0.08	-0.13	-0.15	0.03	0.01	-0.08	-0.10
	σ	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.06	0.03	0.04
Canal 15	\bar{x}	0.01	-0.03	-0.07	-0.12	0.03	0.00	-0.05	-0.08	0.12	0.06	0.01	-0.04
	σ	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.09	0.07	0.06

* \bar{x} = valor médio.

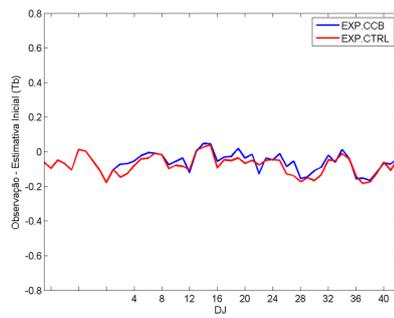
* σ = desvio padrão.



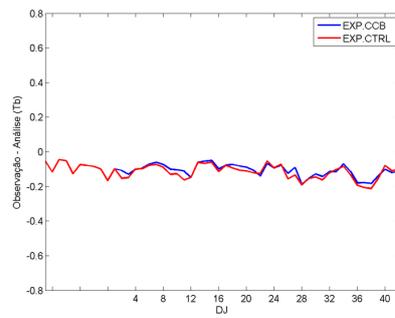
(a)



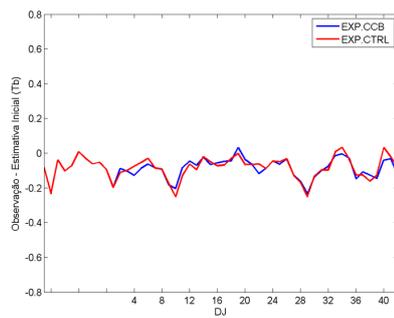
(b)



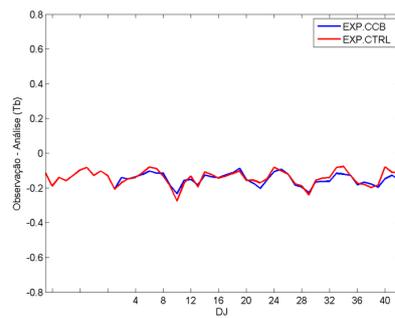
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 5.27 - Idem Figura 5.20, porém para as 18Z e canal 3 do satélite NOAA-15 em (a) e (b), NOAA-18 em (c) e (d), e NOAA-19 em (e) e (f).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta pesquisa foi investigada a quantidade de observações dos canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A a bordo do satélite NOAA-15 e dos satélites lançados posteriormente, NOAA-18 e NOAA-19 ingeridas pelo sistema de assimilação de dados operacional do CPTEC/INPE, o sistema G3DVar. Da mesma forma, a temperatura de brilho simulada pelo modelo de transferência radiativa (CRTM) nestes canais e para os três satélites foi avaliada a partir das suas respectivas observações, antes e após a correção de viés para observações de satélite. Também foi investigada a relação entre a temperatura de brilho simulada e a temperatura da superfície terrestre, bem como, a relação entre a temperatura de brilho simulada e o produto entre a emissividade e a temperatura da superfície terrestre. Esta primeira análise foi feita sobre a América do Sul e suas diferentes regiões, em particular sobre o Brasil. O período de estudo compreendeu de novembro de 2012 à abril de 2013, porém as análises estatísticas foram realizadas a partir do mês de janeiro, isto para que o sistema G3DVar atingisse o equilíbrio dinâmico após a inclusão de novas observações.

Outro propósito desta pesquisa foi avolumar a entrada de dados de radiâncias nos canais com forte resposta à superfície terrestre provenientes do sensor AMSU-A dos três satélites citados acima sobre o continente. Isto por que esses dados não são devidamente assimilados sobre os continentes devido às complexidades da superfície terrestre, tais como, topografia, heterogeneidade de vegetação e alta emissividade no caso de regiões semiáridas. Entretanto, estas observações são de suma importância, uma vez que, por exemplo, na América do Sul não existe uma boa cobertura espacial de observações convencionais, sendo as observações de satélites as que cobrem homoganeamente a região. Além disso, estas observações são relevantes por trazerem informações das camadas atmosféricas mais baixas, onde todos os processos entre superfície e atmosfera ocorrem.

Para atingir o segundo propósito, uma correção no viés na temperatura da superfície terrestre prognosticada pelo modelo de superfície SSiB foi executada para cada estimativa inicial proveniente do modelo MCGA antes dessa ser cedida ao método GSI para o cálculo da temperatura de brilho simulada pelo modelo de transferência radiativa (CRTM). Isto por que, a aceitação ou rejeição da observação de radiância no GSI passa por um controle de qualidade em que considera a temperatura de brilho simulada como uma “verdade” e, caso ela seja indevidamente simulada, a observação é rejeitada. A correção de viés teve por objetivo remover os erros siste-

máticos da temperatura da superfície da terra provenientes do modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA. A correção de viés à temperatura da superfície da terra foi realizada num domínio quase global e para o período de janeiro à fevereiro de 2014 com base nas observações do Imageador do GOES. Estes resultados foram comparados com um experimento controle, realizado para o mesmo período e com a mesma configuração, porém sem correção do viés da temperatura da superfície terrestre.

6.1 Conclusões

A partir da inserção de radiâncias dos canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A para os satélites NOAA-18 e NOAA-19, pode-se inferir que estas observações foram assimiladas satisfatoriamente, e apresentaram um número de aceite sobre a região da América do Sul superior ao do satélite mais antigo, o NOAA-15, para o período de estudo.

Quanto à temperatura de brilho simulada para estes canais e satélites na região da América do Sul, pode-se dizer que em média ela é superestimada em relação às observações. Conseqüentemente, para este mesmo período em média a temperatura da superfície terrestre está sendo superestimada, pois como averiguado nesta pesquisa, estes dois parâmetros possuem um comportamento linear, ou seja, o aumento da temperatura da superfície da terra ocasiona um aumento da temperatura de brilho simulada e vice-versa. Além disso, o produto da emissividade e temperatura da superfície terrestre praticamente descreve a temperatura de brilho simulada nos canais sensíveis à superfície terrestre do sensor AMSU-A.

Importante mencionar, é que a correção de viés aplicado às observações de satélite principalmente para o satélite NOAA-15 está afastando o valor das observações da estimativa inicial de temperatura de brilho.

A correção do viés da temperatura da superfície terrestre foi satisfatória, diminuindo o RMSE entre a estimativa inicial e as observações da temperatura da superfície da terra provenientes do Imageador do GOES. Conseqüentemente, de uma forma geral, mais observações nos canais sensíveis à superfície foram assimiladas para os três satélites, sobre o continente. Nas regiões que foi identificado um viés frio da temperatura da superfície terrestre, tais como as semiáridas, também obteve-se um aumento dos dados assimilados, porém para a região sudoeste dos Estados Unidos, outras investigações devem ser feitas. Sobre a América do Sul também houve um aumento significativo de observações ingeridas pelo sistema G3DVar nos canais sen-

síveis à superfície terrestre. Isto é relevante para o CPTEC/INPE, uma vez que essa é uma região de interesse.

Corolário a isso, de uma maneira geral, as análises produzidas com a inserção de novas observações de radiâncias nestes canais foram melhores comparadas a essas observações do que antes da correção do viés da temperatura da superfície da terra.

6.2 Sugestões para trabalhos futuros

A partir da realização desta pesquisa são apresentados a seguir sugestões de trabalhos futuros que necessitam ser investigados:

- Verificar o impacto da temperatura da superfície terrestre proveniente de um modelo de superfície mais atual na assimilação de radiâncias nos canais sensíveis à superfície terrestre, tal como o modelo de superfície IBIS;
- Verificar o impacto de uma nova formulação para o comprimento de rugosidade térmico em modelos de superfície como o SSiB, que considera o comprimento de rugosidade térmico e de momentum iguais;
- Verificar o impacto da correção de viés da temperatura da superfície terrestre nas previsões de 48 e 72h;
- Utilizar um *thinning* menor que 145Km no caso do sensor AMSU-A para avaliações espaciais de dados assimilados sobre os continentes;
- Investigar a emissividade da superfície terrestre e verificar se, de fato a utilização de um modelo para o atual sistema de assimilação operacional do CPTEC/INPE é mais satisfatório que mapas de emissividade;
- Investigar o papel da topografia, como uma forçante externa, na assimilação de radiâncias, uma vez que a região da América do Sul inclui a Cordilheira dos Andes em toda sua extensão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALPERT, J. C.; KANAMITSU, M.; CAPLAN, P. M.; SELA, J. G.; WHITE G. H. AND KALNAY, E. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the nmc medium range forecast model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 8., 1988, Boston, MA, United States of America. **Proceedings...** Baltimore, MD, United States of America: American Meteorological Society, 1988. p. 726–733. 29
- ANDERSSON, E.; PAILLEUX, J.; THÉPAUT, J. N.; EYRE, J. R.; MCNALLY, A. P.; KELLY, G. A.; COURTIER, P. Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 517, p. 627–653, 1994. 10
- ARAVÉQUIA, J. A. A assimilação de radiâncias no filtro de kalman local por conjunto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15, 15., 24-29 ago, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2008. 8, 9, 11
- AULIGNÉ, T.; MCNALLY, A. P.; DEE, D. P. Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 133, n. 624, p. 631–642, 2007. 36
- BERGTHÓRSSON, P.; DÖÖS, B. R. Numerical weather map analysis1. **Tellus**, v. 7, n. 3, p. 329–340, 1955. 8
- BETTS, A. K.; BALL, J. H.; BELJAARS, A.; MILLERS, M. J.; VITERBO, P. A. The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)**, v. 101, n. D3, p. 7209–7225, 1996. 11
- BJERKNES, V. Das problem der wettervorhersage, betrachtet vom standpunkte der mechanik und der physik. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 21, p. 1–7, 1904. 7
- BONATTI, J. P. **Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC**. 1996. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rcliman1/boletim/cliesp10a/bonatti.html>>. 29
- BOSILOVICH, M. G.; RADAKOVICH, J. D.; SILVA, A.; TODLING, R.; VERTER, F. Skin temperature analysis and bias correction in a coupled landatmosphere data assimilation system (< special issue> coordinated enhanced

- observing period (ceop)). **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85, n. Ser. II, p. 205–228, 2007. [3](#), [16](#)
- CHAO, W. C.; CHANG, L. P. Development of a four-dimensional variational analysis system using the adjoint method at gla. part 1: Dynamics. **Monthly weather review**, v. 120, n. 8, p. 1661–1674, 1992. [1](#)
- CHARNEY, J. G.; FJÖRTOFT, R.; NEUMANN, J. V. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus**, v. 2, n. 4, p. 237–254, 1950. [7](#)
- COURTIER, P.; ANDERSSON, E.; HECKLEY, W.; VASILJEVIC, D.; HAMRUD, M.; HOLLINGSWORTH, A.; RABIER, F.; FISHER, M.; PAILLEUX, J. The ecmwf implementation of three-dimensional variational assimilation (3dvar). i: Formulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, n. 550, p. 1783–1807, 1998. [1](#)
- CRESSMAN, G. P. An operational objective analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 87, n. 10, p. 367–374, 1959. [8](#)
- CUI, B.; TOTH, Z.; ZHU, Y.; HOU, D. Bias correction for global ensemble forecast. **Weather & Forecasting**, v. 27, n. 2, 2012. [17](#)
- DEE, D. P. Bias and data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 131, n. 613, p. 3323–3343, 2005. [36](#)
- DEE, D. P.; SILVA, A. M. Data assimilation in the presence of forecast bias. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, n. 545, p. 269–295, 1998. [3](#), [15](#), [16](#)
- DEE, D. P.; TODLING, R. Data assimilation in the presence of forecast bias: The geos moisture analysis. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, 2000. [3](#), [16](#)
- DERBER, J. C.; WU, W. S. The use of tovs cloud-cleared radiances in the ncep ssi analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 8, 1998. [10](#)
- ENGLISH, S. J. The importance of accurate skin temperature in assimilating radiances from satellite sounding instruments. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 46, n. 2, p. 403–408, 2008. [13](#), [14](#), [55](#)
- EYRE, J. Progress achieved on assimilation of satellite data in numerical weather prediction over the last 30 years. In: ECMWF SEMINAR ON RECENT

DEVELOPMENT IN THE USE OF SATELLITE OBSERVATIONS IN NWP, 2007. [S.l.], 2007. p. 3–7. 10

EYRE, J. R.; KELLY, G. A.; MCNALLY, A. P.; ANDERSSON, E.; PERSSON, A. Assimilation of tovs radiance information through one-dimensional variational analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 514, p. 1427–1463, 1993. 10

GOODRUM, G.; KIDWELL, K. B.; WINSTON, W.; ALEMAN, R. **NOAA KLM user's guide**. [S.l.]: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Climatic Data Center, Climate Services Division, Satellite Services Branch, 1999. 21

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 29, n. 14, p. 38–1, 2002. 29

HALL, F. G.; HUENNRICH, K. F.; GOETZ, S. J.; SELLERS, P. J.; NICKESON, J. E. Satellite remote sensing of surface energy balance: Success, failures, and unresolved issues in life. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 97, n. D17, p. 19061–19089, 1992. 11

HAN, Y. **JCSDA Community Radiative Transfer Model (CRTM): Version 1**. [S.l.]: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 2006. 34, 35, 36

HAN, Y.; DELST, P. van; LIU, Q.; WENG, F.; YAN, B.; DERBER, J. User's guide to the jcsda community radiative transfer model (beta version). **Joint Center for Satellite Data Assimilation, Camp Springs, MD, USA**, 2005. 33

HARSHVARDHAN; DAVIES, R.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 92, n. D1, p. 1009–1016, 1987. 29

HE, W.; LIU, Z.; CHEN, H. Influence of surface temperature and emissivity on amsu-a assimilation over land. **Acta Meteorologica Sinica**, v. 5, p. –, 2011. 3, 14

- HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 10, p. 1825–1842, 1993. 29
- HU, M.; SHAO, H.; STARK, D.; NEWMAN, K. **Gridpoint statistical interpolation version 3.2 user’s guide**. [S.l.]: Developmental Testbed Center, National Center for Atmospheric Research, National Centers for Environmental Prediction, NOAA, Global Systems Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, 2013. 32, 35
- JIN, M.; DICKINSON, R. E. New observational evidence for global warming from satellite. **Geophysical research letters**, Wiley Online Library, v. 29, n. 10, p. 39–1, 2002. 11
- JIN, M.; DICKINSON, R. E.; VOGELMANN, A. M. A comparison of ccm2-bats skin temperature and surface-air temperature with satellite and surface observations. **Journal of Climate**, v. 10, n. 7, p. 1505–1524, 1997. 12, 31
- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability**. Cambridge, England: Cambridge University Press, 2003. 28
- KALNAY, E.; CAI, M. Impact of urbanization and land-use change on climate. nature. **Nature**, v. 423, n. 6939, p. 528–531, 2003. 11
- KARBOU, F.; BORMANN, N.; THÉPAUT, J. N. Towards the assimilation of satellite microwave observations over land: Feasibility studies using ssmi/s, amsua and amsub. **NWP SAF Programme Research Report**, 2007. 20
- KARBOU, F.; GÉRARD, E.; RABIER, F. Microwave land emissivity and skin temperature for amsu-a and-b assimilation over land. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 620, p. 2333–2355, 2006. 2, 11, 13, 21
- _____. Global 4dvar assimilation and forecast experiments using amsu observations over land.part i: Impacts of various land surface emissivity parameterizations. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 1, p. –, 2010. 2
- KARBOU, F.; PRIGENT, C.; EYMARD, L.; PARDO, J. R. Calculation of microwave land surface emissivity from satellite observations: validity of the specular approximation over snow-free surfaces?. **Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE**, v. 2, n. 3, p. 311–314, 2005. 2

_____. Microwave land emissivity calculations using amsu measurements. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 43, n. 5, p. 958–959, 2005. 2

KAZUMORI, M. Assimilation experiments involving surface sensitive microwave radiances in jma's global data assimilation system. **CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell**, 2012. 3, 15

_____. Satellite radiance assimilation in the jma operational mesoscale 4dvar system. **Monthly Weather Review**, n. 2013, p. –, 2013. 1

KEYSER, D. **PREPBUFR processing at NCEP**. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, Environmental Modeling Center, 2010. Disponível em: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/data_processing/prepbuftr.doc/document.htm>. 19

KINTER, J. L.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P. A.; FENNESSY M. J. AND KIRTMAN, B. P.; MARX, L.; SCHNEIDER, E. K.; SHUKLA, J.; STRAUS, D. M. The cola atmosphere biosphere general circulation model. volume 1: Formulation. **Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. Calverton, MA, COLA Staff, Report**, n. 51, 1997. 29

KLEIST, D. T.; PARRISH, D. F.; DERBER, J. C.; TREADON, R.; WU, W.; LORD, S. Introduction of the gsi into the ncep global data assimilation system. **Weather & Forecasting**, v. 24, n. 6, 2009. 32

KUBOTA, Y. K. **Variabilidade de energia armazenada na superfície e seu impacto na definição do padrão de precipitação da América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42>>. 30

LAHOZ, W.; KHATTATOV, B.; MÉNARD, R. **Data assimilation and information**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2010. P. 3-12. 9

LIU, Q.; DELST, P. van; CHEN, Y.; GROFF, D.; HAN, Y.; COLLARD, A.; WENG, F.; BOUKABARA, S.; DERBER, J. Community radiative transfer model for radiance assimilation and applications. In: GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS). **Proceedings...** Munich: IEEE International, 2012. p. 3700–3703. 33

LORENC, A. C.; BALLARD S. P. AND BELL, R. S.; B., I. N.; F., A. P. L.; BARKER, D. M.; BRAY, J. R.; CLAYTON, A. M.; DALBY, T.; LI, D.; PAYNE, T. J.; SAUNDERS, F. W. The met. office global three-dimensional variational data assimilation scheme. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 570, p. 2991–3012, 2000. 1

LORENZ, E. N. Deterministic nonperiodic flow. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 20, n. 2, p. 130–141, 1963. 7

MACNALLY, A. P.; WATTS, P. D.; SMITH, A. J.; ENGELEN, R.; KELLY, G. A.; THÉPAUT, J. N.; MATRICARDI, M. The assimilation of airs radiance data at ecmwf. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 616, p. 935–957, 2006. 1, 11

MAHFOUF, J. F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study. **Journal of applied meteorology**, v. 30, n. 11, p. 1534–1547, 1991. 12

MARSHALL, J.; JUNG, J.; DERBER, J.; CHAHINE, M.; TREADON, R.; LORD, S. J.; TAHARA, Y.; GOLDBERG, M.; WOLF, W.; LIU, H. C.; JOINER, J.; WOLLEN, J.; TODLING, R.; DELST, P. Improving global analysis and forecasting with airs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 7, p. 891–894, 2006. 11

MARSHALL, J. L.; UCCELLINI, L.; EINAUDI, F.; RIISHOJGAARD, L. P.; COLTON, M.; WENG, F.; YOE, J. G.; CHANG, S.; PHOEBUS, P.; UHART, M.; LORD, S. The joint center for satellite data assimilation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 3, p. 329–340, 2007. 1, 8

MATZLER, C. Seasonal evolution of microwave radiation from an oat field. **Remote Sensing of Environment**, v. 31, n. 3, p. 161–173, 1990. 2

MEDEIROS, M. D. S. **Impacto do uso de radiância na assimilação de dados usando 4D-LETKF na região da América do Sul**. 137 p.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2011. Disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc{-}m19/2010/11.24.18.42>>. 11

MINNIS, P.; KRATZ, D. P.; COAKLEY, J. A. J.; KING, M. D.; ARDUINI, R.; GARBER, D. P.; HECKS, P. W.; MAYOR, S.; SMITH, W. L.; YOUNG, D. F. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres) algorithm theoretical basis

document, volume iii: Cloud analyses and radiance inversions (subsystem 4).

Cloud Optical Property Retrieval (Subsystem 4.3), v. 3, p. 135–176, 1995.

25

OHRING, G. Impact of satellite temperature sounding data on weather forecasts.

Bulletin of the American Meteorological Society, v. 60, n. 10, p. 1142–1147,

1979. 9

PANETTA, J.; BARROS, S. R. M.; BONATTI, J. P.; TOMITA, S. S.; KUBOTA,

P. Y. Computational cost of cptec agcm. In: WORLD SCIENTIFIC. **Use Of**

High Performance Computing In Meteorology: Proceedings of the

Twelfth ECMWF Workshop. [S.l.], 2007. p. 65–83. 29

PRIGENT, C.; AIRES, F.; ROSSOW, W. B. Land surface skin temperatures from

a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an

all-weather evaluation of the differences between air and skin temperatures.

Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012), v. 108,

n. D10, 2003. 12

PRIGENT, C.; ROSSOW, W. B.; MATTHEWS, E. Microwave land surface

emissivities estimated from ssm i observations. **Journal of Geophysical**

Research: Atmospheres (1984-2012), v. 102, n. D18, p. 21867–21890, 1997. 2

RABIER, F.; JARVINEN, H.; KLINKER, E.; MAHFOUF, J. F.; SIMMONS, A.

The ecmwf operational implementation of four-dimensional variational

assimilation. i: Experimental results with simplified physics. **Quarterly Journal**

of the Royal Meteorological Society, v. 126, n. 564, p. 1143–1170, 2000. 1

RADAKOVICH, J. D. Implementation of coupled skin temperature analysis and

bias correction in the nasa gmao finitevolume data assimilation system (fvdas). In:

AGU SPRING MEETING ABSTRACTS. **Proceedings...** [S.l.], 2004. v. 1, p. 05.

3, 16, 38

RASCH, P. J.; KRISTJÁNSSON, J. E. A comparison of the ccm3 model climate

using diagnosed and predicted condensate parameterizations. **Journal of**

Climate, v. 11, n. 7, 1998. 29

REALE, O.; SUSSKIND, J.; ROSENBERG, R.; BRIN, E.; LIU, E.;

RIISHOJGAARD, L. P.; TERRY, J.; JUSEM, J. C. Improving forecast skill by

assimilation of quality-controlled airs temperature retrievals under partially cloudy

conditions. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 8, p. –, 2008. 1

RICHARDSON, L. F. **Weather prediction by numerical process**. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1922. 248 p. 7

SAKAMOTO, M.; CHRISTY, J. R. The influences of tovs radiance assimilation on temperature and moisture tendencies in jra-25 and era-40. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 8, p. –, 2009. 1

SILVEIRA, B.; GONÇALVES, L. G.; BASTARZ, C. F.; AZEVEDO, H. B. O uso de radiâncias na assimilação de dados globais 3dvar do cptec/inpe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., Gramado. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2012. 37

SILVEIRA, B. B. **Análise Comparativa de Complexos Convectivos De Mesoescala Através De Simulações De Modelo e observações de satélite**. 182 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2011/09.08.13.53>>. 33

SIMMONS, A. J.; JONES, P. D. B. V. C.; BELJAARS, A. C. M.; KÅLLBERG, P. W.; SAARINEN, S.; UPPALA, S. M.; VITERBO, P.; WEDI, N. Comparison of trends and low-frequency variability in cru, era-40, and ncep/ncar analyses of surface air temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D24, 2004. 11

SUN, D.; FANG, L.; YU, Y. **Goes LST algorithm theoretical basis document version 3.0**. [S.l.: s.n.], 2012. 25

SUN, D.; PINKER, R. T.; KAFATOS, M. Diurnal temperature range over the united states: A satellite view. **Geophysical research letters**, Wiley Online Library, v. 33, n. 5, 2006. 25

TARASOVA, T. A.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. Cachoeira Paulista: INPE, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2006/01.16.10.40>>. 29

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time mean large scale flow to cumulus convection in the ecmwf model. In: ECMWF WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE MODELS. [S.l.], 1983. p. 297–316. 29

TOMITA, S. S.; KUBOTA, P. Y.; BONATTI, J. P.; HERDIES, D. L. Testes de sensibilidade do novo modelo global mcga/mpi (cptec/inpe) usando diferentes

parametrizações físicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIV, 14., Florianópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2006/12.26.12.30>>. 29

TRIGO, I. F.; VITERBO, P. Clearsky window channel radiances: A comparison between observations and the ecmwf model. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 10, 2003. 13, 62

UPALLA, S. M.; KÅLLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. D. C.; FIORINO, M.; GIBSON, J. K.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. V. D.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; H6LM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J.-F.; MORCRETTE, J.-J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The era-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 612, p. 2961–3012, 2005. 1

WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. L. Quality assessment and validation of the modis global land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 1, p. 261–274, 2004. 3, 23

WENG, F.; YAN, B.; GRODY, N. C. A microwave land emissivity model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 106, n. D17, p. 20115–20123, 2001. 2, 34, 35

WIGNERON, J. P.; GUYON, D.; CALVET, J. C.; COURRIER, G.; BRUGUIER, N. Monitoring coniferous forest characteristics using a multifrequency 5-90 ghz microwave radiometer. **Remote sensing of environment**, v. 60, n. 3, p. 299–310, 1997. 2

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. 29, 31

ZHENG, W.; WEI, H.; MENG, J.; EK, M.; MITCHELL, K.; DERBER, J.; ZENG, X.; WANG, Z. Improvement of land surface skin temperature in ncep operational nwp models and its impact on satellite data assimilation. In: 23RD

CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING/19TH
CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 23., 2009,
Omaha. **Proceedings...** Omaha, 2009. 15

ZHENG, W.; WEI, H.; WANG, Z.; ZENG, X.; MENG, J.; EK, M.; MITCHELL,
K.; DERBER, J. Improvement of daytime land surface skin temperature over arid
regions in the ncep gfs model and its impact on satellite data assimilation.

Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012), v. 117, n. 6,
2012. 3, 15, 55

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.