MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.08.12.57-TDI

AVALIAÇÃO DA ATRIBUIÇÃO DE ALTURA AO VENTO ESTIMADO PELO SENSOR ABI/GOES-16 NA AMÉRICA DO SUL

Raphael Moura Rocha

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Renato Galante Negri, aprovada em 19 de novembro de 2019.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UN8M8L>

INPE
São José dos Campos
2019

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.08.12.57-TDI

AVALIAÇÃO DA ATRIBUIÇÃO DE ALTURA AO VENTO ESTIMADO PELO SENSOR ABI/GOES-16 NA AMÉRICA DO SUL

Raphael Moura Rocha

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Renato Galante Negri, aprovada em 19 de novembro de 2019.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UN8M8L>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Rocha, Raphael Moura.

R582a Avaliação da atribuição de altura ao vento estimado pelo sensor ABI/GOES-16 na América do Sul / Raphael Moura Rocha. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xxii + 64 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.08.12.57-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientador : Dr. Renato Galante Negri.

1. Satélite. 2. Vento. 3. AMV. 4. GOES-16. 5. ABI. I.Título.

CDU 551.554(8)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Raphael Moura Rocha***

Título: "AVALIAÇÃO DA ATRIBUIÇÃO DE ALTURA AO VENTO ESTIMADO PELO SENSOR ABI/GOES-16 NA AMÉRICA DO SUL"

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

Dr. Luiz Fernando Sapucci

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

( ) Aprovado ***(X) Reprovado***

Dr. Renato Galante Negri

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

(X) Aprovado ***( ) Reprovado***

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

(X) Aprovado ***( ) Reprovado***

Dr. Weber Andrade Gonçalves

Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

( ) Participação por Vídeo - Conferência

(X) Aprovado ***( ) Reprovado***

Este trabalho foi aprovado por:

(X) maioria simples

( ) unanimidade

São José dos Campos, 19 de novembro de 2019

"Educational value and importance in after life have been sacrificed to the teacher's ease and convenience, or to the readiness with which the pupil's progress can be tested on paper. Not what is best to learn, but what is least trouble to teach in great squads to boys, forms the staple of our modern English education."

Grant Allen
em *"Post-Prandial Philosophy"*, 1894

AGRADECIMENTOS

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

RESUMO

A estimativa por satélite da altura do topo de nuvens é uma variável auxiliar essencial para a derivação de ventos por satélite, comumente conhecidos no inglês como *Atmospheric Motion Vectors* (AMVs), que são posteriormente assimilados em modelos numéricos de tempo para fornecer um diagnóstico da atmosfera. Um importante condutor da incerteza dos AMVs é a sua altura, estimada por diferentes algoritmos de acordo com as capacidades de cada satélite. O objetivo deste estudo foi avaliar os algoritmos de atribuição de altura operacional para AMVs utilizados no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para o *Geostationary Operational Environmental Satellite* versão 16 (GOES-16), que está operacional em 75,2° Oeste desde dezembro de 2017. A derivação dos produtos GOES-16 pelo CPTEC fornece sua implementação e adaptação mais rápidas para aplicações na América do Sul. A comparação direta entre os AMVs do CPTEC com os AMVs da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), reanálises e radiossondas, para nuvens opacas e para nuvens semitransparentes em diferentes regiões da América do Sul evidencia a consistência e coerência dos produtos gerados pelo CPTEC.

Palavras-chave: Satélite. Vento. AMV. GOES-16. ABI.

ASSESSMENT OF SATELLITE WINDS HEIGHT ASSIGNMENT FOR ABI/GOES-16 FOR SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Satellite estimation of cloud top height is an essential auxiliary variable for the derivation of satellite winds, commonly known as Atmospheric Motion Vectors (AMVs), which are later assimilated into numerical weather models to provide a diagnosis of the atmosphere. An important driver of AMVs uncertainty is their height, estimated by different algorithms according to the capabilities of each satellite. The objective of this study was to evaluate the AMVs' height assignment algorithms used operationally in the Weather Forecast and Climate Studies Center (CPTEC) for the 16th version of the Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-16), which is operational in 75.2° West since December 2017. The derivation of GOES-16 products by CPTEC provides their faster implementation and adaptation for applications in South America. The direct comparison between CPTEC AMVs and AMVs from National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA, reanalyses and radiosondes, for opaque clouds and for semitransparent clouds in different regions of South America, shows the consistency and coherence of the products generated by CPTEC.

Keywords: Satellite. Wind. AMV. GOES-16. ABI.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

1.1 Impacto de diferentes observações na redução do erro nas previsões de 24 horas no Met Office. A crescente importância dos AMVs de satélites geoestacionários é destacada em vermelho. 2

1.2 Fluxograma de produtos derivados do ABI destacando a precedência da estimativa de altura do topo das nuvens na geração de AMVs. 3

1.3 Percentual do erro médio e do desvio padrão da CTP em função da espessura óptica da nuvem (COT, na sigla em inglês) a uma única temperatura do topo da nuvem (CTT, na sigla em inglês) para diferentes bandas do espectro. O painel (a) se refere às bandas de vapor de água (H_2O, em azul) e (b) ao dióxido de carbono (CO_2, em rosa), ambas comparadas à influência isolada das bandas da janela atmosférica (em cinza) e todas as bandas do infravermelho termal (em preto). 7

1.4 Dois casos ilustrativos do impacto de uma incerteza de 50 hPa na atribuição de altura do AMV. 9

1.5 Exemplo de erro na atribuição de altura. As imagens são para o mesmo recorte da América do Sul às 12Z de 27/04/18. O painel superior é o produto operacional de vento DSA com alturas codificadas por cores, e os painéis abaixo, as análises sinóticas do CPTEC para três níveis verticais. 10

3.1 Localização no espectro eletromagnético das bandas espectrais dos seguintes sensores da mais recente geração de satélites geoestacionários: AGRI, da China; FCI, da União Europeia; AMI, da Coreia do Sul; AHI, do Japão; e ABI, dos Estados Unidos. 16

3.2 Exemplo de um perfil vertical do vento na camada entre 1000 e 70 hPa extraído da reanálise R2 e interpolado em 90 níveis. Os pontos na curva indicam os 13 níveis do produto utilizado antes da interpolação. 19

3.3 Exemplo de um perfil vertical do vento na camada entre 1000 e 100 hPa extraído do modelo BAM e interpolado em 90 níveis. Os pontos na curva indicam os 37 níveis do produto utilizado antes da interpolação. 20

3.4 Distribuição da diferença entre a pressão do AMV e o nível de melhor ajuste BFP (p[AMV]- p[BFP]) para o campo de vento em 22 de setembro de 2018 às 00:00 UTC. Reanálise R2 no quadro à esquerda, e saída operacional do BAM no quadro à direita. 21

3.5 Resumo das etapas realizadas para geração e tratamento dos produtos de vento DSA e DMW. 22

4.1 Distribuição da diferença entre o nível de pressão dos AMVs em 10,3 μm e o nível BFP. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV em relação à reanálise R2. 28
4.2 Distribuição da diferença entre o nível de pressão dos AMVs em 6,15 μm e o nível BFP. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV em relação à reanálise R2. 29
4.3 Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a aplicação do EBBT diretamente (roxo) e com a correção de semi-transparência (amarelo) para o algoritmo DSA. 32
4.4 Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário. 33
4.5 Mapas da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW. 34
4.6 Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a latitude de cada vetor. 37
4.7 Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a longitude de cada vetor. 38
4.8 AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 05/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 39
4.9 AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 05/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 40

4.10 AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 15/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 41
4.11 AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 15/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 42
4.12 AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 25/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 43
4.13 AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 25/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 44
4.14 Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 12:00 UTC do dia 01/09/18. Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário. 45
4.15 Dispersão entre os produtos DSA e DMW, às 12:00 UTC de 01/09/18. No quadro superior as cores representam a latitude de cada AMV, enquanto que no gráfico inferior, a longitude. 47
4.16 Mapa da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 12:00 UTC do dia 01/09/18. Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW. 48
4.17 AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 01/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 49
4.18 Mapa da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 12:00 UTC do dia 11/09/18. Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW. 50
4.19 AMVs DSA em 11,2 μm sobre o Oceano Pacífico (10°-20°S; 40°-60°O) às 12:00 UTC de 11/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente. 51
4.20 Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 12:00 UTC do dia 11/09/18. Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário. 51
4.21 Diagrama termodinâmico skew-T log-P de radiossondagem em Brasília (DF) às 12:00 UTC de 11/09/18. 52
4.22 Diagrama termodinâmico skew-T log-P de radiossondagem em Uberlândia (MG) às 12:00 UTC de 11/09/18. 53

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABI	–	Advanced Baseline Imager
AGRI	–	Advanced Geosynchronous Radiation Imager
AHI	–	Advanced Himawari Imager
ALADIN	–	Atmospheric Laser Doppler Instrument
AMI	–	Advanced Meteorological Imager
AMV	–	Vetores de Movimento Atmosférico
ATDB	–	Algorithm Theoretical Basis Document
BAM	–	Brazilian Global Atmospheric Model
CALIOP	–	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation
CALIPSO	–	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CLASS	–	Comprehensive Large Array-data Stewardship System
CMIP	–	Cloud and Moisture Imagery Product
CPR	–	Cloud Profiling Radar for CloudSat
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COT	–	Cloud Optical Thickness
CTH	–	Cloud Top Height
CTP	–	Cloud Top Pressure
CTT	–	Cloud Top Temperature
DMW	–	Derived Motion Winds
DSA	–	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EBBT	–	Equivalent Blackbody Temperature
FCI	–	Flexible Combined Imager
GOES	–	Geostationary Operational Environmental Satellite
IMAGER	–	GOES Imager
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	–	Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
ISCCP	–	International Satellite Cloud Climatology Project
MISR	–	Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer
MSG	–	Meteosat Second Generation
MTG	–	Meteosat Third Generation
NetCDF	–	Network Common Data Form
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNT	–	Previsão Numérica de Tempo
SEVIRI	–	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
UTC	–	Tempo Universal Coordenado

LISTA DE SÍMBOLOS

I_ν	–	Radiância monocromática espectral
I_ν^{clr}	–	Radiância monocromática espectral de céu claro
ν	–	Número de onda
η	–	Fração de nuvem
ε_ν	–	Emissividade monocromática da nuvem
I_s	–	Radiância da superfície
I_b	–	Radiância da atmosfera abaixo da nuvem
$t_\nu(p_1, p_2)$	–	Transmitância monocromática entre as pressões p_1 e p_2
p_c	–	Pressão da nuvem
p_s	–	Pressão da superfície
I_c	–	Radiância da nuvem
I_a	–	Radiância da atmosfera acima da nuvem
B_ν	–	Radiância monocromática de Planck
T_s	–	Temperatura da superfície
T_c	–	Temperatura da nuvem

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Métodos de definição da altura do topo das nuvens 4
1.1.1 *Equivalent Blackbody Temperature* 5
1.1.2 Razão entre radiâncias 6
1.1.3 Estimativa ótima 7
1.2 Estimativa do vento por satélite 8

2 OBJETIVO 13

3 METODOLOGIA 15
3.1 Dados 15
3.1.1 Advanced Baseline Imager 15
3.1.1.1 Produtos AMV 16
3.1.2 Radiossondas 17
3.1.3 Reanálise NCEP-DOE 17
3.1.4 Brazilian Atmospheric Model 18
3.2 Comparações 18
3.2.1 AMVs x Reanálise 18
3.2.2 AMVs DSA x AMVs NOAA 21

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO 27
4.1 AMVs x Reanálise 27
4.2 AMVs DSA x AMVs NOAA 30
4.3 Estudos de caso 41
4.3.1 Caso nº 1: 01/09/18, 12:00 UTC 42
4.3.2 Caso nº 2: 11/09/18, 12:00 UTC 48

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS 55

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 57

1 INTRODUÇÃO

As nuvens estão entre os elementos menos compreendidos do sistema terrestre, embora seja o primeiro elemento associado aos fenômenos meteorológicos. Durante o ciclo de vida da nuvem ocorrem diversos processos físicos complexos em diferentes escalas com múltiplas interações difíceis de serem avaliadas, embora cada processo possa ser descrito separadamente. Por razões práticas, cada interação possível entre os elementos da nuvem precisa ser analisada, de modo que um entendimento geral seja desenvolvido posteriormente.

Na grande escala, as nuvens interferem nos fluxos de radiação na atmosfera e afetam as trocas de energia no sistema terrestre. No balanço de radiação, parte da energia torna-se disponível para provocar indiretamente todos os eventos de tempo, desde a brisa mais fraca até tempestades severas. A radiação é o parâmetro fundamental para avaliar a acumulação ou sumidouro de energia no sistema climático. O quinto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas - IPCC (BOUCHER et al., 2013) afirma que as nuvens, juntamente com os aerossóis, são os maiores contribuintes para a incerteza das projeções climáticas e demandam mais investigação. Portanto, é importante aprimorar os produtos de nuvem para melhor avaliar o impacto das mudanças climáticas correntes.

Produtos de nuvem também são cruciais para aplicações como Previsão Numérica de Tempo (PNT), segurança e otimização das operações aeronáuticas, e o planejamento e operação de projetos de energia solar. Uma das mais importantes fontes de observações de nuvem são os sensores remotos a bordo de satélites meteorológicos. As plataformas de satélite inferem a cobertura de nuvens e variáveis secundárias (e.g. umidade, temperatura e concentração de aerossóis) que afetam o ciclo de vida das nuvens. Dezenas de satélites de órbita geoestacionária e polar formam uma rede de observação única de dados confiáveis sobre grandes porções de oceanos, regiões polares e níveis superiores que, de outra forma, estariam ausentes de dados.

Em estudos de sensibilidade da PNT às observações, dados de satélite se destacam como mais relevantes (64%) do que observações tradicionais (36%) para previsões de curto prazo (JOO et al., 2013). Resultados semelhantes são demonstrados por Velden (1996), Menzel et al. (1998) e Mallick et al. (2017). Nestes estudos de sensibilidade diferentes sensores, bandas espectrais e produtos resultantes podem ser contabilizados separadamente pelo seu impacto na PNT. Juntamente com os produtos de sondadores hiperespectrais de temperatura e umidade, os Vetores de Movimento Atmosférico (AMVs) são as observações mais importantes para a assimilação em

PNT (FORSYTHE et al., 2016). Os AMVs são estimados para diferentes níveis da troposfera a partir de sensores passivos e não devem ser confundidos com as estimativas do vento à superfície por sensores ativos. A Figura 1.1 ilustra a importância dos AMVs para a melhoria das previsões de curto prazo nos últimos anos.

Figura 1.1 - Impacto de diferentes observações na redução do erro nas previsões de 24 horas no Met Office. A crescente importância dos AMVs de satélites geoestacionários é destacada em vermelho.

Fonte: Forsythe et al. (2016).

Produtos de vento por satélite são gerados regularmente para assimilação na PNT em diferentes centros operacionais do mundo, cada um com foco em seu domínio de interesse. No Brasil, o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) trabalha com AMVs desde 1994 (MACHADO; CEBALLOS, 2000) no domínio da América do Sul e vem adaptando suas rotinas para o sensor *Advanced Baseline Imager* (ABI) a bordo da décima sexta versão do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-16) que pertence aos Estados Unidos. A geração local de produtos dos satélites GOES pelo CPTEC provou reduzir a latência para assimilação de dados e contribuir para o monitoramento de sistemas convectivos intensos (COSTA et al., 2018).

A geração de AMVs pode ser dividida nas duas etapas a seguir: o rastreamento horizontal de uma nuvem ou outro campo meteorológico (e.g. umidade) para produzir um vetor de velocidade horizontal, e a atribuição da altura deste vetor. Algumas abordagens para atribuição de altura também interagem com métodos de rastreamento para estimar a altura apenas dos pixels relevantes para o esquema de rastreamento (BORDE; OYAMA, 2008). Isto foi mostrado por Bresky et al. (2012) como fator contribuinte na redução do viés negativo na velocidade de AMVs em níveis médios e altos. É um consenso na literatura que a etapa de atribuição de altura é a maior fonte de incertezas do AMV final (BORDE et al., 2014), com diferentes abordagens de pesquisa tentando mitigar esse problema. Entre elas, são sugeridas a medição precisa da incerteza na atribuição de altura (SALONEN et al., 2015), novos métodos de atribuição de altura (WATTS et al., 2011; HEIDINGER et al., 2010), e o ajuste das alturas atuais com produtos de sensores ativos de menor resolução temporal (FOLGER; WEISSMANN, 2016). A Figura 1.2 define o escopo desta dissertação à luz do fluxograma dos produtos derivados do sensor ABI.

Figura 1.2 - Fluxograma de produtos derivados do ABI destacando a precedência da estimativa de altura do topo das nuvens na geração de AMVs.

Fonte: Adaptado de Schmit et al. (2017).

Considerando a importância dos AMVs, justificam-se mais estudos para quantificar

as incertezas e melhorar seus produtos e atividades de pesquisa derivadas, como o reprocessamento de dados de vento para aplicações climáticas (DOUTRIAUX-BOUCHER et al., 2016). A próxima seção deste capítulo de introdução trata dos métodos de estimativa de altura de topo de nuvem a partir de sensores passivos, e suas aplicações nos produtos de vento por satélite. São demonstrados os conceitos de recuperação da pressão do topo de nuvem e, em seguida, a sensibilidade dos produtos de vento á atribuição de altura dos vetores. Os dois capítulos seguintes descrevem o objetivo desta dissertação e a metodologia empregada. O quarto capítulo apresenta os resultados e sua discussão frente à literatura. As considerações finais são feitas no capítulo cinco.

1.1 Métodos de definição da altura do topo das nuvens

A altura do topo da nuvem (*Cloud Top Height*, na sigla em inglês) é estimada por sensores passivos (por exemplo, ABI a bordo do GOES-16) por meio de diferentes métodos que interpretam a radiância emitida do topo da nuvem e, a partir dela, infere sua altura. Por essa razão, a CTH é considerada uma altura efetiva radiativa (STUBENRAUCH et al., 2013), em contraste com a estimativa de altura de sensores ativos que medem a radiação de retroespalhamento da nuvem.

A CTH efetiva radiativa recuperada das radiâncias do satélite deriva da pressão do topo da nuvem (*Cloud Top Pressure*, na sigla em inglês) na equação hidrostática. A CTP é obtida pela equação de transferência radiativa para um meio sem espalhamento e em equilíbrio termodinâmico (LIOU, 2002):

$$I_\nu = (1 - \eta\varepsilon_\nu)(I_s + I_b)t_\nu(p_c, 0) + I_c + I_a, \tag{1.1}$$

onde I_ν é a radiância espectral no número de onda ν como observado por um satélite, η é a fração de nuvem, ε_ν é a emissividade espectral da nuvem, I_s é a contribuição da superfície, I_b é a contribuição da atmosfera abaixo da nuvem, $t_\nu(p_1, p_2)$ é a transmitância monocromática entre as pressões p_1 e p_2, p_c é a pressão da nuvem, I_c é a contribuição da própria nuvem e I_a é a contribuição da atmosfera acima da nuvem. As contribuições individuais são as seguintes:

$$I_s = B_\nu(T_s)t_\nu(p_s, p_c) \tag{1.2}$$

$$I_b = \int_{p_s}^{p_c} B_\nu(T(p))\frac{\partial t_\nu(p, p_c)}{p}dp \tag{1.3}$$

$$I_c = \eta\varepsilon_\nu B_\nu(T_c)t_\nu(p_c, 0) \tag{1.4}$$

$$I_a = \int_{p_c}^{0} B_\nu(T(p))\frac{\partial t_\nu(p, 0)}{p}dp \tag{1.5}$$

Acima, $B_\nu(T)$ é a radiação monocromática de Planck emitida por um corpo negro à temperatura T, e T_s e T_c são a temperatura da superfície e da nuvem, respectivamente. Segundo Hamann et al. (2014) existem basicamente três abordagens para resolver a Equação 1.1: o ajuste de radiâncias, o método da razão de radiâncias e a estimativa ótima.

1.1.1 *Equivalent Blackbody Temperature*

Uma abordagem simples para resolver o problema da estimativa da CTH é pressupor uma nuvem opticamente espessa ($\varepsilon_\nu = 1$) e a cobertura de nuvens completa sobre o pixel ($\eta = 1$). Isso significa que não haverá contribuição radiativa da superfície e da atmosfera abaixo da nuvem. Então, a partir de um perfil de temperatura e umidade previsto por um modelo é gerado um perfil de radiâncias. O nível de melhor ajuste será aquele em que as radiâncias calculadas mais se aproximam do valor observado pelo satélite.

Da mesma forma, o método da temperatura de corpo negro equivalente (EBBT, na sigla em inglês) descrito por Nieman et al. (1993) utiliza um perfil de temperatura de PNT para comparar com a temperatura de corpo negro equivalente da nuvem na janela atmosférica. É claro que a suposição de uma nuvem completamente opaca e homogênea não é verdadeira na maioria das situações e, por essa razão, os métodos de ajuste de radiância subestimam a CTH para nuvens esparsas e nuvens semitransparentes. Isso ocorre devido às contribuições da superfície e da atmosfera abaixo da nuvem que não são completamente absorvidas pela nuvem e amplificam a radiância observada pelo sensor do satélite.

Para nuvens opticamente rasas, há um método de correção semitransparente (SZEJWACH, 1982), às vezes chamado de *water vapor (H_2O) intercept* (NIEMAN et al., 1993), que corrige a temperatura da nuvem para determinar a CTH. Assume-se uma relação linear entre a radiância da janela atmosférica e a de vapor de água em

função da cobertura de nuvens, e a CTH é ajustada à interseção entre esta regressão linear e a curva simulada de radiâncias de nuvem opaca dos perfis previstos da PNT (descrito no Apêndice C de Schmetz et al. (1993)).

1.1.2 Razão entre radiâncias

Também com o objetivo de tratar as nuvens semitransparentes, a razão de radiâncias é uma abordagem multiespectral comumente chamada de *split window* ou CO_2 *slicing* (CHAHINE, 1974). A CTH é recuperada a partir da razão das diferenças entre o pixel com nuvem e uma radiância estimada de céu claro para dois canais infravermelhos.

Para condições de céu claro, $\eta = 0$ e a Equação 1.1 torna-se

$$I_\nu^{clr} = B_\nu(T_s)t_\nu(p_s, 0) + \int_{p_s}^{0} B_\nu(T(p))\frac{\partial t_\nu(p,0)}{p}dp, \tag{1.6}$$

representando a soma das contribuições somente da superfície e da atmosfera. A diferença entre um pixel com nuvem e outro de céu claro, após a integração por partes, é

$$I_\nu - I_\nu^{clr} = \eta\varepsilon_\nu \int_{p_s}^{p_c} t_\nu(p,0)\frac{\partial B_\nu(T(p))}{p}dp. \tag{1.7}$$

O método da razão consiste em dividir a Equação 1.7 com número de onda ν_1 pela mesma equação com ν_2. As combinações de canais espectrais utilizados variam entre os sensores, mas geralmente incluem a faixa de absorção no infravermelho pelo CO_2 e, portanto, esse método de recuperação é conhecido como CO_2 *slicing*. Iwabuchi et al. (2018) demonstra através de simulações que as bandas de absorção pelo CO_2 desempenham um papel importante na redução de erros da CTH para nuvens semitransparentes (Figura 1.3). Os pares de canais podem ser fixos ou selecionados dinamicamente por diferentes métodos de classificação adaptáveis desenvolvidos por Holz et al. (2006) e Someya et al. (2016). De forma ideal, os coeficientes de absorção para ν_1 e ν_2 devem ser diferentes, mas mantendo próximas as emissividades da nuvem ε_ν, do contrário cada ε_ν deve ser calculada.

Então, assumindo emissividades da nuvem $\varepsilon_1 \approx \varepsilon_2$,

$$\frac{I_1 - I_1^{clr}}{I_2 - I_2^{clr}} = \frac{\int_{p_s}^{p_c} t_1(p,0)\frac{\partial B_1(T(p))}{p}dp}{\int_{p_s}^{p_c} t_2(p,0)\frac{\partial B_2(T(p))}{p}dp}, \tag{1.8}$$

a equação também se torna independente da fração de nuvem η, e a CTP p_c pode ser determinada numericamente. Apesar dessa metodologia melhorar a detecção de nuvens semitransparentes, ainda há limitações para situações de nuvens multicamadas, cirrus muito finas onde a diferença na Equação 1.7 é comparável ao ruído do instrumento, nuvens em perfis relativamente isotérmicos (por exemplo, nas regiões polares) e para nuvens baixas.

Figura 1.3 - Percentual do erro médio e do desvio padrão da CTP em função da espessura óptica da nuvem (COT, na sigla em inglês) a uma única temperatura do topo da nuvem (CTT, na sigla em inglês) para diferentes bandas do espectro. O painel (a) se refere às bandas de vapor de água (H_2O, em azul) e (b) ao dióxido de carbono (CO_2, em rosa), ambas comparadas à influência isolada das bandas da janela atmosférica (em cinza) e todas as bandas do infravermelho termal (em preto).

Fonte: Adaptado de Iwabuchi et al. (2018).

1.1.3 Estimativa ótima

A estimativa ótima (RODGERS, 1976) permite recuperar simultaneamente vários parâmetros da nuvem, como a pressão e temperatura do topo, profundidade ótica, juntamente com as incertezas relacionadas mesmo em situações de nuvens multicamadas. Diferentemente dos métodos de minimização direta, a estimativa ótima

requer estimativas anteriores e as matrizes de covariância das estimativas dos parâmetros a serem recuperados (HEIDINGER; PAVOLONIS, 2009). Este método mais robusto de recuperação da pressão do topo da nuvem está sendo testado para o sensor *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) do satélite *Meteosat Second Generation* (MSG) (WARRICK; COTTON, 2018) com resultados muito positivos e está em fase operacional como método de recuperação oficial dos produtos ABI do GOES-16 (DANIELS et al., 2018).

No método de estimativa ótima dos produtos de nuvem do sensor ABI somente os canais 11.2 μm, 12.3 μm e 13.3 μm são usados (HEIDINGER, 2013). Este método leva em consideração a variação espectral das emissividades de nuvem ε_ν em cada canal e, por isso, proporciona uma coerência das estimativas com as variáveis microfísicas da nuvem.

1.2 Estimativa do vento por satélite

Os *Atmospheric Motion Vectors* (AMVs) são um produto da estimativa do vento na troposfera a partir do rastreamento de padrões das nuvens em uma sequência de imagens de satélite geolocalizadas. É assumido que as nuvens atuam como traçadores passivos do fluxo atmosférico. O esquema de rastreamento de padrões gera vetores de vento, que são então atribuídos a uma pressão na coordenada vertical com base nos métodos discutidos na seção anterior. Os AMVs podem ser gerados tanto com satélites polares como a partir de sensores geoestacionários, e têm sido um dos produtos de satélite mais importantes para assimilação em modelos numéricos de tempo e clima (FORSYTHE et al., 2016).

O rastreamento das nuvem para calcular o vetor de vento é um processo bem estabelecido, sendo a estimativa de altura do AMV a maior fonte de incertezas do produto final (BORDE et al., 2014). A Figura 1.4 ilustra a sensibilidade dos AMVs aos erros de atribuição de altura do vetor. No caso 1, o erro de 50 hPa na altura do AMV produz apenas um erro de 0.5 ms^{-1}, enquanto que no caso 2 onde o cisalhamento do vento é maior, o erro na velocidade do vento chega a 7 ms^{-1}. Por esta razão, os erros de atribuição de altura tendem a ser mais críticos para AMVs em regiões e níveis de alto cisalhamento do vento.

Figura 1.4 - Dois casos ilustrativos do impacto de uma incerteza de 50 hPa na atribuição de altura do AMV.

Fonte: Salonen et al. (2015).

A Figura 1.5 mostra um caso real onde é possível identificar facilmente o erro de atribuição de altura do AMV. O painel superior é um subconjunto dos AMVs derivados no CPTEC para o dia 27/04/2018 às 12:00 UTC com uma imagem de satélite da janela infravermelha em segundo plano, e as alturas atribuídas pelo algoritmo são codificadas por cores. Abaixo dos AMVs recuperados, estão as cartas sinóticas do CPTEC para três níveis de pressão distintos (850, 700 e 250 hPa) para o mesmo instante e o domínio dos AMVs. Em ambas as regiões de interesse destacadas nas imagens há diversos AMVs que foram atribuídos a baixos níveis (magenta e vermelho), porém sua direção, sentido e intensidade correspondem a vetores de altos níveis (azul), referentes a análise do nível de 250 hPa.

Figura 1.5 - Exemplo de erro na atribuição de altura. As imagens são para o mesmo recorte da América do Sul às 12Z de 27/04/18. O painel superior é o produto operacional de vento DSA com alturas codificadas por cores, e os painéis abaixo, as análises sinóticas do CPTEC para três níveis verticais.

Fonte: Adaptado de INPE (2018).

Geralmente, os esquemas de estimativa da pressão do topo da nuvem são aplicados apenas aos 20% dos pixels mais frios da nuvem, mas não necessariamente esses foram os pixels usados para derivar o AMV. Isso pode levar à inconsistência entre os AMVs e sua altura correta, mesmo se a estimativa da pressão do topo for acurada. O estudo de Bresky et al. (2012) aborda a hipótese de aplicar a estimativa de pressão do topo

apenas aos pixels usados nos esquemas de rastreamento.

Também pode ser considerada a hipótese de que um AMV é representativo de uma camada da atmosfera ao invés de ser atribuído a uma altura discreta. Tal hipótese é coerente com o conceito de altura efetiva radiativa (STUBENRAUCH et al., 2013) cuja energia provém de uma camada abaixo do topo. Uma determinação precisa da profundidade da camada do AMV seria de grande utilidade para fins de assimilação de dados e PNT, porém tal profundidade depende do tipo de nuvem e outros fatores. Os estudos de Folger e Weissmann (2016) e Lean et al. (2015) demonstraram que AMVs representam melhor o vento real quando atribuídos a uma camada ligeiramente abaixo do topo das nuvens.

2 OBJETIVO

Este estudo busca contribuir indiretamente na melhoria das PNTs, à medida em que são aprimoradas as condições iniciais, especificamente o produto de vento estimado por satélite. Entre os diversos fatores que compõem o produto de vento assimilado para gerar PNTs, a altura dos vetores é a maior fonte de incertezas no produto final como demonstrado na Seção 1.2.

Logo, o objetivo deste trabalho foi analisar a altura dos AMVs gerados pela DSA/CPTEC frente ao produto AMV oficial da NOAA, dados de reanálise e radiossondagens. O domínio e período de interesse foi a América do Sul no ano de 2018.

3 METODOLOGIA

3.1 Dados

3.1.1 Advanced Baseline Imager

O sensor ABI a bordo do satélite GOES-16 foi lançado à órbita geostacionária em novembro de 2016 e tornou-se operacional em dezembro de 2017 a 75° Oeste. Possui 16 bandas espectrais com resoluções espaciais de 500 m (banda visível de 0,64 μm), 1 km (bandas 0,47 μm, 0,86 μm e 1,61 μm) e 2 km (banda 1,37 μm e todas do infravermelho termal). O ABI é capaz de obter uma imagem *full disk* a cada 5 minutos, porém o modo de operação mais utilizado captura uma imagem *full disk* com resolução de 15 minutos, a área continental dos Estados Unidos a cada 5 minutos e duas áreas arbitrárias de 1000 km por 1000 km a cada 30 segundos, simultaneamente (SCHMIT et al., 2017).

A Figura 3.1 compara os canais espectrais do ABI com outros imageadores da última geração de satélites geoestacionários. Alguns destes satélites ainda não estão em órbita, mas têm seus lançamentos previstos para os próximos anos, a seguir: o sensor AGRI (Advanced Geosynchronous Radiation Imager) a bordo do satélite chinês Fengyun-4 (YANG et al., 2017), o FCI (Flexible Combined Imager) que é o sensor planejado para o satélite europeu Meteosat Third Generation - MTG (OUAKNINE et al., 2013), o satélite coreano transportará o sensor AMI (Advanced Meteorological Imager), e o sensor AHI (Advanced Himawari Imager) que foi o primeiro desta geração de satélites, sendo lançado nos satélites Himawari-8/9 (BESSHO et al., 2016).

Comparado com o sensor IMAGER nas versões anteriores do satélite GOES (MENZEL; PURDOM, 1994), o sensor ABI no GOES-16 tem resolução espectral aumentada em aproximadamente três vezes, resolução temporal em cinco vezes e resolução espacial quatro vezes melhor (SCHMIT et al., 2005). A partir desses números, muitos desafios são colocados, desde o gerenciamento, processamento e armazenamento dos dados até a efetiva aplicação para fins meteorológicos. Quanto às estimativas de vento, o ABI permite resultados com maior resolução (temporal e espacial) e em mais canais de absorção do vapor d'água.

Figura 3.1 - Localização no espectro eletromagnético das bandas espectrais dos seguintes sensores da mais recente geração de satélites geoestacionários: AGRI, da China; FCI, da União Europeia; AMI, da Coreia do Sul; AHI, do Japão; e ABI, dos Estados Unidos.

Fonte: Yang et al. (2017).

3.1.1.1 Produtos AMV

O algoritmo do produto DMW da NOAA foi reformulado para o sensor ABI no GOES-16. Entre os novos desenvolvimentos destaca-se, para o propósito deste trabalho, a integração da atribuição de altura dos vetores com os produtos de nuvem do ABI. A partir do método de estimativa ótima, a atribuição de altura é feita a partir do produto de pressão do topo da nuvem, este gerado simultaneamente com os produtos de temperatura do topo da nuvem e espessura ótica da nuvem. Essa maior sinergia com os produtos de nuvem é justificada pela expectativa do desenvolvimento de produtos mais robustos e confiáveis, pois anteriormente com o sensor IMAGER o produto de pressão do topo de nuvens não era aproveitado na atribuição de altura dos AMVs. O produto DMW é disponibilizado em *full disk* a cada 60 minutos.

Os AMVs são processados pelo CPTEC desde 1998 (MACHADO; CEBALLOS, 2000), tendo sido gerados operacionalmente a partir das imagens do GOES-8, -10, -12 e -13 (COSTA et al., 2018). Recentemente seu algoritmo do GOES-13 foi adaptado para receber os dados do GOES-16 desde a desativação do GOES-13 em janeiro de 2018. O modelo de vento da DSA realiza a atribuição de altura dos vetores

independentemente dos produtos de nuvem e utiliza como dados auxiliares os perfis de temperatura e umidade do modelo global operacional do CPTEC. A geração local dos AMVs pelo CPTEC se justifica para aplicações em previsão de curtíssimo prazo (*nowcasting*), além de possibilitar um futuro ciclo rápido de assimilação em um modelo regional de PNT.

Neste trabalho foram comparadas as saídas operacionais de AMV do CPTEC com dados de reanálise para todo o ano de 2018. Além destes, foi reprocessado um conjunto de AMVs com a frequência de 15 minutos para todo o mês de setembro de 2018 para comparação direta com o produto AMV da NOAA.

3.1.2 Radiossondas

Antes dos satélites meteorológicos, a rede global de radiossondas era a única fonte recorrente de informação da atmosfera superior de parâmetros básicos como temperatura, umidade e vento. As radiossondas mantêm sua importância nos dias de hoje como a referência em comparação às estimativas de sensoriamento remoto e simulações de modelos numéricos, principalmente para estudos de calibração e validação. Apesar de confiáveis e precisas, por serem na sua maioria estações tradicionais baseadas em terra, praticamente não há dados cobrindo regiões oceânicas ou áreas terrestres remotas. Outra limitação das radiossondas é a frequência temporal, geralmente lançadas duas vezes por dia (às 00 UTC e 12 UTC) simultaneamente em todas as estações, o que limita a observação do ciclo diurno das variáveis de interesse. Apenas em situações específicas, como experimentos meteorológicos de duração limitada, aumenta-se a frequência de lançamentos.

3.1.3 Reanálise NCEP-DOE

Uma reanálise atmosférica é uma fonte de dados com distribuição espacial e temporal uniforme, composta por um sistema de assimilação de dados que utiliza um modelo de circulação geral da atmosfera para gerar uma estimativa do estado da atmosfera. Reanálises podem ser tanto regionais ou globais, e geralmente cobrem englobam décadas de observações, para estudos de tempo e clima.

A renálise NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy)(KANAMITSU et al., 2002), ou R2, é uma versão atualizada da reanálise global NCEP-NCAR (National Center for Atmospheric Research)(KALNAY et al., 1996), ou R1. A R2 apresenta correções e melhorias no modelo atmosférico e parametrizações físicas, além da inclusão de mais observações. Originalmente a R2 emprega um

modelo de 28 camadas sigma, com resolução horizontal de aproximadamente 210 km.

A R2 foi usada neste trabalho para uma avaliação inicial e mais abrangente do produto de vento da DSA. A análise foi feita através da técnica *Best Fit Pressure*, abordada na Seção 3.2.1. Os dados utilizados da R2 têm grade regular de 2.5° e 17 níveis verticais, porém para análise do vento foram utilizados somente 13 níveis, entre 1000 e 70 hPa, pois os níveis superiores (50, 30, 20 e 10 hPa) já não são relevantes para detecção de AMVs devido à ausência de nuvens.

3.1.4 Brazilian Atmospheric Model

O Brazilian Atmospheric Model (BAM) é o mais recente modelo global em desenvolvimento pelo CPTEC, em operação desde janeiro de 2016. Este foi desenvolvido para substituir o modelo global anterior, com uma série de melhorias no seu núcleo dinâmico e nas parametrizações físicas. Segundo Figueroa et al. (2016), a proposta do BAM é ser capaz de reproduzir desde a mesoescala (10 km) até fenômenos sinóticos (200 km) para previsões de tempo e clima.

As saídas do BAM utilizadas neste trabalho têm grade regular de 0.18° (aproximadamente 20 km nos trópicos) e 37 níveis verticais. Este produto foi utilizado como dado auxiliar na geração dos AMVs da DSA (Seção 3.1.1.1) e foi comparado com a reanálise R2 para aplicação na avaliação dos AMVs através do método *Best Fit Pressure*, na Seção 3.2.1.

3.2 Comparações

3.2.1 AMVs x Reanálise

Primeiramente foi realizada a comparação entre os AMVs gerados a partir dos canais 10,3 μm e 6,15 μm da DSA, entre janeiro e dezembro de 2018 com a reanálise R2. A análise do nível de melhor ajuste do AMV no modelo numérico, ou *Best Fit Pressure* (BFP), é útil para identificar possíveis erros na determinação da altura dos AMVs. Neste caso, o produto numérico utilizado foi a reanálise R2. A partir de cada AMV, procura-se na reanálise o nível vertical em que a diferença das componentes zonal e meridional do vento são menores. A diferença entre o BFP e o nível original atribuído ao AMV é um indicativo da performance do método de estimativa de altura do AMV.

Há algumas limitações no uso do BFP para avaliar o método de estimativa de altura.

Entre elas, a baixa resolução espacial da reanálise, com grade de 2.5° (aproximadamente 250 km nos trópicos) e 13 níveis verticais (com espaçamentos de até 150 hPa) tende a suavizar o campo de vento e afetar a análise dos AMVs. Essa deficiência foi minimizada a partir da interpolação linear do perfil do vento da reanálise para a mesma posição horizontal do AMV, e interpolação linear na vertical para 90 níveis, a partir dos 13 níveis originais do produto R2. A Figura 3.2 ilustra a metodologia com um perfil de vento da reanálise R2, dividido em componentes zonal e meridional, interpolado para 90 níveis verticais, sendo os pontos nas curvas os 13 níveis originais do produto de reanálise.

Figura 3.2 - Exemplo de um perfil vertical do vento na camada entre 1000 e 70 hPa extraído da reanálise R2 e interpolado em 90 níveis. Os pontos na curva indicam os 13 níveis do produto utilizado antes da interpolação.

Fonte: Produção do autor.

Outra limitação da análise BFP ocorre em áreas com baixo cisalhamento vertical do vento, em que a direção e velocidade do AMV original não se aproximam de um único nível no modelo, e sim a um conjunto de possíveis soluções, como na Figura 3.3 em níveis baixos, entre 1000 e 900 hPa. Em tais situações de baixo cisalhamento

vertical do vento os AMVs são descartados da análise.

Uma alternativa a ser considerada para minimizar ainda mais as limitações da avaliação BFP, além da interpolação da reanálise R2, seria utilizar como produto numérico as saídas do modelo BAM produzidas no CPTEC. Como descrito anteriormente na Seção 3.1.4, o BAM possui maior resolução horizontal (20 km) e vertical (37 níveis). A Figura 3.3 é um exemplo de um perfil vertical de vento do BAM, originalmente com 37 níveis, interpolado para 90 níveis.

Figura 3.3 - Exemplo de um perfil vertical do vento na camada entre 1000 e 100 hPa extraído do modelo BAM e interpolado em 90 níveis. Os pontos na curva indicam os 37 níveis do produto utilizado antes da interpolação.

Fonte: Produção do autor.

Porém, a escolha do BAM como referência para a análise BFP em um conjunto de doze meses implicaria num elevado tempo de processamento dos dados, se comparado ao uso da reanálise R2. Na Figura 3.4 são comparados os resultados da análise BFP com a reanálise R2 e o BAM, de um mesmo conjunto de dados. A avaliação principal dos histogramas da diferença entre a pressão do AMV e da BFP no modelo (p[AMV]- p[BFP]) busca se há tendência de subestimativa ou superestimativa na

altura dos AMVs. Como a coordenada de altura é inversa à coordenada de pressão, valores negativos na Figura 3.4 representam uma superestimativa na altura, enquanto valores positivos indicam subestimativa na altura.

Figura 3.4 - Distribuição da diferença entre a pressão do AMV e o nível de melhor ajuste BFP (p[AMV]- p[BFP]) para o campo de vento em 22 de setembro de 2018 às 00:00 UTC. Reanálise R2 no quadro à esquerda, e saída operacional do BAM no quadro à direita.

Fonte: Produção do autor.

Apesar da reanálise R2 possuir resolução horizontal e vertical menor que o BAM, as distribuições da análise BFP na Figura 3.4 são muito similares. Logo, considerando a análise proposta, o uso da reanálise R2 foi definido como satisfatório para a análise proposta pois o padrão dos resultados é similar para os dois casos. Desta forma, a utilização dos dados de reanálise torna-se uma solução mais simples e rápida, fornecendo resultados satisfatórios.

3.2.2 AMVs DSA x AMVs NOAA

A segunda parte do trabalho apresenta uma avaliação do produto de vento da DSA tomando como referência o produto *Derived Motion Winds* (DMW) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O produto DMW, no contexto deste trabalho, foi a referência na comparação com o produto da DSA por ser o produto de vento oficial da NOAA e por permitir a análise em todo o domínio escolhido com resolução espacial compatível. Uma visão geral resumida da metodologia utilizada é apresentada na Figura 3.5, com cada elemento descrito a seguir nesta seção.

Figura 3.5 - Resumo das etapas realizadas para geração e tratamento dos produtos de vento DSA e DMW.

Fonte: Produção do autor.

Ambos os modelos de vento (DSA e NOAA) podem ser aplicados em todo o domínio de cobertura (*full disk*) do sensor ABI. Porém, a área de interesse deste estudo foi a América do Sul e os oceanos ajacentes, mais especificamente entre 20° a 100° Oeste, e 15° Norte a 50° Sul. A restrição em 50° Sul foi feita devido ao elevado ângulo de visada do satélite, e pela reduzida densidade de estações de radiossondagem para validação dos resultados. Apesar dos distintos comportamentos espectrais das superfícies, os algoritmos aqui apresentados para os canais de janela atmosférica próximo a 11 μm tratam da mesma forma os padrões de nuvem sobre continente ou oceano.

O período de análise foi determinado como um único mês (setembro de 2018) pois tal amostra já seria grande suficiente para análise, além da limitação de armazenamento local dos dados do sensor ABI. Apesar disso, a metodologia permite analisar quaisquer outros períodos. O mês de setembro de 2018 foi escolhido arbitrariamente, e a frequência de 60 minutos foi definida pela disponibilidade do produto DMW *full disk*, totalizando aproximadamente 720 amostras. Operacionalmente o produto DSA é processado a cada 15 minutos ou 10 minutos, de acordo com a frequência disponível das imagens.

Os principais dados de entrada no modelo de vento da DSA são os campos de temperatura de brilho do sensor ABI. Além dos trios de imagens são necessários perfis de temperatura e umidade de um modelo de PNT, sendo o escolhido o modelo BAM do CPTEC. A frequência utilizada dos pares de imagens para geração do campo de vento pode variar dependendo do sensor e modo de operação. Para o perído de análise (setembro de 2018) as imagens ABI foram feitas no modo 3 de varredura, que produz uma imagem *full disk* a cada 15 minutos.

Como o modelo de vento da DSA pode ser adaptado para diferentes sensores e satélites, alguns parâmetros podem ser ajustados. Entre eles, o domínio espacial e os canais espectrais a serem usados com os métodos de ajuste de radiâncias (Seção 1.1) para a estimativa de altura do vetor. Neste estudo foram escolhidos os canais 14 (11,2 μm) e 8 (6,15 μm) de modo a possibilitar a comparação direta com o produto DMW que também utiliza o canal 14. Tanto no produto DSA como DMW, o canal infravermelho janela em 11,2 μm é utilizado para o rastreamento dos padrões de topo de nuvem, além da estimativa da direção e velocidade do vento. No modelo DSA o canal do vapor de água 6,15 μm é usado em conjunto para a estimativa de altura do topo da nuvem, nos casos de correção semitransparente do ajuste de radiâncias.

O produto NOAA DMW foi obtido da plaforma CLASS (*Comprehensive Large Array-data Stewardship System*), disponível a cada 60 minutos para o domínio *full disk*. Há sete produtos DMW distintos que fazem o rastreamento de padrões de nuvem ou vapor de água para os canais 2 (0,64 μm), 7 (3,9 μm), 8 (6,15 μm), 9 (7,0 μm), 10 (7,4 μm), e 14 (11,2 μm). Neste estudo foi escolhido o produto do canal 14 que, por se tratar de uma janela atmosférica, é o único produto DMW disponível que rastreia padrões dos topos de nuvem entre em todos os níveis na troposfera (1000 hPa a 100 hPa). A atribuição de altura para os produtos DMW é tratada separadamente pelo produto de nuvens, utilizando o método de estimativa ótima

(Seção 1.1) com os canais 14 (11,2 μm), 15 (12,3 μm) e 16 (13,3 μm).

Como o rastreamento de padrões e atribuição de altura dos vetores são etapas distintas, pode ocorrer destas serem ou não realizadas sobre os mesmo pixels. No caso do produto DSA é feita uma abordagem simplificada que aplica a estimativa de altura a 10% dos pixels mais frios da cena rastreada, independentemente destes pixels terem sido relevantes ao rastreamento. No produto DMW a estimativa de altura dos vetores é aplicada somente aos maiores agrupamentos de pixels responsáveis pelo rastreamento. A pressão final do vetor é definida como a mediana das pressões dos pixels selecionados do passo de tempo anterior com o posterior. Segundo Daniels et al. (2012), é esperado que o esta abordagem geralmente resulte numa altura mais baixa (maior pressão) do que métodos tradicionais que utilizam a amostra dos pixels mais frios.

O produto DMW possui um tratamento especial na atribuição de altura dos vetores em regiões de inversão térmica em baixos níveis, como aquelas frequentemente encontradas em regiões oceânicas sob atuação de altas subtropicais. Nestas situações o perfil de temperatura atinge a temperatura da nuvem em dois níveis, e a camada rasa de stratocumulus marinha encontra-se no nível mais inferior. Nessas condições, o algoritmo DMW utiliza o ajuste de radiâncias a partir somente da mediana do maior agrupamento encontrado, ao invés de considerar os dois passos de tempo e a estimativa ótima.

Um dos parâmetros que pode ser ajustado no modelo de vento da DSA são as coordenadas de entrada para o módulo de rastreamento de padrões. Somente a partir desta lista arbitrária de coordenadas que o algoritmo efetuaria o rastreamento dos alvos. Há também a opção do próprio algoritmo buscar o máximo de vetores possível, mas para a fim de comparar com o produto DMW foi escolhida a opção de lista arbitrária. Logo, para cada horário do produto DMW foram extraídas as posições de cada vetor, que serviram de entrada para o rastreamento do modelo DSA.

Foram escolhidas as posições das janelas alvo que seriam rastreadas no modelo DSA a partir das posições dos AMVs NOAA para possibilitar a comparação ponto a ponto dos dois produtos. O algoritmo DSA, então, identifica os perfis previstos de temperatura e umidade do BAM mais próximos do horário central do trio de imagens de satélite. Logo após, o modelo DSA realiza o rastreamento, atribuição de altura aos vetores encontrados no passo anterior, e controle de qualidade.

Apesar das coordenadas do produto DMW servirem de entrada para o modelo DSA, este modelo não necessariamente gera um vetor onde havia um vetor DMW devido a diferenças já esperadas nos métodos de rastreamento. Para garantir as comparações ponto a ponto, foi feito o mascaramento dos vetores que não eram comparáveis ao produto DSA. Além dos critérios adotados da proximidade de 0.01° de distância e velocidade acima de 3 m/s, foram removidos os vetores DSA com índice de qualidade abaixo de 60%.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 AMVs x Reanálise

A primeira avaliação foi a comparação dos AMVs DSA com a reanálise R2 durante todo o ano de 2018. A métrica BFP utilizada é descrita na Seção 3.2.1. Os produtos DSA em questão são as saídas operacionais, nos canais infravermelho janela 10,3 μm e vapor d'água 6,15 μm. O produto numérico de referência é a reanálise R2.

A Figura 4.1 apresenta as distribuições da diferença entre a pressão do AMV no infravermelho 10,3 μm e ao melhor ajuste BFP na reanálise (p[AMV]- p[BFP]). O padrão ao longo de todos os meses é semelhante, com pequenas variações em alguns meses. De uma forma geral predomina a subestimativa de altura (valores positivos), com máximos de frequência próximo de +50 hPa entre janeiro e maio, e nos meses de novembro e dezembro. Ou seja, há tendência de subestimativa de altura dos AMVs próximo ao período de verão.

Entre os meses de maio e outubro é observado um aumento de AMVs com altura superestimada em aproximadamente 200 hPa em relação à reanálise R2 (Figura 4.1). Tal comportamento é indicativo de um padrão específico de nuvens, em grande escala, que ocorre sazonalmente e produz esse resultado somente em determinados meses do ano.

A Figura 4.2, de forma similar, apresenta as distribuições da diferença entre a pressão do AMV no canal do vapor d'água 6,15 μm e a do melhor ajuste BFP na reanálise (p[AMV]- p[BFP]). O AMV no canal do vapor d'água é similar ao AMV infravermelho, com a diferença que padrão rastreado se refere ao vapor d'água. Nota-se que há maior assimetria das distribuições na Figura 4.2, consistente ao longo de todo o ano, com o máximo em 0 (zero) representando o ajuste ideal da altura dos AMVs ao campo de vento da reanálise. De uma forma geral predomina a superestimativa de altura (valores negativos).

Apesar do campo de vento da reanálise R2 ser suavizado em relação às estimativas a partir das imagens do sensor ABI, é possível avaliar a tendência de sub ou superestimativa de altura dos AMVs sobre a América do Sul. Para o produto AMV no infravermelho janela (Figura 4.1) foi observada predominância de tendência positiva na pressão (altura subestimada). Para o produto AMV no canal do vapor d'água foi observada uma tendência negativa na pressão (altura superestimada).

Figura 4.1 - Distribuição da diferença entre o nível de pressão dos AMVs em 10,3 μm e o nível BFP. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV em relação à reanálise R2.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 - Distribuição da diferença entre o nível de pressão dos AMVs em 6,15 μm e o nível BFP. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV em relação à reanálise R2.

Fonte: Produção do autor.

4.2 AMVs DSA x AMVs NOAA

Para cada horário, o produto DMW *full disk* apresentou aproximadamente 120 mil vetores rastreados, independentemente do controle de qualidade. Após selecionar apenas os vetores aprovados no controle de qualidade (*flag*=0) resultam aproximadamente 35 mil vetores em *full disk*, dos quais 16 mil vetores encontram-se no domínio da América do Sul e oceanos adjacentes. As coordenadas destes 16 mil vetores DMW, comparadas com as coordenadas dos cerca de 12 mil vetores DSA que foram gerados para cada horário resultaram em aproximadamente 9 mil vetores com coordenadas coincidentes para cada um dos produtos, a cada 15 minutos. A seguir, os resultados somente consideram este conjunto final de vetores com coordenadas coincidentes para as comparações.

Na Figura 4.3 foram selecionados dois horários (00:00 e 12:00 UTC) para três dias ao longo do período de análise (05, 15 e 25/09/18), com o objetivo de caracterizar o comportamento geral dos dados. O destaque de cores se refere ao método de atribuição de altura escolhido pelo algoritmo DSA. A cor roxa representa a aplicação direta do EBBT (Seção 1.1.1) equanto o amarelo indica vetores em que foi aplicada a correção de semi-transparência.

Foi observado que as pressões atribuídas aos vetores DSA se aproximam dos valores do produto DMW, principalmente para os vetores em que não é aplicada a correção de semi-transparência (roxo), e os resultados são coerentes ao longo das escalas de tempo diária e mensal. É importante ressaltar que estes resultados são semelhantes aos mais de 700 horários reprocessados para esse estudo. Em todos os quadros da Figura 4.3 destaca-se um grupo de vetores na cor roxa com pressão subestimada (maior altura) em cerca de 200 hPa pelo produto DSA. Tais vetores se referem a nuvens stratocumulus marinhas em regiões de inversão térmica, discutidas no estudo da Seção 4.3. O maior conjunto de vetores sem a correção de semi-transparência encontra-se em baixos níveis (alta pressão).

Ainda sobre a aplicação direta do EBBT (cor roxa), observa-se em todos os horários analisados um relativo conjunto de vetores de altos níveis com pressão superestimada (menor altura) pelo algoritmo DSA. Na Figura 4.3 tal grupo de vetores é mais evidente no horário de 12:00 UTC de 15/09/18. Neste horário o algoritmo DSA atribui pressões ao longo dos níveis médios e baixos para vetores de níveis altos (200 hPa) do produto DMW, em contraste ao grande aglomerado de vetores (em amarelo) que mais se aproximam do valor esperado por usarem a correção de semi-transparência. Ao não utilizar a correção de semi-transparência nesses vetores, é

possível que ocorra o caso em que a contribuição da superfície na radiância medida induz a uma maior temperatura de brilho e um melhor ajuste em camadas mais baixas da troposfera (Seção 1.1.1).

Na maior parte dos vetores em que foi aplicada a correção de semi-transparência (cor amarela), o produto DSA tem a pressão superestimada (menor altura) em até 100 hPa. Este maior agrupamento pode ser observado na Figura 4.3 como atribuídos a 200 hPa no produto DMW e 300 hPa para DSA. Ao longo dos níveis médios e baixos para o produto DMW, em todos os horários processados, um conjunto disperso de vetores em amarelo é atribuído aos níveis baixos pelo algoritmo DSA. Nota-se que, majoritariamente, tal subestimativa de pressão (maior altura) pode estar relacionada à aplicação da correção de semi-transparência em casos em esta não era necessária.

A Figura 4.4 apresenta os histogramas de frequência dos vetores DSA e DMW em relação à pressão atribuída, às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) nos dias 05, 15 e 25/09/18. À primeira vista, assim como para a Figura 4.3, nota-se a recorrência do comportamento dos dados ao longo das escalas de tempo diária e mensal. Ambos os produtos (DSA e DMW) têm dois máximos principais em altos níveis próximo a 200 hPa, e baixos níveis em torno de 900 hPa. Em todos os quadros, o pico de frequência dos vetores DSA (em azul) de altos níveis foi atribuído numa altura menor (maior pressão) do que os seus correspondentes no produto DMW (em vermelho), que se referem ao maior conjunto de vetores em amarelo na Figura 4.3 (nuvens altas).

Em baixos níveis, na maior parte dos casos da Figura 4.4 ambos os produtos concordam com a frequência máxima de vetores em torno do nível de 900 hPa. Porém, frequentemente o produto DSA atribui o intervalo de 800-600 hPa a mais vetores, o que representa um erro de 200 hPa. Estes mesmos vetores foram observados na Figura 4.3 como um conjunto de vetores (em roxo) com pressão subestimada em 200 hPa. Como será discutido na Seção 4.3, o erro nestes vetores pode estar relacionado à estimativa da altura de stratocumulus marinha em regiões de inversão térmica.

A Figura 4.5 exibe espacialmente os resultados discutidos, dos dias 05, 15 e 25/09/18 nos horários de 00:00 e 12:00 UTC. Cada um dos quadros apresenta a diferença entre o nível de pressão atribuído aos vetores DSA em referência aos vetores DMW. Como a coordenada de altura é inversa à pressão, valores positivos (cor azul) representam maior pressão dos vetores DSA (altura subestimada), e valores negativos (cor vermelha) representam menor pressão dos vetores DSA em relação ao vetor DMW (altura superestimada). São exibidos os vetores com diferença maior ou igual a 50 hPa, com a escala de cores representando diferenças absolutas de até 200 hPa.

Figura 4.3 - Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a aplicação do EBBT diretamente (roxo) e com a correção de semi-transparência (amarelo) para o algoritmo DSA.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4 - Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 - Mapas da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW.

Fonte: Produção do autor.

É possível observar na Figura 4.5 que há regiões com maior tendência de sub- e superestimativa de altura dos vetores DSA. Nota-se maior semelhança dos padrões espaciais entre os horários 00:00 e 12:00 UTC de um mesmo dia do que o mesmo horário de dias diferentes. A área coberta por vetores com altura subestimada (cor azul) é predominantemente maior para os dias e horários da Figura 4.5, principalmente sobre a extensão continental da América do Sul. As maiores áreas com AMVs com altura superestimada ocorrem sobre o Oceano Pacífico nas proximidades da costa do Peru e norte do Chile, e no Oceano Atlântico próximo ao região nordeste do Brasil. Os maiores valores absolutos de tendência na altura apresentam-se para as superestimativas sobre o Oceano Pacífico, com tons mais escuros de vermelho indicando o topo da escala de 200 hPa de diferença absoluta. Apesar da grande extensão de AMVs com altura subestimada (cor azul), a diferença absoluta é da ordem de 100 hPa.

Os resultados apresentados espacialmente na Figura 4.5 podem ser decompostos em latitude e longitude, e novamente visualizados num diagrama de dispersão como na Figura 4.3. Quando analisadas em conjunto, as Figuras 4.6 e 4.7 permitem localizar espacialmente aglomerados de AMVs com respostas espectrais semelhantes, a partir do destaque por cores das coordenadas latitude e longitude no diagrama de dispersão. A seguir são analisadas alguns aspectos de cada imagem de temperatura de brilho no infravermelho em 11,2 μm com os AMVs DSA sobrepostos para os horários 00:00 e 12:00 UTC nos dias 05, 15 e 25/09/18.

Na Figura 4.8, de 05/09/18 às 00:00 UTC, pode-se distinguir cada grupo de vetores DSA com erro maior que 50 hPa da Figura 4.5. O maior grupo de vetores de cor azul na Figura 4.5 (altura subestimada), localizados entre 10° Sul e 15° Norte, são identificados como vetores de altos níveis na Figura 4.8 (tons azuis). Este conjunto de vetores é pode ser visto na Figura 4.6 com as cores roxa e cinza (10° S a 15° N), tendo sido aplicada a correção de semi-transparência (Figura 4.3), e a maior ocorrência de erros deste tipo em nuvens altas é de 50 hPa de diferença (diferença entre os máximos na Figura 4.4). Esta tendência de subestimativa de nuvens altas se repete sistematicamente ao longo de todos os casos reprocessados.

Na Figura 4.9, de 05/09/18 às 12:00 UTC, destacam-se dois conjuntos de vetores DSA com altura superestimada no Oceano Pacífico (cor vermelha na Figura 4.5). Ao conjunto mais a oeste foi atribuída pressão entre 849 e 700 hPa (vetores em vermelho na Figura 4.9), e o conjunto a leste foi posicionado entre 699 e 500 hPa (vetores em amarelo). Os conjuntos podem ser separados também na Figura 4.7 en-

tre as cores azul (próximo a 95° O) e laranja (próximo a 80° O). No histograma da Figura 4.4 os dois conjuntos destacam-se como dois máximos relativos do produto DSA (em azul), com altura superestimada em aproximadamente 200 hPa. Esta tendência de superestimativa de nuvens baixas no Oceano Pacífico também se repete sistematicamente em grande parte dos resultados, inclusive naqueles não mostrados.

Na Figura 4.10, de 15/09/18 às 00:00 UTC, é evidente a maior concentração de nuvens altas sobre o continente, mas esse padrão de nuvens altas não apresenta erro evidente no mapa de diferenças da Figura 4.5. Um padrão que se destaca na Figura 4.5 é a ocorrência simultânea de sub- e superestimativa na altura dos vetores DSA no Oceano Pacífico. É característico desta região a presença persistente de nuvens baixas stratocumulus, em uma extensa camada uniforme. Na maioria dos horários reprocessados, o erro mais frequente nesta região é o de superestimativa na altura. Porém, na Figura 4.10 nota-se que a maior parte desses vetores no Pacífico foram posicionados no limiar de maior pressão (cor rosa, entre 1000 e 850 hPa). No produto DMW de referência, tais vetores têm o máximo de ocorrência em 900 hPa (Figura 4.4).

Na Figura 4.11, de 15/09/18 às 12:00 UTC, repetem-se as tendências positivas e negativas no Oceano Pacífico. Além disso, na Figura 4.5 pode-se observar próximo à costa do Equador um significativo grupo de vetores com altura subestimada (cor azul). Na Figura 4.11 muitos destes vetores foram posicionados em níveis médios entre 699 e 400 hPa (cores verde e amarela). Esta tendência de subestimativa também ocorre no continente, sobre o estado do Amazonas, com alguns vetores DSA entre 849 e 700 hPa (cor vermelha na Figura 4.11). Na Figura 4.6 ambos os conjuntos se apresentam como a faixa vertical na cor roxa e cinza (entre 10° S e 10° N), que na Figura 4.7 pode ser separada entre os AMVs na costa do Equador (cor laranja, próximo a 80° O) e aqueles sobre o Amazonas (cor verde, próximo a 65° O). Com erros na atribuição de altura de até 600 hPa, pois o produto DMW os posicionou no nível de 200 hPa, estes AMVs DSA utilizaram o EBBT sem correção de semi-transparência (Figura 4.3).

Figura 4.6 - Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a latitude de cada vetor.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.7 - Diagrama de dispersão da pressão (hPa) atribuída aos vetores DSA (ordenada) e DMW (abscissa). Vetores às 00:00 e 12:00 UTC (colunas) para os dias 05, 15 e 25/09/18 (linhas). Destacado pelas cores, a longitude de cada vetor.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 05/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.12, de 25/09/18 às 00:00 UTC, pode-se observar uma extensa camada de nuvens baixas a leste da costa nordeste do Brasil. Alguns dos AMVs DSA gerados nessa região têm altura superestimada em aproximadamente 100 hPa em relação ao produto DMW (Figura 4.5). Na mesma latitude, mas sobre o Oceano Pacífico há um conjunto de AMVs com altura superestimada em cerca de 200 hPa. Por estarem na mesma latitude, torna-se difícil distinguir os dois grupos na Figura 4.6 com o realce da latitude. Porém, na Figura 4.7 os AMVs no Oceano Atlântico aparecem claramente na cor cinza (próximo a 30° O) e os do Pacífico nas cores azul e laranja (entre 80° O e 90° O).

Figura 4.9 - AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 05/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.13, de 15/09/18 às 12:00 UTC, além dos elementos discutidos anteriormente, nota-se nos diagramas de dispersão um pequeno conjunto de AMVs com altura subestimada em cerca de 500 hPa concentrado no Oceano Pacífico em torno de 10° S (Figuras 4.6 e 4.7). Porém, a análise da temperatura de brilho no infravermelho (Figura 4.13) mostra que a atribuição da altura dos vetores em baixos níveis pelo algoritmo DSA está correta, e que o produto DMW não pode ser considerado acurado nesta situação. Este é um caso ilustrativo da dificuldade de avaliar de forma independente a definição de altura do topo de nuvens em regiões remotas. Como as reanálises terminam por assimilar os próprios AMVs, sobre os oceanos uma avaliação independente só poderia ser feita a partir de uma campanha de experimentos.

Figura 4.10 - AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 15/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

4.3 Estudos de caso

Dois horários foram escolhidos pela presença de fenômenos relevantes às incertezas associadas à definição de altura dos AMVs. O primeiro estudo de caso discute o persistente viés positivo na altura dos AMVs sobre o Oceano Pacífico subtropical. O segundo estudo de caso analisa a ocorrência de nuvens altas sobre uma extensa região do planalto central brasileiro, com diferentes respostas dos produtos de vento NOAA e DSA e comparação com radiossondas.

Figura 4.11 - AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 15/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

4.3.1 Caso nº 1: 01/09/18, 12:00 UTC

A seguir é analisado o horário de 12:00 UTC do dia 01/09/18. No histograma de frequência da pressão dos vetores (Figura 4.14), é possível notar que o produto DSA concorda com o produto DMW principalmente entre 1000 e 800 hPa. Em altos níveis, o produto DSA subestima a altura dos vetores em aproximadamente 50 hPa comparado ao DMW, também uma tendência recorrente nos exemplos anteriores. A maior diferença ocorre entre 800 e 600 hPa, nível em que o produto DSA posicionou vetores geralmente em níveis mais baixos no produto DMW. Em seguida buscou-se avaliar a localização desses AMVs de níveis médios.

Figura 4.12 - AMVs DSA em 11,2 μm às 00:00 UTC de 25/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

Na seção anterior, este erro de superestimativa na altura dos AMVs DSA de baixos níveis foi observado sobre as nuvens stratocumulus que se formam nos oceanos Pacífico e Atlântico devido à atuação das altas subtropicais. Para localizar tais vetores, novamente são utilizados os realces das coordenadas geográficas nos diagramas de dispersão. Na Figura 4.15 pode-se observar o agrupamento de vetores de baixos níveis distantes da diagonal. Estes são os vetores que, na Figura 4.14, destacaram-se com a altura superestimada em aproximadamente 200 hPa. A partir do destaque por cores é nota-se que este grupo de vetores encontra-se numa região entre 0° e 35° S (no quadro superior, cores roxa, verde e laranja), e entre 70° e 100° O (no quadro inferior, cores laranja e azul), o que corresponde ao Oceano Pacífico.

Figura 4.13 - AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 25/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

Confirmando a área delimitada nos diagramas de dispersão, na Figura 4.16 é possível observar espacialmente a elevada concentração de vetores com diferença absoluta entre DSA e DMW maior que 50 hPa (cor vermelha) no Oceano Pacífico próximo ao Peru. Há um grande conjunto de AMVs que atingem o topo da escala de -200 hPa. Esta região do Oceano Pacífico apresenta uma extensa camada persistente de nuvens stratocumulus devido ao efeito combinado da subsidência do anticiclone subtropical do Pacífico Sul com baixas temperaturas da superfície do mar ao longo de todo o ano. Particularmente no inverno e primavera, que engloba o mês de setembro que foi analisado, é que ocorrem os valores máximos de cobertura de nuvens nessa região (MUÑOZ et al., 2016).

Figura 4.14 - Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 12:00 UTC do dia 01/09/18. Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário.

Fonte: Produção do autor.

Apesar da maioria dos vetores ter altura superestimada (cor vermelha na Figura 4.16) sobre o Oceano Pacífico, ainda assim há um pequeno conjunto de vetores com altura subestimada (cor azul) próximo à costa do Chile (da mesma forma como em exemplos da Figura 4.5). Logo, não se pode apontar a frequente camada de stratocumulus como o único fator contribuinte da tendência na estimativa de altura. Como já mencionado na seção anterior, sobre a Figura 4.13, o produto DMW também trata-se de um resultado estimado e possui suas próprias fontes de incerteza. Quando analisado o campo de AMVs DSA sobre o Pacífico às 12:00 UTC do dia 01/09/18 (Figura 4.17) note-se que as alturas dos AMVs têm uma distribuição coerente (variando entre 1000 e 699 hPa). Porém, o padrão simultâneo de sub- e superestimativas aparece somente quando avaliado o erro em relação ao produto DMW (Figura 4.16), em que AMVs DSA da mesma altura apresentam tendências contrárias.

Foi observado que os valores do indicador de qualidade do produto DSA não distingue este grupo de vetores com altura superestimada. O indicador de qualidade (QI) representa a coerência do vetor com os vetores na sua vizinhança imediata e, pelo fato de haver uma grande área com cobertura de nuvens stratocumulus uniforme, os vetores tendem a concordar entre si e aumentar o valor do indicador de qualidade. Logo, o valor do QI é alto pois o erro na altura é similar entre os AMVs vizinhos.

As diferenças de altura encontradas no Oceano Pacífico estão de acordo com o encontrado por Garay et al. (2008) que, comparando a altura do topo de nuvens recuperada por satélite com observações baseadas em navios de pesquisa oceanográfica, constataram uma superestimativa na altura do topo das nuvens devido à má representação da inversão térmica característica das nuvens stratocumulus nos perfis verticais do modelo utilizado. Além destes, Harshvardhan et al. (2009) também observaram um viés positivo na altura do topo de stratocumulus marinhas na presença de inversões térmicas.

Uma hipótese levantada por estes estudos anteriores é que uma importante fonte de erro na estimativa de altura de nuvens em áreas com inversão térmica são os perfis verticais de temperatura e umidade do modelos. Ao não capturar corretamente a inversão térmica, propaga-se o erro na definição da altura da camada de nuvens. Logo, torna-se importante avaliar o método de estimativa de altura com a capacidade dos modelos numéricos em identificar corretamente as inversões térmicas.

Além disto, pode ser interessante comparar a estimativa da altura do topo das nuvens a partir de técnicas independentes de perfis previstos por modelos numéricos para evitar a propagação dos erros destes. A proposta de Carr et al. (2018) é combinar combinar a estimativa de altura a partir da técnica de estereofotogrametria do sensor Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR), de órbita polar, com a alta resolução temporal do GOES-16. A estereofotogrametria está sujeita a outras fontes de incerteza, como erros de registro e posicionamento das imagens, mas elimina a incerteza dos perfis previstos de temperatura e umidade.

Figura 4.15 - Dispersão entre os produtos DSA e DMW, às 12:00 UTC de 01/09/18. No quadro superior as cores representam a latitude de cada AMV, enquanto que no gráfico inferior, a longitude.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 - Mapa da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 12:00 UTC do dia 01/09/18. Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW.

Fonte: Produção do autor.

4.3.2 Caso nº 2: 11/09/18, 12:00 UTC

A Figura 4.18 apresenta os erros dos AMVs DSA em relação ao produto DMW às 12:00 UTC do dia 11/09/18. Além do fenômeno recorrente de superestimativa das nuvens baixas sobre o Pacífico, a seguir é analisado o conjunto de AMVs de cor azul (altura subestimada) sobre a região central do Brasil. Este fenômeno não é recorrente e foi observado somente em um dia do mês de setembro. O mais interessante neste caso é a possibilidade de comparar os produtos AMVs com dados de radiossondas, que só estão disponíveis sobre os continentes. Outro aspecto que torna este caso único é a uniformidade da tendência positiva na pressão sobre uma grande área.

Figura 4.17 - AMVs DSA em 11,2 μm às 12:00 UTC de 01/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.19 exibe um recorte da região de interesse, entre 10° e 20°S, e 40° e 60°O com o produto DSA e a imagem infravermelha de fundo. A cor azul claro dos AMVs se refere ao intervalo de pressão entre 399 e 250 hPa. O conjunto dos vetores tem velocidade aproximada de 40 nós. Na Figura 4.20 dois conjuntos de vetores DSA (em azul) diferem da distribuição DMW (em vermelho). Os AMVs DSA com máximo relativo em 700 hPa são aqueles localizados no Oceano Pacífico (altura superestimada na Figura 4.18). Os AMVs DSA em altos níveis com altura entre 350 e 200 hPa se referem ao conjunto de AMVs em destaque na Figura 4.19, sobre a região central do Brasil.

Figura 4.18 - Mapa da diferença de nível de pressão atribuído (hPa) entre vetores DSA e DMW. Vetores às 12:00 UTC do dia 11/09/18. Somente são exibidos os pontos em que a diferença entre os produtos é maior que 50 hPa. Valores positivos (negativos) indicam subestimativa (superestimativa) da altura do AMV DSA em relação aos AMVs DMW.

Fonte: Produção do autor.

Enquanto o produto DMW concentra os AMVs em 200 hPa, o produto DSA os distribui ao longo do intervalo 350-200 hPa. Foi utilizada como referência para validação dos resultados as radiossondagens das cidade de Brasília e Uberlândia (Figuras 4.21 e 4.22), que se encontram exatamente sob os alvos de interesse. Nas duas sondagens é possível observar que o nível correto das nuvens altas com ventos de de noroeste de 40 nós é em torno de 300 hPa. Em 200 hPa, onde o produto DMW posicionou as nuvens, não há umidade disponível para formação de nuvens. Ou seja, o produto DMW neste caso não pode ser considerado como referência para na avaliação do produto DSA. Um possível causa deste erro no produto DMW pode estar nos perfis de temperatura e umidade do GFS que são utilizados na estimativa de altura do topo de nuvem, que mereceriam maior investigação.

Figura 4.19 - AMVs DSA em 11,2 μm sobre o Oceano Pacífico (10°-20°S; 40°-60°O) às 12:00 UTC de 11/09/2018 com imagem de fundo da temperatura de brilho no infravermelho correspondente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 - Histogramas de frequência dos vetores DSA (azul) e DMW (vermelho) relativo a pressão atribuída (hPa). Vetores às 12:00 UTC do dia 11/09/18. Histogramas não normalizados devido ao número idêntico de amostras DSA e DMW com coordenadas coincidentes em cada horário.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.21 - Diagrama termodinâmico skew-T log-P de radiossondagem em Brasília (DF) às 12:00 UTC de 11/09/18.

Fonte: UWYO (2019).

Figura 4.22 - Diagrama termodinâmico skew-T log-P de radiossondagem em Uberlândia (MG) às 12:00 UTC de 11/09/18.

Fonte: UWYO (2019).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho realizou uma avaliação do produto de vento estimado a partir de imagens do sensor ABI, que está a bordo do satélite GOES-16. A etapa de definição da altura dos vetores foi o foco principal do estudo. Este é o parâmetro que mais influencia no erro final dos vetores como, por exemplo, na assimilação de dados em modelos numéricos de previsão de tempo.

A NOAA é um dos centros meteorológicos que produz AMVs operacionalmente e distribui esses dados para toda a comunidade científica mundial. Neste trabalho os campos de vento produzidos a partir do algoritmo operacional do CPTEC/INPE foram comparados com os o vento produzido pela NOAA, por ser este o produto oficial de vento do GOES-16. Além disso foram comparados os produtos de vento com outras fontes como reanálises e radiossondas.

Os resultados mostraram que a altura dos vetores DSA está coerente com o produto DMW disponibilizado pela NOAA, com destaque especial para erros de ambos na região do Oceano Pacífico já descritos na literatura. É importante ressaltar que a análise do modelo de vento deve ser feita em conjunto com o modelo numérico que fornece os perfis de temperatura e umidade auxiliares, pois destes se propagam incertezas para a determinação da altura dos AMVs. No caso do modelo da NOAA são utilizadas as saídas do GFS, e no modelo na DSA utiliza-se o BAM.

Um resultado que pode ser destacado é a metodologia de comparação direta entre os produtos NOAA e CPTEC, de cada vetor individualmente. O processo pode ser adaptado à diferentes produtos de entrada e permite a configuração dos parâmetros como a distância máxima entre vetores, limiares do valor de QI e área de interesse. A exportação das máscaras de coordenadas dos vetores coincidentes entre dois produtos de vento para cada horário também pode ser usada em outras aplicações.

Para o contínuo desenvolvimento do produto DSA, as seguintes possibilidades em aberto permitem ampliar a compreensão e propor melhorias no algoritmo de vento. A avaliação sobre a altura dos vetores pode ser feita detalhadamente ao longo de todo o ano e comparada a mais observações independentes. Além disso, podem ser adicionados à avaliação produtos de satélite com princípios de funcionamento diferentes do sensor ABI como, por exemplo, os sensores ativos Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation (CALIOP), Cloud Profiling Radar for CloudSat (CPR) e Atmospheric Laser Doppler Instrument (ALADIN), além do sensor passivo MISR. Podem também ser estudados novos índices de qualidade na rotina operacional do

produto DSA que levem em consideração o desempenho deste comparado a outras fontes de dados operacionais que já são recebidos pela própria DSA, auxiliando seu monitoramento constante.

A partir do processo de comparação de produtos de diferentes fontes desenvolvido neste trabalho, permite-se a combinação das vantagens e desvantagens de cada plataforma espacial na elaboração de um algoritmo de vento mais robusto e acurado como proposto por Marchand et al. (2010). Dessa forma seriam aproveitados simultaneamente os melhores atributos dos sensores ativos e passivos em órbitas polar e geostacionária a fim de produzir um produto operacional de última geração para aplicações em assimilação de dados e previsão de curtíssimo prazo (*nowcasting*) sobre a América do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BESSHO, K.; DATE, K.; HAYASHI, M.; IKEDA, A.; IMAI, T.; INOUE, H.; KUMAGAI, Y.; MIYAKAWA, T.; MURATA, H.; OHNO, T.; OKUYAMA, A.; OYAMA, R.; SASAKI, Y.; SHIMAZU, Y.; SHIMOJI, K.; SUMIDA, Y.; SUZUKI, M.; TANIGUCHI, H.; TSUCHIYAMA, H.; UESAWA, D.; YOKOTA, H.; YOSHIDA, R. An introduction to Himawari-8/9: Japan's new-generation geostationary meteorological satellites. **Journal of the Meteorological Society of Japan, Serie II**, v. 94, n. 2, p. 151–183, 2016. ISSN 0026-1165. Disponível em: <https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/94/2/94{_}2016-009/{_}article>. 15

BORDE, R.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; DEW, G.; CARRANZA, M. A direct link between feature tracking and height assignment of operational EUMETSAT atmospheric motion vectors. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 31, n. 1, p. 33–46, 2014. ISSN 07390572. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00126.1>. 3, 8

BORDE, R.; OYAMA, R. A direct link between feature tracking and height assignment of operational atmospheric motion vectors. In: **INTERNATIONAL WINDS WORKSHOP, 9., 2008. Proceedings...** Annapolis, Maryland: [s.n.], 2008. 3

BOUCHER, O.; RANDALL, D.; ARTAXO, P.; BRETHERTON, C.; FEINGOLD, G.; FORSTER, P.; KERMINEN, V.-m.; KONDO, Y.; LIAO, H.; LOHMANN, U.; RASCH, P.; SATHEESH, S.; SHERWOOD, S.; STEVENS, B.; ZHANG, X. **Clouds and aerosols**. [s.n.], 2013. v. 9781107057, 571–658 p. Disponível em: <http://ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5{_}Chapter07{_}FINAL.pdf>. 1

BRESKY, W. C.; DANIELS, J. M.; BAILEY, A. A.; WANZONG, S. T. New methods toward minimizing the slow speed bias associated with atmospheric motion vectors. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 12, p. 2137–2151, 2012. ISSN 15588424. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JAMC-D-11-0234.1>. 3, 10

CARR, J. L.; WU, D. L.; KELLY, M. A.; GONG, J. MISR-GOES 3D winds: implications for future LEO-GEO and LEO-LEO winds. **Remote Sensing**, v. 10,

n. 12, p. 1885, nov 2018. ISSN 20724292. Disponível em: <http://www.mdpi.com/2072-4292/10/12/1885>. 46

CHAHINE, M. Remote sounding of cloudy atmospheres: the single cloud layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 233–243, jan 1974. ISSN 0022-4928. 6

COSTA, S. M.; NEGRI, R. G.; FERREIRA, N. J.; SCHMIT, T. J.; ARAI, N.; FLAUBER, W. G. R.; CEBALLOS, J.; VILA, D.; RODRIGUES, J. R. D. R.; MACHADO, L. A.; PEREIRA, S.; BOTTINO, M. J. R.; SISMANOGLU, R. F. A.; LANGDEN, P. D. A successful practical experience with dedicated geostationary operational environmental satellites GOES-10 and -12 supporting Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 1, p. 33–47, 2018. ISSN 00030007. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-D-16-0029.1>. 2, 16

DANIELS, J.; BRESKY, W.; WANZONG, S.; VELDEN, C.; BERGER, H. **GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) algorithm theoretical basis document for derived motion winds**. [s.n.], 2012. 98 p. Disponível em: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/DMW.pdf>. 24

DANIELS, J. M.; BRESKY, W. C.; BAILEY, A. A.; ALLEGRINO, A.; WANZONG, S. T.; VELDEN, C. S. Introducing atmospheric motion vectors derived from the GOES-16 Advanced Baseline Imager (ABI). In: **ANNUAL SYMPOSIUM ON NEW GENERATION OPERATIONAL ENVIRONMENTAL SATELLITE SYSTEMS, 14., 2018. Proceedings...** Austin, Texas: AMS, 2018. Disponível em: <https://ams.confex.com/ams/98Annual/webprogram/Paper331856.html>. 8

DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; LATTANZIO, A.; HAUTECOEUR, O.; BORDE, R.; SCHULZ, J. Reprocessing of atmopheric motion vectors at Eumetsat. In: **INTERNATIONAL WINDS WORKSHOP, 13., 2016. Proceedings...** Monterey, California, USA: [s.n.], 2016. Disponível em: <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwwg/iww13/proceedings{_}iww13/papers/session5/IWW13{_}Session5{_}1{_}Doutriaux-Boucher{_}final.pdf>. 4

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R. M.; FERNANDEZ, J. P. R.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G.; SILVA, J.; SILVA, J. R.; PENDHARKAR, J.;

CAPISTRANO, V. B.; ALVIM, D. S.; ENORÉ, D. P.; DINIZ, F. L. R.; SATYAMURTI, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; NOBRE, P.; BARBOSA, H. M. J.; MENDES, C. L.; PANETTA, J. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016. ISSN 0882-8156. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/WAF-D-16-0062.1>. 18

FOLGER, K.; WEISSMANN, M. Lidar-based height correction for the assimilation of atmospheric motion vectors. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 10, p. 2211–2227, 2016. ISSN 15588432. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JAMC-D-15-0260.1>. 3, 11

FORSYTHE, M.; COTTON, J.; WARRICK, F. AMVS: past progress, future challenges. In: **INTERNATIONAL WINDS WORKSHOP, 13., 2016. Proceedings...** Monterey, California, USA: [s.n.], 2016. Disponível em: <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwwg/iww13/proceedings{_}iww13/papers/session3/IWW13{_}Session3{_}9{_}Forsythe{_}final.pdf>. 2, 8

GARAY, M. J.; SZOCKE, S. P. de; MORONEY, C. M. Comparison of marine stratocumulus cloud top heights in the southeastern Pacific retrieved from satellites with coincident ship-based observations. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 18, p. D18204, sep 2008. ISSN 01480227. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD009975>. 46

HAMANN, U.; WALTHER, A.; BAUM, B.; BENNARTZ, R.; BUGLIARO, L.; DERRIEN, M.; FRANCIS, P. N.; HEIDINGER, A.; JORO, S.; KNIFFKA, A.; Le Gléau, H.; LOCKHOFF, M.; LUTZ, H. J.; MEIRINK, J. F.; MINNIS, P.; PALIKONDA, R.; ROEBELING, R.; THOSS, A.; PLATNICK, S.; WATTS, P.; WIND, G. Remote sensing of cloud top pressure/height from SEVIRI: analysis of ten current retrieval algorithms. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 7, n. 9, p. 2839–2867, 2014. ISSN 18678548. Disponível em: <www.atmos-meas-tech.net/7/2839/2014/>. 5

HARSHVARDHAN; ZHAO, G.; Di Girolamo, L.; GREEN, R. N. Satellite-observed location of stratocumulus cloud-top heights in the presence of strong inversions. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 5, p. 1421–1428, may 2009. ISSN 01962892. Disponível em: <http://ieeexplore.ieee.org/document/4696002/>. 46

HEIDINGER, A. **GOES-R algorithm theoretical basis document for ABI cloud height**. [s.n.], 2013. 79 p. Disponível em: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/docs/ATBD/Cloud{_}Height.pdf>. 8

HEIDINGER, A. K.; PAVOLONIS, M. J. Gazing at cirrus clouds for 25 years through a split window part I: methodology. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 6, p. 1100–1116, 2009. ISSN 15588424. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2008JAMC1882.1>. 8

HEIDINGER, A. K.; PAVOLONIS, M. J.; HOLZ, R. E.; BAUM, B. A.; BERTHIER, S. Using CALIPSO to explore the sensitivity to cirrus height in the infrared observations from NPOESS/VIIRS and GOES-R/ABI. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 4, p. 0–20, 2010. ISSN 21698996. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JD012152>. 3

HOLZ, R. E.; ACKERMAN, S.; ANTONELLI, P.; NAGLE, F.; KNUTESON, R. O.; MCGILL, M.; HLAVKA, D. L.; HART, W. D. An improvement to the high-spectral-resolution CO2-slicing cloud-top altitude retrieval. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 23, n. 5, p. 653–670, 2006. ISSN 07390572. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JTECH1877.1>. 6

INPE. **INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS; CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS - INPE/CPTEC.** 2018. Disponível em: <https://www.cptec.inpe.br/>. 10

IWABUCHI, H.; PUTRI, N. S.; SAITO, M.; TOKORO, Y.; SEKIGUCHI, M.; YANG, P.; BAUM, B. A. Cloud property retrieval from multiband infrared measurements by Himawari-8. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 96B, n. 0, p. 27–42, 2018. ISSN 0026-1165. Disponível em: <https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/96B/0/96B{_}2018-001/{_}article>. 6, 7

JOO, S.; EYRE, J.; MARRIOTT, R. The impact of MetOp and other satellite data within the Met Office Global NWP system using an adjoint-based sensitivity method. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 10, p. 3331–3342, 2013. ISSN 0027-0644. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-12-00232.1>. 1

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D.; KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, mar 1996. ISSN 0003-0007. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477{%}281996{%}29077{%}3C0437{%}3ATNYRP{%}3E2.0.CO{%}3B2>. 17

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L.; KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1644, nov 2002. ISSN 0003-0007. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-83-11-1631>. 17

LEAN, P.; MIGLIORINI, S.; KELLY, G. Understanding atmospheric motion vector vertical representativity using a simulation study and first-guess departure statistics. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 12, p. 2479–2500, 2015. ISSN 15588432. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JAMC-D-15-0030.1>. 11

LIOU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. [S.l]: Academic Press, 2002. 583 p. ISSN 00746142. ISBN 0080491677. Disponível em: <http://books.google.com/books?hl=en{&}lr={&}id=mQ1DiDpX34UC{&}pgis=1https://www.sciencedirect.com/science/bookseries/00746142/84>. 4

MACHADO, L. A. T.; CEBALLOS, J. C. Satellite-based products for monitoring weather in South America: winds and trajectories. In: **INTERNATIONAL WINDS WORKSHOP, 5., 2000. Proceedings...** Lorne, Australia: International Winds Working Group, 2000. p. 93–100. Disponível em: <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwwg/iww4/p93-100{_}Machado-Satellite.pdf>. 2, 16

MALLICK, S.; DUTTA, D.; MIN, K. H. Quality assessment and forecast sensitivity of global remote sensing observations. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 3, p. 371–382, 2017. ISSN 02561530. 1

MARCHAND, R.; ACKERMAN, T.; SMYTH, M.; ROSSOW, W. B. A review of cloud top height and optical depth histograms from MISR, ISCCP, and MODIS. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 16, p. D16206, aug 2010. ISSN 01480227. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD013422>. 56

MENZEL, W. P.; HOLT, F. C.; SCHMIT, T. J.; AUNE, R. M.; SCHREINER, A. J.; WADE, G. S.; GRAY, D. G. Application of GOES-8/9 soundings to weather forecasting and nowcasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2059–2077, oct 1998. ISSN 0003-0007. 1

MENZEL, W. P.; PURDOM, J. F. W. Introducing GOES-I: the first of a new generation of Geostationary Operational Environmental Satellites. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 75, n. 5, p. 757–781, 1994. ISSN 0003-0007. 15

MUÑOZ, R. C.; QUINTANA, J.; FALVEY, M. J.; RUTLLANT, J. A.; GARREAUD, R. Coastal clouds at the Eastern Margin of the Southeast Pacific: climatology and trends. **Journal of Climate**, v. 29, n. 12, p. 4525–4542, jun 2016. ISSN 08948755. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-15-0757.1>. 44

NIEMAN, S. J.; SCHMETZ, J.; MENZEL, W. P. A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 9, p. 1559–1568, 1993. ISSN 0894-8763. 5

OUAKNINE, J.; GODE, S.; NAPIERALA, B.; VIARD, T.; FOERSTER, U.; FRAY, S.; PEACOKE, P.; HARTL, M.; HALLIBERT, P.; DURAND, Y. MTG flexible combined imager optical design and performances. In: BUTLER, J. J.; XIONG, X. J.; GU, X. (Ed.). **Earth observing systems XVIII**. [S.l.]: International Society for Optics and Photonics, 2013. v. 8866, p. 88661A. ISBN 0277786X (ISSN); 9780819497161 (ISBN). ISSN 0277786X. Disponível em: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84887056021{&}partnerID=40{&}md5=d7fafb9dfcc4421ef8bee20388d8b97c>. 15

RODGERS, C. D. Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. **Reviews of Geophysics**, [S.l.]: Wiley-Blackwell, v. 14, n. 4, p. 609–624, 1976. ISSN 19449208. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/RG014i004p00609>. 7

SALONEN, K.; COTTON, J.; BORMANN, N.; FORSYTHE, M. Characterizing AMV height-assignment error by comparing best-fit pressure statistics from the met office and ECMWF data assimilation systems. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 1, p. 225–242, 2015. ISSN 15588432. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0025.1>. 3, 9

SCHMETZ, J.; HOLMLUND, K.; HOFFMAN, J.; STRAUSS, B.; MASON, B.; GAERTNER, V.; KOCH, A.; VAN-DE-BERG, L. Operational cloud-motion winds from Meteosat infrared images. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 7, p. 1206–1225, 1993. ISSN 0894-8763. 6

SCHMIT, T. J.; GRIFFITH, P.; GUNSHOR, M. M.; DANIELS, J. M.; GOODMAN, S. J.; LEBAIR, W. J. A closer look at the ABI on the GOES-R series. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 4, p. 681–698, 2017. ISSN 00030007. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-D-15-00230.1http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-15-00230.1>. 3, 15

SCHMIT, T. J.; GUNSHOR, M. M.; MENZEL, W. P.; GURKA, J. J.; LI, J.; BACHMEIER, A. S. Introducing the next-generation advanced baseline imager on GOES-R. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 8, p. 1079–1096, 2005. ISSN 00030007. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-86-8-1079>. 15

SOMEYA, Y.; IMASU, R.; SAITOH, N.; OTA, Y.; SHIOMI, K. A development of cloud top height retrieval using thermal infrared spectra observed with GOSAT and comparison with CALIPSO data. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 9, n. 5, p. 1981–1992, 2016. ISSN 18678548. Disponível em: <www.atmos-meas-tech.net/9/1981/2016/>. 6

STUBENRAUCH, C. J.; ROSSOW, W. B.; KINNE, S.; ACKERMAN, S.; CESANA, G.; CHEPFER, H.; DI-GIROLAMO, L.; GETZEWICH, B.; GUIGNARD, A.; HEIDINGER, A.; MADDUX, B. C.; MENZEL, W. P.; MINNIS, P.; PEARL, C.; PLATNICK, S.; POULSEN, C.; RIEDI, J.; SUN-MACK, S.; WALTHER, A.; WINKER, D.; ZENG, S.; ZHAO, G. Assessment of global cloud

datasets from satellites: project and database initiated by the GEWEX radiation panel. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 7, p. 1031–1049, 2013. ISSN 00030007. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-D-12-00117.1>. 4, 11

SZEJWACH, G. Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: application to Meteosat. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p. 384–393, 1982. ISSN 0021-8952. 5

UWYO. **University of Wyoming upper air observations soundings**. 2019. Disponível em: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. 52, 53

VELDEN, C. S. Meteorology and atmospheric physics winds derived from geostationary satellite moisture channel observations : applications and impact on numerical weather prediction. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 46, n. 9, p. 37–46, 1996. ISSN 01777971. 1

WARRICK, F.; COTTON, J. **NWP SAF AMV monitoring: the 8th Analysis Report (AR8)**. EUMETSAT, 2018. 37 p. Disponível em: <http://cimss.ssec.wisc.edu/iwwg/Docs/nwpsaf{_}mo{_}tr{_}035.pdf>. 8

WATTS, P. D.; BENNARTZ, R.; FELL, F. Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 116, n. 16, 2011. ISSN 01480227. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011JD015883>. 3

YANG, J.; ZHANG, Z.; WEI, C.; LU, F.; GUO, Q. Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites, Fengyun-4. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. 1637–1658, 2017. ISSN 0003-0007. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-16-0065.1>. 15, 16

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

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.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Seriadas

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

Pré-publicações (PRE)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

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.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

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.