



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/04.28.20.05-TDI

CONEXÕES DA VARIABILIDADE DO VAPOR D'ÁGUA DERIVADO DOS SATÉLITES GOES E METEOSAT E A CIRCULAÇÃO TROPOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL

Bruno dos Santos Guimarães

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Nelson Jesus Ferreira, aprovada
em 30 de maio de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LJQ4EP>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

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

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

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/04.28.20.05-TDI

CONEXÕES DA VARIABILIDADE DO VAPOR D'ÁGUA DERIVADO DOS SATÉLITES GOES E METEOSAT E A CIRCULAÇÃO TROPOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL

Bruno dos Santos Guimarães

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Nelson Jesuz Ferreira, aprovada
em 30 de maio de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LJQ4EP>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Guimarães, Bruno dos Santos.

G947c Conexões da variabilidade do vapor d'água derivado dos satélites GOES e METEOSAT e a circulação troposférica na América do Sul / Bruno dos Santos Guimarães. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xvi + 83 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/04.28.20.05-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Variabilidade diurna. 2. Vapor d'água. 3. Teleconexão.
I.Título.

CDU 551.571.3



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

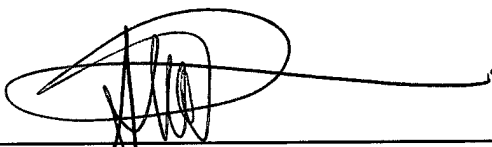
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Bruno dos Santos Guimarães**

Título: "CONEXÕES DA VARIABILIDADE DO VAPOR D'ÁGUA DERIVADO DOS SATÉLITES GOES E METEOSAT E A CIRCULAÇÃO TROPOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL"

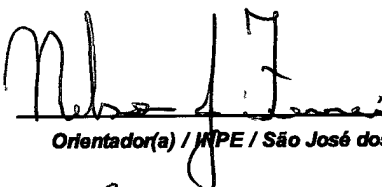
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Alan James Peixoto Calheiros



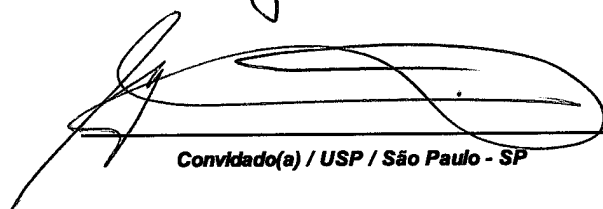
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



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

Dr. Augusto José Pereira Filho



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 30 de maio de 2016

AGRADECIMENTOS

Ao professor Nelson por toda paciência, amizade, ajuda, encorajamento e por todo aprendizado que obtive durante esse período.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

Ao Wagner, Rosante e Conrado pelo apoio nos softwares usados neste trabalho.

Aos amigos do alojamento pelo companheirismo.

A minha família e a minha namorada por todo apoio e companheirismo.

Ao pessoal da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) pela ajuda.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos.

A muitos outros colegas que de alguma forma contribuíram para a elaboração deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho analisa as conexões da circulação atmosférica de grande escala e a variabilidade do vapor d'água (WV) na alta e média troposfera sobre a América do Sul (AS) durante o verão austral, período de 2003 a 2015. Para isso, utilizou-se os seguintes dados: imagens dos satélites meteorológicos GOES e METEOSAT no canal WV e componentes vertical e horizontal do vento derivado das reanálises do ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). A metodologia utilizada envolveu duas etapas. Primeiro, avaliou-se o comportamento médio do WV sobre a AS e oceanos adjacentes, relacionando as características encontradas com a circulação nos níveis altos, médios e baixos. Na segunda etapa, relacionou-se a grande seca que ocorreu em 2014 sobre a região Sudeste do Brasil à eventos de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), por meio de um estudo de caso. A distribuição espacial do WV sobre a AS é modulada pelas células de Hadley e Walker. Observa-se também que a distribuição espacial do WV se alterou ao longo dos meses de verão, sendo o deslocamento meridional da ZCIT e ZCAS o principal motivo para essas mudanças. No ciclo diurno, a variabilidade do WV se mostrou relacionada principalmente com a atividade convectiva sobre a região tropical da AS, com máximo entre às 21:00 UTC e 00:00 UTC e mínimo às 15:00 UTC. Na segunda parte deste estudo, verificou-se que as anomalias de WV sobre a região Sudeste do Brasil em 2014 estão associadas a anomalias ciclônicas em altos níveis provocadas pela presença e persistência anômalas de VCANs sobre essa região. Numa análise mais ampla, constatou-se que a anomalia seca sobre a AS está ligada com um padrão global de anomalias latitudinais de circulações ciclônicas e anticiclônicas alternadas entre si sobre os oceanos Atlântico Norte e Sul. Associada a essas anomalias, destaca-se a corrente de jato sobre o AN mais intensa e deslocada para noroeste. Em busca de compreender o papel da anomalia da corrente de jato nesse novo padrão e, conseqüentemente, a influência sobre a região Sudeste do Brasil, correlações simultâneas e adiantadas foram feitas. A mudança do comportamento da corrente de jato exerce mais influência na circulação sobre o Oceano Atlântico Norte. Uma série de testes foi realizada e os resultados sugerem que as anomalias ciclônicas observadas sobre a AS estão correlacionadas com o padrão Pacific North American (PNA).

Palavras-chave: Variabilidade diurna. Vapor d'água. Teleconexão.

VARIABILITY OF WATER VAPOR CONNECTIONS DERIVED FROM GOES AND METEOSAT SATELLITES AND THE TROPOSPHERIC CIRCULATION IN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

This work analyzes the connections of the large scale atmospheric circulation and the variability of water vapor (WV) in the upper and middle troposphere over South America (SA) during the austral summer of 2003 to 2015. The following data set were used: the water vapor satellite images from GOES and METEOSAT satellite and vertical and horizontal components of the wind derived from ERA-Interim reanalysis of the European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). The methodology has involved two steps. First, it was evaluated the average behavior of the WV on SA and adjacent oceans, relating the features found with the atmospheric circulation in high, medium and low levels. In the second stage, the major drought in the southeastern Brazil in 2014 was related to Upper Levels Cyclonic Vortex (ULCV) events, through a case study. The spatial distribution of the WV over AS is modulated by the Hadley and Walker cells. Over the summer months, is observed that the spatial distribution of WV has changed, being the southern displacement of the ITCZ and SACZ the main reason for these changes. In the diurnal cycle, the variability of the WV it was related to the convective activity over the tropical region of AS, with maximum between 21:00 UTC and 00:00 UTC and minimum at 15:00 UTC. In the second stage of this study, it was verified that the WV anomalies on Brazil's Southeast region in 2014 are associated with cyclonic anomalies at upper levels caused by the presence and persistence of anomalous ULCV's about this region. In a broader analysis, it is found that the drought anomaly on the AS is connected with a global pattern of latitudinal anomalies of cyclonic and anticyclonic circulation alternated each other, over the North and South Atlantic. Associated with these anomalies, emphasis to the jet stream over the NA more intense and displaced to northwest. Seeking to understand the role of the jet stream anomaly in this new pattern and consequently, the influence on the Southeast region of Brazil, simultaneous and early correlations were made. The change in the jet stream behavior exert more influence on the circulation of the North Atlantic. A series of tests was realized and results suggest that the cyclonic anomalies observed over SA are correlated with the Pacific North American (PNA) pattern.

Keywords: Diurnal variability. Water vapor. Teleconnection.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1. 1 - Circulação em altos níveis e atividade convectiva	2
Figura 1. 2 - Imagem do satélite METEOSAT-10	4
Figura 2. 1 - Modelo conceitual da circulação de verão sobre a AS	7
Figura 2. 2 - Imagem do satélite METEOSAT-10.	11
Figura 2. 3 - Sequência esquemática para a formação de um VCAN sobre o Atlântico Sul.	12
Figura 2. 4 - Imagem do satélite MSG-10.....	16
Figura 2. 5 - PNA	18
Figura 2. 6 - Funções peso dos canais WV.....	21
Figura 3. 1 - Fluxograma do tratamento dos dados	24
Figura 4. 1 - Temperatura de brilho média (°C) do canal 3 (WV).....	31
Figura 4. 2 - Campos médios de vento (linhas de corrente) em 300 hPa (a), em 600 hPa (c) e em 850 hPa (e) e velocidade potencial e vento divergente em 300 hPa (b), em 600 hPa (d) e 850 hPa (f). Sobre a AS e vizinhança, período de 2003 a 2015 para o verão austral.	34
Figura 4. 3 - Temperatura de brilho (°C) média do canal 5 (6,2 μm).....	36
Figura 4. 4 - Linhas de corrente em 300 hPa sobre a África e vizinhanças	37
Figura 4. 5 - Temperatura de brilho média (°C) dezembro	39
Figura 4. 6 - Temperatura de brilho média (°C) janeiro	40
Figura 4. 7 - Temperatura de brilho média (°C) fevereiro.....	41
Figura 4. 8 - Sequência de imagens médias realçadas (-41°C a -31°C) do canal de WV do satélite GOES, focando as regiões mais úmidas sobre a AS durante o verão austral, período de 2003 a 2015: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00 UTC e), 06:00 UTC f), 09:00 UTC g), 12:00 UTC h).	44
Figura 4. 9 – Propagação das linhas de instabilidade e atividade convectiva	45
Figura 4. 10 - Sequência de imagens médias realçadas (-28°C a -18°C) do canal de WV do satélite GOES, focando as regiões mais secas sobre a AS e vizinhanças durante o	

verão, período de 2003 a 2015: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00Z e), 06:00 f), 09:00 UTC g), 12:00 UTC h).	47
Figura 4. 11 - Anomalias de WV (°C) sobre a AS e vizinhança 2014	50
Figura 4. 12 - Anomalias de vento (linhas de corrente) em 300 hPa sobre a AS e vizinhança,	51
Figura 4. 13 - Anomalia longitudinal de omega para o verão de 2014: Média entre 25°S e 20°S.....	52
Figura 4. 14 - Imagens diárias de WV do satélite MSG-10 para às 21:00 UTC de janeiro de 2014. Obs: os dias 2, 7, 10 e 18 estão faltando devido a falhas na varredura do satélite.....	54
Figura 4. 15 - Anomalias da circulação em 300 hPa - 2014.....	57
Figura 4. 16 – Anomalias de omega em a) e anomalias de WV em b)	58
Figura 4. 17 - Média do componente zonal do vento e sua respectiva anomalia	59
Figura 4. 18 - Mapas dos coeficiente de correlação simultânea e adiantadas	62
Figura 4. 19 - Correlação entre a PNA e o componente meridional do vento em 300 hPa	64
Figura A. 1 - Sequência de imagens de WV para fevereiro de 2014	79
Figura B. 1 - Anomalia de WV verão 2015.....	81
Figura B. 2 - Anomalia da circulação em 300 hPa verão 2015	82
Figura A. 1 - Série histórica do índice PNA.....	83

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAS	Alta do Atlântico Sul
AB	Alta da Bolívia
AN	Alta do Norte
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BI	Bifurcação Inter-hemisférica
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CNE	Cavado do Nordeste
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasting
EOF	Empirical Orthogonal Function
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Km	Quilômetro
MSG	Metosat Segunda Geração
NCAR	National Center for Atmosphere Research

NCEP	National Centers of Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNA	Pacific North American
ROL	Radiação de Onda Longa
TSM	Temperatura da Superfície do mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WV	Vapor D'água
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIS	Zona de Convergência do Índico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7
2.1.	Alta da Bolívia e o cavado do Nordeste..... 8
2.2.	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis 11
2.3.	Bifurcação inter-hemisférica e Alta do Norte 14
2.4.	Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) 15
2.5.	O padrão Pacific North American (PNA) 17
2.6.	As secas de 2013/2014 e 2014/2015 na região Sudeste do Brasil 18
2.7.	Canal do vapor d'água 19
3	DADOS E METODOLOGIA 23
3.1.	Dados 23
3.1.1.	Dados de reanálises 23
3.1.2.	Dados de satélite no canal do vapor d'água 23
3.2.	Metodologia 24
3.2.1.	Climatologia..... 25
3.2.2.	Velocidade potencial..... 25
3.2.3.	Estudo de caso..... 26
3.2.4.	Correlação cruzada..... 26
3.2.5.	Pacific North American (PNA)..... 27
4	RESULTADOS 29
4.1.	Campos médios do WV sobre a AS e similaridades com o continente africano.. 29
4.1.1.	Características do WV sobre a AS 29
4.1.2.	Características do WV sobre a África 35
4.1.3.	Sumário e discussões 37
4.2.	Variabilidade mensal do padrão espacial do WV na AS durante o verão 38
4.2.1.	Características médias do WV em dezembro..... 38
4.2.2.	Características médias do WV em janeiro 39
4.2.3.	Características médias do WV em fevereiro..... 40

4.2.4. Sumário e discussões	41
4.3. Ciclo diurno do WV sobre a AS e vizinhanças durante o verão austral	42
4.3.1. Ciclo diurno do WV sobre a região continental.....	42
4.3.2. Ciclo diurno do WV sobre os oceanos Pacífico e Atlântico	46
4.3.3. Sumário e discussões	48
4.4. Estudo de caso: A grande seca na região Sudeste do Brasil – 2014	48
4.4.1. Características observadas	49
4.4.2. Evolução diária das imagens de WV no verão de 2014.....	53
4.4.3. Conexão inter-hemisférica do WV.....	56
4.4.4. Sumário e discussões	59
4.5. Teleconexões na circulação sobre a AS	60
4.5.1. Correlação: Anomalia do componente zonal com o campo zonal.....	61
4.5.2. Correlação entre a PNA e o componente meridional do vento.....	63
4.5.3. Sumário e discussões	64
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	67
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	71
APÊNDICE A	79
APÊNDICE B.....	81
ANEXO A	83

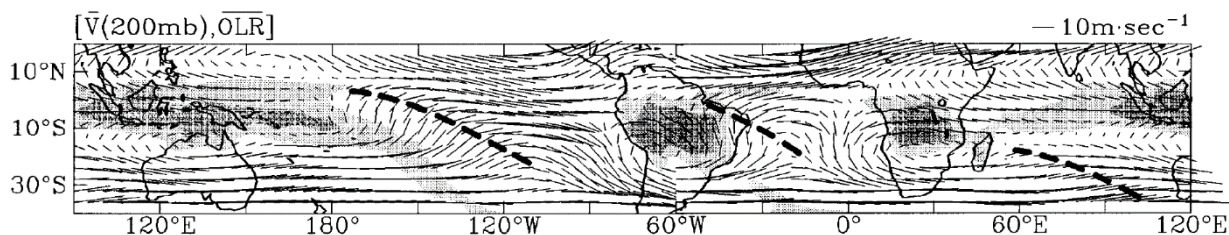
1 INTRODUÇÃO

A circulação atmosférica em altos níveis sobre a América do Sul (AS) tem um padrão ondulatório bem caracterizado durante o verão austral, com uma circulação anticiclônica conhecida como Alta da Bolívia (AB) e um cavado mais a leste, próximo a região do Nordeste do Brasil, denominado de cavado do Nordeste. Esse padrão da circulação sobre a AS atua como resposta a liberação de calor latente de condensação que ocorre principalmente sobre a bacia Amazônica e Brasil central devido à forte atividade convectiva (SILVA DIAS et al., 1983).

Contudo, não é somente a AS que apresenta esse padrão ondulatório durante o verão austral. A Figura 1.1, retirada de Chen et al. (1999), mostra a circulação tropical global em 200 hPa e o fluxo de Radiação de Onda Longa (ROL) para os meses de janeiro de 1980 a 1995. Observam-se claramente três regiões com valores mínimos de ROL (áreas hachuradas na figura) que indicam atividade convectiva sobre a Indonésia e Pacífico Oeste, centro da AS e sobre o continente africano. Um pouco ao sul dessas regiões de convecção, aparecem a AB sobre a AS e mais duas altas, uma em cada região de convecção. A leste dessas altas aparecem os cavados na alta troposfera (linhas tracejadas). Todas essas regiões com valores mínimos de ROL sofrem a influência dos ramos ascendentes da célula de Walker. Devido à forte liberação de calor latente que ocorre nos ramos ascendentes dessa célula há a formação dos anticiclones e devido a conservação da vorticidade absoluta há a formação dos cavados a leste dessas altas. As regiões a leste e a oeste dessas áreas de convecção são influenciadas pelos ramos descendentes da célula de Walker (GILL, 1980).

Grande parte da região tropical na AS é caracterizada por uma estação chuvosa bem definida durante o verão austral, devido às influências das células de Walker e Hadley que de forma direta ou indireta formam os principais mecanismos que influenciam a quantidade e a distribuição da precipitação na região da AS. Esses mecanismos são: a própria AB; os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs); a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Figura 1. 1 - Circulação em altos níveis e atividade convectiva



Vetor vento em 200 hPa (m/s) e ROL (w/m^2) para os meses de janeiro de 1980-95. As linhas tracejadas mostram os cavados em altos níveis.

Fonte: Adaptada de Chen et al. (1999).

A AB é uma grande circulação anticiclônica resultante da intensa atividade convectiva e liberação de calor latente sobre a região Amazônica e Brasil central (SILVA DIAS et al., 1983; GANDU; GEISLER, 1991; FIGUEROA et al., 1995). Ela tem um deslocamento bem característico e está diretamente relacionada com a precipitação sobre a região Amazônica. De outubro a janeiro, a AB se desloca 10° de latitude, saindo de 8° S em outubro para 18° S em janeiro (ZHOU; LAU, 1997). Além dessa variabilidade anual, a AB sofre variações na posição e intensidade de frequências mais altas que são bastante importantes para a previsão de tempo (GUSMÃO, 1996).

Os VCANs que ocorrem na vizinhança da costa leste do Nordeste do Brasil são responsáveis pela variabilidade espacial e temporal das chuvas em diversas áreas do Nordeste do Brasil, (SILVA, 2007). O principal mecanismo de formação dos VCANs foi proposto por Kousky e Gan (1981) e está relacionado com o deslocamento de sistemas frontais até latitudes mais baixas e com a intensificação da AB. Esses dois fatores fazem com que o cavado do Nordeste se intensifique e forme um centro ciclônico horário em altos níveis.

A ZCIT é uma grande região de confluência dos ventos alísios de nordeste, oriundos do anticiclone subtropical do Hemisfério Norte, e dos ventos alísios de sudeste, oriundos da alta subtropical do Hemisfério Sul. Ela é caracterizada por uma banda de nebulosidade e chuva no sentido leste-oeste (MOLION; BERNARDO, 2002).

A ZCAS é uma extensa faixa com intensa atividade convectiva, no sentido noroeste-sudeste, que começa no sul da Amazônia e se estende pela região Sudeste do Brasil e termina no setor centro sul do Oceano Atlântico, sendo o principal mecanismo de precipitação da região Sudeste (KODAMA, 1992; SANCHES, 2002).

As principais características da circulação de verão em altos níveis sobre a AS já foram bastante estudadas, principalmente a AB e o cavado do Nordeste (VIRJI, 1981; KOUSKY; GAN, 1981; SILVA DIAS et al., 1983; DE MARIA, 1985; SANTOS, 1985; CARVALHO, 1989; JANES; HOREL, 1990; FIGUEROA et al., 1995; LENTERS; COOK, 1997; ZHOU; LAU, 1997; GANDU; SILVA DIAS, 1998; RAMÍREZ et al., 1999; CHEN et al., 1999; GAN et al., 2004). Entretanto, vários aspectos que envolvem os movimentos atmosféricos e o papel do vapor d'água na média troposfera ainda não foram explorados. O presente trabalho mostra os padrões médios do vapor d'água na média e alta atmosfera durante o verão austral, conectado com as principais características da circulação sobre a AS e oceanos adjacentes.

A motivação deste trabalho partiu da grande variabilidade dos padrões de umidade tipicamente observados nas imagens de satélites no canal do vapor d'água, como ilustra a Figura 1.2. Particularmente durante o verão de 2014, observou-se que o ar seco presente na média troposfera sobre o Oceano Atlântico Sul (área mais escura sobre a região Sudeste do Brasil) influenciou significativamente a costa leste da AS. Essa região passou em 2014 por um dos episódios de estiagem mais severo já registrado (COELHO et al., 2015a). Observações mostraram que o principal mecanismo de precipitação na região, a ZCAS, esteve inativo durante a estação chuvosa de 2014 e início de 2015. As imagens de satélite para o mês de janeiro de 2015 (não mostradas), também mostram um padrão bem semelhante com o verão de 2014.

O objetivo geral deste trabalho é caracterizar as conexões entre a circulação de grande escala e o vapor d'água na média e alta atmosfera sobre a AS durante o verão austral com ênfase no uso de imagens de satélite no canal do vapor d'água. Especificamente, pretende-se:

- Caracterizar climatologicamente a distribuição do vapor d'água na média troposfera por meio dos dados de satélites;

- Analisar os padrões da circulação (ventos horizontais, velocidade potencial e seus componentes) em altos, médios e baixos níveis sobre a AS;
- Determinar o comportamento dos ciclos mensal e diurno do vapor d'água na média troposfera sobre a AS;
- Caracterizar a influência de VCANs na grande seca que ocorreu na região Sudeste do Brasil durante 2014.

Figura 1. 2 - Imagem do satélite METEOSAT-10

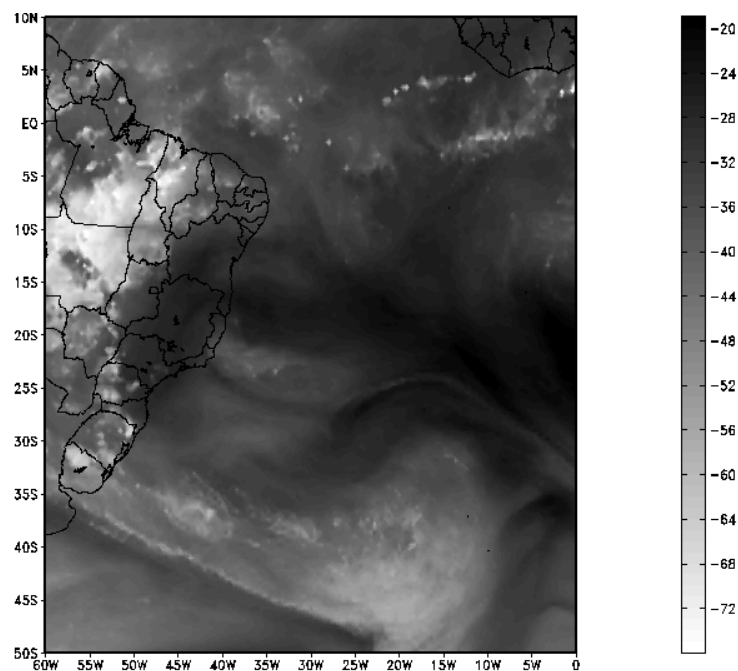


Imagem infravermelha, canal do vapor d'água para o dia 06/02/2014 às 21:00 UTC. A escala de cinza a esquerda da imagem mostra a temperatura de brilho da camada em °C.

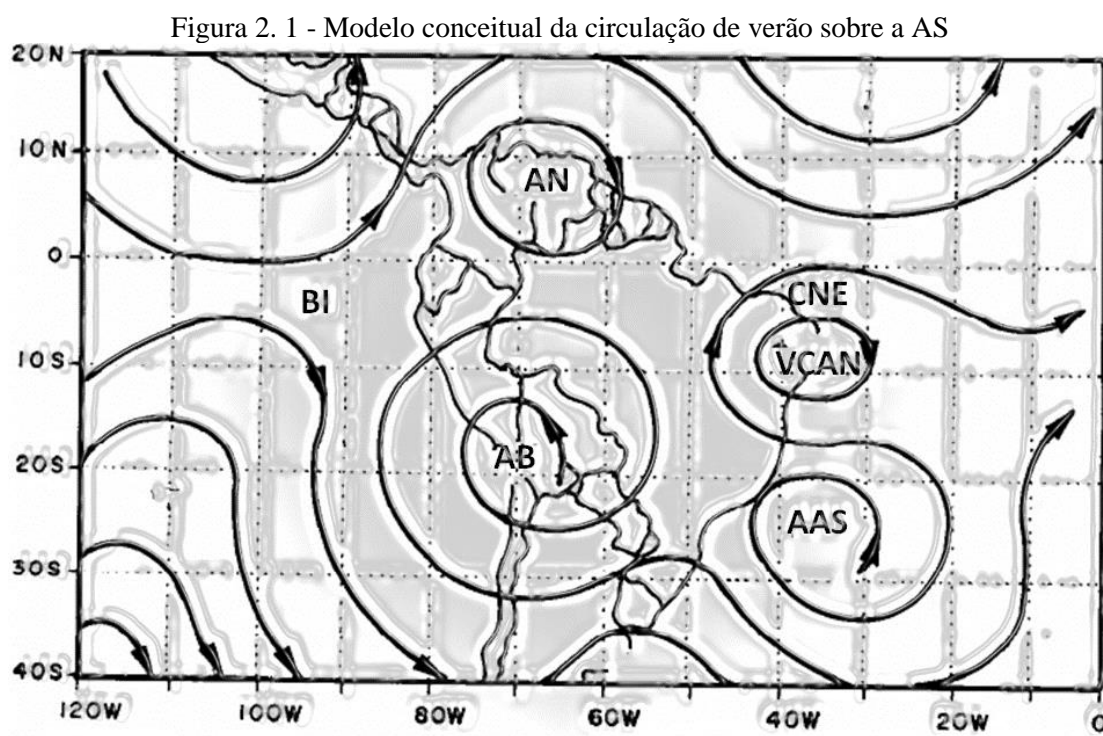
Fonte: Produção do autor.

Esta dissertação consiste em 5 seções, estruturada da seguinte forma: a revisão bibliográfica é apresentada na seção 2, onde são abordadas as principais características da circulação de verão em altos níveis sobre a AS, a ZCAS, o padrão Pacific North American (PNA), a seca de 2014 na região Sudeste do Brasil e o canal do vapor d'água. Na seção 3, são apresentados os dados e a metodologia empregados neste trabalho. Os

resultados e discussões são mostrados na seção 4, as considerações finais são mostradas na seção 5, seguidas das referências bibliográficas.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo, inicialmente apresenta-se uma breve revisão das principais características da circulação de verão sobre a AS. A Figura 2.1 mostra os principais fenômenos que ocorrem em altos níveis nessa época do ano: AB, o Cavado do Nordeste (CNE), Alta do Norte (AN) e Bifurcação Inter-hemisférica (BI). Quando o cavado do Nordeste se intensifica e forma uma circulação fechada no sentido horário, é denominado de VCAN, formando assim, um dipolo na alta troposfera (AB e VCAN). Algumas dessas características já são conhecidas e foram bastante estudadas nas últimas décadas. Entretanto, existem outros padrões de circulação de verão sobre a AS que ainda não foram suficientemente discutidos (e.g., AN e BI). Além dessas características, também é feita uma revisão sobre os seguintes temas: a ZCAS, o padrão PNA, os episódios de secas que ocorreram entre 2013 e 2015 na região Sudeste do Brasil e o canal de vapor d'água dos satélites geostacionários focando a aplicação, interpretação, utilização e importância desse canal.



AB: Alta da Bolívia; AN: Alta do Norte; BI: Bifurcação Inter-hemisférica; CNE: Cavado do Nordeste; VCAN: Vórtice Ciclônico em Altos Níveis; AAS: Alta do Atlântico Sul.

Fonte: Adaptada de Ramirez et al. (1999).

2.1. Alta da Bolívia e o cavado do Nordeste

A AB pode ser definida como um sistema anticiclônico em altos níveis, centrada sobre a AS em 17°S, 65°W durante o verão (VIRJI, 1981). Até 1983, acreditava-se que a AB era formada essencialmente pelo aquecimento da superfície sobre o Altiplano da Bolívia (SCHWERDTFEGER, 1961; GUTMAN; SCHWERDTFEGER, 1965; KREUELS et al., 1975). Entretanto, Silva Dias et al. (1983), por meio de um modelo linear com modo baroclínico, mostraram que na verdade a AB está associada a uma fonte de calor na região Amazônica e Brasil central, formada devido à forte atividade convectiva, que gera uma resposta tipo onda de Rossby equatorial. Portanto, o principal mecanismo que mantém a circulação da AB é a forte liberação de calor latente de condensação proveniente da precipitação intensa e persistente que ocorre na parte tropical da AS durante o verão austral.

Santos (1985) relacionou a precipitação observada sobre as regiões central e norte da AS com os sistemas de circulação troposféricos no continente e áreas oceânicas vizinhas durante o verão. Ele considerou três escalas de tempo: interanual, variações transientes num período de 2 a 15 dias e o ciclo diurno. Santos também associou a AB ao significativo aquecimento convectivo devido à convecção na Amazônia e concluiu que o centro da AB é menos (mais) intenso nos anos com precipitação abaixo (acima) da média na região da Amazônia.

As conexões da AB com a convecção na Amazônia e com outros sistemas na alta troposfera, com um enfoque maior no cavado do Nordeste, foram documentadas por Carvalho (1989). Por meio de dados de vorticidade relativa, as circulações da AB, o cavado do Nordeste e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) foram caracterizadas. Os resultados de Carvalho mostraram que o cavado do Nordeste se intensifica no verão, atinge o mínimo de vorticidade relativa entre os meses de janeiro e fevereiro e desaparece em abril, posicionado entre 0°S-20°S e 30°W-40°W durante o verão. Ela também mostrou que a AB e o cavado do Nordeste estão diretamente relacionados entre si. Com a intensificação da AB durante o verão, há aumento nos valores absolutos do componente meridional do vento de leste da AB. Com isso, os valores de advecção de vorticidade planetária passam por um aumento a leste da alta, o que provoca uma tendência ciclônica no cavado do Nordeste. Carvalho concluiu que com o aumento da convecção na

Amazônia, há uma intensificação da vortacidade na AB, conseqüentemente o cavado do Nordeste também é intensificado, o que implica na redução da precipitação sobre o Nordeste do Brasil. Porém, essa relação entre a convecção na Amazônia e chuva no Nordeste foi feita com ressalva, já que essa relação não é clara.

Jones e Horel (1990) estudaram como variações na atividade convectiva sobre a AS se relacionam com flutuações intrasazonais na posição da AB. Os autores também procuraram esclarecer se flutuações na intensidade da AB estão relacionadas com mudanças na circulação em outras regiões da AS. Para isso eles utilizaram dois conjuntos de dados, o primeiro que descreve a circulação na alta troposfera sobre a AS e sua vizinhança e o segundo composto por dados de Radiação de Onda Longa (ROL) medidos por satélites de órbita polar. Para analisar as variações de baixa frequência da circulação de grande escala, utilizaram médias de cinco dias (pêntadas) visando filtrar os ciclos diurno e sinótico. Os autores não encontraram teleconexões significativas entre a AB e a circulação em latitudes médias e nem entre flutuações na posição da AB e atividade convectiva na bacia Amazônica. Porém, os resultados indicaram relações consistentes entre mudanças na posição da AB e a atividade convectiva ao longo dos Andes e da ZCAS.

O trabalho de Figueroa et al. (1995) mostrou qual é o papel dos Andes na circulação sobre a AS. Simulações com e sem topografia com um modelo de equações primitivas em coordenada eta mostrou que os Andes não exercem influência sobre a circulação em altos níveis. Características como a AB e o cavado do Nordeste foram bem simuladas, mesmo na ausência da topografia. Porém seus resultados mostram grandes diferenças na circulação de baixos níveis com a remoção da topografia.

Seguindo esse enfoque, Lenters e Cook (1997) buscaram entender a origem de algumas características da circulação em altos níveis sobre a AS, tais como a AB e cavado do Nordeste. Para isso foram utilizados dados observacionais e um modelo linear. Seus resultados também indicaram que a circulação em altos níveis sobre a AS não é influenciada pela topografia. Além disso, eles indicaram que a AB e o cavado do Nordeste são gerados em resposta a precipitação sobre a bacia Amazônica, Andes centrais e ZCAS. Lenters e Cook encontraram um padrão de teleconexão entre a precipitação na África com

a formação do cavado do Nordeste. Por fim, eles atribuíram a determinação do posicionamento da AB a precipitação na Amazônia.

Posteriormente, Gandu e Silva Dias (1998) focaram a estrutura da AB e do cavado do Nordeste. Eles procuraram simular a localização dos movimentos subsidentes sobre a AS devido a compensação da convecção sobre a AS e a influência das fontes de calor tropicais sobre a África e Oceano Pacífico Oeste. Eles diagnosticaram que os movimentos subsidentes associados a convecção sobre a AS ocorrem principalmente a oeste da AB, sobre a costa do Peru e Chile se estendendo até o Sul do Brasil, passando pelo norte da Argentina. Essa extensão ocorre para compensar os movimentos ascendentes da ZCAS. Outra área de movimentos compensatórios, associada a AB ocorre sobre o Atlântico Equatorial Sul e sobre a região do Nordeste do Brasil. Eles mostraram que essas regiões de subsidência ficam mais intensas com a presença das fontes de calor sobre a África e sobre o Oceano Pacífico Oeste. Ou seja, essas fontes remotas de calor exercem um impacto significativo sobre a circulação da AS principalmente em altos níveis.

Assim como os trabalhos anteriores, Chen et al. (1999) encontraram influências de regiões remotas nos sistemas AB e cavado do Nordeste. Eles estudaram esses dois sistemas numa perspectiva global, levantando algumas questões sobre a relação desses sistemas com os distúrbios estacionários globais no Hemisfério Sul tropical e o mecanismo de manutenção dos sistemas em conjunto com esses distúrbios. Os autores sugeriram que a formação da AB está ligada com a liberação de calor latente na região da Amazônia, e que a intensificação do cavado do Nordeste é afetada pela liberação de calor latente sobre o continente africano. Simulações com um modelo barotrópico linearizado, mostraram que o calor latente liberado sobre o continente africano, além de influenciar na intensificação do cavado do Nordeste, exerce um papel na formação da AB. Eles concluíram que a influência do aquecimento do Oceano Pacífico Tropical é indispensável para a formação dos sistemas AB e cavado do Nordeste.

Os resultados de Mota e Nobre (2006) mostraram que a liberação de calor latente (devido à grande atividade convectiva local) junto com o calor sensível (aquecimento da superfície no Altiplano Boliviano) faz com que a espessura da camada troposférica entre 200 e 500 hPa aumente e forme a AB. Devido a atividade convectiva sobre a bacia Amazônica, ocorre convergência nos níveis baixos, o ar ascende e diverge em altos níveis.

Com isso, há ganho de vorticidade ciclônica nos baixos níveis e anticiclônica nos altos níveis, favorecendo desta maneira a formação da circulação de grande escala da AB.

2.2. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

O VCAN é uma circulação horária em altos níveis. Em seu centro há movimentos subsidentes e nas periferias há movimentos ascendentes. Devido a isso, em alguns casos, o padrão de nebulosidade desse sistema é bem marcante, com a ausência de nuvens em seu centro e formação de nuvens nas bordas, como pode ser visto na Figura 2.2 (seta azul). Existem dois tipos de VCANs, o Palmer que ocorre nas regiões tropicais durante o verão e apresenta característica barotrópica e o Palmén que ocorre nas regiões extratropicais durante o inverno e apresenta característica baroclínica (FEDOROVA, 2008). Neste trabalho, estudar-se-á o VCAN Palmer que influencia o clima da AS.

Figura 2. 2 - Imagem do satélite METEOSAT-10.

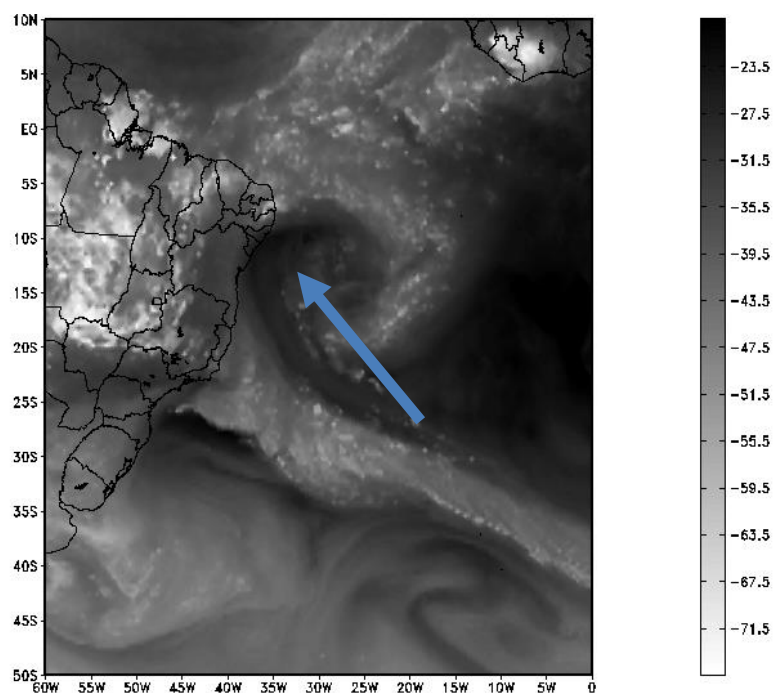
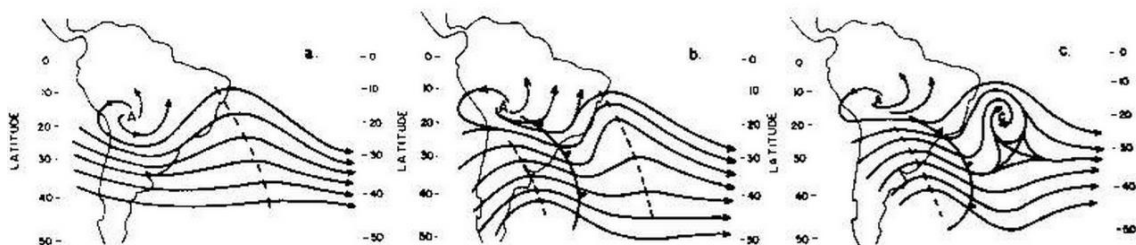


Imagem do satélite no canal de vapor d'água mostrando o centro do VCAN (seta azul) sobre o Oceano Atlântico às 21:00 UTC do dia 17/02/2014. A escala de cinza a esquerda da imagem mostra a temperatura de brilho em °C.

Fonte: Produção do autor.

Kousky e Gan (1981) caracterizaram climatologicamente os VCANs do tipo Palmer que ocorrem sobre os oceanos Atlântico e Pacífico. Nesse trabalho, foram determinadas algumas características desse sistema de tempo tais como a área de formação, época de atuação, mês mais frequente e mecanismos de manutenção e formação. Os autores mostraram que os VCANs sobre o Oceano Atlântico, tipicamente, formam-se na região do cavado do Nordeste e o período de maior frequência ocorre no verão. Segundo Kousky e Gan, os VCANs são mantidos por circulação térmica direta. No centro, o ar frio sofre subsidência e nas bordas, o ar quente ascende. O mecanismo de formação proposto por eles (Figura 2.3) ocorre da seguinte forma: Inicialmente, ocorre a penetração de sistemas frontais provenientes de latitude médias nos subtrópicos (Figura 2.3a); em seguida, uma forte advecção de ar quente na vanguarda do sistema frontal intensifica a crista em altos níveis (Figura 2.3b), que por sua vez, intensifica o cavado do Nordeste. Com a continuação do deslocamento do sistema frontal para o Sudeste do Brasil, o cavado do Nordeste se torna um centro de baixa pressão fechado em 200 hPa, a leste da crista, denominado de VCAN (Figura 2.3c). Essa evolução ficou conhecida como mecanismo de formação clássico.

Figura 2. 3 - Sequência esquemática para a formação de um VCAN sobre o Atlântico Sul.



Fonte: Adaptada de Kousky e Gan (1981).

A partir do trabalho de Kousky e Gan (1981), Ramírez (1996) estabeleceu os principais padrões da circulação atmosférica associados aos VCANs. Em seu estudo foram detectados 117 casos entre os anos de 1980 a 1989, com a maior parte na região oceânica (83%). O mês de janeiro foi o de maior frequência, confirmando os resultados encontrados por Kousky e Gan (1981). Ramírez encontrou um tempo de vida médio dos VCANs igual a 7,1 dias e por meio do cálculo das Funções Ortogonais Empíricas (EOF – sigla em inglês), confirmou o mecanismo de formação clássico sugerido por Kousky e Gan em 1981. Além disso, os resultados de Ramírez mostraram que a formação e o

deslocamento dos VCAN podem estar relacionados com a dinâmica das escalas planetária (onda de Rossby) e sinóticas, associada aos sistemas frontais.

Ramirez et al. (1999) apresentaram uma climatologia dos VCANs baseada em 10 anos de dados de satélite. Com isso, conseguiram mostrar características inéditas, como o deslocamento, extensão vertical e associaram padrões de fluxos de grande escala em altos níveis. Os autores mostraram que a maioria dos VCANs (57%) se formaram pelo mecanismo clássico (Figura 2.3), proposto por Kousky e Gan (1981). Em 27% dos casos, observa-se a formação do VCAN associada a uma circulação anticiclônica em altos níveis, sobre o sudoeste do Atlântico Sul, próximo à costa do Sudeste do Brasil, denominado de Alta do Atlântico Sul (AAS – Figura 2.1). A intensificação dessa circulação faz com que o cavado do Nordeste se intensifique e forme o VCAN. Eles associaram a AAS com a liberação de calor latente ao longo da ZCAS tal que há uma intensificação na circulação anticiclônica em altos níveis e, por conservação da circulação, um centro ciclônico pode se desenvolver a nordeste. Um grande número de VCANs chegam ao Nordeste do Brasil, uma quantidade menor chega até o centro do continente e um número pequeno consegue chegar até a costa oeste da AS.

Posteriormente, Paixão e Gandu (2000) estudaram a formação e ao desenvolvimento dos VCANs. Para isso, utilizaram os dados de reanálises referentes ao verão de 1995/1996. Analisando um único verão, eles propuseram quatro mecanismos de formação de VCAN: a forma clássica (Figura 2.3), já descoberta por Kousky e Gan (1981); a formação alta, que é relacionada com a AAS, mostrada em Ramírez et al. (1999); a formação africana I e; africana II. A formação africana I ocorre, segundo eles, devido a intensificação da convecção no continente africano. Já a formação africana II ocorre quando o VCAN se origina devido ao desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo do Saara. Além desses quatro mecanismos de formação, eles propuseram mais um tipo, o misto, que ocorre quando há dois padrões de formação. Eles concluíram que dos casos analisados, o mecanismo de formação que ocorre com mais frequência é o clássico, mesmo resultado encontrado por Ramírez et al. (1999), com 46% dos casos. Além disso, os VCANs que se formam com esse padrão, atuam por mais tempo. Os outros quatro tipos de formação (alta, africana I, africana II e mista) tiveram a mesma frequência, com 18% para cada um deles.

Coutinho et al. (2010), baseados na vorticidade relativa e no escoamento horizontal do vento ao redor do centro do VCAN, desenvolveram um método objetivo para a identificação desses sistemas. Esse método foi desenvolvido em quatro passos para determinação dos parâmetros dos VCANs: O primeiro corresponde ao cálculo da vorticidade relativa em 200 hPa, o segundo envolve os mínimos de vorticidade, o terceiro analisa a circulação em torno dos mínimos de vorticidade e o último passo, que só é feito mediante a presença de dois mínimos de vorticidade relativa envolvidos por uma mesma circulação ciclônica, faz a seleção do VCAN. De um modo geral, o método objetivo resultou num desempenho satisfatório, já que conseguiu reproduzir algumas das principais características dos VCANs, tais como: número de ocorrência, número de dias de atuação, posição, direção do deslocamento e região de formação.

2.3. Bifurcação inter-hemisférica e Alta do Norte

A formação da Alta do Norte pode ser explicada pelos estudos de Gill (1980) e Silva Dias et al. (1983) e é dada da seguinte forma: com a presença de uma fonte de calor sobre o Equador, forma-se duas altas simétricas, uma sobre o Hemisfério Norte (Alta do Norte) e outra sobre o Hemisfério Sul (Alta da Bolívia). A Bifurcação Inter-hemisférica está diretamente relacionada com essas duas altas (ver esquema da Figura 2.1).

A Bifurcação Inter-hemisférica ocorre em altos níveis sobre o leste do Pacífico, próximo à costa do Peru. Ela pode ser definida como a separação do fluxo de oeste do Pacífico Oriental em dois, que ocorre próxima da costa oeste da AS. Normalmente, a Bifurcação Inter-hemisférica ocorre entre $5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{S}$ e $70^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ e pode ser observada sem a presença da Alta do Norte. Assim como a AB e o cavado do Nordeste, a Bifurcação Inter-hemisférica também faz parte das principais características da circulação de altos níveis sobre a AS durante o verão. Embora não existam muitos estudos sobre essa característica, há alguns indícios de que a Bifurcação Inter-hemisférica influencie a precipitação sobre o Peru e regiões adjacentes (SATYAMURTY et al., 1998).

Ramirez et al. (1999) mostram que a Bifurcação Inter-hemisférica e a Alta do Norte podem estar relacionadas com o desenvolvimento e deslocamento dos VCANs. Paixão e Gandu (2000) também encontraram influências desses dois sistemas na formação dos VCANs sobre o Oceano Atlântico e AS.

Ferreira et al. (2002) avaliaram como a circulação atmosférica média da alta troposfera evolui durante o período de verão sobre a AS. Por meio de dados de reanálises, eles encontraram a Bifurcação Inter-hemisférica e a Alta do Norte analisando a circulação em altos níveis (300 hPa) sobre a AS e regiões adjacentes, entre os meses de novembro e fevereiro. Mostraram ainda que a Alta do Norte se desloca para o sul com o decorrer do verão.

2.4. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é uma larga faixa de nebulosidade e precipitação que persiste por um intervalo longo de tempo, orientada de noroeste para sudeste, que se estende desde o sul da Região Amazônica até o Atlântico Sul-Central (Figura 2.4). A ZCAS está diretamente ligada com a forte convecção que ocorre sobre a AS. Logo, a época de atuação da ZCAS é durante as estações de primavera e verão (SATYAMURTY; RAO, 1988; KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2007).

Kodama (1992) investigou as características de grande escala das significantes zonas de precipitação subtropicais e encontrou várias características semelhantes entre elas. As principais descobertas encontradas por Kodama foram: 1) durante o verão, nas regiões subtropicais, existem três significantes zonas de precipitação. Uma próxima ao Japão, no Hemisfério Norte, denominada Zona Frontal Bui (ZFB), e mais duas no Hemisfério Sul, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) sobre o Pacífico Central e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o Atlântico Sul. Essas zonas, quando ativas, geram um acumulado de 400 mm de chuva por mês. Outra zona de convergência, porém mais fraca, aparece sobre a África durante o verão austral; 2) todas essas zonas se estendem para sudeste da região de monção (região de convecção nos trópicos), enquanto que em volta dessas zonas a distribuição de continente-oceano e topografia varia muito de uma para outra; 3) as zonas de convergência têm em seus interiores uma camada espessa de umidade e uma zona baroclínica com o jato subtropical em altos níveis. Assim essas zonas de convergência têm características únicas de larga escala, sendo assim, ele as classificou como zonas frontais subtropicais; 4) as Temperaturas da Superfície do Mar (TSM), ao longo dessas zonas, são muito mais baixas do que nos trópicos, conseqüentemente, o transporte de umidade, em larga escala, pelos ventos de baixos níveis é importante para a manutenção da grande quantidade de precipitação nessas zonas.

Figura 2. 4 - Imagem do satélite MSG-10

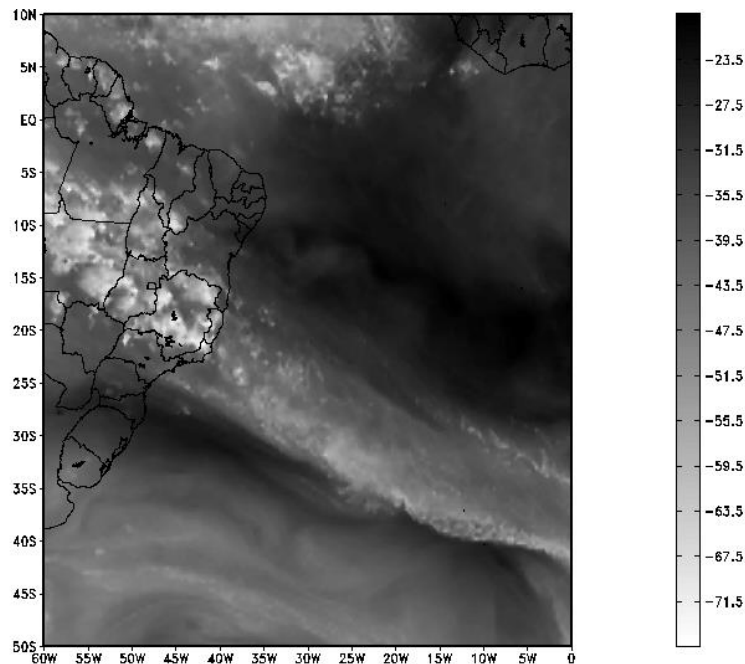


Imagem de satélite no canal do vapor d'água mostrando a ZCAS sobre a AS e Oceano Atlântico às 21:00 UTC do dia 11/12/2013. A escala de cinza a esquerda da imagem mostra a temperatura de brilho em °C.

Fonte: Produção do autor.

Para simular o efeito da fonte de calor latente sobre a Amazônia e o efeito da topografia dos Andes na circulação sobre a AS durante o verão, Figueroa et al. (1995) utilizaram um modelo de equações primitivas em coordenada eta. Eles mostraram que o aquecimento devido a essa fonte de calor tem papel preponderante na formação das ZCAS, mas a topografia e o escoamento básico são responsáveis pela posição observada.

Além de influenciar a quantidade de precipitação sobre as regiões Central e Sudeste do Brasil, a influência da ZCAS na inibição da precipitação sobre a região Sul do Brasil foi mostrada por Gandu e Silva Dias (1998). Simulações numéricas, eles mostraram que quando a ZCAS está ativa, forma-se um forte ramo descendente sobre a região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina. Esse ramo subsidente é formado como meio de compensar os fortes movimentos ascendentes formados pela zona de convergência.

Sanches (2002) analisou os padrões atmosféricos dominantes em situação de ZCAS. Ele identificou 65 casos de ZCAS no período de 1980 a 2000, sendo 23 em dezembro, 29 em janeiro e 13 em fevereiro, com duração média de 10 dias para cada evento. Assim, ele destacou que o padrão climatológico de verão da AS é dominado pela ZCAS, já que ela atua por 1/3 do tempo. Ele também destacou que a ZCAS apresenta características diferentes sobre o continente e oceano. Sobre o continente, a ZCAS é mantida dinamicamente pela circulação da AB e cavado do Nordeste. Já sobre o oceano, o mecanismo dinâmico responsável pela manutenção da ZCAS seria um cavado formado em latitudes médias. Além disso, a ZCAS apresenta características baroclínicas sobre o oceano. A ZCAS também apresentou características diferentes em seus componentes oceânica e continental com respeito ao ciclo diurno. Sobre o continente o pico da atividade convectiva ocorre no final da tarde e início da noite. Entretanto, sobre o oceano, a ZCAS é mais ativa durante a madrugada e início da manhã.

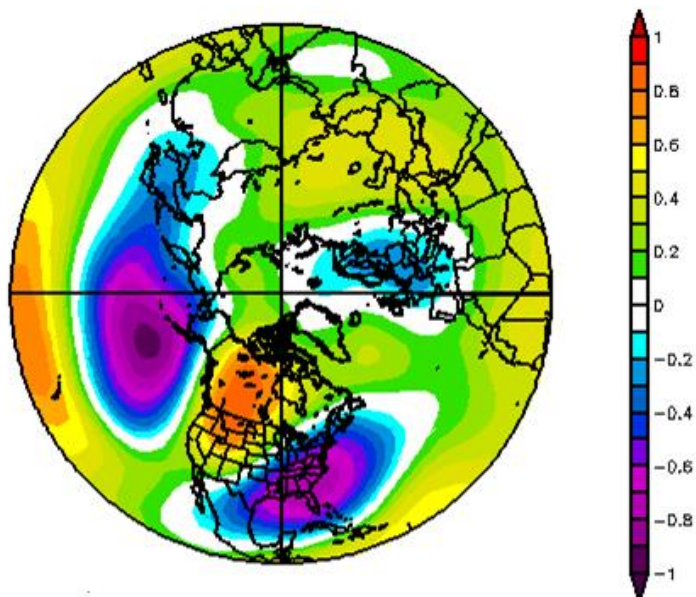
Outro trabalho que mostrou que a ZCAS apresenta características distintas sobre o continente e oceano foi o de Carvalho et al. (2011). Os autores usaram EOF para dividir a atividade convectiva sobre a parte continental (denominado de LISAN) e oceânica (ZCAS oceânica) da circulação de monção da AS. Com as séries temporais dos modos da EOF eles determinaram o início e fim do período chuvoso sobre a região de monção e os períodos em que a ZCAS atuou com mais intensidade.

2.5. O padrão Pacific North American (PNA)

O PNA apresenta dois padrões distintos, um positivo e outro negativo que exercem uma influência importante no tempo e clima da América do Norte (HOREL; WALLACE, 1981; BARNSTON; LIVEZEY, 1987; ROHLI; VEGA, 2013). Durante a fase positiva (ilustrada na Figura 2.5) são observadas anomalias negativas de pressão e temperatura sobre a parte norte do Oceano Pacífico e o sudeste dos Estados Unidos e anomalias positivas sobre a costa Oeste dos Estados Unidos. Durante a fase negativa, anomalias com sinais opostos são observadas sobre essas regiões. Sendo assim, o PNA descreve a condição do fluxo da onda de Rossby sobre a América do Norte. Os dois padrões do PNA estão diretamente ligados com a intensidade e posição da corrente de jato sobre a região leste da Ásia. Durante a fase positiva, a corrente de jato está mais intensa com anomalia de oeste na região da saída do jato em direção ao oeste dos Estados Unidos. A fase

negativa está associada com uma retração para oeste dessa corrente de jato em direção à Ásia oriental. O PNA é mais marcante durante o verão austral, período em que a corrente de jato apresenta-se melhor caracterizada.

Figura 2. 5 - PNA



Mapa gerado através da correlação entre índice de PNA e a altura geopotencial em 500 hPa.

Fonte: web site: cdc.noaa.gov.

2.6. As secas de 2013/2014 e 2014/2015 na região Sudeste do Brasil

Coelho et al. (2015a) abordaram a questão das secas em 2013/14 e 2014/15 que ocorreram em grande parte do território brasileiro, principalmente na região Sudeste. Para isso foi feito um amplo diagnóstico das condições observadas de chuva e mostraram o quão excepcional foi a seca de 2013/14. Seus resultados mostram que as condições de chuva estiveram bem abaixo do normal entre os meses de dezembro de 2013 a janeiro de 2015, com maiores déficits observados em janeiro, fevereiro e março de 2014. Na região sudeste do estado de São Paulo, por exemplo, o acumulado de precipitação para o ano de 2014 não chegou nem a metade da média histórica, fazendo desse ano o mais seco da história. Eles fizeram uma análise histórica do comportamento anual da chuva e mostraram que essa região vem passando por períodos secos desde o final da década de 1990. Com o índice padronizado de precipitação, eles concluíram que a seca de 2013/14 foi a mais marcante

da história, classificado como excepcionalmente seco. Já o evento de 2014/15, foi classificado como muito seco, sendo menos intenso do que o evento anterior.

Um mecanismo de grande escala foi proposto por Coelho et al. (2015b) para explicar a seca de 2013/14 que ocorreu na região Sudeste do Brasil. Eles buscaram possíveis mecanismos associados as condições de seca observada durante o verão de 2014 sobre essa região e tentaram identificar teleconexões atmosféricas/oceânicas associadas a esse evento. Para isso, eles investigaram a relação entre a chuva observada sobre a região Sudeste do Brasil e os padrões atmosféricos/oceânicos de grande escala. Os resultados mostraram um padrão de anomalias no campo de ROL sobre o leste do Oceano Pacífico, esse padrão esteve relacionado com alterações nas células de Walker e Hadley. Os autores concluíram que a fonte de calor sobre o norte da Austrália acabou gerando uma teleconexão tropical entre o Pacífico oeste e central, através da célula de Walker. No Pacífico central, houve uma teleconexão entre os trópicos e extratropicais através da célula de Hadley. Em seguida, a região Sudeste do Brasil foi influenciada pela propagação dos trens de ondas de Rossby que favoreceu a formação de sistemas de alta pressão que inibiram a formação das ZCAS.

2.7. Canal do vapor d'água

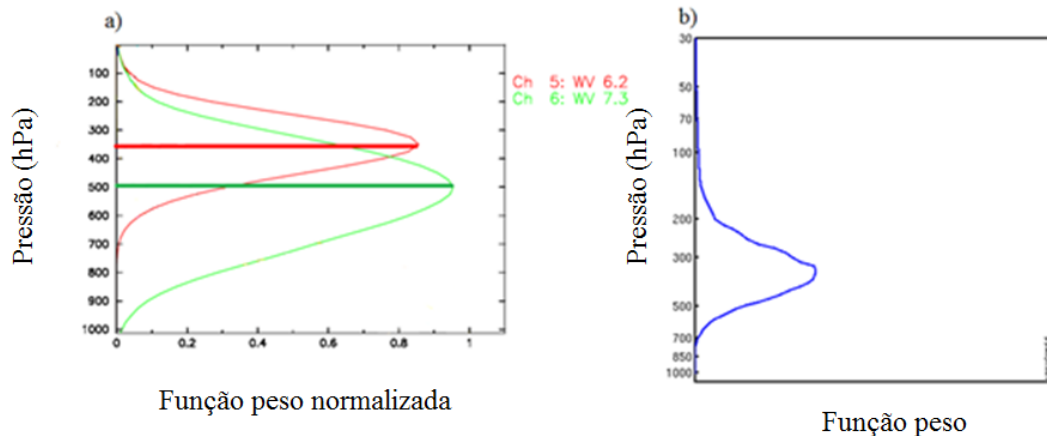
As imagens de satélite no canal do vapor d'água possibilitam uma boa compreensão da circulação na média e alta troposfera. Mesmo na ausência de nuvens elas são ideais para identificar áreas com movimentos verticais ascendentes e subsidentes, corrente de jato e presença de circulações ciclônicas e anticiclônicas. A EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) foi a primeira a lançar um satélite geostacionário com o canal de vapor d'água, centrado em $6,3 \mu\text{m}$ (FISCHER et al., 1981). Atualmente, apresenta em operação um satélite geostacionário que cobre parte da AS e possui dois canais referentes a absorção do vapor d'água, centrados em $6,2 \mu\text{m}$ e $7,3 \mu\text{m}$. A National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) começou com o satélite Nimbus em 1981 com a banda centrada em $6,73 \mu\text{m}$ (BRANDLI, 1985). Atualmente, a NOAA mantém um satélite geostacionário que cobre toda a AS, o GOES-13, com o canal do vapor d'água centrado em $6,5 \mu\text{m}$.

A Figura 2.6 mostra as funções peso para os canais do vapor d'água dos satélites meteorológicos METEOSAT-10 (lado a) e GOES-13 (lado b) para uma atmosfera padrão. A função peso determina qual é a camada da atmosfera que contribui para o sinal do satélite. Essa camada varia com relação a quantidade de umidade, temperatura e o ângulo de visada do satélite (FISCHER et al., 1981). Na Figura 2.6, observa-se que o sinal detectado pelo satélite no canal do vapor d'água vem de uma camada entre a média e alta troposfera. Em a) observa-se que o METEOSAT-10 possui dois canais referentes a absorção do vapor d'água: um centrado em $6,2 \mu\text{m}$ (canal 5) com camada entre 100 hPa e 600 hPa, centrada em 350 hPa; e outro em $7,3 \mu\text{m}$ (canal 6) com camada entre 200 hPa e 800 hPa, centrado em 500 hPa. Em b) observa-se que função peso do canal 3 do GOES-13 ($6,5 \mu\text{m}$) compreende a camada de 200 hPa a 600 hPa, centrada em 350 hPa. Observa-se também que as funções peso dos canais 5 do METEOSAT-10 e 3 do GOES são parecidas. A temperatura de brilho detectada por esses canais representa um valor médio ponderado ao longo dessas curvas gaussianas.

Picon e Desbois (1995) apresentaram uma revisão das principais aplicações e interpretações do canal do vapor d'água de satélites geoestacionários. Os autores ressaltaram dois produtos quantitativos gerados através dos dados dos canais do vapor d'água: a umidade em altos níveis da troposfera e a extração do vento. Picon e Desbois destacaram que com os canais do vapor d'água é possível monitorar o sistema climático, por meio dos campos de vento e umidade gerados por esses canais. Além disso, eles documentaram que os dados do canal do vapor d'água geram resultados importantes para estudos do clima, principalmente nas escalas mensal e anual.

Velden et al. (1997) descreveram as características gerais da estimativa do vento por meio de dados de satélites no canal do vapor d'água, apresentando exemplos de aplicações. Esse produto é importante porque é considerado como uma alternativa para a falta de observações principalmente sobre as regiões oceânicas. Com o canal do vapor d'água, essas estimativas podem ser feitas em regiões com ou sem nuvens. Eles também mostraram que as medidas da circulação atmosférica, por meio das imagens de satélites no canal do vapor d'água, são coerentes e úteis.

Figura 2. 6 - Funções peso dos canais WV



Em a) METEOSAT-10 e em b) GOES-13.

Fontes: a) adaptada de EUMETSAT e b) web site: <http://cimss.ssec.wisc.edu/>

Uma abordagem para quantificar o transporte de umidade na atmosfera superior a partir de dados de satélites geostacionários no canal do vapor d'água foi feita por Jedlovec et al. (1999). Eles apresentaram seus resultados para as regiões das Américas do Norte e Sul, durante os meses de junho, julho e agosto dos anos de 1987 e 1988. Os autores encontraram expressivo transporte de vapor d'água, em altos níveis, nas regiões associadas com características sinóticas, e também na região tropical.

Um material para interpretação dos dados dos canais do vapor d'água do METEOSAT-10 $6,2 \mu\text{m}$ e $7,3 \mu\text{m}$ foi apresentado por Georgiev e Santurette (2004) destacando os seguintes princípios na análise de imagens desses dois canais para fins de previsão operacional: a) as mudanças nos tons de cinzas em uma animação dos canais do vapor d'água, dão informações das características dinâmicas da atmosfera; b) interpretações conjuntas entre as imagens dos canais do vapor d'água e campos dinâmicos fornecem informações sobre movimentos ascendente e subsidente e características da situação sinótica; c) com os produtos gerados por esses canais é possível fazer uma análise crítica de alguns campos gerados pelos modelos na alta e média troposfera.

Alguns trabalhos utilizaram dados de satélite no canal do vapor d'água para determinar características de alguns mecanismos específicos que atuam sobre a AS (e.g., RAMÍREZ, 1996; COUTINHO et al., 2010). Esses trabalhos ressaltaram as vantagens desse canal

para identificar características da circulação atmosférica e informações da estrutura de sistemas atmosféricos que não são detectados em outros canais.

A partir das observações dos satélites nos canais do vapor d'água, pode-se estimar algumas variáveis meteorológicas de importância tais como o vento e a umidade. Além das características da atmosfera com e sem nuvens (corrente de jato, tipos de massas de ar, turbulência, entre outros). Neste trabalho será usado o canal do vapor d'água na tentativa de compreender melhor o papel do vapor d'água nos processos e nas características dinâmicas nos níveis médios e altos da atmosfera na região de estudo.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1. Dados

Para a realização deste trabalho, foram utilizadas imagens de satélite no canal do vapor d'água e dados de reanálises.

3.1.1. Dados de reanálises

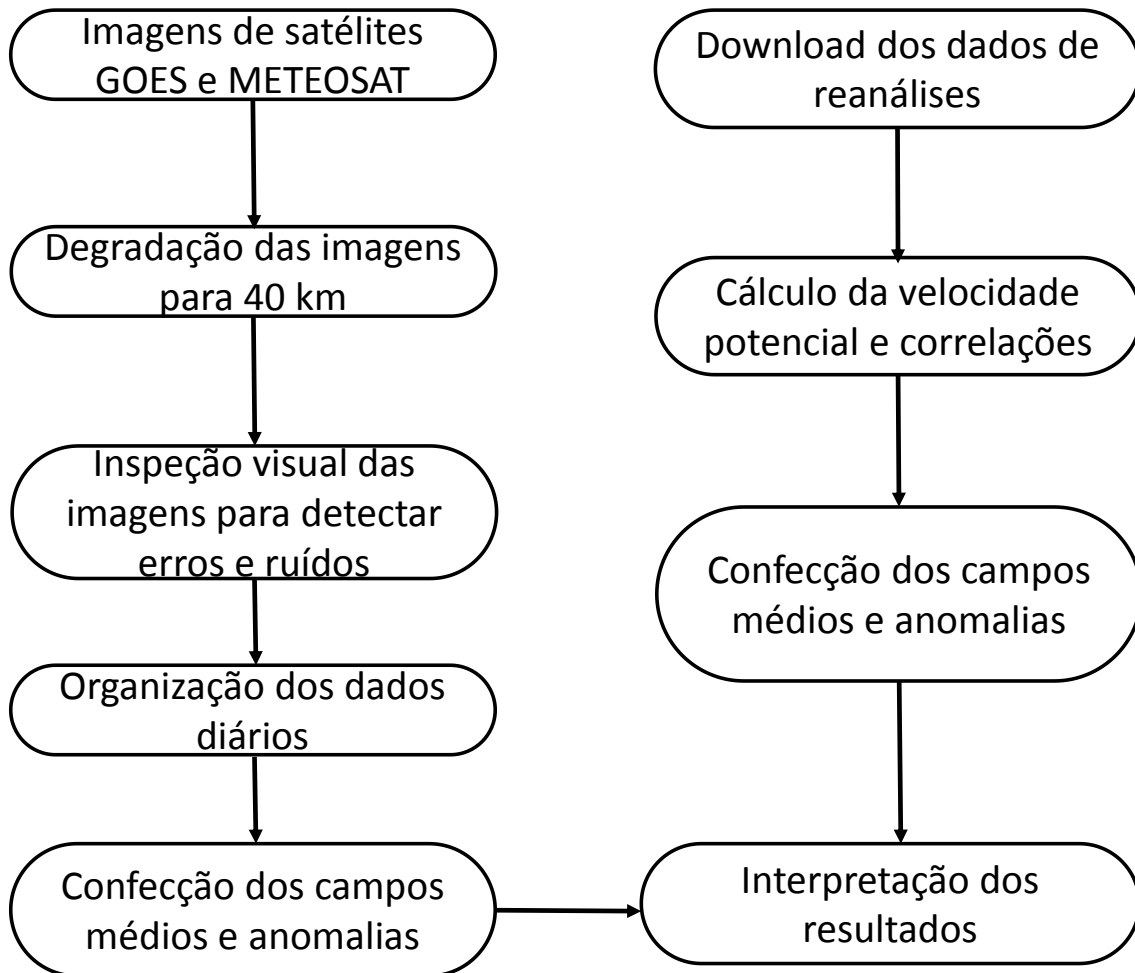
Dados do ERA-Interim do European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF) com resolução horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$, no período de 2003-2015. A reanálise do ERA-Interim é produzida por meio de um modelo espectral, com truncamento T255 (~79 km) com 60 níveis na vertical (SIMMONS, 2007). O conjunto de reanálise está disponível no site: <http://www.ecmwf.int/>. Foram utilizados os componentes zonal e meridional do vento (u e v, respectivamente) para os níveis de 300 hPa, 600 hPa e 850 hPa e Omega para os níveis de 250 hPa a 850 hPa, variando em 50 hPa. Para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, que representam o verão do Hemisfério Sul. Também foram utilizados os dados do componente meridional do vento do conjunto National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmosphere Research (NCEP–NCAR), entre os anos de 1950 a 2015, em pontos de grade espaçados de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (KALNAY et al., 1996).

3.1.2. Dados de satélite no canal do vapor d'água

Foram usadas imagens binárias a cada 3 horas (00:00 UTC, 03:00 UTC, 06:00 UTC, 09:00 UTC, 12:00 UTC, 15:00 UTC, 18:00 UTC, 21:00 UTC) de cinco satélites geostacionários referentes ao canal do vapor d'água para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro: a) satélites Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) 11, 12 e 13, no canal 3, período de 2003 a 2015 e; b) European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (METEOSAT) 9 e 10 no canal 5, período de 2007 a 2015. Esses dados foram disponibilizados pela Divisão de Satélites e Estudos Ambientais – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA-CPTEC). Os conjuntos de dados foram plotados sobre a AS e oceanos adjacentes entre os domínios geográficos de 10°N - 50°S de latitude e 100°W - 30°W de longitude.

A Figura 3.1 esquematiza, por meio de um fluxograma, o tratamento das imagens binárias dos satélites GOES e METEOSAT nos canais do vapor d'água e dos dados de reanálises realizado no presente estudo.

Figura 3. 1 - Fluxograma do tratamento dos dados



Fonte: Produção do autor.

3.2. Metodologia

A realização desta pesquisa foi feita em duas etapas: A primeira consiste em uma climatologia dos dados de vapor d'água (daqui por diante denominado como WV) analisando também as variabilidades mensal e diurna sobre a AS e vizinhanças. Na segunda parte foi feito um estudo de caso sobre a seca que ocorreu em 2014 sobre a região Sudeste do Brasil. Essas duas etapas são descritas a seguir.

3.2.1. Climatologia

A climatologia utilizada envolve essencialmente a obtenção da média aritmética simples com o objetivo de caracterizar os valores médios e os respectivos desvios (anomalias) de uma determinada amostra. A média aritmética simples (M) é obtida dividindo-se a soma das observações pelo número delas.

$$M = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad (1)$$

onde (X) é o dado observado em cada ponto de grade e (n) é o número de observações.

No campo médio, foi calculado o percentil de 25% (quartil) para as temperaturas mais quentes e mais frias para determinar as regiões secas e úmidas, respectivamente. Com isso, foi determinado que as regiões secas apresentam temperaturas de brilho a partir de -24 °C e as regiões úmidas abaixo de -33 °C.

As características médias do WV foram comparadas com o comportamento da circulação atmosférica e com a parte divergente do vento (velocidade potencial) em altos, médios e baixos níveis.

3.2.2. Velocidade potencial

O vento horizontal pode ser dividido em dois componentes, divergente e rotacional. Na região tropical, o componente divergente é bastante importante para a compreensão da circulação média, podendo ser expressa em termos da velocidade potencial ($\nabla \cdot \mathbf{V} = \nabla^2 \chi$) (KRISHNAMURTI, 2013).

Considerando um plano horizontal, onde não há variação ao longo de z e o fluxo é paralelo à $x - y$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2)$$

além disso, se o fluxo é irrotacional $\nabla \times \mathbf{V} = 0$, e em seguida, $\mathbf{V} = -\nabla \chi$, onde $\chi(x, y, t)$ é determinado a velocidade potencial

$$u = -\frac{\partial\chi}{\partial x} \quad (3)$$

$$v = -\frac{\partial\chi}{\partial y} \quad (4)$$

o que leva a expressão

$$\mathbf{V} = -\nabla\chi \quad (5)$$

o sinal negativo é uma conversão que faz com que o valor de χ cresça no sentido da velocidade. Isso prova a existência de uma função potencial χ tal que sua derivada em relação a qualquer direção é o componente da velocidade nessa direção.

3.2.3. Estudo de caso

No estudo de caso foram plotados os campos de anomalias de WV sobre a AS e oceanos adjacentes para analisar o comportamento da umidade na média troposfera durante o verão de 2014 sobre a AS. Também foram plotadas as anomalias do vento (linhas de corrente) em 300 hPa para determinar características sinóticas associadas as anomalias de WV. Foram feitas análises visuais das imagens de satélites durante o verão de 2014 para determinar a influência dos VCANs sobre a região Sudeste do Brasil. Por último, para completar o estudo de caso foram feitas correlações cruzadas para identificar influência de regiões remotas na circulação sobre a AS.

3.2.4. Correlação cruzada

Para procurar influências de regiões distantes na seca que ocorreu sobre o Sudeste do Brasil (teleconexões) foi utilizado o método de correlação de Pearson (WILKS, 2006). Primeiro, escolheu-se um ponto em 300 hPa sobre a região que ocorreu a forte anomalia no componente zonal do vento (em 46° N e 40° W). Em seguida, foram feitas correlações simultânea e adiantadas até 6 dias entre esse ponto e o próprio componente zonal do vento em 300 hPa. Essas correlações foram feitas com o objetivo de verificar qual foi o papel da anomalia da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte no deslocamento dos VCANs para a região sudeste do Brasil. Os mapas de correlação compreenderam o domínio entre 60° N – 50° S e 140° W – 0 durante o verão austral, período de 2003 a 2015 dados de 6 em 6 horas.

Outro teste realizado foi a correlação entre o índice do PNA e o vento meridional em 300 hPa com o objetivo de encontrar uma possível relação da circulação do Hemisfério Norte sobre o Hemisfério Sul. Os mapas de correlação compreenderam o domínio entre 80° N – 60° S e 120° E – 0 durante o verão austral, período de 1950 a 2015 dados mensais.

A formulação utilizada para calcular o coeficiente de correlação de Pearson é:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_m) * (y_i - y_m)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - x_m)^2 * \sum_{i=1}^n (y_i - y_m)^2}} \quad (6)$$

onde o r representa o valor do coeficiente de correlação, em que x_i e y_i representam os valores das variáveis independentes e dependentes, respectivamente e x_m e y_m são as médias aritméticas dessas variáveis.

3.2.5. Pacific North American (PNA)

O índice do PNA (Anexo A) é gerado por meio dos dados mensais da altura geopotencial em 500 hPa combinados entre quatro regiões, como pode ser observado na equação (7).

$$PNA = Zr1 - Zr2 + Zr3 - Zr4 \quad (7)$$

onde UTC é a média mensal das anomalias da altura geopotencial obtidas da remoção da média mensal nas regiões r1 (15° N - 25° N, 180° - 140° W), r2 (40° N - 50° N, 180° - 140° W), r3 (45° N - 60° N, 125° W - 105° W) e r4 (25° N - 35° N, 90° W - 70° W). O índice é normalizado com dados do período de 1950 a 2000.

4 RESULTADOS

4.1. Campos médios do WV sobre a AS e similaridades com o continente africano

Nesta seção são apresentados os padrões espaciais médios dos dados de satélites GOES e METEOSAT no canal do vapor d'água (WV) sobre a AS e vizinhança, período de 13 anos (2003 a 2015). Dessa forma é possível diagnosticar as principais características da umidade presente na média e alta troposfera sobre essas regiões. É apresentada também a relação desses padrões com a circulação em altos, médios e baixos níveis da atmosfera. Por último, são mostrados os padrões de umidade na média e alta troposfera sobre o Oceano Atlântico Sul e as similaridades do padrão da distribuição espacial de WV entre a AS e África.

4.1.1. Características do WV sobre a AS

A Figura 4.1 mostra a média de WV sobre a AS e vizinhanças, durante os anos de 2003 a 2015 para o verão austral. A escala à direita da imagem mostra a temperatura de brilho variando entre -38°C (tons de azul) a -17°C (tons de vermelho). O canal do WV é particularmente útil para identificar áreas com movimentos verticais ascendentes e subsidentes, corrente de jato e presença de circulações ciclônicas e anticiclônicas. Como mostrado na revisão bibliográfica, a temperatura de brilho no WV reflete a presença de umidade na média e alta troposfera (entre 200 hPa e 600 hPa). Neste estudo, por meio do quartil, as temperaturas de brilho abaixo de -33°C são consideradas úmidas e as regiões com temperatura de brilho acima de -24°C são consideradas regiões secas.

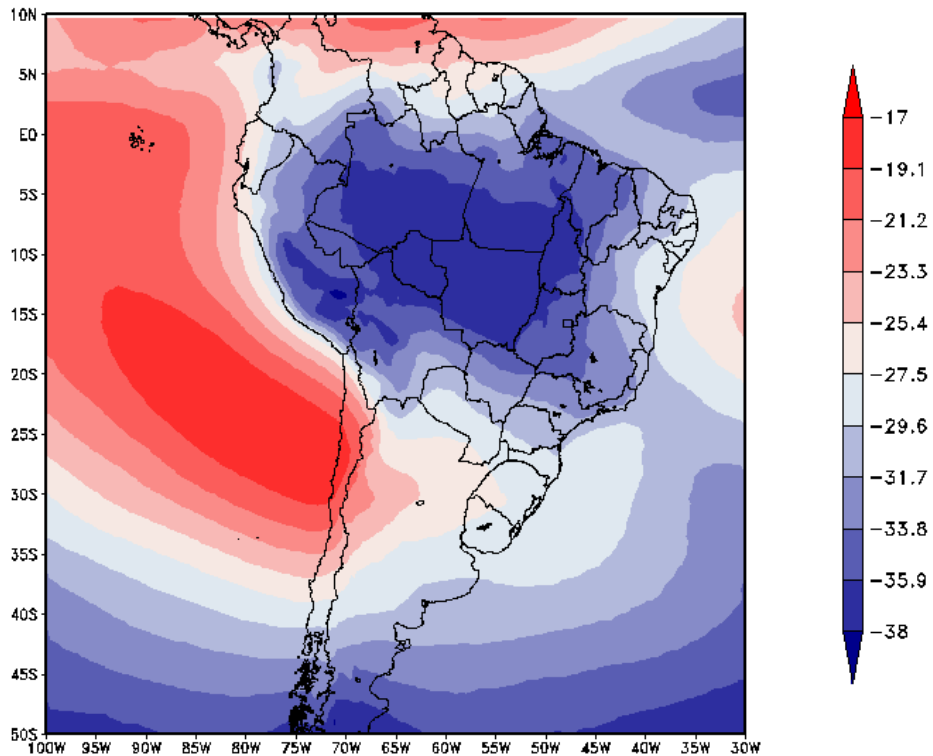
Na figura 4.1, destacam-se a presença de umidade sobre a Amazônia, ao longo da ZCAS, Oceanos Atlântico e Pacífico Sul e ao longo da ZCIT. Além disso, é marcante a presença de uma banda de ar extremamente seco sobre os Oceanos Pacífico Leste/Sudeste e Atlântico Equatorial. Sobre a Amazônia a umidade observada é reflexo da forte atividade convectiva que tipicamente ocorre durante o verão austral (MOLION, 1987). Em latitudes extratropicais, a ampla faixa de umidade está associada com a passagem de sistemas transientes (storm track). Nessa faixa o sinal detectado pelo satélite é atenuado devido ao erro de paralaxe (LÁBÓ et al., 2007; RADOVÁ; SEIDL, 2008). Nas bordas das imagens de satélite, o caminho óptico percorrido pelo sinal é maior, devido ao alongamento do

ângulo de visada da varredura do satélite, isso resulta na diminuição da temperatura de brilho medida pelo satélite nessas regiões. Portanto, deve-se levar em conta que as regiões extratropicais parecem mais úmidas do que realmente são devido a esse tipo erro.

Uma região bastante úmida é observada sobre o Peru e Bolívia, associada com a presença dos Andes que força a subida do ar úmido (GARREAUD; WALLACE, 1997) e a forte atividade convectiva que ocorre sobre a região do Altiplano (GARREAUD et al., 2003; GARREAUD et al., 2009).

A região Nordeste do Brasil e parte do Oceano Atlântico adjacente aparecem mais secas, devido aos movimentos subsidentes associado ao ramo descendente da célula de Walker e ao cavado do Nordeste (MOLION; BERNARDO, 2002). A região Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e boa parte da Argentina também aparecem mais secas, devido aos movimentos descendentes compensatórios da atividade convectiva que ocorre na Amazônia e ZCAS (GANDU; SILVA DIAS, 1998). Sobre o Oceano Pacífico Leste, destacam-se duas regiões secas: uma relacionada com a ASPS, centrada em 25°S e 75°W, e a outra mais ao norte associada aos movimentos subsidentes compensatórios da região amazônica (GANDU; SILVA DIAS, 1998).

Figura 4. 1 - Temperatura de brilho média (°C) do canal 3 (WV)



Dados obtidos pelos satélites meteorológicos GOES sobre a AS e vizinhanças, durante o verão (dezembro, janeiro e fevereiro), período de 2003 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

Para analisar as conexões dinâmicas do padrão espacial do WV, apresenta-se na Figura 4.2, os campos médios de vento (linhas de corrente) e velocidade potencial e vento divergente na alta troposfera, representado pelo nível de 300 hPa (a) e (b), respectivamente; na média troposfera em 600 hPa (c) e (d); e em baixos níveis (850 hPa) em (e) e (f). Aparentemente, esses níveis modulam as características da distribuição espacial da umidade vistas na figura anterior.

No campo de vento em 300 hPa (Figura 4.2a), verifica-se que a área úmida sobre a região tropical da AS (Figura 4.1) está diretamente associada com o anticiclone, centrado em 18°S 70°W, denominado de Alta da Bolívia (AB) (VIRJI, 1981; JONES; HOREL, 1990; LENTERS; COOK, 1998; SATYAMURTY; NOBRE, 1998). Nesse contexto, ocorrem fortes movimentos verticais ascendentes, convecção e liberação de calor latente. Entretanto, sobre as regiões seca que compreende a região da costa leste do Nordeste do

Brasil e parte do Oceano Atlântico, observa-se um vórtice ciclônico (VCAN) bem caracterizado, centrado em 10°S e 25°W (KOUSKY; GAN, 1981). Sobre o Oceano Pacífico Equatorial Leste, observa-se a bifurcação Inter-hemisférica próxima a costa do Peru (RAMIREZ et al., 1999) com ramos para os Hemisférios Norte e Sul. Esses ramos estão associados aos movimentos subsidentes, contribuindo para a formação e advecção de ar seco que ocorre na região do Oceano Pacífico Equatorial Leste.

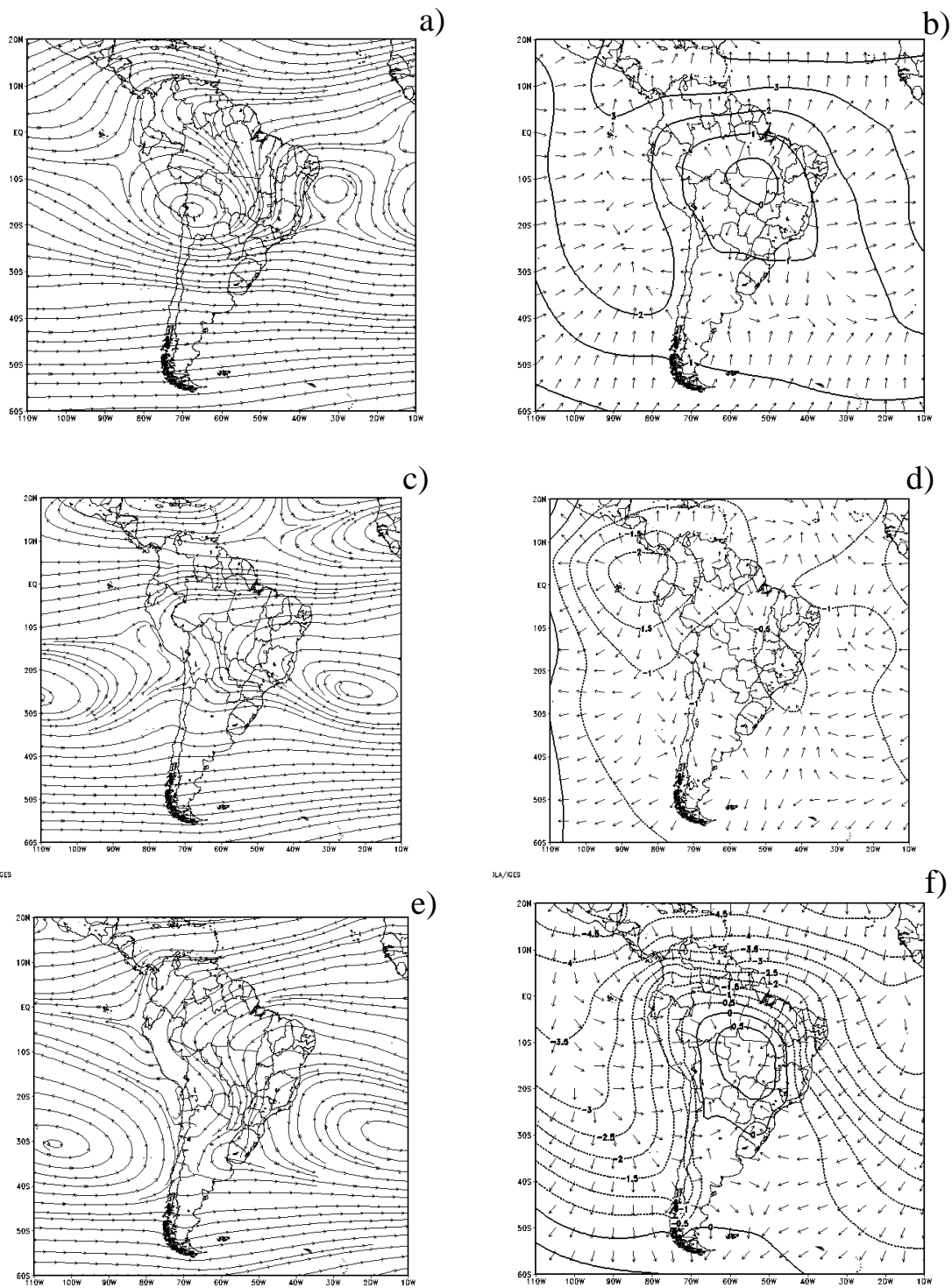
No campo de velocidade potencial e vento divergente em 300 hPa (Figura 4.2b), observa-se que o núcleo de divergência sobre o Brasil central está a nordeste do centro da AB. Essa característica reflete a presença da fonte de calor sobre essa região (SILVA DIAS et al., 1983). Também é observado uma banda de divergência que se estende da região Amazônica até o Oceano Atlântico, orientada no sentido noroeste-sudeste, que está associada a ZCAS (SANCHES, 2002). Sobre o Oceano Pacífico Leste, próximo à costa oeste da AS, há uma grande região de convergência, orientada no sentido norte-sul onde a parte mais ao norte está associada aos ramos da bifurcação inter-hemisférica e a parte mais ao sul (entre 20°S e 40°S) está associada com a ASPS. Toda essa região de convergência em altos níveis concorda com a presença do ar seco sobre o Oceano Pacífico Leste mostrada na figura 4.1.

Na troposfera média (600 hPa), os campos de linhas de corrente e velocidade potencial e vento divergente (Figuras 4.2c e 4.2d, respectivamente) foram utilizados para demonstrar que a região de convergência associada com a ZCAS é melhor representada na média troposfera (QUADRO 1993). Analisando esses dois campos, observa-se que a localização da região de convergência concorda com a banda úmida ao longo da ZCAS observada pelo satélite no canal de WV (Figura 4.1). Além disso, sobre o Oceano Pacífico Leste, observa-se a borda da ASPS (Figura 4.2c). Sobre o Pacífico Leste, nota-se ainda um núcleo intenso de divergência sobre a região equatorial (Figura 4.2d) que circunda a costa oeste da AS, ficando menos intenso em direção ao sul. Essas duas características também estão relacionadas com a grande região seca próxima a costa oeste da AS visualizada na Figura 4.1.

No campo de vento em 850 hPa (Figura 4.2e), não é observado a região de confluência associada a ZCAS. O que domina, principalmente na região Sudeste do Brasil, é a circulação anti-horária da borda oeste da ASAS. Observa-se que a região de convergência

aparece mais ao sul, sobre o Paraguai e interiores dos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Isso sugere que no campo médio de verão, a banda de convergência associada a ZCAS é observada somente nos níveis médios. Por outro lado, o campo de velocidade potencial e vento divergente (Figura 4.2f) mostra que na baixa troposfera, durante o verão, há forte convergência sobre o Brasil central. Isso ocorre devido a presença da fonte de calor na média troposfera presente na região da bacia Amazônica. Entretanto, sobre o Oceano Pacífico Leste há uma grande região de divergência entre 10°N e 20°N (HURRELL et al., 1998) que está associada com os movimentos convergentes na alta troposfera (Figura 4.2b).

Figura 4. 2 - Campos médios de vento (linhas de corrente) em 300 hPa (a), em 600 hPa (c) e em 850 hPa (e) e velocidade potencial e vento divergente em 300 hPa (b), em 600 hPa (d) e 850 hPa (f). Sobre a AS e vizinhança, período de 2003 a 2015 para o verão austral.



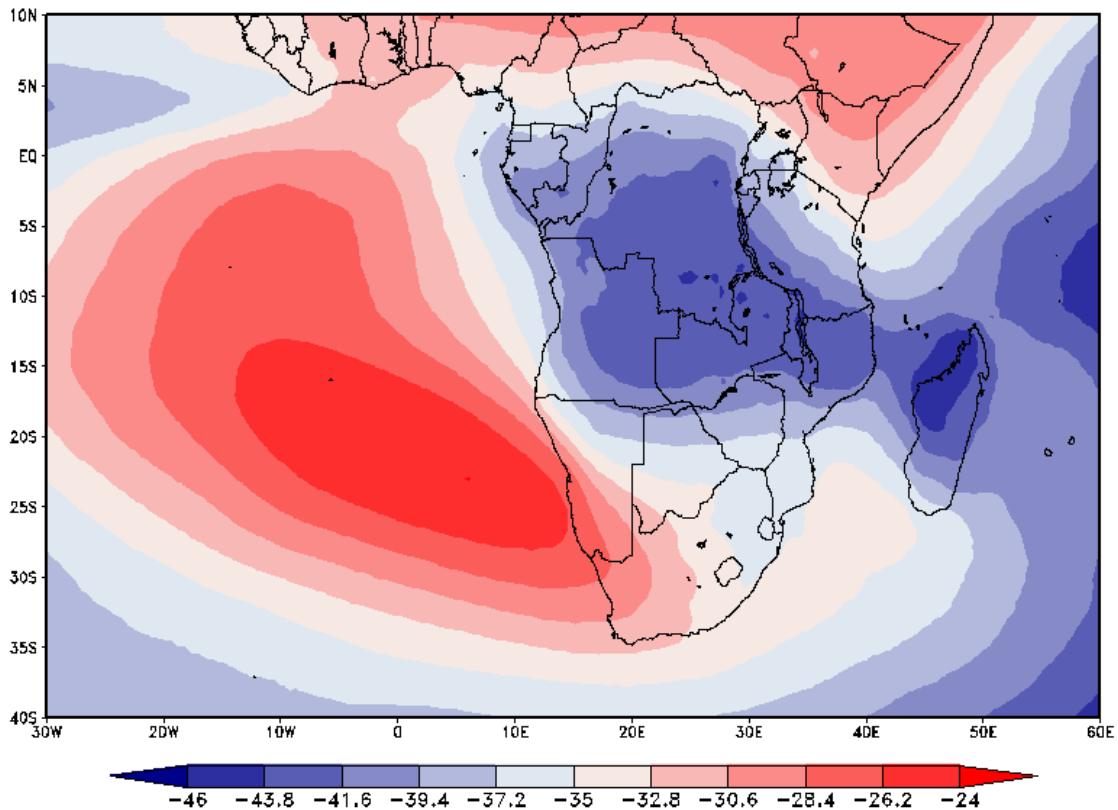
Fonte: Produção do autor.

4.1.2. Características do WV sobre a África

Na Figura 4.3, apresenta-se a imagem média do canal 5 dos satélites meteorológicos METEOSAT durante os anos de 2007 a 2015, cobrindo o continente africano e oceanos adjacentes. Ressalta-se que a função peso do METEOSAT difere ligeiramente do GOES (Figuras 2.6a e 2.6, respectivamente). Isso significa que a camada de umidade na média e alta troposfera que contribui para o sinal dos dois satélites difere um pouco entre si, entretanto, essa pequena diferença não interfere nas análises dos resultados do presente trabalho.

Comparando-se as imagens dos dois satélites (Figuras 4.1 e 4.3), destaca-se algumas similaridades na distribuição espacial de WV entre a AS e África. Uma das similaridades, ocorre na região central do continente africano (em 10°S). Nessa região, observa-se uma grande área úmida tropical, associada com a forte atividade convectiva presente durante o verão austral. Similar a ZCAS, uma banda úmida no sentido noroeste-sudeste estendendo desde a Zâmbia até a Ilha de Madagascar, denominada de Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS) é observada (KODAMA, 1992). Além dessas semelhanças, uma grande área seca sobre o Oceano Atlântico Sul, próxima a costa oeste da África é observada com um padrão espacial muito parecida com a observada sobre o Oceano Pacífico Leste, próximo à costa oeste da AS. Isso ocorre porque essas regiões estão sobre os ramos descendentes das células de Hadley e Walker. A área mais ao sul (entre 15°S e 25°S) está sob o domínio da ASAS (ramo descendente da célula de Hadley), já a região mais ao norte (entre o Equador e 15°S) está sob o domínio dos movimentos compensatórios (ramo descendente da célula de Walker) da atividade convectiva presente na parte tropical da África. Sobre o Oceano Índico, observa-se uma região mais úmida, associada a circulação das monções asiáticas, que durante essa época do ano apresenta atividade convectiva sobre a região oceânica (RAMAGE, 1971). Deve-se levar em conta que essa região está na borda da imagem, dessa forma sofre o efeito do erro de paralaxe, já mencionado anteriormente.

Figura 4. 3 - Temperatura de brilho (°C) média do canal 5 (6,2 μm)

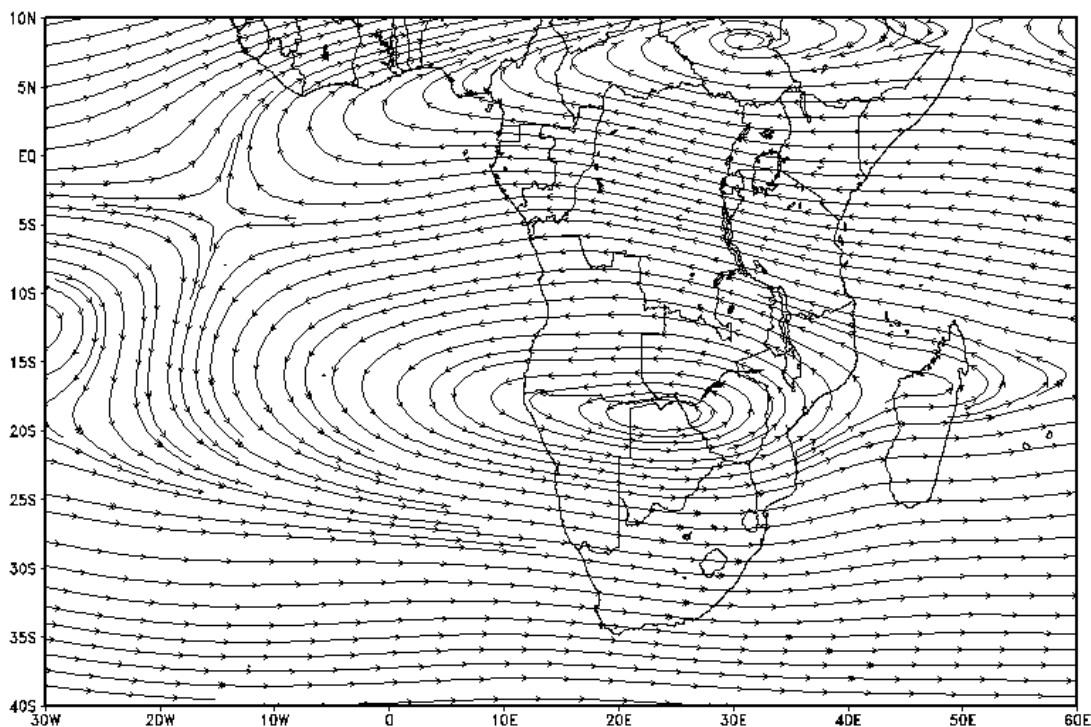


Dados obtidos pelos satélites meteorológicos METEOSAT sobre a África e oceanos adjacentes durante o verão austral, período de 2007 e 2015.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.4 mostra o campo de vento (linhas de corrente) em 300 hPa sobre a África e vizinhanças. Observa-se que a região mais úmida sobre o continente africano (mostrada na figura anterior), assim como no caso da AS, está associada com uma circulação anticiclônica em altos níveis, centrado em 17°S e 25°E denominada de Alta do Congo (TALJAARD, 1972). A região seca na parte equatorial do Oceano Atlântico Leste pode estar relacionada com a bifurcação inter-hemisférica (3°S e 15°W). Essa característica também foi encontrada na parte leste do Oceano Pacífico Equatorial (Figura 4.2a). A presença dessas características está associada a fonte de calor, formada devido à forte atividade convectiva que ocorre sobre as regiões tropicais da África e AS. Ou seja, essas duas regiões são influenciadas por fenômenos atmosféricos similares, isso reflete no padrão espacial do WV nessas duas regiões.

Figura 4. 4 - Linhas de corrente em 300 hPa sobre a África e vizinhanças



Dados derivados das componentes u e v do vento das reanálises ERA-Interim para o verão austral, período de 2003 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

4.1.3. Sumário e discussões

As áreas mais úmidas (associadas a atividade convectiva) situam-se sobre a região tropical da AS e as mais secas sobre os oceanos Pacífico Leste e Atlântico Equatorial, próximo ao Nordeste do Brasil. A distribuição do WV nas AS e África pode ser explicada pelos campos de circulação e divergência em altos, médios e baixos níveis. Tipicamente, o escoamento sobre a AS é zonal, entretanto durante o verão, devido a fonte de calor gerada pela liberação de calor latente de condensação formam-se: a AB, sobre a AS; a bifurcação inter-hemisférica, sobre o Pacífico Leste e o VCAN, sobre o Oceano Atlântico Oeste. As somas dessas circulações mais a ASPS e a ZCAS caracterizam o padrão médio da distribuição espacial de WV sobre a AS e oceanos adjacentes. Distribuição espacial de WV similar à da AS é observada sobre a parte tropical da África. Isso também ocorre devido à forte liberação de calor latente sobre a parte tropical da África. Assim como na

AS uma fonte de calor é formada sobre a o continente. Esse seria o principal motivo para a similaridade na distribuição espacial de WV entre esses dois continentes. As partes lestes dos oceanos Pacífico e Atlântico também apresentam um padrão bem parecido. Isso ocorre devido à localização das ASPS e ASAS e os movimentos subsidentes compensatórios associados as fontes de calor sobre a AS e África.

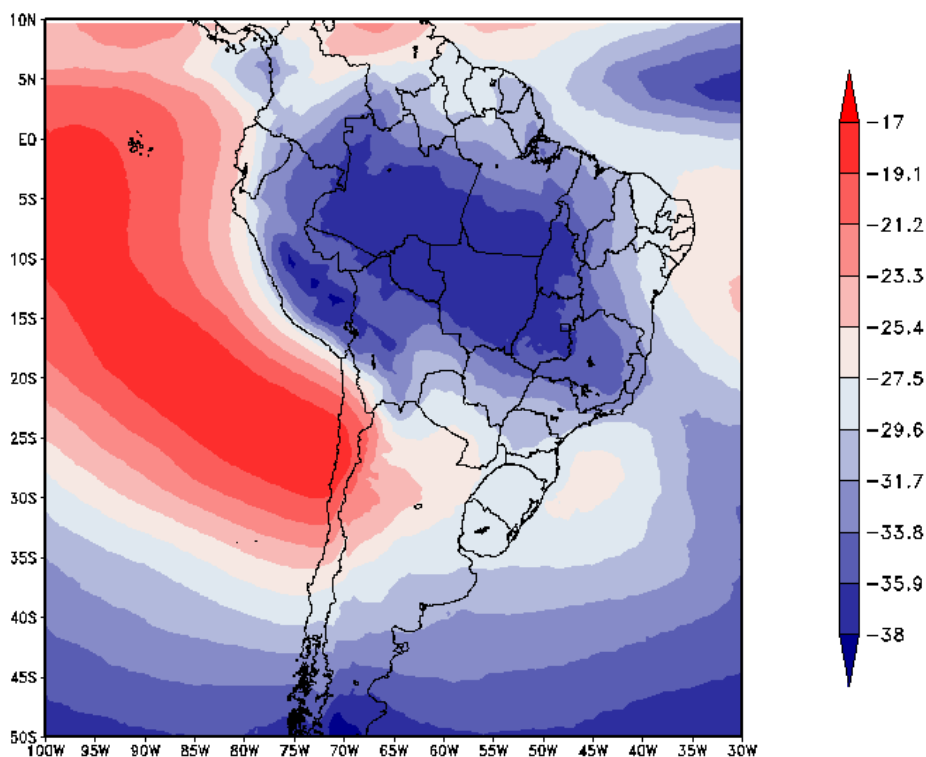
4.2. Variabilidade mensal do padrão espacial do WV na AS durante o verão

Nesta seção, avalia-se o comportamento da variabilidade espacial do WV na média e alta troposfera sobre a AS e vizinhanças, durante os meses de verão. Pretende-se com isso caracterizar a variabilidade intrasazonal dessa variável, a variação da atividade convectiva e suas conexões com a ZCAS, ZCIT e regiões secas que ocorrem principalmente sobre os oceanos adjacentes.

4.2.1. Características médias do WV em dezembro

O campo médio dos dados no canal do WV para os meses de dezembro é mostrado na Figura 4.5 (período 2003 a 2015). Analisando-se esse campo, destacam-se as seguintes características: a) a faixa úmida sobre a parte equatorial do Oceano Atlântico, associada a ZCIT localiza-se mais ao norte; b) a ZCAS também aparece um pouco deslocada para norte, situando-se sobre os estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro; c) o padrão da convecção sobre a parte tropical da AS é similar a média de verão (Figura 4.1), entretanto, sobre o litoral da região Norte do Brasil a atividade convectiva parece ser menor durante os meses de dezembro. Aparentemente essa característica está associada ao fato da ZCIT estar posicionada mais ao norte durante o mês de dezembro; d) as regiões Sul do Brasil e vizinhanças do Oceano Atlântico estão relativamente mais secas, o mesmo ocorre sobre o Nordeste do Brasil; e) a parte norte da área seca sobre o Oceano Pacífico Leste parece mais intensa durante esse período.

Figura 4. 5 - Temperatura de brilho média (°C) dezembro



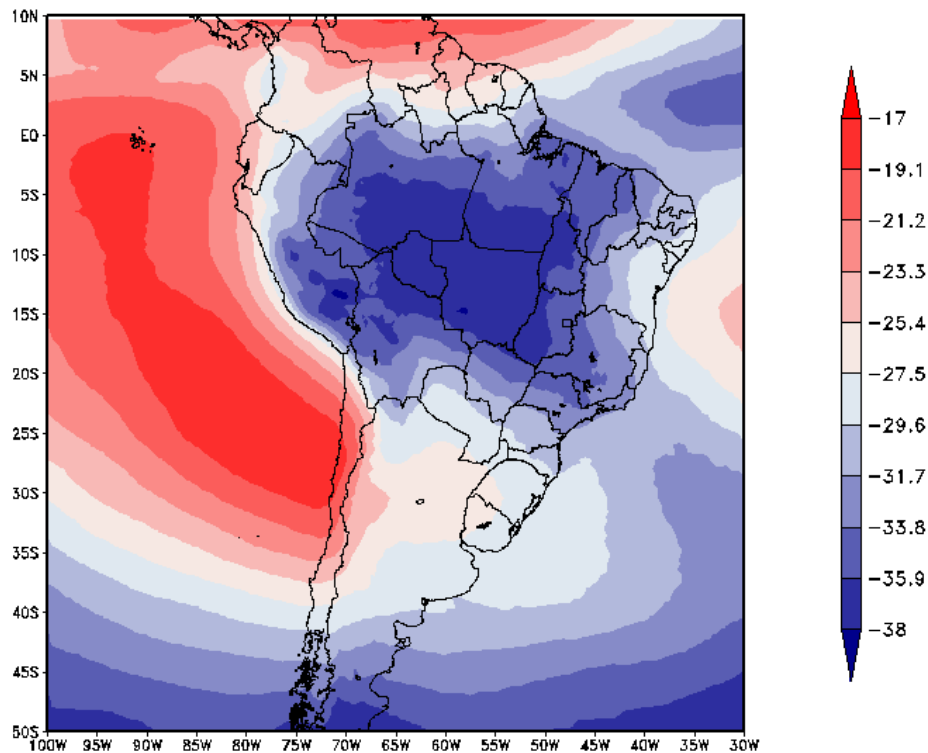
Dados obtidos pelos satélites meteorológicos GOES no canal 3 (WV) para os meses de dezembro sobre a AS e vizinhanças, período de 2003 e 2015.

Fonte: Produção do autor.

4.2.2. Características médias do WV em janeiro

Em janeiro (Figura 4.6) a distribuição espacial de WV assemelha-se mais com a média de verão (Figura 4.1). Observa-se que a ZCIT, devido ao seu deslocamento meridional, está mais próxima da AS, aumentando a atividade convectiva sobre o litoral da região Norte do Brasil. A região mais seca sobre o Oceano Atlântico, associada ao VCAN, desloca-se para sul, tal que a média e alta troposfera em boa parte do Nordeste do Brasil ficam mais úmidas. A ZCAS também se desloca para sul influenciando mais a parte sul do Sudeste do Brasil. Por outro lado, a parte norte da AS se torna mais seca, assim como a parte norte da região seca sobre o Pacífico Leste.

Figura 4. 6 - Temperatura de brilho média (°C) janeiro



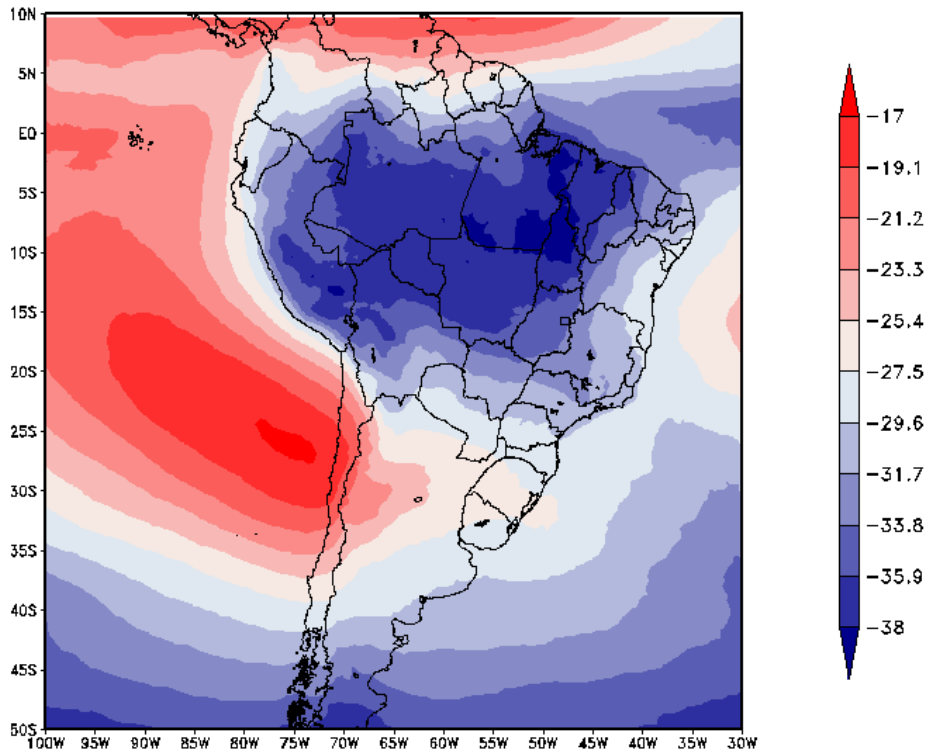
Dados obtidos pelos satélites meteorológicos GOES no canal 3 (WV) para os meses de janeiro sobre a AS e vizinhanças, período de 2003 e 2015. Fonte: Produção do autor.

Fonte: Produção do autor.

4.2.3. Características médias do WV em fevereiro

Em fevereiro (Figura 4.7) a ZCIT se aproxima ainda mais do continente sul-americano, aumentando a atividade convectiva sobre o litoral da região Norte do Brasil e a umidade sobre a região Nordeste do Brasil. Entretanto, a região úmida associada a ZCAS está menos caracterizada, principalmente sobre o Oceano Atlântico Sudoeste. Isso ocorre devido a menor frequência de episódios de ZCAS durante os meses de fevereiro como foi mostrado por Sanches (2002). A parte norte da área seca sobre o Oceano Pacífico Leste se torna mais fraca durante essa época. Isso ocorre devido ao deslocamento para sul da ZCIT (sobre o Oceano Pacífico) que por sua vez enfraquece os movimentos descendentes atuantes nessa região.

Figura 4. 7 - Temperatura de brilho média (°C) fevereiro



Dados obtidos pelos satélites meteorológicos GOES no canal 3 (WV) para os meses de fevereiro sobre a AS e vizinhanças, período de 2003 e 2015. Fonte: Produção do autor.

Fonte: Produção do autor.

4.2.4. Sumário e discussões

Durante os meses de verão, o conteúdo de umidade e a atividade convectiva não variam significativamente sobre a região central do Brasil. Entretanto, sobre os litorais das regiões Norte e Nordeste do Brasil, a distribuição de umidade parece estar ligada com o deslocamento meridional da ZCIT (deslocamento da célula de Hadley). A ZCAS também se desloca meridionalmente durante os meses de verão, porém, durante o mês de fevereiro a ZCAS aparece menos caracterizada principalmente sobre o Oceano Atlântico Sul.

Além da variabilidade mensal durante o verão, o WV na média troposfera, sobre a AS e oceanos adjacentes, também apresenta um ciclo diurno bem marcante, o qual será apresentado a seguir.

4.3. Ciclo diurno do WV sobre a AS e vizinhanças durante o verão austral

Nesta seção, apresenta-se uma análise do ciclo diurno do WV na média e alta troposfera sobre a AS e oceanos adjacentes com base nos dados dos satélites GOES. Nesse contexto, características como atividade convectiva, ZCAS e ZCIT, entre outras são avaliadas.

4.3.1. Ciclo diurno do WV sobre a região continental

A Figura 4.8 apresenta as imagens médias (realçadas) destacando as temperaturas de brilho mais baixas (-41°C a -31°C) associadas com regiões úmidas e atividade convectiva sobre a AS, para oito horários: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00 UTC e), 06:00 UTC f), 09:00 UTC g) e 12:00 UTC h), período de 2003 a 2015. Observa-se uma forte variabilidade da umidade sobre o continente. Essa variabilidade está associada com o ciclo diurno da atividade convectiva e sua influência sobre a região tropical da AS (BERGMAN; SALBY, 1996; GARREAUD; WALLACE, 1997; BYRNE, 1999 e TANAKA et al., 2014). Sobre as regiões central do Brasil e Amazônica, a média e alta troposfera se apresenta mais seca às 15:00 UTC. A partir das 18:00 UTC, a concentração de umidade começa a aumentar rapidamente devido ao aquecimento da superfície terrestre que favorece a convecção e conseqüentemente a injeção de umidade em altos níveis. Entre às 21:00 UTC e 00:00 UTC, observa-se os menores valores de temperatura de brilho (atmosfera mais úmida) principalmente sobre a região da bacia amazônica. Isso sugere que o período mais ativo da atividade convectiva nessa região ocorre entre o final da tarde e início da noite (GARREAUD; WALLACE, 1997; BYRNE, 1999). Em seguida, observa-se que a temperatura de brilho aumenta gradativamente e a área associada a convecção diminui, fechando o ciclo diário às 15:00 UTC.

A atividade convectiva sobre as regiões central do Brasil e Amazônica ocorre como resposta ao forte aquecimento da superfície terrestre e disponibilidade de umidade no solo e atmosfera (BERGMAN; SALBY, 1996). A partir das 18:00 UTC ocorre um rápido aumento na umidade, isso faz com que aumente a cobertura de nuvens na região, com máximo no final da tarde e início da noite (entre 21:00 UTC e 00:00 UTC). Durante a noite, devido à perda radiativa da superfície, a atividade convectiva diminui. Conseqüentemente, a umidade na média e alta troposfera também diminui. Entretanto, essa diminuição é gradativa, e chega ao mínimo às 15:00 UTC. Isso forma uma assimetria

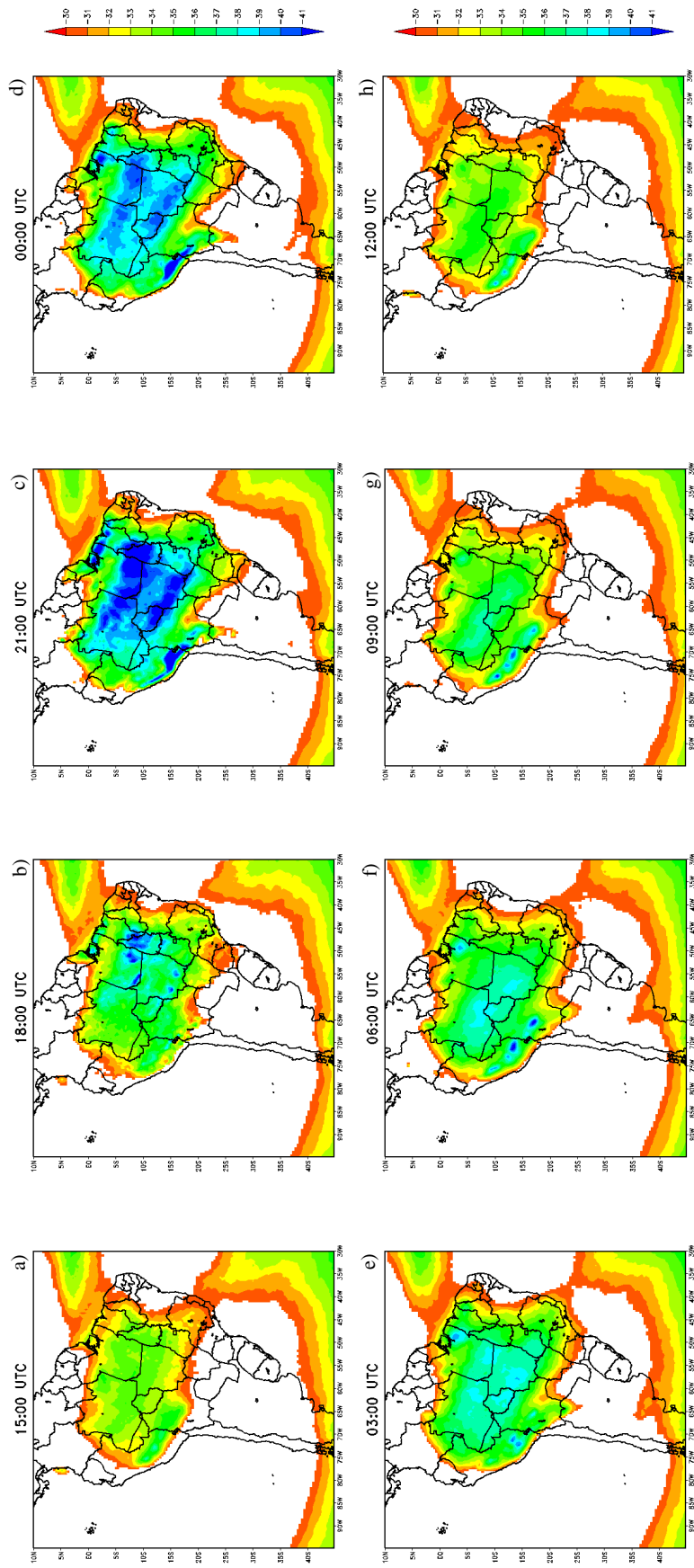
entre os horários de máxima e mínima umidade sobre essas regiões. Associada à forte atividade convectiva, há a formação de nuvens cirrus, esse tipo de nuvem leva um certo tempo para se dissipar e “contamina” a observação do satélite com temperaturas de brilho mais baixas. Devido a isso, o tempo de vida da atividade convectiva é superestimado. Esse seria o principal motivo para a formação da assimetria entre os horários de máxima e mínima umidade na média e alta troposfera (GARREAUD E WALLACE, 1997; BYRNE, 1999). Entretanto, para uma análise mais rigorosa é necessário um método para determinar e avaliar a presença de cirrus, como por exemplo, a diferença entre os canais 4 (10.8 μm) e 3 (6.5 μm) do GOES-13 (SHENK; CURRAN 1973, e SZEJWACH, 1982).

Outro local que apresenta um ciclo diurno bem caracterizado é a região Sudeste do Brasil. Os horários dos picos de máxima e mínima atividade convectiva nessa região acompanham o comportamento da convecção sobre a região central do Brasil. Isso ocorre devido a dois fatores: o primeiro é por conta da convecção local; o segundo ocorre devido a atividade convectiva associada a ZCAS. Outra região que acompanha o ciclo diurno da atividade convectiva da região central do Brasil é a área do Altiplano entre o Peru e a Bolívia (GARREAUD et al., 2003).

As regiões citadas anteriormente são bem evidenciadas por um ciclo diurno bastante marcante, com o período da manhã apresentando céu claro, um rápido acúmulo de nuvens durante o período da tarde (período com maior atividade convectiva) e um decaimento gradual da nebulosidade durante o período da noite. Porém, devido a circulação de brisa (sobre o nordeste da AS), algumas áreas apresentam uma maior atividade convectiva durante a noite e início da manhã (PEREIRA FILHO, 2015).

A atividade convectiva associada à ZCAS sobre o oceano não é intensa (padrão mais estratiforme), apresentando características opostas com as encontradas sobre o continente. Aparentemente, o máximo de nebulosidade, associada a ZCAS sobre o oceano, ocorre quando a atividade convectiva sobre o continente é menos intensa (às 15:00 UTC). Sanches (2002) mostrou que a atividade convectiva da ZCAS sobre o oceano é mais intensa durante a madrugada e início da manhã. A diferença deve-se ao fato do autor ter selecionado apenas dias com a presença de ZCAS, caracterizando melhor os padrões desse fenômeno. Por outro lado, a região de nebulosidade associada à ZCIT não apresentou variabilidade marcante nessa escala de tempo.

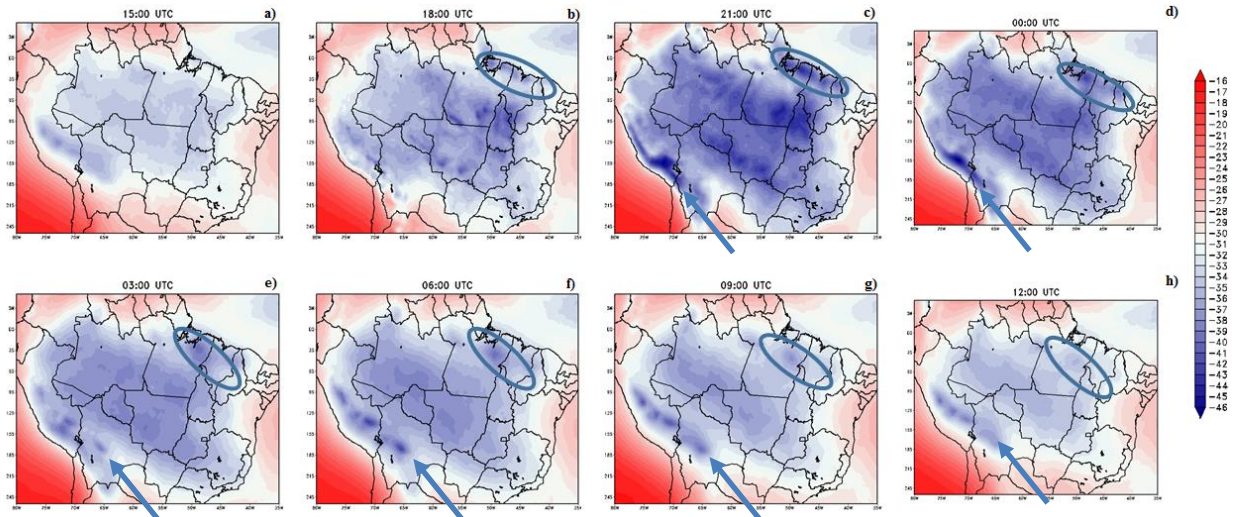
Figura 4. 8 - Sequência de imagens médias realçadas (-41°C a -31°C) do canal de WV do satélite GOES, focando as regiões mais úmidas sobre a AS durante o verão austral, período de 2003 a 2015: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00 UTC e), 06:00 UTC f), 09:00 UTC g), 12:00 UTC h).



Fonte: Produção do autor.

Outra característica observada por meio da variabilidade diária da atividade convectiva sobre a região Amazônica (Figura 4.9) é a propagação das linhas de instabilidade nas regiões Nordeste e Norte do Brasil (ver círculos). A organização dessas linhas se inicia sobre o litoral dos estados de Amapá, Pará, Maranhão e Piauí às 18:00Z, por meio da forte circulação de brisa que é marcante sobre essas regiões (KOUSKY, 1980; COHEN, 1989 e COHEN et al., 1995). As linhas de instabilidade se deslocam para dentro do continente no sentido nordeste-sudoeste no decorrer do dia. Segundo Kousky (1980), as brisas marítimas podem desenvolver convecção e formar as linhas com forte atividade convectiva. Essas linhas podem se propagar até o interior da bacia Amazônica, permanecendo ativas em alguns casos por 48 horas. Sobre o Peru e Bolívia, também é observada a propagação de linhas de nuvens convectivas para nordeste (setas azuis). A forte atividade convectiva que ocorre sobre essa região é organizada e se propaga para nordeste, provavelmente, por meio da influência da topografia (presença dos Andes) com ondas atmosféricas (RAMIREZ GUTIERREZ, 2016).

Figura 4. 9 – Propagação das linhas de instabilidade e atividade convectiva



Sequência diurna de imagens médias realçadas do canal de WV, satélites GOES, com a propagação de linhas de instabilidade sobre a região Amazônica (círculos azuis) e de atividade convectiva sobre o Peru e Bolívia (setas azuis) durante o verão, período de 2003 a 2015: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00 UTC e), 06:00 UTC f), 09:00 UTC g) e 12:00 UTC h).

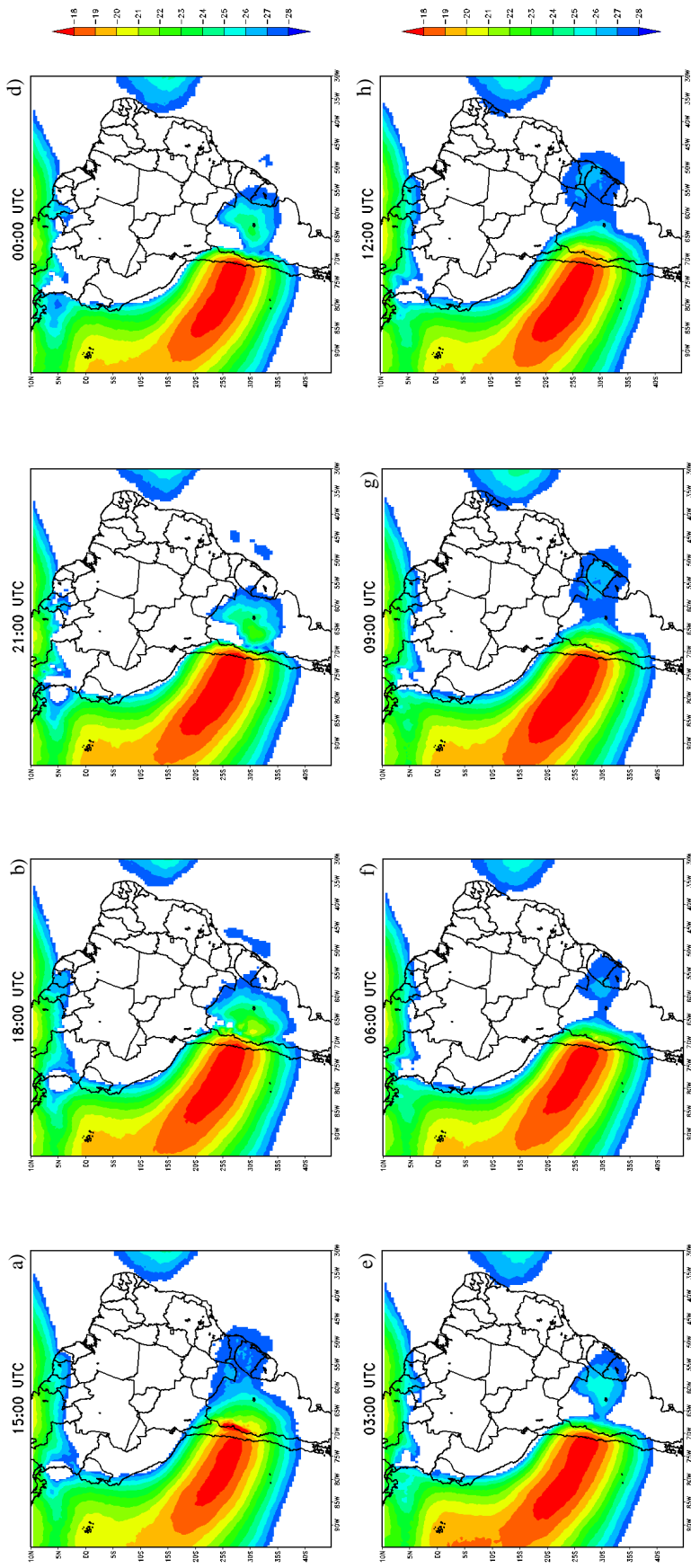
Fonte: Produção do autor.

4.3.2. Ciclo diurno do WV sobre os oceanos Pacífico e Atlântico

Assim como as áreas úmidas, as regiões secas sobre os Oceanos Pacífico Leste/Sudeste e Atlântico Oeste também chamam atenção. A Figura 4.10 mostra as imagens médias da temperatura de brilho (-28°C a -18°C) para oito horários: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00 UTC e), 06:00 UTC f), 09:00 UTC g) e 12:00 UTC h), realçando as temperaturas mais altas, associadas as áreas secas. Essas áreas são caracterizadas por um ciclo diurno mais fraco. Durante às 15:00Z, quanto a atividade convectiva sobre a região tropical da AS está menos ativa (Figura 4.8), observa-se que as áreas secas sobre o Oceano Pacífico estão menores (regiões secas menos intensas). Isso sugere que essas regiões são influenciadas pela atividade convectiva que ocorre na região central da AS. A partir das 18:00 UTC as áreas começam a expandir e chegam ao máximo às 03:00 UTC. Por outro lado, a região seca sobre o Oceano Atlântico, associada ao cavado do Nordeste, apresenta picos com um atraso de 6 horas, em relação as áreas secas sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Nesse caso, as temperaturas de brilho menores ocorrem às 21:00 UTC e as maiores às 09:00 UTC. Diferentemente do ciclo diurno das regiões úmidas, observa-se uma simetria entre os horários de máxima e mínima intensidades sobre as áreas secas.

Outro detalhe que chama atenção é o transporte de ar seco oriundo do Oceano Pacífico para a AS. Esse transporte é feito por meio da corrente de jato (ou máximo de vento) no sentido oeste-leste sobre o Chile, norte e centro da Argentina, Uruguai, Paraguai e região Sul do Brasil. Nesse contexto, durante o dia, o ar seco oriundo do Oceano Pacífico cruza a cordilheira dos Andes às 18:00 UTC, modulado pelos movimentos compensatórios associado ao lado polar da ZCAS e sistemas frontais, há a formação uma faixa de ar seco que se propaga até o litoral da região Sul do Brasil às 09:00 UTC.

Figura 4. 10 - Sequência de imagens médias realçadas (-28°C a -18°C) do canal de WV do satélite GOES, focando as regiões mais secas sobre a AS e vizinhanças durante o verão, período de 2003 a 2015: 15:00 UTC a), 18:00 UTC b), 21:00 UTC c), 00:00 UTC d), 03:00Z e), 06:00 f), 09:00 UTC g), 12:00 UTC h).



Fonte: Produção do autor.

4.3.3. Sumário e discussões

O comportamento da atividade convectiva sobre a parte tropical da AS é modulado principalmente pela umidade presente na bacia Amazônica, topografia, e pelas circulações de brisas (mar-terra e vale-montanha). A umidade na média e alta troposfera, sobre o continente, atua como uma resposta ao aquecimento da superfície e pode ser usada como um 'proxy' para a convecção. De maneira geral, o máximo de WV sobre a AS ocorre entre às 21:00 UTC e 00:00 UTC e o mínimo às 15:00 UTC. A atmosfera alcança esse máximo em apenas 6 horas. Isso ocorre devido ao forte aquecimento da superfície terrestre. Entretanto, o decaimento de WV é mais lento (18 horas). Isso se justifica devido ao resfriamento radiativo da superfície terrestre durante a noite e a presença de cirrus que superestimam o tempo de vida dos sistemas convectivos. A região Sudeste do Brasil também apresenta um ciclo diurno bem caracterizado, associado com a atividade convectiva local e ZCAS, similar ao observado sobre a região central do Brasil. Porém, a variabilidade diurna na parte oceânica da ZCAS é muito pequena. Isso também foi observada para a ZCIT. Nota-se também a formação e propagação de linhas de instabilidade formada devido ao efeito das brisas marítimas nos litorais das regiões Norte e Nordeste do Brasil. Sobre o Peru e Bolívia também foi observado a propagação de linhas para nordeste devido a convecção local, presença dos Andes e as ondas de Kelvin. Por último, observa-se a propagação de faixas de ar seco oriundas do Oceano Pacífico que chegam até o litoral da região Sul do Brasil, passando sobre o Chile, norte da Argentina, Paraguai e Uruguai. Essas faixas são moduladas pela corrente de jato que ao passar pelos Andes interagem com os movimentos subsidentes da ZCAS e sistemas frontais.

4.4. Estudo de caso: A grande seca na região Sudeste do Brasil – 2014

A falta de chuva, principalmente durante o verão de 2014, causou uma redução significativa nas vazões das bacias hidrográficas das regiões Sudeste e parte do Centro-Oeste do Brasil, que se refletiu na geração de energia e fornecimento de água. Um amplo diagnóstico da situação meteorológica e uma discussão detalhada sobre as possíveis causas desse período seco foram feitas por Coelho et al. (2015a) e Coelho et al. (2015b), respectivamente. Uma característica não observada por esses autores foi a presença de extensas áreas secas oriundas do Oceano Atlântico Sul, vistas em imagens de satélites no canal de WV e o papel de VCANs na região Sudeste. Portanto, com o intuito de aprimorar

a compreensão de eventos dessa natureza, nesta seção é feita uma análise entre as secas de 2014 e a influência dos VCANs sobre a região Sudeste do Brasil e a importância das imagens do WV.

4.4.1. Características observadas

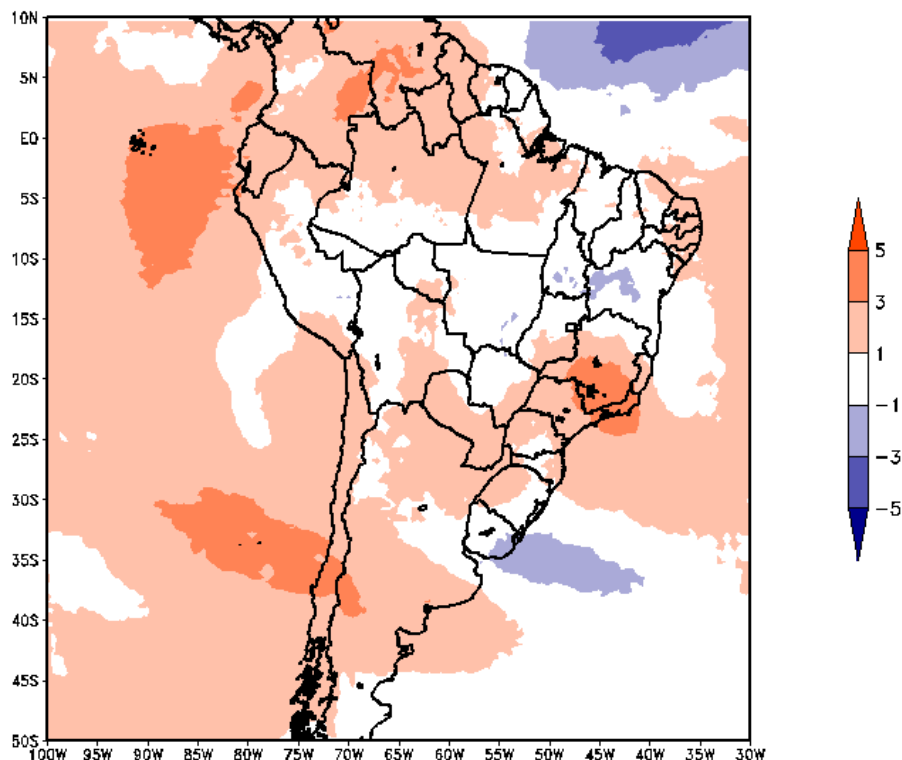
Durante os verões de 2013/2014 e 2014/2015, ocorreram fortes anomalias negativas de precipitação sobre algumas regiões do Brasil, sendo a região Sudeste a mais afetada. Segundo Coelho et al. (2015a), o ano de 2014 foi historicamente o mais crítico. O acumulado anual de precipitação desse caso foi próximo de 50% da média climatológica. O período seco perdurou por 2015, apesar de ter sido menos intenso, a maior parte das consequências foram sentidas nesse ano, já que as chuvas não foram suficientes para encher os reservatórios, isso implicou em um forte racionamento de água (PEREIRA FILHO, 2015).

A Figura 4.11 mostra as anomalias de WV para o verão de 2014. Observa-se que grande parte da AS, exceto sobre o estado da Bahia, da região central do Brasil até o Peru, parte do Rio Grande do Sul e Uruguai são caracterizados por anomalias positivas, as quais representam uma média troposfera mais seca. A região que mais chama atenção (com anomalias positivas) situa-se sobre a região Sudeste do Brasil, estendendo-se até o Oceano Atlântico. Além disso, a média e alta troposfera sobre o Oceano Pacífico Leste também esteve mais seca durante esse período. Sobre o Oceano Atlântico, observa-se anomalias positivas na altura das regiões Nordeste e Sudeste do Brasil e anomalias negativas sobre a parte equatorial.

Como visto em outras seções, embora o canal do WV mostre as características da umidade na média troposfera, ele também é um bom indicador da convecção na região tropical. Portanto, a Figura 4.11, mostra que a convecção sobre a região tropical da AS esteve bastante limitada durante o verão de 2014. De modo geral, durante esse período destacam-se as seguintes características: a) a região central do Brasil não apresenta diferenças na atividade convectiva (baixos valores na Figura 4.11); b) na região Nordeste do Brasil a anomalia negativa de WV sobre parte do estado da Bahia está relacionada com um evento de ZCAS que ocorreu em dezembro de 2013; c) a forte anomalia positiva de WV sobre a região Sudeste do Brasil reflete a ausência dos episódios de ZCAS durante o verão de

2014; d) sobre o sudeste do Oceano Pacífico, as anomalias positivas podem estar associadas com a intensificação do transporte de ar pela corrente de jato; e) as anomalias positivas sobre a parte equatorial estão relacionadas ao posicionamento mais ao norte da ZCIT; e f) a anomalia negativa na parte equatorial do Oceano Atlântico também está associada ao posicionamento mais ao norte da ZCIT que também pode ser a causa da diminuição da área convectiva sobre a região tropical da AS.

Figura 4. 11 - Anomalias de WV (°C) sobre a AS e vizinhança 2014



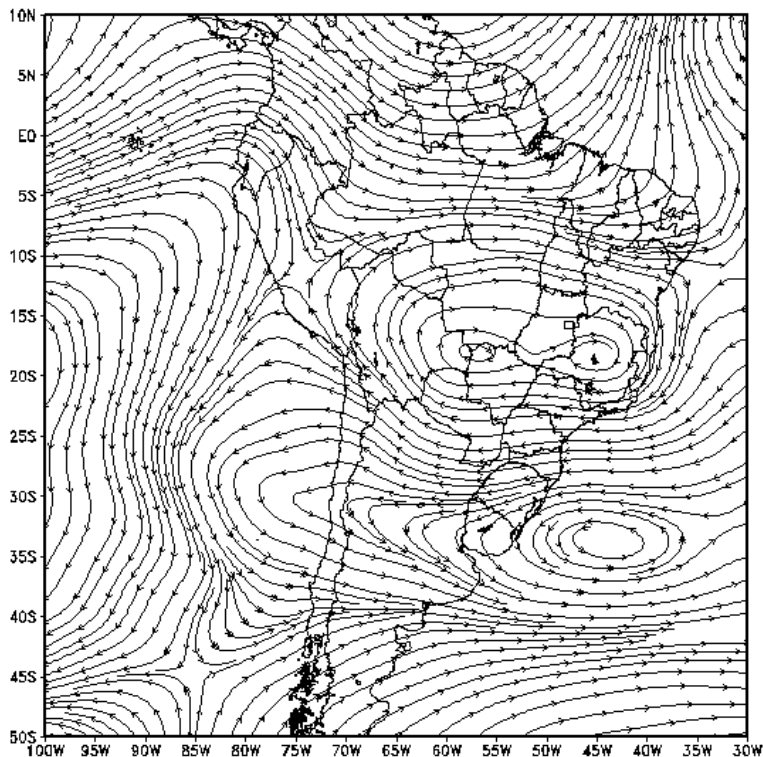
Anomalias para o ano de 2014 calculadas com base nas imagens dos satélites GOES do período de verão de 2003 a 2015. A cor azul indica regiões mais úmidas e em laranja regiões mais secas.

Fonte: Produção do autor.

Para caracterizar sinoticamente as anomalias de WV mencionadas, apresenta-se o campo de anomalias de vento (linhas de corrente) para o verão de 2014 em 300 hPa (Figura 4.12). Sobre o Oceano Atlântico, em 33°S e 43°W, destaca-se um amplo centro com anomalia anticiclônica. Segundo Coelho et al. (2015b), essa anomalia anticiclônica impediu o deslocamento de sistemas transientes até a região Sudeste do Brasil. Eles destacam que

isso foi o principal fator responsável pela ausência de episódios de ZCAS, provocando o déficit de precipitação durante o verão de 2014 sobre a região Sudeste.

Figura 4. 12 - Anomalias de vento (linhas de corrente) em 300 hPa sobre a AS e vizinhança,



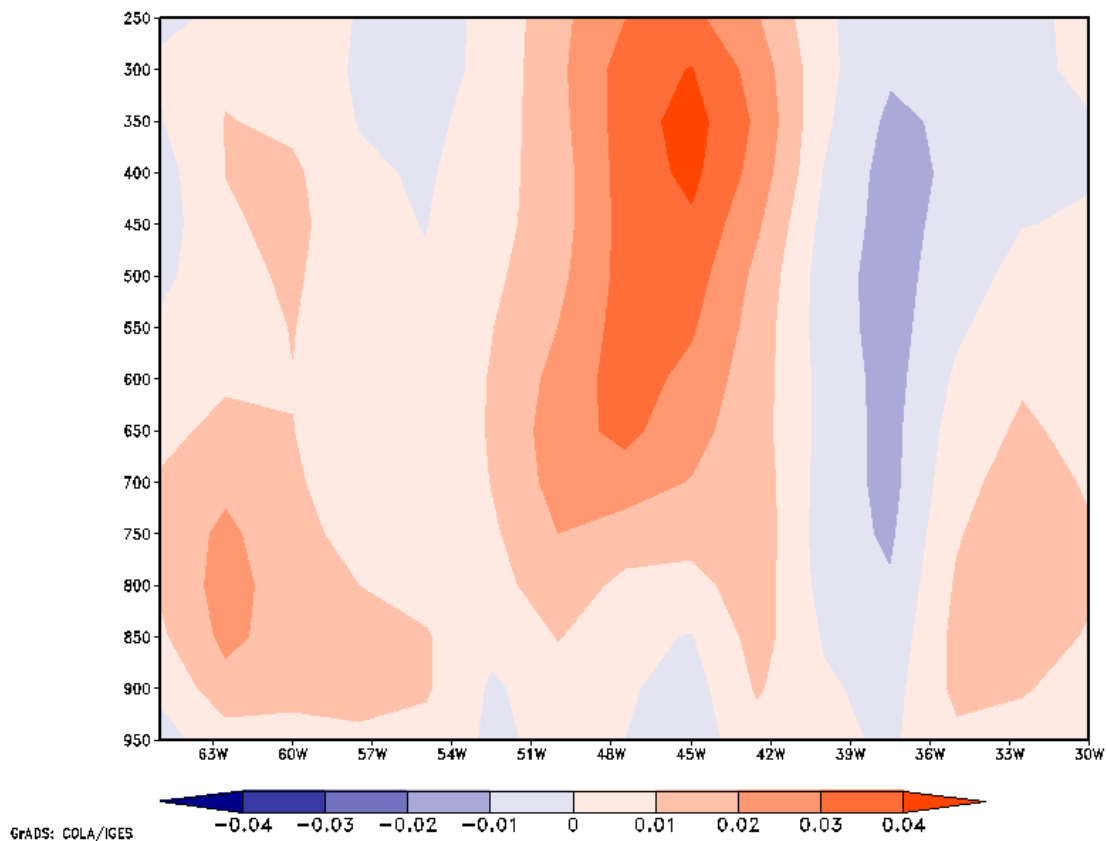
Anomalia para o ano de 2014 calculadas com base nos dados das componentes zonal e meridional do vento do ERA-Interim no período de verão de 2003 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

Mais ao norte, na região central do Brasil, observa-se uma grande área com anomalias ciclônicas. Essa área apresenta dois núcleos: um na divisa entre os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul; e o outro sobre o estado de Minas Gerais. A presença dessa anomalia ciclônica evidencia a influência dos VCANs sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil durante o verão de 2014. Devido aos movimentos subsidentes gerados pelos centros dos VCANs, a atividade convectiva sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil é inibida e o ar seco que fica sobre o Oceano Atlântico consegue invadir o continente, provocando ausência de chuva nessas regiões (ver Figura 4.14).

A Figura 4.13 mostra o corte vertical longitudinal da anomalia do componente vertical do vento para o verão de 2014 (média entre 25°S e 20°S – região com o núcleo mais forte de anomalia de WV sobre o Sudeste). Observa-se um núcleo com valores positivos entre 250 hPa e 700 hPa, associado aos movimentos descendentes dos VCANs sobre a região Sudeste (entre 50°W e 40°W). Entre 40°W e 35°W, observa-se um núcleo com valores positivos entre 250 hPa e 800 hPa. Essa região não apresentou anomalias negativas de WV na Figura 4.11. Em 60°W também aparecem anomalias positivas, associadas a outra anomalia ciclônica observada na Figura 4.12, sobre a região Centro-Oeste do Brasil.

Figura 4. 13 - Anomalia longitudinal de omega para o verão de 2014: Média entre 25°S e 20°S



Corte vertical longitudinal de anomalia do componente vertical do vento (Pa/s), para o ano de 2014. Média entre 25°S e 20°S. A cor azul representa anomalia de movimentos ascendentes e a cor laranja movimentos descendentes. As anomalias foram calculadas com base nos dados do ERA-Interim no período de verão de 2003 a 2015.

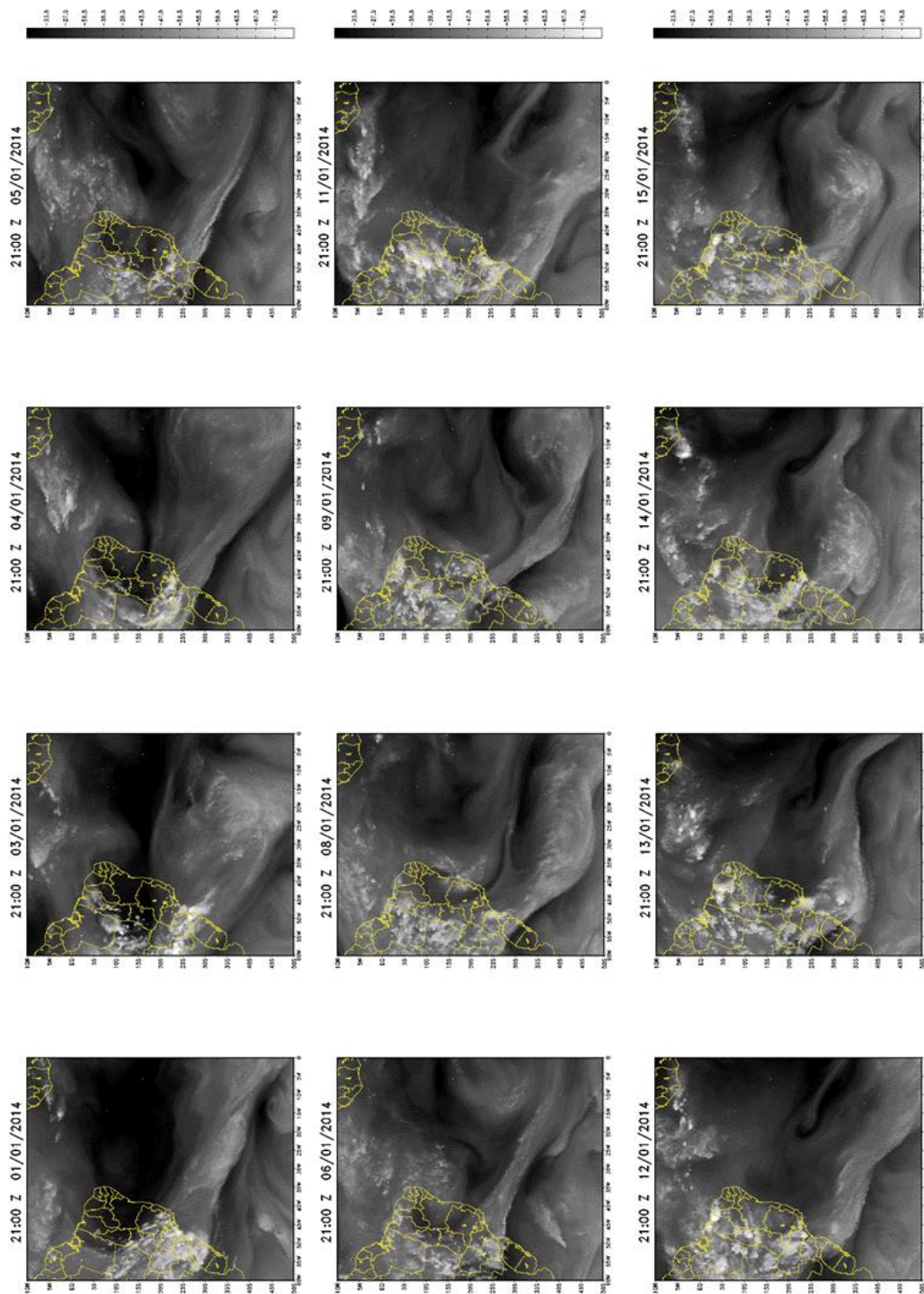
Fonte: Produção do autor.

4.4.2. Evolução diária das imagens de WV no verão de 2014

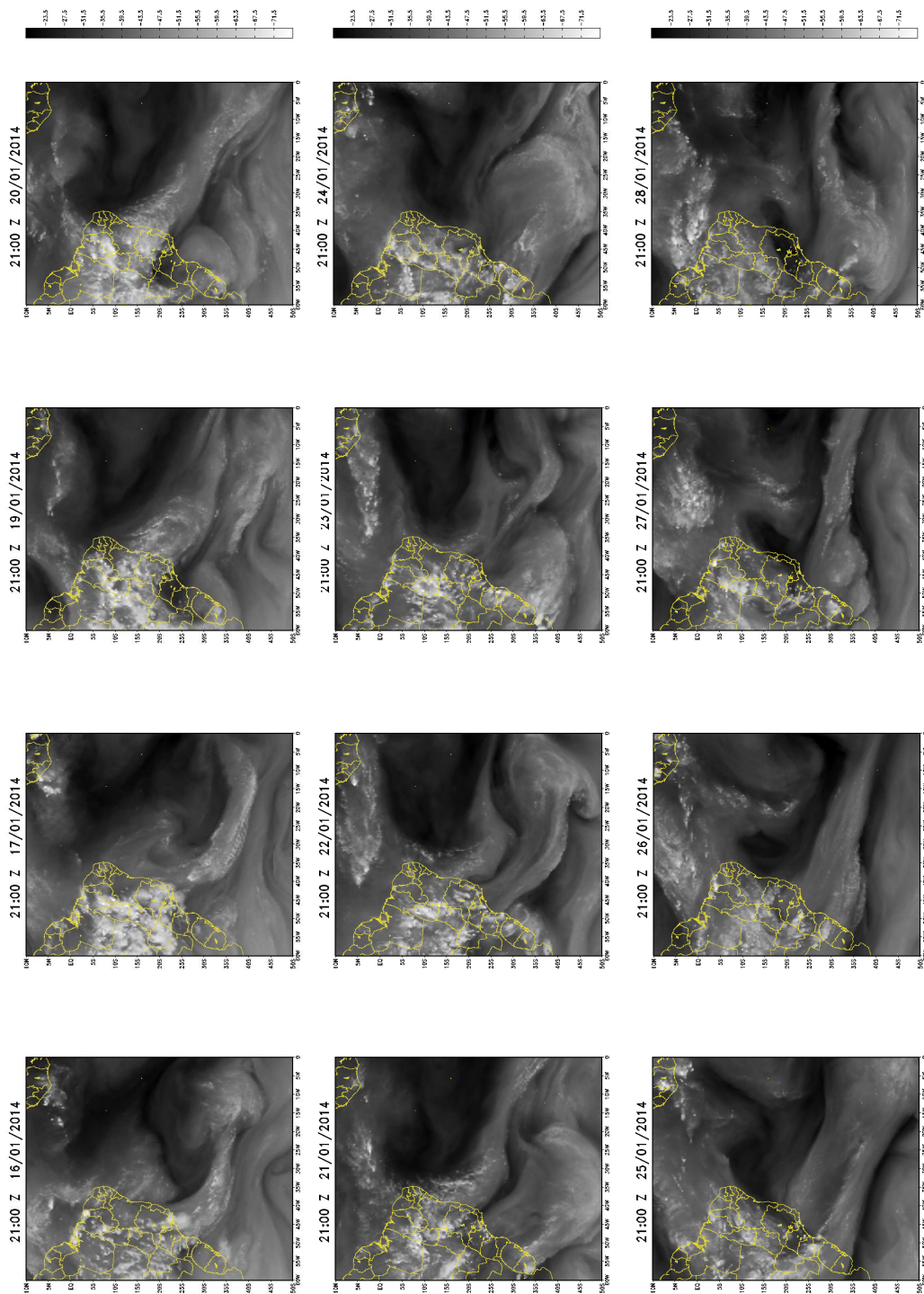
De modo geral, ao se observar a evolução diária das imagens de satélites do canal do WV sobre a AS e Oceano Atlântico durante o período de verão, destacam-se uma massa de ar mais úmida sobre o continente (devido a atividade convectiva nas regiões Central e Sudeste do Brasil) e outra massa de ar mais seca sobre o Oceano Atlântico, associada a ASAS, VCAN e bifurcação inter-hemisférica. Normalmente, a massa de ar seca não se desloca para oeste sobre o continente, porém, durante o verão de 2014, essa massa conseguiu atuar durante dias sobre o continente, influenciando a atividade convectiva sobre a região Sudeste.

A Figura 4.14 mostra a sequência de imagens do canal WV para um período representativo de janeiro de 2014 às 21:00 UTC (horário de máxima atividade convectiva), por meio dos dados de satélites METEOSAT-10. Observa-se que a atividade convectiva sobre a região Sudeste foi fraca, principalmente nos períodos de 03-08, 11-15, 19-31. No dia primeiro, nota-se a presença de ar seco sobre a região Nordeste do Brasil. No dia 3, influenciado pelo deslocamento do VCAN, o ar seco que estava sobre o Nordeste desce para a região Sudeste, deixando a média troposfera seca até o dia 8 sobre essa região. Durante os dias 9 e 10 a média troposfera sobre o Sudeste torna-se mais úmida, porém não é observado atividade convectiva significativa. Nos dias 11 a 15, observa-se novamente a influência do ar seco oriundo do Oceano Atlântico Sul sobre a região Sudeste. Entre os dias 16 e 18 é marcante a presença de umidade sobre a região Sudeste. Entretanto, durante o restante do mês o ar seco volta a influenciar a região Sudeste do Brasil. Esse último período foi o mais crítico e caracteriza muito bem a influência do ar seco oriundo do Oceano Atlântico Sul sobre a região Sudeste do Brasil, principalmente entre os dias 27 e 31. Como pode ser notado em algumas cenas da Figura 4.14, o ar seco sobre a região Sudeste é reflexo da influência de VCANs sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste, provocando anomalias ciclônicas sobre essas regiões (Figura 4.12). Com isso, o ar seco que se situa sobre o Oceano Atlântico entra no continente pela região Sudeste, inibe a atividade convectiva e conseqüentemente, provoca ausência de chuvas sobre essas regiões. Esse padrão também foi observado durante o mês de fevereiro de 2014 (Figura A.1 no apêndice A).

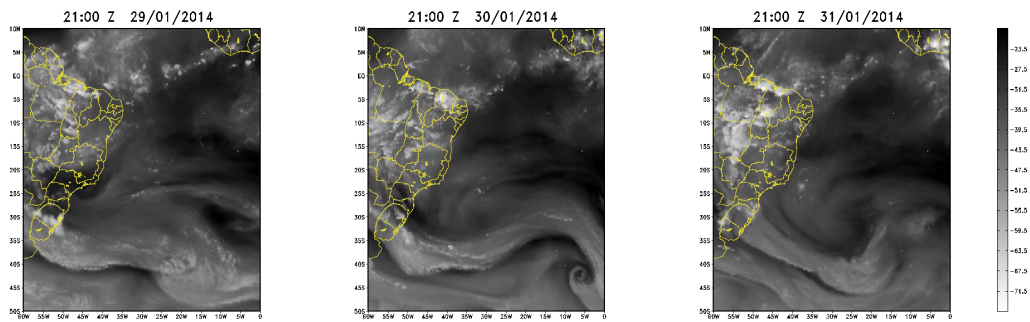
Figura 4. 14 - Imagens diárias de WV do satélite MSG-10 para às 21:00 UTC de janeiro de 2014. Obs: os dias 2, 7, 10 e 18 estão faltando devido a falhas na varredura do satélite.



Continua



Continua



Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Evento semelhante parece ter ocorrido no passado. Cavalcanti e Kousky (2001) estudaram o forte evento de estiagem que ocorreu em 2001 nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Esse evento ganhou destaque devido ao risco no corte de fornecimento elétrico (apagão), levando ao racionamento de energia por conta da ausência de chuvas. Segundo os autores, a seca foi causada devido à influência de VCANs que atuaram de forma anômala e com maior frequência sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste. Devido a esses fatores, a atividade convectiva e a formação da ZCAS foram inibidas sobre essas duas regiões do Brasil.

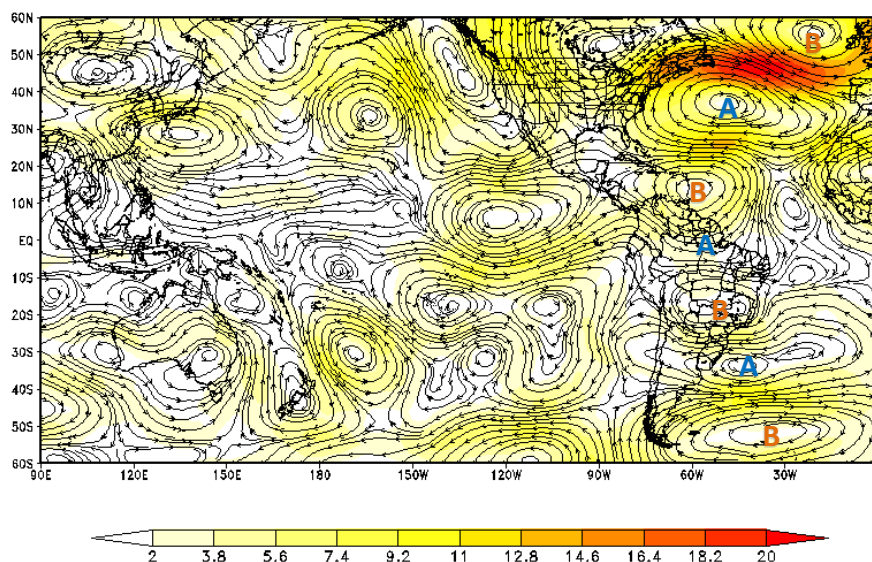
O período de seca de 2014 continuou até o verão de 2015. As anomalias de WV para esse período mostraram que a região seca sobre a região Sudeste do Brasil se deslocou um pouco para norte e influenciou os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, estendendo-se até o Oceano Atlântico (Figura B.1 no apêndice B). Interessante observar que no campo de anomalia do vento em altos níveis, a anomalia ciclônica, associada aos VCANs, também se deslocou para o norte, apresentando dois núcleos: um na divisa entre os estados da Bahia, Goiás e Tocantins; e o segundo sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral da Bahia (Figura B.2 no apêndice B). Portanto, parece existir uma relação entre os eventos de estiagem sobre a região Sudeste do Brasil e propagações de VCANs sobre essa região.

4.4.3. Conexão inter-hemisférica do WV

Com o intuito de avaliar o fator responsável pelo deslocamento dos VCANs até as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e as conexões inter-hemisféricas do WV, apresenta-se

uma análise da anomalia da circulação em altos níveis (linhas de corrente em 300 hPa) em uma região mais abrangente, entre os domínios de 60°N - 50°S e 90°E - 0°W (Figura 4.15). Destaca-se que as anomalias ciclônicas e anticiclônicas encontradas sobre a AS na Figura 4.12 estão associadas a um padrão de grande escala aparentemente relacionado a intensificação e deslocamento da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte durante o verão austral de 2014. Devido a conservação de vorticidade absoluta, observa-se nessa figura a presença de um padrão latitudinal de anomalias ciclônicas e anticiclônicas alternadas entre si entre 60°W e 10°W (letras B e A, respectivamente), ainda não observado anteriormente.

Figura 4. 15 - Anomalias da circulação em 300 hPa - 2014



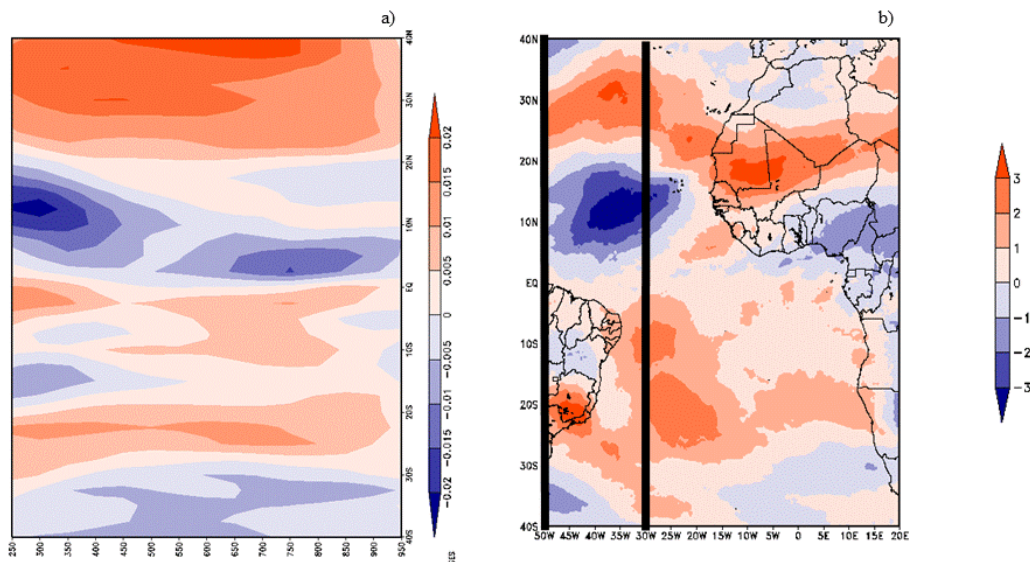
Anomalias do vento (linhas de corrente e magnitude) (vetores) e magnitude do vento em m/s (áreas em cores) para o ano de 2014 calculadas com base nos dados do ERA-Interim no período de verão de 2003 a 2015. As letras “A” indicam circulação anticiclônicas e as letras “B” indicam circulações ciclônicas.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.16 a) mostra a anomalia meridional do componente vertical do vento para a região entre 50°W e 30°W. Observa-se que as anomalias ciclônicas e anticiclônicas (figura anterior) estão associadas com anomalias no campo de omega. Nota-se que durante o verão austral de 2014 houve anomalias no campo vertical alternando entre

movimentos ascendente e descendentes sobre as regiões de altas e baixas. Conseqüentemente, como observa-se na figura 4.16 b) (anomalia de WV), essas anomalias de movimentos verticais descendentes estão ligadas com regiões secas na média troposfera e regiões com movimento vertical ascendente estão ligadas com a média troposfera mais úmida. Isso sugere que esse novo padrão de anomalias ciclônicas e anticiclônicas alternadas entre si pode influenciar os ramos ascendentes e descendentes da célula Hadley sobre o Oceano Atlântico Norte e Sul, com alteração das principais características da circulação de verão sobre a AS, como por exemplo, inibição da ZCAS e posicionamento dos VCANs.

Figura 4. 16 – Anomalias de omega em a) e anomalias de WV em b)



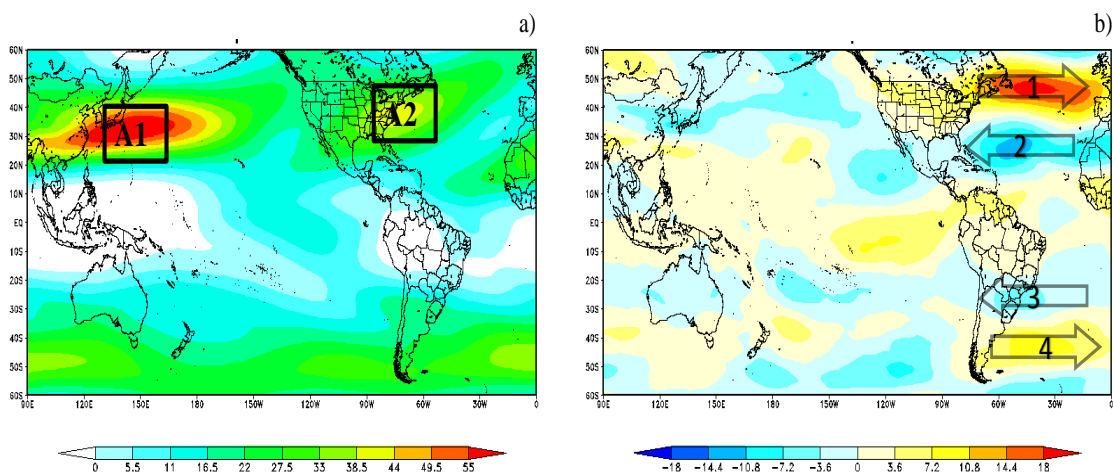
Corte vertical latitudinal (média entre 50°W e 30°W) da anomalia do componente vertical do vento (Pa/s) para o ano de 2014 em a). Anomalias de temperatura de brilho (em °C) do canal 5 (WV METEOSAT) sobre o Oceano Atlântico e vizinhança, para o ano de 2014 em b).

Fonte: Produção do autor.

Durante o período considerado, a média do componente zonal do vento em altos níveis (300 hPa) e as anomalias associadas destacam a presença das correntes de jato respectivamente sobre os oceanos Pacífico e Atlântico (A1 E A2). Observa-se em a) que durante o verão austral o vento zonal é predominantemente de oeste. Na região tropical, o componente zonal é mais fraco e sobre as regiões extratropicais é mais intenso, principalmente sobre o noroeste dos oceanos Pacífico (A1) e Atlântico (A2). No campo

das anomalias, observa-se que sobre o Oceano Atlântico Norte, a região de máximos valores do vento zonal (A2) está deslocada para noroeste e mais forte (seta 1). Entretanto, mais ao sul sobre Oceano Atlântico Norte, o vento zonal apresenta-se menos intenso (seta 2). Por outro lado, observaram-se características similares sobre o Oceano Atlântico Sul. Entre 50° S e 40° S o vento zonal apresenta-se mais intenso (seta 4) e entre 30° S e 20° S observa-se o componente zonal menos intenso (seta 3). Provavelmente, a formação dessas características seria o principal motivo para a formação do novo padrão de anomalias ciclônicas e anticiclônicas sobre o Oceano Atlântico encontradas na figura 4.15.

Figura 4. 17 - Média do componente zonal do vento e sua respectiva anomalia



Média do componente zonal em a) e anomalia para o ano de 2014 em b) calculadas com base nos dados do ERA-Interim no período de verão de 2003 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

4.4.4. Sumário e discussões

As anomalias de WV derivadas das imagens de satélites (Figura 4.11) mostram a influência do ar seco oriundo do Oceano Atlântico Sul sobre as regiões central e Sudeste do Brasil devido a influência de VCANs sobre essas regiões. Normalmente, os VCANs se posicionam sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral da costa leste do Nordeste do Brasil. Entretanto, durante o verão de 2014, os VCANs se deslocaram para as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e provocaram anomalias ciclônicas em altos níveis. Com isso, movimentos subsidentes anômalos foram observados sobre o Sudeste do

Brasil. Consequentemente, a atividade convectiva foi inibida, o ar seco sobre o Oceano Atlântico se deslocou para o continente e o número de eventos de ZCAS diminuiu durante o verão austral de 2014. A seca continuou até o verão de 2015 e anomalias ciclônicas foram observadas sobre o norte da região Sudeste do Brasil. Portanto, anomalias ciclônicas em altos níveis, associadas aos VCANs, parecem ser um bom indicativo para ausência de chuva sobre a região Sudeste do Brasil, tendo em vista que eventos extremos de seca sobre a região Sudeste do Brasil, devido a influência de VCANs já ocorreram no passado, como foi o caso de 2001, estudado por Cavalcante e Kousky (2001).

Na tentativa de entender qual seria o principal motivo do deslocamento de VCANs para a região Sudeste do Brasil durante o verão de 2014, foi descoberto um padrão meridional de circulações ciclônicas e anticiclônicas alternadas entre si nas longitudes de 60° W a 30° W, padrão esse associado a intensificação e deslocamento da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte. Esse padrão altera o posicionamento dos ramos ascendente descendentes da célula de Hadley sobre o Oceano Atlântico, resultando na formação de anomalias ciclônicas sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil devido à presença anômala de VCANs. Provavelmente, a intensificação e o deslocamento da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte teriam uma certa influência nas formações das anomalias ciclônicas observadas sobre as regiões central e Sudeste do Brasil e pela anomalia anticiclônica próximo ao litoral da região Sul do Brasil. Para analisar essa possível relação, é mostrado a seguir uma série de correlações entre a região de deslocamento do jato e o componente zonal do vento e correlações entre o índice PNA e o componente meridional do vento.

4.5. Teleconexões na circulação sobre a AS

Nesta seção, avaliou-se possíveis indicadores de teleconexões na alta troposfera associadas a presença das anomalias ciclônicas e anticiclônicas observadas nas imagens de WV durante o período seco de 2014 na região Sudeste do Brasil sobre o Oceano Atlântico.

4.5.1. Correlação: Anomalia do componente zonal com o campo zonal

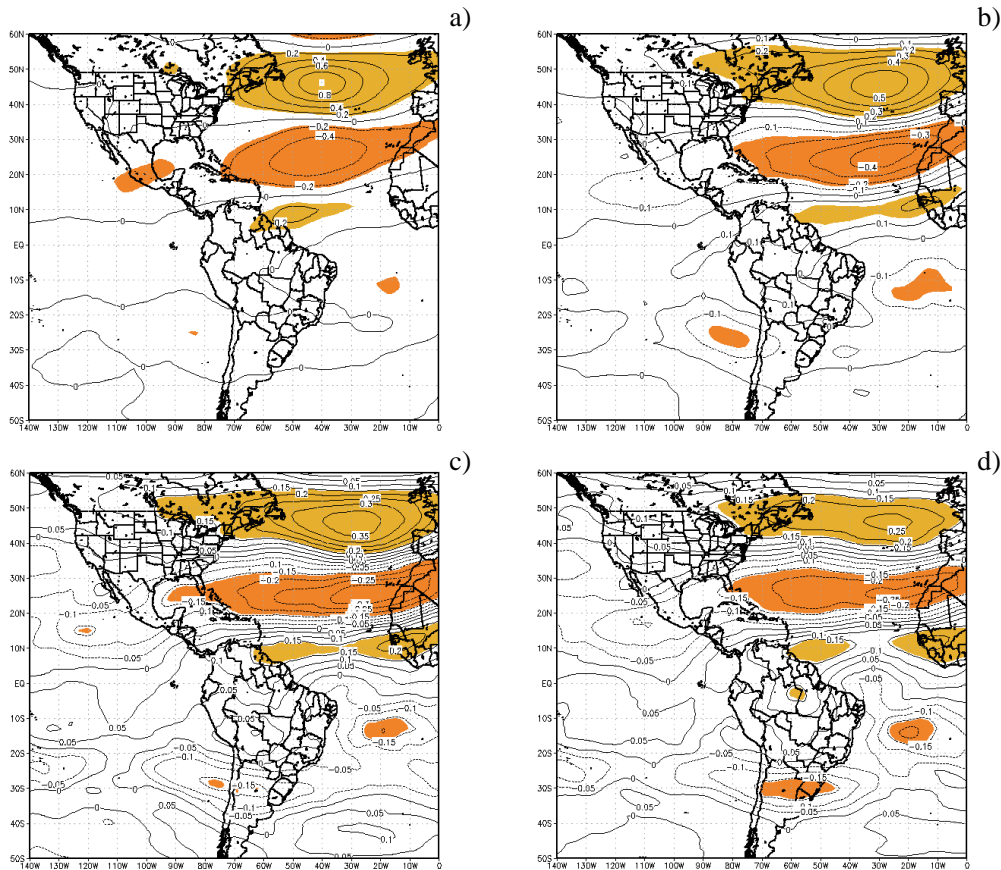
Como a região representada pela seta 1 foi a mais intensa nas anomalias do componente zonal do vento (Figura 4.17.b), escolheu-se o ponto em 46° N e 40° W representativo dessa área para avaliar se a mudança no posicionamento da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte esteve associada a alteração na circulação sobre AS, analisada na Figura 4.12 (interação entre os hemisférios Norte e Sul). Para isso, foram feitas correlações entre esse ponto e o campo do vento zonal. A Figura 4.18 mostra as respectivas correlações simultânea em a), adiantadas com 2 dias em b), 4 dias em c) e 6 dias em d). As áreas coloridas indicam correlações com significância estatística superior a 95%. Os valores de correlações são mostrados pelos contornos e as linhas tracejadas indicam os valores negativos.

Na Figura 4.18a, o ponto branco centrado em 46° N e 40° W representa a correlação desse ponto com ele mesmo que é igual a 1. Observa-se que as áreas significativas estão sobre as regiões de anomalias do vento zonal de oeste (correlação positivo) e de leste (correlação negativo) sobre o Oceano Atlântico Norte (áreas referentes as setas 1 e 2 na Figura 4.17b, respectivamente). Isso significa que com a intensificação da área representada pela seta 1, as regiões vizinhas a norte e sul ficaram menos intensas formando as anomalias de leste e oeste alternadas entre si sobre o Oceano Atlântico Norte.

As áreas significativas cresceram e os núcleos com maiores valores de correlação em módulo se deslocam para leste com as correlações adiantadas em 2 dias (Figura 4.18b). Correlações significativas aparecem sobre o Oceano Atlântico Sul (próximo a posição média dos VCANs) e na região da ASPS, mostrando uma certa interação entre os hemisférios Norte e Sul. Com as correlações adiantadas em 4 dias, os valores dos coeficientes diminuem (em módulo), entretanto as áreas com significância apresentam um padrão parecido com as das correlações adiantadas em 2 dias. Com as correlações adiantadas em 6 dias, observa-se valores significativos sobre a região Sul do Brasil e Norte da Argentina. Durante 2014 essas regiões estavam sobre a influência da anomalia anticiclônica em altos níveis (Figura 4.12). Os resultados apresentados sugerem que a mudança no posicionamento e na intensidade da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte pode ter contribuído para o estabelecimento e manutenção da anomalia anticiclônica no Atlântico Sul. A região próxima de 10° S e 20° W também apresentou

correlações significativas. Essas duas regiões que apresentaram correlações com significância sobre o Hemisfério Sul indicam uma possível influência da circulação do Hemisfério Norte no Hemisfério Sul. Entretanto, a região com anomalias ciclônicas associada a presença e persistência de VCANs sobre o Sudeste do Brasil, não apresentou valores de coeficientes de correlação significantes.

Figura 4. 18 - Mapas dos coeficiente de correlação simultânea e adiantadas



Correlações entre o componente zonal do vento centrada em 46° N e 40° W com o respectivo campo do vento zonal. Correlação simultânea em a), adiantada em 2 dia em b), adiantada em 4 dias em c) e adiantada em 6 dias em d). A linha continua indica coeficientes de correlação positivos e as linhas pontilhadas indicam valores negativos. As regiões em cores representam significância estatística superior a 95%.

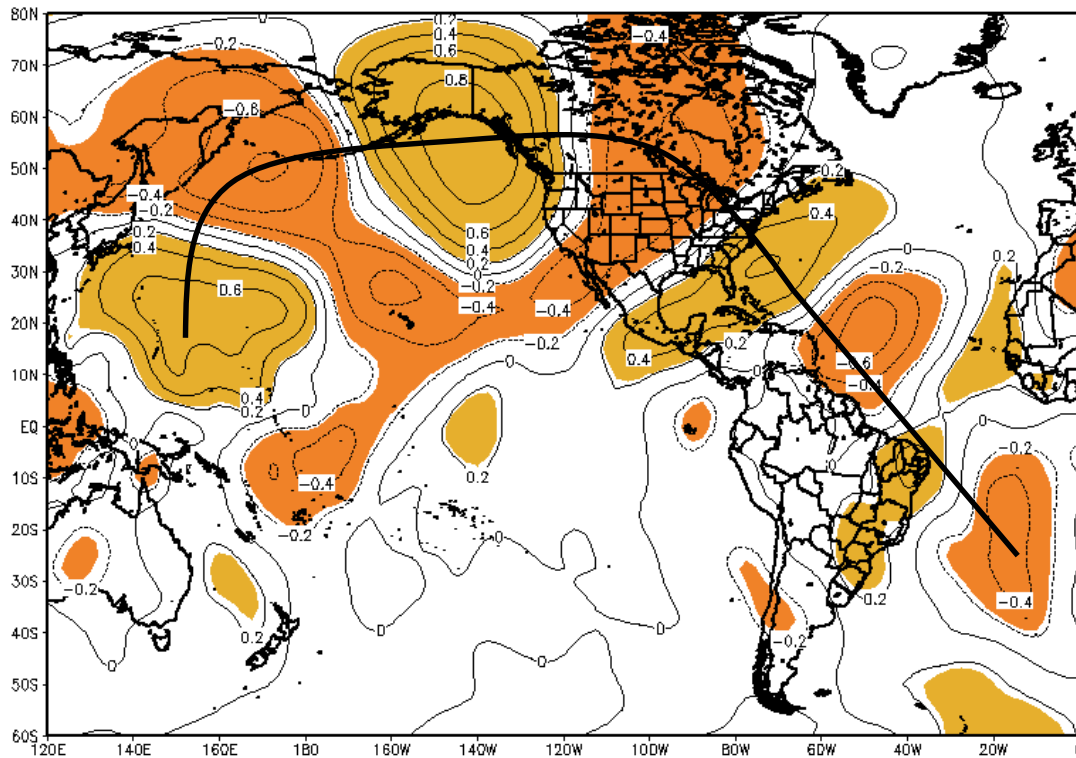
Fonte: Produção do autor.

4.5.2. Correlação entre a PNA e o componente meridional do vento

Com base nos resultados apresentados anteriormente, foram realizadas uma série de testes para identificar possíveis mecanismos que justificasse a presença de teleconexões inter-hemisféricas com trem de onda propagando-se do Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul. Dentre esses testes, o que mais chamou atenção foi a correlação entre a série temporal do índice PNA e o componente meridional do vento em altos níveis representado pelo nível de 300 hPa.

A Figura 4.19 mostra o padrão espacial da correlação simultânea entre o índice PNA e o componente meridional do vento. Observa-se áreas com alternância de sinais de correlação que ligam a parte noroeste do Oceano Pacífico à AS (linha preta), assemelhando-se a um padrão de trem de onda de Rossby. Sobre as regiões Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil também são observados coeficientes de correlação significativos. Como o PNA descreve variações no padrão de ondas longas atmosféricas sobre o Oceano Pacífico Norte e América do Norte (ROHLI; VEGA, 2013), o padrão de correlação encontrado sugere que essa variação no padrão de ondas longas pode influenciar a circulação de níveis altas sobre a AS. Durante o verão de 2014, o PNA estava em transição, passando de sua fase positiva para fase negativa (Figura A.1 no anexo A). Entretanto, a Figura 4.19 indica que o PNA pode ter tido influência no forte evento de seca ocorrido durante o verão de 2014 e também na formação de VCANs na AS. Contudo, deve-se levar em conta que os resultados apresentados aqui apresentam um caráter preliminar e a influência do PNA sobre a AS deve ser avaliada com mais detalhes.

Figura 4. 19 - Correlação entre a PNA e o componente meridional do vento em 300 hPa



Coeficientes de correlação durante o verão austral, período de 1950 a 2015. A linha preta indica uma possível influência inter-hemisférica. As regiões em cores representam significância estatística superior a 95%. Os dados do componente meridional do vento foram derivados das reanálises do NCEP–NCAR.

Fonte: Produção do autor.

4.5.3. Sumário e discussões

As correlações entre a região de intensificação da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte e o componente zonal do vento mostraram que a intensificação da corrente de jato sobre essa região é responsável pela formação de circulações ciclônicas e anticiclônicas anômalas sobre a região do Oceano Atlântico Norte. Entretanto, ao contrário do esperado, coeficientes de correlação significativos não foram encontrados sobre a circulação ciclônica anômala observada na região Sudeste do Brasil. Portanto, parece que o deslocamento e a intensificação da corrente de jato não influenciaram no deslocamento dos VCANs para a região Sudeste. Contudo, uma possível influência inter-hemisférica foi encontrada próxima à região preferencial dos VCANs que ocorrem

próximo ao Nordeste do Brasil e na região de circulação anticiclônica anômala sobre a região Sul do Brasil. Coeficientes de correlação significativos entre o PNA e o componente meridional do vento em 300 hPa sobre algumas regiões da AS foram encontrados. Esse resultado sugere uma possível relação inter-hemisférica entre a variação no padrão de ondas longas atmosféricas sobre as regiões do Pacífico Norte e América do Norte e variações na circulação da alta troposfera sobre a AS. Entre essas áreas, encontra-se a região Sudeste do Brasil e indica uma possível relação entre o índice PNA e a circulação sobre essa região.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho foi dividido em duas fases, a primeira caracterizou as conexões entre a circulação de grande escala e o WV na média atmosfera sobre a AS durante o verão austral. Para isso, foi feita uma climatologia dos dados de satélite para o canal de WV, período de 2003 a 2015. Essa climatologia foi comparada com o campo médio do vento (linhas de corrente) em altos, médios e baixos níveis. Além disso, também foram determinadas as variabilidades mensais e diurnas. Na segunda fase foi feito um estudo de caso para a grande seca que ocorreu sobre a região Sudeste do Brasil em 2014 e a relação desse evento com teleconexões inter-hemisféricas.

De maneira geral, as regiões mais úmidas se localizam sobre a parte tropical da AS (bacia Amazônica, região Sudeste do Brasil e Altiplano) e as regiões mais secas sobre o Oceano Atlântico e principalmente sobre o Oceano Pacífico. As regiões úmidas estão associadas com a forte atividade convectiva que ocorre nessas regiões, sendo moduladas pelos ramos ascendentes das células Hadley e Walker. Já as regiões secas estão associadas aos movimentos descendentes compensatórios e as altas subtropicais.

A variabilidade do WV entre os meses de verão sobre a região central da AS não é marcante. Entretanto, sobre as outras regiões continentais observa-se que a variabilidade é bem caracterizada. Essa variabilidade ocorre devido ao deslocamento meridional da ZCIT e ZCAS.

A variabilidade diária (ciclo diurno) do WV sobre a AS é marcante, principalmente sobre as regiões tropicais. Essa variabilidade está diretamente ligada ao ciclo diurno da atividade convectiva que é modulada pela presença de umidade sobre a bacia Amazônica, topografia e as circulações de brisas. De maneira geral, a atividade apresenta um pico máximo entre às 21:00 UTC e 00:00 UTC e mínimo às 15:00 UTC. A forte assimetria entre os horários de máxima e mínima de WV foi atribuída a presença das nuvens cirrus formadas devido a atividade convectiva sobre a região tropical da AS. Já as regiões secas sobre os oceanos Pacífico e Atlântico apresentam uma fraca variabilidade diurna, mas os horários de pico são simétricos com diferença de 12 horas entre eles.

Na segunda fase, verificou-se que as anomalias de WV sobre a região Sudeste do Brasil em 2014 estiveram ligadas com anomalias ciclônicas em altos níveis da atmosfera provocadas pela presença e persistência anômalas de VCANs. Com isso, movimentos subsidentes anômalos foram observados sobre a região Sudeste. Conseqüentemente, a atividade convectiva foi inibida, o ar seco sobre o Oceano Atlântico se deslocou para o continente e o número de eventos de ZCAS diminuiu em 2014.

Anomalias na circulação global mostraram um padrão latitudinal de circulações ciclônicas e anticiclônicas anômalas alternadas entre si. Associado a essas anomalias, observou-se o deslocamento e intensificação da corrente de jato sobre Oceano Atlântico Norte. Inicialmente, foi levantado a hipótese da influência da mudança da corrente de jato na formação das anomalias ciclônicas e anticiclônicas e, conseqüentemente, no deslocamento dos VCANs para a região Sudeste do Brasil. Entretanto, correlações simultâneas e defasadas mostraram que a anomalia na corrente de jato exerce maior influência sobre o Oceano Atlântico Norte. Contudo, coeficientes de correlação significativos foram observados sobre a região Sul do Brasil, norte da Argentina e sobre o Oceano Atlântico Sul (próximo ao cavado do Nordeste). Esses resultados mostram um padrão inter-hemisférico devido a mudança da intensidade e posição da corrente de jato sobre o Atlântico Norte.

Como não foram observadas teleconexões entre a região Sudeste do Brasil e a corrente de jato, foi realizada uma série de testes para identificar possíveis mecanismos que justificasse a presença de teleconexões inter-hemisféricas deslocando-se do Hemisfério Norte para o Sul. Dentre esses testes, destacou-se a correlação entre a série temporal do índice de PNA e o componente meridional do vento em 300 hPa. Os resultados mostram uma forte influência entre a região do Oceano Pacífico Norte na circulação sobre a AS que inclui as regiões Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil. Entretanto, deve-se ressaltar que esses resultados apresentam um caráter preliminar e a influência da PNA tem que ser melhor avaliada.

Portanto, as conexões entre a circulação de grande escala de verão e o WV na média troposfera sobre a AS foram caracterizadas. O padrão médio do WV sobre a AS está ligado com a circulação em altos, médios e baixos níveis. A distribuição espacial média do WV sobre a AS e oceanos adjacentes foi caracterizada. Com isso, pôde-se determinar

o comportamento das variabilidades mensais e diárias. Na segunda parte do trabalho, através dos dados de WV, caracterizou-se a influência dos VCANs na grande seca que ocorreu em 2014 sobre a região Sudeste do Brasil. Um novo padrão latitudinal de circulações ciclônicas e anticiclônicas anômalas alternadas entre si foi encontrado sobre os oceanos Atlânticos Norte e Sul, entretanto as causas para a formação desse padrão ainda não foram encontradas. Aparentemente, anomalias na intensidade e posicionamento da corrente de jato sobre o Oceano Atlântico Norte parecem exercer um papel fundamental na formação desse padrão no Hemisfério Norte. Por último, por meio da correlação entre o PNA e o vento meridional, foram encontradas possíveis teleconexões inter-hemisféricas com propagações saindo do Oceano Pacífico Norte e chegando até a AS.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, E. R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1083-1126, 1987.

BERMAN, J. W.; SALBY, M. L. Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. **Journal of climate**, v. 9, p. 2802-2820, 1996.

BRANDLI, H, W. GOES water vapor imagery. **Natl. Wea. Dig.**, v.10, p. 19-25, 1985.

BYRNE, M. **An investigation into the spatial and diurnal variation of activity over tropical South America, using satellite data.** Thesis (PhD in Meteorology). 1999. School of Geography and Environmental Science University of Birmingham, 85 pg. 1999.

CARVALHO, A, M, G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul.** 1989. 121 p. (INPE-4923-TDL/383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1989. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/Hccsh>>. Acesso em: 05 maio 2016.

CARVALHO, L. M. V. et al. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1865-1880, 2011.

CHEN, T. C.; WENG, S. P.; SCHUBERT, S. Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian High–Nordeste Low System. **J. Atmos. Sci.**, v. 56, p. 2081–2100, 1999.

COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, P. 1-16, 2015a.

COELHO, C. A. S.; OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; CARPENEDO, C. B.; CAMPOS, J. L. P. S.; TOMAZIELLO, A. C. N.; PAMPUCH, L. A.; CUSTÓDIO, M. S.; DUTRA, L. M. M.; ROCHA, R. P.; REBBEIN, A. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, p. 1-25, 2015b.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 174 p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989.

COUTINHO, M. D. L.; GAN, M. A.; RAO, V. B. Método objetivo de identificação dos vórtices ciclônicos de altos níveis na região tropical sul: validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.3, 311 - 323, 2010.

DE MARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1944–1959, 1985.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica IV: sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul**. Maceió: Editora e Gráfica Universitária - UFAL, 2008. v. 4. ISBN: 978-85-7177-422-3.

FERREIRA, N. J.; PEREIRA, V. M.; FLORESTA, V. G. S. Considerações sobre a circulação atmosférica da alta troposfera durante o verão da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1998. CD-ROM. (INPE-10939-PRE/6395).

FIGUEROA; S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573–1584, 1995.

FISCHER, H.; EIGENWILLIG, N.; MÜLLER, H. Information Content of METEOSAT and Nimbus/THIR Water Vapor Channel Data: Altitude Association of Observed Phenomena. **J. Appl. Meteor.**, v. 20, p.1344–1352, 1981.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 1, p. 19-28, 1986.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, jan 2004. (INPE-10638-PRE/6100).

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p.1822-1836, 1991.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence, **J. Geophys. Res.**, 103(D6), 6001–6015, doi:10.1029/97JD03114, 1998.

GARREAUD, R. D. et al. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3, p. 180-195, 2009.

GARREAUD, R. D; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157-3171, 1997.

GARREAUD, R.; VUILLE, M.; CLEMENT, A. C. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 194, n. 1, p. 5-22, 2003.

GEORGIEV, C .G.; SANTURETTE, P. **Interpretation guide to MSG water vapour channels**. 2004. Disponível em -
https://www.eumetsat.int/website/wcm/idc/idcplg?IdcService=GET_FILE&dDocName=PDF_CONF_P46_S3_04_GEORGIEV_V&RevisionSelectionMethod=LatestReleased&Rendition=Web. Acesso em: 05 agosto 2014.

GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v.106, p. 447–462, 1980.

GUSMÃO, A. M. Alta da Bolívia. In: Climanálise. (Org.). **Climanálise Especial - Edição Comemorativa de 10 Anos**. 1 ed. Cachoeira Paulista - SP: CPTEC/INPE - ISSN 0103-0019, 1996.

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W.S. A role of the latent and sensible heat for development of high pressure system over the subtropical Andes in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v.18, p. 69-75, 1965.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v.109, p.813-829, 1981.

HURRELL, J. W. et al. The mean state of troposphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (eds.). **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: AMS, 1998.

JEDLOVEC, G. J.; LERNER, J.; ATKINSON, J. R. A Satellite-derived upper-tropospheric water vapor transport index for climate studies. **J. Appl. Meteor.**, 39, 15–41, 2000.

JONES, C.; HOREL, J. D. A circulação da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V. 5(1), p. 379-387, 1990.

KALNAY, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, p. 437-470, 1996.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.

KREUELS, R.; FRAEDRICH, K.; RUPRECHT, E. An aerological climatology of South America, **Meteorol. Rundsch.**, v. 28, p. 17-24, 1975.

KRISHNAMURTI, T. N.; STEFANOVA, L.; MISRA V. **Tropical meteorology**. New York: Springer, 2013. p. 75-119.

LÁBÓ, E.; KERÉNYI, J.; PUTSAY, M. The parallax correction of MSG images on the basis of the SAFNWC cloud top height product. In: EUMETSAT METEOROLOGICAL SATELLITE CONF. AND 15TH SATELLITE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY CONFERENCE. Amsterdam, Netherlands. **Proceedings...** Amsterdam, the Netherlands: Amer. Meteor. Soc., 2007.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 656-677, 1997.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

MOREL, P.; DESBOIS, M.; SZEJWACH, G. A new insight into the troposphere with the water vapor channel of METEOSAT. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 59, p. 711-714, 1978.

MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da Energia Potencial Convectiva Disponível (CA PE) com a Precipitação e a Alta da Bolívia durante a campanha “Wet-AMC /LBA”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 344-355, 2006.

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil (Parte I). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. **Anais eletrônico do XI CBMET**. 2000. p. 3422-3428. 1 CD- ROM.

PEREIRA FILHO, A. J. Análise da escassez hídrica brasileira em 2014. **Revista USP**, n. 104, p. 125-132, 2015.

PEREIRA FILHO, A. J. et al. Convective Rainfall in Amazonia and Adjacent Tropics. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 5, n. 02, p. 137, 2015.

PICON, L.; DESBOIS, M. High level moisture observations and derived parameters from Meteosat and other geostationary satellites. **Advances in Space Research**, v. 16, n. 10, p. 73-86, 1995.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1993. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HgN7e>>. Acesso em: 15 abr. 2015.

RADOVÁ, M.; SEIDL, J. Parallax applications when comparing radar and satellite data. In: EUMETSAT METEOROLOGICAL SATELLITE CONFERENCE, 2008, Darmstadt, Germany. **Proceedings...** Darmstadt: EUMETSAT, 2008.

RAMAGE, C. S. **Monsoon meteorology**. San Diego, Calif.: Academic Press, 1971. 296 p.

RAMIREZ GUTIERREZ, E. M. A. **Propagação de linhas convectivas sobre a costa oeste da América do Sul.** São José dos Campos: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), 2016. Comunicação pessoal.

RAMIREZ, V. M. C. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil.** 1996. 132 p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1996. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/Htyhr>>. Acesso em: 12 fev. 2015. RAMIREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88, 1999.

ROHLI, R. V.; E VEJA, A. J. **Climatology.** Jones & Bartlett Publishers, 2013. Serie: Jones & Bartlett Learning Titles in Physical Science.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição.** 2002. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2002.

SANTOS, I. A. **Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul tropical.** 1985. 132p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG USP, São Paulo, 1985.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C, A. South America. in: David J. Karoly e Dayton G. Vincent 1998: Meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorological Monographs**, 49, 1–410, doi: 10.1175/0065-9401-27.49.1.

SATYAMURTY, P.; RAO, V. B. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (eds.). **Meteorology of the Southern Hemisphere.** Boston: AMS, 1998.

SCHWERDTFEGER, W. Stromungs- und temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden. **Meteor. Rundsch**, v. 14, p. 1–6, 1961.

SHENK, W. E.; CURRAN, R. J. A multi-spectral method for estimating cirrus cloud top heights. **Journal of Applied Meteorology**, v. 12, n. 7, p. 1213-1216, 1973.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1983.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** 2005. 134 p. (INPE-14488-TDI/1169). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HTbGp>>. Acesso em: 12 jul. 2015.

SIMMONS, A., S. UPPALA, D. DEE, AND S. KOBAYASHI. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. **ECMWF Newsletter**, 110, 25–35. 2007.

SZEJWACH, G. Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: Application to METEOSAT. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 3, p. 384-393, 1982.

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, **Meteor. Monogr.**, No. 35, Amer. Meteor. Soc., p. 139–213, 1972.

TANAKA, L.; SATIAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. n/a-n/a, 2014.

VELDEN, C. S. et al. Upper-tropospheric winds derived from geostationary satellite water vapor observations. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 2, p. 173-195, 1997.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, P. L.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

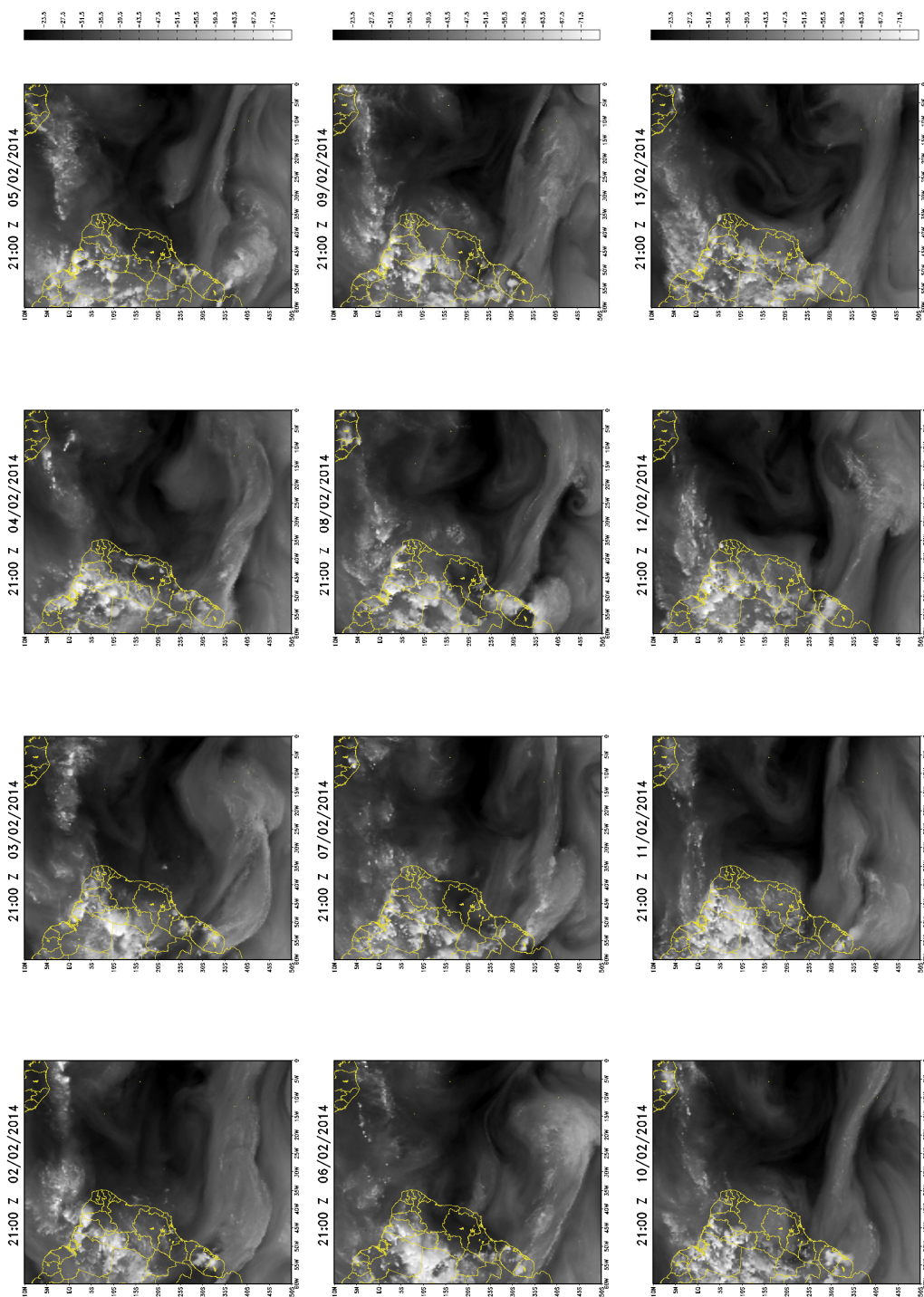
VIRJI, H. A preliminary study of the summertime tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.** v. 19, p. 599-610, 1981.

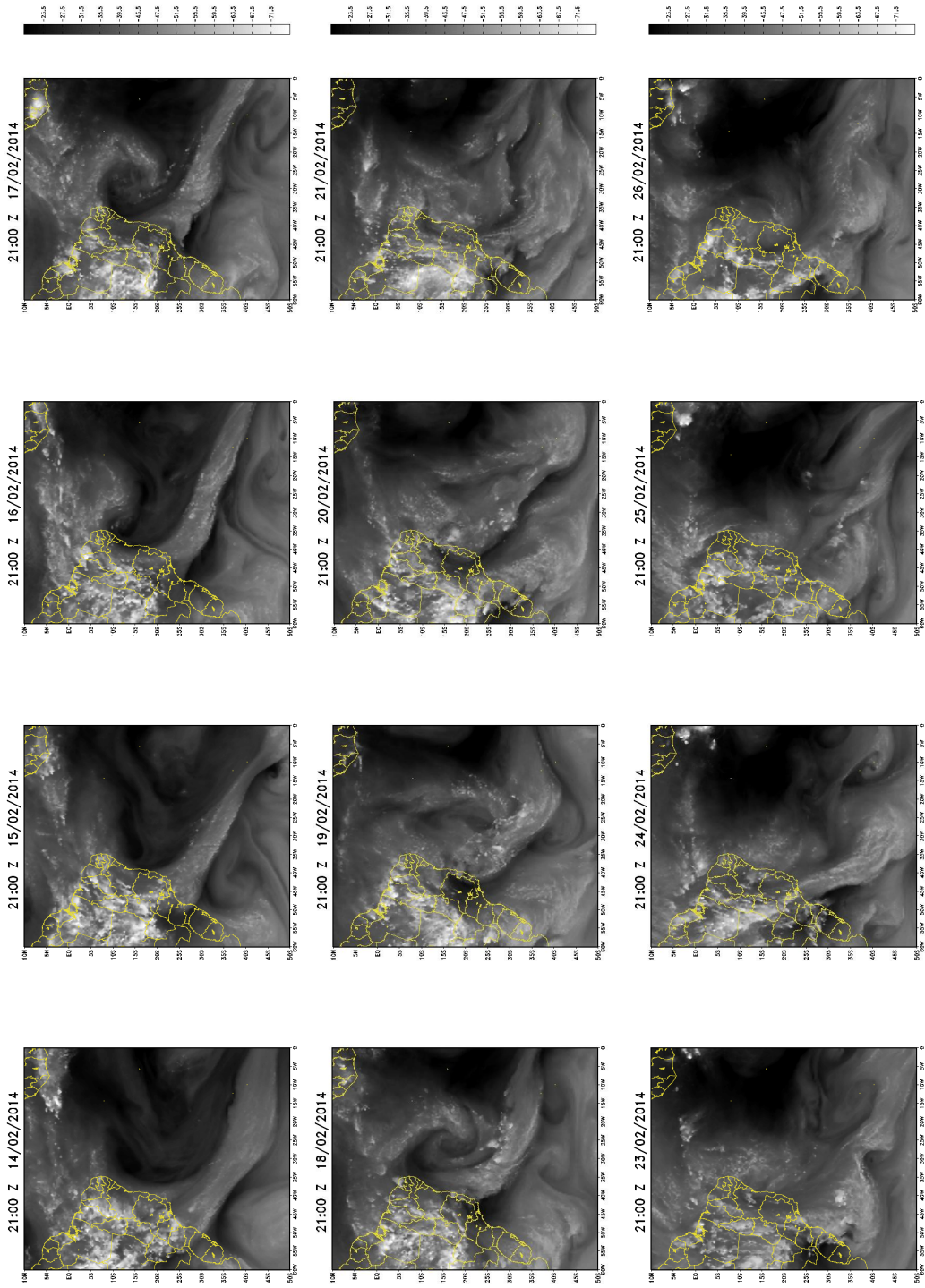
WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences.** International Geophysics Series. 2a Ed. Estados Unidos da América: Academic Press, 2006. p. 627.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? **Journal of Climate**, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.

APÊNDICE A

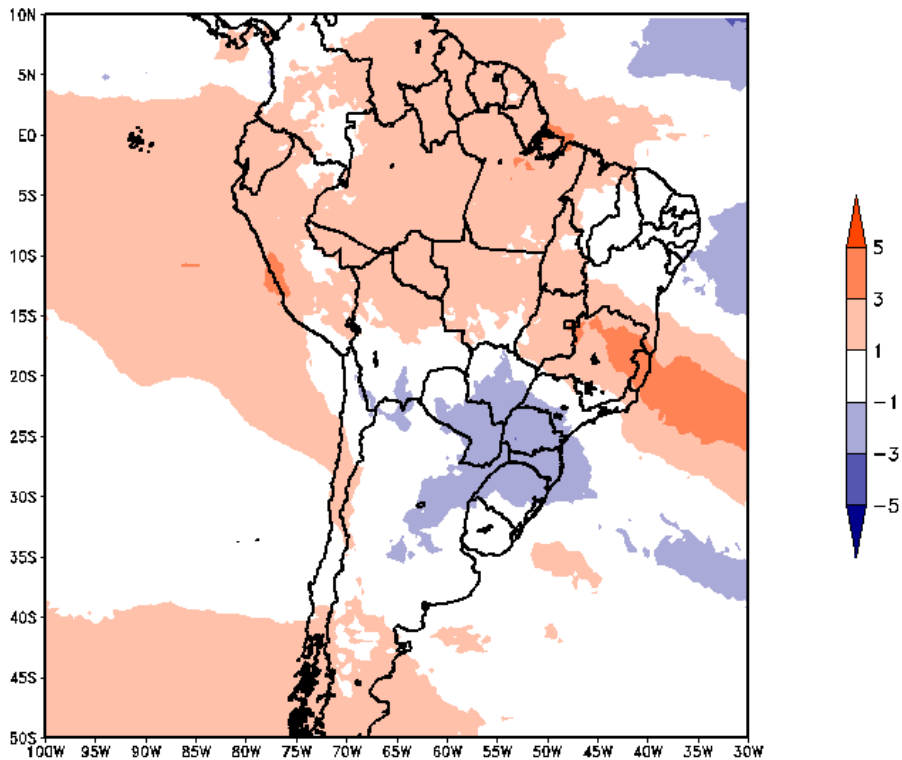
Figura A. 1 - Sequência de imagens de WW para fevereiro de 2014





APÊNDICE B

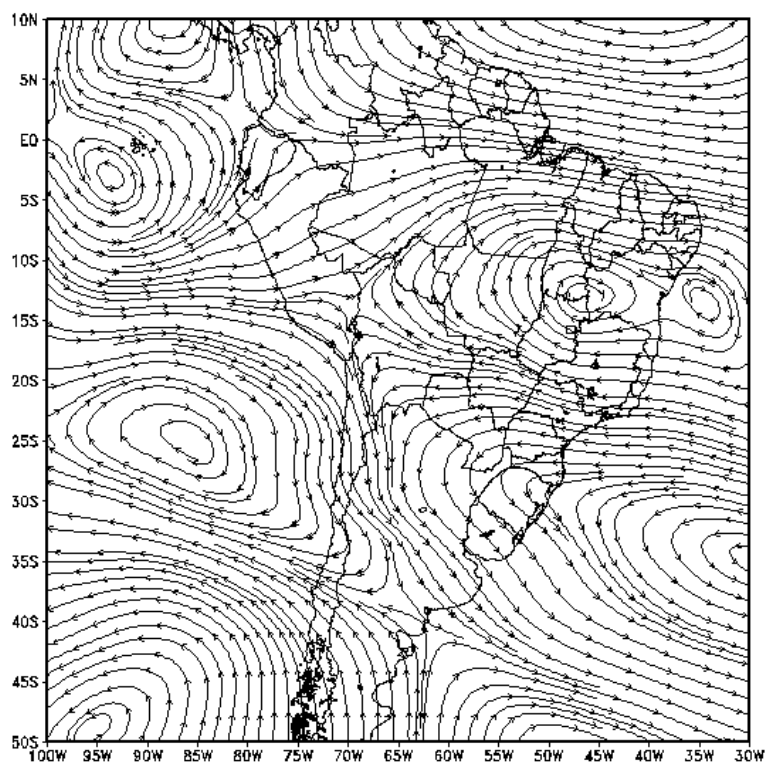
Figura B. 1 - Anomalia de WV verão 2015



Anomalias para o ano de 2014 calculadas com base nas imagens dos satélites GOES do período de verão de 2003 a 2015. A cor azul indica regiões mais úmidas e em laranja regiões mais secas.

Fonte: Produção do autor.

Figura B. 2 - Anomalia da circulação em 300 hPa verão 2015

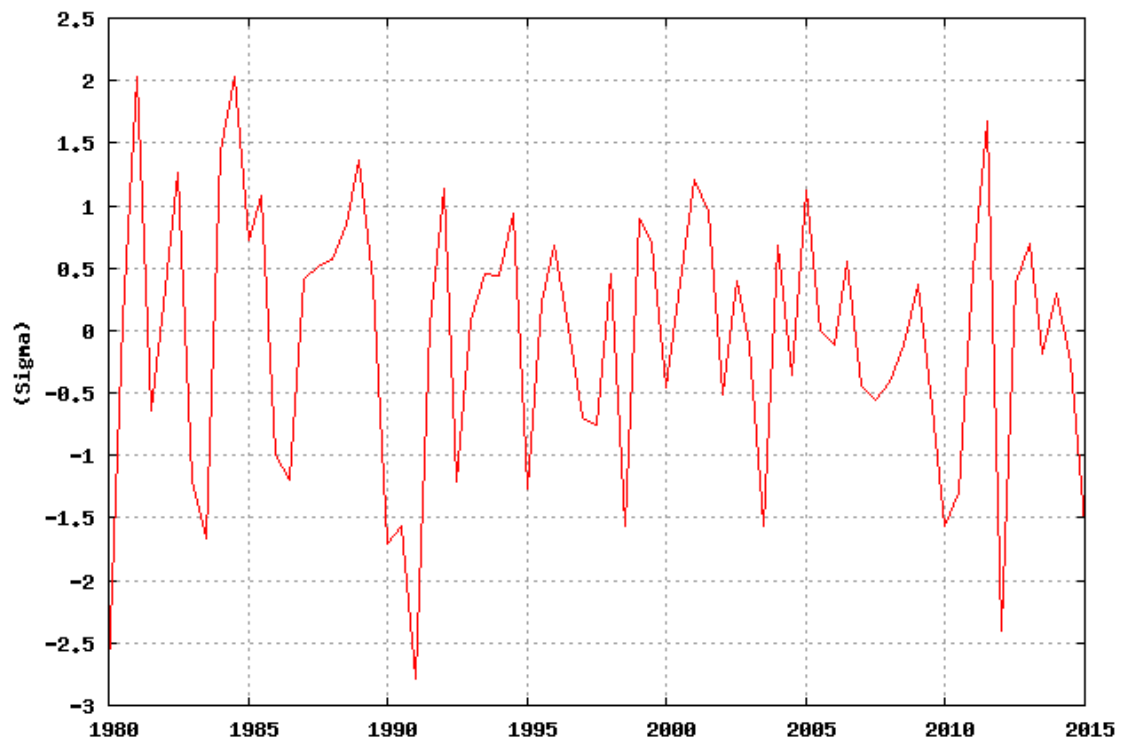


Anomalia para o ano de 2015 calculadas com base nos dados das componentes zonal e meridional do vento do ERA-Interim no período de verão de 2003 a 2015.

Fonte: Produção do autor.

ANEXO A

Figura A. 1 - Série histórica do índice PNA



Fonte: Web site: <http://www.esrl.noaa.gov/>