

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**AMBIENTE ATMOSFÉRICO FAVORÁVEL AO DESENVOLVIMENTO DE  
COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO SUL DO BRASIL**

**FLÁVIA DIAS DE SOUZA MORAES**

**ORIENTADOR: PROF. Dr. FRANCISCO ELISEU AQUINO**

**PORTO ALEGRE, JANEIRO DE 2016**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**AMBIENTE ATMOSFÉRICO FAVORÁVEL AO DESENVOLVIMENTO DE  
COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO SUL DO BRASIL**

**FLÁVIA DIAS DE SOUZA MORAES**

**Orientador: Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino**

**Banca Examinadora:**

**Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira**

**Prof. Dr. Rafael da Rocha Ribeiro**

**Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões**

**Dissertação apresentada  
ao Programa de Pós-  
graduação em Geografia  
como requisito para  
obtenção do título de  
Mestre e m Geografia.**

**PORTO ALEGRE, JANEIRO DE 2016**

### CIP - Catalogação na Publicação

Dias de Souza Moraes, Flávia  
AMBIENTE ATMOSFÉRICO FAVORÁVEL AO DESENVOLVIMENTO  
DE COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO SUL DO  
BRASIL / Flávia Dias de Souza Moraes. -- 2016.  
119 f.

Orientador: Francisco Eliseu Aquino.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre,  
BR-RS, 2016.

1. Sistemas Convectivos de Mesoescala. 2. Jatos  
de Baixos Níveis. 3. Jatos de Altos Níveis. 4. Eventos  
extremos de precipitação. 5. América do Sul. I.  
Eliseu Aquino, Francisco, orient. II. Título.

## Agradecimentos

Ao meu orientador, Dr. Francisco Eliseu Aquino, pelo apoio, entusiasmo e incentivo nessa caminhada de estudos climatológicos e por acreditar no meu potencial, mesmo quando eu duvido.

Ao professor Dr. Thomas Mote, da Universidade da Geórgia, por ceder o banco de dados usado neste trabalho e por discutir pacientemente as possibilidades de abordagens que poderiam ser feitas. Ao seu doutorando, Kyle Stephen Mattingly, pelos ensinamentos no Python e todas as ajudas virtuais na construção de scripts complexos.

Ao Centro Polar e Climático, pelo espaço de trabalho agradável e troca de experiências entre os colegas. Importante citar aqui alguns nomes: Denilson Viana, que auxiliou em todo o processo de análise das componentes principais; Ildo Parnow, que instalou e ajudou a entender um pouco mais da linguagem Python; professor Jefferson Simões, uma inspiração na produção científica; Juliana Costi, que deu dicas preciosas de sintaxe para a elaboração dos mapas.

À minha mãe, Ana Maria Dias, com seu amor incondicional, que mesmo não entendendo porque “eu estudo tanto e nunca acaba” sempre aceitou as minhas escolhas e se orgulhou com cada pequena conquista.

Ao Lucas Favero, namorado, amigo, companheiro de todas as horas, que ouviu todas as lamentações e as transformou em sorriso no final, lembrando que desistir nunca foi uma opção e que os desafios são o que nos tornam pessoas melhores.

Aos queridos amigos e colegas Ana Rita Hahn, Carina Petsch, Claudia Uchoa, Fran Schwanck, Luiz Felipe Velho e Venisse Schossler pelos inúmeros momentos de descontração e desabafos, que tornaram a caminhada menos árdua.

À Marinha do Brasil pela cedência das cartas sinóticas e ao *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) pela disponibilização gratuita dos dados de reanálise.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul por ter me formado bacharel duas vezes e agora ter me recebido no curso de mestrado, no Programa de Pós-Graduação em Geografia. E à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela bolsa de estudos nesses 24 meses.

“I saw with regret, (and all scientific men have shared this feeling) that whilst the number of accurate instruments was daily increasing, we were still ignorant”.

Alexander von Humboldt

**Resumo:** Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são eventos meteorológicos de difícil previsão, que resultam em tempestades severas e desastres. O objetivo deste trabalho é indicar as características em grande escala do ambiente atmosférico favorável para a formação de CCM no Sul do Brasil, entre 1998 e 2007. Fez-se uso da base de dados de CCM de Durkee e Mote (2009), assim como das variáveis de Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE), ponto de orvalho, temperatura, altura geopotencial, componentes de vento  $u$  e  $v$  e umidade relativa da reanálise do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), coletadas entre 2,5 e 5,5 horas antes do desenvolvimento dos CCM. Com o método de Análise das Componentes Principais (ACP), geraram-se as composições do ambiente atmosférico médio favorável ao desenvolvimento dos CCM, para comparar o grupo dos que ocorreram no Sul do Brasil ao dos que atuaram em outras regiões da AS. Usando como dado de entrada as variáveis de altura geopotencial e temperatura (em 850 hPa), foram encontradas quatro componentes principais para cada um dos grupos de CCM. Com base nas componentes principais, nas variáveis atmosféricas e nas cartas sinóticas, foram reconstruídos os ambientes atmosféricos médios para identificar o comportamento das características atmosféricas prévias aos CCM para cada conjunto de eventos. Os resultados identificaram 303 CCM, 96 no Sul do Brasil, 168 em outras regiões da AS e 39 oceânicos. O ambiente atmosférico médio dos 168 CCM não apresentou características homogêneas, pois 75% das componentes não possuíam jatos de baixos níveis (JBN) dentro dos critérios adotados, mas a presença de um escoamento meridional. Esse fluxo, ao encontrar com a região de divergência dos jatos de altos níveis (JAN), foi um dos fatores favoráveis para a convecção, já que seus valores de CAPE ( $\geq 450 \text{ J kg}^{-1}$ ) eram menores que a média esperada para formação de tempestades e só uma das componentes teve frentes frias associadas. Por outro lado, o grupo dos 96 CCM que atuaram no Sul do Brasil mostrou-se cerca de 50.000  $\text{km}^2$  maior em extensão que os das outras regiões da AS e dos EUA e com duração de pelo menos 3 h a mais. Além disso, as características atmosféricas do grupo de CCM do Sul do Brasil mostraram padrões homogêneos, podendo indicar a formação de CCM nessa região quando: o campo de ventos médios em 850 e 200 hPa, se encontrarem em posição ortogonal, indicando acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis; os valores de CAPE forem  $\geq 600 \text{ J kg}^{-1}$  e o cisalhamento vertical estiver entre 7 e 12  $\text{m s}^{-1}$ ; houver atuação das frentes frias no sul da AS; a umidade relativa disponível estiver concentrada próxima à região Sul do Brasil, com valores maiores que 80%; a altura geopotencial (850 hPa) apresentar um cavado na região gênese dos CCM e a temperatura (850 hPa) estiver mais elevada próxima e ao norte da região de formação.

**Palavras-chave:** Sistemas convectivos, Análise de Componentes Principais, Reanálise, Jatos de Baixos Níveis, Jatos de Altos Níveis, América do Sul.

**Abstract:** Mesoscale Convective Complexes (MCCs) are meteorological events difficult to forecast, which result in severe storms and other natural hazards. This study's objective is to indicate the large-scale atmospheric environment favorable to develop MCCs in Southern Brazil during the 1998–2007 period. The MCCs database used was from Durkee and Mote (2009) and the variables selected include CAPE (Convective Available Potential Energy), dewpoint temperature, temperature, geopotential height, and relative humidity from National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), collected from 2,5 to 5,5 hours before the MCCs' development. Principal component analysis (PCA) method was used to construct the average atmospheric environments of MCCs group that occurred in Southern Brazil to compare with MCCs that occurred in other regions of South America. Temperature and geopotential height were the variables used for the PCA, resulting in four principal components to each MCCs group. Based on these principal components, meteorological variables and synoptic charts, average atmospheric environments were built to understand the atmospheric parameters that indicate the development of MCCs in each group. Results show 303 MMCs, 96 were located in Southern Brazil, 168 in South America and 39 in the South Atlantic Ocean. The average atmospheric environment from the group of 168 MCCs did not indicate homogeneous characteristics, as 75% of its principal components cannot be characterized as having a low-level jet (LLJ) in the wind field, instead only a meridional flux of humid and warm air at 850 hPa. This air coupled with the upper-level jet (ULJ) was found to be responsible for convection developing MCCs, as CAPE ( $\geq 450 \text{ J kg}^{-1}$ ) was below the average to produce storms and only one component was associated with a cold front. On the other hand, the MCCs' group of Southern Brazil is on the order of 50.000 km<sup>2</sup> larger and 3 hours longer than MCCs from other regions of South America and from the United States. Furthermore, the atmospheric characteristics of the Southern Brazil MCCs' group revealed homogenous patterns, which suggest that the development of MCCs in this region starts when: the mean wind field indicate a coupled LLJ (jet streak between 10 and 12 m s<sup>-1</sup>) and ULJ (jet streak  $\geq 32 \text{ m s}^{-1}$ ), CAPE value is  $\geq 600 \text{ J kg}^{-1}$  and the vertical wind shear is from 7 to 12 m s<sup>-1</sup>, cold fronts are active in Southern South America, the relative humidity is concentrated in Southern Brazil and above 80%, the geopotential height (850 hPa) indicate a trough in the genesis region of MCCs and the temperature (850 hPa) is higher near and northern the genesis region.

**Key-words:** Convective systems, Empirical Orthogonal Functions, CFSR, Low-level jet, Upper-level jet, South America.

## Lista de Figuras

<i>Figura 1 – Área de estudo e análise.....</i>	<i>18</i>
<i>Figura 2 – Altas pressões subtropicais sobre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul e baixas relativas sobre o continente sul-americano, em janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d).....</i>	<i>19</i>
<i>Figura 3 – Modelo conceitual de JBN que transporta umidade da Amazônia (seta azul) e do oceano Atlântico Subtropical (seta verde). ....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 4 – Variação sazonal da corrente de jato subtropical.....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 5 – Máxima velocidade do jato em 300 hPa para o Hemisfério Sul. ....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 6 – Características dos sistemas de circulação atmosférica mais importantes sobre a América do Sul, no verão, na (a) Baixa Troposfera e na (b) Alta Troposfera.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 7 - Vento em 850 hPa (<math>m s^{-1}</math>). ....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 8 - Vento em 200 hPa (<math>m s^{-1}</math>). ....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 9 – Histogramas de comparação entre duração e área do campo de nuvens dos CCM na AS (a, b) e EUA (c, d).....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 10 – Participação da precipitação de CCM, acumulada no trimestre de outubro a dezembro de 2003, em relação ao total (%) no RS.....</i>	<i>38</i>
<i>Figura 11 – Precipitação decorrente de CCM em novembro de 2009 em Manoel Viana – RS.....</i>	<i>40</i>
<i>Figura 12 – Movimento vertical detectado na região gênese do CCM (seção obtida através de uma linha de corte no sentido norte-sul).....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 13 – Ocorrência mensal de CCM no Sul do Brasil (1998 a 2007).....</i>	<i>59</i>
<i>Figura 14 – Primeira componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil.....</i>	<i>60</i>
<i>Figura 15 – Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 96 CCM (valores em °Celsius).....</i>	<i>61</i>
<i>Figura 16 – Carta sinótica, em superfície, do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM (08/04/02). ....</i>	<i>62</i>
<i>Figura 17 – Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento <math>\geq 12 m s^{-1}</math>) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.....</i>	<i>62</i>
<i>Figura 18 – Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em <math>J kg^{-1}</math>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.....</i>	<i>64</i>
<i>Figura 19 – Segunda componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 20 - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 96 CCM (valores em °Celsius).....</i>	<i>65</i>

<i>Figura 21 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM (17/05/02).</i> .....	66
<i>Figura 22 - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento <math>\geq 12 \text{ m s}^{-1}</math>) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	67
<i>Figura 23 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em <math>\text{J kg}^{-1}</math>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	68
<i>Figura 24 - Primeira componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil.</i> .....	69
<i>Figura 25 – Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 96 CCM (07/10/01, valores em mgp).</i> .....	70
<i>Figura 26 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM (07/10/01).</i> .....	71
<i>Figura 27 - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento <math>\geq 10 \text{ m s}^{-1}</math>) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	71
<i>Figura 28 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em <math>\text{J kg}^{-1}</math>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	73
<i>Figura 29 - Segunda componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil.</i> .....	74
<i>Figura 30 - Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 96 CCM (valores em mgp).</i> .....	74
<i>Figura 31 - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento <math>\geq 12 \text{ m s}^{-1}</math>) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	75
<i>Figura 32 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em <math>\text{J kg}^{-1}</math>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.</i> .....	76
<i>Figura 33 - Primeira componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM da AS</i> .....	79
<i>Figura 34 - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 168 CCM (valores em °Celsius).</i> .....	80
<i>Figura 35 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM (24/12/05).</i> .....	81

Figura 36 - Campo de vento médio ( $u$ e $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	81
Figura 37 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	84
Figura 38 - Segunda componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM da AS .....	85
Figura 39 - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 168 CCM (valores em $^{\circ}\text{Celsius}$ ).....	85
Figura 40 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM (11/01/02).....	86
Figura 41 - Campo de vento médio ( $u$ e $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	87
Figura 42 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	88
Figura 43 - Primeira componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM da AS .....	89
Figura 44 – Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 168 CCM (valores em mgp). .....	89
Figura 45 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM (22/05/01).....	90
Figura 46 - Campo de vento médio ( $u$ e $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento $\geq 9 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	91
Figura 47 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM.....	92
Figura 48 - Segunda componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM da AS .....	93
Figura 49 - Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 168 CCM (valores em mgp). .....	93
Figura 50 - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM (05/12/99).....	94

<i>Figura 51 - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento <math>\geq 12 \text{ m s}^{-1}</math>) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM. ....</i>	<i>95</i>
<i>Figura 52 - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em <math>\text{J kg}^{-1}</math>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM. ....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 53 – Esquema de acoplamento entre os jatos de baixos níveis (JBN) e jatos de altos níveis (JAN) no Hemisfério Sul. ....</i>	<i>100</i>
<i>Figura 54 – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Altura Geopotencial 850 hPa para o grupo dos 96 CCM. ....</i>	<i>102</i>
<i>Figura 55 – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Temperatura 850 hPa para o grupo dos 96 CCM. ....</i>	<i>103</i>
<i>Figura 56 – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Temperatura 850 hPa para o grupo dos 168 CCM. ....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 57 – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Altura Geopotencial 850 hPa para o grupo dos 168 CCM. ....</i>	<i>107</i>

## **Lista de Quadros**

<i>Quadro 1 – Definição de CCM baseado em características físicas.....</i>	<i>32</i>
<i>Quadro 2 - Época de ocorrência dos CCM subtropicais estudados por diversos autores. ....</i>	<i>34</i>
<i>Quadro 3 – Vantagens e desvantagens no uso do CFSR.....</i>	<i>48</i>
<i>Quadro 4 – Teste de ACP feito com o grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil. ....</i>	<i>53</i>
<i>Quadro 5 – Teste feito com o grupo dos 168 CCM que atingiram a AS, exceto os oceânicos. ....</i>	<i>54</i>

## **Lista de Tabelas**

<i>Tabela 1 – Distribuição global da população de CCM.....</i>	<i>32</i>
<i>Tabela 2 – Precipitação acumulada durante o CCM e a série climatológica de 1975-2004. ....</i>	<i>39</i>
<i>Tabela 3 - Climatologia de CCM para os EUA, AS, Sul do Brasil e Atlântico Sudoeste. ....</i>	<i>58</i>

## **Lista de abreviaturas**

ACP: Análise de Componentes Principais

AGP\_850: Altura Geopotencial em 850 hPa

ANA: Agência Nacional de Águas

AS: América do Sul

ASAS: Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

BCH: Baixa do Chaco

CAPE: Potencial de Energia Convectiva Disponível

CCM: Complexos Convectivos de Mesoescala

Cb: Cumulonimbus

CFSR: Climate Forecast System Reanalysis

Ci: Cirrus

CJE: Eventos de Jato do Chaco

DAS: Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais

EUA: Estados Unidos da América

FEPAGRO: Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária

FORTRACC: Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters

GOES-12: Geostationary Operational Environmental Satellites

JBN: Jatos de Baixos Níveis

JAN: Jatos de Altos Níveis

hPa: Hectopascal

INMET: Instituto Nacional de Meteorologia

INPE: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

NCEP: National Center for Environmental Prediction

ROL: Radiação de Onda Longa

RS: Rio Grande do Sul

SCM: Sistemas Convectivos de Mesoescala

Temp\_850: Temperatura em 850 hPa

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

## Sumário

1	INTRODUÇÃO.....	15
1.1	Justificativa.....	16
1.2	Objetivo geral .....	17
1.3	Objetivos específicos .....	17
1.4	Área de estudo.....	17
2	CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DA AMÉRICA DO SUL .....	19
3	O QUE SÃO OS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA .....	29
3.2	CCM na América do Sul.....	33
3.3	CCM no Sul do Brasil.....	36
4	AMBIENTE ATMOSFÉRICO PARA FORMAÇÃO DE CCM.....	41
4.1	Característica média do ambiente em grande escala na AS.....	42
5	MÉTODOS E TÉCNICAS .....	46
5.1	Base dos dados de CCM (1998-2007).....	46
5.2	Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).....	47
5.3	Visualização dos dados em Python 2.7.....	51
5.4	Análise de Componentes Principais.....	51
5.5	Classificação de JBN, JAN e cisalhamento vertical de vento.....	55
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	57
6.1	Características morfológicas dos CCM da AS, do Sul do Brasil e dos oceânicos <i>versus</i> dos EUA .....	57
6.2	Análise e interpretação das componentes principais e suas características atmosféricas correspondentes .....	59
6.2.1	Componentes principais do grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil.....	59
6.2.2	Componentes principais do grupo de 168 CCM que ocorreram na AS ..	78
6.2.3	Análise comparativa dos campos de ventos (850 e 200 hPa) das componentes dos grupos de CCM que atingiram o Sul do Brasil daqueles que atuaram em outros locais da AS .....	97
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	109
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	112

## 1 INTRODUÇÃO

A América do Sul (AS), com sua extensão latitudinal que compreende tanto áreas equatoriais (12°N) quanto latitudes médias (55°S), possui geografia diversificada. Conseqüentemente, propicia o desenvolvimento e atuação de diferentes eventos meteorológicos no continente, os quais influenciam na distribuição espacial e temporal da precipitação na região.

A AS, em geral, e a região Sul do Brasil, em particular, são locais de intensa ocorrência de um fenômeno meteorológico conhecido como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Esses eventos são responsáveis por boa parte da quantidade de precipitação regional, já que sua formação e atuação resultam em tempestades severas (DURKEE *et al.*, 2009). Os fatores que levam à ocorrência desses CCM ainda não são totalmente compreendidos, pois se trata de um fenômeno meteorológico investigado recentemente, a partir do avanço da tecnologia, como o surgimento de satélites ambientais.

A definição de CCM faz parte da história recente da Climatologia e sua classificação foi elaborada por Maddox (1980), como o conjunto de nuvens *cumulonimbus* (Cb) cobertos por uma espessa camada de *cirrus* (Ci). Os CCM são identificados por observação de imagens de satélite, devido ao seu formato, aproximadamente, circular e um rápido crescimento (formação) entre 6 e 12 horas.

A partir do mapeamento dos locais de ocorrência e das características associadas aos CCM, Velasco e Fritsch (1987) perceberam que esse fenômeno é mais frequente nos meses quentes do ano e costuma atuar na AS, principalmente nos setores norte da Argentina, na Bolívia, no Paraguai e no Sul do Brasil.

Em comparação aos CCM que ocorrem nos Estados Unidos da América (EUA), cujas características físicas e atmosféricas são semelhantes aos da AS, estes últimos são, geralmente, maiores, mais frequentes e atuam por um período de tempo mais longo (DURKEE *et al.*, 2009). Entretanto, por não estarem comumente associados a nenhum outro fenômeno meteorológico prévio, são de difícil previsão, causando desastres nas regiões por onde passam. No Rio Grande do Sul (RS), por exemplo, os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), grupo do qual os CCM fazem parte, são responsáveis por uma média de 13 desastres por ano (ABDOULAEV *et al.*, 1996).

## 1.1 Justificativa

Durante o período de estudo realizado por Durkee e Mote (2009), entre 1998-2007, foram registrados mais de 300 CCM na AS. A partir desses dados, é possível afirmar que ocorreram, pelo menos, cerca de 30 CCM na AS por ano.

No que se refere à quantidade de precipitação, esses mesmos CCM foram analisados por Durkee *et al.* (2009) e revelaram uma participação de até 50% na quantidade de chuva mensal, durante os meses quentes (outubro a maio), de 1998 a 2007. Além disso, eles revelam que a área da precipitação dos CCM na AS (381.000 km<sup>2</sup>), é maior do que a dos eventos que atingem a América do Norte (320.000 km<sup>2</sup>) e a África (285.000 km<sup>2</sup>).

O trabalho realizado por Velasco e Fritsch (1987), por sua vez, analisa características meteorológicas de CCM para as latitudes médias e tropicais da América, porém são considerados apenas dois anos de dados (maio de 1981 a maio de 1983). Ou seja, apesar de sua frequência e participação na precipitação na região, não foi realizada uma análise de longo prazo para CCM, que incluísse o Sul do Brasil.

Também não se encontrou uma análise de grande escala para o ambiente atmosférico favorável à formação de CCM no Sul do Brasil. Estudos anteriores, como o de Maddox (1983), analisam as condições meteorológicas associadas aos CCM dos EUA. Laing e Fritsch (2000), por outro lado, descrevem o ambiente em grande escala para a formação de CCM no planeta, entre 1981 e 1987, com um tópico bastante resumido sobre a AS, mas nada específico para o Sul do Brasil.

Guedes (1985) inclui o Sul do Brasil na sua análise, que corresponde ao mês de setembro dos anos de 1974 e de 1978. No entanto, o autor estuda o ambiente atmosférico para formação de todos os sistemas convectivos de mesoescala (SCM), não apenas dos CCM, e sua pesquisa conta apenas com dois anos de observação.

A análise de um período de tempo mais longo, do que esses já estudados, faz-se necessária também pelo fato de a precipitação associada aos CCM ser relacionada à desastres, por ser concentrada em um curto período de tempo. Entre eles, pode-se destacar alagamentos, deslizamentos, enchentes, enxurradas, granizo, inundações, tornados e vendavais (VIANA, 2006).

Assim, em vista da ocorrência de CCM na AS, em geral, e no Sul do Brasil, em específico, e da precipitação e desastres associados, este trabalho pretende

contribuir para a identificação do ambiente atmosférico favorável a formação de CCM para o Sul do Brasil, analisando o ambiente atmosférico prévio dos eventos, que ocorreram entre 1998 e 2007. Para isto, são propostos os seguintes objetivos:

## **1.2 Objetivo geral**

Indicar as características do ambiente atmosférico favorável para a formação de CCM no Sul do Brasil, entre 1998 e 2007.

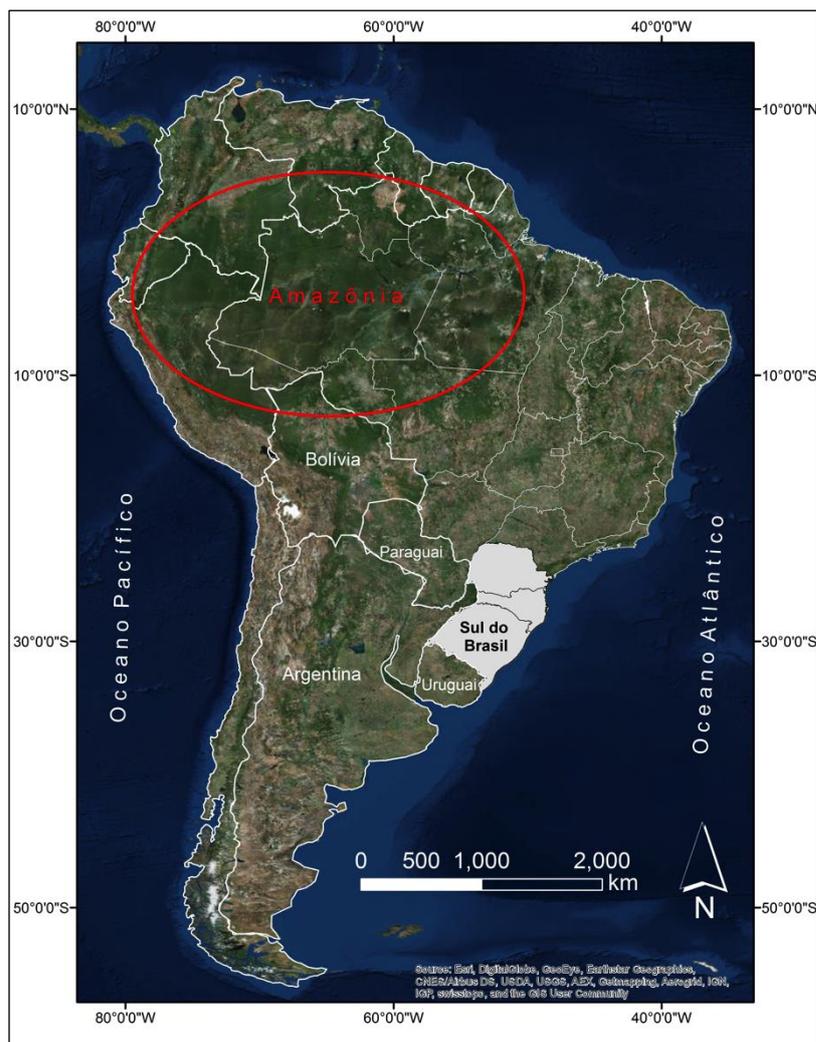
## **1.3 Objetivos específicos**

- Determinar as características morfológicas dos CCM, entre 1998 e 2007, para o Sul do Brasil;
- Diferenciar o ambiente atmosférico que formou os CCM que atingiram o Sul do Brasil daqueles que não atingiram a região;
- Identificar quais características atmosféricas devem indicar estado de alerta para formação de CCM no Sul do Brasil.

## **1.4 Área de estudo**

A área de estudo desse trabalho é o Sul do Brasil, formado pelos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, visto que se pretende analisar as condições atmosféricas prévias ao desenvolvimento dos CCM nessa região. No entanto, é preciso considerar a condição atmosférica em toda a AS para diferenciar o ambiente atmosférico de eventos que atingiram o Sul do Brasil, daqueles que não atingiram.

Dessa maneira, os casos de CCM analisados, a partir de Durkee e Mote (2009), levou à criação de três grupos: dos CCM que não atingiram o Sul do Brasil (168 casos), dos 39 CCM oceânicos (que não serão estudados nesse trabalho), e dos 96 eventos que ocorreram no Sul do Brasil, entre as latitudes 22°30'58" e 33°45'03" S e as longitudes 48°05' e 57°40'57" W (Figura 1).



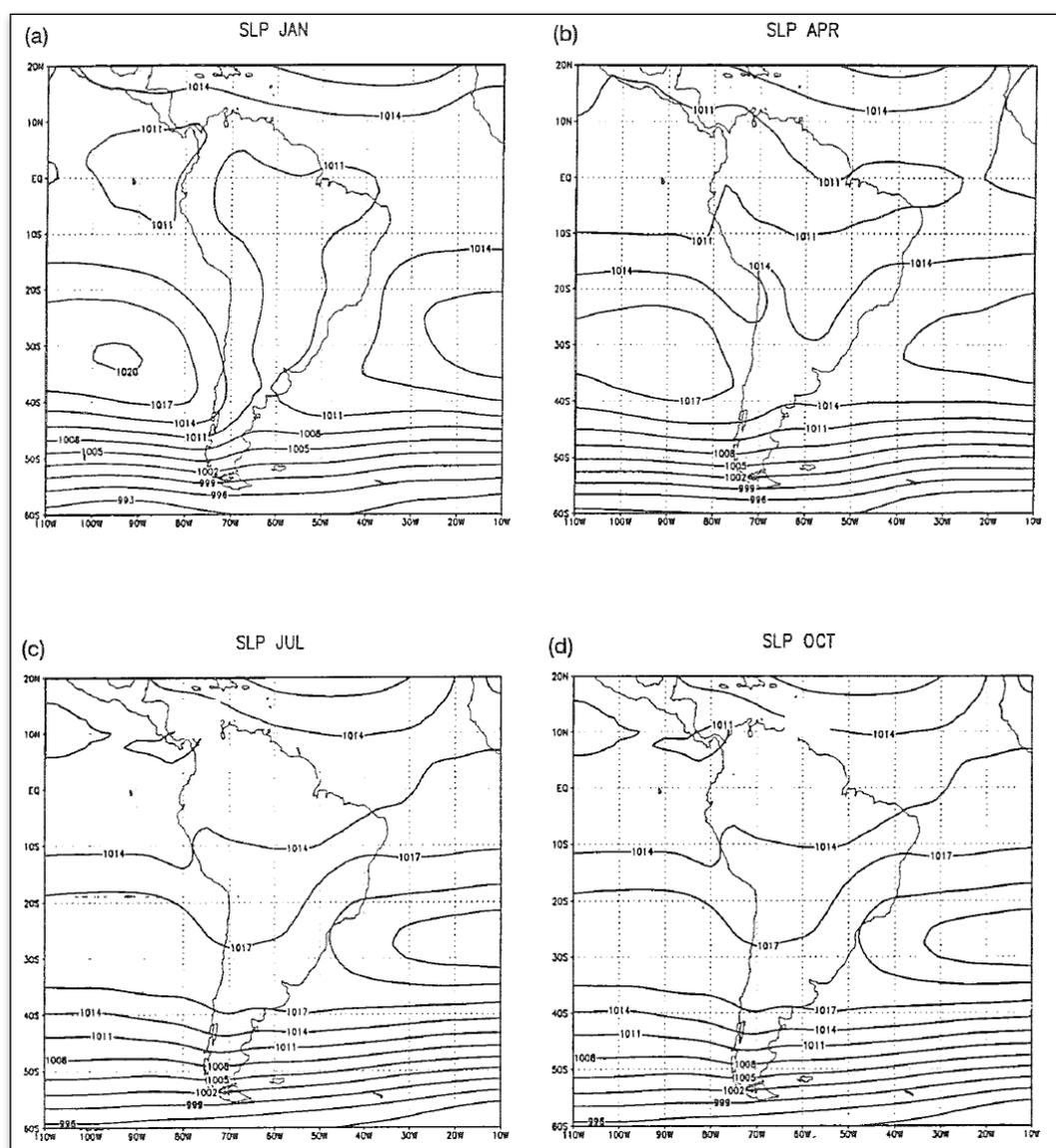
**Figura 1** – Área de estudo e análise. Destaque, em branco, para a área dos estados do Sul do Brasil e, em vermelho, para a região da Amazônia.

No entanto, para entender a formação e atuação dos CCM na AS, em geral, e no Sul do Brasil, em particular, é importante compreender as condições meteorológicas e climáticas da região, com aspectos que favorecem o desenvolvimento desses eventos. Sendo assim, os capítulos 2 e 3 irão caracterizar as condições atmosféricas da AS e a definição, características e exemplos de atuação dos CCM na região. Em seguida, no capítulo 4, serão descritos os ambientes atmosféricos, já conhecidos, favoráveis à formação desses sistemas. No 5, explica-se os métodos e técnicas utilizados para alcançar os objetivos propostos e, em seguida, são apresentados no 6 os resultados e discussões sobre os dados obtidos. O trabalho encerra no capítulo 7 com as considerações finais.

## 2 CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DA AMÉRICA DO SUL

A fim de entender o tempo e o clima da AS é importante considerar a presença dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul, e suas influências na circulação atmosférica; a presença da cordilheira dos Andes, atuando como barreira orográfica, bem como a área coberta pela floresta amazônica e sua fonte de umidade.

No que se refere aos oceanos, Satyamurty *et al.* (1998) destacam a forte atuação das duas altas subtropicais, uma no leste do Pacífico Sul e a outra no Atlântico Sul (Figura 2).



**Figura 2** – Altas pressões subtropicais sobre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul e baixas relativas sobre o continente sul-americano, em janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d).  
Fonte: Satyamurty *et al.* (1998).

Essas altas estão presentes o ano todo nos oceanos, sendo a do Pacífico Sul mais intensa no verão e a do Atlântico Sul no inverno. No entanto, independente da estação do ano, as altas subtropicais favorecem a permanência de uma relativa baixa pressão sobre o continente sul-americano que, pela continentalidade, fica ainda mais baixa (1011 hPa) no verão (SATYAMURTY *et al.*, 1998)

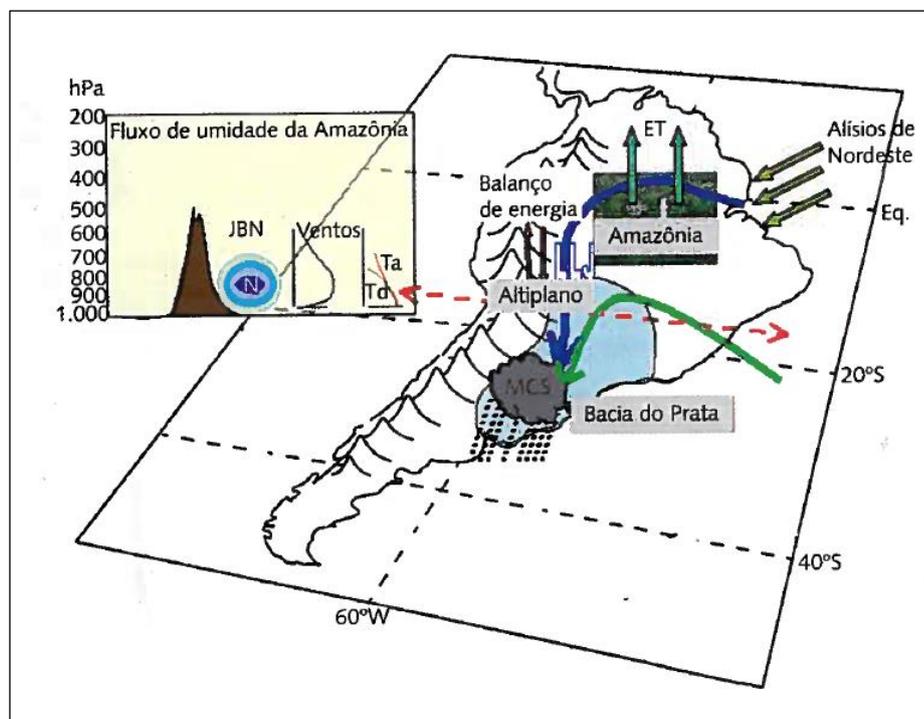
Conforme Nimer (1989), a posição latitudinal média desses anticiclones variam entre inverno e verão. Em janeiro, a alta do Pacífico Sul encontra-se em média a 32° S e a do Atlântico Sul em 28° S, ao passo que no inverno elas estão, em média, localizadas a 26° S e 23° S, respectivamente.

O Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que aparece na costa oriental da AS, influencia diretamente o tempo e clima no Brasil (BASTOS E FERREIRA, 2000). Durante o inverno, como as temperaturas são mais baixas sobre o continente, o centro de alta pressão se aproxima do continente, próximo à região Sudeste do Brasil, inibindo a formação de outros sistemas atmosféricos na região e a precipitação. Já no verão, com as temperaturas do continente mais elevadas, a alta pressão mantém-se sobre o oceano, e sua circulação propicia a entrada de ar úmido, do oceano, em direção ao continente (BASTOS E FERREIRA, 2000; DEGOLA, 2013). Assim, em estações quentes (Figura 3), essa circulação anticiclônica contribui para advecção de umidade do oceano Atlântico Sul para a região gênese dos CCM na AS, podendo colaborar para sua formação.

A cordilheira dos Andes, por sua vez, atua como barreira orográfica para o deslocamento de jatos de baixos níveis (JBN), em 850 hPa, pois bloqueia a passagem dos ventos alísios e da umidade, provenientes da Amazônia, para o Pacífico Equatorial, provocando a canalização do vento (Figura 3). Conforme Nascimento (2008), a formação dos JBN está relacionada com os sistemas de monções da AS.

“Os ventos Alísios de Nordeste ao encontrarem a cadeia de montanhas dos Andes, sofrem uma mudança na direção de Nordeste para Sudeste transportando calor e umidade do Oceano Atlântico Norte e da Bacia Amazônica para as regiões Sul do Brasil e Norte da Argentina. Esse fenômeno intensifica os processos de convecção e precipitação na região Sul e Sudeste do Brasil e norte da Argentina” (NASCIMENTO, 2008, pg.39)

Assim, os JBN transportam grande quantidade de umidade e calor em direção ao sul da AS (norte-sul), da bacia Amazônica para a bacia Paraná-Prata (GANDÚ e GEISLER, 1991; FIGUEIROA *et al.* 1995; MARENGO *et al.*, 2009).



**Figura 3** – Modelo conceitual de JBN que transporta umidade da Amazônia (seta azul) e do oceano Atlântico Subtropical (seta verde).

Fonte: Marengo *et al.* (2004).

Esse deslocamento de ar, em baixos níveis, é fortalecido pela presença superficial da baixa pressão relativa, formada na região do Paraguai durante as estações quentes, conhecida como a Baixa do Chaco (BCH). Segundo Nimer (1989), um dos mecanismos que possibilitam a formação dessa baixa é o forte aquecimento do interior do continente, o que faz sua relevância estar ligada ao período do verão austral. Além disso, Seluchi e Garreaud (2012, p.459) explicam que

“Durante a intensificação da BCH [Baixa do Chaco] se verifica um incremento da componente meridional do vento imediatamente a leste da baixa. Em particular, o desenvolvimento da Baixa do Chaco está vinculado, em média, à ocorrência de jatos de baixos níveis, com as decorrentes implicações para o desenvolvimento da atividade convectiva em grande parte do sudeste da América do Sul”.

Sendo assim, os JBN são intensificados durante o verão e carregam mais umidade das regiões tropicais para as subtropicais da AS, o que facilita o desenvolvimento de sistemas convectivos. Em particular, Viana (2011) destaca a ocorrência dos CCM, como uma consequência direta da existência desses jatos.

Para que haja as condições básicas favoráveis ao desenvolvimento de CCM, também é preciso encontrar, em altos níveis (200 hPa), duas outras variáveis atmosféricas: a Alta da Bolívia e a presença da corrente de jato subtropical, aqui chamada de jato de altos níveis (JAN).

A Alta da Bolívia é uma circulação anticiclônica na alta troposfera, formada e fortalecida pela intensa atividade convectiva na região da Amazônia e pela liberação de calor latente associada à convecção, estando dinamicamente ligada a um cavado sobre a região Nordeste do Brasil (REBOITA *et al.*, 2010; CAMPOS E EICHHOLZ, 2011).

O JAN tem uma variação anual entre 20° e 40° S (Figura 4), com posição relativamente constante (ESCOBAR, 2009). Segundo Satyamurty *et al.* (1998), esse JAN age como um facilitador de ascensão e convecção de umidade e ventos, que atuam em baixos e médios níveis, já que causa difluência em altos níveis.

Isso porque, explicam Trewartha e Horn (1980) e Vasquez (2011), na região de máxima velocidade do JAN (conhecida como *jet streak* ou *jet maximum*), quando há o deslocamento de ar na posição de entrada (Figura 5), há a atuação da força do gradiente horizontal de pressão<sup>1</sup> direcionada ao Sul, fazendo com que esse ar abandone seu balanço quase-geostrófico<sup>2</sup> e adquira uma componente norte (movendo-se em direção ao Sul, atravessando as linhas de contorno de 300 hPa). Isso faz com o ar acelere e a força de Coriolis<sup>3</sup> aumente, fazendo com que o ar comece a retornar, lentamente, para a sua posição inicial. Quando o ar chega à posição de saída, a força do gradiente de pressão está enfraquecida, então o ar perde novamente seu balanço quase-geostrófico, mas encontra a força de Coriolis

---

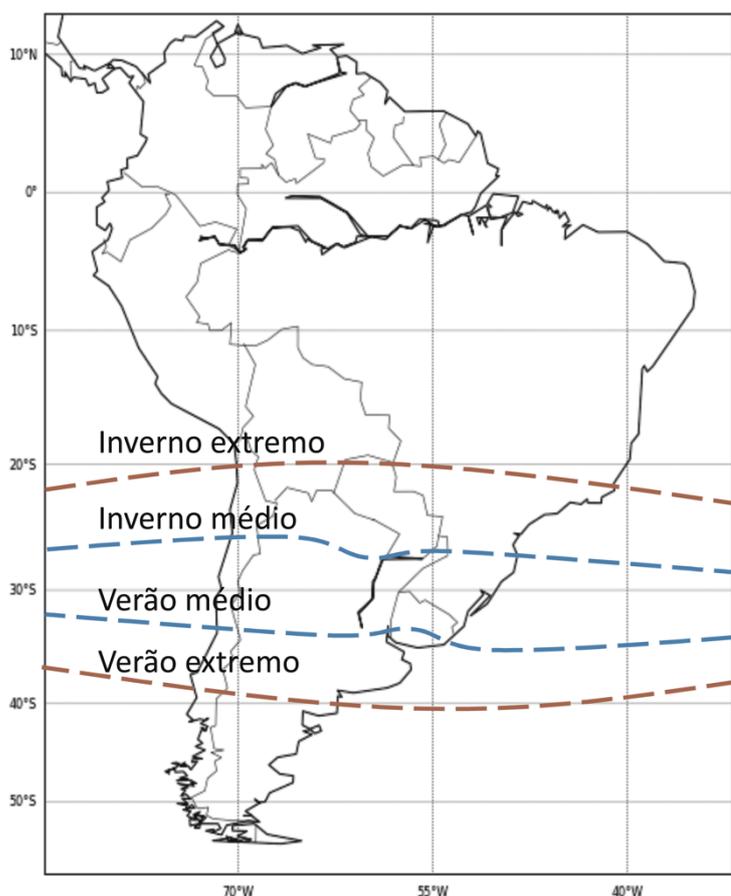
<sup>1</sup> O gradiente horizontal de pressão é a mudança na pressão atmosférica ao longo de uma linha que corte, perpendicularmente, as isóbaras – linhas de igual pressão (STRAHLER E STRAHLER, 1997).

<sup>2</sup> Balanço quase-geostrófico é o balanço entre o gradiente horizontal de pressão e a força de Coriolis, no qual essas duas forças tem aproximadamente a mesma intensidade, porém sentidos opostos, fazendo com que a parcela de ar adquira uma direção de deslocamento praticamente paralela às isóbaras (AMS, 2012).

<sup>3</sup> A força de Coriolis é uma força aparente, que atua sobre parcelas de ar e correntes oceânicas que se movem sobre a Terra em rotação. Ela é o resultado da mudança da velocidade angular com a latitude. No hemisfério norte (hemisfério sul), resulta em uma deflexão para a esquerda (direita) nas parcelas de ar em movimento. Quanto mais distante do Equador, maior é a força de Coriolis (STRAHLER E STRAHLER, 1997; VASQUEZ, 2011).

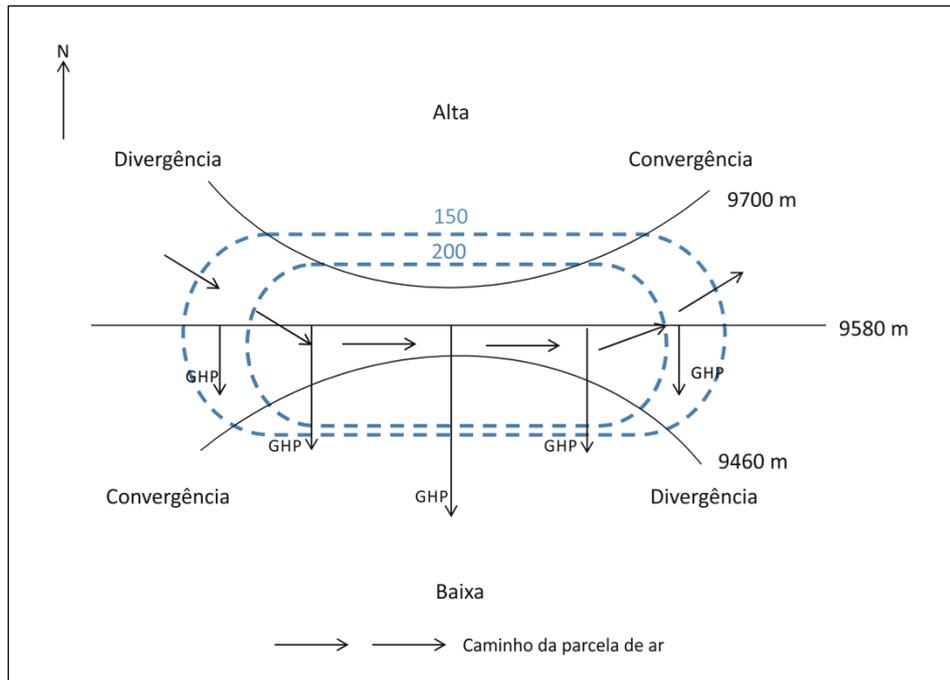
maior. Assim, ele adquire uma componente sul, movendo-se em direção ao norte (cruzando as linhas de contorno de 300 hPa) e diminuindo a sua velocidade.

Esse deslocamento do ar, sobre as linhas de contorno de 300 hPa da entrada e da saída da região de máxima velocidade do JAN (*jet streak*), formam áreas de divergência e convergência de ar em altos níveis (Figura 5). Dessa forma, quando há o acoplamento entre os JAN e JBN (na região de divergência do JAN e na de convergência do JBN), são criadas as condições atmosféricas para a convecção profunda, com o resultante movimento ascendente de ar, desestabilizando a atmosfera e possibilitando a formação de nuvens e consequente precipitação (GUEDES, 1985; VASQUEZ, 2011).



**Figura 4** – Variação sazonal da corrente de jato subtropical.

Fonte: Adaptado de Escobar (2009).

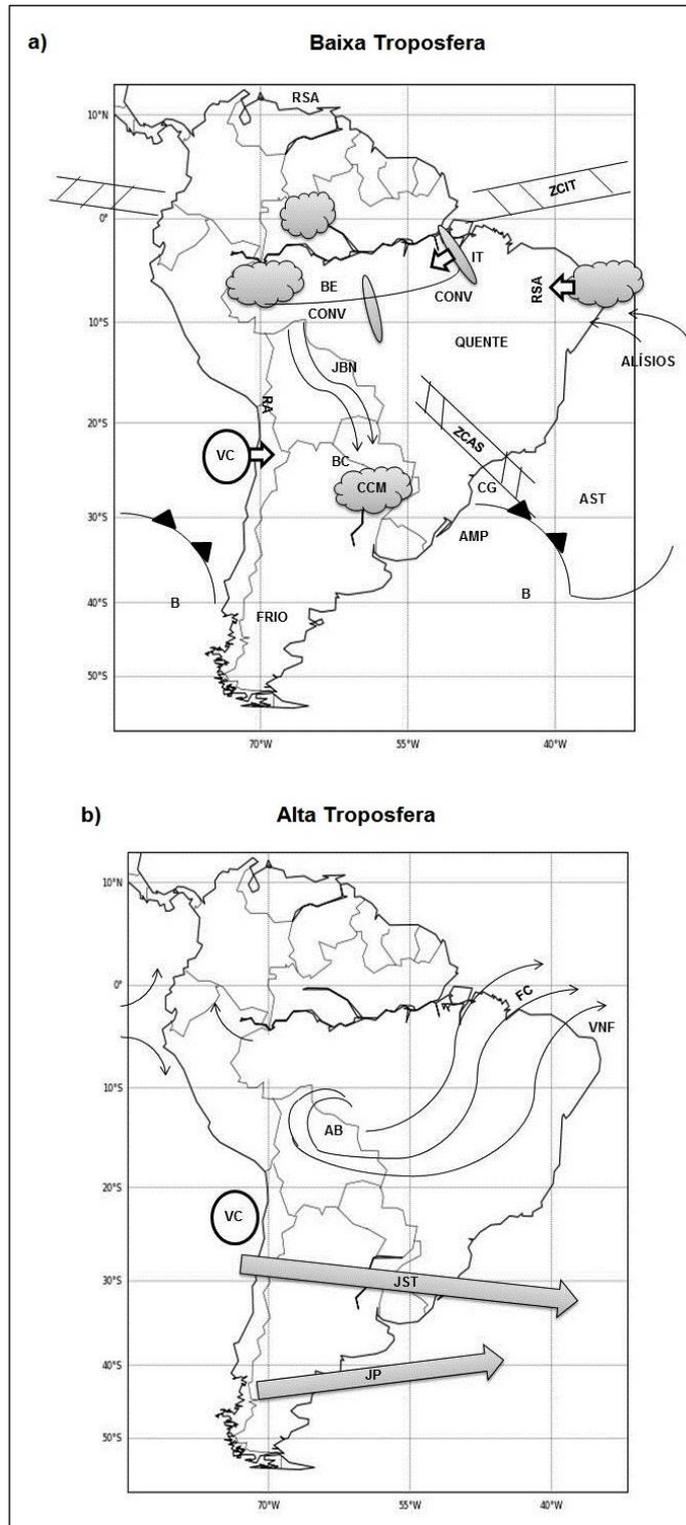


**Figura 5** – Máxima velocidade do jato em 300 hPa para o Hemisfério Sul. Na área de máxima velocidade, os contornos de 300 hPa (linhas sólidas) estão próximas (alto GHP – gradiente horizontal de pressão) e o vento é forte (linhas pontilhadas em km/h). Quando a parcela de ar entra na região máxima do jato, ela acelera e atravessa as linhas de 300 hPa em direção aos menores valores, e quando vai saindo da região de máxima do jato, diminui a sua velocidade e atravessa em direção aos maiores valores. O fluxo através dessas linhas desenvolvem áreas de divergência e convergência.

Fonte: Adaptado de Trewartha e Horn (1980).

Assim, boa parte da umidade que vem com os JBN, ao ascender, servem como combustível para a formação de nuvens do tipo Cb na região subtropical da AS. O conjunto dessas células convectivas individuais, nuvens Cb, aliado a uma camada de nuvens Ci, que vêm do topo das Cb maduras, formam os CCM. Conforme Viana (2011, pg. 09), “as primeiras tempestades desenvolvem-se tipicamente durante o entardecer e a transição para um sistema de grande escala, altamente organizado, ocorrem após o início da noite”.

O Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil sofrem os efeitos do desenvolvimento repentino dos CCM, especialmente no período entre novembro e abril (VELASCO e FRITSCH, 1987; SATYAMURTY *et al.*, 1998). Conforme Satyamurty *et al.* (1998), os CCM estão associados à instabilidade atmosférica, bem como à presença dos JBN, provenientes da Amazônia, e do JAN, mencionados acima (Figura 6).



**Figura 6** – Características dos sistemas de circulação atmosférica mais importantes sobre a América do Sul, no verão, na (a) Baixa Troposfera e na (b) Alta Troposfera. [IT = Linhas de Instabilidade Tropicais (IT); BC = Baixa do Chaco; JBN = Jatos de Baixos Níveis; BE = Baixa Equatorial; RA = Região Árida; RSA = Região Semiárida; CCM = Complexos Convectivos de Mesoescala; CONV = Atividade Convectiva; CG = Ciclogênese; ZCAS = Zona de Convergência do Atlântico Sul; AST = Alta Subtropical; AMP = Anticiclone Extratropical; B = Baixa Pressão; VC = Vórtice Ciclônico; AB = Alta da Bolívia; VNF = Vórtex de Núcleo Frio; FC = Fluxo de Cirrus; JST = Jato Subtropical; JP = Jato Polar].  
 Fonte: Adaptado de Satyamurty *et al.* (1998).

## 2.1 Características atmosféricas da região Sul do Brasil

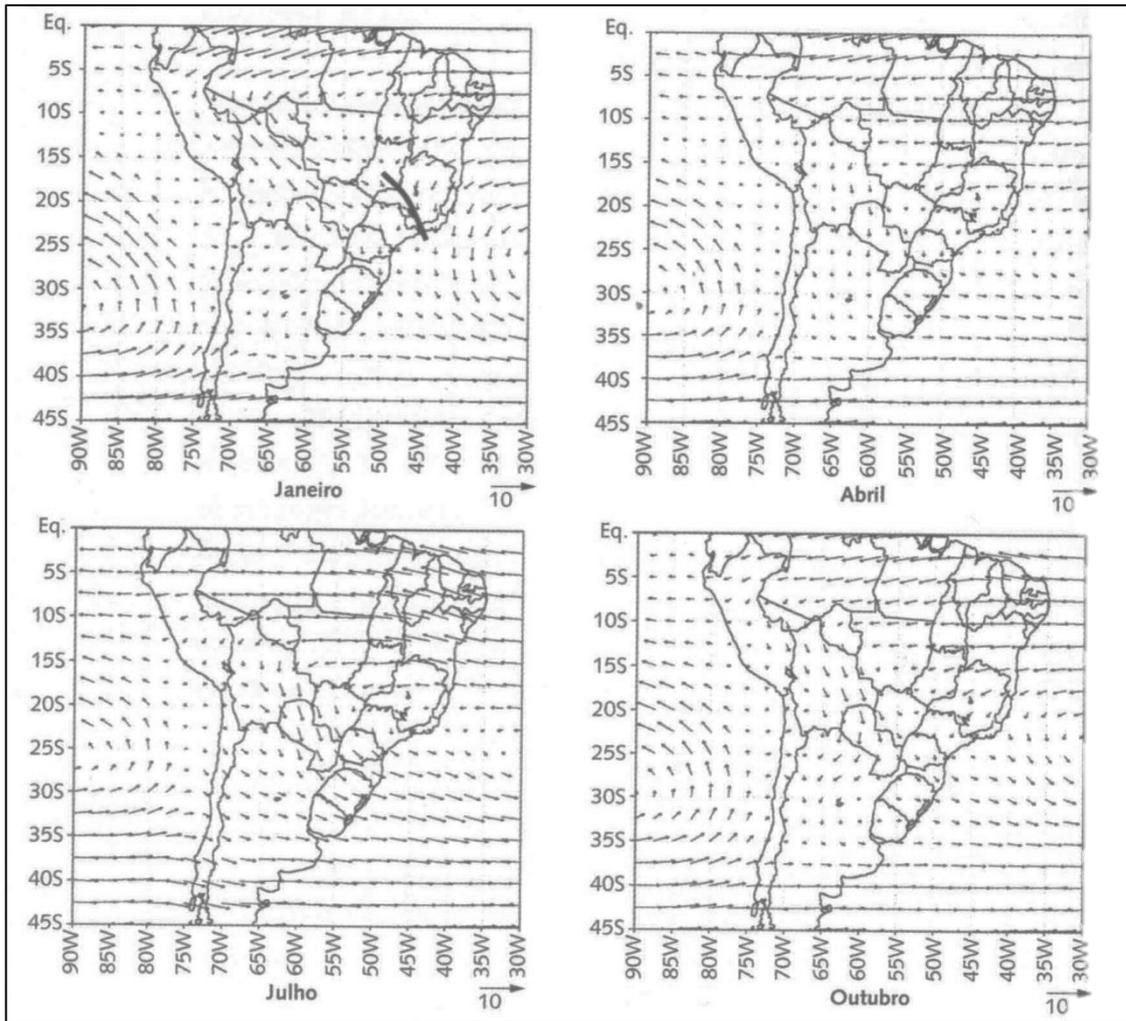
De acordo com Grimm (2009), a circulação atmosférica que compõe o clima regional do Sul do Brasil é bastante relevante para entendermos os processos que estão envolvidos na formação e dissipação dos CCM.

A autora afirma que o padrão de circulação em baixos níveis está associado ao deslocamento, entre verão e inverno, da alta do Atlântico Sul. No verão, a alta do Atlântico Sul é deslocada para leste, fazendo com que, no Oeste, ela não penetre no continente. Assim, o centro de baixa pressão continental desenvolve-se sobre a região do Chaco (no Paraguai).

Nimer (1989) adiciona ao papel das altas subtropicais outros centros de ação da AS que afetam o clima do Sul do Brasil, entre eles a alta pressão polar. Essa alta polar é bastante conhecida na região, já que ela sai estável e fria da região polar, mas adquire umidade no seu percurso, o que resulta em instabilidade atmosférica quando chega ao Sul do Brasil e encontra o ar mais aquecido. Conhecida como frente fria ou polar, resulta, primeiramente, em formação de nuvens e precipitação, seguida pela chegada de uma massa de ar frio, que vem após a frente, e faz com que as temperaturas diminuam, a precipitação acabe e o tempo fique estável (REBOITA *et al.*, 2012).

Existe ainda um fluxo transequatorial, que penetra no continente ao norte, é desviado para sudeste e gira ao redor da baixa continental, caracterizando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Dessa forma, parte do fluxo de umidade que vem de noroeste converge para essa ZCAS e parte para o Sul do Brasil, o que determina qual destas regiões vai receber mais precipitação (GRIMM, 2009). Embora a ZCAS tenha apenas uma influência indireta na região, Casarin e Kousky (1986) sugerem que ela pode induzir movimentos descendentes de ar no Sul do Brasil, o que inibe a formação de nuvens e conseqüente precipitação.

No inverno, não há fluxo transequatorial em direção ao sul, sendo apenas o fluxo do oceano Atlântico Sul que penetra no continente, ao sul do equador. Outra característica importante ocorre nas estações de transição, quando os ventos provenientes de norte ficam mais fortes, os JBN, trazendo altas temperaturas e umidade para a região Sul do Brasil (Figura 7).

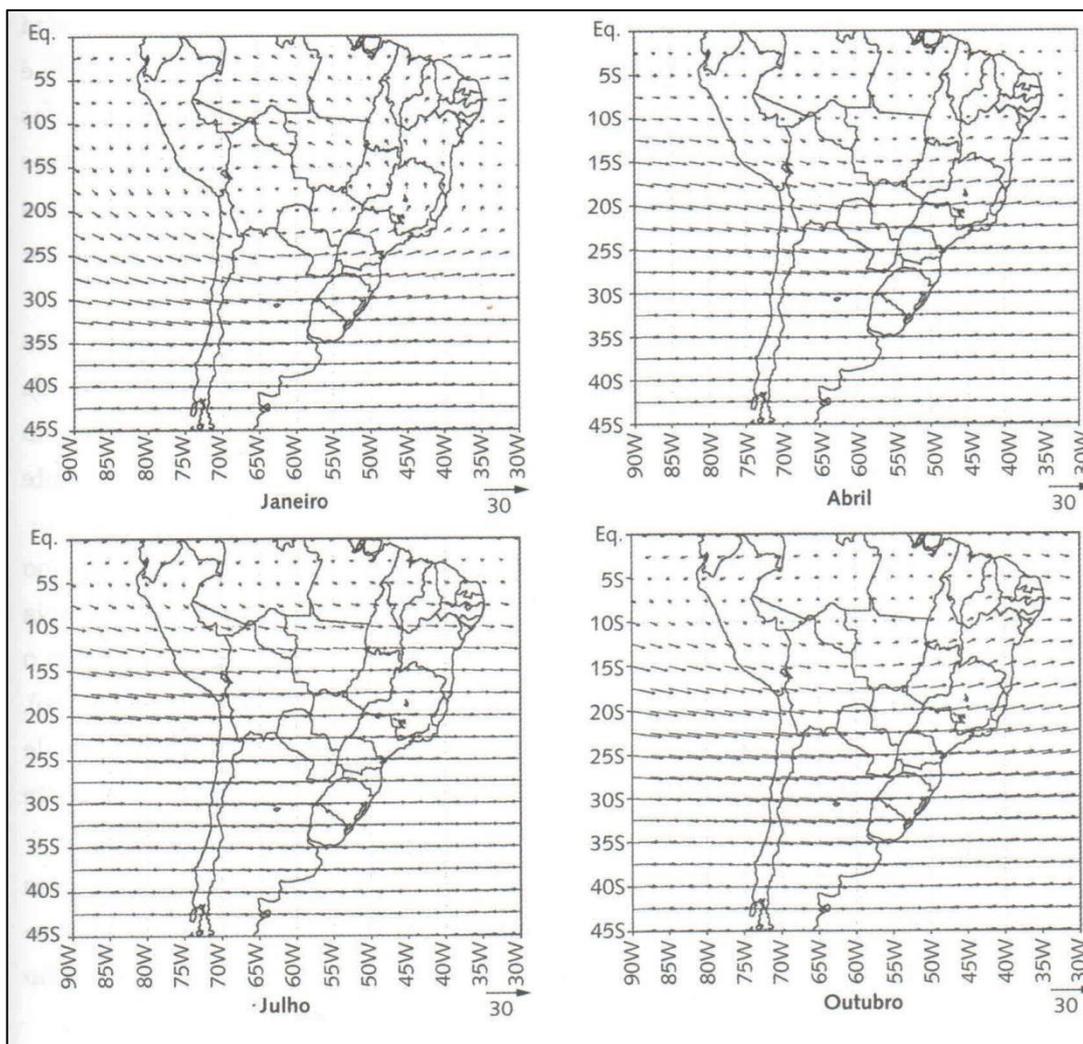


**Figura 7** - Vento em 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Fonte: Grimm (2009, p.266).

Na alta troposfera (200 hPa), por sua vez, Grimm (2009) ressaltava uma circulação bastante diferente da baixa troposfera. É a presença de ventos predominantemente de oeste, que ficam sobre a região Sul, os quais podem sofrer, diariamente, perturbações ondulatórias ligadas à pressão (Figura 8).

“Nas estações de transição, o jato subtropical de altos níveis está centrado sobre o sul do Brasil/nordeste da Argentina, o que influencia os máximos de precipitação na região e a ocorrência de complexos convectivos de mesoescala” (GRIMM, 2009, p. 267).



**Figura 8** - Vento em 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Fonte: Grimm (2009, p.267).

Reboita *et al.* (2009) lembram ainda que o Sul do Brasil está localizado entre duas regiões favoráveis à formação de ciclones, sendo elas a costa sul/sudeste do país e a região entre o Uruguai e extremo sul do Brasil. Esses ciclones modificam o tempo na região, já que estão associados a ventos fortes, precipitação e redução de temperatura onde atuam.

### 3 O QUE SÃO OS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

Os CCM pertencem ao grupo dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os quais foram definidos por Houze (1993) como: aglomerados de nuvens convectivas de formas variadas, podendo ser parcialmente estratiforme e parcialmente convectiva, apresentando área de precipitação contínua. Dentre os SCM existem as Linhas de Instabilidade, as quais possuem formato linear; os CCM, com formato circular, e os de formato irregular, chamados apenas de SCM.

Como foi brevemente abordado no capítulo introdutório, esses sistemas foram definidos por Maddox (1980) como um conjunto de nuvens Cb, espessas e frias, com formato circular e crescimento vertical, num intervalo de tempo de 6 a 12 horas, associadas a eventos de fortes rajadas de vento e intensa precipitação. Entre as consequências estão inundações, granizo, ventos, intensas tempestades elétricas e outros fenômenos severos, como tornados (MADDOX, 1980).

Segundo Cotton *et al.* (1989) e Rocha (1992), o formato circular pode ser o resultado de uma região com a presença de vorticidade anticiclônica, em altos níveis, e ciclônica em baixos níveis. Cotton *et al.* (1989) afirmam ainda que os CCM são bastante eficazes em produzir precipitação, com uma eficiência de precipitação<sup>4</sup> capaz de exceder os 100% no seu estágio maduro, devido à acumulação de água nas nuvens estratiformes iniciais, durante o período de estágio convectivo do sistema.

Como afirmam Campos *et al.* (2008), a evolução e manutenção dos CCM ainda são pouco conhecidas, principalmente no que se refere aos seus aspectos dinâmicos. Para Markowski e Richardson (2010), uma grande variedade vertical de cisalhamento de vento pode estar atrelada aos sistemas convectivos: desde ambientes de fraco cisalhamento (0 - 6 km, cisalhamento  $\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ ), quanto os ambientes que suportam supercélulas (0 - 6 km, cisalhamento  $> 20 \text{ m s}^{-1}$ ). Os autores também afirmam que os valores de Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE), associados aos sistemas convectivos, também varia entre 500 e  $5000 \text{ J kg}^{-1}$ .

A partir da necessidade de confirmar algumas incertezas e também para entender a evolução dos CCM, Cotton *et al.* (1989) elaboraram uma análise

---

<sup>4</sup> A eficiência de precipitação de uma tempestade é definida como “a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor de água que entra na base da nuvem” (DIAS, 1987, p.134).

composta e usaram os estudos de Maddox (1981), considerando 134 CCM ocorridos nos EUA. O resultado do estudo gerou a sugestão de um modelo conceitual de evolução desses sistemas, os quais devem seguir as seguintes características:

1) Estágio pré-CCM: nesta fase, a escala de circulação sinótica, na baixa troposfera, promove a convergência de umidade e ar potencialmente instável para a área geradora do CCM, o que vai impulsionar a convecção profunda. Além disso, contribuem para a formação do CCM a posição do eixo horizontal de umidade, do jato de baixo nível e da zona de divergência em alto nível.

2) Estágio inicial do CCM: o sistema, normalmente, desenvolve-se próximo a uma zona frontal superficial. Ao exportar energia para os altos níveis da troposfera, guiado por um fluxo de ar de nível médio, o CCM recebe fluxo de umidade na baixa troposfera para compensar. A dupla convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, auxilia na entrada e saída de massa pelo longo período de convecção, enquanto a liberação de calor latente impulsiona a convergência nos níveis baixo e médio, proporcionando combustível para alimentar o CCM.

3) Estágio de crescimento do CCM: durante o estágio de crescimento do sistema, o elevado gradiente de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ )<sup>5</sup>, entre a baixa e a média troposfera, permite a alimentação do CCM pela primeira, assim como mantém um ambiente instável para o seu desenvolvimento. Nessa fase, a convergência em baixos níveis se expande e se eleva à média troposfera (400 mb), junto com o aquecimento máximo dessa camada, o que estimula o desenvolvimento de convergência no nível médio.

4) Estágio maduro do CCM: a intensificação da convergência em nível médio, associada ao desenvolvimento de um cisalhamento ciclônico, é o que mantém o sistema nesta fase. Entretanto, uma intensa camada

---

<sup>5</sup> A temperatura potencial equivalente é a temperatura que uma parcela de ar teria se toda sua umidade fosse condensada por um processo pseudo-adiabático, e esta amostra então trazida adiabaticamente seca ao nível de 1000 hPa (ALCANTARA e CAMARGO, 1969).

descendente neste estágio, reflete a presença concomitante de uma descendência em mesoescala. A presença de cisalhamento anticiclônico em altos níveis também é evidente. Em relação à precipitação, a eficiência atinge 113% e são fornecidos mais 13% da atmosfera nebulosa, que acumulou água durante os estágios anteriores do sistema.

5) Estágio de decaimento do CCM: neste estágio o sistema move-se para leste, em zonas onde há menos suporte de umidade e menos instabilidade. Essas condições desfavoráveis vão causando o enfraquecimento do CCM, ou pelo menos das suas circulação e convecção em baixos níveis. No entanto, a circulação ciclônica segue, em nível médio, bem como a anticiclônica, em altos níveis. A precipitação também começa a decair, embora sua eficiência ainda seja alta (86%).

6) Dissipação e estágio posterior ao CCM: durante a dissipação o CCM segue movendo-se em direção leste, com zonas ainda menos providas de umidade e praticamente sem mecanismos de força e instabilidade. Além disso, esta fase ocorre, normalmente, nas primeiras horas da manhã, momento em que a superfície não está aquecida, ou seja, não há fonte de calor. Todas as outras características também começam a decair, embora ainda presentes de alguma forma. Como exemplo, a precipitação, que tem sua eficiência nesta fase abaixo de 50%.

A partir deste breve modelo conceitual proposto por Cotton *et al.* (1989), é possível entender alguns dos pré-requisitos para poder classificar um evento extremo como CCM. Contudo, é fundamental considerar os parâmetros físicos propostos por Maddox (1980), detalhados no Quadro 1.

**Quadro 1** – Definição de CCM baseado em características físicas.

<b>Tamanho A</b>	Região com temperaturas de topos nebulosos $\leq -32^{\circ}\text{C}$ em uma área $\geq 100.000 \text{ km}^2$
<b>Tamanho B</b>	Núcleo com temperaturas de topos nebulosos $\leq -52^{\circ}\text{C}$ em uma área $\geq 50.000 \text{ km}^2$
<b>Início</b>	Quando as definições de tamanho A e B forem satisfeitas
<b>Duração</b>	Quando as definições de tamanho A e B forem mantidas por um período $\geq 6$ horas
<b>Máxima extensão</b>	Quando a região definida em A alcançar o tamanho máximo
<b>Forma</b>	Excentricidade $\geq 0,7$ no instante de máxima extensão
<b>Término</b>	Quando as definições de tamanho A e B não mais forem satisfeitas

Fonte: Adaptado de Maddox (1980).

### 3.1 Distribuição Geográfica dos CCM

A ocorrência de CCM não é exclusiva da AS ou dos Estados Unidos da América (EUA). Esses eventos ocorrem em todos os continentes e nos oceanos tropicais, exceto na Antártica (LAING e FRITCSH, 1997). Com uma compilação de dados que compreende 714 CCM do mundo, 475 no Hemisfério Norte e 239 do Hemisfério Sul, os autores localizam geograficamente (Tabela 1) e caracterizam os principais parâmetros desses eventos meteorológicos.

**Tabela 1** – Distribuição global da população de CCM.

<b>Localização</b>	<b>População global (%)</b>
Continente	91,6
Oceano	8,4
Hemisfério Norte	66,5
Hemisfério Sul	33,5

Fonte: Adaptado de Laing e Fritsch (1997).

De acordo com Laing e Fritsch (1997), cerca de 400 CCM ocorrem, anualmente, no Planeta, principalmente sobre as regiões continentais. Eles são tipicamente noturnos, responsáveis pela formação de um campo de nuvens frias com área de, aproximadamente, 350.000 km<sup>2</sup> e duração de cerca de 10h. Em baixos níveis atmosféricos, frequentemente há altas temperaturas, advecção de umidade e JBN (MADDOX, 1983; COTTON *et al.* 1989; AUGUSTINE e HOWARD,1991).

Algumas outras características dos CCM, em escala global, são destacadas por Laing e Fritsch (1997):

- 1) Os CCM do Hemisfério Sul costumam iniciar e terminar mais tarde que os do Hemisfério Norte;
- 2) Os CCM tendem a seguir o Sol, ou seja, variam sua localização e ocorrência dos 35° S, em janeiro, aos 50° N, no verão boreal. Essa variação está relacionada com a posição da corrente de jato, em altos níveis, nos períodos quentes do ano.
- 3) O tamanho, a localização e a frequência dos CCM são sensíveis à influência de padrões de grande escala. Ou seja, esses padrões podem ser favoráveis à formação de CCM ou mesmo inibir o seu desenvolvimento. Exemplo de padrões de grande escala: ENOS (El Niño Oscilação Sul).
- 4) Os CCM ocorrem, com mais frequência, entre as zonas de gradiente de emissão de radiação de ondas longas (ROL) máxima e mínima, especialmente ao longo da periferia de uma zona de significativa ROL mínima ( $\leq 225 \text{ Wm}^{-2}$ ).

No entanto, ainda faz-se necessário compreender como é o funcionamento desse sistema na AS e no Sul do Brasil, questões explicitadas a seguir.

### **3.2 CCM na América do Sul**

As semelhanças das condições meteorológicas que formam os CCM na AS e nos EUA, faz com que pesquisadores comparem os eventos que ocorrem nessas duas regiões do Planeta. Uma das principais características, ao se fazer essa comparação, é que na AS, em especial, esses eventos costumam ser um pouco

mais duradouros, entre 10 e 20h, se desenvolvem um pouco mais tarde (após às 17h) e são maiores em área e mais frequentes (VELASCO e FRITSCH, 1987; CAMPOS *et al.*, 2008, DURKEE e MOTE, 2009).

Além disso, entre as principais características dos CCM, formados nas regiões subtropicais do Hemisfério Sul, está a sua região de ocorrência preferencial, as quais são o norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil, durante a primavera e o verão.

Diversos autores, ao estudarem os principais períodos de ocorrência dessas condições meteorológicas extremas, identificaram a maioria delas nas estações de transição (primavera e outono) e também no verão, conforme o Quadro 2.

**Quadro 2** - Época de ocorrência dos CCM subtropicais estudados por diversos autores.

<b>Autores</b>	<b>Época do CCM</b>
Cavalcanti (1982)	Primavera
Guedes (1985)	Primavera
Velasco e Fritsch (1987)	Primavera Verão e Outono
Scolar e Figueiredo (1990)	Inverno
Rocha (1992)	Verão
Duquia e Silva Dias (1994)	Primavera
Abdoulaev et al (1994)	Verão
Custódio e Herdies (1994)	Primavera
Figueiredo e Scolar (1996)	Primavera e Verão
Viana (2006)	Primavera e Verão
Durkee e Mote (2009)	Primavera e Verão
Moraes (2014)	Outono

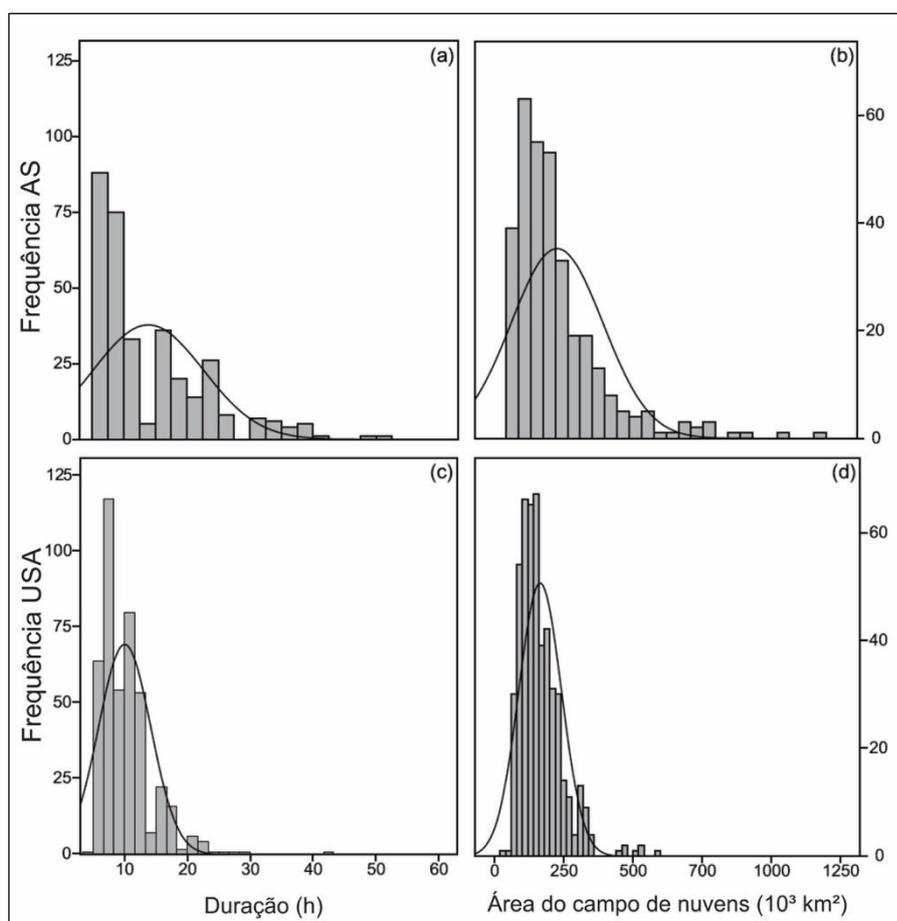
Fonte: Modificado de CPTEC/INPE.

Como já foi abordado no capítulo 2, sua origem está atrelada à presença dos JBN e JAN, e sua trajetória inicia a leste dos Andes (cerca de 25° S) e sobre os vales dos rios Paraná e Paraguai, partindo para atingir o Sul do Brasil, Uruguai e

Argentina. Sua formação ocorre durante a noite, sendo que as primeiras células que antecedem a classificação como CCM podem aparecer já no início da tarde. A máxima extensão acontece durante a madrugada e a dissipação por volta das 12h do dia seguinte (VELASCO & FRITSCH, 1987; SILVA DIAS, 1987; SILVA DIAS, 1996; CAMPOS *et al.*, 2008).

De acordo com Laing e Fritsch (2000), são as características climáticas e geográficas, que fazem com que a AS esteja entre as regiões preferenciais de atuação dos CCM. Entre os atributos físicos diferenciais da AS os autores destacam, principalmente, a grande fonte de umidade proveniente da bacia amazônica, que é transportada para o Sul do continente através dos JBN.

Dessa forma, afirmam Durkee *et al.* (2009), os CCM da AS acabam tendo um ciclo de vida com pelo menos 2 horas a mais de duração, do que os dos EUA, e com um campo de nuvens frias contínuo com área 23 mil km<sup>2</sup> maior (Figura 9).



**Figura 9** – Histogramas de comparação entre duração e área do campo de nuvens dos CCM na AS (a, b) e EUA (c, d).

Fonte: Adaptado de Durkee *et al.* (2009).

Com base em dados de maio de 1981 a maio de 1983, Velasco e Fritsch (1987) realizaram um importante estudo sobre os CCM na AS. Seus resultados, embora com uma análise temporal menor que a feita por Durkee *et al.* (2009), também revelam que os CCM na AS podem ser até 60% maiores que os dos EUA e mais frequentes.

Os autores sugerem ainda que, além da presença da bacia Amazônica e sua grande fonte de umidade e calor, outro fator que contribuiria para formar CCM maiores na AS seria a altura da tropopausa durante os meses de verão. Dessa forma, uma tropopausa elevada (até 100 hPa) permite que os topos das nuvens atinjam altitudes igualmente elevadas, formando campos de nuvens Cb com topos mais frios, se comparados aos dos EUA, que ficam em 150 hPa (VELASCO e FRITSCH, 1987).

Além disso, no que se refere à precipitação, Durkee *et al.* (2009) destacam que os CCM contribuem com pelo menos 11 a 20% do total mensal na AS, nas estações quentes analisadas (de outubro a maio de 1998-2007). Entre novembro e fevereiro 20 a 30% da precipitação foi proveniente dos CCM, chegando a 50% em dezembro.

### **3.3 CCM no Sul do Brasil**

Após uma revisão bibliográfica não foram encontrados trabalhos que estudem, especificamente, os CCM no Sul do Brasil. Apenas foram encontrados, e já mencionados aqui, trabalhos que analisam a AS ou, mais detalhadamente, o sul e centro-sul da AS.

Para os estados brasileiros de Santa Catarina e Paraná, por exemplo, não se localizou estudos sobre ocorrência de CCM. Por outro lado, no RS já foram realizados alguns trabalhos relevantes sobre características físicas, desastres e precipitação associados aos CCM.

Nos últimos anos, tem-se divulgado de forma recorrente na imprensa gaúcha situações de desastres no RS. Muitas delas, no entanto, podem estar ligadas aos CCM, já que as características de vendavais e precipitação intensa, bem como a rápida formação e dissipação dos eventos, condizem com a evolução desses sistemas convectivos.

O papel dos CCM no RS, conforme Abdoulaev (1996), é influenciar na precipitação e no desencadeamento de desastres. No que se refere à precipitação, Viana *et al.* (2009, pg. 93) afirmam que “a distribuição da precipitação observada no verão e nas estações de transição sugere que os CCM sejam um dos mecanismos responsáveis pelos acumulados registrados em toda a Região Sul”.

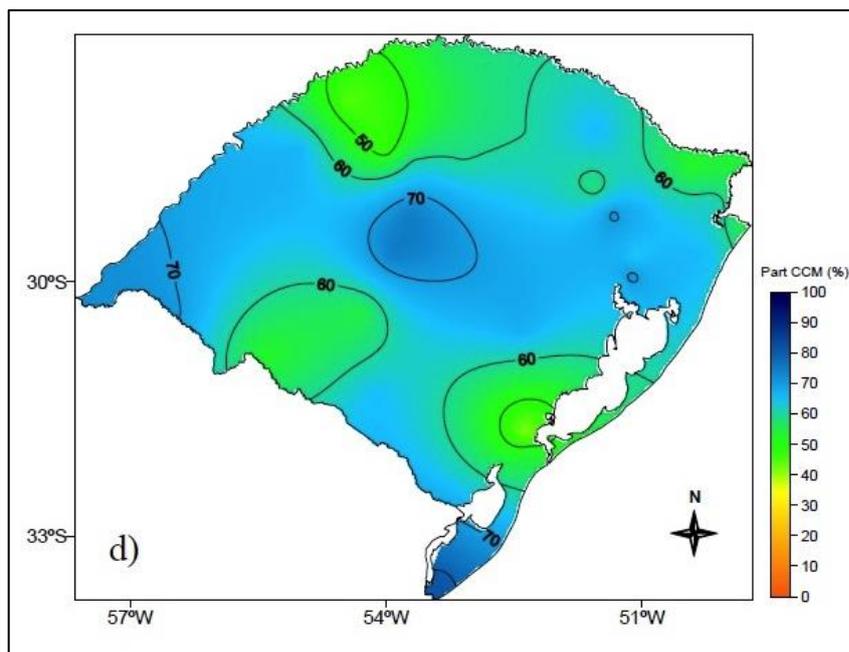
Entre os estudos realizados sobre CCM ocorridos no RS, temos dois exemplos recentes que utilizaram os mesmos métodos e técnicas para a identificação e análise dos eventos. O primeiro deles, realizado por Viana (2006) avalia a precipitação e desastres associados aos CCM entre outubro e dezembro de 2003. O segundo é um estudo de caso feito por Moraes (2014), cuja análise é relativa ao CCM ocorrido nos dias 22 e 23 de abril de 2011, também considerando a precipitação e os desastres associados.

Viana (2006) utilizou dados diários de 31 estações meteorológicas das redes da Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET – 8º DISME); imagens do satélite GOES-12 e o software FORTRACC (*Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters*) para classificar os CCM; dados da Defesa Civil do RS, bem como notícias veiculadas no jornal Correio do Povo, como material de apoio.

Seus resultados encontraram 22 CCM atuando sobre o RS no período estudado, dos quais sete em outubro, sete em novembro e oito em dezembro de 2003. Esses eventos se formaram entre as regiões norte e central da Argentina, Paraguai, Uruguai e no próprio RS.

O ciclo de vida médio desses eventos foi de 18,6 h, sendo os eventos de maior duração aqueles que ocorreram em dezembro (27,2 h). A área média desses eventos, durante o momento de maior extensão, atingiu 1.090.000 km<sup>2</sup> (considerando os topos nebulosos  $\leq -32^{\circ}\text{C}$ ) e 416.000 km<sup>2</sup> (referente ao tamanho do núcleo frio do CCM com limiar  $\leq -52^{\circ}\text{C}$ ).

Com relação à precipitação média dos eventos de CCM, Viana (2006) ressalta que 361 mm foram acumulados no trimestre analisado, o que indica que quase dois terços da precipitação registrada no período (63%) foi resultado da atuação de CCM (Figura 10). As consequências foram o registro na Defesa Civil do RS de 87 casos de eventos extremos associados aos CCM entre outubro e dezembro de 2003.



**Figura 10** – Participação da precipitação de CCM, acumulada no trimestre de outubro a dezembro de 2003, em relação ao total (%) no RS.

Fonte: Viana (2006).

Utilizando a mesma metodologia, Moraes (2014), avaliou o evento extremo que atingiu o RS, nos dias 22 e 23 de abril de 2011, tendo se formado a noroeste do Estado. Foram usados dados de precipitação de oito estações meteorológicas do INMET, localizadas em áreas por onde o CCM passou; imagens do satélite GOES-12 e o software FORTRACC para classificar os CCM; dados da Defesa Civil do RS, e também notícias veiculadas no jornal Zero Hora.

Segundo os dados da Defesa Civil do RS, 25 cidades foram afetadas pelo evento, com ênfase na região metropolitana de Porto Alegre. Os principais impactos estão ligados a alagamentos, deslizamentos, enchentes, enxurradas, granizo, inundações, tornados e vendavais.

No que se refere à precipitação, 43% da média total esperada para o mês de abril acumulou durante a passagem do CCM, que durou cerca de 19,5 h (veja detalhes na Tabela 2). Seu tamanho, durante o momento de máxima extensão, foi de 948.144 km<sup>2</sup> (considerando os topos nebulosos  $\leq -32^{\circ}\text{C}$ ) e 174.080 km<sup>2</sup> (referente ao tamanho do núcleo frio do CCM com limiar  $\leq -52^{\circ}\text{C}$ ).

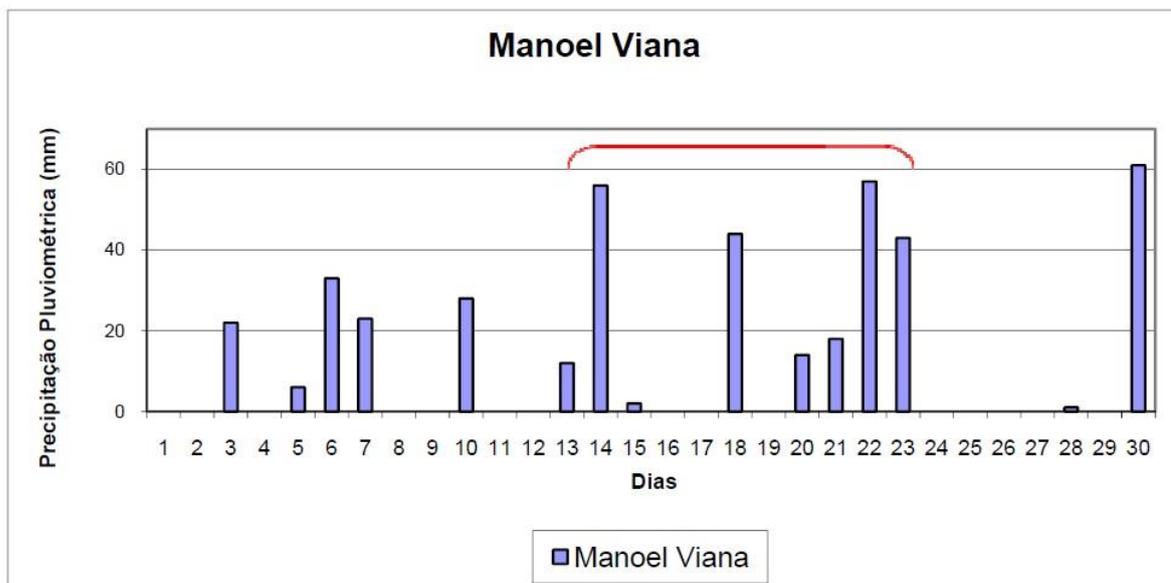
**Tabela 2** – Precipitação acumulada durante o CCM e a série climatológica de 1975-2004.

<b>Estação</b>	<b>Cidades correspondentes</b>	<b>1975-2004 (mm)</b>	<b>CCM (mm)</b>
Bagé	Piratini	175	36
Bento Gonçalves	Harmonia, São Sebastião do Caí, Ivoti, Lindolfo Collor, Pareci Novo, Parobé, Paverama e Fazenda Vilanova	92,7	48,4
Caxias do Sul	Harmonia, São Sebastião do Caí, Ivoti, Lindolfo Collor, Pareci Novo, Parobé, Paverama, Arvorezinha e Fazenda Vilanova	139	63,2
Cruz Alta	Arvorezinha	149	68,8
Porto Alegre	Portão, Tabaí, Sapiranga, Novo Hamburgo, Montenegro, Capela de Santana, Harmonia, São Sebastião do Caí, Ivoti, Lindolfo Collor, Pareci Novo, Parobé, Paverama e Fazenda Vilanova	121	77,2
Rio Grande	Piratini	112	20
Santa Rosa	Cândido Godói, Porto Xavier e São Paulo das Missões	159	68,8
São Luiz Gonzaga	Cândido Godói, Porto Xavier e São Paulo das Missões	210	111,7

Fonte: Moraes (2014).

O trabalho de Turcato (2010) também é relevante para mostrar a frequência e as principais consequências dos CCM no RS. Utilizando imagens do satélite GOES 10 e GOES 12, quatro estações meteorológicas da Agência Nacional de Águas (ANA) e dados da Defesa Civil do RS, a autora identifica 15 eventos de CCM ocorrendo somente durante o mês de novembro de 2009, nas proximidades do município de Manuel Viana, no RS.

Esses eventos foram responsáveis por registros de vendaval e estado de emergência no município. Além disso, resultaram em um acumulado de precipitação mensal de 420 mm (186,5% acima da média esperada), com destaque para o período entre os dias 14 e 23 de novembro de 2009, com a precipitação de 58% do total acumulado (Figura 11).



**Figura 11** – Precipitação decorrente de CCM em novembro de 2009 em Manoel Viana – RS, com destaque em vermelho para o período de 14 a 23 de novembro, cujo total acumulado representou 58% da precipitação mensal.

Fonte: Turcato (2010).

Em uma análise um pouco mais ampla, incluindo todos os tipos de SCM (CCM, LI e SCM), Campos e Eichholz (2011) fizeram um levantamento de casos entre 2004 e 2008 no RS. Também utilizando o FORTRACC e imagens GOES no canal 4 (infravermelho termal) para identificação, os autores encontraram 626 SCM que afetaram o RS no período. Entre suas principais características, destacam: a maioria ocorreu no trimestre mais quentes do ano e seu tempo de vida variou entre 6 e 12h; os SCM mais duradouros foram os que cobriram áreas maiores; formaram-se dentro e em torno da área que compreende o RS, com iniciação preferencial sobre o continente, e apresentaram uma trajetória média preferencial de oeste para leste.

#### 4 AMBIENTE ATMOSFÉRICO PARA FORMAÇÃO DE CCM

Entender as condições meteorológicas em grande escala, que são favoráveis para o desenvolvimento de CCM, é fundamental para contribuir com a previsão do tempo e, idealmente, com a prevenção de desastres associados a esses eventos. Embora alguns estudos já tenham sido realizados, os CCM ainda são de difícil previsão, por não estarem comumente associados a outro evento meteorológico prévio.

Entretanto, existem algumas características atmosféricas, próprias para a formação de CCM, que já foram detectadas em estudos anteriores, as quais poderiam auxiliar na compreensão de novos componentes meteorológicos que compõem esses sistemas.

Como pioneiro no estudo e classificação de CCM, Maddox (1983) também foi o primeiro a definir as condições meteorológicas em grande escala associada com a formação desses sistemas convectivos nos EUA. Sua análise avaliou 10 CCM ocorridos nos anos de 1975, 1977 e 1978. Além da presença dos JBN e JAN, já explicados anteriormente, o autor sugere que a região de formação desses eventos, que ele chamou de região gênese, possui advecção de umidade e instabilidade convectiva na baixa troposfera, forçando circulação vertical do ar.

Posteriormente, o estudo de Laing e Fritsch (2000) abrangeu as características dos ambientes em grande escala que estão presente na formação da população global dos CCM, entre os anos de 1981 e 1987. Entre as mais comuns, presentes anteriormente ao desenvolvimento dos sistemas convectivos na África, Austrália, China, América do Sul e Estados Unidos está a proeminente zona baroclínica<sup>6</sup>, caracterizada localmente por valores altos de cisalhamento vertical do vento, em baixa troposfera, e de potencial de energia convectiva disponível (CAPE, definida no item 5.2).

Além disso, a região gênese é marcada pela presença de umidade absoluta máxima, bem como convergência em baixos níveis, divergência em altos níveis, e

---

<sup>6</sup> A zona baroclínica é caracterizada pela diferença horizontal de temperatura, provocando a advecção termal. Essa liberação de energia cinética tende a produzir uma grande circulação de ar. Além disso, as isóbaras e isotermas não coincidem, o que faz com que a temperatura varie sobre as isóbaras e a pressão sobre as isotermas (VASQUEZ, 2011).

vorticidade<sup>7</sup> máxima em níveis médios, associada a um cavado de onda curta<sup>8</sup> (LAING e FRITSCH, 2000).

Markowski e Richardson (2010) também indicam a presença de um cavado de onda curta, que se move em direção a uma crista de onda longa<sup>9</sup>, para a formação do CCM. A presença de uma forte advecção quente de baixo nível também é destacada pelos autores.

#### 4.1 Característica média do ambiente em grande escala na AS

O estudo de Borque *et al.* (2006) reafirma alguns fatores atmosféricos que seriam responsáveis pela criação de um ambiente favorável ao desenvolvimento de CCM na AS. Entre eles, a presença do JBN, que transporte ar quente e umidade do norte, nesse caso, da Amazônia. Seus atributos geram condição instável, através de advecção de calor e umidade, que foi observada como persistente durante os dias de estudo. Essa advecção úmida é responsável pelo aumento do vapor de água na atmosfera e, conseqüentemente, pelo aumento da umidade atmosférica. Assim, uma parcela de ar saturada e aquecida favorece a formação de uma atmosfera instável, pois ela é mais quente (e leve) que o ambiente, podendo ascender aceleradamente, condensar e formar nuvens (MIGUENS, 2000).

Outros autores também ressaltam a importância dos JBN na formação dos CCM na AS. Sugahara *et al.* (1994) e Campos e Echholz (2011), afirmam que esses jatos surgem pelas ondas baroclínicas, que resultam na diminuição da pressão em baixos níveis, no Sul da AS, forçando o fluxo de ar sobre a Amazônia a tornar-se de norte e dirigir-se para as latitudes mais altas, levando calor e umidade. Esse escoamento de norte gera turbulência, através do cisalhamento do vento, e é um dos mecanismos de disparo da instabilidade potencial, que favorece a formação de

---

<sup>7</sup> Vorticidade é definida pela medida de rotação do ar, em radianos por segundo. Pode ser decorrente de cisalhamento, curvatura ou a combinação desses dois fatores (VASQUEZ, 2011).

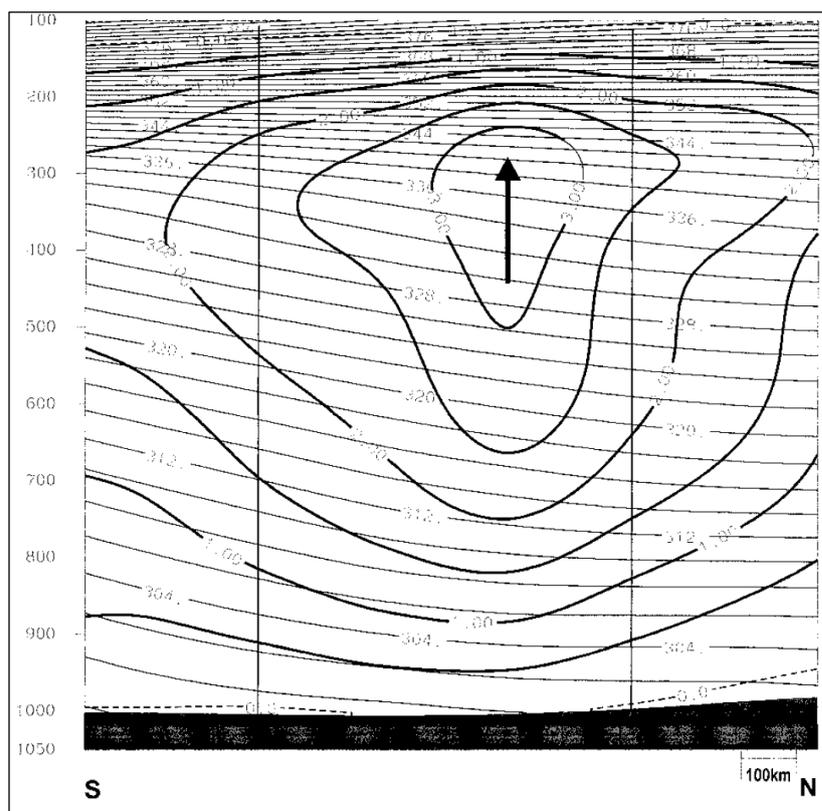
<sup>8</sup> As ondas curtas são ondas de pequena escala que estão associadas com advecção de temperatura e movimentos verticais. Seu comprimento de onda varia entre 1 a 40 graus e sua amplitude média vai de 160 a 1600 km. No caso dos cavados, eles são definidos meteorologicamente como áreas alongadas de relativa baixa pressão atmosférica. Assim, um cavado de onda curta está ligado à advecção termal e movimento vertical ascendente (VASQUEZ, 2011; AMS, 2012).

<sup>9</sup> As ondas longas, também conhecidas como Ondas de Rossby, podem ter seu comprimento de onda entre 50 e 120 graus, com amplitude média entre 2400 e 2900 km, e são encontradas na alta troposfera (entre 300 e 200 hPa). As cristas, por sua vez, são definidas como áreas alongadas de relativa alta pressão atmosférica. Conseqüentemente, uma crista de onda longa está associada com temperaturas altas, e pode sofrer influência do posicionamento dos JAN e dos cavados (VASQUEZ, 2011).

eventos extremos na AS (Virji, 1981; Sugahara *et al.*, 1994; Nogues-Paegle & Mo, 1997; Seluchi & Marengo, 2000; Marengo *et al.*, 2004).

Conforme Paegle (1998) e Souza (2005) há convergência de umidade e ascensão de ar úmido na região de saída do JBN, o que inicia a formação do CCM.

Laing e Fritsch (2000) destacam ainda a presença de movimento vertical maximizado sobre a região de formação do CCM, devido a forte entrada de uma camada espessa de umidade (Figura 12).



**Figura 12** – Movimento vertical detectado na região gênese do CCM (seção obtida através de uma linha de corte no sentido norte-sul). Corte transversal da temperatura potencial (linhas finas com intervalos de 2 k) e movimento vertical (linhas grossas, em  $\text{cm s}^{-1}$ ).

Fonte: Laing e Fritsch (2000).

A barreira física também é importante para o acúmulo dessa umidade e para o seu direcionamento ao sul, papel desempenhado pelos Andes. Além disso, os autores sugerem que os ventos em 500 hPa e o padrão de vorticidade resultante indicam a presença de um cavado enfraquecido (atenuado) entre a costa oeste da AS e a borda oeste da região de formação do CCM.

Laing e Fritsch (2000) indicam que, a 700 hPa, há um valor local máximo de razão de mistura<sup>10</sup> sobre a região gênese. Essa combinação de umidade, e o forte fluxo de ar, em baixos níveis, sugerem que o movimento vertical é maximizado e tende a persistir sobre a região de formação do CCM.

Os autores destacam, ainda, a liberação de calor latente e baixas pressões, em níveis baixos e médios da troposfera, que vai aumentando com a altitude. Em altitude, também foi detectada a presença do jato subtropical, posicionado ao sul da região gênese, com fluxo divergente. Como já foi mencionado anteriormente, esse JAN em acoplamento com a saída do JBN (em sua porção convergente) é o que propicia a convecção e formação de CCM, pela convergência do ar em superfície e divergência em altitude.

Importante ressaltar ainda, que o ambiente atmosférico de formação do CCM apresenta como principais agentes de desestabilização, no que se refere à convecção profunda, “o resfriamento da alta troposfera pela ascensão adiabática e pelo resfriamento radiativo, e o aquecimento e umedecimento da baixa troposfera pelos fluxos turbulentos na superfície, evaporação, convergência de umidade e radiação” (DIAS, 1987, pg.147).

Guedes (1985), ao analisar o ambiente de formação dos SCM, no norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil, destacou a análise sinótica em níveis de 850, 500 e 250 hPa, como pode ser visto a seguir:

- **Condições em 850 hPa:** presença de um cavado bem definido a oeste do sistema; a leste do sistema deve haver a formação de uma crista; a temperatura mais alta ocorre próximo e ao norte do sistema; a razão de mistura apresenta a formação de uma crista proveniente da região amazônica, com valores mais elevados ao norte do SCM; vento com procedência de norte, com centro de velocidade máxima em torno de  $10 \text{ m s}^{-1}$  ao norte do sistema (JBN).
- **Condições em 500 hPa:** esse nível é pouco marcante em termos de análise de ocorrência dos sistemas, apenas indicando um pequeno cavado a noroeste do SCM e vento de sudoeste.

---

<sup>10</sup> A razão de mistura, segundo Varejão-Silva (2006), é o quociente entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco na qual o vapor está contido, a uma dada pressão atmosférica e temperatura.

- **Condições em 250 hPa:** presença de um cavado a noroeste do sistema; vento zonal, levemente de sudoeste com centro de velocidade máxima ao sul do sistema, onde a cortante horizontal na direção norte-sul é forte (vento passa de  $32 \text{ m s}^{-1}$  a  $16 \text{ m s}^{-1}$  em menos de 600 km); o sistema está localizado no lado equatorial do jato.

## 5 MÉTODOS E TÉCNICAS

Com o intuito de coletar e analisar os dados, referentes às características atmosféricas presentes nas horas antecedentes à formação dos CCM na AS, mais precisamente, no Sul do Brasil, este trabalho utilizou uma base de dados de CCM em MS Excel, as reanálises do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), o software Python 2.7 e o método estatístico de Análise de Componentes Principais (ACP). Os procedimentos foram baseados em referências bibliográficas de trabalhos anteriores, quando disponíveis, que buscassem resultados semelhantes.

### 5.1 Base dos dados de CCM (1998-2007)

A base inicial dos dados consiste em uma tabela MS Excel, que contém características físicas dos CCM, que ocorreram entre 1998 e 2007 na AS. Essa tabela foi desenvolvida por Durkee e Mote (2009) e disponibilizada para este trabalho durante uma visita ao Departamento de Geografia, da Universidade da Geórgia (UGA), pelo contato com um dos autores, o professor Dr. Thomas Mote.

O material contém 1.616 sistemas convectivos, dos quais, inicialmente, 330 foram classificados como CCM. Posteriormente, uma reclassificação dos valores de excentricidade foi feita por Mattingly (2014) e, então se chegou ao total de 303 CCM para a AS, visto que 27 eventos não possuíam excentricidade  $\geq 0,7$  no momento de máxima extensão ( $\text{km}^2$ ) do evento, valor que havia sido arredondado pelo Excel. Esses eventos foram identificados no período entre 1998 e 2007, durante as estações quentes (outubro a maio). Os dados foram gerados a partir das imagens dos satélites geoestacionários GOES-8 e GOES-12, do processo de identificação automática de topo de nuvem, do uso da ACP, bem como da observação manual da sequência de imagens para determinar o trajeto e as características individuais dos sistemas (DURKEE e MOTE, 2009). Essa base de dados contém informações como duração, tamanho, localização, excentricidade dos sistemas convectivos.

A partir dessa base de dados, foram selecionados os dois grupos de CCM: os que atingiram o Sul do Brasil, entre as latitudes 22°30'58" e 33°45'03" S e as longitudes 48°05' e 57°40'57" W (Figura 1, área destacada em branco), totalizando 96 CCM para a amostra; e os que atuaram em outras regiões da AS, formando um

grupo de 207. Em seguida, foram verificados os horários iniciais de cada um desses CCM, o que serviu como base para saber que horário coletar os dados de reanálise do CFSR (explicação no próximo tópico).

No grupo dos 207 CCM, havia 39 casos de CMM oceânicos, que não foram considerados para a análise do ambiente atmosférico por esse estudo, já que neste momento pretende-se caracterizar e diferenciar apenas os ambientes atmosféricos dos CCM continentais. Contudo, eles foram considerados para a comparação das características morfológicas dos CCM (Tabela 3). Um evento foi considerado oceânico quando ele iniciou sua vida sobre o oceano e teve dois dos três momentos mais críticos (de maior excentricidade) sobre o oceano (DURKEE e MOTE, 2009).

## 5.2 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)

O *National Center for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* teve sua primeira versão lançada em janeiro de 2010, que compreendia dados entre 1979 a 2009. Posteriormente, foi atualizado, e hoje seus dados vão de janeiro de 1979 a dezembro de 2010.

O CFSR é a terceira geração de produtos de reanálise<sup>11</sup>. Foi planejado e executado como um sistema global, de alta resolução, que acopla atmosfera-oceano-superfície terrestre-gelo para fornecer a melhor estimativa do estado desses sistemas ao longo do período disponível. Seu modelo atmosférico global tem resolução espacial de 38 km (T382) com 64 níveis, que se estendem da superfície até 0.266 hPa. Os produtos estão disponíveis com resolução horizontal de 0,5° latitude x 0,5° longitude. Além disso, todas as observações convencionais e de satélite estão incluídos no CFSR (SAHA *et al.*, 2010).

Sua escolha, neste trabalho, foi feita pelo fato de seus produtos serem considerados superiores às outras reanálises, dos anos 90, feita pelo NCEP, pois conforme Saha *et al.* (2010), o CFSR possui maior resolução espacial (38 km), cobrindo a atmosfera, o oceano, o gelo marinho e terrestre, executado em modo acoplado com um modelo mais moderno de assimilação e previsão. Saha *et al.*

---

<sup>11</sup> Reanálise é uma abordagem sistemática para produção de dados à pesquisa e ao monitoramento do clima. Ela é formada através de um imutável esquema de assimilação de dados e modelo(s) que recebem todos os dados observacionais (a cada 6-12 horas) ao longo do período a ser analisado. Esse processo resulta em uma estimativa dinâmica consistente do estado do clima em diferentes períodos. Atualmente, cerca de 7 a 9 milhões de dados observacionais alimentam o processo de reanálise, entre eles dados de satélites, radiossonda, boias e relatórios coletados por aeronaves e navios (DEE *et al.*, 2015).

(2010) afirmam ainda que todos os avanços nos modelos e assimilação de dados dos últimos 10 a 15 anos foram utilizados no CFSR, o que o torna superior ao R1 e R2.

Apesar de sua melhor resolução temporal e espacial e sistema mais moderno, é importante destacar seus prós e contras, que estão descritas no Quadro 3, a seguir:

**Quadro 3 – Vantagens e desvantagens no uso do CFSR.**

<b>Pontos fortes do CFSR</b>	<b>Pontos fracos do CFSR</b>
É superior às reanálises anteriores do NCEP em relação ao fato de ser um modelo melhorado, ter uma maior resolução espacial, esquema de assimilação de dados avançado, acoplamento entre atmosfera-oceano-gelo, e da assimilação direta das radiações dos satélites, ao invés da recuperação das simulações do CRTM ( <i>Community Radiative Transfer Model</i> ).	Existem ainda poucas avaliações sobre o CFSR, logo seu desempenho ainda não é bem conhecido.
Considera as mudanças nos gases traços como CO <sub>2</sub> , aerossol e variação solar.	As interações entre oceano e atmosfera não são usadas diretamente, ou seja, a reanálise atual está desacoplada.
Sua resolução horizontal (38 km) é próxima a de reanálises regionais, como a North American Regional Reanalysis (34 km) e a Arctic System Reanalysis (30 km).	

Fonte: NCAR, 2015.

Em vista das poucas avaliações realizadas até o momento sobre o CFSR, foi feita uma comparação dos dados gerados pela reanálise, de pressão média ao nível do mar, com as cartas sinóticas correspondentes aos eventos mais correlacionados com cada uma das componentes principais geradas (detalhes das componentes no item 5.4). Dessa forma, foi possível perceber que houve compatibilidade e equivalência entre os dados da reanálise e os das cartas sinóticas da Marinha.

O componente utilizado neste trabalho foi o NCEP CFSR 6-hourly Products, January 1979 to December 2010, com dados referentes às latitudes 14° N e 59° S e longitudes 90° e 31° W. Para obter os dados, fez-se a seleção das datas e horários em que os CCM ocorreram, tanto no Sul do Brasil quanto em outras partes da AS, e

buscou-se as variáveis em horários antecedentes à formação desses eventos no CFSR, o que variou entre 2,5 e 5,5 horas antes do início das tempestades. As características atmosféricas e suas altitudes, por sua vez, foram selecionadas com base nos trabalhos de Velasco e Fritsch (1987) e de Laing e Fritsch (2000). Assim, dentre as características atmosféricas recorrentes antes da formação dos sistemas, estabeleceu-se que seriam coletadas as seguintes informações (conceitos obtidos no glossário da American Meteorological Society – AMS, 2012 e INMET, 2015a):

- *Potencial de Energia Convectiva Disponível (Convective Available Potential Energy - CAPE)*: é, basicamente, o máximo de energia disponível para que uma parcela de ar ascenda. Em um diagrama termodinâmico, CAPE é a área positiva, que pode ser vista como a região entre a curva do processo de ascensão da parcela de ar e da sonda meteorológica; a partir do nível de convecção livre até o de flutuação neutra (equação 1).

$$CAPE = \int_{p_n}^{p_f} (\alpha_p - \alpha_e) dp \quad (1)$$

Sendo  $\alpha_e$  o volume específico do perfil ambiental,  $\alpha_p$  o volume específico da parcela de ar que está ascendendo adiabaticamente úmida a partir do nível de convecção livre,  $p_f$  a pressão no nível de convecção livre e  $p_n$  a pressão no nível de flutuação neutra. O valor depende se o processo adiabático úmido é considerado reversível ou irreversível (convencionalmente irreversível) e se o calor latente de congelamento é considerado (convencionalmente não o é).

- *Ponto de Orvalho*: é a temperatura na qual uma dada parcela de ar deve ser resfriada, à constante pressão e vapor de água, a fim de que ocorra a saturação. Quando essa temperatura é abaixo de zero, pode-se chamar de ponto de congelamento. O ponto de orvalho também pode ser definido como a temperatura na qual a saturação da pressão de vapor da parcela de ar é igual a atual pressão de vapor do vapor d'água contido. O aquecimento ou resfriamento isobárico de uma parcela de ar não altera o

ponto de orvalho, já que não há adição ou remoção de vapor d'água no processo.

- *Temperatura*: é a quantidade medida por um termômetro. Ela representa a energia cinética das moléculas. Para um gás ideal, a temperatura é a razão entre a energia interna pela capacidade de calor específico, considerando o volume constante.

- *Componentes de vento u e v*: os vetores componentes de vento indicam a velocidade e direção do vento. A unidade positiva do vento “u” indica que ele vem de oeste e, a negativa, que ele vem de leste. Para o caso do vento “v”, a positiva indica que ele vem de sul e a negativa que ele vem de norte.

- *Umidade relativa*: é definida pela relação entre a razão de mistura observada e a razão de mistura em condições saturadas, na mesma temperatura. É expressa em porcentagem e dada por:

$$Ur = \frac{r}{r_s} \cdot 100 [\%] \quad (2)$$

Sendo  $r$  a razão de mistura e o índice  $s$  a saturação.

- *Altura geopotencial*: é o trabalho necessário para levantar uma unidade de massa do nível médio do mar até um dado nível de pressão. Ela representa a altitude, acima do nível do mar, em que está um determinado nível de pressão, embora não seja exatamente a altitude verdadeira medida em metros. Esta grandeza é útil porque um dado nível de pressão não é paralelo à superfície terrestre, e estas variações de altitude do nível de pressão indicam mudanças nas condições meteorológicas.

Como os produtos estão disponíveis a cada seis horas, usou-se a mesma metodologia de Laing e Fritsch (2000), coletando os dados anteriores ao início da

formação de cada CCM. Isso gerou dados que variam entre 2,5 a 5,5 horas antes da atuação do CCM.

### **5.3 Visualização dos dados em Python 2.7**

A programação em Python 2.7 serve para a análise visual dos dados de reanálise do CFSR, permitindo que cada característica atmosférica selecionada possa ser comparada com a outra, para compor o ambiente favorável para o desenvolvimento de CCM.

Assim, através da elaboração de scripts, os dados coletados são plotados em mapas, para que sejam visualizadas a intensidade de cada uma das características atmosféricas, bem como uma média geral do comportamento atmosférico na região gênese dos CCM.

### **5.4 Análise de Componentes Principais**

A Análise de Componentes Principais (ACP) é uma técnica estatística multivariada muito utilizada em trabalhos de ciência atmosférica. Aquino (2012) afirma que sua popularização como técnica ocorreu através do trabalho de Lorenz em 1956, onde foi chamada de *Empirical Orthogonal Function* (EOF, ou Funções Ortogonais Empíricas). Embora as nomenclaturas diferentes façam referência ao mesmo procedimento, neste trabalho será utilizada a ACP (BJÖRNSSON e VENEGAS, 1997; WILKS, 2006).

A ACP, segundo Björnsson e Venegas (1997), é um método que analisa uma variável de campo singular, ou seja, um campo que possui somente uma variável escalar, a fim de encontrar padrões espaciais de variabilidade e a sua variação no tempo. A partir disso, a ACP fornece a dimensão da relevância de cada padrão encontrado.

Neste trabalho, após testes (detalhados a seguir) foram utilizados dois dados de entrada no software SPSS Statistics, pois queria se obter os padrões para duas variáveis distintas. Uma correspondia aos valores de temperatura e a outra os valores de altura geopotencial, ambos em 850 hPa, tanto para o grupo dos 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil, quanto para o grupo dos 168 da AS.

Com esses dados selecionados, utilizou-se o método proposto por Björnsson e Venegas (1997), transpondo os dados para uma matriz  $p \times t$ , onde cada linha representa um ponto de latitude e longitude ( $p$ ) e cada coluna o tempo ( $t$ ). A partir dessa matriz, inserida no SPSS Statistics, é calculada a matriz de covariância, a fim de encontrar uma combinação linear entre as variáveis que justifica a variância máxima (Hannachi, 2004).

Conforme Richman (1986), os dados utilizados em estudos climatológicos são representados por três parâmetros: a variável (pressão, temperatura, etc.), tempo (dias, meses, anos, etc.) e espaço (localização em latitude e longitude, etc.). Nesses casos, os modos de ACP comumente utilizados são: S (espacial), em que as variáveis são os pontos de localização, e T (temporal), em que as variáveis representam o tempo. O modo S é indicado se o objetivo for encontrar agrupamentos espaciais ou teleconexões, ao passo que o modo T é recomendado se a finalidade for localizar padrões espaciais sinóticos ou de fluxo (COMPAGNUCCI e RICHMAN, 2008).

Dessa forma, essa pesquisa utiliza o modo T, já que busca padrões atmosféricos que indiquem características meteorológicas prévias à formação dos CCM. De acordo com Richman (1986), esse modo isola subgrupos de observações com características espaciais semelhantes.

Além disso, é importante revelar que toda a análise de ACP nesse trabalho foi maximizada no software pelo método rotacional ortogonal Varimax, que de acordo com Compagnucci e Richman (2008), é critério de maximização mais utilizada em pesquisas atmosféricas. Basicamente, o objetivo desse e de outros métodos de rotação é simplificar as linhas e colunas da matriz fatorial para facilitar a interpretação (Hair *et al.*, 2009).

A partir da ACP, foram realizadas análises com as variáveis de temperatura, altura geopotencial e componente  $v$  de vento, para avaliar qual delas seria a mais adequada para interpretar os padrões dos ambientes atmosféricos prévios aos CCM aqui estudados. Por ser um grupo menor de dados, as avaliações foram feitas com o grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil.

Assim, fez-se a ACP para as variáveis vento, temperatura e altura geopotencial, em 850 hPa, e também as de temperatura em 500, 700 e 925 hPa e altura geopotencial em 700 e 925 hPa, que são as características mais marcantes

dos ambientes prévios à formação dos CCM. A sua distribuição e variância (%) podem ser vistas no Quadro 5, onde temperatura e altura geopotencial em 850 hPa aparecem, respectivamente, como Temp\_850 e AGP\_850.

**Quadro 4 –** Teste de ACP feito com o grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil.

<b>% de Variância (rotacionado)</b>					
<b>Variável</b>	<b>PC1</b>	<b>PC2</b>	<b>PC3</b>	<b>PC4</b>	<b>PC5</b>
<b>Vento V 850</b>	12,6	9,7	8,4	5,5	5,2
<b>Temp_500</b>	28,65	24,63	24,52	16,34	-
<b>Temp_700</b>	27,3	23,9	23,5	19,4	-
<b>Temp_850</b>	28,2	25,9	21,9	17,2	-
<b>Temp_925</b>	32,6	31,8	28,2	-	-
<b>AGP_700</b>	31,62	28,9	18,77	14,1	3,6
<b>AGP_850</b>	31,9	20,4	18	15,1	9
<b>AGP_925</b>	30,13	19,05	16,7	12,6	12,45

Após a comparação das componentes principais resultantes, verificou-se que os dados que melhor representaram as condições atmosféricas já descritas, em trabalhos anteriores sobre CCM, foram as de altura geopotencial e temperatura, ambas em 850 hPa. Isso porque, representam bem as condições associadas aos JBN, que são fortes e marcados nessa mesma altitude, e essenciais para formação de CCM.

Para o grupo dos CCM que não atingiram o Sul do Brasil, foi preciso fazer uma seleção dos casos para a ACP. Como já foi mencionado anteriormente, os eventos oceânicos não são relevantes, neste momento, e foram retirados para evitar qualquer tipo de interferência do seu campo sinótico, particular, no campo sinótico dos eventos continentais da AS. A seleção usou os mesmos critérios de Durkee e Mote (2009) para classificar o evento como oceânico ou continental.

Após essa seleção, o grupo que continha 207 CCM, passou a ter 168 CCM continentais que atuaram sobre a AS, mas não atingiram o Sul do Brasil em nenhum momento do seu ciclo de vida. Sendo assim, com os testes prévios já feitos no grupo

dos 96 CCM, buscou-se as componentes principais das duas variáveis que melhor representaram o ambiente prévio dos CCM: Temp\_850 e AGP\_850 (Quadro 6).

**Quadro 5** – Teste feito com o grupo dos 168 CCM que atingiram a AS, exceto os oceânicos.

% de Variância (rotacionado)						
Variável	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Temp_850	27,33	27,01	23,53	13,6	1,6	0,84
AGP_850	38,15	36,4	13,97	3,73	1,8	1,08

Após analisar as componentes geradas para os dois grupos de CCM, os 96 que atingiram o Sul do Brasil e os 168 que ocorreram para outros locais da AS, foram selecionadas aquelas que mais tinham casos representativos. Assim, foram consideradas as duas primeiras componentes de cada variável, de cada um dos grupos, gerando oito componentes finais para análise. Ou seja, o grupo de 96 CCM ficou com duas componentes principais de Temp\_850 e duas de AGP\_850, repetindo o mesmo para o grupo dos 168 CCM da AS.

A partir dessas oito componentes, iniciou-se a análise do ambiente que compõe cada uma delas. A primeira análise foi verificar a temperatura e a altura geopotencial de cada, comparando a componente gerada e o ambiente atmosférico de cada um dos casos correspondentes (a partir dos dados do CFSR). A partir dessa comparação, foi possível encontrar o ponto de corte da correlação e seus eventos mais correlacionados. Os eventos mais característicos de cada componente são ilustrados no capítulo seguinte, a fim de exemplificar praticamente cada um deles. Em seguida, partiu-se para a análise dos campos de ventos médios, em 850 hPa, dos casos relacionados a cada componente.

Ao tentar analisar os campos de ventos médios para cada componente gerada, percebeu-se que teria que se estabelecer um critério único de corte de correlação, para que fosse possível fazer a comparação dos ambientes atmosféricos entre todas as componentes. Devido ao fato de os grupos de componentes terem número de casos variados (alguns com 30 e outros com 80 casos), não seria o mais adequado fazer uma média simples com números tão diferentes.

Outro ponto a ser considerado, foi que os valores de correlação também não eram homogêneos. As componentes relacionadas aos 168 casos da AS tinham correlações maiores que 0,7 (gerando grupos com 52 e 48 CCM, para as duas

primeiras componentes de altura geopotencial, e 8 e 8 CCM, para as duas primeiras componentes de temperatura) enquanto as componentes dos 96 casos do Sul do Brasil, nesse mesmo valor de correlação, geravam grupos com 13 e 1 CCM, para as duas primeiras componentes de altura geopotencial, e 5 e 7 CCM para as duas primeiras componentes de temperatura. Então, usar o ponto de corte de correlação também criaria grupos com números muito distintos de casos, para fazer a média dos ambientes.

Sendo assim, optou-se por selecionar os 10 casos mais correlacionados, com suas respectivas componentes, e fazer então a média do campo de ventos em 850 e 200 hPa (componentes u e v), da CAPE em 910, 820 e 745 hPa, da umidade relativa em 850 hPa e o cálculo do cisalhamento vertical, entre 700 em 850 para os JBN e entre 700 e 950 hPa para instabilidade atmosférica. Isso gerou grupos homogêneos, com o mesmo número de casos, todos correspondendo às maiores correlações de suas componentes principais, para se fazer a análise e comparação das características médias da atmosfera prévia a esses eventos.

Outro dado usado como apoio para a interpretação do ambiente das componentes principais geradas foram as cartas sinóticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. Obteve-se, então, o material referente aos 10 CCM mais correlacionados com cada componente, a partir dos quais se avaliou as características em comum. Para visualização desses ambientes sinóticos no trabalho, optou-se por utilizar como exemplo para discussão dos resultados, a carta correspondente ao evento mais correlacionado com cada componente.

## **5.5 Classificação de JBN, JAN e cisalhamento vertical de vento**

Para identificar os JBN (850 hPa) neste trabalho, foram considerados os critérios 0 e 1 de Bonner (1968), este último aplicado na AS por Saulo *et al.* (2000) e Marengo *et al.* (2004). Estes autores adaptaram o critério 1, estabelecendo que um JBN deve ter a magnitude do vento maior ou igual a  $12 \text{ m s}^{-1}$ , em 850 hPa; o cisalhamento vertical do vento deve ser no mínimo  $6 \text{ m s}^{-1}$ , entre 850 e 700 hPa, e a componente meridional (v) deve ter direção Sul e ser maior em módulo que a componente zonal (u) na região de maior velocidade do jato (SAULO *et al.*, 2000; MARENGO *et al.*, 2004). O critério 0 foi aplicado considerando essas mesmas

altitudes na troposfera, mas considera JBN aquele com magnitude do vento maior ou igual a  $10 \text{ m s}^{-1}$  e o cisalhamento de no mínimo  $5 \text{ m s}^{-1}$ .

O critério de classificação de Eventos de Jato do Chaco (CJE na sigla em inglês) de Nicolini *et al.* (2002) também foi considerado, já que suas premissas baseiam-se nos mesmos parâmetros de Bonner (1968). O que o autor fez foi usar os critérios já apresentados acima somados ao fato de o jato ser originado em latitudes tropicais e se estender até, pelo menos,  $25^{\circ}\text{S}$ , além de associá-lo a presença da BCH para ser do tipo CJE.

O cisalhamento do vento tem um papel importante não só na detecção de JBN, mas na formação de tempestades severas, como o CCM. Ele é definido pela AMS (2012) como a variação da direção e/ou velocidade do vetor vento em uma pequena distância (vertical ou horizontal). No caso dessa pesquisa, interessa calcular o valor do cisalhamento vertical do vento nos primeiros 3 km da troposfera (entre 1000 e 700 hPa), onde ele é mais intenso ( $\geq 6\text{-}8 \text{ m s}^{-1}$ ) nos casos de CCM já estudados por outros autores (LAING e FRITSCH, 2000; MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). Valores altos de cisalhamento em baixos níveis favorecem a formação de tempestade com duração de menos de um dia e até de tornados (INMET, 2015b).

Para isso, serão utilizados os campos médios de ventos ( $u$  e  $v$ ) dos 10 CCM mais correlacionados com cada componente principal (detalhes no item 5.5), será feita a delimitação da área em que esses eventos se formaram (latitude e longitude) e, então, o cálculo do cisalhamento vertical do vento nessa região, pela diferença entre o vento horizontal das altitudes de 700 hPa e 1000 hPa, os mesmos parâmetros de Laing e Fritsch (2000).

Os JAN foram aqui classificados com base nos critérios discutidos em trabalhos clássicos de sistemas convectivos, como Maddox (1983) e Guedes (1985), bem como considerando os valores estabelecidos pela Organização Meteorológica Mundial (OMM, 1992). Dessa maneira, torna-se possível comparar o fluxo de ventos em altos níveis deste trabalho com o que já foi encontrado na literatura. O resultado foi considerar como JAN os ventos, na altitude de 200 hPa, com núcleo máximo de velocidade de pelo menos  $32 \text{ m s}^{-1}$  e cisalhamento vertical de 5 a  $11 \text{ m s}^{-1}$  por quilômetro de altura.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos nesse trabalho e sua discussão. Primeiramente, serão apresentadas as características morfológicas dos CCM da AS, Sul do Brasil e oceânicos, em comparação com os dos EUA, para dar a dimensão do grupo de eventos com o qual se trabalhou. Em seguida, as análises das componentes principais geradas, com seus eventos mais correlacionados, suas cartas sinóticas correspondentes, campos médios de ventos (850 hPa), CAPE (910, 820 e 745 hPa), umidade relativa (850 hPa) e o cisalhamento vertical do vento (entre 700 e 925 hPa), a fim de entender o ambiente atmosférico que caracteriza cada campo de cada um dos grupos de CCM. Ao final, será feita a comparação entre os JBN médios e a região gênese de CCM, dos grupos dos que atingiram o Sul do Brasil *versus* os da AS, bem como entre o acoplamento dos campos médios dos JBN e dos JAN desses grupos.

### 6.1 Características morfológicas dos CCM da AS, do Sul do Brasil e dos oceânicos *versus* dos EUA

Como já foi abordado no capítulo 3, muito se fala sobre as semelhanças entre os CCM que ocorrem na AS e nos EUA, no que se refere aos mecanismos de formação e atuação, se comparados com os CCM globais. Contudo, eles apresentam diferenças em frequência, duração (quantidade de horas) e tamanho (em área). Portanto, foi considerado relevante para esta pesquisa destacar as características morfológicas do grupo de dados com o qual se trabalhou, para AS, em comparação com os dos EUA.

Assim, elaborou-se um quadro comparativo entre os CCM dos EUA, os da AS (em geral), os do Atlântico Sudoeste (oceânicos) e, mais especificamente, os do Sul do Brasil (Tabela 3). Os CCM oceânicos foram considerados apenas em seu aspecto morfológico, a fim de comparar e dimensionar o grupo de CCM da AS, mas não entraram na análise atmosférica, como já foi explicado no capítulo anterior.

É preciso ressaltar que entre os CCM da AS e os correspondentes aos EUA há uma diferença temporal, já que não correspondem totalmente ao mesmo período de análise. Os primeiros são referentes à série temporal de 1998 a 2007. O dos EUA vão de 1978 a 1987 e de 1992 a 1999, somando 15 anos.

**Tabela 3** - Climatologia de CCM para os EUA, AS, Sul do Brasil e Atlântico Sudoeste.

<b>Características dos CCM</b>	<b>Localização</b>			
	<b>EUA*</b>	<b>AS**</b>	<b>Sul do BR</b>	<b>Oceânicos (Atlântico Sudoeste)</b>
<b>Quantidade média por estação quente</b>	35	18,7	10,7	4,3
<b>Duração média (h)</b>	10	12	15,78	15,13
<b>Média da extensão máxima (km<sup>2</sup>)</b>	164.600	222.440	276.070	397.798

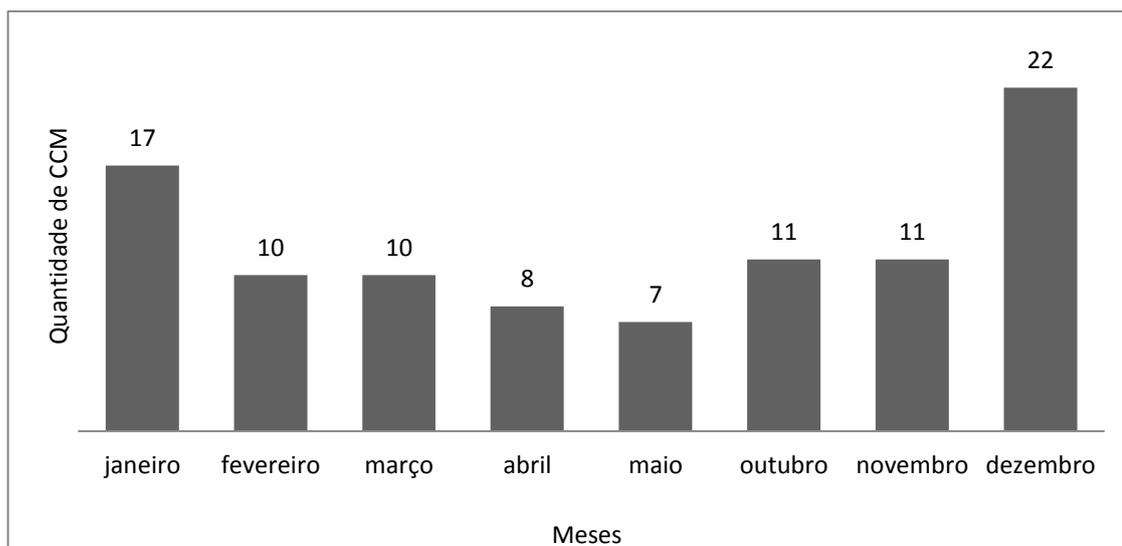
\* Ashley et al. (2003); \*\* Durkee e Mote (2009).

Dessa forma, percebe-se que cerca de 1/3 dos 303 CCM que ocorreram na AS, entre 1998 e 2007, estavam localizados sobre o Sul do Brasil, sugerindo ser essa região a área preferencial de ocorrência de sistemas convectivos na AS. Em relação à duração média, é possível afirmar que os CCM sobre o Sul do Brasil são mais duradouros do que os dos EUA (+ 5h) e AS (+ 3h). Além disso, essa área em análise também conta com os maiores sistemas convectivos continentais, com pelo menos 50.000 km<sup>2</sup> a mais em média da extensão máxima do que os das outras regiões.

Um exemplo da magnitude e durabilidade dos eventos que ocorrem no Sul do Brasil pode ser constatado com o caso analisado por Moraes (2014). O CCM que ocorreu nos dias 22 e 23 de abril de 2011 teve sua extensão máxima de 948.144 km<sup>2</sup> e seu tempo de duração foi de 18h30min, por exemplo.

Os oceânicos, por sua vez, ocorrem em menor número na série estudada. Contudo, são os maiores CCM em média de extensão máxima, cuja área é 100.000 km<sup>2</sup> maior do que os continentais. Em relação à quantidade de horas, eles são similares aos que ocorrem sobre o Sul do Brasil.

Em relação ao período de maior ocorrência dos CCM, no Sul do Brasil, dezembro aparece como o mês mais recorrente, com 22 dos 96 casos (Figura 13). Esse resultado condiz com o de Durkee *et al.* (2009), os quais mostram o mês de dezembro, para o mesmo período, como o mês que possui a maior quantidade de chuva na AS (30 a 50%) relacionada à atuação dos CCM.



**Figura 13** – Ocorrência mensal de CCM no Sul do Brasil (1998 a 2007).

## **6.2 Análise e interpretação das componentes principais e suas características atmosféricas correspondentes**

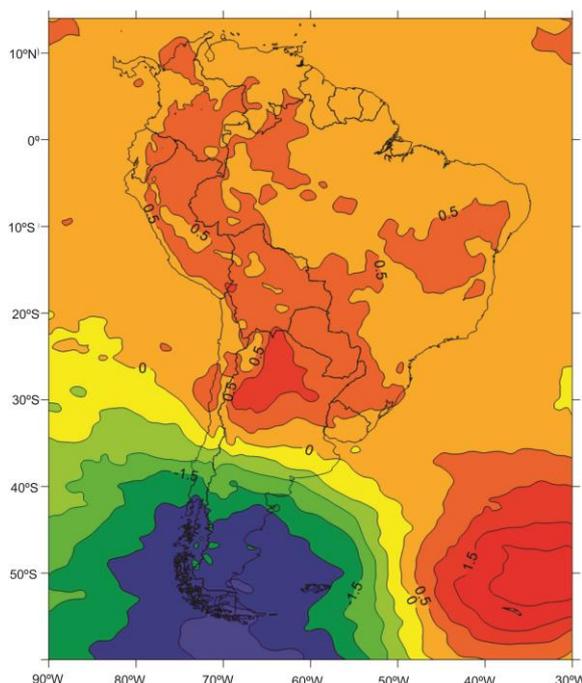
Em relação às componentes principais, este tópico irá mostrar quais são elas, compará-las ao evento mais correlacionado com cada uma, e sua respectiva carta sinótica, além de discutir as características médias dos ambientes atmosféricos correspondentes. Para isso, foram gerados campos médios dos 10 CCM mais representativos de cada componente, referente às seguintes variáveis: campo médio de ventos (em 850 e 200 hPa); umidade relativa (850 hPa); CAPE em seus valores máximos (910, 820 e 745 hPa), e os valores do cisalhamento vertical do vento (referentes aos JBN e à região de formação dos CCM). Os dados de ponto de orvalho não foram considerados para a discussão, pois não indicaram comportamento relevante.

### **6.2.1 Componentes principais do grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil**

O grupo dos 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil possui duas componentes principais, a de temperatura e a de altura geopotencial (ambas em 850 hPa) que serão apresentadas e discutidas a seguir.

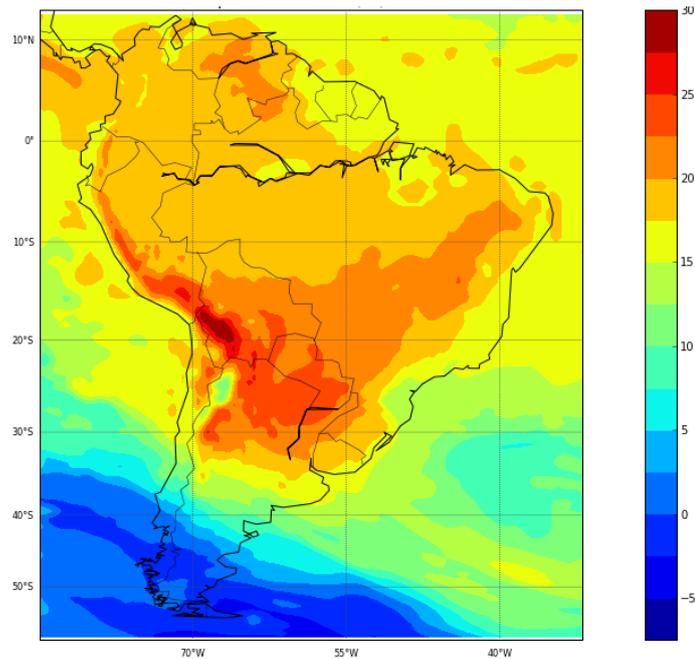
### 6.2.1.1 Temperatura (850 hPa)

A primeira componente principal de temperatura, em 850 hPa, corresponde a 28,2% dos 96 casos de CCM. Ou seja, cerca de 30 eventos (do total de 96) possuem as características prévias de temperatura correspondentes à apresentada por esta componente (Figura 14).



**Figura 14** – Primeira componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil (tons de verde e azul, correspondem a anomalias negativas de temperatura; tons de laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de temperatura).

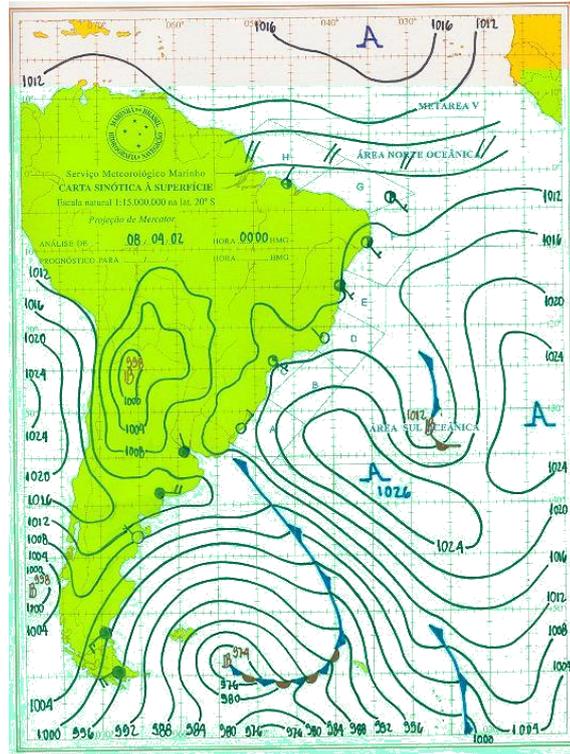
As análises comparativas entre os dados de temperatura do CFSR e da componente principal indicaram que o ponto de corte, no qual não se tem mais similaridade entre o ambiente atmosférico pré-CCM e a componente, é de 0,623, representado pelo evento do dia 07/11/00, às 12h. O evento de maior correlação (0,788) é o do dia 08/04/02, às 00h (Figura 15).



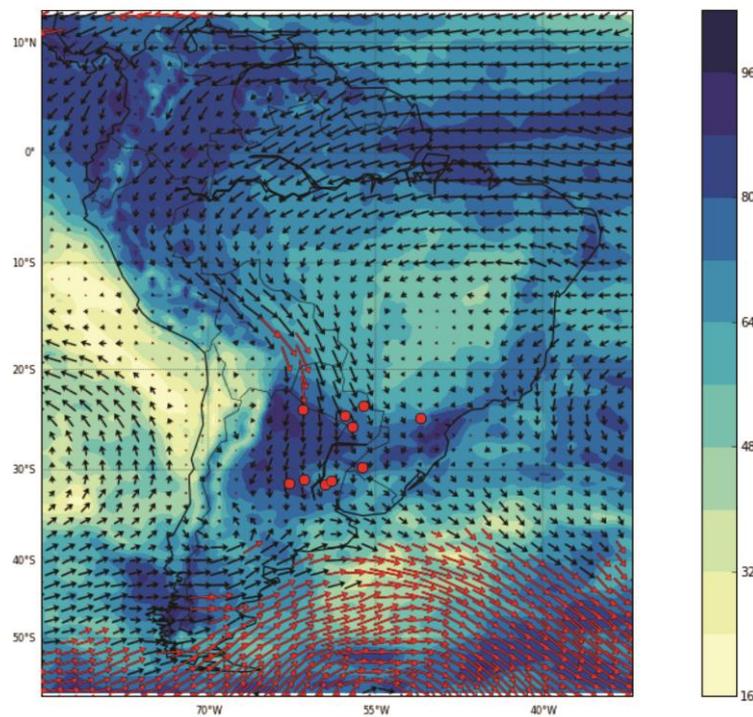
**Figura 15** – Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 96 CCM (valores em °Celsius).

As cartas sinóticas correspondentes aos 10 casos mais correlacionadas a primeira componente principal de temperatura a 850 hPa, mostram a predominância de uma baixa pressão, que varia sua posição entre o sul da AS e o sudoeste do Atlântico Sul. O sistema de baixa pressão, que aparece em todas as cartas sinóticas – aqui representadas pela carta do evento mais correlacionado à componente (Figura 16) –, quando na porção sudoeste do Atlântico, forma um ciclone extratropical bem marcado na área (Figura 17). Nota-se que o fluxo meridional de ar em baixos níveis, tem seu ponto de saída nessa circulação ciclônica, fazendo com que sua trajetória siga para leste, em direção ao Atlântico Sul. A umidade relativa acima de 90% na região do Paraguai, norte da Argentina e Sul do Brasil, sugere estar relacionada a essa circulação, concentrando-se para a formação dos CCM. No que se refere às frentes frias, 50% das cartas indicam sua atuação e aproximação no sul da AS.

Assim como nos resultados de Maddox (1983) e Guedes (1985), neste trabalho a temperatura próxima e ao norte da região de formação do CCM é mais elevada (Figura 15). Os dados de altura geopotencial em 850 hPa (não mostrados), também correspondem às características encontradas pelo autor, com a presença de um cavado a oeste e uma crista a leste da região gênese dos complexos convectivos (GUEDES, 1985).



**Figura 16** – Carta sinótica, em superfície, do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM (08/04/02).  
 Fonte: DNH/Marinha.



**Figura 17** – Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

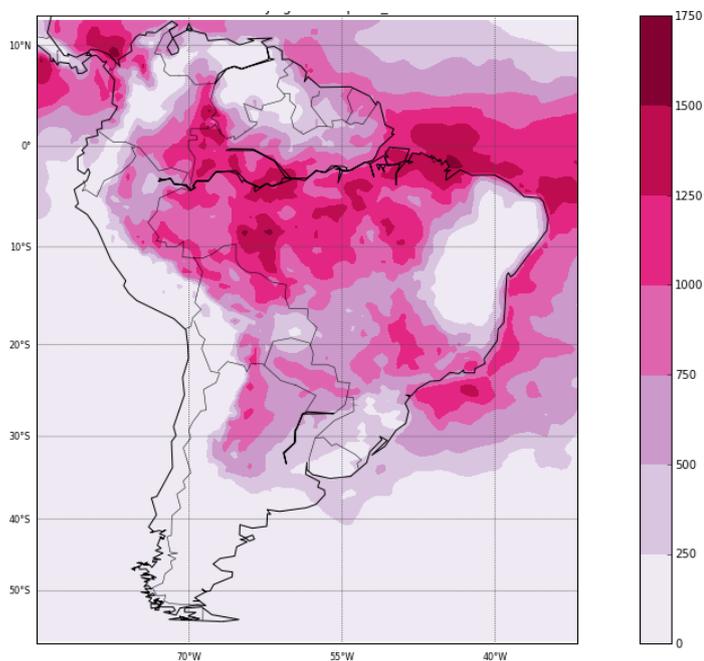
A partir da aplicação dos critérios de Bonner (1968) e da adaptação feita por Saulo *et al.* (2000) e Marengo *et al.* (2004), é possível classificar o fluxo de ar meridional, correspondente aos 10 CCM mais correlacionados com essa componente, como JBN (Figura 17, vetores em vermelho). Seu núcleo máximo atingiu a velocidade de  $12 \text{ m s}^{-1}$  em 850 hPa (vetores em vermelho na Figura 17) e o cisalhamento vertical médio, entre os ventos médios horizontais de 700 e 850 hPa, foi de  $6 \text{ m s}^{-1}$  na região de máxima do JBN, assim correspondente ao critério 1.

A intensificação da BCH, que aparece nas cartas sinóticas dessa componente, costuma estar associada à presença dos JBN a leste da baixa, como indica o estudo feito por Seluchi e Gurreaud (2012). Através da análise de seções verticais (em  $22^\circ \text{ S}$ ) da componente meridional do vento médio e das anomalias de umidade específica, os autores encontraram que a região onde se tem o máximo do vento norte (destacada em vermelho na Figura 17) está associada às anomalias positivas de umidade específica, como resultado da advecção de ar tropical proveniente da região Amazônica e sua contribuição para as anomalias positivas de temperatura, que se encontram na região gênese dos CCM e da BCH e podem ser vistos nas Figuras 15 e 16 (MARENGO *et al.*, 2004; SELUCHI e GAURREAUD, 2012).

Sendo assim, a BCH que aparece bem marcada em todas as cartas sinóticas analisadas para esta componente, junto ao JBN com saída ao sul de  $25^\circ \text{ S}$ , permitem a classificação do jato como o tipo Eventos de Jato do Chaco (CJE), de Nicolini *et al.* (2002).

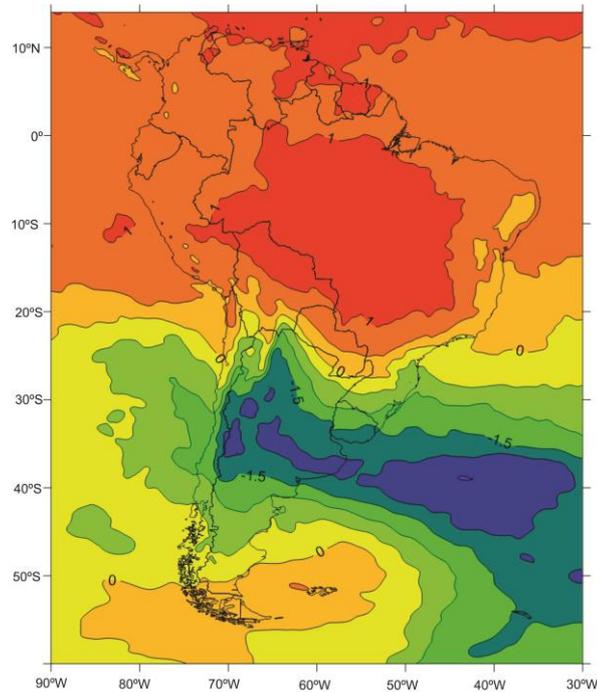
Importante destacar ainda que, entre as variáveis atmosféricas indicativas de instabilidade e propícias a formação de CCM, este grupo de eventos também apresentou cisalhamento vertical do vento médio (entre 700 e 1000 hPa) de 7 a  $12 \text{ m s}^{-1}$  na região gênese dos CCM, valores que estão acima da média de 6 a  $8 \text{ m s}^{-1}$  estabelecida por Laing e Fritsch (2000) na AS. A CAPE, por sua vez, mostrou-se mais forte em 910 hPa, com valores em torno de  $750 \text{ J kg}^{-1}$ , chegando a  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  em alguns pontos da região onde os CCM se formaram (Figura 18). Esses valores estão dentro da média indicada para formação de nuvens convectivas por Laing e Fritsch (2000), Markowski e Richardson (2010), Santos e Gislér (2011) e Tavares e Mota (2012), os quais sugerem que a partir de  $500 \text{ J kg}^{-1}$  há energia disponível para

a convecção e desenvolvimento de tempestade na área onde os eventos se desenvolveram.

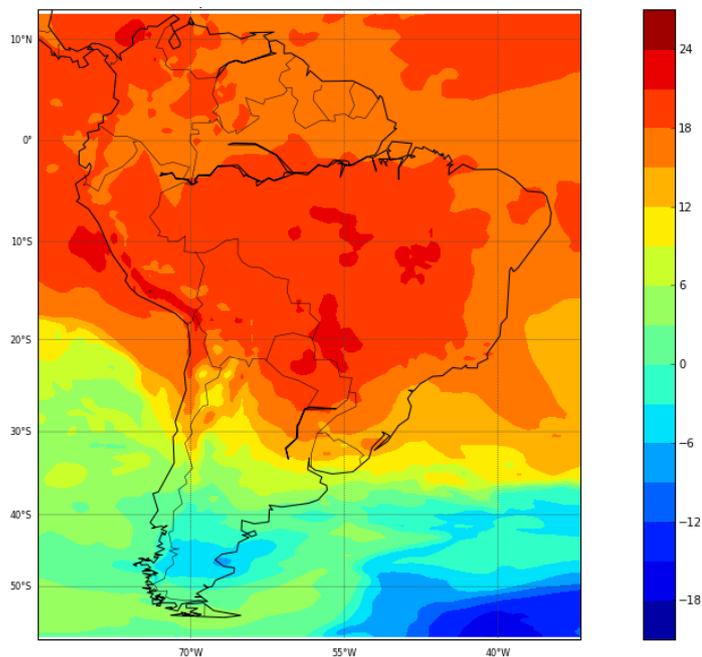


**Figura 18** – Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $J\ kg^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

A segunda componente principal representa o ambiente atmosférico de temperatura (850 hPa) de 25,9% dos 96 casos de CCM, o que são cerca de 25 eventos (Figura 19). O ponto de corte da correlação entre a componente e os ambientes físicos pré-CCM foi de 0,636, no dia 15/10/99, às 06h. O evento mais correlacionado à componente (0,75) é o do dia 17/05/02, às 06h (Figura 20).



**Figura 19** – Segunda componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil (tons de verde e azul, correspondem a anomalias negativas de temperatura; tons de laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de temperatura).

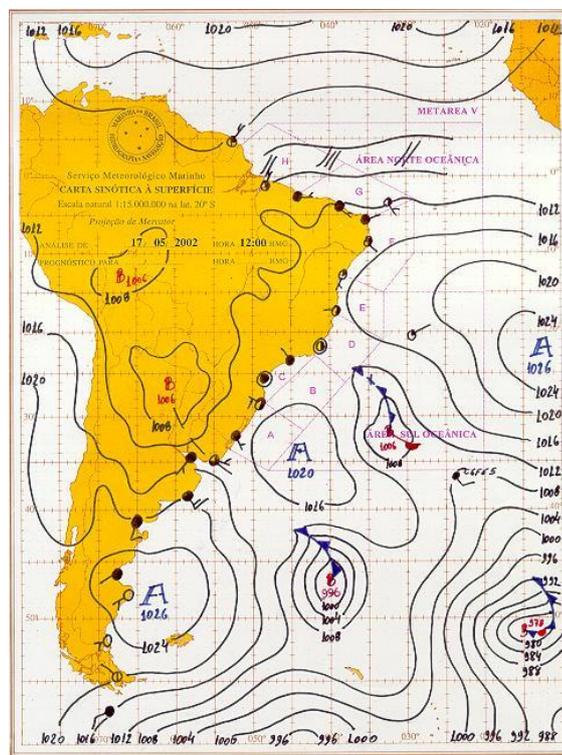


**Figura 20** - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 96 CCM (valores em °Celsius).

Em 90% das cartas sinóticas, percebe-se uma alta pressão no sudoeste do Atlântico Sul, bem próxima ao Sul do Brasil e Uruguai, como pode ser vista na carta do evento mais correlacionado (Figura 21). Essa alta corresponde ao anticiclone

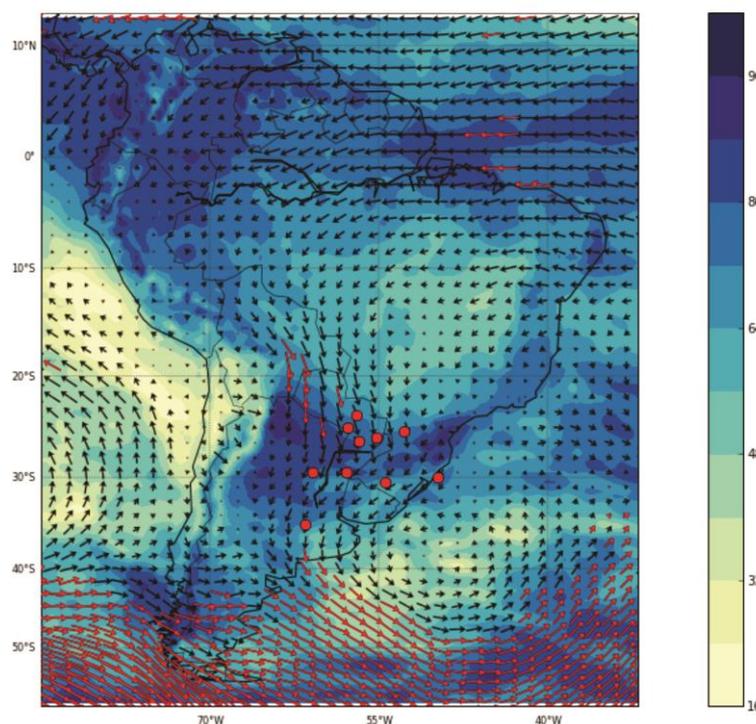
móvel, na mesma região, que aparece no mapa de vento médio em 850 hPa, circulação que, possivelmente, induziu a entrada de umidade do oceano Atlântico Sul para a região que será atingida pelos CCM (Figura 22). Além disso, nesse caso, 30% das cartas mostram frentes frias invadindo o sul da AS.

Assim como na componente anterior, essa também possui temperatura próxima e ao norte da região de formação do CCM mais elevada (Figura 20), bem como os dados de altura geopotencial, em 850 hPa, (não mostrado) igualmente correspondem à presença de um cavado a oeste e uma crista a leste da região gênese dos CCM (MADDOX, 1983; GUEDES, 1985).



**Figura 21** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM (17/05/02).

Fonte: DNH/Marinha.



**Figura 22** - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

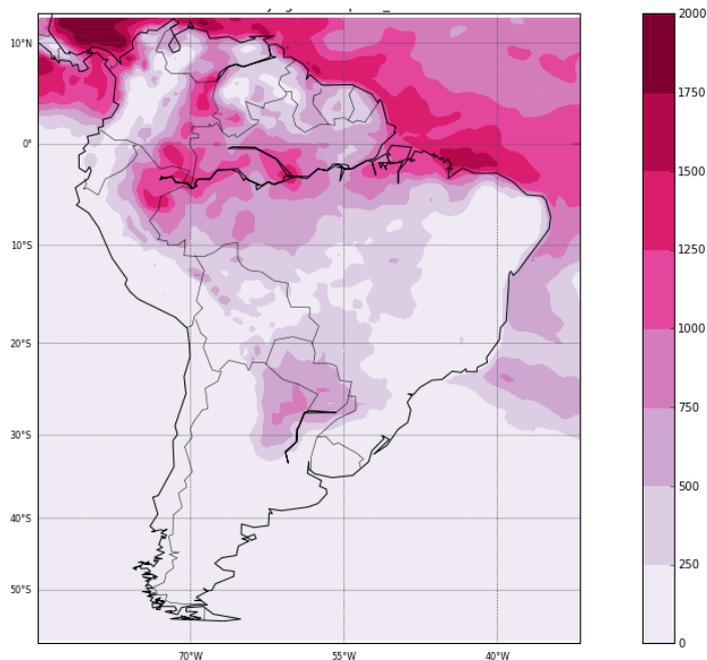
O critério 1 de JBN teve suas premissas atendidas e o escoamento intenso no mapa de ventos médio dos 10 CCM revela que o núcleo de maior velocidade do vento (vetores em vermelho na Figura 22) ficou em pelo menos  $12 \text{ m s}^{-1}$ , com cisalhamento vertical (entre 700 e 850 hPa), de até  $8 \text{ m s}^{-1}$  na região de máxima do jato.

Outra característica que se confirma é a BCH, que segue marcada nas cartas correspondentes a essa componente e associada aos JBN (SELUCHI e GAURREAUD, 2012), bem como a região de saída do JBN, que está em latitudes maiores do que  $25^\circ \text{ S}$ , o que, junto aos outros critérios elaborados por Nicolini *et al.* (2002) também faz com que o JBN dessa componente seja do tipo CJE.

Pode-se destacar ainda que o campo médio de ventos em 850 hPa revela o típico comportamento de verão dos JBN, que segundo Marengo *et al.* (2009), tem a intensificação dos alísios e do fluxo de umidade vindo da Amazônia para a Região Sul e, na saída do JBN, já pelos estados do Sul do Brasil, uma convergência com um fluxo de ar que vem do Atlântico Sul (Figura 22). Essa situação pode ser observada ao analisar o mapa composto entre a umidade relativa e o campo de

ventos, já que é possível perceber uma associação entre a saída do jato e a região com umidade relativa acima de 90%. Dessa forma, pode-se sugerir que os eventos receberam uma dupla fonte de umidade para o seu desenvolvimento.

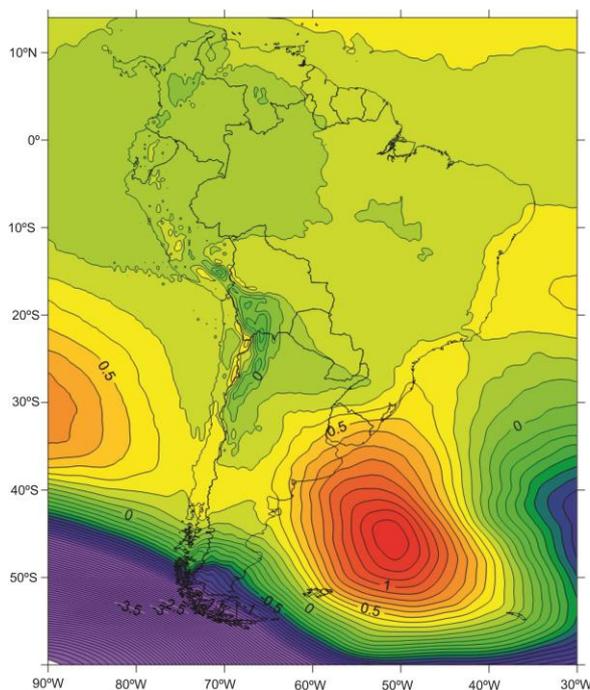
Na figura 23, nota-se que o valor de CAPE atingiu um máximo de  $750 \text{ J kg}^{-1}$ , em 910 hPa, um pouco abaixo do que a componente anterior, mas ainda dentro da média prevista por outros estudos (LAING e FRITSCH, 2000; MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010; SANTOS e GISLER, 2011; TAVARES e MOTA, 2012). Contudo, as variáveis propícias para a convecção e formação de tempestade se completam ao analisar o cisalhamento vertical (entre 700 e 1000 hPa), que ficou entre entre  $8$  e  $11 \text{ m s}^{-1}$  na área de formação dos eventos, novamente acima do encontrado por Laing e Fritsch (2000) na AS.



**Figura 23** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

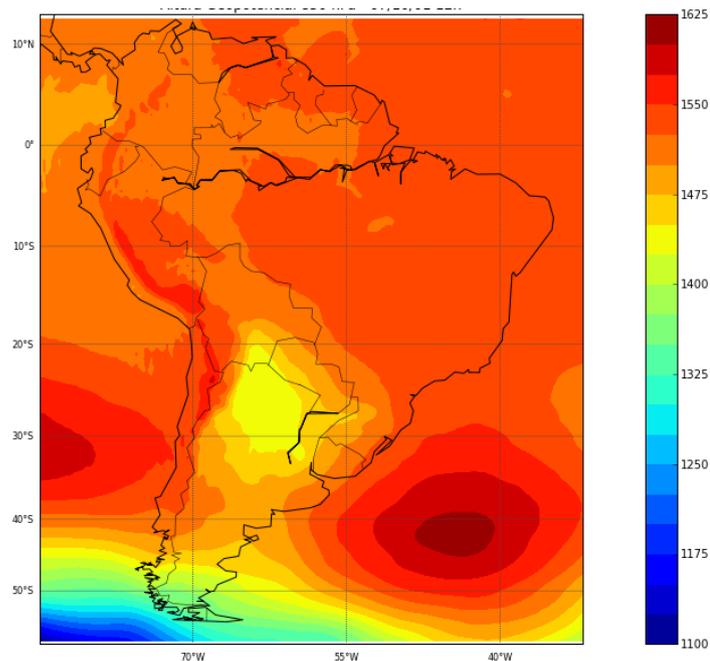
### 6.2.1.2 Altura Geopotencial (850 hPa)

A primeira componente principal de altura geopotencial, em 850 hPa, para o grupo dos CCM que atingiram o Sul do Brasil, representa 30,85% dos eventos (Figura 24). Esse valor, em números inteiros, corresponde a cerca de 30 casos.



**Figura 24** - Primeira componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil (tons de azul e roxo, correspondem a anomalias negativas de altura geopotencial; tons de amarelo, laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de altura geopotencial).

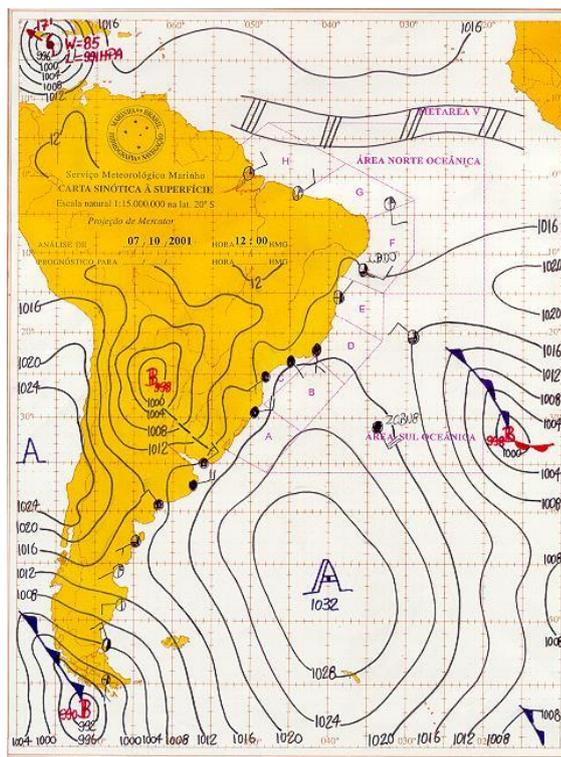
O ponto de corte ocorreu em 0,670, no dia 26/10/1998, às 00h, e o evento mais correlacionado (0,899) é o do dia 07/10/01, às 12h (Figura 25). No entanto, embora correlacionados, alguns dias incluídos não correspondem à anomalia de alta pressão a sudeste do RS, indicando a necessidade de usar a componente como ponto de partida para a análise dos casos particulares.



**Figura 25** – Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 96 CCM (07/10/01, valores em mgp).

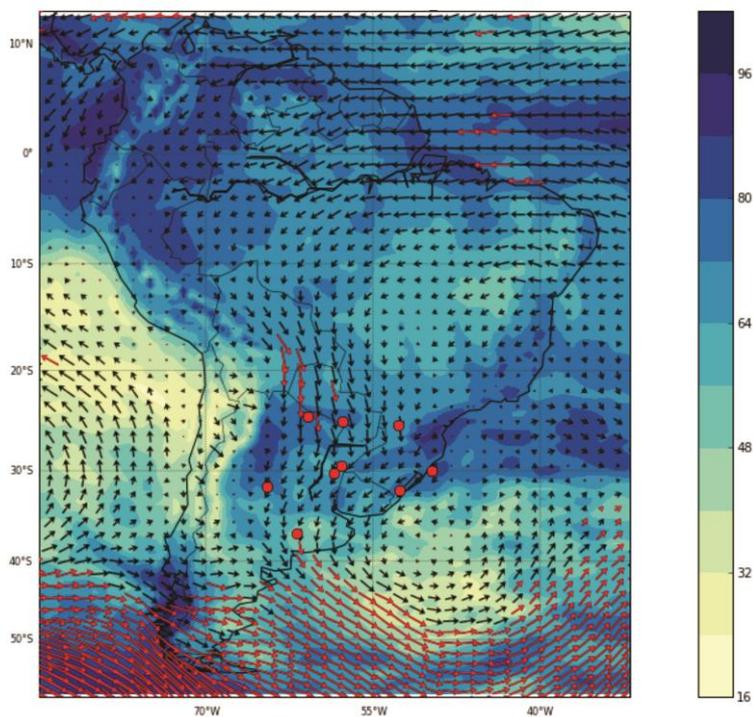
O mapa de altura geopotencial em 850 hPa do evento mais correlacionado (Figura 25), também confirma a presença de um cavado a oeste da região de formação dos CCM e de uma crista a leste (MADDOX, 1983; GUEDES, 1985). As cartas sinóticas, referentes aos casos mais correlacionados com a primeira componente principal, reforçam a presença de um sistema de alta pressão bem marcado, no sudoeste do Atlântico Sul.

Assim como também foi verificado no mapa de ventos, em 850 hPa (Figura 27), essa alta está atrelada à circulação anticiclônica na mesma região, o que sugere sua relação com o transporte da umidade relativa (em torno de 80%), que se concentra sobre o Sul do Brasil. Essa circulação anticiclônica soma-se ao escoamento meridional em baixos níveis e ambos contribuem para o transporte de umidade de norte (da Amazônia) para a área de desenvolvimento dos sistemas convectivos (Figura 27).



**Figura 26** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM (07/10/01).

Fonte: DNH/Marinha.



**Figura 27** - Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

Diferente das componentes anteriores, nessa o escoamento meridional se enquadra nas propriedades do critério 0 de Bonner (1968) para classificar JBN. A velocidade do núcleo máximo dos 10 CCM ficou em  $10 \text{ m s}^{-1}$  (vetores vermelhos na Figura 27), com cisalhamento vertical médio (entre 700 e 850 hPa) em torno de  $5,5 \text{ m s}^{-1}$  na região de máxima do JBN. Esses valores também foram encontrados por Maddox (1983) em ambientes de grande escala formadores de CCM nos EUA. No entanto, esses jatos também tiveram posição de saída a sul de  $25^\circ \text{ S}$ .

Além disso, como essa é a componente do grupo em que mais aparecem frentes frias no ambiente de formação dos CCM, invadindo o sul da AS até a região central da Argentina (em 60% das cartas sinóticas analisadas), torna-se relevante discutir essa particularidade. A presença de sistemas frontais relacionados aos CCM que atingiram o Sul do Brasil já foi identificada nos trabalhos de Viana *et al.* (2009) e Turcato (2010). Ou seja, são eventos que estão relacionados aos sistemas frontais, que invadem a região onde os CCM estão atuando, estimulam o crescimento do campo de nuvens e a manutenção das tempestades, através do encontro da massa de ar fria das frentes com as temperaturas elevadas e a advecção de umidade trazidas de norte pelos JBN. Essa relação entre os CCM e as frentes frias foi denominada pelos autores como complexos convectivos pré-frontais.

Sendo assim, afirmam Barboza e Fedorova (1998a), nesses casos de associação de frentes frias, a corrente de JAN não pode ser a única característica atmosférica responsável pelas condições que favorecem a evolução dos CCM, pois a ascensão do ar é também provocada pela corrente de ar frio dos sistemas frontais.

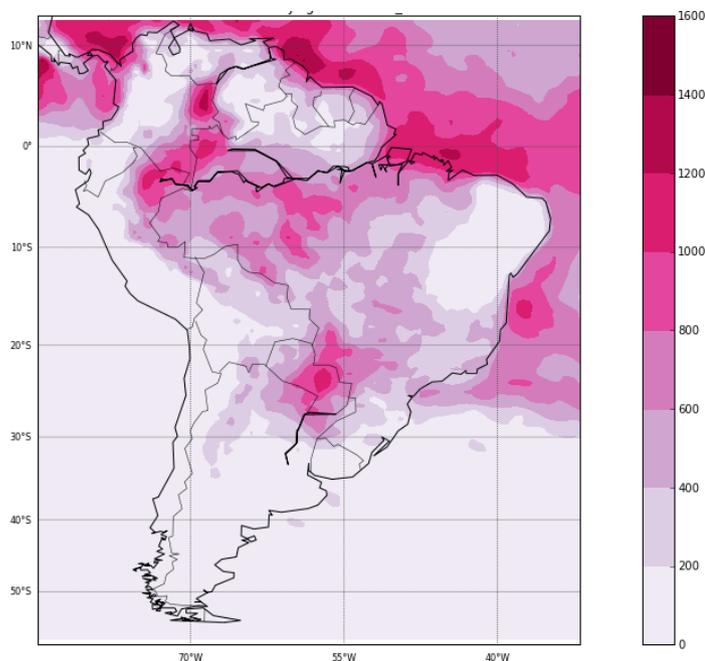
Marengo *et al.* (2004) sugerem ainda que a circulação atmosférica relacionada aos JBN, em altos e baixos níveis (trens de onda<sup>12</sup> do Pacífico Oeste que se propagam sobre a AS e o fluxo meridional de umidade, respectivamente), permitem a entrada de frentes frias, com uma área de intensa convecção, à frente da região de saída dos JBN. É nessa região que os CCM também atuam.

No que se refere à probabilidade de convecção, a CAPE chega novamente a  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  na área de desenvolvimento dos CCM, bem como o cisalhamento vertical nos primeiros 3 km da atmosfera está acima da média encontrada em outros ambientes formadores de sistemas convectivos na AS: entre  $8$  e  $10 \text{ m s}^{-1}$

---

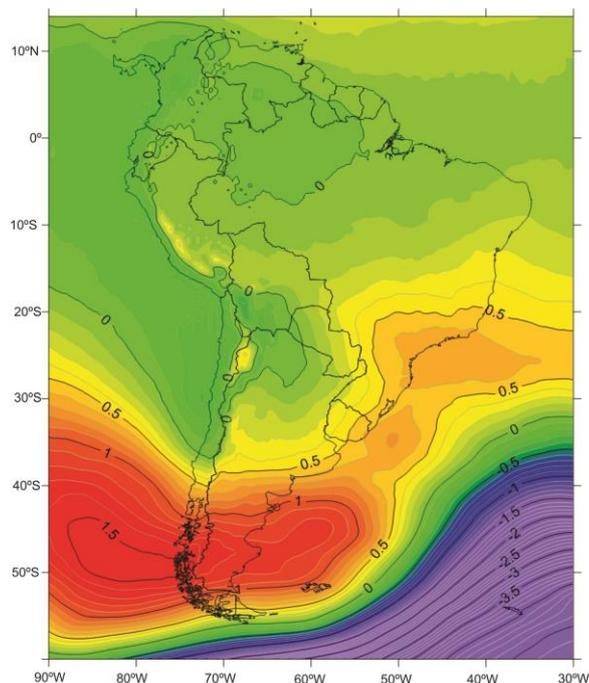
<sup>12</sup> Trens de onda: quando há a superposição de ondas propagando na mesma direção e com praticamente mesma velocidade de fase (AMS, 2012).

(LAING e FRITSCH, 2000; MARKOWSKI e RICHARDISON, 2010; SANTOS e GISLER, 2011; TAVARES e MOTA, 2012).

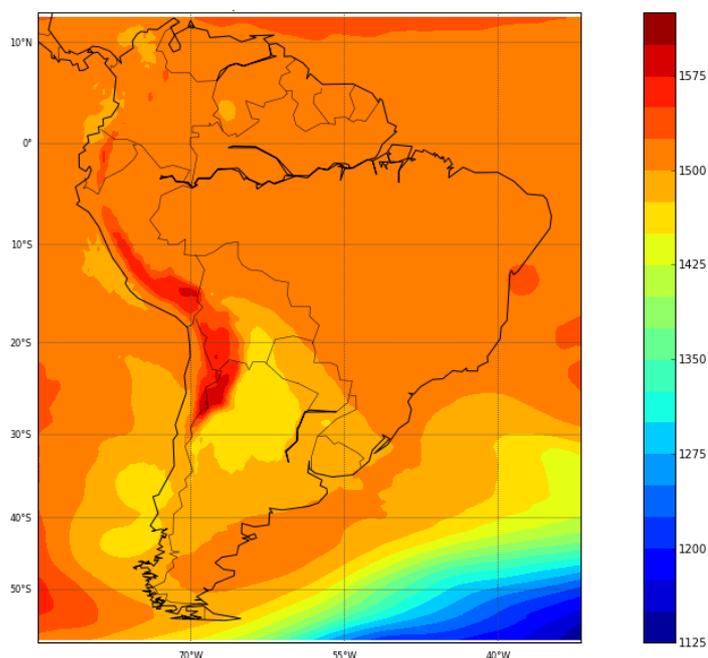


**Figura 28** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $J\ kg^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

A segunda componente principal de altura geopotencial, em 850 hPa, representa 20,23% dos casos de CCM que atingiram o Sul do Brasil, ou seja, cerca de 20 eventos (Figura 29). O ponto de corte na correlação ficou em 0,604, referente ao ambiente atmosférico prévio do CCM do dia 19/11/2006, às 00h. A maior correlação (0,866) corresponde ao evento do dia 17/05/02, às 06h, o mesmo evento que foi o mais correlacionado com a segunda componente de temperatura em 850 hPa (Figura 30). Esse mapa revela que o evento mais correlacionado com as duas componentes possui a presença de um cavado a oeste e de uma crista a leste da região onde os CCM se formaram (MADDOX, 1985; GUEDES, 1985).



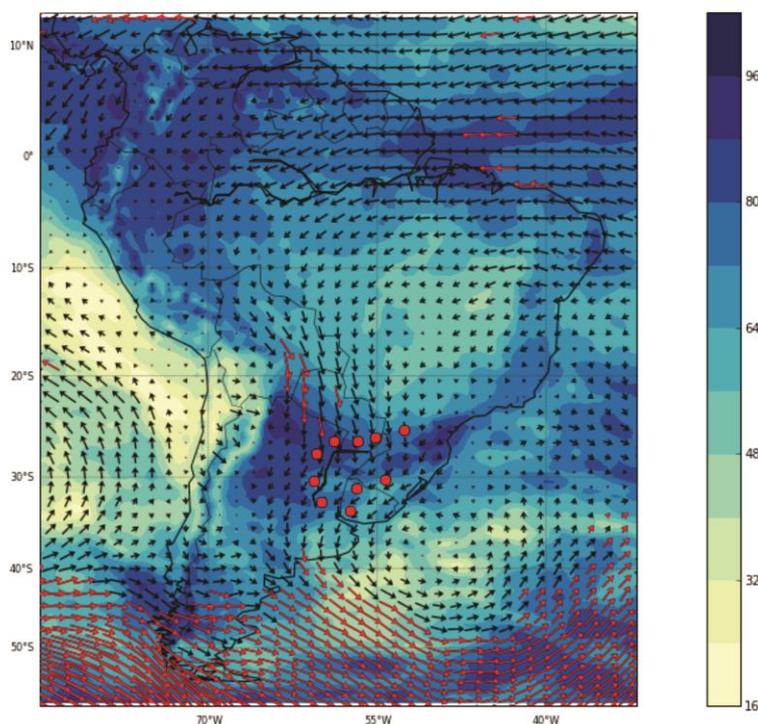
**Figura 29** - Segunda componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM do Sul do Brasil (tons de azul e roxo, correspondem a anomalias negativas de altura geopotencial; tons de amarelo, laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de altura geopotencial).



**Figura 30** - Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 96 CCM (valores em mgp).

Na segunda componente principal, 80% das cartas sinóticas estão mostrando um sistema de alta pressão ao sul da AS, representadas pela carta do evento mais correlacionado (Figura 20). No entanto, como a BCH está bem marcada em 90%

das cartas, essa alta pressão não inibe o deslocamento meridional do vento, que flui de norte como mostra o mapa de ventos em 850 hPa (Figura 31). Associado ao escoamento em baixos níveis, responsáveis por trazer umidade da Amazônia, essa alta também parece induzir a entrada de umidade do Atlântico Sul para a região gênese do CCM, já que se encontra parte sobre o sudoeste do oceano e parte sobre o continente sul-americano, como pode ser visto no mapa de vento e umidade relativa abaixo.



**Figura 31** - Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

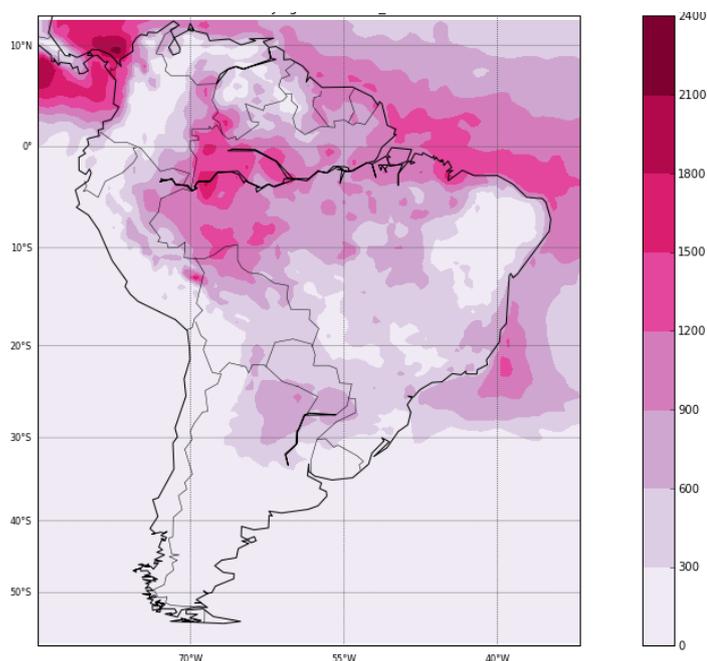
Nesse caso, o JBN atendeu ao critério 1, com o máximo de vento médio dos 10 CCM em  $12 \text{ m s}^{-1}$  (vetores vermelhos na Figura 31) e o cisalhamento vertical entre 6 e  $8,7 \text{ m s}^{-1}$  na região de máxima do JBN.

Um dos diferenciais do ambiente atmosférico dessa componente, em relação à anterior, é que somente um dos casos de cartas sinóticas analisadas mostra a frente fria invadindo a AS. Assim, esses CCM não seriam classificados como pré-frontais, mas sim, teriam no JAN o mecanismo principal de ascensão do ar úmido e

quente da superfície para a formação de CCM (ver acoplamento JBN e JAN no item 6.2.3.2).

Entretanto, a BCH e o posicionamento do JBN também conferem a esse campo de ventos médios à classificação como jato do tipo CJE (NICOLINI *et al.*, 2002). Outra característica que se repete à de componentes analisadas anteriormente é o fluxo de umidade vindo tanto da região Amazônica, quanto do Atlântico Sul para a região gênese dos CCM (MARENGO *et al.*, 2009).

No que se refere à energia disponível para convecção, essa componente possui a menor CAPE média do grupo de 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil, com valores em torno de  $600 \text{ J kg}^{-1}$ , chegando a  $900 \text{ J kg}^{-1}$  em apenas uma pequena área (Figura 32). Mesmo assim, atendeu aos valores mínimos de CAPE encontrados em nos estudos previamente citados de  $500 \text{ J kg}^{-1}$ . Por outro lado, o cisalhamento vertical (entre 700 e 1000 hPa) teve como velocidade mínima na região gênese do CCM o maior valor: entre  $9$  e  $11 \text{ m s}^{-1}$ . Isso garantiu a instabilidade necessária para a formação de tempestade.



**Figura 32** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 96 CCM.

Uma característica comum a todas as componentes do grupo dos 96 CCM que atingiram o Sul do Brasil é o fato de elas apresentarem o escoamento

meridional de vento correspondente aos critérios de classificação de JBN de Bonner (1968), bem como todos eles possuem saída a sul de 25° S. Além disso, o comportamento dos JBN também condizem com o campo de ventos encontrado por Guedes (1985), em 850 hPa, cujo trabalho indica que ao norte e na região de formação dos CCM o vento tem predominância meridional e origem de norte.

Ao mesmo tempo, a relação entre a presença desses JBN e a concentração da umidade relativa em sua região de saída revela-se como um dos fatores atmosféricos que contribuem para a convecção profunda (Figuras 17, 22, 27 e 31). De acordo com Nascimento (2005), o transporte de umidade da região tropical para as altas latitudes, feita pelos JBN, é um dos principais responsáveis pelo aumento da concentração de umidade e da consequente desestabilização da atmosfera para a formação de tempestades.

As figuras 22, 27 e 31 marcam a presença de um anticiclone, na porção sudoeste do Atlântico Sul, e a umidade relativa correspondente nos campos médios das componentes apresentadas, sugerem ainda advecção de umidade do Atlântico Sul invadindo o continente (Sul do Brasil), no ambiente atmosférico prévio de três das quatro componentes principais até aqui apresentadas.

Velasco e Fritsch (1987) já haviam sugerido que o fato de a Amazônia ser a fonte de umidade, que é transportada pelos JBN de norte a sul, poderia ser o diferencial para CCM maiores e mais duradouros na AS. Já que mais de 75% dos casos aqui analisados indicaram ter outra fonte importante de advecção de umidade para a região gênese do CCM, neste caso, o Atlântico Sul, isso poderia ser um novo indício para justificar as dimensões desses CCM em relação aos outros da AS e dos EUA (Tabela 3).

Esses anticiclones também devem ser um dos responsáveis pela entrada, no continente, dos CCM que se formaram na costa do RS, já que a trajetória de leste para oeste não é a trajetória comum aos CCM na AS, que costumam ser de oeste para leste (Figuras 22 e 27).

Além disso, 75% das componentes analisadas indicam a presença de frente fria, chegando pelo sul do continente sul-americano, no ambiente prévio de formação do CCM. Assim, é possível afirmar que os ambientes analisados mostram uma tendência dos CCM nessa região do Brasil de estarem relacionados aos

sistemas frontais, fazendo com que o JAN não seja o único responsável pela ascensão da umidade disponível em baixos para altos níveis.

Essa situação já foi previamente discutida no estudo realizado por Nascimento (2008), no qual a presença dos JBN está diretamente relacionada com sistemas frontais e aparece como forçante para a formação de sistemas convectivos na AS. Seus resultados, cuja base de dados considerou eventos entre os anos de 2000 a 2006, associam os JBN à atuação de 331 sistemas frontais, 265 sistemas convectivos, 174 casos em que havia sistemas frontais e convectivos atuando juntos e 101 casos em que nenhum desses estava presente. Ou seja, a autora já encontra a atuação conjunta de sistemas frontais e sistemas convectivos na região, o que, junto com a fonte de umidade da Amazônia, sugere ser outro um diferencial quando se trata de formação de CCM.

É oportuno mencionar que ao avaliar os campos de radiação de onda longa (ROL) para a AS, Nascimento (2008) indica que a convergência do fluxo de umidade trazida pelos JBN entre Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e parte da Argentina – situação semelhante ao que foi visto aqui nos mapas de ventos e umidade relativa (Figuras 17, 22, 27 e 31) –, influencia na formação de convecção e, conseqüentemente, na precipitação sobre essas regiões, que se encontram com valores de  $ROL \leq 225 \text{ w/m}^2$ .

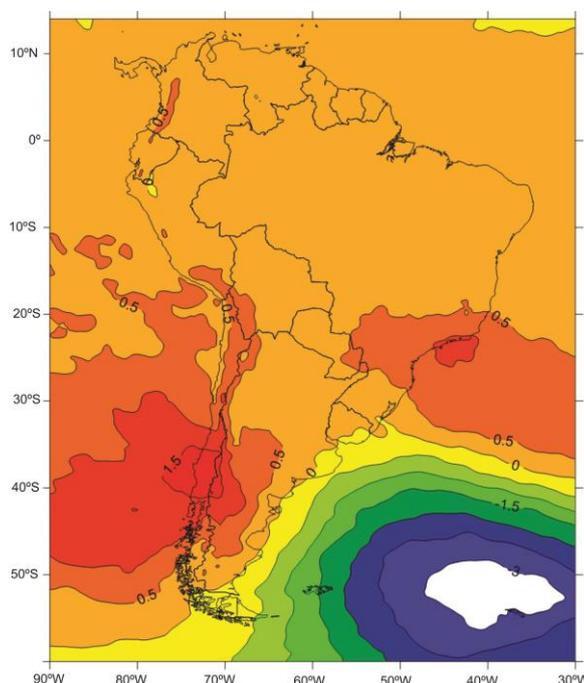
## **6.2.2 Componentes principais do grupo de 168 CCM que ocorreram na AS**

Assim como o grupo de 96 CCM, esses sistemas convectivos que ocorreram em outras regiões da AS que não o Sul do Brasil, também tiveram seu ambiente atmosférico analisado a partir de duas componentes: a temperatura e a altura geopotencial, ambas em 850 hPa. Para que fosse possível fazer uma comparação entre os dois grupos, utilizaram-se as mesmas componentes, as mesmas características atmosféricas e os mesmos critérios.

### **6.2.2.1 Temperatura (850 hPa)**

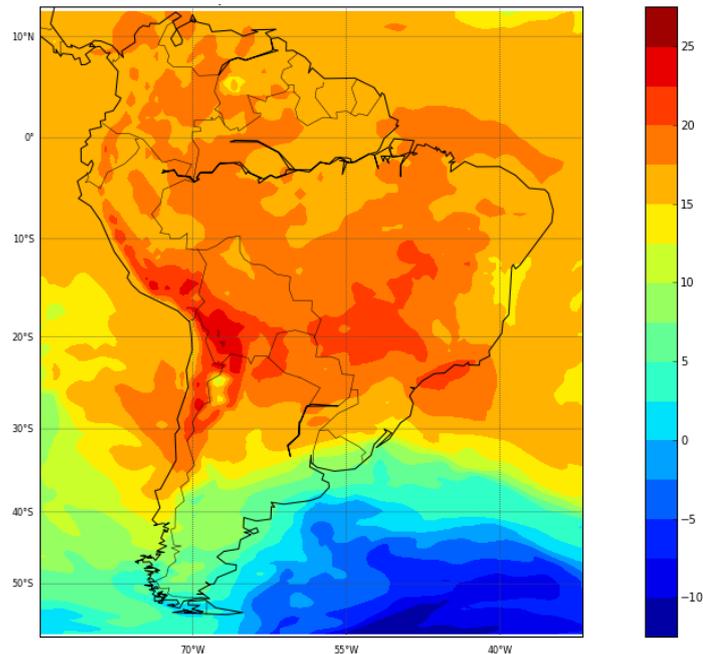
Ao analisar a componente principal de temperatura, em 850 hPa, é importante lembrar, como foi explicado no capítulo de métodos e técnicas, que houve uma

avaliação dos dados. Primeiro foram considerados todos os 207 casos da AS, depois apenas os casos continentais, chegando-se ao grupo dos 168 CCM. A partir disso, foi possível perceber que as componentes de temperatura inverteram. Antes, contando com os eventos oceânicos, a primeira componente era a atual segunda, e vice-e-versa. Entretanto, as duas ficaram com uma diferença mínima, no que diz respeito à porcentagem de variância total explicada rotacionada (%). A primeira componente corresponde a 27,33% (Figura 33) dos casos e a segunda a 27,01% (Figura 33). Ou seja, esses dois ambientes atmosféricos dividem, praticamente, a mesma quantidade de CCM ocorridos.



**Figura 33** - Primeira componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM da AS (tons de azul e roxo, correspondem a anomalias negativas de temperatura; tons de amarelo, laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de temperatura).

O ponto de corte, da primeira componente, foi com o valor de correlação de 0,642, correspondente ao dia 20/11/2000, às 12h. Embora os casos mantenham os indícios de uma anomalia negativa de temperatura no Oceano Atlântico Sul e uma positiva no Pacífico Sul e sul da AS, com relativa neutra no continente, eles mostram temperaturas elevadas marcadas sobre a região gênese dos CCM no continente (entre Argentina, Paraguai, Bolívia e Sul do Brasil), atributo que não ficou em evidência na componente. Essa constatação pode ser feita ao analisar o caso mais correlacionado (0,789), em 24/12/05, às 12h (Figura 34).

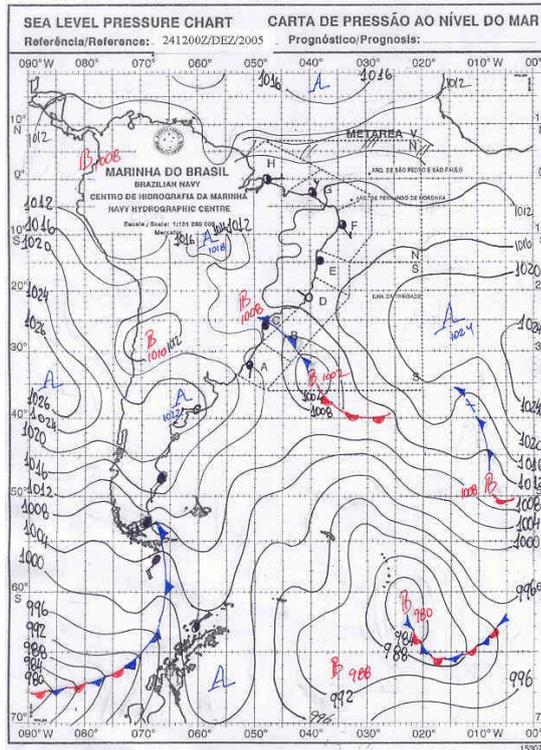


**Figura 34** - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 168 CCM (valores em °Celsius).

Em relação às cartas sinóticas, aqui ilustradas pelo dia do evento mais correlacionado com essa componente (Figura 35), pode-se afirmar que um sistema de alta pressão aparece em todas elas, entre o sul da AS e o sudoeste do Atlântico Sul (Figura 35). Ao cruzar com as informações do mapa de ventos médios (Figura 36), percebe-se que, na mesma região (no sul do RS, Uruguai e Argentina), há circulação anticiclônica. Não há frentes frias associadas (ver acoplamento JAN e JBN item 6.2.3.2).

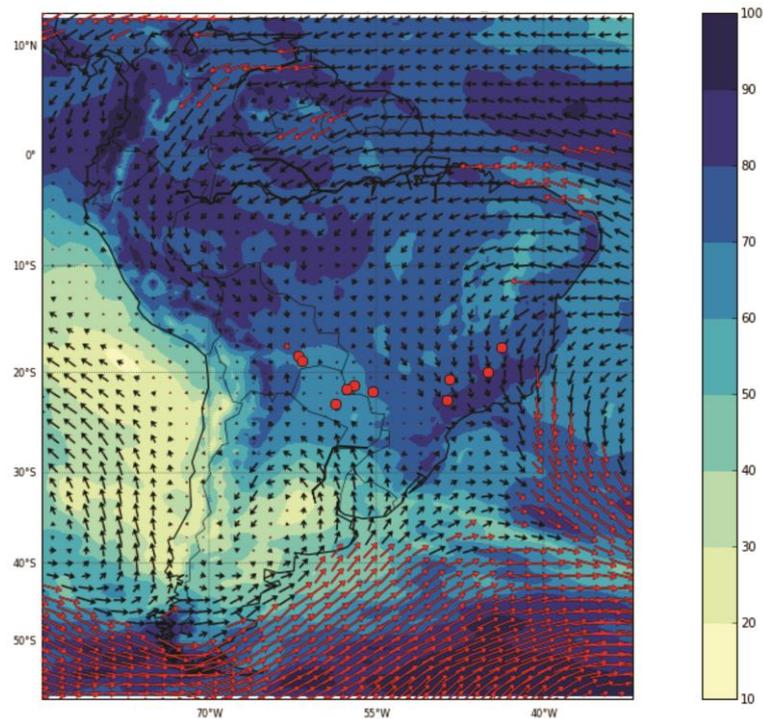
Em relação aos dados de altura geopotencial em 850 hPa (não mostrado), o campo médio dos 10 CCM não mostra a presença do cavado a oeste e da crista a leste da área de formação dos eventos. Além disso, apenas 40% dos casos mostram a BCH, o que justificaria o fraco escoamento de norte, indicando a atuação de outra circulação de baixos níveis nesses eventos.

Ao avaliar a circulação e a umidade relativa, ambos em 850 hPa (Figura 36), é possível sugerir que o ambiente atmosférico para a formação desses CCM tem uma parcela de participação da umidade proveniente do Atlântico Sul, semelhante a outros sistemas convectivos aqui analisados e diferente dos estudados por outros autores, que contam principalmente com a umidade da Amazônia.



**Figura 35** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM (24/12/05).

Fonte: DNH/Marinha



**Figura 36** - Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

O fluxo de vento médio dessa componente, em baixos níveis, tem núcleo máximo com velocidade de  $10 \text{ m s}^{-1}$ , o que poderia classifica-lo como JBN, do critério 0 de Bonner (1968). No entanto, seu cisalhamento vertical entre 700 e 850 hPa não corresponde ao mínimo exigido de  $5 \text{ m s}^{-1}$ , já que ficou em torno de  $4 \text{ m s}^{-1}$  na região de máxima velocidade do vento. Assim, pode-se afirmar que existe um escoamento em baixos níveis, com núcleo de até  $10 \text{ m s}^{-1}$ , mas não pode ser chamado de JBN, pois não cumpre os critérios. Sua porção leste tem posição final em torno de  $18^\circ \text{ S}$ , fazendo com que parte dos CCM formados se concentre na Bolívia. A outra porção da circulação indica a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), onde o fluxo de vento em baixos níveis está concentrado e os CCM se formaram.

Antes de explicar o que é a ZCAS e seu papel na formação dos CCM, é preciso ressaltar que Sugahara *et al.* (1994) já havia indicado uma correlação negativa entre a intensidade dos jatos de baixos níveis na região de formação dos CCM e a intensidade da ZCAS, visto que esta aparece enfraquecida ou ausente nos dias em que o jato é intenso (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997).

Dessa forma, o campo médio de ventos dos 10 CCM mais correlacionados, com ausência do JBN marcado no sentido norte-sul e com a localização de formação dos CCM na porção sudeste e centro-oeste do Brasil (Figura 36), sugerem que a atuação predominante em baixos níveis era da ZCAS. Carvalho e Jones (2009), definem essa zona de convergência como uma banda de nebulosidade e precipitação que ocorre durante o verão da AS e se localiza desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil (com orientação noroeste-sudeste), em direção ao oceano Atlântico Sul Subtropical.

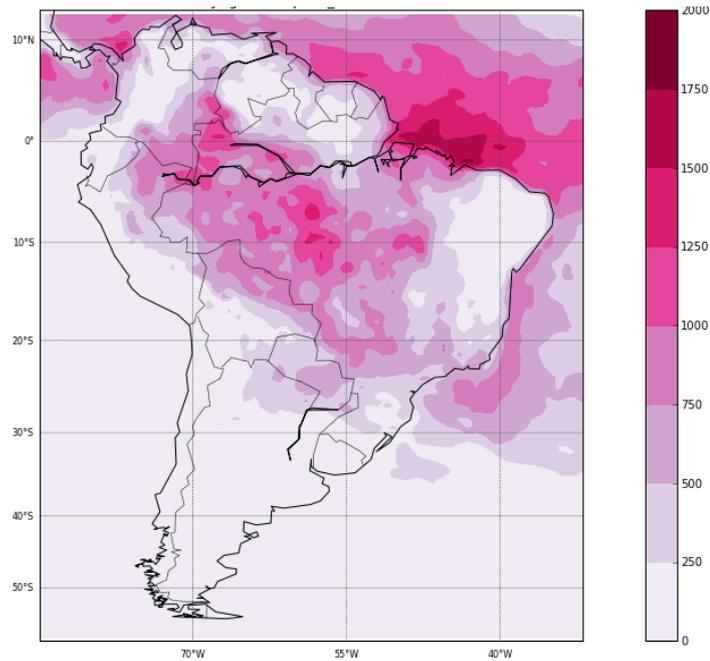
O estudo de Durkee (2008), cuja base de dados é a cedida para esse trabalho (sistemas convectivos de 1998 a 2007), indica que em períodos nos quais a região de ZCAS está atuante, os CCM estão posicionados mais a nordeste da sua região preferencial de formação (Sul do Brasil e do Paraguai e centro e norte da Argentina) e o fluxo de umidade da bacia Amazônica também se concentra nessa área de convergência (Figura 36). O autor afirma que essa mudança de localização dos CCM é o indicativo da mudança de direção e posição do transporte de calor e umidade em baixos níveis. Sendo assim, pode-se afirmar que a localização e

frequência dos CCM também são influenciadas pela presença da ZCAS (DURKEE, 2008).

É possível sugerir, ainda, que os CCM que se desenvolveram sobre o Paraguai e a Bolívia tenham recebido também umidade de Sul do Atlântico Sul, pelo fluxo em baixos níveis (circulação anticiclônica) que aparece entrando no continente pelo sul da AS e a alta umidade relativa de mais de 90% (Figura 36).

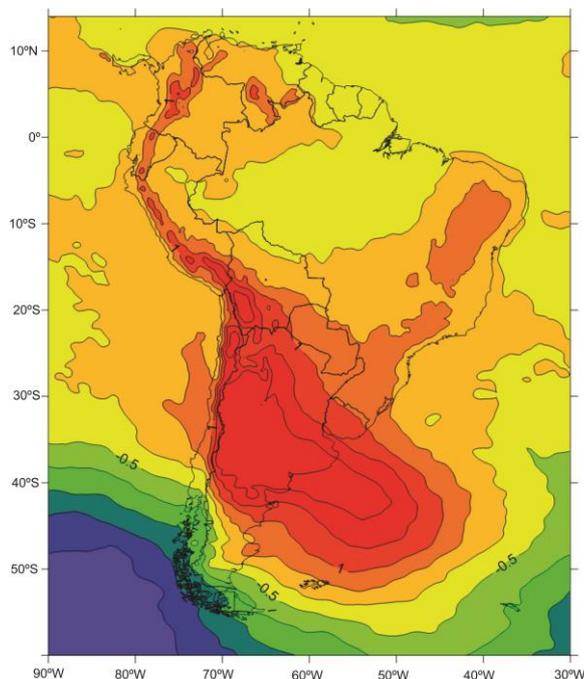
Em relação à energia convectiva disponível (Figura 37), essa componente possui a CAPE no limite mínimo sugeridos por outros autores anteriormente citados ( $500 \text{ J kg}^{-1}$ ), bem como o cisalhamento vertical médio dos 10 CCM, entre 700 e 1000 hPa, também dentro dos limiares, entre 6 e  $7 \text{ m s}^{-1}$ .

Conforme Tavares e Mota (2012), em seu estudo de eventos de precipitação extrema em Belém (PA), entre 1987 e 2007, casos de convecção severa se desenvolveram mesmo com baixos valores de CAPE. Seus resultados mostram que 46% dos eventos ocorreram com CAPE abaixo de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  antes de sua formação, que é um valor considerado limite para disparar a convecção profunda (WILLIAMS e RENNO, 1993). Dessa forma, os autores sugerem que nesses casos a convecção deve estar associada a sistemas de meso e grande escala, que atuaram além dos de escala local, e proporcionaram a convecção. Mais uma vez, indica que esse pode ser o caso do acoplamento entre os JBN e JAN (detalhado no item 6.2.3.2).

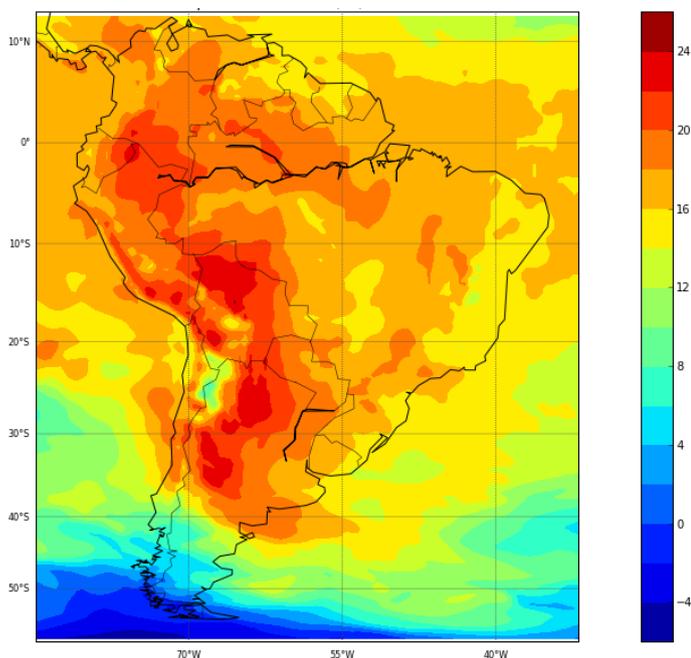


**Figura 37** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

A segunda componente principal desse grupo de CCM, com 27,01% de variância, revela uma anomalia positiva de temperatura muito marcada a Sul da AS, que em alguns casos individuais não estão tão evidentes (Figura 38). O ponto de corte da correlação ocorreu em 17/04/02, às 00h, com o valor de 0,631. O caso mais correlacionado (0,754) foi o do dia 11/01/02, às 00h, o qual apresenta na Figura 39 a região marcada de temperaturas elevadas na região de formação do CCM, como indicadas no trabalho de Guedes (1985).



**Figura 38** - Segunda componente principal de Temperatura (850 hPa) para os CCM da AS (tons de azul, roxo e verde, correspondem a anomalias negativas de temperatura; tons de amarelo, laranja e vermelho, correspondem a anomalias positivas de temperatura).



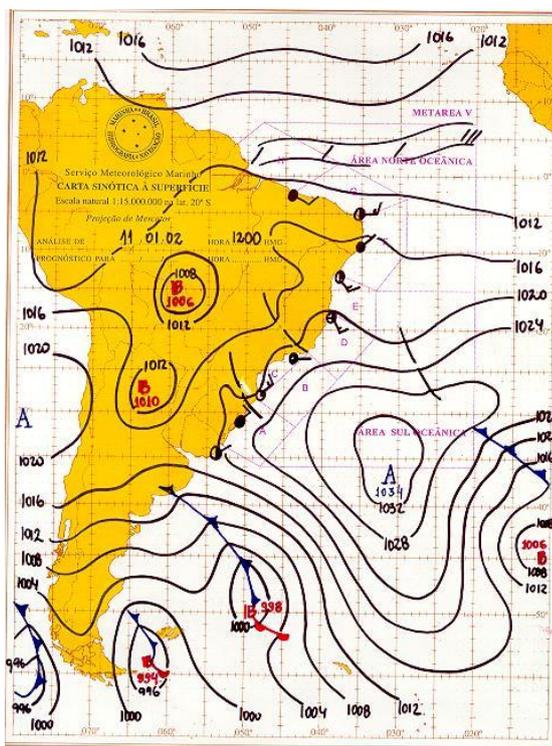
**Figura 39** - Temperatura 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 168 CCM (valores em °Celsius).

No que se refere às cartas sinóticas, correspondentes aos 10 eventos mais correlacionados com a componente, elas mostram uma baixa pressão atuando no sul da AS, até a região norte da Argentina e do Uruguai, que é confirmada pelos

dados de altura geopotencial em 850 hPa (não mostrado). Esse cavado vem acompanhado de um gradiente de pressão alto, cujas linhas isóbaras encontram-se próximas umas das outras, diminuindo a pressão em direção ao sul da Argentina e Chile (Figura 40).

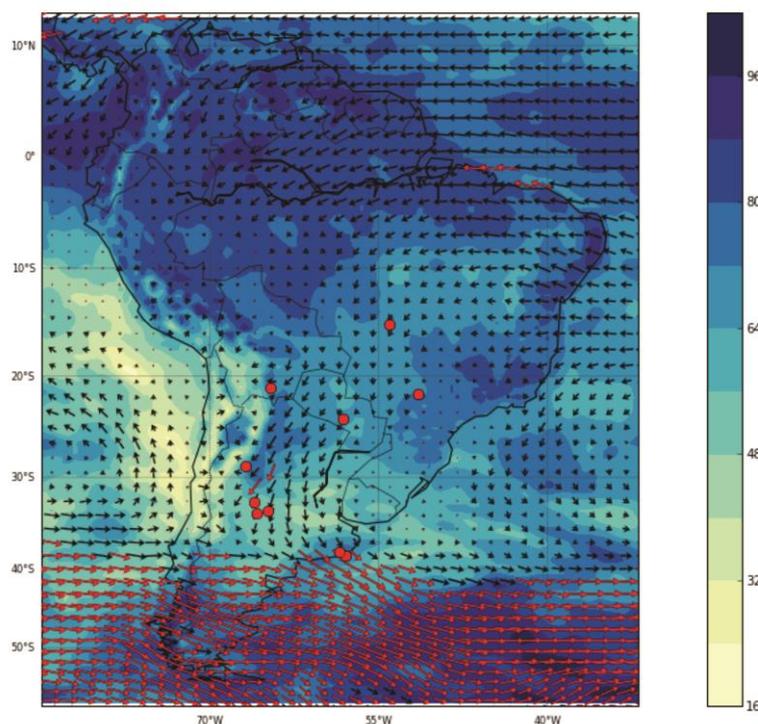
Esse gradiente acentuado de baixas pressões, quando observado o mapa de ventos médios a 850 hPa (Figura 41), pode ser o responsável pela trajetória do fluxo de norte em baixos níveis, com saída mais a oeste do continente (próximo aos Andes), se comparados com os escoamentos presentes no ambiente atmosférico do grupo dos 96 CCM, com saídas mais a leste (próximo ao litoral). Dessa forma, pode-se indicar que essa condição foi importante para que os CCM desse grupo não atingissem o Sul do Brasil, já que a saída do escoamento (ao sul de 35° S) ocorreu no Centro-Sul da Argentina, onde a maioria dos eventos se formaram.

Em todas as cartas aqui analisadas, a BCH aparece bem marcada, e em 30% delas há presença de frente fria sob o Sul da AS.



**Figura 40** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM (11/01/02).

Fonte: DHN/Marinha.

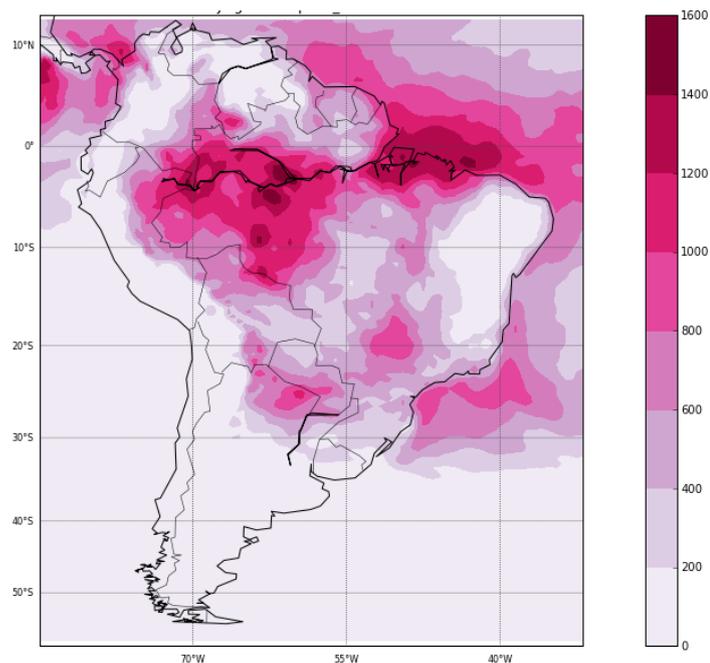


**Figura 41** - Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

O fluxo em baixos níveis, que se observa na Figura 41, com saída na região norte e central da Argentina não pode ser classificado como JBN. Embora ela tenha um centro de velocidade máxima de  $10 \text{ m s}^{-1}$  (vetores vermelhos), ele não possui cisalhamento vertical significativo nessa região, que ficou em torno de  $4 \text{ m s}^{-1}$ , não atendendo aos critérios de Bonner (1968).

Sendo assim, é possível afirmar que os CCM desse grupo, assim como o anterior, também não tinham a presença do JBN no seu ambiente prévio, apenas sendo marcado por um escoamento meridional de norte. Esse fluxo, contudo, deve contribuir no transporte de umidade e calor para a região de formação dos CCM, indicadas pela umidade relativa (cerca de 80%) e pelas altas temperaturas entre a Argentina, o Paraguai e a Bolívia (Figuras 39 e 41).

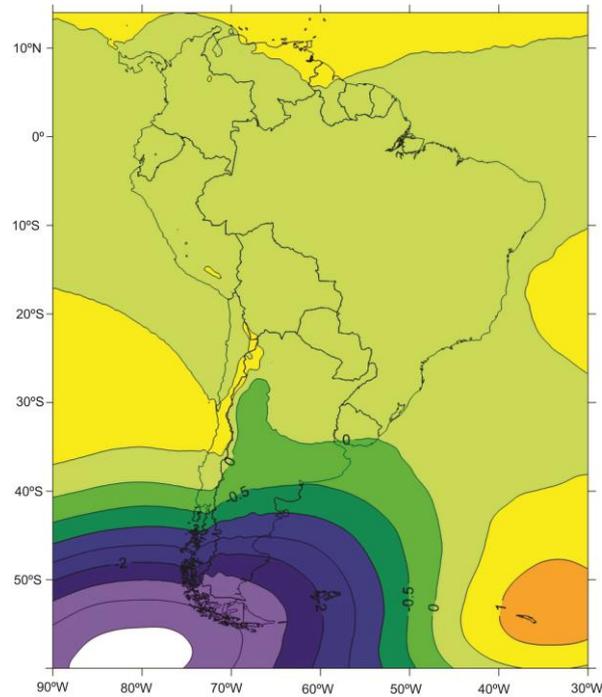
O valor de CAPE desse grupo é um pouco mais elevado do que o anterior (entre  $600$  e  $800 \text{ J kg}^{-1}$  na Figura 42), mas ainda assim abaixo de  $1000 \text{ J kg}^{-1}$  recomendados por Williams e Renno (1993), e o cisalhamento vertical nos primeiros 3 km da troposfera próximo aos limiares médios mínimos, entre  $6$  e  $10 \text{ m s}^{-1}$ .



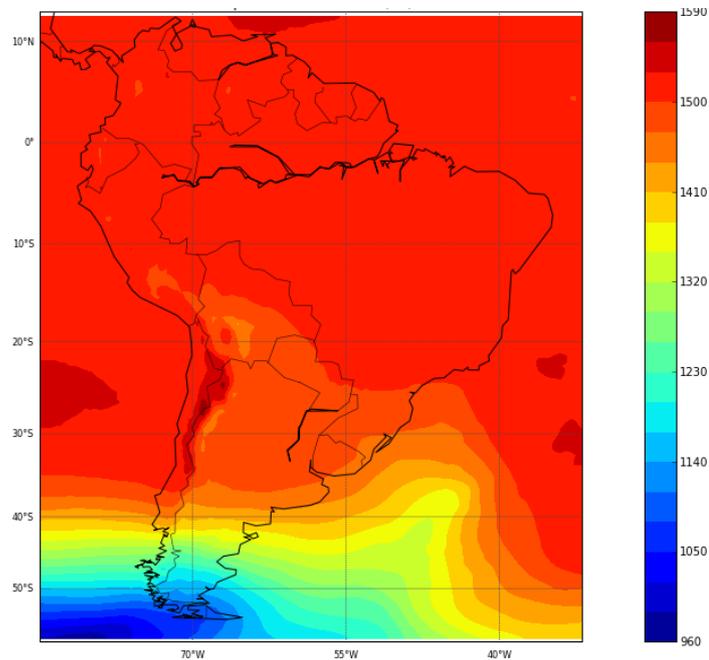
**Figura 42** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a segunda componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

### 6.2.2.2 Altura Geopotencial (850 hPa)

Em relação à altura geopotencial, também tiveram duas componentes como as mais representativas. A primeira teve 38,15% de variância, ou seja, representou o ambiente atmosférico de cerca de 60 casos do grupo de 168 CCM (Figura 43). O ponto de corte na correlação foi mais alto que a média anterior, ficando em 0,636, no dia 10/01/2003, às 18h. O evento mais correlacionado também teve o seu valor mais alto, do que as componentes já apresentadas neste trabalho, no valor de 0,941, no dia 22/05/01, às 18h (Figura 44).



**Figura 43** - Primeira componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM da AS (tons de azul e roxo, correspondem a anomalias negativas de altura geopotencial; tons de amarelo e laranja, correspondem a anomalias positivas de altura geopotencial).

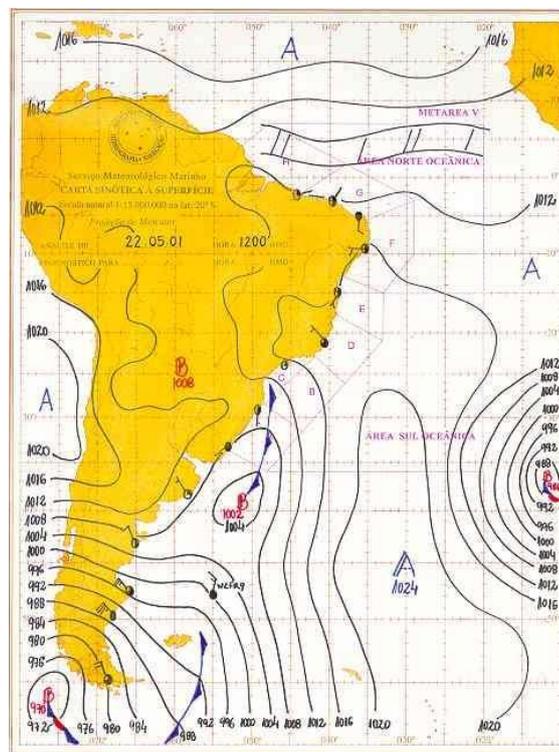


**Figura 44** – Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a primeira componente do grupo dos 168 CCM (valores em m).

As cartas correspondentes a essa componente, assim como a correspondente a segunda componente de temperatura apresentada anteriormente,

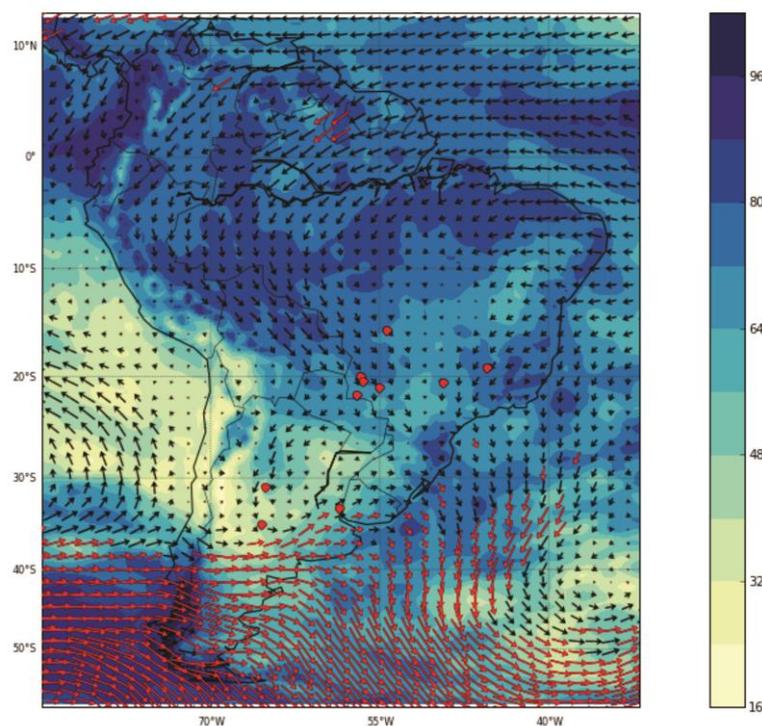
apresentam um cavado de baixa pressão invadindo o Sul do continente e com um alto gradiente de pressão. Essa rápida diminuição da pressão, ao Sul da AS, deve ser a forçante que desloca a trajetória do fluxo em baixos níveis para a região do Centro-Sul da Argentina, a oeste do continente, desviando-o do Sul do Brasil (Figuras 45 e 46).

Além do cavado a oeste da região gênese dos CCM, a crista a leste também é evidente nessa componente (Figura 44), correspondendo aos aspectos encontrados por Maddox (1983) e Guedes (1985). Outra característica que se repete aqui é que em 80% das cartas sinóticas, as frentes frias aparecem sobre o Sul da AS, e em todas elas a BCH é marcada.



**Figura 45** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM (22/05/01).

Fonte: DHN/Marinha.



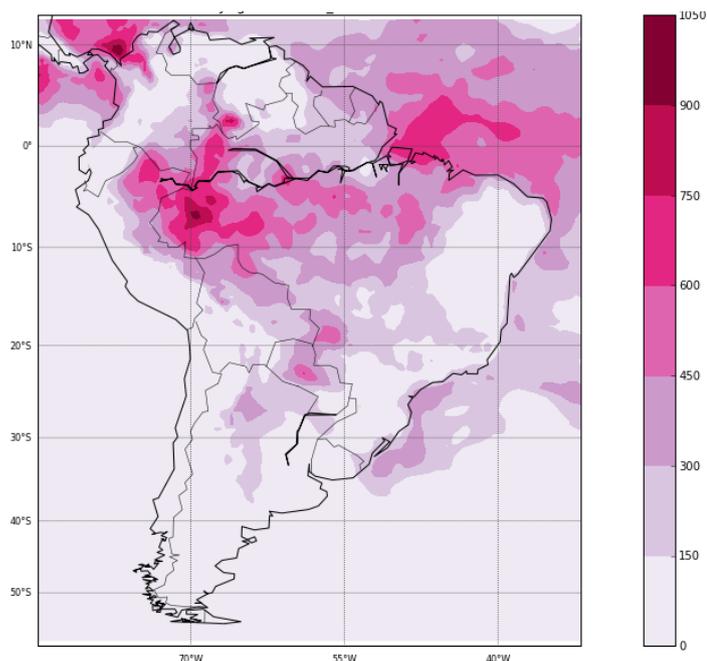
**Figura 46** - Campo de vento médio (u e v), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 9 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

Embora com características bem marcadas até  $20^\circ \text{ S}$ , o escoamento em baixos níveis dessa componente não pode ser classificado como JBN, já que seu núcleo de máxima velocidade não passa de  $9 \text{ m s}^{-1}$ , estando abaixo do critério mínimo de Bonner (1968), que considera JBN apenas eventos com velocidade acima de  $10 \text{ m s}^{-1}$ . O cisalhamento vertical na região também ficou abaixo do estabelecido pelo critério, chegando apenas a  $4 \text{ m s}^{-1}$ .

Os CCM dessa componente, formados em sua maioria entre o centro-oeste e sudeste do Brasil, refletem o comportamento dos ventos e umidade relativa em baixos níveis, mais concentrados nessa região. Uma pequena parcela desse escoamento meridional de norte consegue avançar até o norte e centro da Argentina, favorecendo ali a formação de dois dos 10 CCM que compõem os campos médios desse grupo (Figura 46). O comportamento do campo de ventos médios e a localização dos eventos formados indicam que a circulação média é semelhante àquela da atuação da ZCAS (DURKEE, 2008).

A energia disponível para a convecção é a mais baixa encontrada em todas as componentes analisadas nesse trabalho e também abaixo da média encontrada

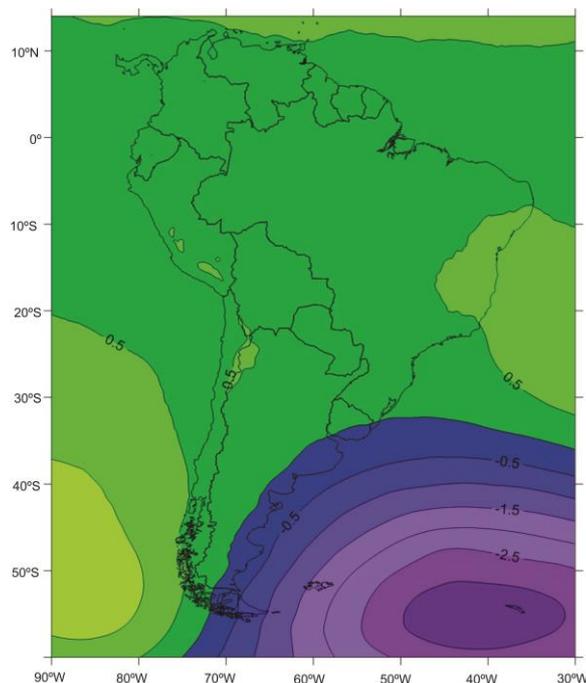
por outros autores, ficando em torno de  $450 \text{ J kg}^{-1}$  (Figura 47). Isso indica que o papel desempenhado por outras variáveis foram mais importantes para a convecção, entre eles o acoplamento entre os fluxos em baixos níveis e JAN (item 6.2.3.2), bem como o do cisalhamento vertical entre 700 e 1000 hPa, que variou entre  $6$  e  $12 \text{ m s}^{-1}$  na região gênese dos sistemas (BARBOZA e FEDEROVA, 1998a; LAING E FRITCSH, 2000; TAVARES e MOTA, 2012).



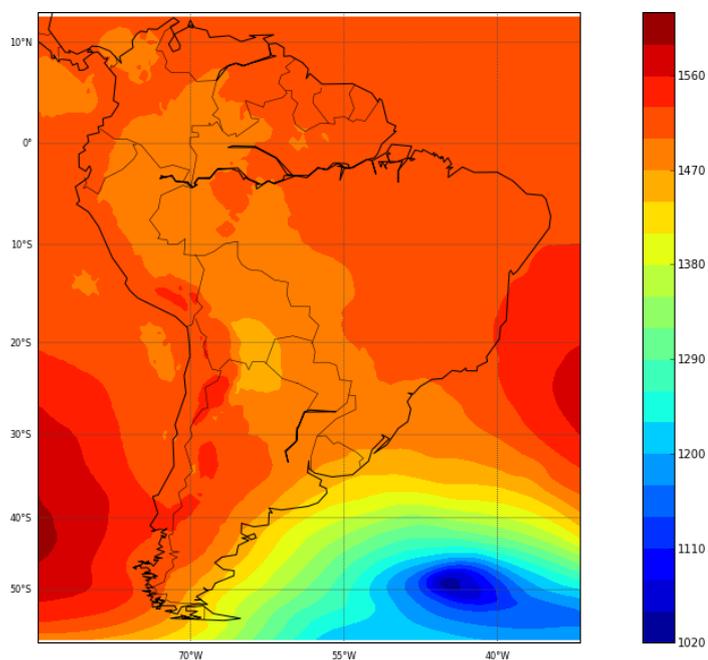
**Figura 47** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em  $\text{J kg}^{-1}$ ), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

A segunda componente foi a que apresentou mais similaridade com os seus casos (Figura 48). Sua representatividade é de 36,4% dos casos, o que significa que ela também corresponde ao ambiente atmosférico de cerca de 60 CCM.

O ponto de corte ficou em 0,68, no dia 11/03/2001, às 06h, o que também é uma alta correlação. O evento mais correlacionado (0,978) é outro exemplo de correlação muito alta, no dia 05/12/99, às 12h (Figura 49).



**Figura 48** - Segunda componente principal de Altura Geopotencial (850 hPa) para os CCM da AS (tons de azul e roxo, correspondem a anomalias negativas de altura geopotencial; tons de verde escuro, correspondem a anomalias positivas de altura geopotencial).



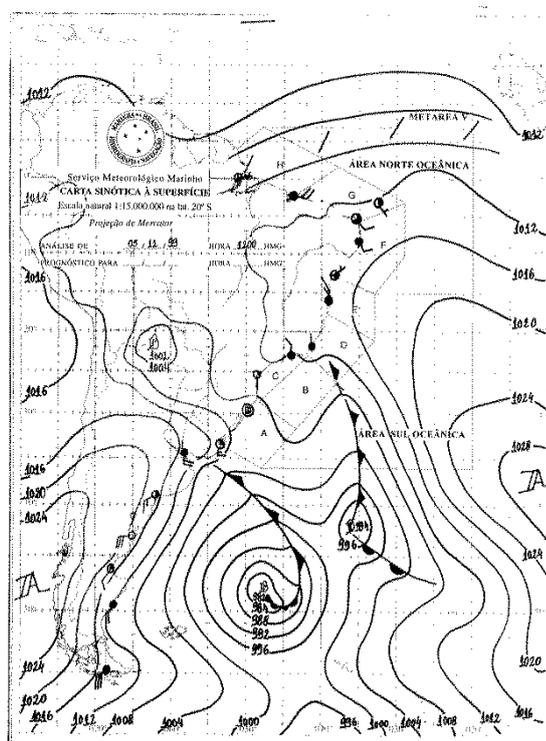
**Figura 49** - Altura Geopotencial 850 hPa do CCM mais correlacionado com a segunda componente do grupo dos 168 CCM (valores em mgp).

As cartas sinóticas dessa componente mostram a predominância de baixa pressão no sudoeste do Atlântico, que pode ser confirmada pela circulação ciclônica no mapa de ventos médios (Figura 51). Essa baixa tão acentuada pode ser o motivo

da direção que os JBN seguiram, para o Atlântico Sudoeste, como se pode ver nos mapas de ventos 850 hPa.

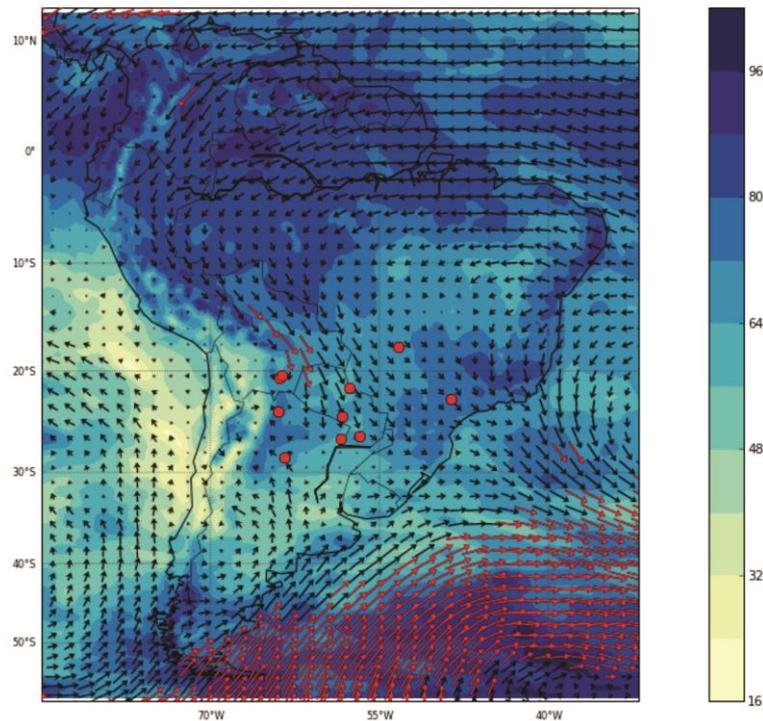
Em 50% das cartas, há presença de alta pressão ao Sul da AS, verificada pela circulação anticiclônica no continente (Figura 51). Assim, um dos 10 CCM que ocorreu ao norte da Argentina provavelmente também foi alimentado pela entrada de umidade de Sul, do Atlântico Sul. Nos outros eventos é possível ver a mesma situação, descrita anteriormente, indicada por Marengo *et al.* (2009), com a intensificação dos alísios e do fluxo de umidade vindo da Amazônia para a região Sul e, na saída do escoamento de norte, já pelos estados do Sul do Brasil, uma convergência com um fluxo de ar que vem do Atlântico Sul, deixando úmida toda a região gênese dos CCM (umidade relativa acima de 70%).

No que se refere às frentes frias, percebe-se em 30% das cartas sinóticas dois sistemas atuando junto à costa do Sul do Brasil, e a presença de uma alta pressão no sul a América do Sul (Figura 50).



**Figura 50** - Carta sinótica do ambiente prévio do CCM mais correlacionado com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM (05/12/99).

Fonte: DNH/Marinha.



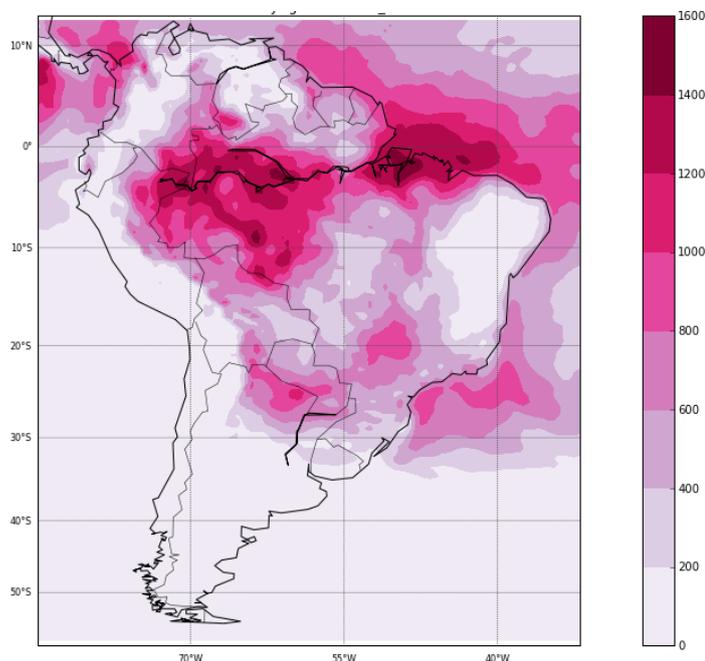
**Figura 51** - Campo de vento médio ( $u$  e  $v$ ), em 850 hPa, (vetores em vermelho representam as regiões com velocidade de vento  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e umidade relativa em 850 hPa (%) dos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a segunda componente principal de Altura Geopotencial 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

Esse foi o único grupo, dentre os que compõem o grupo dos 168 CCM da AS, em que o fluxo de norte atendeu aos critérios para ser classificado como JBN. A velocidade do jato atingiu os  $12 \text{ m s}^{-1}$  na sua região máxima (vetores vermelhos na Figura 51) e o cisalhamento vertical ficou em  $5,7 \text{ m s}^{-1}$ , se enquadrando no critério 0 de Bonner (1968), no qual o núcleo do jato precisa ter  $10 \text{ m s}^{-1}$  e o cisalhamento vertical de  $5 \text{ m s}^{-1}$ , entre 700 e 850 hPa.

A saída do JBN, a  $25^\circ \text{ S}$ , também o caracteriza como do tipo CJE (NICOLINI *et al.*, 2002). Além disso, essa componente também se parece com a dos 96 CCM pela presença marcada da crista a leste e do cavado a oeste da região dos CCM (Figura 49), conforme os dados de altura geopotencial em 850 hPa (MADDOX, 1983; GUEDES, 1985).

Essa também foi a componente onde os valores de CAPE foram mais altos nesse grupo de 168 CCM (Figura 52): entre  $800$  e  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ , indicando que havia energia convectiva disponível para a convecção profunda, sendo menos dependente do acoplamento entre JBN e JAN para a formação dos CCM (WILLIAMS e RENNO, 1993; BARBOSA e FEDEROVA, 1998b; TAVARES e MOTA, 2012). O valor do

cisalhamento vertical na região de desenvolvimento dos eventos também correspondeu ao indicado para a AS por Laing e Fritsch (2000): entre 6 e 8 m s<sup>-1</sup>.



**Figura 52** - Potencial de Energia Convectiva Disponível (CAPE, em J kg<sup>-1</sup>), em 910 hPa, para os 10 CCM mais correlacionados com a primeira componente principal Temperatura 850 hPa do grupo dos 168 CCM.

Sendo assim, verifica-se que três dos quatro ambientes que formaram os 168 CCM que não atingiram o Sul do Brasil não podem ser caracterizados pela presença de JBN. Embora haja escoamento intenso, que pode estar associado a JBN, nesse momento não é possível chama-lo de JBN devido ao fato dos critérios amplamente utilizados não serem atendidos.

Os valores de CAPE mais baixos na região de formação dos eventos ( $\geq 450$  J kg<sup>-1</sup>), também tornam esse grupo mais dependente, do que o grupo dos 96 CCM, do acoplamento entre os fluxos em baixos níveis (850 hPa) e os JAN (200 hPa), para que a convecção seja iniciada e mantida.

Apenas a última componente aqui apresentada se assemelha em ambiente atmosférico prévio às do grupo de 96 CCM, o que sugere que uma investigação mais detalhada de trajetória dos eventos dessa componente deve ser feita, para entender por que eles não atingiram o Sul do Brasil no seu ciclo de vida.

### **6.2.3 Análise comparativa dos campos de ventos (850 e 200 hPa) das componentes dos grupos de CCM que atingiram o Sul do Brasil daqueles que atuaram em outros locais da AS**

Após a análise das componentes, e seus respectivos ambientes atmosféricos médios dos 10 CCM mais correlacionados e das cartas sinóticas correspondentes, faz-se necessário discutir o campo de ventos comparativamente. Isso porque, a análise comparativa revelou variabilidade entre os comportamentos dos fluxos em baixos níveis que formaram os CCM do Sul do Brasil daqueles que ocorreram em outros locais da AS. Além disso, o acoplamento entre os JBN e os JAN se mostrou como uma das características principais para o desenvolvimento de CCM na AS, merecendo uma análise particular.

#### **6.2.3.1 Comparação entre os ventos, em 850 hPa, e a localização dos grupos de CCM do Sul do Brasil e da AS**

Primeiramente, é importante ressaltar que existe uma semelhança entre todos os campos de ventos dos 96 CCM e um dos 168 CCM (referente à segunda componente de altura geopotencial 850) em que houve a presença marcada dos JBN. Isso porque, nesses ambientes prévios de formação dos CCM o escoamento correspondeu aos critérios de classificação de Bonner (1968) para JBN e foi do tipo CJE, com saída em latitudes superiores a 25° S (Figuras 17, 22, 27, 31 e 51). Esse tipo de JBN, segundo Nicolini *et al.* (2002), está relacionado aos maiores valores de precipitação sobre o Uruguai, parte da Argentina e o Estado do Rio Grande do Sul, entre os anos de 2000 e 2006, o que corrobora a atuação de CCM no Sul do Brasil (para o grupo dos 96) e na Argentina e Uruguai (para a componente dos 168).

Entretanto, ao comparar o fluxo meridional em baixos níveis, entre os grupos dos CCM que atingiram o Sul do Brasil e os que atuaram em outras regiões da AS (excetuando a segunda componente de altura geopotencial citada acima), é possível perceber que a classificação, a direção e a localização de saída dos ventos são diferentes.

Como já foi explicado, o ambiente atmosférico dos eventos que atingiram o Sul do Brasil é formado por escoamentos que podem ser classificados como JBN, bem marcados e definidos, com saída próxima ou sobre os estados de RS, SC ou

PR (Figuras 17, 22, 27 e 31). Essa posição do JBN faz com que ali também seja a região de convergência de umidade, transportada da Amazônia e/ou do oceano Atlântico Sul, o que culmina na formação dos CCM sobre o mesmo local em que os jatos estão convergindo.

Nascimento (2008), entre os anos de 2000 a 2006, observou 719 casos de JBN, relacionados a um intenso fluxo de umidade, que gera convergência sobre o Paraguai, parte da Argentina e sobre o Sul do Brasil (RS, SC e PR). Esse estudo reafirma a importância do papel dos JBN para a formação do ambiente atmosférico favorável para o desenvolvimento de CCM. “Observa-se que o fluxo de umidade é intenso sobre toda região a leste dos Andes, indicando assim que o transporte de umidade parece ser ocasionado pelos JBN” (NASCIMENTO, 2008, p. 131).

Em relação ao grupo dos 168 CCM, que atuaram na AS, é possível perceber duas características que o diferencia daqueles que atingiram o Sul do Brasil. Com exceção da segunda componente principal de altura geopotencial 850 hPa (Figura 51), todos os outros campos de ventos não podem ser classificados como JBN, por não atenderem aos critérios amplamente utilizados na literatura. Além disso, estão deslocados para oeste, com saída entre o norte e o centro da Argentina, ou ainda sem escoamento em baixos níveis marcado para o sul do continente, formando uma condição atmosférica característica de ZCAS (já explicitada nos tópicos anteriores).

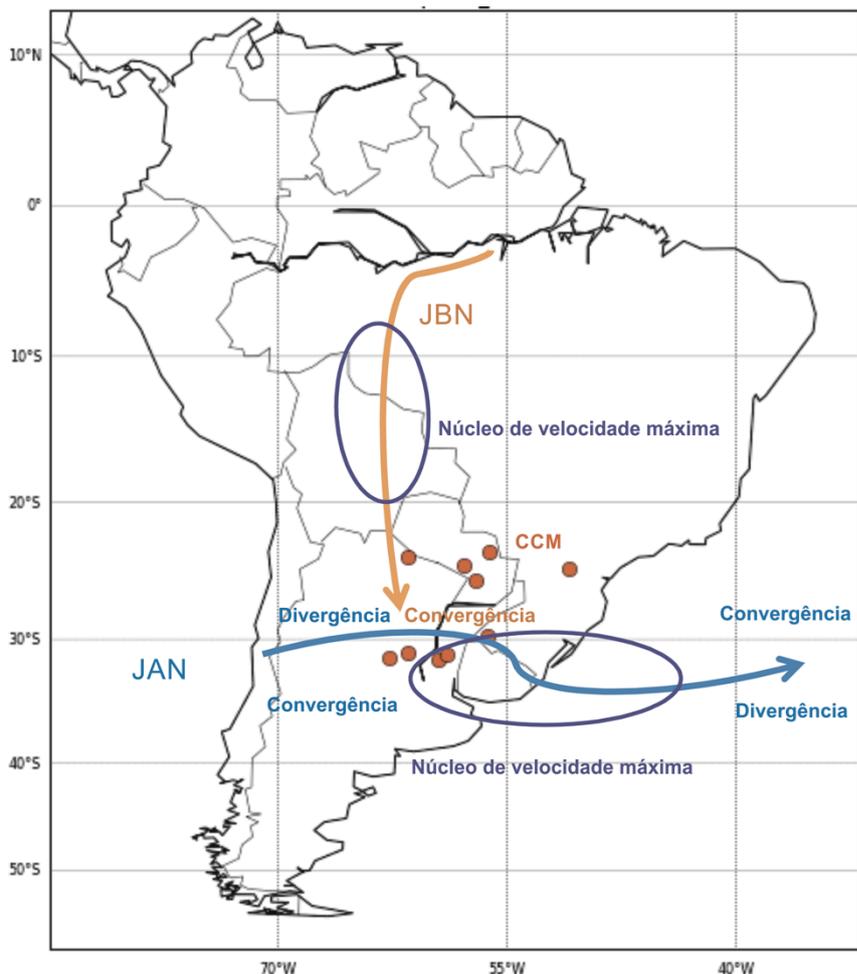
Dessa forma, como foi observado nos campos de ventos da primeira componente de temperatura 850 hPa, do grupo dos 168 CCM, quando não há atuação de JBN, a região da Bacia do Prata, em geral, e a do Sul do Brasil, em particular, tem fraca atividade convectiva, não havendo CCM no Sul do Brasil (Figuras 36 e 37). Por outro lado, as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Norte do Brasil é que concentram a atividade convectiva relacionada às regiões da ZCAS (DURKEE, 2008).

#### **6.2.3.2 Comparação entre os ventos, em 850 e 200 hPa, e a localização dos grupos de CCM do Sul do Brasil e da AS**

Para a análise comparativa entre fluxos médios de altos e baixos níveis, foram elaborados mapas de ventos usando as componentes u e v (850 e 200 hPa), níveis correspondentes aos JBN e JAN, respectivamente. Os mapas aqui

apresentados também são referentes aos 10 CCM mais correlacionados com cada uma das componentes principais, detalhadas anteriormente. A fim de avaliar a relação entre os jatos, seus respectivos acoplamentos – entre zonas de convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis – e a formação dos CCM, foram plotados nos mapas a posição inicial (gênese) de cada um dos 10 eventos.

Primeiramente, é relevante ilustrar a situação de acoplamento entre JBN e JAN aqui analisada, tão importante para o desenvolvimento de tempestades severas (Figura 53). Conforme Newton (1967) e Uccellini e Johnson (1979), esse mecanismo dinâmico de acoplamento entre os jatos é responsável pela gênese e intensificação de tempestades severas, visto que a atividade convectiva é propícia quando os eixos dos dois jatos tendem a se encontrar ortogonalmente. Isso porque a diferença de direção do vento, em baixos e altos níveis, e a consequente diferença de umidade e temperatura entre eles, desenvolve a instabilidade convectiva. Ao mesmo tempo, na zona de saída do JBN há convergência de ar úmido e quente, enquanto que em altos níveis, na porção norte e à esquerda do núcleo máximo de velocidade do JAN (considerando o Hemisfério Sul) há uma região de divergência, o que favorece a convecção e formação de CCM (UCCELLINI e JOHNSON, 1979; TREWARTHA e HORN, 1980; VASQUEZ, 2011).



**Figura 53** – Esquema de acoplamento entre os jatos de baixos níveis (JBN) e jatos de altos níveis (JAN) no Hemisfério Sul.

Após a análise dos campos médios em baixos e altos níveis (850 e 200 hPa, respectivamente), foi possível verificar que todos os campos das componentes, tanto do grupo de 96 quanto do de 168 CCM, possuem JAN com cisalhamento vertical entre 5 e 11  $\text{m s}^{-1}$ , por quilômetro de altura, e com núcleo de velocidade de pelo menos 32  $\text{m s}^{-1}$ . Dessa maneira, mesmo os casos onde o fluxo meridional de norte não cumpriu todas as premissas para ser chamado de JBN, é possível sugerir o acoplamento entre ele e o JAN no ambiente atmosférico prévio ao desenvolvimento dos sistemas convectivos de todas as componentes acima detalhadas (Figuras 54 a 57). Contudo, algumas particularidades serão ressaltadas, já que há componentes onde o JAN não é o principal responsável pelo fluxo vertical e/ou o acoplamento possui características diferentes.

Em relação ao grupo dos 96 CCM que atuaram no Sul do Brasil, todos tiveram as características de JBN e JAN atendidas, assim como três das quatro

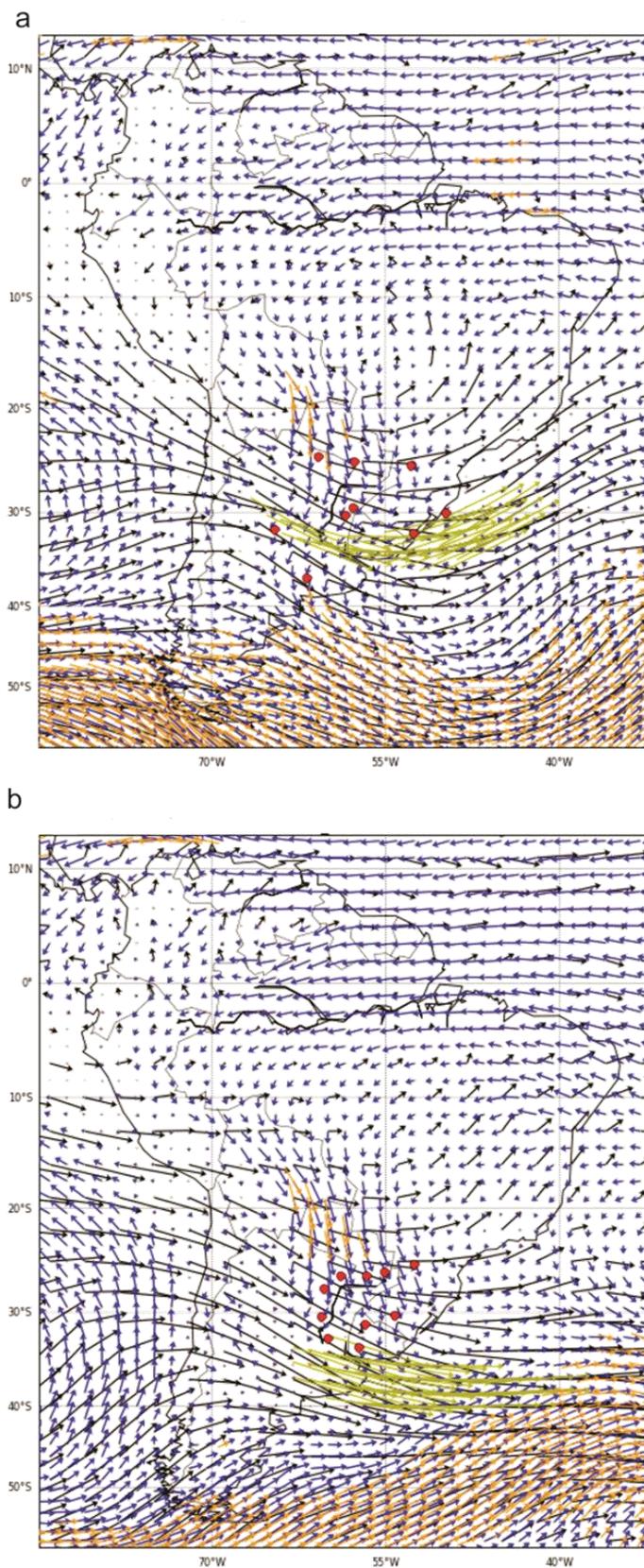
componentes sugerem o acoplamento entre esses jatos dentro dos padrões esperados (Figuras 54 a,b e 55 b). Isso significa que nesses casos, assim como no estudo de Maddox (1983), a corrente de jato em altos níveis, com núcleo máximo  $\geq 32 \text{ m s}^{-1}$ , indica que o desenvolvimento inicial dos CCM está ocorrendo na porção esquerda do jato (para o Hemisfério Sul), que junto à forçante em baixos níveis, aparentemente, são responsáveis pela circulação vertical associada a esse JAN na região onde o seu fluxo é divergente.

Barboza e Federova (1998a) ressaltam ainda que o escoamento da corrente de jato, passando de um cavado para uma crista, também é uma característica que determina a divergência em altos níveis, a qual propicia uma região de convergência em baixos níveis troposféricos. Assim, mesmo no caso em que os jatos não aparecem muito alinhados entre as zonas de convergência e divergência, na primeira componente de temperatura 850 hPa (Figura 55 a), é possível verificar que o núcleo de máxima velocidade do JAN tem um escoamento entre cavado e crista, o que contribui para a convecção e formação de CCM ao norte desse JAN.

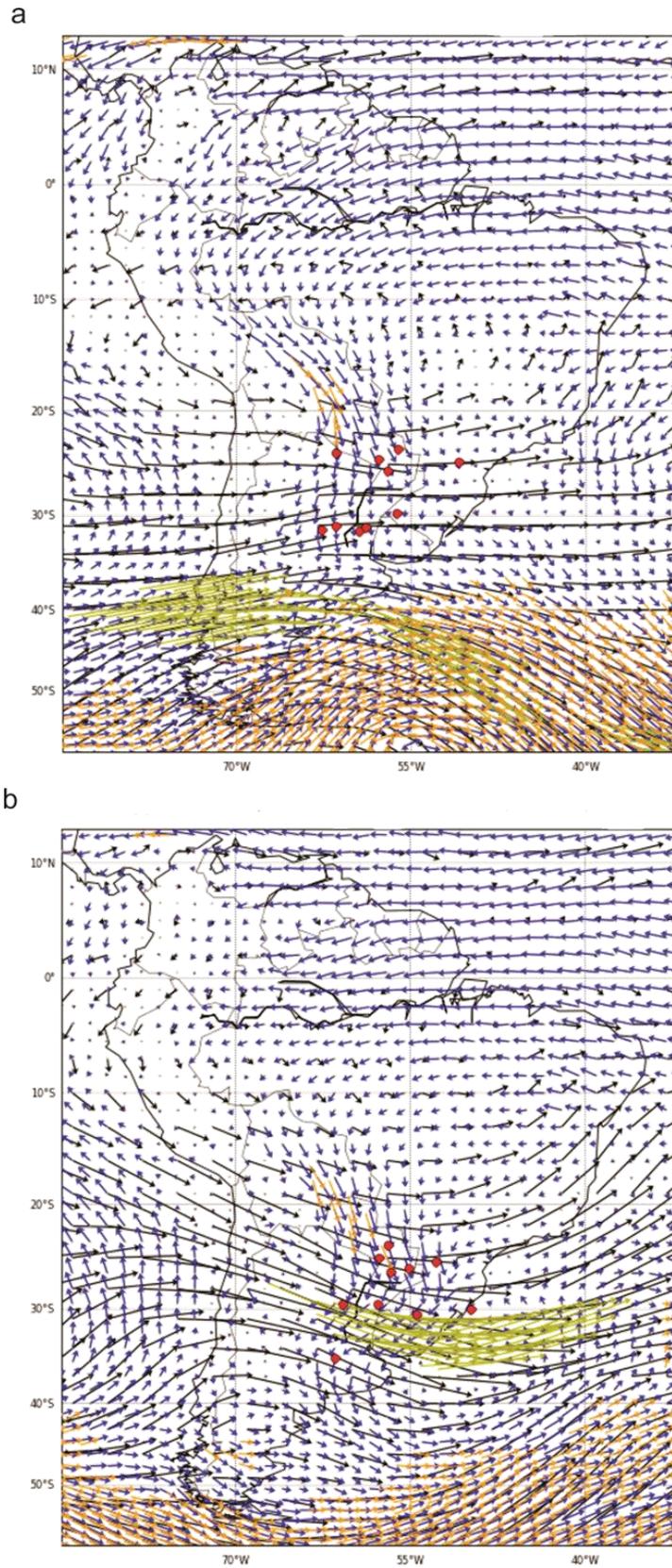
Entretanto, essa primeira componente de temperatura 850 hPa contou ainda com a participação das frentes frias, encontradas ao Sul da AS em 50% das cartas sinóticas correspondentes. Na presença desses sistemas frontais, sabe-se que não há a necessidade da participação dos JAN para o desenvolvimento das tempestades, já que as frentes frias exercem o papel de promover a advecção vertical da umidade e o conseqüente desenvolvimento de nuvens para a formação dos CCM (BARBOZA e FEDEROVA, 1998b).

Por outro lado, para os campos em que a participação das frentes frias não se mostra predominante, como é o caso da segunda componente de altura geopotencial 850 hPa desse grupo, a corrente de jato em 200 hPa é o mecanismo principal dos movimentos verticais para a formação de CCM, como afirmam Barboza e Federova (1998a).

Somado a isso, a concentração da região de formação de CCM para esse grupo do Sul do Brasil (posição equatorial em relação ao JAN) também condiz com a encontrada por Velasco e Fritsch (1987) na AS.



**Figura 54** – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Altura Geopotencial 850 hPa para o grupo dos 96 CCM. Em laranja os núcleos de velocidade máxima dos JBN ( $a. \geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e, em amarelo, os do JAN ( $a. \geq 45 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 48 \text{ m s}^{-1}$ ).



**Figura 55** – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Temperatura 850 hPa para o grupo dos 96 CCM. Em laranja os núcleos de velocidade máxima dos JBN (a.  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ , b.  $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e, em amarelo, os dos JAN (a.  $\geq 38 \text{ m s}^{-1}$ , b.  $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$ ).

Já no grupo dos 168 CCM que atuaram em outros locais da AS, já foi explicado que os campos de três das quatro componentes correspondentes não possuem JBN, embora tenham fluxo meridional intenso, entre 9 e 12 m s<sup>-1</sup> de velocidade máxima. O caso que apresenta ZCAS (Figura 56 a) é o único que realmente não possui vento de norte marcado, mas sim um escoamento de noroeste em direção ao Atlântico Sul. No entanto, todos possuem JAN característico, com velocidade do núcleo máximo entre 32 e 50 m s<sup>-1</sup> (Figuras 56 e 57).

O campo sem JBN classificado, também foi encontrado nos trabalhos de Guedes e Silva Dias (1984) e de Barboza e Federova (1998b). Mesmo assim, esses escoamentos em baixos níveis, em torno de 10 m s<sup>-1</sup>, foram suficientes para transportar calor e umidade até a região de divergência em altos níveis, condição que favoreceu os movimentos verticais, o desenvolvimento de nuvens e a gênese dos CCM.

Outra peculiaridade desse grupo, em relação aos dos 96 CCM, é que dois dos quatro campos médios das componentes mostraram-se dependentes do acoplamento entre JBN e JAN para promover a formação de CCM. Isso porque, a primeira e a segunda componente de temperatura (ambas em 850 hPa) não se caracterizaram pela presença de frentes frias, além da primeira componente de temperatura ter valor de CAPE mínimo em baixos níveis para promover a convecção (500 J kg<sup>-1</sup>).

Contudo, essa primeira componente de temperatura 850 hPa (Figura 56 a) revela que o JAN tem seu núcleo máximo mais a norte, próximo a região onde há formação de ZCAS, e os CCM desenvolvidos estão localizados à esquerda desse núcleo, na zona preferencial de convergência em altos níveis. Assim, sugere-se que há o comportamento esperado para atribuir ao JAN o papel de principal responsável pelos movimentos verticais.

A segunda componente de temperatura (Figura 56 b), por sua vez, possui um valor de CAPE dentro da média para a convecção de nuvens de tempestade (entre 600 e 800 J kg<sup>-1</sup>), além de ter um campo médio de ventos que indica o acoplamento entre o fluxo em baixos níveis e o JAN na região gênese de 60% dos seus CCM.

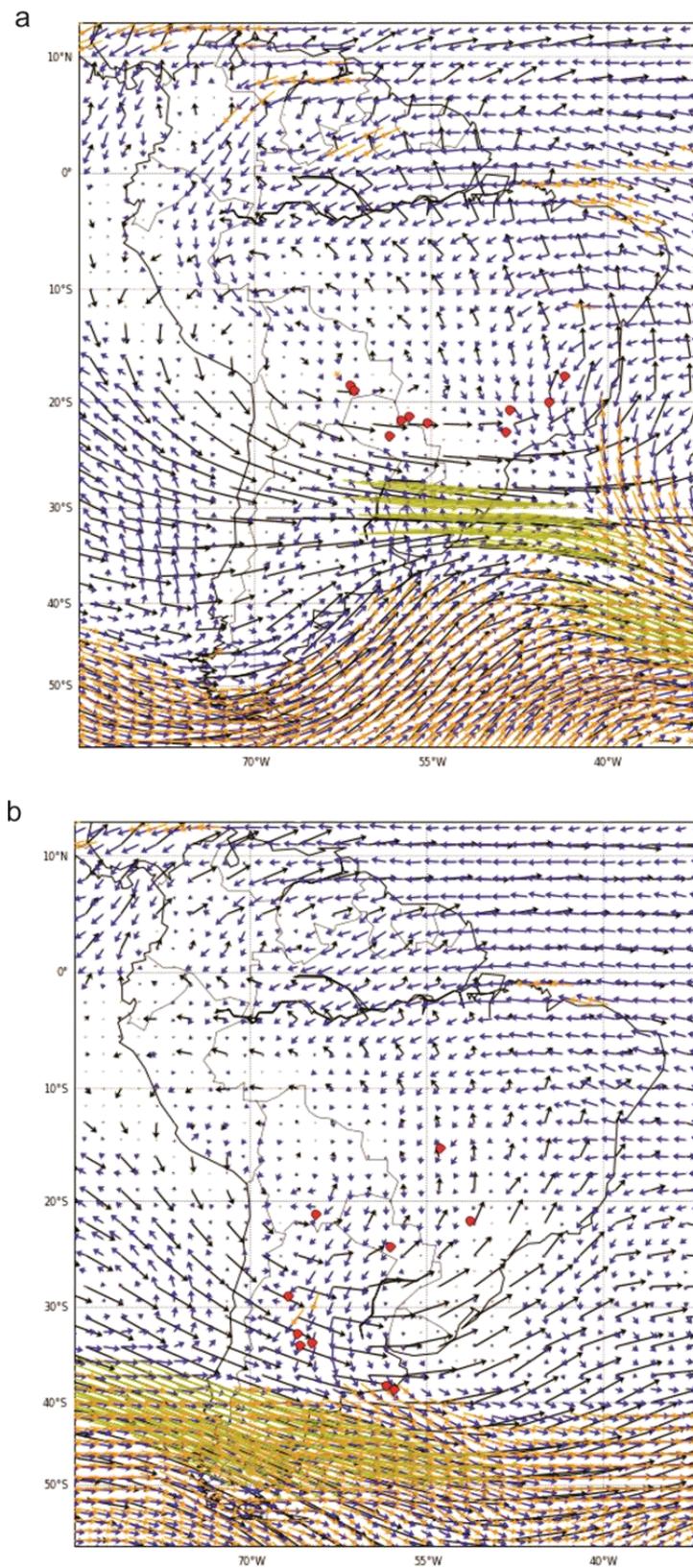
Já a segunda de altura geopotencial, apesar de não ter a presença marcante de frentes frias no continente (apenas frentes oceânicas em 30% dos casos analisados), possui JBN dentro dos critérios e CAPE alta (entre 800 e 1000 J kg<sup>-1</sup>), o

que propiciaria a convecção. Somado a isso, o posicionamento do seu JBN e JAN também sugerem acoplamento (Figura 57 b), propiciando o desenvolvimento dos CCM.

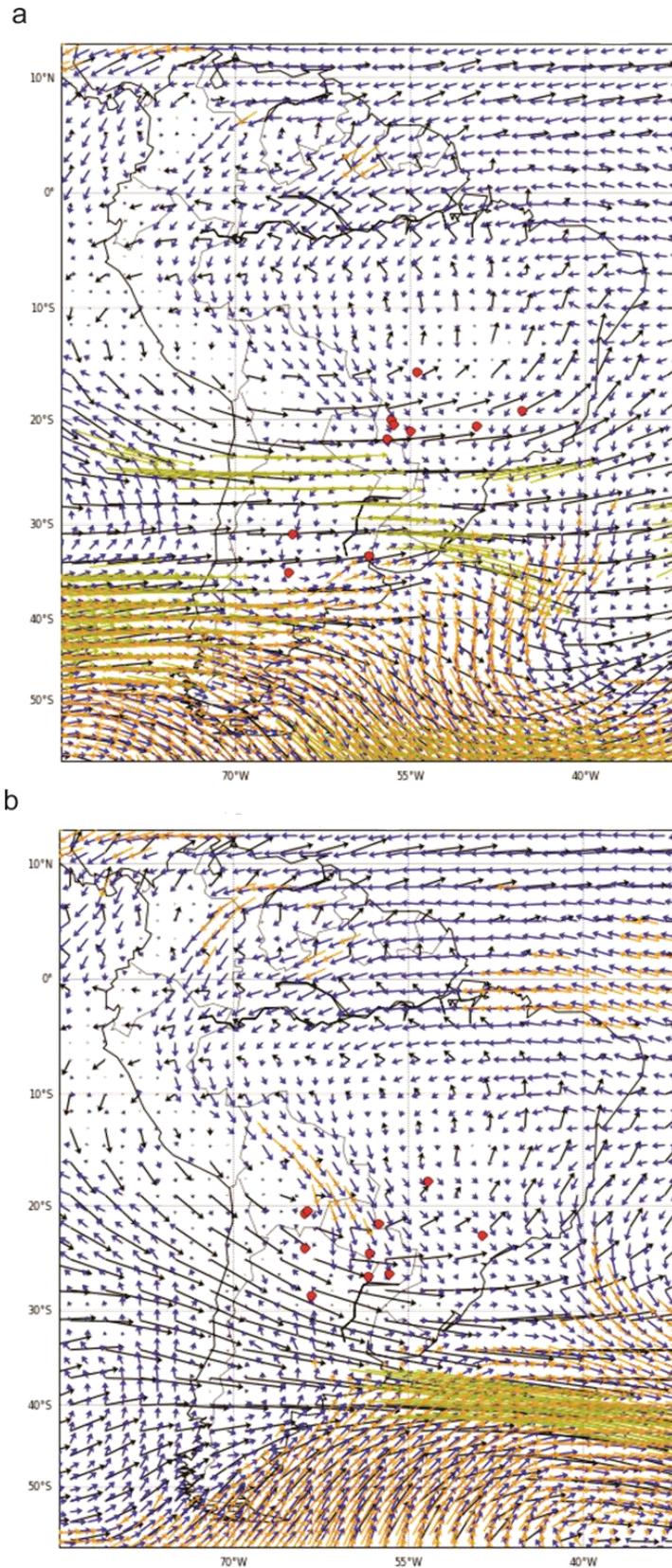
No caso do campo de ventos médios da primeira componente de altura geopotencial (Figura 57 a), é possível perceber que os CCM se formaram a norte dos dois núcleos de velocidade máxima do JAN. Nesse caso especial, o campo médio de ventos indica que houve a participação do jato subtropical (núcleo sobre o Sul do Brasil) acoplado ao jato polar (núcleo chegando ao sul da AS).

Escobar (2009), já havia descrito esse acoplamento entre os dois JAN na AS, em estações de transição e inverno. Como principal consequência, esse deslocamento do jato polar para o norte indica a sua associação com frentes frias em baixos níveis, estando o jato localizado atrás do sistema de nuvens e por cima da superfície frontal (ESCOBAR, 2009). Essa descrição condiz com o caso dessa componente, cujas cartas sinóticas (80%) mostraram participação das frentes e o posicionamento dos CCM a norte do jato polar revela a área de formação do campo de nuvens.

Além disso, os CCM que se formaram próximo ao jato polar estão bem na região do escoamento onde o jato passa de cavado a crista, proporcionando a divergência em altos níveis explicada anteriormente, o que já seria suficiente para justificar o papel dos JAN na convecção (BARBOZA e FEDEROVA, 1998a).



**Figura 56** – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Temperatura 850 hPa para o grupo dos 168 CCM. Em laranja os núcleos de velocidade máxima dos JBN ( $a. \geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e, em amarelo, os dos JAN ( $a. \geq 42 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 46 \text{ m s}^{-1}$ ).



**Figura 57** – Componentes u e v de ventos, em 850 hPa (azul) e 200 hPa (preto), referentes aos 10 CCM (círculos vermelhos) mais correlacionados com a primeira (a) e a segunda (b) componentes de Altura Geopotencial 850 hPa para o grupo dos 168 CCM. Em laranja os núcleos de velocidade máxima dos JBN ( $a. \geq 9 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 12 \text{ m s}^{-1}$ ) e, em amarelo, os dos JAN ( $a. \geq 32 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b. \geq 50 \text{ m s}^{-1}$ ).

Sendo assim, é possível concluir que existem algumas diferenças entre o comportamento dos JBN e JAN dos grupos dos CCM que atingiram o Sul do Brasil daqueles que atuaram em outras localidades da AS. O primeiro grupo cumpriu todos os padrões de classificação para os jatos em altos (200 hPa) e baixos níveis (850 hPa) indicados em literatura para a formação dos CCM, o posicionamento entre eles indica acoplamento, para o desenvolvimento de movimentos verticais, além da presença de outras forçantes em média e pequena escala, como a CAPE e a presença das frentes frias.

O segundo grupo, foi menos homogêneo, embora todos apresentassem os critérios para JAN. Apenas um campo médio de JBN foi classificado dentro dos critérios de Bonner (1968) e dois mostraram-se muito dependentes do acoplamento entre os jatos para o desenvolvimento de CCM, já que não indicaram presença de frentes frias e/ou sua energia convectiva disponível era baixa.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em vista da frequência e magnitude dos CCM já estudados na AS, este trabalho objetivou caracterizar o comportamento do ambiente atmosférico favorável para o desenvolvimento de CCM no Sul do Brasil, entre 1998 e 2007. A partir desse estudo, foi possível indicar as diferenças nos padrões atmosféricos prévios aos eventos que atuaram no Sul do Brasil daqueles que ocorreram em outros locais da AS.

No total, 303 CCM ocorreram na AS, dos quais 96 no Sul do Brasil, 168 em outras regiões da AS e 39 no oceano Atlântico Sul. Ou seja, pelo menos 30% dos CCM que ocorreram na AS, atuaram sobre o Sul do Brasil, caracterizando a região como área preferencial desses eventos.

Em relação ao ciclo de vida médio, os CCM sobre o Sul do Brasil se mostraram mais duradouros do que os de outras regiões da AS, e dos EUA, em pelo menos 3 h. Além disso, são os maiores sistemas convectivos continentais, com aproximadamente 50.000 km<sup>2</sup> a mais de extensão do que os das outras regiões.

Ao todo, quatro componentes principais, duas de temperatura e duas de altura geopotencial (em 850 hPa) para cada um dos grupos de CCM, foram geradas para a análise comparativa dos ambientes atmosféricos prévios. Essas componentes indicaram campos com diferenças entre o comportamento atmosférico médio do grupo dos CCM que atingiram o Sul do Brasil (96 eventos) daqueles que atuaram em outros locais da AS (168 eventos). Para essa análise os oceânicos não foram considerados.

No grupo dos CCM que atuaram no Sul do Brasil, todos os campos médios de ventos tiveram escoamento meridional em baixos níveis (850 hPa) correspondente aos critérios de classificação de JBN de Bonner (1968), bem como todos esses jatos tinham sua posição de saída a sul de 25° S. Ao mesmo tempo, três das quatro componentes indicaram que houve uma segunda fonte de advecção de umidade, além da Amazônia, para a região gênese dos CCM: o Atlântico Sul. Isso porque, a presença de um anticiclone oceânico na costa Sul do Brasil resultou em ventos invadindo o continente, os quais indicam relação com o transporte de umidade extra para a formação das tempestades.

Além dos valores de CAPE ( $\geq 600 \text{ J kg}^{-1}$ ) e de cisalhamento vertical dos primeiros 3 km da atmosfera (entre 7 e 12  $\text{m s}^{-1}$ ) – ambos dentro das médias indicadas para convecção em outros trabalhos –, os campos de ventos médios prévios à formação dos CCM desse grupo sugerem o acoplamento entre JBN e JAN, propícios para a convecção e crescimento dos sistemas convectivos.

Somado a isso, observou-se a presença de frentes frias, chegando pelo sul do continente sul-americano, em três das quatro componentes analisadas, revelando uma tendência dos CCM nessa região do Brasil de estarem relacionados aos sistemas frontais. Consequentemente, o JAN não se torna o único responsável pela ascensão da umidade disponível em baixos para altos níveis.

Por outro lado, no grupo dos 168 CCM que atuaram em outros locais da AS, três das quatro componentes não possuem campos de ventos médios que podem ser caracterizados pela presença de JBN, devido ao fato dos critérios amplamente utilizados não serem atendidos. Além disso, a posição de saída desses fluxos em baixos níveis (850 hPa) estão deslocadas para Oeste, entre o norte e o centro da Argentina. O campo da primeira componente de temperatura (850 hPa), inclusive, não possui escoamento de norte para o sul do continente, formando uma condição atmosférica característica de ZCAS.

Essa diferença na direção e região de saída dos jatos em baixos níveis, em relação ao grupo de 96 CCM, pode ser um indicio meteorológico de alerta do ambiente atmosférico prévio aos CCM para apontar se os eventos irão atingir o Sul do Brasil ou não. Isso porque, os escoamentos de norte não estão trazendo a umidade da região tropical para o Sul do Brasil e seu entorno, e sim para o centro-norte da Argentina, ou então para as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil. Consequentemente, os eventos de CCM se formaram mais ao sul (na Argentina) ou mais ao norte (no Centro-Oeste e Sudeste) dos estados do PR, SC e RS, e seguiram sua trajetória de oeste para leste sem cruzar o Sul do Brasil no seu ciclo de vida.

Além disso, os valores de CAPE ( $\geq 450 \text{ J kg}^{-1}$ ) menores na região de formação dos eventos, e metade das componentes sem casos de frentes frias relacionadas, também tornam esse grupo mais dependente, do que o grupo do Sul do Brasil, do acoplamento entre os fluxos em baixos níveis (850 hPa) e os JAN (200 hPa), para que a convecção seja iniciada e mantida a fim de formar os CCM.

A partir dessas características, pode-se concluir que as características atmosféricas do grupo de CCM do Sul do Brasil são mais facilmente identificadas e cumprem os padrões já indicados em estudos anteriores, e confirmados aqui, podendo indicar a formação de CCM nessa região quando: o campo de ventos médios em 850 e 200 hPa, se encontrarem em posição ortogonal, indicando acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis; os valores de CAPE forem  $\geq 600 \text{ J kg}^{-1}$  e o cisalhamento vertical estiver entre 7 e  $12 \text{ m s}^{-1}$ ; houver atuação das frentes frias no sul da AS; a umidade relativa disponível estiver concentrada próxima à região Sul do Brasil com valores maiores que 80%; a altura geopotencial (850 hPa) apresentar um cavado na região gênese dos CCM e a temperatura (850 hPa) estiver mais elevada próxima e ao norte da região de formação.

Como esse foi um dos primeiros estudos que avaliou as características gerais do ambiente atmosférico prévio à formação de CCM no Sul do Brasil torna-se necessário seguir as análises em trabalhos futuros. Uma possível alternativa para ratificar esses padrões atmosféricos encontrados seria aplicar os mesmos métodos a uma série maior (série de 30 anos de dados) para ver se os campos e as diferenças entre os grupos de CCM seguem os mesmos.

Além disso, essa série também poderia comparar esses grupos com o de CCM oceânicos, que não foram analisados, para entender as diferenças e semelhanças entre os três ambientes atmosféricos. Seria interessante ainda avaliar ambientes atmosféricos de dias sem CCM, para identificar se existem características atmosféricas que são exclusivas ao ambiente favorável para a formação desses eventos. Uma análise climatológica comparando dados de distintas reanálises, o CFSR e o R2, por exemplo, poderia também ser uma possibilidade de ampliar a comparação entre os ambientes atmosféricos por ela gerados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDOULAEV S.; STAROSTIN, A.; CASARIN, D.P. Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 1: Descrição Geral. In : IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SBMET. **Anais...** Campos de Jordão. v. 2, 1996, p. 936-940.

ALCANTARA, F. e CAMARGO, A.B. **Manual de Análise do Diagrama Skew-T/Log-P**. Brasília, Ministério da Aeronáutica, MMA-DR-105-07, Jul. 1969, 112 p.

AMS – American Meteorological Society. Glossary of Meteorology. 2012. Disponível em : [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main\\_Page](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page). Acesso em : 05 janeiro 2016.

AQUINO, F. E. **Conexão climática entre o modo anular do Hemisfério sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil**. Tese de Doutorado, no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2012. 121 p.

AUGUSTINE, J. A. and HOWARD, K. W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. **Monthly Weather Review**, v. 119, 1991, p.1575-1589.

ASHLEY, W. S. ; MOTE, T. L. ; DIXON, P. G.; TROTTER, S. L. ; POWELL, E. J. DURKEE, J. D. e GRUNDSTEIN, A. J. Distribution of Mesoscale Convective Complex Rainfall in the United States. **Monthly Weather Review**. v. 131, 2003, p. 3003-3017.

BARBOZA, E. R., FEDOROVA, N. Corrente de Jato subtropical e complexo convectivo de mesoescala. Parte I: Situações sinóticas e correntes principais para a formação do complexo convectivo de mesoescala. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, **Anais...** Brasília, 1998a.

BARBOZA, E. R., FEDOROVA, N. Corrente de Jato subtropical e complexo convectivo de mesoescala. Parte II. Divergência e movimentos verticais na região de nebulosidade. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, **Anais...** Brasília, 1998b.

BASTOS, C.C; FERREIRA, N.J.. Análise Climatológica Da Alta Subtropical Do Atlântico Sul. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., Rio de Janeiro, 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/12-9aa4d9a24f61ccc12555eb0ff9784ced.pdf>. Acesso em : 04 janeiro 2016.

BJÖRNSSON, H. e VENEGAS S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, 97-1. McGill University, Montreal, Québec, 1997, 52 p.

BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, 1968, p. 833-850.

BORQUE, P.; VIDAL, R.; SALIO, P.; SKABAR, Y.G. e NICOLINI, M. Previous Conditions Associated With A Development Of A Mesoscale Convective System Under A South American Low-Level Jet Event: A Case Study. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., Foz do Iguaçu, Brasil, April 24-28, 2006, INPE, p. 1677-1682. Disponível em: [http://mtc-m15.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/adm\\_conf/2005/10.31.19.56/doc/1677-1682.pdf](http://mtc-m15.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.19.56/doc/1677-1682.pdf).

Acesso em: 29 janeiro 2014.

CAMPOS, C.R.J.; LIMA, E.C.S. e PINTO, L.B. **Complexo Convectivo de Mesoescala observado em 27/11/2002 no Nordeste da Argentina**. Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008. Disponível em: [http://www.anuario.igeo.ufrj.br/anuario\\_2008\\_2/2008\\_2\\_23\\_32.pdf](http://www.anuario.igeo.ufrj.br/anuario_2008_2/2008_2_23_32.pdf).

Acesso em: 22 janeiro 2014.

CAMPOS, C.R.J. e EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, 2011, p. 331-345.

CARVALHO, L. M. V e JONES, C. **Zona de Convergência do Atlântico Sul**. IN: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 95-109.

CASARIN, D. P. e KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, 1986, p. 83-90.

COMPAGNUCCI, R. H. e RICHMAN, M. B. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 6, 2008, p. 703-726.

COTTON, W.R.; LIN, M.S.; MCANELLY, R.L. e TREMBACK, C.J. A composite model of Mesoscale Convective Complexes. **American Meteorological Society**. v. 117, 1989, p. 765-782. Disponível em: <http://rams.atmos.colostate.edu/cotton/vita/50.pdf>. Acesso em: 22 janeiro 2014.

DEE, D.; FASULLO, J.; SHEA, D.; WALSH, J. e National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). **The Climate Data Guide: Atmospheric Reanalysis: Overview & Comparison Tables**. Last modified 23 Jul 2015. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atmospheric-reanalysis-overview-comparison-tables>. Acesso em: 06 janeiro 2016.

DEGOLA, T. S. D. **Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros**. Dissertação de Mestrado, na Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013, 112 p.

DIAS, M. A. F. S. Sistemas de mesoescala e previsão do tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2, 1987, p.133-150.

DUQUIA, C. G. e SILVA DIAS, M. A. F. Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do Rio Grande do Sul. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SBMET, **Anais...**, 2, 1994, 610-612.

DURKEE, J. D. **Assessing the role of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South American precipitation variability**. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da University of Georgia, Athens, Estados Unidos da América, 2008. 150 p.

DURKEE, J. D. e MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**. v. 30, 2009. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1893/pdf>>. Acesso em: 26 março 2014.

DURKEE, J. D., MOTE, T. L. e SHEPHERD, J.M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, 2009, p. 4590–4605.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. IN: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 128-134.

FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P. e 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, n.10, 1995, p.1573-1584.

GANDU, A.W. e GEISLER, J.E. A Primitive Equations Model Study of the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 48, n. 16, 1991, p.1822-1836.

GRIMM, A.M. Clima da Região Sul do Brasil. IN: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 259-275.

GUEDES, R. L. e SILVA DIAS, M. A. F. Estudo de Tempestades Severas Associadas com Jato Subtropical na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, **Anais...**Belo Horizonte,. v. 2, 1984, p. 289-296.

GUEDES, R. L. **Condições em grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Dissertação de Mestrado, na Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985. 65 p.

HAIR, J. F. Jr.; BLACK, W. C. ; BABIN, B.J.; ANDERSON, R. E. e TATHAM, R. L. **Análise Multivariada de Dados**. 6a ed. Porto Alegre, Bookman, 2009, 688 p.

HANACHI, A. **A primer for EOF analysis of climate data**. Department of Meteorology, University of Reading, Reino Unido, 2004, 33 p.

HOUZE JR., R. A. Mesoscale convective systems. In: HOUZE Jr, R. A. (ed.) **Cloud Dynamics**. Califórnia: Academic Press, Inc., v. 53, 1993, p. 334-404.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia, 2015a. Disponível em: [http://www.inmet.gov.br/html/prev\\_clima\\_tempo/modelo/especiais/index\\_tendencias\\_p.html](http://www.inmet.gov.br/html/prev_clima_tempo/modelo/especiais/index_tendencias_p.html). Acesso em: 21 dezembro 2015.

\_\_\_\_\_, 2015b. Disponível em: [http://www.inmet.gov.br/html/prev\\_clima\\_tempo/modelo/especiais/index\\_especiais\\_p.html](http://www.inmet.gov.br/html/prev_clima_tempo/modelo/especiais/index_especiais_p.html). Acesso em: 23 dezembro 2015.

JUSTI DA SILVA, M.G.A. e SILVA DIAS, M.A.F. A Estatística dos transientes na América do Sul. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, **Anais...** Rio de Janeiro, 2000.

LAING, A. G., FRITSCH, J. M. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, 1997. p. 389-405.

\_\_\_\_\_. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 128, 2000, p. 2756–2776.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 61, n. 11, 1980, p. 1374-1387.

\_\_\_\_\_. **The structure and lifecycle of midlatitude mesoscale convective complexes**. Tese de Doutorado, na Universidade do estado de Colorado, Estados Unidos da América, 1981. 171 p.

\_\_\_\_\_. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, 1983, p. 1475-1493.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T. e SOARES, W. R. Jatos de baixos níveis ao longo dos Andes. IN: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. e DIAS, M.A.F.S (orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 169-180.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v. 17, 2004, p. 2261-2280.

MARKOWSKI, P. e RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. Wiley-Blackwell. 2010. 430 p.

MATTINGLY, K. S. **Atmospheric Circulation and moisture transport associated with large-scale organized convection over subtropical South America**. Dissertação de Mestrado, no Departamento de Geografia da University of Georgia, Estados Unidos da América, 2014, 142 p.

MIGUENS, A. P. Noções de Meteorologia para Navegantes. In: **Navegação: a ciência e a arte**. Marinha do Brasil. Volume III – Navegação eletrônica e em condições especiais, 2000, p. 1737-1822. Disponível em: <https://www.mar.mil.br/dhn/bhmn/download/cap-45.pdf>. Acesso em: 20 dezembro de 2015.

MORAES, F.D.S. **Precipitação e desastres associados ao Complexo Convectivo de Mesoescala que atingiu o Rio Grande do Sul em 22 e 23 de abril de 2011**. Trabalho de conclusão de curso, no Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014, 86 p.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, 2005, p. 121-140.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a Bacia do Prata**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008, 208 p.

National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). **The Climate Data Guide: Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)**. Last modified 20 Oct 2015. Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>. Acesso em 10 novembro 2015.

NEWTON, C.W. Severe convective storms. In: LANDERSBERG, H. E e MIEGHEM, J. V (orgs.). **Advances in Geophysics**. Londres: Academic Press, v. 12, 1967, p. 57-303.

NICOLINI, M; SAULO, A. C.; TORRES, J. C. e SALIO, P. Enhanced precipitation over southeastern south American related to strong low-level jet events during austral warm season. **Meteorológica**, v. 27, 2002, p. 59–69.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989, 422 p.

NOAA. National Weather Service. 2015. Disponível em: <http://w1.weather.gov/glossary/index.php?word=K-INDEX>. Acesso em: 23 mar 2015.

NOGUÉS-PAEGLE, J., MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, 1997, p. 279-291.

OMM – Organização Meteorológica Mundial. **Vocabulário Meteorológico Internacional**. Publicação WMO (World Meteorological Organization), 1992.

PAEGLE, J. A comparative review of South American low-level jets. **Meteorologica**, v. 23, n. 1 e 2, 1998, p. 73-81.

ROCHA, R. P. **Simulação numérica de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação

em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 1992, 93 p.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. e SUGAHARA, S. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). **Climate Dynamics**, doi:10.1007/s00382-009-0668-7, 2009.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. e AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.25, 2010, p.185-204.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T. e ROCHA, R. P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didactica**, v.8, n. 1, 2012, p. 34-50.

SAHA, S.; MOORTHY, S. HUA-LU, P. *et al.* The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bull. American Meteorological Society**, v. 91, 2010, p. 1015–1057. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>

SANTOS, D. M. B. e GISLER, C. A. F. Análise Estatística da Previsibilidade dos Índices Termodinâmicos no Período Chuvoso de 2009, para o Aeroporto Internacional de Salvador. In: IV SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 2011, João Pessoa/PB. IV Simpósio Internacional De Climatologia, 2011.

SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A. e DIAS, P. L. S. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. **American Meteorological Society**, v. 27, n. 49, 1998, p. 119-139.

SAULO, C; NICOLINI, MCHOU S. C. Model characterization of the South American low-level flow during 1997-98 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16/10-11, 2000, p.867-881.

SELUCHI, M. E. e GARREAUD, R. D. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, 2012, p. 447-462.

SELUCHI, M. E. e MARENGO, J. A. Tropical-extratropical Exchange of air masses during Summer and Winter in South America: Climatic Aspects and extreme events. **International Journal of Climatology**, v. 20, 2000, p.1167-1190.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, 1987, p.133-150.

\_\_\_\_\_. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v. 1, 1996, p. 173-179.

SOUZA, C. A. **Aspectos sinóticos associados à ocorrência do jato em baixos níveis na América do Sul – Reanálise NCEP/NCAR e simulação com o MCGA CPTEC/COLA**. Dissertação de Mestrado no Programa de Pós-graduação em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005, 197 p.

SUGAHARA, S., ROCHA, R.P. e RODRIGUES, M.L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8: 1994, Belo Horizonte-MG, **Anais...** Belo Horizonte: SBMet, 1994, p. 573-577.

TAVARES, J. P. N. e MOTA, M. A. S. Condições termodinâmicas de eventos de precipitação extrema em Belém-PA durante a estação chuvosa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, 2012, p. 207-218.

TREWARTHA, G. T. e HORN, L. H. **An introduction to climate**. 5 ed. McGraw-Hill, 1980. 416 p.

TURCATO, Karolina. **Identificação dos eventos meteorológicos desencadeadores do desastre na Bacia Hidrográfica do rio Ibicuí, em novembro de 2009**. Trabalho de conclusão de curso, no Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010, 72 p.

UCCELLINI, L. W. e JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, 1979, p. 682-703.

VASQUEZ, T. **Wheater Analysis and Forecasting** (hanbook). Weather Graqphics Technologies, Garland: Texas, 2011, 244 p.

VELASCO, I.; FRITSH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, 1987, p. 9591-9613.

VIANA, D. R. **Avaliação da precipitação e desastres naturais associados a complexos convectivos de mesoescala no Rio Grande do Sul entre outubro e dezembro de 2003**. Trabalho de conclusão de curso, no Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006, 135 p.

VIANA, D.R.; AQUINO, F.E.; BURGOBRAGA, R. e FERREIRA, N.J. Mesoscale Convective Complexes in Rio Grande do Sul between October and December of 2003 and associated precipitation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n. 3, 2009, p. 276-291

VIANA, D. R. **Interação Trópicos/Extra-Trópicos: contribuição dos jatos de baixos níveis no transporte de umidade para a região subtropical da América do Sul**. Monografia para a disciplina de Tópicos Especiais em Climatologia Tropical, INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011, 31 p.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, 1981, p. 599-610.

WILLIAMS, E.; RENNÓ, N.O. An Analysis of the conditional instability of the Tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 121, n.1, 1993, p.21-36.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. International Geophysics Series, 2a ed. Burlington, Academic Press, Elsevier, 2006, 627 p.