

Climatologia do Índice do Potencial de Gênese de Ciclones Tropicais nos Oceanos Adjacentes à América do Sul

Climatology of the Tropical Cyclone Genesis Potential Index in the Oceans Adjacent to South America

Bruna Andreлина Silva  & Michelle Simões Reboita 

Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais, Itajubá, MG, Brasil

E-mails: brunaandreлина@gmail.com; reboita@unifei.edu.br

Resumo

Os oceanos tropicais/subtropicais adjacentes à América do Sul não são climatologicamente propícios à formação de ciclones tropicais de acordo com a literatura. Entretanto, desde 2004 já foram registrados dois ciclones tropicais no oceano Atlântico sudoeste e um subtropical que teve potencial para se tornar tropical. Locais propícios à gênese de ciclones tropicais podem ser identificados através do índice do potencial de gênese, que é uma metodologia desenvolvida pelo Dr. Kerry Emanuel e colaboradores. Diante disso, o objetivo do estudo é contribuir com o conhecimento climatológico de regiões propícias à gênese de ciclones tropicais nas cercanias da América do Sul usando o índice do potencial de gênese, bem como de outras variáveis atmosféricas e oceânicas importantes para a ciclogênese. Para tanto, são utilizados dados do período de 1989 a 2019 da reanálise ERA5, que é considerada estado-da-arte em termos de reanálise. Os resultados apresentam a climatologia do índice do potencial de gênese bem como dos componentes desse índice e de outras variáveis atmosféricas e oceânicas que são importantes para o desenvolvimento de sistemas tropicais. O principal resultado obtido no estudo é a presença de potencial para a gênese de sistemas tropicais no oceano Atlântico ao longo da costa brasileira. Em outubro, surge um sinal fraco entre a costa da Bahia e Espírito Santo. Esse sinal se intensifica atingindo máxima intensidade entre fevereiro e março, quando também alcança a costa sul do Brasil. Portanto, a utilização de uma metodologia robusta aplicada em dados estado-da-arte desmistifica a hipótese da não existência de potencial para a gênese de ciclones tropicais na costa do Brasil.

Palavras-chave: Índice do Potencial de Gênese; Ciclone Tropical; Climatologia

Abstract

According to the literature, the tropical/subtropical oceans adjacent to South America are not climatologically conducive to tropical cyclones forming according to the literature. However, since 2004, two tropical cyclones have been recorded in the southwest Atlantic Ocean and one subtropical that had the potential to become tropical. Adequate locations for the genesis of tropical cyclones can be identified through the index of the potential of genesis, which is a methodology developed by Dr. Kerry Emanuel and collaborators. Therefore, the objective of the study is to contribute to the climatological knowledge of regions favorable to the genesis of tropical cyclones in the vicinity of South America using the genesis potential index. Moreover, we analyze some oceanic and atmospheric variables important to cyclogenesis. To this end, the ERA5 reanalysis data from the 1989-2019 period are used, which is considered state-of-the-art in terms of reanalysis. The results show the climatology of the genesis potential index, the components of this index, and other atmospheric and oceanic variables that are important for the development of tropical systems. The main result obtained in the study is the presence of potential for tropical cyclogenesis in the Atlantic Ocean along the Brazilian coast. In October, a weak signal appears between the coast of Bahia and Espírito Santo. This signal intensifies, obtaining maximum intensity between February and March when it also reaches the south coast of Brazil. Therefore, the use of a robust methodology applied in state-of-the-art data demystifies the hypothesis that there is no potential for the genesis of tropical cyclones off the coast of Brazil.

Keywords: Genesis Potential Index; Tropical Cyclone; Climatology

1 Introdução

O setor sudoeste do oceano Atlântico Sul (OAS) é um local propício à gênese de ciclones extratropicais (Gan & Rao, 1991; Hoskins & Hodges, 2005; Reboita *et al.*, 2010a, 2015, 2020; Gramscianinov *et al.*, 2020; Crespo *et al.*, 2020; de Jesus *et al.*, 2020) e subtropicais (Gozzo *et al.*, 2014; Reboita *et al.*, 2019a), mas não de ciclones tropicais (Gray, 1968; Reboita *et al.*, 2020; da Rocha *et al.*, 2019). Desde o início da era satelital, apenas dois ciclones tropicais foram registrados no OAS: o Catarina, em março de 2004, que se formou através de um processo de transição tropical (Pezza & Simmonds, 2005; McTaggart-Cowan *et al.*, 2006) e o Iba, ocorrido em março de 2019 e considerado a primeira ciclogênese tropical pura nesse oceano (Reboita *et al.*, 2020).

Segundo Gray (1968), as condições necessárias, mas não suficientes para a ciclogênese tropicais são: i) temperatura da superfície do mar (TSM) acima de 26°C, (ii) alta umidade relativa em 700 hPa, (iii) instabilidade condicional, (iv) perturbação ciclônica em baixos níveis, (v) fraco cisalhamento vertical do vento horizontal e (vi) gênese afastada do equador em pelo menos 5°. Dessas características, o sudoeste do OAS não apresenta TSM suficiente, pois a média desta variável é inferior a 26°C, de acordo com a climatologia de Gray (1968). Além disso, o OAS também registra forte cisalhamento vertical do vento (200-850 hPa), pois este apresenta média climatológica a cerca de 25,7±8.8 m s⁻¹ (Pezza & Simmonds, 2005). Valores altos de cisalhamento vertical causam o efeito de ventilação que nada mais é do que a advecção do calor liberado na condensação, para longe do centro da tempestade, dificultando a formação e manutenção do núcleo quente dos sistemas tropicais. Pezza & Simmonds (2005) também sugerem que o cisalhamento vertical do vento horizontal ideal para a ciclogênese é o inferior a 8 m s⁻¹.

Outra região ao redor da América do Sul (AS) não propicia à formação de ciclones tropicais e subtropicais (Mogil, 2007) é o Pacífico Sudeste. Entretanto, em abril de 2015 e, mais recentemente, em maio de 2018, dois ciclones apresentaram características subtropicais: Katie (The Weather Channel, 2018) e Lexi (NOAA, 2018), respectivamente. Ambos os sistemas iniciaram seu ciclo de vida como extratropicais e evoluíram para subtropicais.

De forma breve, os ciclones tropicais são definidos como sistemas com centro de baixa pressão atmosférica e circulação ciclônica (Frank, 1977), cuja gênese ocorre sobre os oceanos tropicais quentes devido à intensa transferência de energia do oceano para a atmosfera (Tory & Frank, 2010). Além disso, apresentam estrutura vertical com núcleo quente comparado aos arredores. O diâmetro dos ciclones tropicais pode variar de 200 km a 1000 km e a

velocidade do vento pode atingir até 85 m s⁻¹ (Kepert, 2010). Os ciclones tropicais que apresentam intensidade superior a 33 m s⁻¹ (119 km h⁻¹) são classificados como furacões na bacia do Atlântico Norte e Pacífico Nordeste. Devido à forte intensidade do vento, chuvas intensas e transporte da água do mar para a região costeira, os ciclones tropicais representam um perigo sério para as pessoas que habitam regiões litorâneas. O potencial destrutivo também é característica dos ciclones subtropicais (CS). Por exemplo, Dutra *et al.* (2017) relatam que, na AS, os ciclones subtropicais são responsáveis por grandes danos econômicos nas regiões costeiras em consequência das inundações e desabamentos. Os CS, que também podem ser chamados de ciclones híbridos, são sistemas que apresentam núcleo quente em baixos níveis da atmosfera como os ciclones tropicais e núcleo frio em altos níveis como os ciclones extratropicais (Hart, 2003; Evans & Guishard, 2009; Gozzo *et al.*, 2014; Reboita *et al.*, 2017a).

A fim de indicar as regiões com potencial ao desenvolvimento de ciclones tropicais, Emanuel & Nolan (2004) propuseram uma equação que une as principais variáveis atmosféricas indicativas de ciclogênese tropical – a maioria já descritas por Gray (1968) – e a chamaram de Índice do Potencial de Gênese (IPG). Essa equação envolve a vorticidade absoluta em 850 hPa, a umidade relativa em 700 hPa, a intensidade potencial do vento (V_{pot} – que é a máxima intensidade que o vento pode atingir em dadas condições dinâmicas e termodinâmicas) e o cisalhamento vertical do vento (na camada entre 200 e 850 hPa). De acordo com Camargo *et al.* (2007), a equação do IPG foi obtida, não apenas seguindo os critérios de Gray (1968), mas através da seleção de variáveis com a técnica de regressão linear múltipla. Dessa forma, os autores identificaram as variáveis que melhor descrevem o ciclo sazonal da frequência de ciclones tropicais. A equação do IPG tem sido utilizada desde 2004 em diferentes partes do globo em estudos diagnósticos (Camargo *et al.*, 2007; Walsh *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2016; Wang & Moon, 2017; Emanuel, 2018; Reboita *et al.*, 2020; Tang *et al.*, 2020), simulações numéricas (Tian *et al.*, 2013; Song *et al.*, 2015) e em cenários de mudanças climáticas (Zhang *et al.*, 2010).

Diante do exposto, o objetivo deste estudo é obter uma climatologia mensal, no período de 1989 a 2019, do IPG e de seus componentes, bem como de outras variáveis atmosféricas e oceânicas importantes para a ciclogênese de forma geral. Os resultados desse estudo cobrem uma lacuna na literatura, uma vez que não há trabalhos com uma visão integrada das variáveis atmosféricas e oceânicas da forma como aqui está proposta. Além disso, o estudo pode servir de base para vários outros que necessitem conhecer as condições atmosféricas ao redor do continente sul-americano.

2 Material e Métodos

2.1 Área de Estudo

A região de estudo está limitada entre as latitudes 60°S e 15°N e as longitudes 150°W e 20°E (Figura 1), o que inclui o setor sudeste do oceano Pacífico e sudoeste do OAS, bem como a AS.

2.2 Dados

Os dados utilizados provêm da reanálise ERA-5 que é desenvolvida pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF (Copernicus Climate Change Service - C3S, 2017; Hersbach *et al.*, 2020) com resolução horizontal de 0,25°, no período de janeiro de 1989 a dezembro de 2019, disponível em <https://doi.org/10.24381/cds.f17050d7>. Dados em diferentes níveis da atmosfera foram utilizados neste estudo; em nível de superfície, as variáveis obtidas foram: pressão ao nível médio do mar (Pa), fluxos de calor latente e sensível (W m²), TSM (K) e componentes zonal e meridional do vento (m s⁻¹). Já as variáveis em níveis de pressão referem-se às componentes zonal e meridional do vento (m s⁻¹), umidade relativa (%) e umidade específica (g kg⁻¹). O cálculo do IPG é realizado com as variáveis a cada 6 horas (0000Z, 0600Z, 1200Z e 1800Z) a fim de detectar condições atmosféricas favoráveis à ciclogênese tropical. Dados mensais não são apropriados para o cálculo, uma vez que seus campos são muito suavizados. Entretanto, após calculado o IPG a cada 6 horas, pode-se, então, calcular a média mensal desta variável.

2.3 Metodologia

2.3.1 Índice do Potencial de Gênese (IPG)

Emanuel & Nolan (2004), a fim de indicarem as regiões propícias à gênese de ciclones tropicais, desenvolveram a equação do IPG:

$$IPG = \left| 10^5 \eta \right|^{\frac{3}{2}} \left(\frac{H}{50} \right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70} \right)^3 (1 + 0,1V_{shear})^{-2} \quad (e1)$$

em que:

IPG é o índice de potencial de gênese (adimensional)

η é a vorticidade absoluta em 850 hPa (s⁻¹)

H é a umidade relativa em 700 hPa (%)

V_{pot} é a intensidade potencial do vento (m s⁻¹)

V_{shear} é a magnitude do cisalhamento vertical do vento horizontal calculado entre 200 e 850 hPa (m s⁻¹)

A vorticidade absoluta (e2) é uma medida local de rotação de um fluido e tem grande importância em estudos meteorológicos de escala sinótica. É obtida como:

$$\eta = \zeta + f \quad (e2)$$

em que:

η é a vorticidade absoluta em (s⁻¹)

ζ é a vorticidade relativa (s⁻¹)

f é a vorticidade planetária definida como $f = 2\Omega \sin\Phi$, sendo Ω a velocidade angular da Terra (° s⁻¹) e Φ a latitude (°)

O V_{pot} é a máxima velocidade do vento em superfície que ocorreria num ciclone tropical dadas as

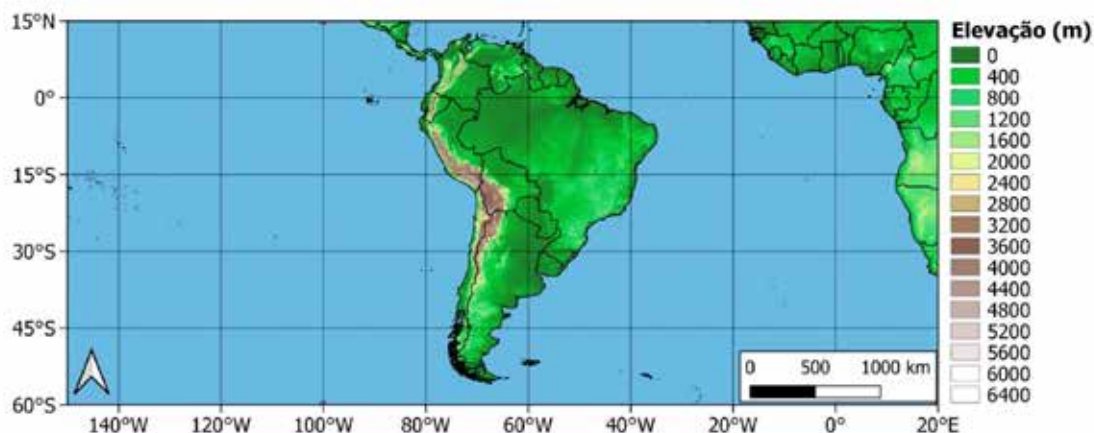


Figura 1 Domínio de estudo e topografia da América do Sul em metros.

condições prevaletentes de TSM e perfis verticais de umidade e temperatura do ar (Bister & Emanuel, 1998). O Vpot é calculado de acordo com a Equação 3.

$$V_{pot} = \sqrt{\frac{C_k T_s}{C_d T_o} (CAPE^* - CAPE)} \quad (e3)$$

em que:

Vpot é a intensidade potencial do vento ($m s^{-1}$)

C_k é o coeficiente de transferência de entalpia (adimensional)

T_s é a temperatura da superfície do mar (K)

T_o a temperatura média no topo da tempestade (K)

C_d é o coeficiente de transferência de momento (adimensional)

CAPE* é a energia potencial disponível da convecção do ar que é levantado a partir do nível médio do mar ($J kg^{-1}$)

CAPE é a energia potencial disponível para convecção ($J kg^{-1}$)

Para a obtenção do Vpot utilizou-se o código em linguagem MATLAB disponível na página de Kerry Emanuel (<ftp://texmex.mit.edu/pub/emanuel/TCMAX/>). As variáveis atmosféricas necessárias para a execução do algoritmo são a pressão atmosférica e a TSM, para o nível da superfície, e a temperatura e razão de mistura em níveis verticais. Como a ERA5 não fornece a razão de mistura, esta foi obtida aproximando-se o valor da umidade específica ao da razão de mistura (Vianello & Alves, 2012 - Equação 2.52).

O V_{shear} usado na Equação 1 é calculado pela diferença vetorial do vento em 200 hPa e 850 hPa (Camargo *et al.*, 2007), conforme Equação (4).

$$V_{shear} = \sqrt{(u_{200} - u_{850} + v_{200} - v_{850})^2} \quad (e4)$$

em que:

V_{shear} é a magnitude do cisalhamento vertical do vento horizontal calculado entre 200 e 850 hPa ($m s^{-1}$)

u_{200} é a componente zonal do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$);

u_{850} é a componente zonal do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$);

v_{200} é a componente meridional do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$);

v_{850} é a componente meridional do vento em 850 hPa ($m s^{-1}$);

2.3.2 Climatologias

Para o período de 1989 a 2019 foi calculada a climatologia mensal do IPG das variáveis necessárias para

o seu cálculo, bem como de outros campos atmosféricos considerados importantes para a ciclogênese tropical. Esses campos são a pressão ao nível médio do mar, intensidade e direção do vento (10 m), TSM, fluxos turbulentos de calor sensível e latente (FCS e FCL), jato de altos níveis (200 hPa), cisalhamento vertical do vento horizontal (200 - 850 hPa), umidade relativa (700 hPa) e vorticidade absoluta (850 hPa) e relativa (850 hPa). Ao longo do texto, quando o inverno é referido, significa que os meses de junho a agosto estão sendo abordados; primavera os meses de setembro a novembro; verão abrange os meses de dezembro a fevereiro e outono corresponde aos meses de março a maio.

3 Resultados e Discussões

3.1 Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM)

A característica marcante na climatologia da PNMM (Figura 2) são os dois anticiclones semipermanentes, denominados de Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (Ynoue *et al.*, 2017; Reboita *et al.*, 2019b; Garbarini *et al.*, 2019) e Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) (Aceituno, 1980; Barrett & Hameed, 2017; Garbarini *et al.*, 2020). Estes anticiclones se encontram separados por uma região de menor pressão no continente, que muitas vezes está configurada como uma baixa térmica na região do Chaco e/ou no noroeste da Argentina, essa última de caráter termo-orográfico (Seluchi & Garreaud, 2012; Seluchi & Saulo, 2012). Ainda na Figura 2, ao sul de 45°S, as linhas de pressão apresentam configuração zonal e indicam as regiões de intensos gradientes horizontais de temperatura do ar entre trópicos e extratropicais (Reboita *et al.*, 2019b; Yang *et al.*, 2020), sendo as áreas mais ativas em termos de frentes e ciclones extratropicais (Solman & Brázquez, 2019; Reboita *et al.*, 2020).

Os dois anticiclones semipermanentes estão mais extensos longitudinalmente nos meses de inverno (Barrett & Hameed, 2017; Reboita *et al.*, 2019b). Nesse período, o ASAS se localiza a cerca de 30°S de latitude e 7°W de longitude (Reboita *et al.*, 2019b) enquanto o ASPS mantém seu centro a cerca de 27°S e 100°W (Hastenrath, 2012; Garbarini *et al.*, 2020). Em termos de intensidade, o ASAS é mais intenso no inverno (Reboita *et al.*, 2019b) e o ASPS na primavera (Barrett & Hameed, 2017; Garbarini *et al.*, 2020). Uma característica interessante do ASPS é que ele não mostra o núcleo de maior intensidade em maio como nos demais meses. Isso também é mostrado no estudo de Garbarini *et al.* (2020). O ASAS e o ASPS, sendo regiões de alta pressão atmosférica, possuem subsidência e ventos menos intensos no centro (He *et al.*, 2017). Essa característica pode ser observada na Figura 3, que é a intensidade e direção do vento a 10 m. Os anticiclones

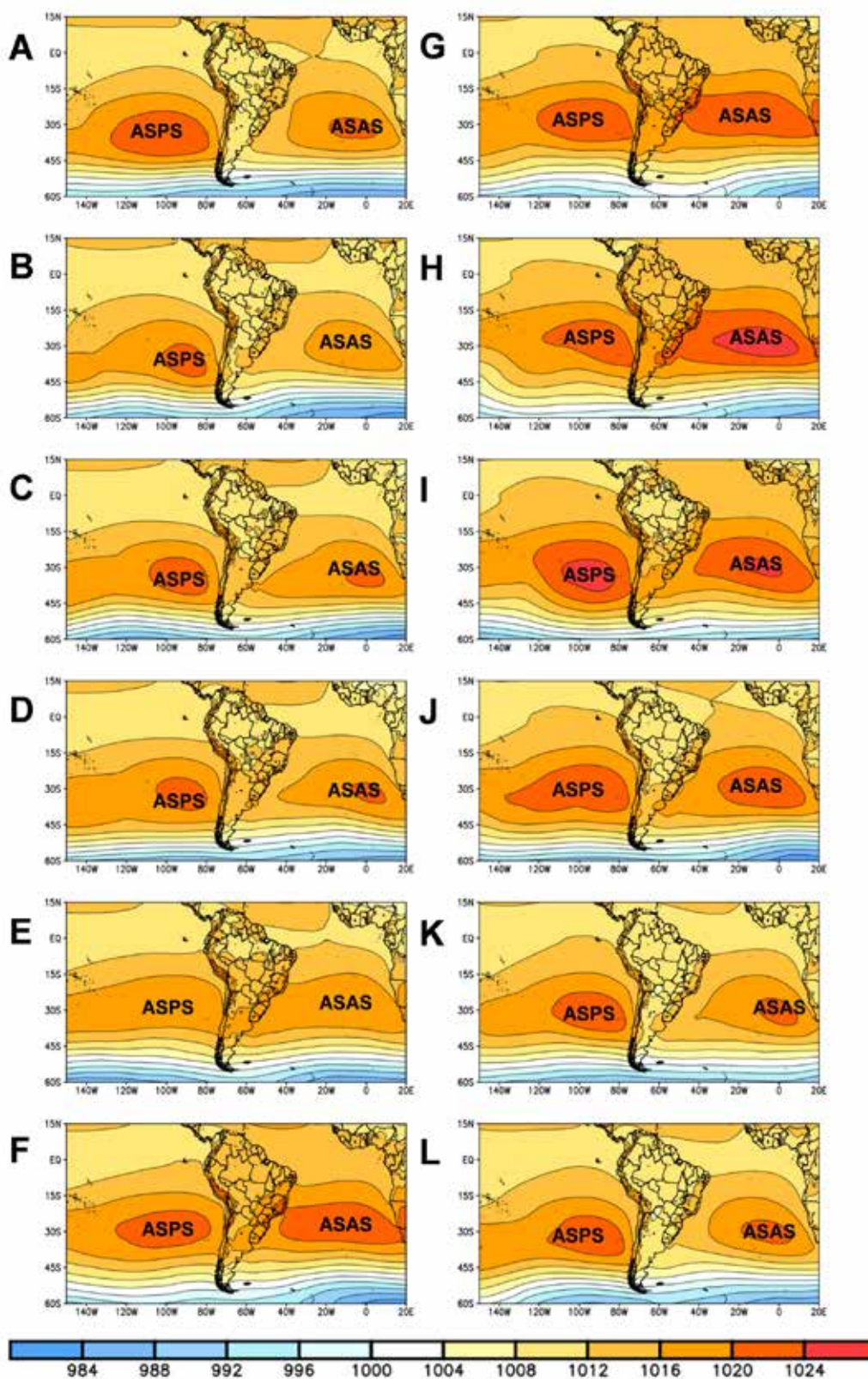


Figura 2 Média mensal da PNMM (hPa) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

subtropicais ajudam a modular o tempo e o clima na AS. No caso do ASAS, durante os meses de inverno, como seu setor oeste atua sobre o continente, inibe a convecção e contribui para o enfraquecimento das frentes frias que passam pela região (Marengo *et al.*, 2020), bem como dificulta a dispersão de poluentes (Santos *et al.*, 2018). Além disso, inibe o desenvolvimento de áreas de baixa pressão entre as costas sul e sudeste do Brasil (Bastos & Ferreira, 2000; Reboita *et al.*, 2010c). Já no verão, os ventos de nordeste do ASAS contribuem para a advecção de ar quente e úmido do oceano para o continente, que são de grande relevância para a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (Silva *et al.*, 2019; Escobar & Reboita, 2020) e para o desenvolvimento de ciclones subtropicais (Reboita *et al.*, 2019a). Um exemplo bem recente da influência dos ventos do ASAS nos ciclones subtropicais é o caso do ciclone Mani, formado na costa do Espírito Santo, no dia 25 de outubro de 2020. A convergência dos ventos provenientes do interior do continente com os ventos do setor oeste do ASAS foi um fator extremamente importante para a formação desse ciclone subtropical (<http://tempo.cptec.inpe.br/cartas.php?data=20201025&hora=18&tipo=Superficie>; <https://drive.google.com/file/d/1gXLwngkLTzYfWA4nxRt4Pf12jt27X9nK/view?usp=sharing>).

Com relação ao ASPS, Garreaud & Falvey (2009) destacam que as variações na intensidade e na posição desse sistema são fatores determinantes para a variabilidade dos ventos e para o ecossistema marinho da costa oeste subtropical da AS, pois contribuem para a ressurgência de águas mais frias (Nóbrega & Santiago, 2014). Garbarini *et al.* (2020) também destacam que há anomalias positivas de precipitação no noroeste da Argentina durante a primavera quando o ASPS é menos intenso do que a climatologia e deslocado para norte de sua posição média. Num cenário contrário, ocorrem anomalias negativas de precipitação. A Patagônia e os Andes Centrais, por outro lado, são mais afetados pelas alterações na intensidade do ASPS. Durante o outono e o inverno, se há um enfraquecimento do ASPS, os sistemas transientes conseguem atingir as regiões mencionadas contribuindo para a precipitação. Ainda, segundo Garbarini *et al.* (2020), o enfraquecimento do ASPS ocorre associado com a fase negativa do Modo Anular Sul.

3.2 Intensidade e Direção do Vento (10 m)

Como o vento é uma resposta à pressão atmosférica, a configuração espacial dessas duas variáveis é muito similar. A Figura 3 mostra o vento a 10 metros de altura e reflete bem o padrão da circulação de grande escala: os anticiclones semipermanentes (ASAS e ASPS), ventos alísios de sudeste (identificado na Figura 3 pela sigla VAS) que são resultantes dos ventos do setor norte desses sistemas

e ventos de oeste a sul de 45°S, indicando a presença de intensos gradientes horizontais de pressão em latitudes médias. Os ventos alísios de sudeste são mais intensos no inverno e são de extrema importância para a precipitação no litoral do nordeste do Brasil (Ferreira & da Silva Melo, 2005; Reboita *et al.*, 2016). Em geral, a faixa latitudinal a cerca de 30°S corresponde à região do centro do ASPS e ASAS, onde os ventos são mais fracos. No continente, a intensidade do vento é menor do que sobre o oceano em decorrência da influência da topografia e rugosidade da superfície. Uma característica interessante do escoamento atmosférico ao longo da costa sudeste e sul do Brasil é a curvatura ciclônica que aparece na climatologia no período de verão. Experimentos numéricos de sensibilidade comparando os ventos em baixos níveis da atmosfera numa situação específica (na qual a concavidade da costa sudeste é suprimida) com a de outra em um experimento controle (em que a feição continental não é alterada) mostram que, mesmo sem a região côncava, os ventos continuam apresentando curvatura ciclônica (comunicação pessoal com o Dr. Eduardo Marcos de Jesus). Esse fato pode estar relacionado com a posição do ASAS. No verão, o ASAS está afastado do continente, o que facilita a formação de sistemas de baixa pressão na região e, de fato, o verão é a estação mais ciclogênica nessa área (Reboita *et al.*, 2010a; Gozzo *et al.*, 2014; Crespo *et al.*, 2020). Portanto, a frequência desses sistemas acaba refletindo na climatologia dos ventos em baixos níveis da atmosfera. Sugere-se a realização de outros experimentos numéricos de sensibilidade para avaliar o impacto de fatores termodinâmicos na curvatura ciclônica mostrada no campo de PNMM.

O vento em superfície é um elemento importante para a transferência de calor latente e sensível na interface mar-ar (Arya, 1988). Como a umidade é muito elevada sobre o oceano, quanto mais intensos são os ventos em superfície, mais eles contribuem para a transferência de energia para a atmosfera (Reboita *et al.*, 2010b). Como a fonte de energia dos ciclones tropicais é a evaporação dos oceanos (Palmén, 1956; Gray, 1968; Emanuel, 1991; Reboita *et al.*, 2017a), logo, o vento em superfície é um agente importante para esses sistemas.

3.3 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Muitos estudos indicam que a ciclogênese tropical ocorre sobre a superfície oceânica com TSM acima de 26°C (Gray, 1968), 26,5°C (Emanuel, 2005; Pezza & Simmonds, 2005; Wallace & Hobbs, 2006) e até acima de 27°C, como cita Galvin (2008). Entretanto, alguns casos também podem ocorrer em regiões com temperaturas relativamente mais baixas, mas são menos frequentes (McTaggart-Cowan *et al.*, 2015). Quanto mais quente estiver o oceano em relação à atmosfera, mais eficiente é a transferência de energia para

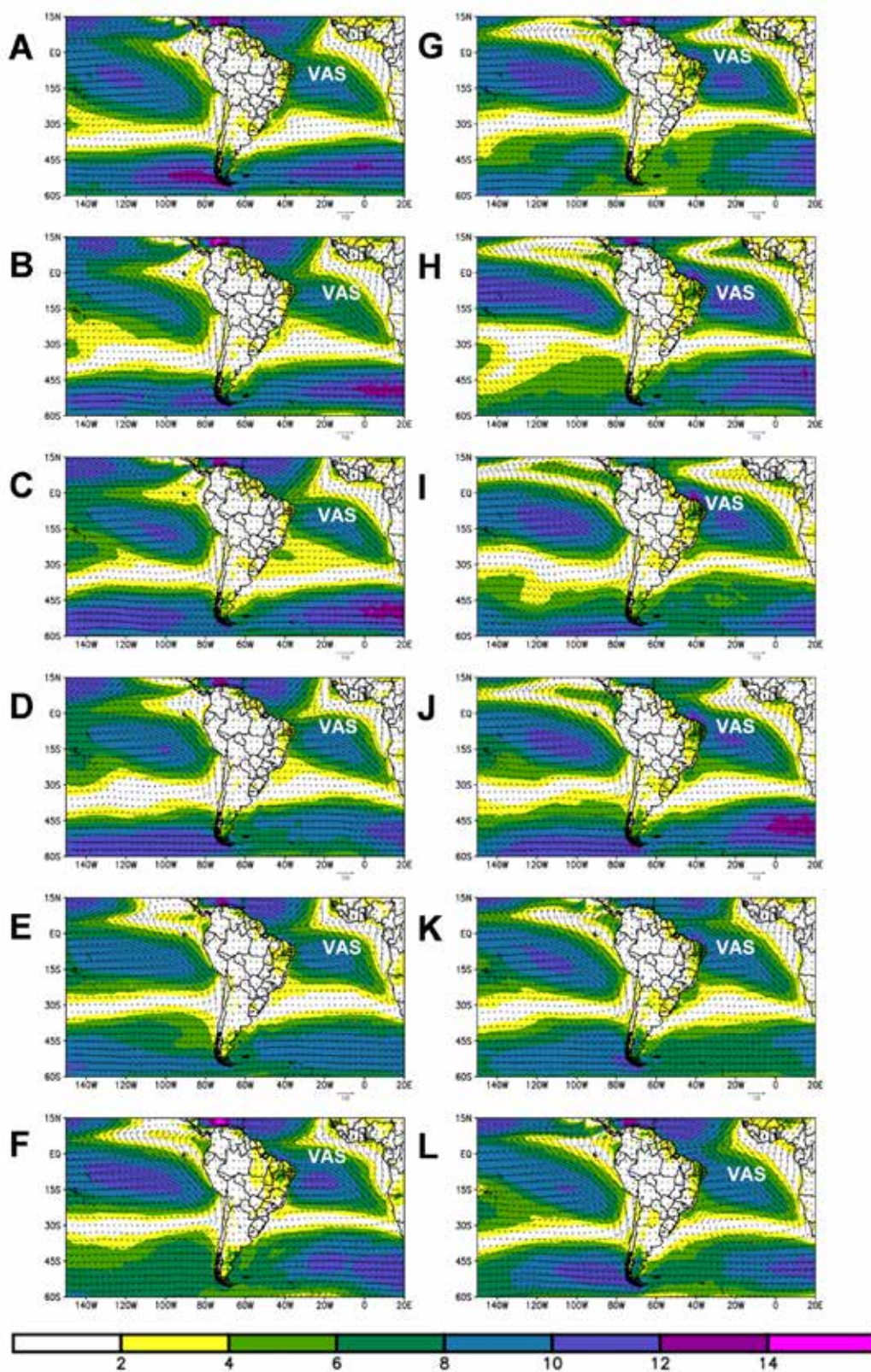


Figura 3 Média mensal da intensidade ($m s^{-1}$) e direção do vento a 10 metros de altura (vetores) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

a atmosfera, o que favorece condições para a convecção. Se a convecção conseguir se manter e o cisalhamento vertical do vento for fraco, uma ciclogênese tropical pode se configurar.

No setor tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico, a TSM é mais quente entre os meses de fevereiro a maio. Se a climatologia da TSM for comparada com a climatologia da temperatura do ar a 2 m de altura (figura não mostrada), como em Reboita *et al.* (2010a), observa-se que enquanto o verão é o período em que a temperatura do ar apresenta maiores valores, o final do verão e outono é o período em que a TSM é mais elevada. Isso está associado com a diferente capacidade térmica entre o ar e a água (Reboita *et al.*, 2010a). Para facilitar a identificação das regiões com TSM acima de 26°C, a Figura 4 mostra em hachurado os valores acima desse limiar. Enquanto o Pacífico tropical, ao longo da costa oeste da AS, praticamente não apresenta TSM excedendo a esse limiar, no Atlântico ao redor da costa leste da AS, as cercanias da região Sudeste do Brasil mostram temperaturas acima de 26°C entre dezembro e maio enquanto essa característica ocorre durante o ano todo na costa nordeste do Brasil. Essas águas mais quentes no lado leste da AS estão associadas à corrente do Brasil que também é uma corrente com contribuição dos ventos do ASAS. A corrente do Brasil se desloca até a costa da Argentina/Uruguai, onde conflui com a corrente fria das Malvinas, que se desloca de sul para norte (Reboita, 2008; Cataldi *et al.*, 2010). Vale destacar que Gray (1968) indica que o Atlântico possui águas mais frias do que 26°C, mas isso só ocorre a sul de 30°S nos meses de verão e a sul de 10°S nos meses de inverno.

No oceano Pacífico sudeste, a TSM se mantém abaixo de 24°C e atinge menores valores ao longo de toda a costa oeste da AS em agosto. Fato que está associado ao transporte de águas menos quentes pela corrente de Humboldt (Mendonça & Danni-Oliveira, 2017) que, por sua vez, tem a contribuição dos ventos do setor leste do ASPS.

Vale ressaltar que, dependendo das condições da circulação atmosférica, os ciclones tropicais podem se desenvolver sobre águas mais frias. Como exemplo, cita-se a transição tropical do ciclone Catarina (em ~30°S) em março de 2004 sobre TSM de 23,5°C a 24,5°C (Pezza & Simmonds, 2005). Com relação aos ciclones subtropicais no OAS, a climatologia de Gozzo *et al.* (2014) mostra que esses sistemas são mais frequentes no verão e na faixa latitudinal entre 20°S e 30°S, portanto, em região com TSM superior a 22°C em dezembro, 24°C em janeiro e 25°C em fevereiro. Já Evans & Braun (2012) mostraram maior frequência de sistemas subtropicais durante o outono austral no Atlântico Sul e com gênese sobre TSM em torno de 20°C. Esse valor de TSM é inferior tanto ao da climatologia da TSM do outono apresentada em Reboita (2008) quanto na climatologia mostrada na Figura 4.

3.4 Fluxos Turbulentos de Calor Latente e Sensível (FCL e FCS)

As Figuras 5 e 6 mostram, respectivamente, a climatologia dos fluxos de calor latente (FCL) e sensível (FCS). Nas figuras, sinal positivo indica transferência de energia do oceano para atmosfera enquanto o sinal negativo, da atmosfera para o oceano. Em geral, os FCL são máximos nas regiões de interesse (OAS e Pacífico sudeste) no mês de junho. Já nas regiões ciclogênicas estudadas por Gan & Rao (1991), Guia (2010) e Reboita *et al.* (2010a), ao longo da costa leste da AS, os FCL são mais intensos em maio. Os FCS são máximos no Pacífico em junho e no Atlântico, em julho. Ao sul de 45°S, os FCS são negativos entre os meses de setembro a abril, mostrando que a atmosfera passa a ceder energia para o oceano.

As regiões de máximos FCL e FCS, em especial na costa leste da AS, correspondem à região da corrente do Brasil (Piva *et al.*, 2008; Reboita *et al.*, 2010b) que transporta águas mais quentes do equador para o polo. As climatologias dos FCL e FCS representam bem a região da confluência das correntes Brasil-Malvinas, com menor transferência de energia para a atmosfera na região da corrente das Malvinas e maior na região da corrente do Brasil. Considerando as regiões propícias à ciclogênese na costa leste da AS, há ao longo de todo ano FCL positivo, enquanto na costa sul da Argentina os FCS são negativos também em todos os meses do ano.

Os fluxos de calor latente são a fonte primária de energia para o desenvolvimento dos ciclones tropicais (Emanuel, 1986). Entretanto, os FCL e FCS não são importantes apenas para os ciclones tropicais. Eles também contribuem para os ciclones subtropicais (Gozzo *et al.*, 2014) e, quando ocorrem no setor quente dos ciclones extratropicais, ajudam a intensificar a baroclinia desses sistemas de modo que os fortalecem (Shapiro & Keyser, 1990). Reboita *et al.* (2012), através de experimentos numéricos de sensibilidade, mostraram que a frequência de ciclones extratropicais no OAS decresce na ausência de fluxos de calor total (latente + sensível).

Em geral, como nos oceanos o FCL (Figura 5) é mais intenso do que o FCS (Figura 6), o primeiro terá maior impacto nos ciclones. De fato, os estudos de Nuss & Anthes (1987) e Piva *et al.* (2008) mostram que os fluxos de calor sensível têm menor contribuição para a redução da pressão nos ciclones. Já a fase do ciclo de vida dos ciclones que é mais impactada pelos fluxos depende de evento para evento. Em alguns casos de ciclones extratropicais, os fluxos podem contribuir significativamente para o seu desenvolvimento inicial (Kuo *et al.* 1991, Rogers & Bosart, 1991), antes da rápida redução da pressão, como nos ciclones explosivos (Bosart & Lin, 1984; Uccellini *et al.*, 1987), ou na fase de rápido aprofundamento (Kuo & Reed, 1988; Chang *et*

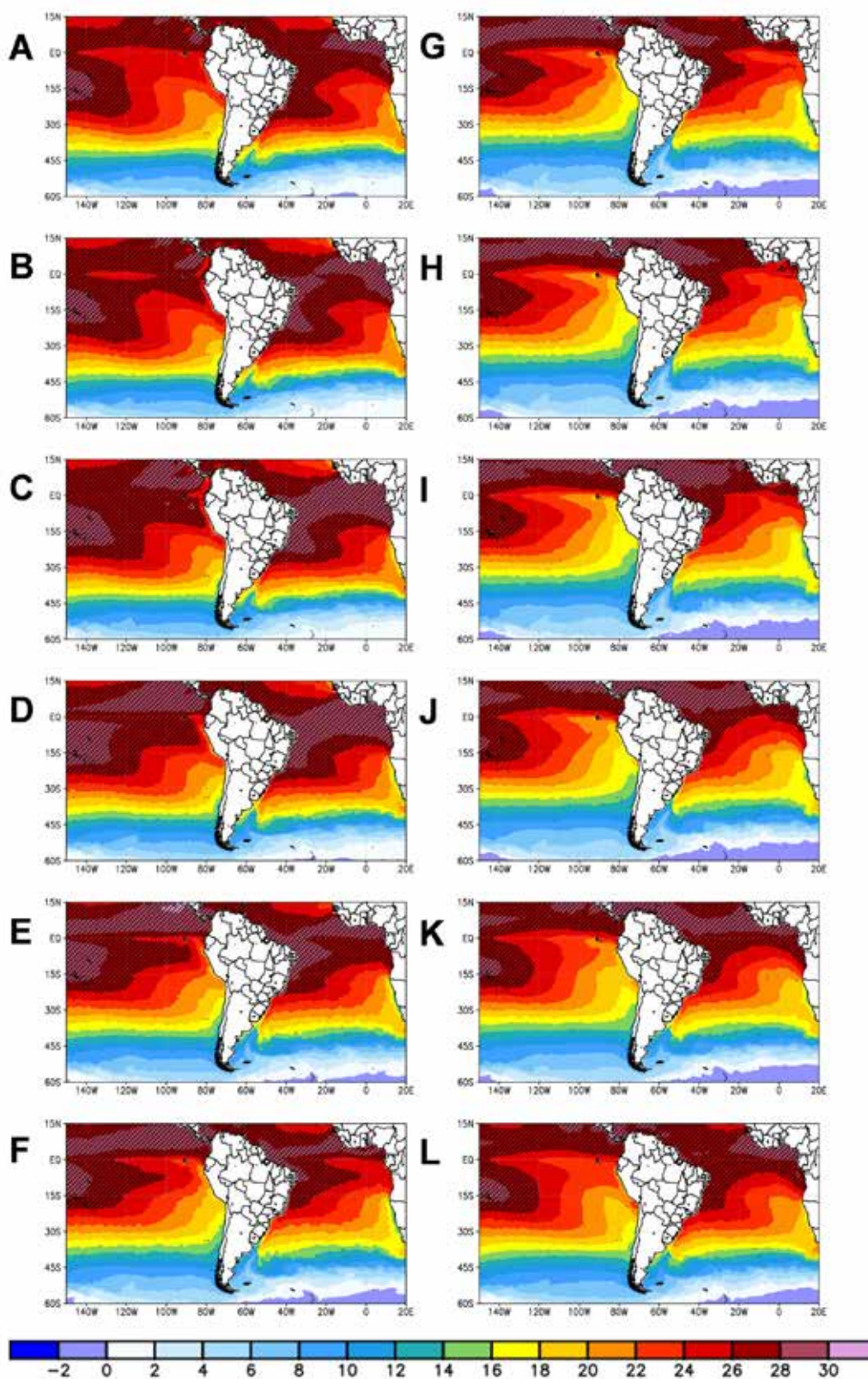


Figura 4 Média mensal da TSM (°C) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro. Região hachurada indica TSM superior a 26°C.

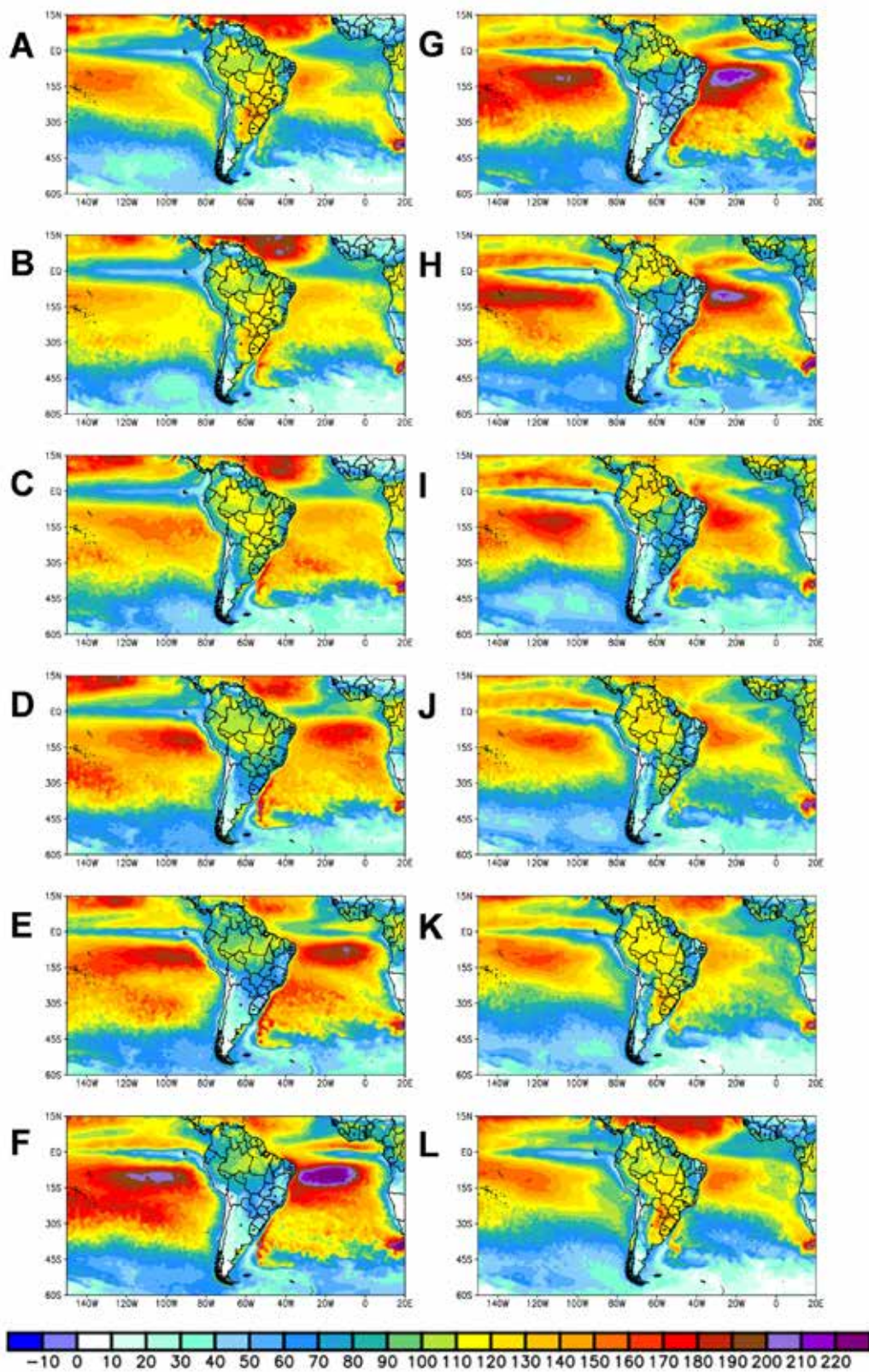


Figura 5 Média mensal do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; e L. dezembro.

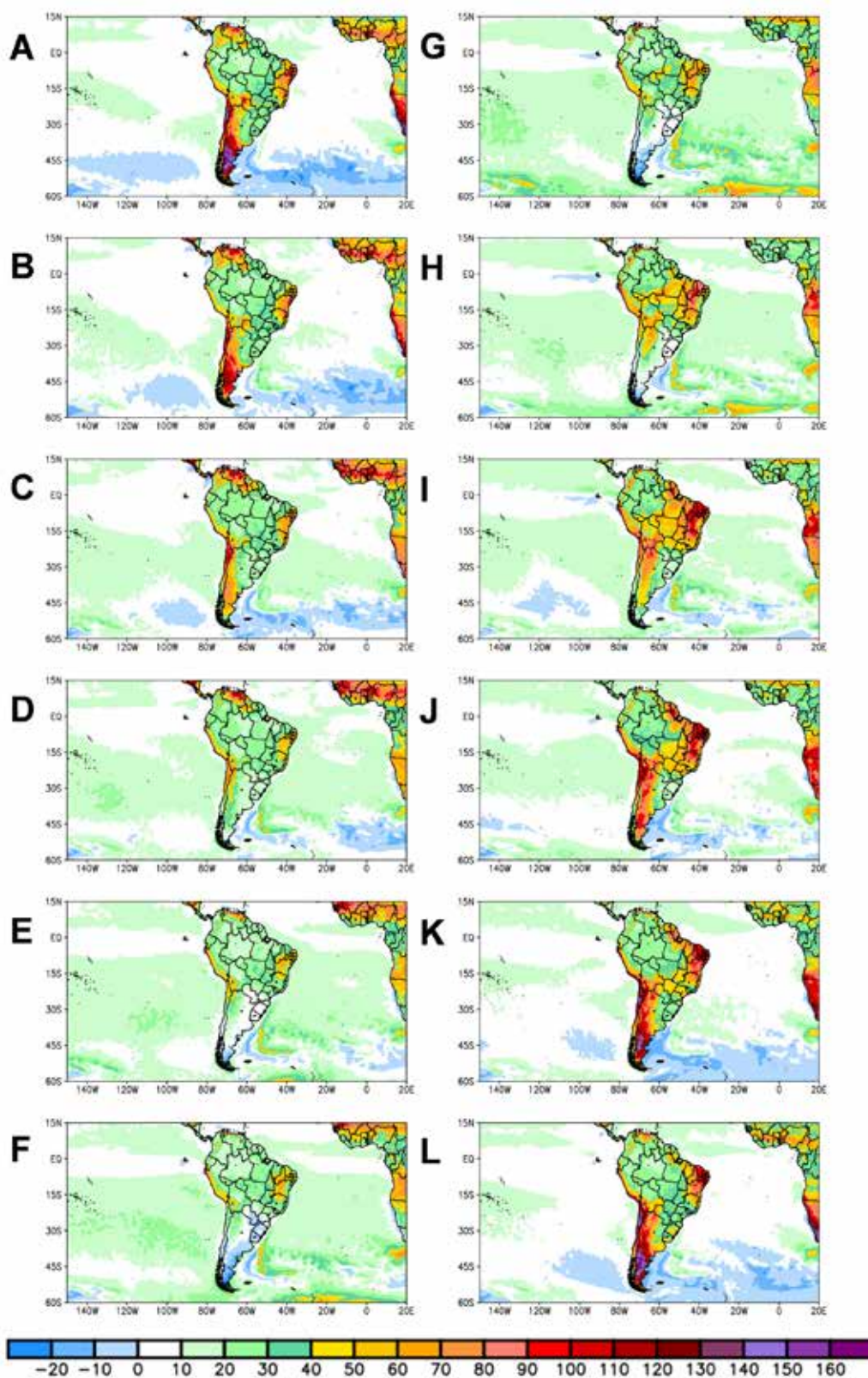


Figura 6 Média mensal do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

al., 1996). Outro exemplo é o caso do ciclone subtropical Anita, dado que este sistema poderia ter se transformado em tropical se os fluxos de calor latente e sensível tivessem sido mais intensos na região de atuação do sistema (Reboita *et al.*, 2019c).

3.5 Jato de Altos Níveis (200 hPa)

A circulação atmosférica em 200 hPa (Figura 7) mostra padrão distinto ao daquele em superfície (Figura 3), já que em altos níveis não há efeito de atrito e a circulação atmosférica também responde às fontes de calor como, por exemplo, a da região amazônica no período de verão. Portanto, há variação sazonal da circulação atmosférica em 200 hPa. Nos meses de inverno, predomina o escoamento de oeste com a corrente de jato ao sul de 20°S, que é a região onde a magnitude do vento horizontal excede 30 m s⁻¹ (Berggren *et al.*, 1958). Em termos de média climatológica, é difícil distinguir as correntes de jato subtropical e polar. Portanto, aqui será mencionado apenas o termo corrente de jato.

A corrente de jato no oceano Pacífico é mais intensa em julho, enquanto no OAS os máximos ocorrem em junho, cobrindo uma faixa latitudinal mais extensa. No setor a norte de 20°S, no inverno os ventos também são de oeste. Na primavera, no setor noroeste da AS, começa a se desenvolver um anticiclone que se desloca para sudoeste mostrando seu centro sobre a Bolívia no verão. Devido a isso, esse sistema recebe o nome de Alta da Bolívia (Zhou & Lau 1998; Silva *et al.*, 2019). Corrente abaixo da alta da Bolívia, encontra-se o cavado nas cercanias do Nordeste brasileiro (Ferreira *et al.*, 2019). No oceano Pacífico tropical, também há um cavado nos meses de verão.

Comparando-se os setores tropicais e extratropicais do domínio mostrado na Figura 7, nota-se que na região extratropical os ventos são mais intensos, fato que se associa aos intensos gradientes horizontais de temperatura norte-sul (Holton, 1973; Yang *et al.*, 2020). Enquanto esses gradientes horizontais de temperatura são essenciais para a ocorrência dos ciclones extratropicais, eles não são adequados para a ciclogênese tropical. Além disso, as correntes de jato também podem apresentar regiões de divergência, favorecendo o desenvolvimento de sistemas em superfície (Reboita *et al.*, 2017b). Para a ciclogênese tropical, o importante é que o escoamento em altos níveis seja fraco (o que é avaliado através do cisalhamento vertical entre altos e baixos níveis da atmosfera) para que a convecção possa se organizar (McTaggart-Cowan *et al.*, 2013), e tal condição ocorre de dezembro a abril nos dois oceanos de interesse nesse estudo. Novamente, ressalta-se a necessidade de avaliar o cisalhamento vertical do vento.

3.6 Cisalhamento Vertical do Vento Horizontal (V_{shear}) (200 hPa - 850 hPa)

Um dos fatores ambientais mais importantes para a ciclogênese tropical é o fraco cisalhamento vertical do vento. Já que o intenso cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 200 e 850 hPa pode prejudicar a organização da convecção (Gray, 1968; Pezza & Simmonds, 2005), é de suma importância observar o comportamento desta variável. O V_{shear} pode ser calculado de duas maneiras: (i) considerando a diferença da intensidade do vento entre dois níveis de pressão e, (ii) considerando a diferença vetorial como mostrado na Equação 4. Essa última é chamada, no inglês, de *Environmental Vertical Wind Shear* (Lin & Chou, 2020). No cálculo do IPG é usada a maneira (ii), mas para a rápida visualização e compreensão dos resultados, a maneira (i) é mais apropriada, pois quando o cisalhamento mostra valores positivos (negativos) indica que os ventos em altos níveis são mais intensos (fracos) do que em baixos níveis da atmosfera. Portanto, nessa seção é mostrada a diferença da intensidade do vento entre os níveis de 200 e 850 hPa de acordo com a maneira (i) (Figura 8). A Figura 8 também indica em hachurado as regiões com cisalhamento vertical menor ou igual a 10 m s⁻¹, que é o limiar típico associado à região propícia ao desenvolvimento de ciclones tropicais (Gray, 1968; Zehr, 1992; DeMaria *et al.*, 2001, Frank & Ritchie, 2001, Guishard, 2006).

A Figura 8, ao longo do ano, mostra uma banda de fraco cisalhamento vertical (abaixo de 10 m s⁻¹) que se expande para os subtropicais em ambos os oceanos (em geral, afastado das regiões costeiras), chegando a 30°S, de novembro (Figura 8K) a março (Figura 8C). Porém, no oceano Pacífico, ao longo da costa da AS, os menores valores de V_{shear} (e com sinal negativo) ocorrem em março entre as latitudes de 15°N e 15°S. Ao sul de 15°S, o cisalhamento é cerca de 18 m s⁻¹. Nessa mesma banda (sul de 15°S), o cisalhamento vertical é mais intenso nos meses de inverno, quando atinge valores superiores a 35 m s⁻¹. Na costa leste da AS, de dezembro a março, o V_{shear} é menor do que 10 m s⁻¹ até cerca de 20°S. Nos demais meses se intensifica. Os resultados da climatologia do mês de março (Figura 8C) no OAS, entre as latitudes da região sul do Brasil, mostram que o cisalhamento vertical possui média entre 25 a 30 m s⁻¹. Embora aqui o cálculo seja diferente do de Pezza & Simmonds (2005), que usaram o método (ii), os valores são similares ao da climatologia desses autores que é de 25,7 m s⁻¹. Esses mesmos autores também mostram que na ocorrência do ciclone Catarina, o cisalhamento vertical foi inferior a 12 m s⁻¹, um valor anômalo para a região.

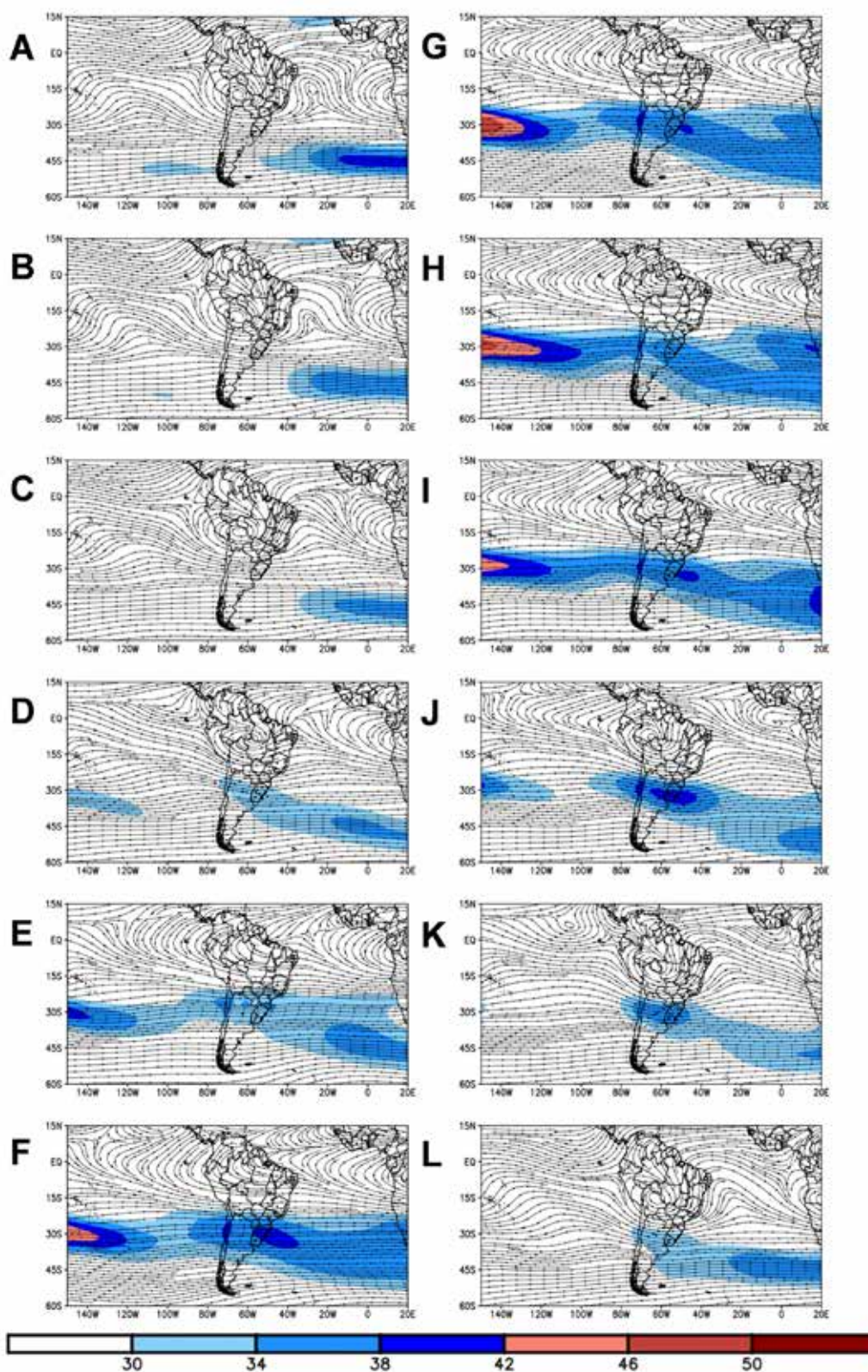


Figura 7 Média mensal da corrente de jato em 200 hPa ($W m s^{-1}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

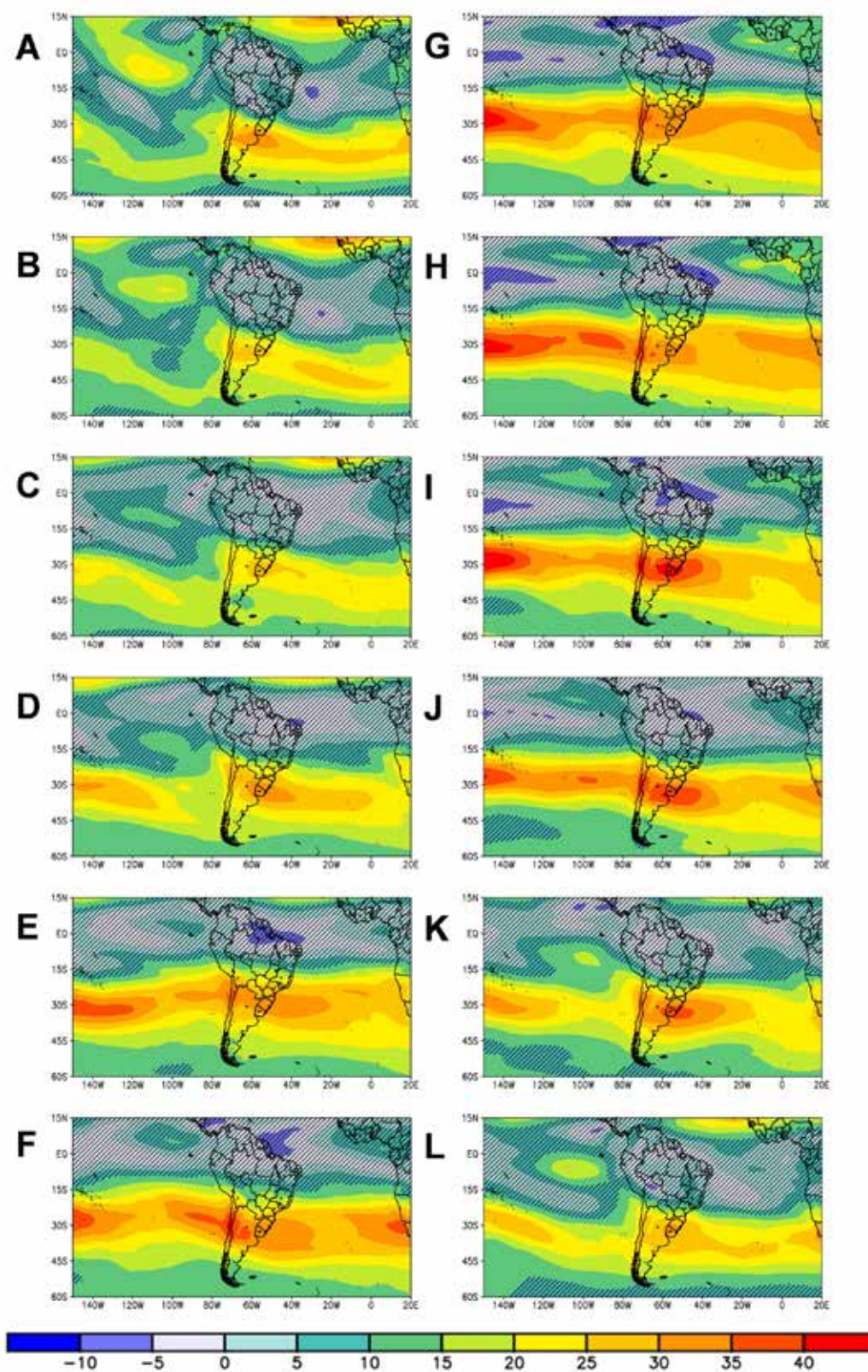


Figura 8 Média mensal do V_{shear} entre 200 e 850 hPa ($m s^{-1}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro. Região hachurada indica V_{shear} inferior a $10 m s^{-1}$.

Os resultados da Figura 8 revelam que os oceanos adjacentes à AS no setor tropical, em termos de cisalhamento vertical, possuem condições favoráveis à formação de ciclones de núcleo quente ao longo de todo o ano. Já no setor subtropical, as condições são propícias de dezembro a março no OAS. De fato, ocorreu fraco cisalhamento vertical (inferior a 5 m s^{-1}) na ocorrência dos ciclones subtropical Anita (Dias Pinto *et al.*, 2013) e tropical Iba (Reboita *et al.*, 2020), em março de 2010 e em março de 2019, respectivamente. O fraco cisalhamento vertical nesses sistemas também teve contribuição de condições anômalas da circulação atmosférica.

3.7 Umidade Relativa (700 hPa)

A umidade relativa em 700 hPa mostra dois núcleos mais secos que se mantêm ao longo do ano, um no Pacífico e outro no Atlântico (Figura 9), associados aos movimentos descendentes na região de atuação do ASPS e ASAS, respectivamente (Figura 2). Sobre o oceano Pacífico (em torno de 30°S , próximo à costa do Chile), a umidade relativa é menor em comparação com a região do ASAS no Atlântico (mais próximo à África). Isso pode estar associado ao efeito da TSM mais fria que pouco favorece a evaporação das águas superficiais nas cercanias da costa oeste da AS (Figura 4), contribuindo para uma massa de ar climatologicamente mais seca no Pacífico. As condições de menor umidade relativa em 700 hPa no setor oeste do Pacífico não estão totalmente relacionadas ao fato dos movimentos subsidentes na região, pois estes são mais intensos nas cercanias da África do que próximo à costa oeste da AS; isso pode ser visto em https://sites.ecmwf.int/era/40-atlas/docs/section_D/charts/D07_LL_YEA.html.

Além disso, a banda latitudinal úmida nas cercanias do equador deve-se à Zona de Convergência Intertropical (Grotsky & Carton, 2003; Teodoro *et al.*, 2019), e a região central do Brasil apresenta umidade acima de 50% em quase todos os meses do ano em razão do efeito de transporte de umidade da região Norte para o Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil (Santos & Reboita, 2018). Ademais, de novembro a março é bem clara a presença de maior umidade na região que se estende da Amazônia, passando pelo sudeste do Brasil e chegando ao oceano Atlântico. Essa região configura a ZCAS (Kousky, 1988; Kodama, 1992; Carvalho *et al.*, 2004; Escobar & Reboita, 2020).

Em termos de umidade disponível para o desenvolvimento de ciclones, nota-se umidade relativa mais elevada ($\sim 50\% - 60\%$) no verão, próximo à costa sul do Brasil. Após essa estação, há consequente diminuição da magnitude da umidade relativa em 700 hPa. No Pacífico sudeste, a umidade não atinge valores superiores a 20% na região central do ASPS (superfície), durante todo o ano. Como destacam os estudos de Gozzo *et al.* (2017),

Reboita *et al.* (2019a, 2020) e da Rocha *et al.* (2019), o suprimento de umidade é de extrema importância para o desenvolvimento dos ciclones subtropicais. De fato, o recente evento Mani (26 de outubro de 2020), ocorreu associado a um canal de umidade do continente para o oceano, como mostram as cartas sinóticas do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

3.8 Vorticidade Absoluta (850 hPa) e Vorticidade Relativa (850 hPa)

A Figura 10 mostra a média da vorticidade absoluta, que corresponde à soma das vorticidades planetária e relativa. Como a ordem de magnitude da vorticidade planetária (10^{-4} s^{-1}) é maior do que a relativa (10^{-5} s^{-1}), nas altas e médias latitudes, e, por definição, possui sinal negativo no HS, isso implica que a vorticidade absoluta será negativa nesse hemisfério. Ainda, na Figura 10, é mostrada em hachurado, a vorticidade relativa, mas apenas a que se refere à circulação ciclônica (sinal negativo) e inferior a $-0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A vorticidade relativa indica a rotação do fluido.

A vorticidade absoluta apresenta grande dependência da latitude, sendo assim, aumenta (em módulo) em direção às maiores latitudes. As pequenas variações ocorrem na costa oeste da AS, nas cercanias do Peru e Chile, onde é mais intensa (superior a $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) quando comparada à costa leste da AS. Tal padrão se mantém durante todo o ano. Com relação ao Atlântico, uma pequena região ao sul do Rio de Janeiro e leste do Rio Grande do Sul denota vorticidade absoluta ciclônica com valores inferiores a $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Com relação à vorticidade relativa ciclônica na costa chilena, há sinal negativo ao longo de todo o ano. Seria suposto que essa região não apresentaria vorticidade relativa ciclônica devido à influência do ASPS, porém pela teoria de Sutcliffe, não há predomínio de vorticidade anticiclônica em toda a extensão de atuação de um anticiclone tentando transpor a barreira topográfica. Isso é devido ao efeito adiabático na curvatura do escoamento. Maiores detalhes são apresentados na Figura 6 de Marrafon & Reboita (2018). Além disso, há estudos como o de Garreaud *et al.* (2002) e Garreaud & Rutllant (2003) que documentam a ocorrência de baixas em superfície na costa oeste da AS. Segundo Garreaud *et al.* (2002), há até cinco sistemas de baixa pressão por mês na costa chilena. Em geral, esses sistemas se formam associados com um anticiclone em superfície em latitudes médias que se desloca de oeste para leste e que se encontra conectado a uma crista em níveis médios da atmosfera (Garreaud *et al.*, 2002; Garreaud & Rutllant, 2003). Este tema ainda é alvo de estudos, uma vez que a literatura é escassa com relação aos padrões sinóticos e dinâmicos associados às baixas na costa chilena.

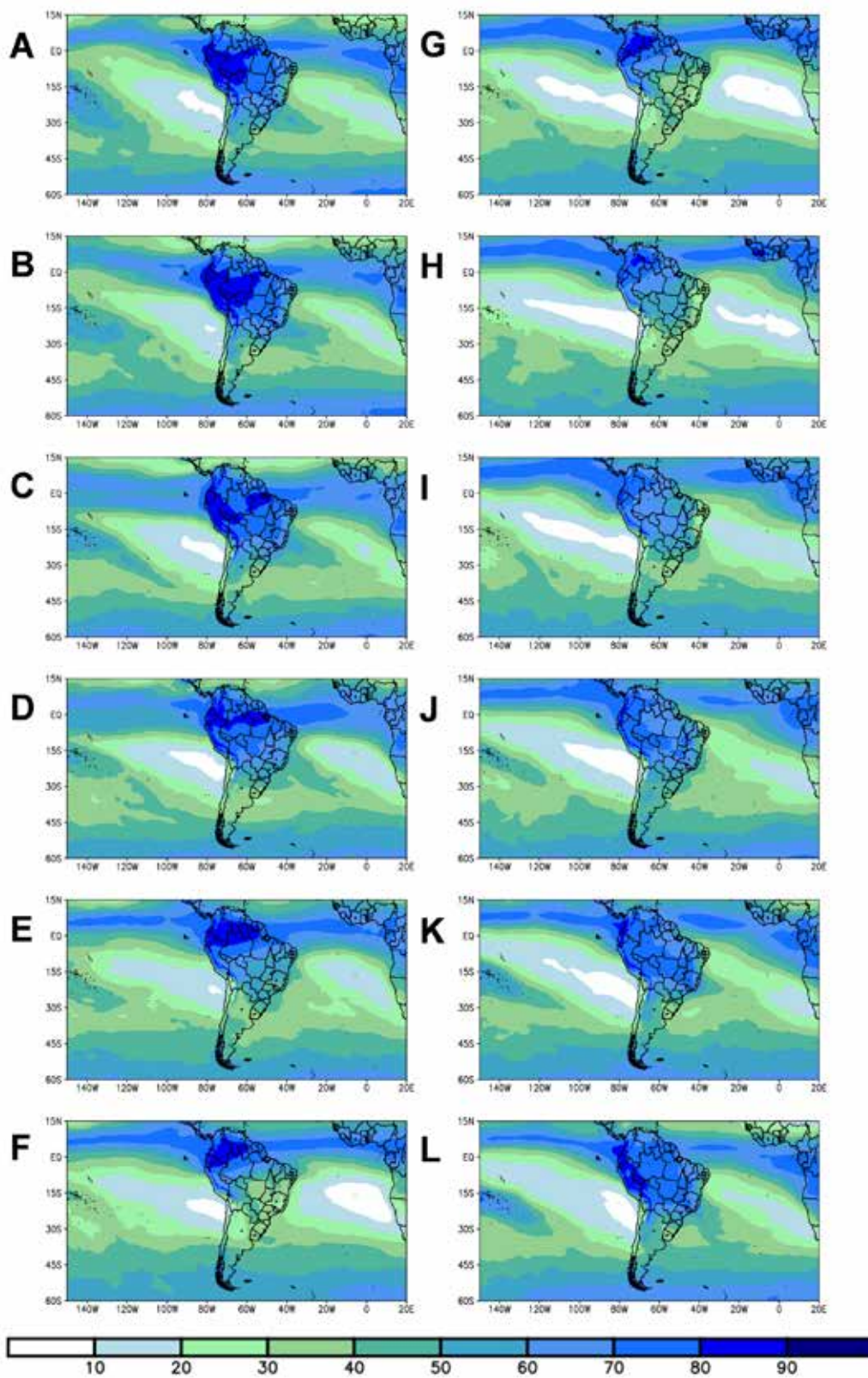


Figura 9 Média mensal da umidade relativa em 700 hPa (%) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

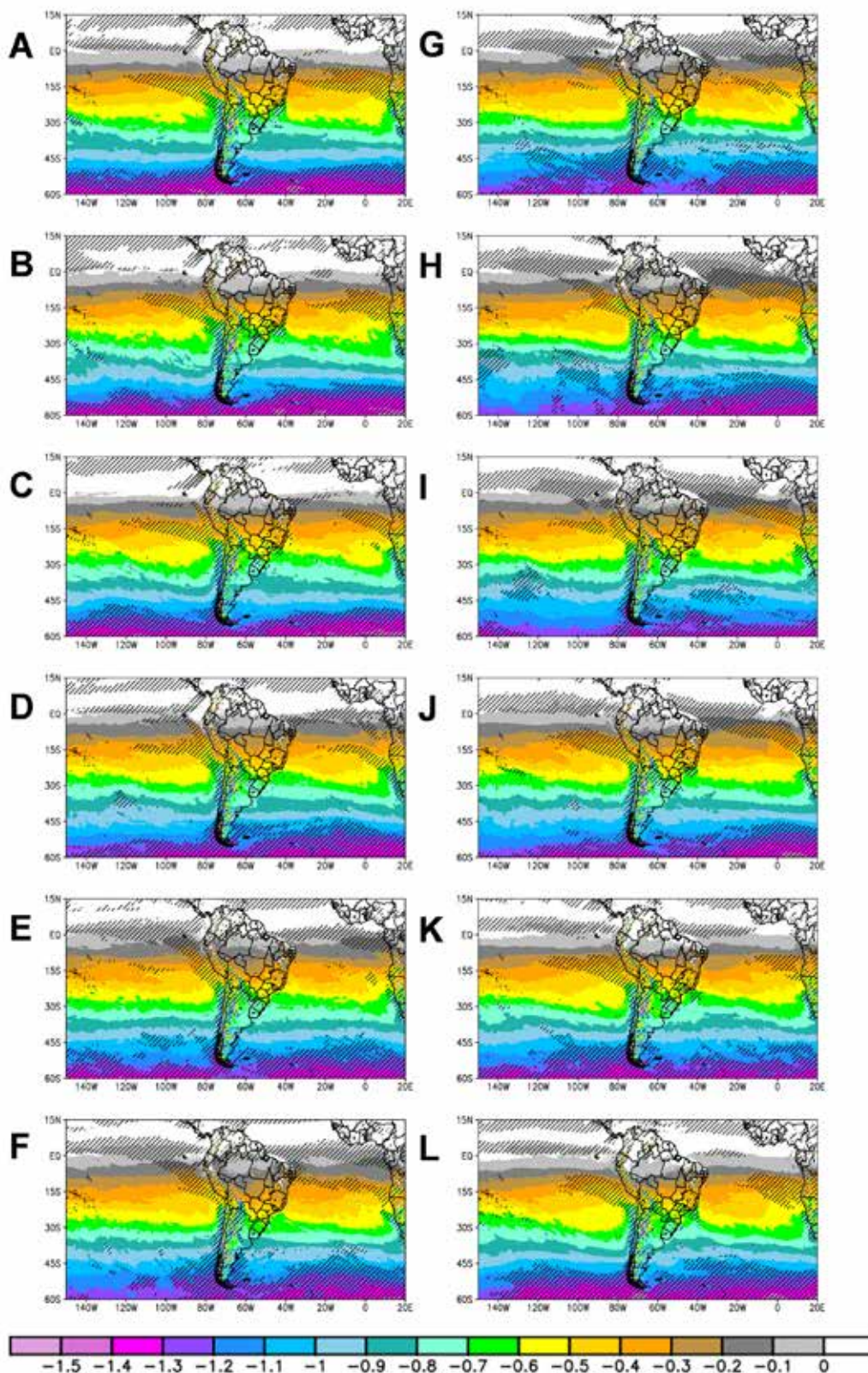


Figura 10 Média mensal da vorticidade absoluta ciclônica em 850 hPa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro. Região hachurada refere-se à vorticidade relativa ciclônica.

Ao longo da costa leste da AS, há sinal de vorticidade relativa ciclônica nas três regiões ciclogênicas definidas por Reboita *et al.* (2010a): RG1 que é a costa do sudeste e sul do Brasil, RG2 que é o extremo sul do Brasil e Uruguai e RG3 que é o sul da Argentina. Na RG1, o sinal aparece entre setembro a março, o que reflete, de fato, o período mais ciclogênico nesta região (Reboita *et al.*, 2010a; Gozzo *et al.*, 2014). Na RG2 e RG3, o sinal de vorticidade relativa ciclônica aparece ao longo de todo o ano, tendo em vista a grande frequência de sistemas nessas regiões.

3.9 Intensidade Potencial do Vento (Vpot)

A variável Vpot indica a máxima intensidade que o vento em superfície pode chegar, dadas as condições dinâmicas e termodinâmicas no perfil atmosférico (Emanuel & Nolan, 2004). Na costa oeste da AS, os valores de Vpot não ultrapassam 5 m s^{-1} , com exceção da pequena região no extremo sul da costa chilena, onde o Vpot varia entre 25 e 30 m s^{-1} , entre o outono e o inverno (Figura 11). Em contrapartida, o Vpot na costa leste excede 20 m s^{-1} ao longo de todo o litoral brasileiro. Além disso, entre o verão e o outono, Vpot atinge os maiores valores na costa sudeste do Brasil ($> 60 \text{ m s}^{-1}$). De forma geral, o padrão de Vpot mostra maiores valores na região tropical, onde a TSM é mais elevada (Figura 4) e os ventos alísios são intensos (Figura 3).

3.10 Índice do Potencial de Gênese

O IPG é um índice utilizado para mostrar os ambientes que têm potencial para a ciclogênese tropical. Considerando as latitudes austrais do domínio em estudo, a região com maior potencial de gênese de ciclones tropicais ocorre no oceano Pacífico, afastada da costa entre 15°S e 30°S e as longitudes 140° a 100°W , entre novembro a maio, o que concorda com o estudo de Camargo *et al.* (2007). Ainda, no oceano Pacífico, outra região com potencial de gênese ocorre próximo à costa do Equador e Peru entre os meses de fevereiro e abril. A segunda região com maior potencial de gênese na área de estudo ocorre no OAS, entre a costa da Bahia e sudeste do Brasil. Nessa região, um sinal começa a aparecer em outubro e se intensifica nos meses seguintes atingindo valor máximo entre fevereiro e março. Entre março e julho, também há sinal de IPG entre o subtropical e as latitudes médias numa banda afastada da costa leste da AS. Embora ambos os oceanos adjacentes à AS apresentem potencial de gênese (Figura 12), isso não significa que ocorrerá ciclogênese, o que segue as ideias de Gray (1968). De fato, a ciclogênese tropical nessas áreas é rara desde o início do monitoramento por satélite. Também não há um limiar estabelecido do IPG para garantir a ocorrência de sistemas tropicais.

4 Conclusão

Para contribuir com o conhecimento climatológico de regiões propícias à gênese de ciclones tropicais nas cercanias da América do Sul, foi calculado o índice do potencial de gênese com dados em alta resolução da ERA5 no período de 1989 a 2019. Essa reanálise é considerada estado-da-arte, pois inclui melhorias em relação à ERA-Interim como, por exemplo, a assimilação de dados de satélite que foram recuperados em condições de chuva ou nebulosidade e a utilização de um esquema de radiação de última geração (Rahman & Islam, 2019; Jin *et al.*, 2020). Além disso, o estudo apresenta a climatologia dos fatores ambientais envolvidos no cálculo do IPG, bem como de outras variáveis importantes para a ciclogênese tropical. Em termos climatológicos obteve-se que:

- a TSM é mais quente no mês de março e tem valor médio de 23°C no Pacífico subtropical (região compreendida entre 15°S e 30°S) e 27°C no Atlântico (a norte da RG1, o que inclui toda a costa nordeste e sudeste do Brasil);
- o Vpot, que é o valor máximo que o vento pode chegar dependendo das condições ambientais (TSM, umidade e temperatura do ar), nos oceanos vizinhos à América do Sul, acompanha a sazonalidade da TSM e pode ser superior a 70 m s^{-1} .
- o padrão de circulação em altos níveis (200 hPa) mostra ventos menos intensos (importante para ciclones tropicais, em especial em termos de cisalhamento do vento) nos setores tropicais entre o verão e outono;
- a média anual do cisalhamento vertical do vento (200 - 850 hPa) é de 25 m s^{-1} nos setores próximo à costa leste e oeste da América do Sul. Julho é o mês com maiores valores no Pacífico sudeste e agosto, no OAS; valores de cisalhamento abaixo de 10 m s^{-1} são encontrados no mês de março nos subtropicais e em julho no setor tropical dos dois oceanos;
- em níveis médios (700 hPa), a umidade relativa é mais elevada nos meses de verão nos dois oceanos adjacentes à AS e
- há potencial para a gênese de sistemas tropicais no oceano Atlântico ao longo da costa brasileira. Em outubro, surge um sinal fraco de IPG entre a costa da Bahia e Espírito Santo. Esse sinal se intensifica, obtendo máxima intensidade entre fevereiro e março, quando também atinge a costa sul do Brasil. O IPG é um índice utilizado para mostrar os ambientes que têm potencial para a ciclogênese tropical sem a utilização de um limiar pré-definido, pois mesmo com valores elevados, como aqueles registrados nos oceanos tropicais (IPG acima de 5), pode não ocorrer ciclogênese.

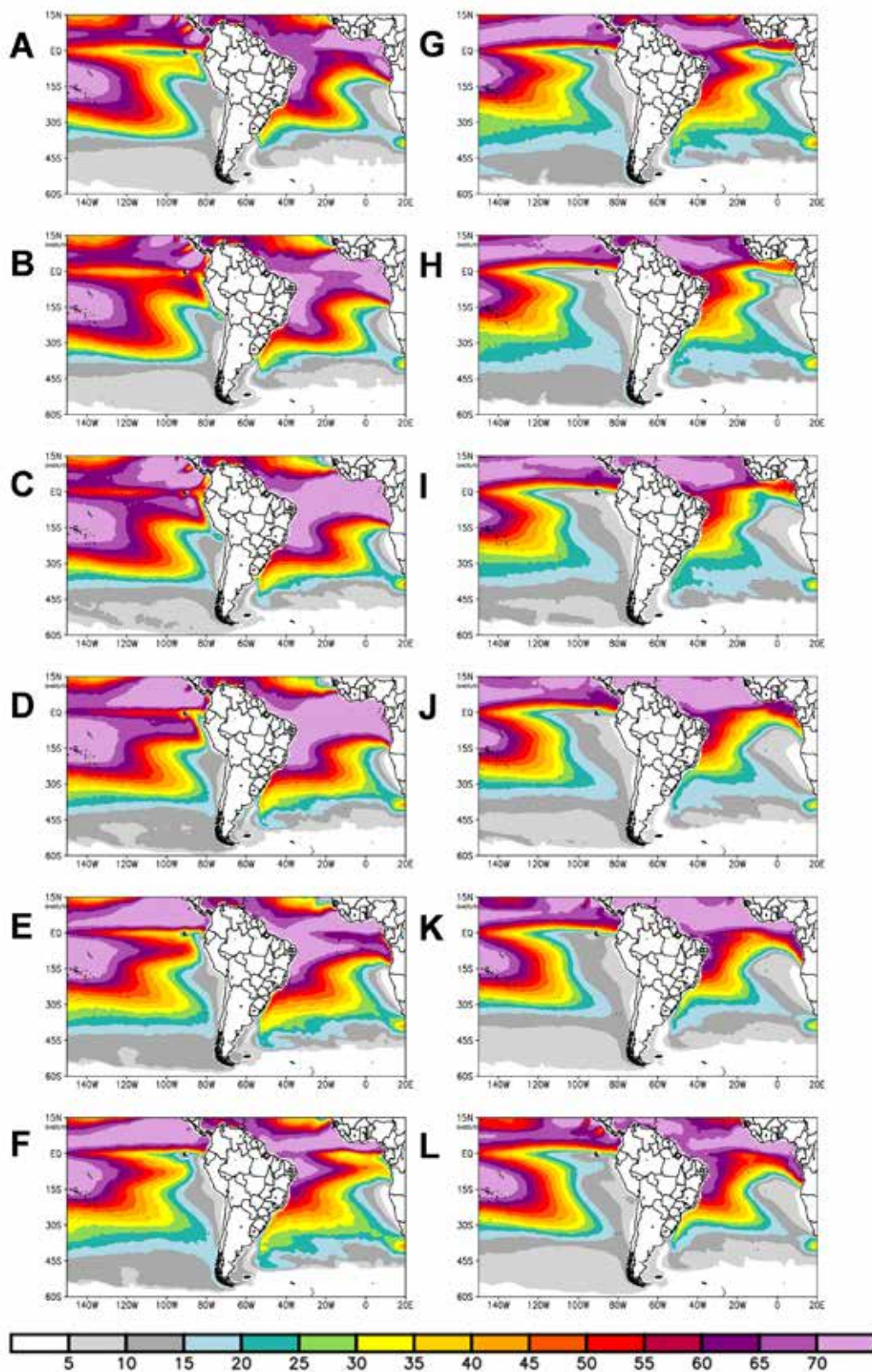


Figura 11 Média mensal do vento potencial máximo (m s^{-1}) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

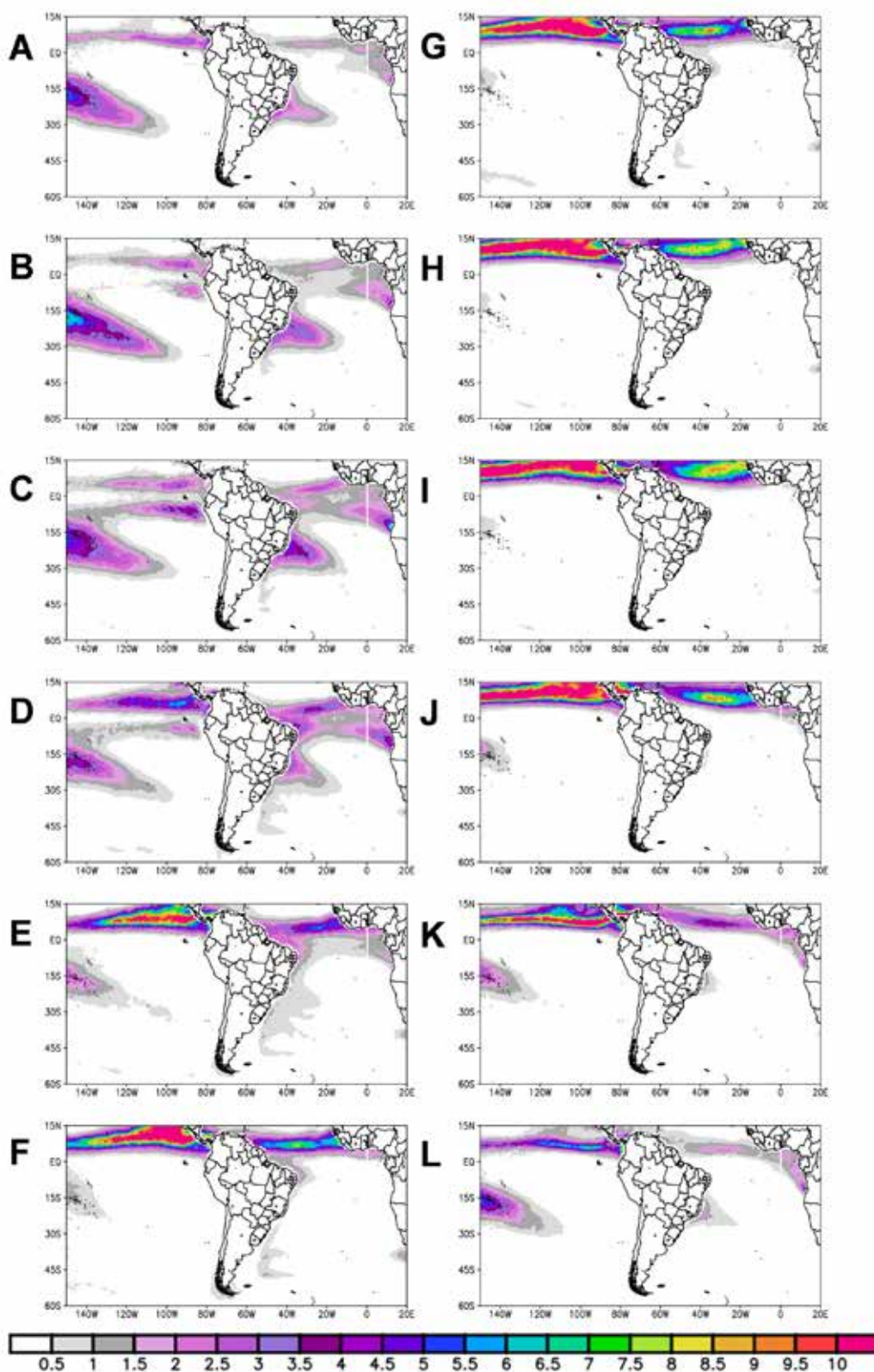


Figura 12 Média mensal do IPG (adimensional) para A. janeiro; B. fevereiro; C. março; D. abril; E. maio; F. junho; G. julho; H. agosto; I. setembro; J. outubro; K. novembro; L. dezembro.

A combinação dos fatores acima descritos é favoráveis à ciclogênese tropical, pois valores elevados de TSM associados a ventos intensos a 10 metros de altura propiciam a transferência de calor e umidade do oceano para a atmosfera (que é refletido no campo de fluxos turbulentos), resultando em convecção que pode se manter organizada e profunda em situação de fraco cisalhamento vertical do vento horizontal.

Para facilitar a visualização dos principais fatores que contribuem para a gênese tropical no domínio estudado, na Figura 13 são apresentadas as regiões em que há TSM > 26°C, cisalhamento do vento horizontal (200-850 hPa) < 10 m s⁻¹, umidade relativa em 700 hPa > 50%, V_{pot} > 17 m s⁻¹ e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa. A Figura 13 mostra as áreas em que cada fator aparece, bem como aquelas em que há sobreposição (regiões mais propícias à gênese tropical). É visível a sobreposição na costa sudeste do Brasil (em janeiro), Pacífico tropical (em

abril, julho e outubro), OAS tropical (em julho e outubro). Entretanto, anomalias na circulação atmosférica, como no caso do Catarina em 2004, podem fornecer condições para o desenvolvimento de ciclones tropicais mesmo em regiões onde a TSM fica abaixo de 26°C. Apesar de alguns fatores ambientais terem mostrado potencial para a ciclogênese tropical, isoladamente ou até mesmo a combinação de todos podem não ser suficiente para a gênese dos ciclones, como já destacado por Gray (1968).

A principal mensagem desse estudo é que a costa entre o sudeste e o nordeste do Brasil tem potencial para a gênese de ciclones tropicais e que essa área deve receber atenção nas práticas de previsão do tempo. Além disso, em cenário de mudanças climáticas, regiões de TSM mais baixas (abaixo de 26°C) podem sofrer incrementos (Gramcianinov, 2019) e propiciar ainda mais ciclogêneses barotrópicas.

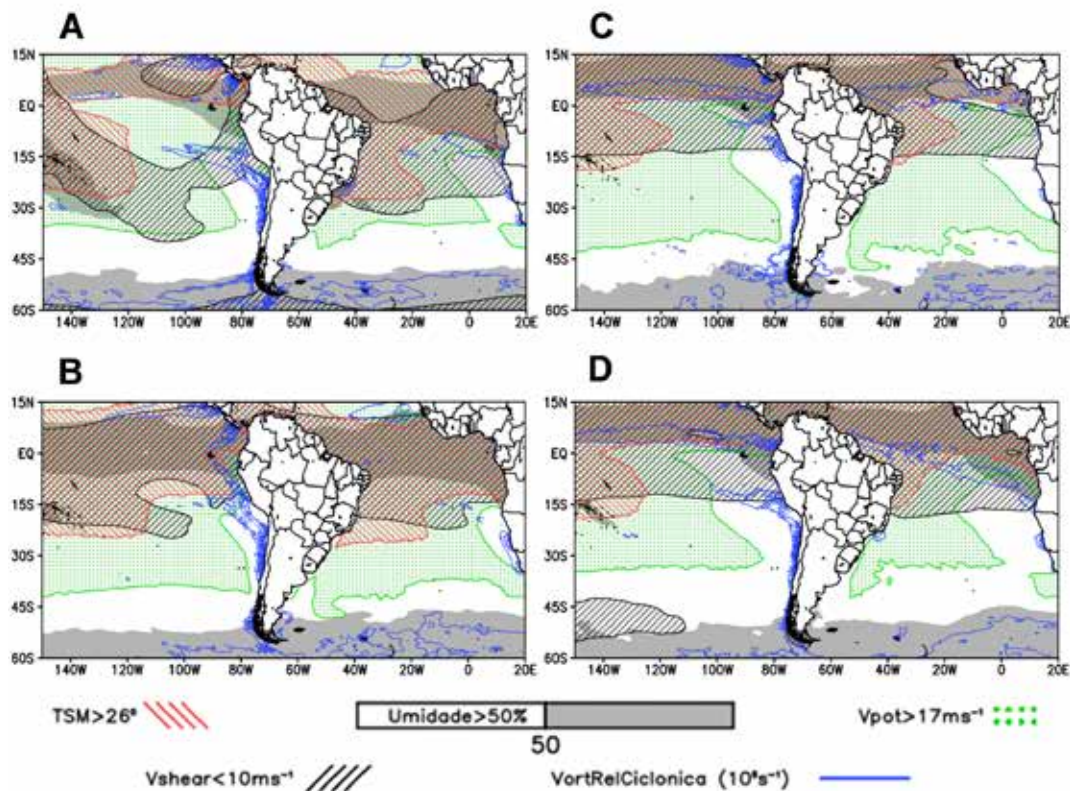


Figura 13 Síntese dos principais fatores que contribuem para a gênese de sistemas tropicais: TSM >26°C (hachurado vermelho), cisalhamento do vento horizontal entre 200 e 850 hPa menor do que 10 m s⁻¹ (hachurado preto), umidade relativa em 700 hPa > 50% (sombreado cinza), V_{pot} > 17 m s⁻¹ (hachurado verde) e vorticidade relativa ciclônica em 850 hPa (linha contínua azul) para A. janeiro; B. abril; C. julho; D. outubro.

5 Agradecimentos

Os autores agradecem ao ECMWF pelos dados de reanálise ERA5 disponibilizados, ao Dr. Kerry Emanuel pelo código que calcula o Vpot e ao CNPQ, FAPEMIG e CAPES (código financeiro 001) pelo auxílio financeiro, ao mestrando Robson Barreto do Passos e ao Dr. Eduardo Marcos de Jesus pela genuína contribuição no presente trabalho.

6 Referências

- Aceituno, P. 1980. Relation entre la posicion del anticiclón subtropical y la precipitación en Chile. *Relatório do Projeto no E. 551.791 do Departamento de Geofísica da Universidade do Chile*.
- Arya, S.P. 1988. Introduction to micrometeorology. *International Geophysics Series*, 42: 307.
- Barrett, B. & Hameed, S. 2017. Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High. *Journal of Climate*, 30: 55-69. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0019.1>
- Bastos, C.C. & Ferreira, N.J. 2000. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. *CEP*, 12220(110): 973-990.
- Berggren, R.; Gibbs, W.J. & Newton, C.W. 1958. *Observational characteristics of the jet stream: A survey of the literature*. Geneva, WMO Publication 71, 102 p.
- Bister, M. & Emanuel, K.A. 1998. Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 55: 233-240. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01030791>
- Bosart, L.F. & Lin, S.C. 1984. A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Monthly Weather Review*, 112(11): 2148-2177. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<2148:ADAOTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<2148:ADAOTP>2.0.CO;2)
- Camargo, S.J.; Emanuel, K.A. & Sobe, A.H. 2007. Use of a Genesis Potential Index to Diagnose ENSO Effects on Tropical Cyclone Genesis. *Journal of Climate*, 20: 4819- 4834. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI4282.1>
- Carvalho, L.M.; Jones, C. & Liebmann, B. 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17(1): 88-108. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2)
- Cataldi, M.; Assad, L.P.D.F.; Torres Junior, A.R. & Alves, J.L.D. 2010. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical na região da Confluência Brasil-Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do Sul e Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(4): 513-524. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000400010>
- Chang, S.W.; Holt, T.R. & Sashegyi, K.D. 1996. A numerical study of the ERICA IOP 4 marine cyclone. *Monthly Weather Review*, 124(1): 27-46. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<0027:ANSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0027:ANSOTE>2.0.CO;2)
- Copernicus Climate Change Service (C3S). 2017. ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>. Acesso em 10 out. 2020.
- Crespo, N. M., da Rocha, R. P. Sprenger & M. E Wernli, H. 2020. A potential vorticity perspective on cyclogenesis over centre-eastern South America. *Internacional Journal of Climatology*, 41(1): 663-678. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.6644>
- da Rocha, R.P.; Reboita, M.S.; Gozzo, L.F.; Dutra, L.M.M. & de Jesus, E.M. 2019. Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1): 138-156. DOI: <https://doi.org/10.1111/nyas.13927>
- de Jesus, E.M.; da Rocha, R.P.; Crespo, N.M.; Reboita, M.S. & Gozzo, L.F. 2020. Multi-model climate projections of the main cyclogenesis hot-spots and associated winds over the eastern coast of South America. *Climate Dynamics*, 1-21. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-020-05490-1>
- DeMaria, M.; Knaff, J.A. & Connell, B.H. 2001. A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. *Weather and Forecasting*, 16(2): 219-233. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2001\)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016<0219:ATCGPF>2.0.CO;2)
- Dias Pinto, J.R.; Reboita, M.S. & da Rocha, R.P. 2013. Synoptic and dynamical analysis of subtropical cyclone Anita (2010) and its potential for tropical transition over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(19): 10-870. DOI: <https://doi.org/10.1002/jgrd.50830>
- Dutra, L.M.M.; da Rocha, R.P.; Lee, R.W.; Peres, J.R.R. & de Camargo, R. 2017. Structure and evolution of subtropical cyclone Anita as evaluated by heat and vorticity budgets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(704): 1539-1553. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3024>
- Emanuel, K.A. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6): 585-605. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0585:AASITF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2)
- Emanuel, K.A. 1991. The theory of hurricanes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1): 179-196.
- Emanuel, K.A. & Nolan, D.S. 2004. Tropical cyclone activity and global climate system. In: 26th CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLGY, Miami, 2004. Expanded abstracts, Miami, p. 240-241.
- Emanuel, K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051): 686-688. DOI: <https://doi.org/10.1038/nature03906>
- Emanuel, K. 2018. 100 Years of Progress in Tropical Cyclone Research. *Meteorological Monographs*, 59(1): 15-1. DOI: <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-18-0016.1>
- Escobar, G.C.J. & Reboita, M.S. 2020. Relationship between daily atmospheric circulation patterns and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events. Early view. *Atmosfera*. DOI: <https://10.20937/ATM.52936>
- Evans, J.L. & Braun, A. 2012. A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 25(21): 7328-7340. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00212.1>
- Evans, J.L. & Guishard, M.P. 2009. Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. *Monthly*

- Weather Review*, 137(7): 2065-2080. DOI: <https://doi.org/10.1175/2009MWR2468.1>
- Ferreira, A.G. & da Silva Mello, N.G. 2005. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. *Revista Brasileira de Climatologia*, 1(1): 15-28. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v1i1.25215>
- Ferreira, G.W.S.; Reboita, M.S. & da Rocha, R.P. 2019. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis nas Cercanias do Nordeste do Brasil: Climatologia e Análise da Vorticidade Potencial Isentrópica. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42(3): 568-585. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_568_585
- Frank, W.M. 1977. The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Monthly Weather Review*, 105(9): 1119-1135. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1119:tsaeot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1119:tsaeot>2.0.co;2)
- Frank, W.M. & Ritchie, E.A. 2001. Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Monthly weather review*, 129(9): 2249-2269. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2249:EOVWSO>2.0.CO;2)
- Galvin, J.F.P. 2008. The weather and climate of the tropics: Part 7 - Tropical revolving storms. *Weather*, 63(11): 327-333. DOI: <https://doi.org/10.1002/wea.252>
- Gan, M.A. & Rao, V.B. 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119(5): 1293-1302. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2)
- Garbarini, E.M.; González, M.H. & Rolla, A.L. 2019. The influence of Atlantic High on seasonal rainfall in Argentina. *International Journal of Climatology*, 39: 4688- 4702. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.6098>
- Garbarini, E.M.; González, M.H. & Rolla, A.L. 2020. Modulation of Seasonal Precipitation in Argentina by The South Pacific High. *International Journal of Climatology*, 41(S1): 1-3324. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.6924>
- Garreaud, R.D. & Falvey, M. 2009. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. *International Journal of Climatology*, 29(4): 543-554. DOI: <https://doi.org/10.1002/joc.1716>
- Garreaud, R.D. & Rutllant, J. 2003. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Numerical simulation of a typical case. *Monthly Weather Review*, 131(5): 891-908. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0891:clatsw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0891:clatsw>2.0.co;2)
- Garreaud, R.D.; Rutllant, J.A. & Fuenzalida, H. 2002. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 130(1): 75-88. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0075:clatsw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0075:clatsw>2.0.co;2)
- Gozzo, L.F.; da Rocha, R.P.; Gimeno, L. & Drumond, A. 2017. Climatology and numerical case study of moisture sources associated with subtropical cyclogenesis over the southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(11): 5636-5653. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JD025764>
- Gozzo, L.F.; da Rocha, R.P.; Reboita, M.S. & Sugahara, S. 2014. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *Journal of Climate*, 27(22): 8543-8562. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00149.1>
- Gramscianinov, C.B. 2019. *Changes in South Atlantic Cyclones due Climate Change*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 224p.
- Gramscianinov, C.B.; Campos, R.M.; de Camargo, R.; Hodges, K.I.; Soares, C.G. & Silva Dias, P.L. 2020. Analysis of Atlantic extratropical storm tracks characteristics in 41 years of ERA5 and CFSR/CFSv2 databases. *Ocean Engineering*, 216: 108111. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108111>
- Gray, W.M. 1968. Global View of the origin of Tropical Disturbances and Storms. *Monthly Weather Review*, 96(10): 669-700. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:gvoto>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:gvoto>2.0.co;2)
- Grodsky, S.A. & Carton, J.A. 2003. The intertropical convergence zone in the South Atlantic and the equatorial cold tongue. *Journal of Climate*, 16(4): 723-733. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0723:tiezit>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0723:tiezit>2.0.co;2)
- Guia, C. 2010. *Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e Vizinhanças*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Tese de Doutorado, 105p.
- Guishard, M.P. 2006. *Atlantic subtropical storms: Climatology and characteristics*. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Pennsylvania State University, Tese de Doutorado, 158p.
- Hart, R.E. 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131(4): 585-616. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0585:acpsdf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0585:acpsdf>2.0.co;2)
- Hastenrath, S. 2012. *Climate dynamics of the tropics* (Vol. 8). Dordrecht, Springer Science & Business Media, 488 p.
- He, J.; Gong, S.; Liu, H.; An, X.; Yu, Y.; Zhao, S.; Wu, L.; Song, C.; Xhou, C.; Wang, J.; Yin, C. & Yu, L. 2017. Influences of meteorological conditions on interannual variations of particulate matter pollution during winter in the Beijing–Tianjin–Hebei area. *Journal of Meteorological Research*, 31(6): 1062-1069. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13351-017-7039-9>
- Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; Simmons, A.; Soci, C.; Abdalla, S.; Abellan, X.; Balsamo, G.; Bechtold, P.; Biavati, G.; Bidlot, J.; Bonavita, M.; de Chiara, G.; Dahlgren, P.; Dee, D.; Diamantakis, M.; Dragani, R.; Flemming, J.; Forbes, R.; Fuentes, M.; Geer, A.; Haimberger, L.; Healy, S.; Hogan, R.J.; Hólm, E.; Janisková, M.; Keeley, S.; Laloyaux, P.; Lopez, P.; Lupu, C.; Radnoti, G.; de Rosnay, P.; Rozum, I.; Vamborg, F.; Vilaume, S. & Thépaut, J.N. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730): 1999-2049. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Holton, J.R. 1973. An introduction to dynamic meteorology. *American Journal of Physics*, 41(5): 752-754.
- Hoskins, B.J. & Hodges, K.I. 2005. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20): 4108-4129. DOI: <https://doi.org/10.1175/jcli3570.1>

- Jin, Z.; You, Q.; Mu, M.; Sun, G. & Pepin, N. 2020. Fingerprints of anthropogenic influences on vegetation change over the Tibetan Plateau from an eco-hydrological diagnosis. *Geophysical Research Letters*, 47(15):1-22. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020GL087842>
- Keper, J.D. 2010. Tropical cyclone structure and dynamics. In: CHAN, J.C. & KEPERT, J.D. (Eds.). *Global perspectives on Tropical cyclones: from science to mitigation*. Editora World Scientific, p. 3-53.
- Kodama, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 70(4): 813-836. DOI: https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.4_813
- Kousky, V.E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3(1): 217-231.
- Kuo, Y.H., Low-Nam, S. & Reed, R.J. 1991. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Monthly Weather Review*, 119(2): 457-476. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0457:EOSEFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0457:EOSEFD>2.0.CO;2)
- Kuo, Y.H. & Reed, R.J. 1988. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. *Monthly Weather Review*, 116(10): 2081-2105. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2081:NSOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2081:NSOAE>2.0.CO;2)
- Lin, S.J. & Chou, K.H. 2020. The Lightning Distribution of Tropical Cyclones over the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*, 148(11): 4415-4434. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0327.1>
- Marengo, J.A.; Alves, L.M.; Ambrizzi, T.; Young, A.; Barreto, N.J. & Ramos, A.M. 2020. Trends in extreme rainfall and hydrogeometeorological disasters in the Metropolitan Area of São Paulo: a review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1471(1): 1-16. DOI: <https://doi.org/10.1111/nyas.14307>
- Marrafon, V.H.D.A. & Reboita, M.S. 2019. Revisitando a Equação do Desenvolvimento de Sutcliffe. *Anuário do Instituto de Geociências*, 41(3): 614-629. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2018_3_614_629
- McTaggart-Cowan, R.; Bosart, L.F.; Davis, C.A.; Atallah, E.H.; Gyakum, J.R. & Emanuel, K.A. 2006. Analysis of Hurricane Catarina (2004). *Monthly Weather Review*, 134: 3029-3053. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3330.1>
- McTaggart-Cowan, R., Davies, E.L., Fairman, J.G., Galarneau, T.J. & Schultz, D.M. 2015. Revisiting the 26.5°C Sea Surface Temperature Threshold for Tropical Cyclone Development. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96: 1929-1943. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00254.1>
- McTaggart-Cowan, R.; Galarneau Jr, T.J.; Bosart, L.F.; Moore, R.W. & Martius, O. 2013. A global climatology of baroclinically influenced tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 141(6): 1963-1989. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00186.1>
- Mendonça, F. & Danni-Oliveira, I.M. 2017. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo, Oficina de textos, 206 p.
- Mogil, H.M. 2007. *Extreme weather: Understanding the science of hurricanes, tornadoes, floods, heat waves, snow storms, global warming and other atmospheric disturbances*. Nova York, Black Dog & Leventhal, 304 p.
- NOAA. 2018. Rare Subtropical Storm off the Coast of Chile. Disponível em: <<https://www.nesdis.noaa.gov/content/rare-subtropical-storm-coast-chile>> Acesso em: 12 out. 2020.
- Nóbrega, R.S. & Santiago, G.A.C.F. 2014. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. *Mercator (Fortaleza)*, 13(1): 107-118. DOI: <https://doi.org/10.4215/RM2014.1301.0008>
- Nuss, W.A. & Anthes, R.A. 1987. A numerical investigation of low-level processes in rapid cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 115(11): 2728-2743. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2728:ANIOLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2728:ANIOLL>2.0.CO;2)
- Palmén, E.H. 1956. A review of knowledge on the formation and development of tropical cyclones. In: TROPICAL CYCLONE SYMPOSIUM, 1956. Proceedings, Brisbane, Australia, Bureau of Meteorology, p. 213-231.
- Pezza, A.B. & Simmonds, I. 2005. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented locking, low shear and climate change. *Geophysical Research Letters*, 32(15): 1-5. DOI: <https://doi.org/10.1029/2005GL023390>
- Piva, E.; Moscati, M.C.D.L. & Gan, M.A. 2008. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclôgenese na costa leste da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23(4): 450-476. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862008000400006>
- Rahman, M.S. & Islam, A.R.M.T. 2019. Are precipitation concentration and intensity changing in Bangladesh overtimes? Analysis of the possible causes of changes in precipitation systems. *Science of The Total Environment*, 690: 370-387. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.529>
- Reboita, M.S. 2008. *Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade*. 2008. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 360p.
- Reboita, M.S.; da Rocha, R.P.; Ambrizzi, T. & Sugahara, S. 2010a. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*, 35(7): 1331-1347. DOI: <https://10.1007/s00382-009-0668-7>
- Reboita, M.S.; da Rocha, R.P.; Ambrizzi, T. & Caetano, E. 2010b. An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, 34(6): 873-889. DOI: <https://10.1007/s00382-009-0681-x>
- Reboita, M.S.; Gan, M.A.; Rocha, R.P.D. & Ambrizzi, T. 2010c. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2): 185-204. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004>
- Reboita, M.S.; Krusche, N.; Ambrizzi, T. & da Rocha, R.P.D. 2012. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. *Terrae Didactica*, 8(1): 34-50.
- Reboita, M.S.; da Rocha, R.P.; Ambrizzi, T. & Gouveia, C.D. 2015. Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. *Climate*

- Dynamics*, 45(7-8): 1929-1944. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2447-3>
- Reboita, M.S.; Rodrigues, M.; Armando, R.; Freitas, C.; Martins, D. & Miller, G. 2016. Causas da semi-aridez do sertão nordestino. *Revista Brasileira de Climatologia*, 19: 2237-8642. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v19i0.42091>
- Reboita, M.S.; Gan, M.A.; da Rocha, R.P.D. & Custódio, I.S. 2017a. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte I-Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 32(2): 171-186. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863220010>
- Reboita, M.S.; Gan, M.A.; da Rocha, R.P. & Custódio, I.S. 2017b. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte II Estudo de Casos. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 32(4): 509-542. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786324002>
- Reboita, M.S.; da Rocha, R.P. & Oliveira, D.M.D. 2019a. Key Features and adverse weather of the named subtropical cyclones over the Southwestern South Atlantic Ocean. *Atmosphere*, 10(1): 6. DOI: <https://doi.org/10.3390/atmos10010006>
- Reboita, M.S.; Ambrizzi, T.; Silva, B.A.; Pinheiro, R.F. & da Rocha, R.P. 2019b. The South Atlantic subtropical anticyclone: present and future climate. *Frontiers in Earth Science*, 7(8): 1-15. DOI: <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00008>
- Reboita, M.S.; Oliveira, D.M.; da Rocha, R.P. & Dutra, L.M.M. 2019c. Subtropical cyclone Anita's potential to tropical transition under warmer sea surface temperature scenarios. *Geophysical Research Letters*, 46(14): 8484-8489. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019GL083415>
- Reboita M.S.; Crespo N.M.; Dutra L.M.M.; Silva B.A.; Capucin, B.C & da Rocha, R.P. 2020. Iba: the First Pure Tropical Cyclogenesis over the Western South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(1): 1-20. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JD033431>
- Rogers, E. & Bosart, L.F. 1991. A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Monthly Weather Review*, 119(4): 965-996. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0965:AD SOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0965:AD SOTI>2.0.CO;2)
- Santos, D.F. & Reboita, M.S. 2018. Jatos de baixos níveis a leste dos andes: comparação entre duas reanálises. *Revista Brasileira de Climatologia*, 22: 423-445. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v22i0.47595>
- Santos, T.C.D.; Reboita, M.S. & Carvalho, V.S.B. 2018. Investigação da Relação entre Variáveis Atmosféricas e a Concentração de MP10 e O3 no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33(4): 631-645. DOI: <https://doi.org/10.1590/0102-7786334006>
- Seluchi, M.E. & Garreaud, R.D. 2012. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27(4): 447-462. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862012000400008>
- Seluchi, M.E. & Saulo, A.C. 2012. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27(1): 49-60. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862012000100006>
- Shapiro, M.A. & Keyser, D. 1990. Fronts, jet streams and the tropopause. In: NEWTON, C.W. & HOLOPAINEN, E.O. (Eds). *Extratropical cyclones*, American Meteorological Society, p. 167-191.
- Silva, J.P.R.; Reboita, M.S. & Escobar, G.C.J. 2019. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Campos Atmosféricos recentes. *Revista Brasileira de Climatologia*, 25: 355-37. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.64101>
- Solman, S.A. & Blázquez, J. 2019. Multiscale precipitation variability over South America: Analysis of the added value of CORDEX RCM simulations. *Climate Dynamics*, 53(3): 1547-1565. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04689-1>
- Song, Y.; Wang, L.; Lei, X. & Wang, X. 2015. Tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific simulated by CMIP5 models. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(11): 1539-1550. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00376-015-4162-3>
- Tang, B.H.; Fang, J.; Betley, A.; Kilroy, G.; Nakano, M.; Park, M.S.; Rajasree, V.P.M.; Wang, Z.; Wing, A.A. & Wu, L. 2020. Recent advances in research on tropical cyclogenesis. *Tropical Cyclone Research and Review*, 9: 87-105. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tcr.2020.04.004>
- Teodoro, T.A.; Reboita, M.S. & Escobar, G.C.J. 2019. Caracterização da Banda Dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Oceano Atlântico. *Anuário do Instituto de Geociências*, 42(2): 282-298. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_2_282_298
- The Weather Channel. 2018. Extremely Rare Southeast Pacific Subtropical Cyclone Forms Off the Chilean Coast. Disponível em: <<https://weather.com/s-torms/hurricane/news/2018-05-08-subtropical-cyclone-chile>> Acesso em: 14 out. 2020.
- Tian, F.; Zhou, T. & Zhang, L. 2013. Tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific simulated by LASG/IAP AGCM. *Acta Meteorologica Sinica*, 27(1): 50-62. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13351-013>
- Tory, K.J. & Frank, W.M. 2010. Tropical cyclone formation. *Global perspectives on tropical cyclones: From science to mitigation*, 55-91. DOI: https://doi.org/10.1142/9789814293488_0002
- Uccellini, L.W.; Petersen, R.A.; Kocin, P.J.; Brill, K.F. & Tuccillo, J.J. 1987. Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Monthly Weather Review*, 115(10): 2227-2261. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2227:SIBAUL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2227:SIBAUL>2.0.CO;2)
- Vianello, R. & Alves, A. 2012. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, Editora UFV, 460 p.
- Wallace, J.M. & Hobbs, P.V. 2006. *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Londres, Elsevier, 473 p.
- Walsh, K.; Lavender, S.; Scoccimarro, E. & Murakami, H. 2013. Resolution dependence of tropical cyclone formation in CMIP3 and finer resolution models. *Climate Dynamics*, 40: 585-599. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1298-z>
- Wang, B. & Moon, J.Y. 2017. An anomalous genesis potential index for MJO modulation of tropical cyclones. *Journal of Climate*, 30(11): 4021-4035. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0749.1>
- Yang, H.; Lohmann, G.; Lu, J.; Gowan, E.J.; Shi, X.; Liu, J. & Wang, Q. 2020. Tropical expansion driven by poleward advancing midlatitude meridional temperature gradients. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(16): 1-18. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020JD033158>

- Ynoue, R.Y.; Reboita, M.S.; Ambrizzi, T. & da Silva, G.A. 2017. *Meteorologia: noções básicas*. São Paulo, Oficina de Textos, 182 p.
- Zehr, R.M. 1992. *Tropical cyclogenesis in the western North Pacific*. NOAA Tech, Repository NESDIS 61, 181 p.
- Zhang, M.; Zhou, L.; Chen, D. & Wang, C. 2016. A genesis potential index for Western North Pacific tropical cyclones by using oceanic parameters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(9): 7176-7191. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016jc011851>
- Zhang, Y.; Wang, H.; Sun, J. & Drange, H. 2010. Changes in the tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific in the SRES A2 scenario. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(6): 1246-1258. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00376-010-9096-1>
- Zhou, J. & Lau, K.M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of climate*, 11(5): 1020-1040. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:damcco>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:damcco>2.0.co;2)

Recebido em: 16/11/2020

Aprovado em: 26/01/2021

Como citar:

Andrelina, B.S. & Reboita, M.S. 2021. Climatologia do Índice do Potencial de Gênese de Ciclones Tropicais nos Oceanos Adjacentes à América do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências*, 44: 39515. DOI 1982-3908_2021_44_39515