

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Enzo Pinheiro

**Análise dos impactos de variabilidades de baixa frequência no Atlântico tropical e nordeste do Brasil utilizando a reanálise centenária ERA20C**

São Paulo

2019



ENZO PINHEIRO

**Análise dos impactos de variabilidades de baixa frequência no Atlântico tropical e nordeste do Brasil utilizando a reanálise centenária ERA20C**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientadora: Prof. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2019

Aos meus exemplos de  
bondade, simplicidade e ética.  
Minha mãe, Enia, minha irmã,  
Ferdanda, e meus sobrinhos,  
Edite, Mateus, Isac e Fernando.

## **AGRADECIMENTOS**

À minha mãe por todo o amor e ensinamentos de vida que moldaram a pessoa que sou. Meu maior exemplo de bondade, ética, dedicação e profissionalismo. Muito obrigado por prover, de forma incondicional, a melhor educação que eu poderia ter. Todo o meu esforço é para te ver feliz e um dia poder retribuir por tudo que você já fez por mim.

Aos meus sobrinhos e à minha irmã pelo amor e exemplos de simplicidade e perseverança. Tenho muita sorte de ter vocês como minha família.

À minha orientadora, Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, pela orientação, amizade e exemplo de profissionalismo.

À minha namorada, Milena, pelo amor, por compartilhar momentos de alegria, pelo incentivo nos momentos de dificuldade e pelas longas discussões climáticas.

Aos amigos que fiz em São Paulo, que sem eles o percurso teria sido muito mais difícil. Em especial ao Decker, Alan, Oscar e Jeová pelo companheirismo e por compartilharem vários momentos de alegria.

Aos meus colegas do GrEC pelas discussões sobre clima que me ensinaram muito. Em especial à Amanda e à Natália, pela amizade e pelas ajudas nas disciplinas e na qualificação.

Aos professores do IAG por compartilharem conhecimento. Sem dúvida esses dois anos foram de grande aprendizado acadêmico. Em especial aos professores Ricardo de Camargo e Tércio Ambrizzi pelas importantes contribuições dadas na minha qualificação.

Aos funcionários do IAG que sempre foram muito solícitos. Em especial ao Djalma, pelo profissionalismo e amizade.

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

## RESUMO

Pinheiro, E. (2019). **Análise dos impactos de variabilidades de baixa frequência no Atlântico tropical e nordeste do Brasil utilizando a reanálise centenária ERA20C**. 111 p. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo

Inicialmente o presente trabalho buscou avaliar a representação da variabilidade climática sobre o Atlântico tropical norte (ATN) associado ao El Niño – Oscilação Sul (ENSO) e a influência do fenômeno nos extremos de precipitação no Ceará, utilizando reanálises de longo período, especificamente a ERA 20C e a NOAA 20CR. Os resultados indicaram que ambas as reanálises representaram os padrões de circulação já conhecidos referentes ao impacto do ENSO sobre o Atlântico tropical de forma realista, no entanto a reanálise ERA 20C se destacou em relação ao NOAA 20CR no que concerne a representação do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nos anos de ocorrência do fenômeno. Posteriormente, utilizando 110 anos da reanálise ERA 20C foi avaliado como os padrões de teleconexões associados à fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e ao El Niño (do Pacífico Central - El Niño PC e do Pacífico Leste - El Niño PL) modificam a circulação atmosférica e a temperatura da superfície do mar (TSM) no ATN e as chuvas no Nordeste do Brasil (NEB). Neste sentido é mostrado que os três fenômenos (NAO negativa, El Niño PL e PC), sem diferenciar as fases da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), estão associados ao enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Norte, e ao desenvolvimento de anomalias de vento de sul próximas ao equador que resultam no aquecimento das águas de todo o ATN do verão ao outono. Porém, os impactos desses fenômenos de baixa frequência são diferentes quando é feita a diferenciação das fases da AMO. Assim, a combinação NAO e AMO simultaneamente negativas resulta em fracas anomalias de vento de oeste (entre 10°-20°N) e não são notadas anomalias de sul próximas ao equador como ocorre quando não há diferenciação entre as fases da AMO. Assim, anomalias positivas de TSM ocorrem somente ao norte de 10°N, e as condições de chuva no NEB ficam próximas da neutralidade. A NAO negativa e o El Niño PC, cada um combinado com a fase positiva da AMO, resultam em anomalias de vento de oeste (entre 10-20°N) e de sul (entre 0-10°N), maiores do que quando não há separação das fases da AMO. Também é notado um maior aquecimento anômalo das águas no ATN, resultando em chuvas abaixo da média no norte do NEB. O El Niño PL,

independente das fases da AMO, está associado à intensas anomalias de vento de oeste (entre 10-20°N) e de sul (entre 0-10°N) resultando também em intensas anomalias positivas de TSM no ATN. Esse fenômeno é o principal modulador de precipitação no norte do NEB, estando ligado à condições de seca tanto na fase negativa como na fase positiva da AMO. Por último, a combinação do El Niño PC com a AMO negativa está associado à fracas anomalias de vento de oeste (entre 10-20°N) e não são observadas anomalias de vento de sul próximas ao equador. As anomalias positivas de TSM se concentram ao norte de 10°N e no NEB são observadas em geral chuva acima da média.

**Palavras-chave:** Reanálise, Variabilidade de baixa frequência, Atlântico tropical, Nordeste do Brasil

## ABSTRACT

Pinheiro, E. (2019). **Analysis of the impacts of low frequency variabilities in the tropical Atlantic and northeastern Brazil using the twentieth century reanalysis ERA 20C**. 111 p. Master Thesis. Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Science, University of São Paulo, São Paulo

Initially, the present work assesses the representation of the tropical north Atlantic (ATN) climatic variability associated with El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and its influence on the extremes of precipitation over Ceará, using the long term reanalyses ERA 20C and NOAA 20CR. The results showed that both reanalyses realistically represent the main circulation patterns on the ATN related to ENSO, although the ERA 20C stood out in the representation of the positioning of the Intertropical Convergence Zone (ZCIT) during ENSO years. Posteriorly, 110 years of data from ERA 20C were used to show how the teleconnection patterns associated with the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) and El Niño (Central Pacific - El Niño PC and East Pacific - El Niño PL) modify the atmospheric circulation and sea surface temperature (SST) over the ATN and the rainy season in northeast Brazil (NEB). The three phenomena (NAO negative, El Niño PL and PC), without distinguishing the phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), are associated to the weakening of the North Atlantic subtropical anticyclone and to the development of southerly anomalous winds near the equator, which result in positive SST anomalies in the ATN from summer to autumn. However, the impacts of these low frequency phenomena are different when the distinction of the AMO phases is considered. Therefore, the simultaneously occurrence of NAO and AMO negative phases result in weak westerly anomalies (between 10°-20 °N) and the southerly anomalies are not evident near the equator as occurs when there is no distinction between the AMO phases. Thus, positive SST anomalies occur only northward of 10°N and the rainfall conditions are close to neutrality in NEB. The negative NAO and the El Niño PC, each combined with the positive AMO phase, result in westerly (between 10-20°N) and southerly (between 0-10°N) anomalies stronger than when there is no distinction between the AMO phases. It is also noted a greater warming over the ATN, resulting in below than average rainfall in NEB. The El Niño PL, in both AMO phases, is associated with intense westerly (between 10-20°N) and southerly (between 0-10°N) anomalies also resulting in intense positive SST anomalies over the ATN. This phenomenon is the main modulator of rainfall in NEB, being



associated with drought conditions in both the negative and positive AMO phases. Finally, the combination of El Niño PC with negative AMO is associated with weak westerly (between 10-20°N) anomalies, and no southerly anomalies are observed near the equator. In this case, positive SST anomalies are concentrated northward of 10°N and in NEB rainfall is in general above average.

**Keywords:** Reanalysis, Low-frequency variability, Tropical Atlantic, Northeast Brazil

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – (a) Magnitude da velocidade do vento e (b) TSM no estado básico simétrico sobre equador em função da latitude. Adaptado de Xie (1997) .....	26
Figura 2 – (a) Seção latitude x tempo da (a) TSM e (b) logaritmo da velocidade do vento meridional no equador em função do tempo no modelo não-linear. Adaptado de Xie (1997).	26
Figura 3 - a–d O primeiro modo da Análise estendida de máxima covariância das anomalias de TSM e (cor e contornos) vento a 10 m. e-h Regressão do balanço em superfície do fluxo de calor latente (cores) sobre o coeficiente de expansão da TSM. Adaptado de Amaya et al (2017).	28
Figura 4 – Ilustração esquemática dos padrões de anomalias de altura geopotencial na troposfera superior no Oceano Pacífico durante (a) o estágio inicial do ENSO no inverno austral e (b) no estágio maduro do ENSO no verão austral. As sombras indicam a região de intensificação da convecção e as setas indicam as anomalias de vento de oeste nas guias de onda. Obtido de Karoly (1989).	31
Figura 5 – Área dos índices uASAN (retângulo vermelho), uATN (retângulo verde), vATN (retângulo amarelo), uATS (retângulo azul) e pcpNNEB (retângulo cinza) .....	41
Figura 6 – Série temporal do Oceanic Niño Index (ONI) de 1979 – 2010 obtida das TSMs da ERA 20C, ERA Interim, ERSST v5 e OiSST v2. ....	43
Figura 7 – Composições de NDJ de 1979-2010 das anomalias de PNM (cores, hPa) e do gradiente de pressão (vetores, hPa/m) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%. ....	44
Figura 8 – Composições de NDJ de 1979-2010 das anomalias de vento (m/s, vetores e magnitude em sombreado) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%. ....	45
Figura 9 – Composições de NDJ de 1979-2010 da seção longitude por níveis de pressão das anomalias de vento (m/s ; média entre 5°N-5°S) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). ....	46
Figura 10 - Composições de DJF de 1979-2010 das anomalias altura geopotencial em 200 hPa (m) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%. ....	47

Figura 11 – Seção vertical das composições de FMA de 1979-2010 das anomalias de altura geopotencial (m ; média entre 50°O-10°L) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%. .....	49
Figura 12 - Composições de FMA de 1979-2010 das anomalias vento (m/s) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%. .....	50
Figura 13 – Composições de MAM de 1979-2010 da seção tempo-longitude das anomalias de ômega em 500 hPa (Pa/s ; média entre 40 - 20°W) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%. .....	51
Figura 14 – Precipitação acumulada de MAM (mm ; linhas sólidas) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). A média de precipitação de todos os eventos é representada pela linha tracejada. Os valores dentro dos parênteses na legenda são os coeficientes de correlação em relação às observações da Funceme. Quando dois valores de correlação são mostrados dentro dos parênteses, o primeiro é referente ao período de 1912 – 2010 e o segundo ao período de 1979 – 2010.....	53
Figura 15 – Composições de MAM de 1979 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) do GPCC para anos de El Niño (esquerda) e La Niña (direita).....	54
Figura 16 – Composições das anomalias de precipitação (mm) de MAM das reanálises menos a composição do GPCC para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). .....	55
Figura 17 – ONI. Cor laranja representa os eventos de El Niño PC e a cor vermelha representa os anos de El Niño PL.....	57
Figura 18 – Comparação da classificação dos eventos de El Niño entre diversos artigos. Bolas vermelhas indicam eventos de El Niño PL, bolas laranjas indicam eventos de El Niño PC e bolas pretas são anos classificados como eventos de El Niños mistos. ....	58
Figura 19 - Índice NAO de DJFM padronizado. Linha preta representa o índice calculado com o PNM do ERA 20C e a linha azul é o índice do artigo de Hurrell (1995). .....	59
Figura 20 – Índice AMO com média móvel de 10 anos. Linha preta representa o índice calculado com a TSM do ERA 20C, a linha azul é o índice do artigo de van Oldenborgh et al. (2009) e a linha laranja é o índice do artigo de Trenberth e Shea (2006).....	60
Figura 21 – Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	61

Figura 22 – Composições de JAS, ASO e SON 1900 - 2010 das anomalias de PNM (cores, hPa) e de vento a 10 m (vetores, m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	62
Figura 23 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	62
Figura 24 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	63
Figura 25 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	64
Figura 26 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	64
Figura 27 – Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	65
Figura 28 - Composição de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	66
Figura 29 – Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	66
Figura 30 – Seção latitude por tempo das composições trimestrais de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de El Niño PC (lado esquerdo) e El Niño PL (lado direito). Média entre 60 – 20°O. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. Setas pontilhadas pretas indicam o sentido da propagação das anomalias de TSM. ....	67
Figura 31 – Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e dos eventos de El Niño PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	68

Figura 32 - Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) da fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	69
Figura 33 - Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) da fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	70
Figura 34 – Composições trimestrais de 1900 - 2010 da seção latitudinal pelo tempo das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de NAO negativa. Média entre 60 – 20°W. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	70
Figura 35 – Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos anos de fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	71
Figura 36 –Composições dos índices padronizados a) do vento zonal na região da ASAN (média entre 30-20°N e 20-60°O), b) do vento zonal na região do ATN (média entre 20-10°N e 20-60°O), c) do vento meridional no ATN (média entre 0°-10°N e 20-60°O) e d) do vento zonal no ATS (média entre 0-10°S e 35°O-0°). Valores marcados com um círculo são estatisticamente significativas ao nível confiança de 90%. .....	73
Figura 37 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) da fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	74
Figura 38 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	75
Figura 39 - Composições de AMJ, MJJ e JJA de 1900 - 2010 anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	75
Figura 40 – Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	76
Figura 41 – Composição trimestrais de 1900 - 2010 da seção latitudinal pelo tempo das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) para os anos negativos (esquerda) e positivos (direita) da AMO. Média entre 60 – 20°O. ....	77

Figura 42 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	78
Figura 43 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	79
Figura 44 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	79
Figura 45 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	80
Figura 46 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	81
Figura 47 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	81
Figura 48 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.....	82
Figura 49 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	83
Figura 50 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa	

da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	83
Figura 51 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	85
Figura 52 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	86
Figura 53 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	86
Figura 54 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	87
Figura 55 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	88
Figura 56 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	89
Figura 57 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	89
Figura 58 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.	90

Figura 59 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	91
Figura 60 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	91
Figura 61 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	93
Figura 62 – Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de NAO negativa com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	94
Figura 63 – Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de NAO negativa com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	95
Figura 64 - Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos da fase negativa da NAO com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	95
Figura 65 - Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de NAO negativa sob a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. .....	96
Figura 66 - Índices padronizados a) do vento zonal na região da ASAN (média entre 30-20°N e 20-60°O), b) do vento zonal na região do ATN (média entre 20-10°N e 20-60°O), c) do vento meridional no ATN (média entre 0°-10°N e 20-60°O) e d) do vento zonal no ATS (média entre 0°-10°S e 35°O-0°). Valores demarcados com um círculo são estatisticamente significativas ao nível confiança de 90%. .....	98



Figura 67 – Boxplot da distribuição dos índices padronizados uATN (média das anomalias de vento zonal entre 10-20°N e 20-60°O), vATN (média das anomalias vento meridional entre 0-10°N e 20-60°O), da precipitação sobre o norte do NEB (média das anomalias de precipitação entre 2-10°S, 35-45°O). .....100

Figura 68 – Resumo das condições associadas aos vários casos analisados: vento zonal no ATN, (10-20°N; setas horizontais), vento meridional no ATN(0-10°N, setas verticais), precipitação no norte do NEB (PCP - círculos vermelhos abaixo da média, azuis acima da média e sem círculos indica neutralidade); AMM no Atlântico Tropical (círculos verdes AMM positivo, amarelos AMM negativo e sem círculo indica a não formação do AMM). .103

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sumário das reanálises.....	36
Tabela 2 – Sumário das informações das bases de TSM.....	37
Tabela 3 – Anos de ocorrência de El Niño e La Niña de 1979-2010 obtidas das análises de TSM: ERA 20C, ERA Interim, ERSST v5 e OiSST v2. ....	43
Tabela 4 – Classificação dos anos de El Niño PC e El Niño PL .....	57
Tabela 5 - Classificação dos anos da fase negativos da NAO. ....	59
Tabela 6 – Anos de ocorrência simultânea dos modos de variabilidade El Niño, NAO negativa e AMO .....	60

## LISTA DE SIGLAS

20 CR – Twentieth century reanalysis  
AMM – Atlantic Meridional Mode  
AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation  
AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation  
ASAN – Alta Subtropical do Atlântico Norte  
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul  
ATN – Atlântico Tropical Norte  
ATS – Atlântico Tropical Sul  
ENSO – El Niño – Southern Oscillation  
ERSST – Extended Reconstructed Sea Surface Temperature  
GPCC – Global Precipitation Climatology Centre  
HadISST – Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature  
ICOADS – International Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set  
ISPD – International Surface Pressure Databank  
NAO – North Atlantic Oscillation  
NEB – Nordeste do Brasil  
MGCA – Modelo Geral de Circulação Atmosférica  
OISST – Optimum Interpolation Sea Surface Temperature  
PNA – Pacific–North American  
PNM – Pressão ao Nível Médio do Mar  
PSA – Pacific–South American  
SODA – Simple Ocean Data Assimilation  
SYNOP – Surface Synoptic Observations  
TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar  
WES – Wind-Evaporation-SST  
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

1. Introdução .....	21
1.1. Objetivos .....	23
1.1.1. Objetivos gerais .....	23
1.1.2. Objetivos específicos .....	23
2. Revisão Bibliográfica.....	24
2.1. Variabilidade interanual no Atlântico tropical e extremos de precipitação no norte do Nordeste do Brasil.....	24
2.2. Retroalimentação entre vento, evaporação e TSM no Atlântico Tropical.....	25
2.3. El Niño - Oscilação Sul.....	29
2.3.1. ENSO do Pacífico leste.....	31
2.3.2. ENSO do Pacífico central .....	32
2.3.3. Impacto do ENSO sobre o Atlântico Tropical e consequências sob a precipitação no NEB no outono austral.....	33
2.4. Oscilação do Atlântico Norte.....	34
2.5. Oscilação Multidecadal do Atlântico.....	35
3. Dados e Métodos.....	36
3.1. Dados .....	36
3.1.1. Descrição da base de dados.....	36
3.1.2. Variáveis utilizadas e cálculo das anomalias .....	39
3.2. Métodos.....	39
3.2.1. Elaboração das composições.....	39
3.2.2. Seleção dos eventos ENSO e classificação dos eventos de El Niño em Pacífico central e Pacífico leste .....	39
3.2.3. Seleção e classificação dos anos de ocorrência da fase negativa da NAO .....	40
3.2.4. Seleção e classificação das fases de AMO .....	40
3.2.5. Índices de vento do Atlântico tropical e de precipitação do norte do NEB .....	40

4. Análise comparativa das reanálises no período 1979-2010.....	42
4.1. Comparação da representação do ONI pelas TSMs .....	42
4.2. Anomalias de circulação atmosférica no Pacífico tropical e a teleconexão trópicos- extratropicais do Hemisfério Norte associadas ao ENSO .....	43
4.3. Anomalias de circulação atmosférica no Atlântico tropical e os impactos na chuva no NEB associados ao ENSO durante o outono austral .....	47
5. Análise das forçantes associadas ao El Niño e à fase negativa da NAO nas condições do Atlântico tropical e do NEB.....	56
5.1. Eventos de El Niño, NAO e AMO: 1900 – 2010 .....	56
5.1.1. Eventos de El Niño .....	56
5.1.2. Eventos de NAO negativa.....	58
5.1.3. Fases da AMO no período de 1900 – 2010.....	59
5.1.4. Anos de ocorrência simultânea de eventos de El Niño e de NAO negativa com as fases da AMO .....	60
5.2. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño independente da fase da AMO.....	60
5.3. Anomalias associadas à fase negativa da NAO independente da fase da AMO .....	68
5.4. Comparação das anomalias associadas aos tipos de El Niño e à NAO negativa.....	71
5.5. Evolução sazonal das anomalias associadas às fases da AMO.....	73
5.6. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase negativa da AMO.....	77
5.7. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase positiva da AMO.....	85
5.8. Anomalias associadas à NAO negativa sob a fase negativa da AMO.....	93
5.9. Anomalias associadas à NAO negativa sob a fase positiva da AMO.....	95
5.10. Comparações dos tipos de El Niño e da NAO negativa sob as diferentes fases da AMO .....	96
6. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros .....	101
REFERÊNCIAS.....	104



## 1. Introdução

Estudos que se propõem a investigar flutuações de baixa frequência no sistema climático necessitam longos períodos contínuos de dados, capazes de prover um grande número de eventos e representar os principais padrões que caracterizam tais fenômenos. Assim, alguns dos principais problemas relacionados às bases de dados observacionais é a descontinuidade espacial e temporal, além da falta de registros históricos de longo período, principalmente referentes ao início do século XX. Por conta disso, fez-se necessário a utilização de uma abordagem sistemática de criação de bases de dados, conhecidas como reanálises, para pesquisas e monitoramento climático. A reanálise é uma previsão de curto período que assimila dados provenientes de uma rede composta por radiossondas, satélites, boias, registros de aviões e embarcações, dentre outras fontes, mantendo o modelo numérico sem modificação ao longo do tempo. Com isso, a reanálise reconstrói a estrutura tri-dimensional da atmosfera (ou oceano) em grade regular, multidecadal e com uma variedade de variáveis atmosféricas, oceânicas e continentais (Dee et al., 2014). Para estudos que necessitam de séries temporais mais longas as duas principais reanálises disponíveis são: *The Twentieth Century Reanalysis* do *Earth System Research Laboratory* (NOAA 20CR, Compo et al., 2011) e a ERA 20C do ECMWF (Poli et al., 2016), ambas abrangem todo o século XX.

Muito se discute sobre a capacidade das reanálises de representarem os padrões climáticos de forma realista. Sun et al. (2018) fazem uma extensa comparação entre análises de precipitação de diferentes fontes e com diferentes métodos de estimativa, incluindo algumas reanálises. Os mesmos mostram que as estimativas de precipitação anual sobre os continentes mostram diferenças de até cerca de 300 mm/ano, e que as reanálises têm o maior grau de variabilidade dentre todas as fontes de dados comparadas. No mesmo estudo, os autores ainda mostram grandes divergências entre as reanálises, como por exemplo, a diferença de estimativa de precipitação sazonal na região tropical entre a NOAA 20CR e a ERA Interim pode chegar até 100 mm em algumas estações do ano. Betts et al. (2006) comparam o NCEP *Reanalysis 1* com a ERA 40 e encontram grandes diferenças entre estas na representação das climatologias dos fluxos de calor sensível e latente sobre os continentes. Desta forma, é importante avaliar a representação dos padrões climáticos pelas reanálises, buscando quantificar as incertezas na representação dos fenômenos a serem estudados.

As variabilidades interanual e multidecadal do Atlântico Tropical são temas amplamente estudados com auxílio de reanálises (Andreoli et al., 2017; Czaja & Marshall, 2001; Enfield et al., 2001; Foltz & McPhaden, 2010; Foltz et al., 2012; Martín-Rey et al., 2018).

A maior parte da variabilidade interanual ocorre no outono austral através do Modo Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Mode* - AMM) que controla as variações da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nessa estação. O posicionamento da ZCIT no Atlântico durante o outono é o principal responsável pelo regime de chuvas em vários locais no norte da América do Sul e oeste da África (Hastenrath, 1984). Em especial, o norte do nordeste do Brasil (NEB), uma região de clima semi-árido e que abriga uma população de aproximadamente 22,6 milhões de pessoas (Engle et al., 2016), tem seu curto período de chuvas definido principalmente pelo posicionamento desse sistema meteorológico. O deslocamento da ZCIT mais para o norte de sua posição média durante o outono resulta em secas, enquanto seu posicionamento mais ao sul resulta em anos chuvosos no NEB. As secas são um problema histórico no NEB, sendo que desde 1877 já foram registrados 35 anos secos (CGEE 2015). Quando ocorrem resultam em impactos sociais como o aumento do desemprego, fome e êxodo rural; impactos econômicos como perda de produção agrícola; e impactos ambientais como mortalidade de animais, escassez dos recursos hídricos e aumento das áreas desertificadas (Engle et al., 2016).

Muitos estudos se propuseram a explicar de forma individual como o El Niño - Oscilação Sul (*El Niño - Southern Oscillation* - ENSO), a Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation* - NAO) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (*Atlantic Multidecadal Oscillation* - AMO) alteram a circulação atmosférica do Atlântico Tropical e o oceano adjacente (Chang, 2003; Curtis & Hastenrath, 1995; Czaja, van der Vaart, & Marshall, 2002; Enfield & Mayer, 1997; Foltz & McPhaden, 2010; Giannini, Saravanan, & Chang, 2004; Lübbecke & McPhaden, 2012; Smirnov & Vimont, 2012) e as consequências no regime de chuvas do norte do NEB (Andreoli et al., 2017; Kayano & Andreoli, 2006; Rodrigues et al., 2011). No entanto, poucos estudos analisaram os efeitos dos tipos de ENSO e da NAO em conjunto com as fases da AMO. Kayano e Capistrano (2014) analisaram os regimes de precipitação na América do Sul relacionados ao El Niño e à La Niña sob diferentes fases da AMO e mostraram que as maiores anomalias negativas de precipitação sobre o norte do NEB associadas ao El Niño acontecem sob a fase negativa da AMO. No entanto, este trabalho não separou os diferentes tipos de El Niño.

Além disto, poucos trabalhos que estudaram a variabilidade interanual do Atlântico Tropical utilizando longas séries temporais de reanálises, cobrindo pelo menos um século. Andreoli et al. (2017), utilizou o NOAA 20CR para diferenciar a influência dos diferentes tipos de El Niño no regime de chuvas da América do Sul, no entanto sem distinção das fases da AMO. Já em relação à variabilidade multidecadal, Martín-Rey et al. (2018) fizeram uma análise



da ocorrência e caracterização dos modos de variabilidade do Atlântico Tropical sob as diferentes fases da AMO utilizando a ERA 20C e o *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA).

Já o trabalho de Figliuolo (2017) analisou os efeitos dos tipos de El Niño sob as diferentes fases da AMO nas condições do ATN e na precipitação sobre a América do Sul, utilizando 110 anos de dados provenientes da reanálise NOAA 20CR e diferentes métodos de seleção dos eventos em relação ao presente trabalho.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivos gerais**

O objetivo deste trabalho é analisar sob diferentes fases da AMO os impactos de dois tipos de El Niño (do Pacífico central - El Niño PC e do Pacífico leste - El Niño PL) e da fase negativa da NAO sobre os padrões de circulação atmosférica e de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Tropical e no regime de chuvas do NEB, utilizando análises de longo período (ERA 20C de 1900 – 2010 e GPCC de 1901-2010).

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Validar a ERA 20C através de comparações com outras reanálises (ERA Interim, NOAA 20CR e NCEP 2) da representação das anomalias de circulação atmosféricas associadas ao El Niño e à La Niña sobre o Pacífico equatorial e seus impactos sobre os padrões de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico tropical e no regime de chuvas do NEB;
- Analisar o impacto do El Niño PC, do El Niño PL e da fase negativa da NAO sobre os padrões de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico Tropical e no regime de chuvas do NEB. Primeiramente, independente da fase da AMO e posteriormente diferenciando suas fases;
- Diferenciar o impacto do El Niño PC, do El Niño PL e da NAO negativa sobre os padrões de circulação atmosférica e de TSM do Atlântico Tropical e nas chuvas do NEB independente da fase da AMO e com a diferenciação de suas fases.

## 2. Revisão Bibliográfica

### 2.1. Variabilidade interanual no Atlântico tropical e extremos de precipitação no norte do Nordeste do Brasil

A ZCIT representa uma banda de nuvens de convecção profunda, alimentada por massas de ar quentes e úmidas transportadas pelos ventos alísios do Hemisfério Norte (de nordeste) e do Hemisfério Sul (de sudeste). A convergência desses ventos leva à ascensão dessas massas de ar que resfriam, condensam e formam um grande cinturão com nuvens de convecção profunda que circundam os oceanos equatoriais. Em altos níveis, esses ventos divergem e se afastam da ZCIT, transportando ar mais frios e seco que, por ser mais denso do que o ar na superfície, subsidie nos subtropicais, onde é novamente direcionadas para o equador, fechando assim a circulação meridional de Hadley (Schneider et al., 2014).

A ZCIT migra meridionalmente durante o ano seguindo o ciclo solar anual. Esta chega em sua posição mais ao norte no Atlântico Tropical Norte (ATN) em setembro e mais ao sul em março. Durante o inverno austral, o forte gradiente de pressão superficial no Atlântico Tropical Sul (ATS), em resposta as águas superficiais mais frias, resulta no fortalecimento dos alísios do Hemisfério Sul, enquanto no ATN o oposto ocorre (Hastenrath & Heller, 1977). Assim, os alísios de sudeste cruzam o equador e convergem com os alísios de nordeste em aproximadamente 9°N (Schneider et al., 2014) durante o final do inverno austral. Com a aproximação do verão austral, o gradiente de pressão no ATS diminui devido ao aumento das temperaturas das águas superficiais, enfraquecendo gradativamente os alísios dessa região, com o oposto ocorrendo no ATN, de forma que no início do outono austral a convergência dos ventos passa a ocorrer em aproximadamente 2°N. É interessante notar que tanto no inverno quanto no verão, a posição média da ZCIT situa-se ao norte do equador, mesmo sendo a distribuição de radiação solar no topo da atmosfera nos dois hemisférios praticamente simétrica durante o ano. Essa assimetria no posicionamento médio da ZCIT é em grande parte consequência do balanço inter-hemisférico de energia para o norte, resultado de um maior transporte de energia pela *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) para o norte (~ 0.4 PW) do que o transporte de energia para o sul realizado pela circulação atmosférica (~ 0.2 PW) (Marshall et al., 2014).

No entanto, desvios sazonais nos campos que controlam o posicionamento da ZCIT podem resultar em um deslocamento latitudinal anômalo da mesma. Em março e abril a região

de TSM acima de 27°C é praticamente uniforme entre 10°S-5°N, fazendo com que a ZCIT no Atlântico seja sensível à alterações no gradiente inter-hemisférico de TSM (Xie & Carton, 2004). O padrão de TSM no Atlântico Tropical relacionado aos anos de seca no norte do NEB caracteriza-se pela existência de anomalias mais quentes no ATN do que no ATS, ou seja, um gradiente inter-hemisférico de TSM positivo ou AMM positivo (Carton et al., 1996). O acoplamento atmosférico é observado nas anomalias negativas de pressão sobre o ATN e positivas sobre o ATS (principalmente na porção leste) indicando uma retração da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e uma expansão da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), de forma que o cavado equatorial situa-se mais ao norte (Hastenrath & Heller, 1977). Experimentos numéricos confirmam um deslocamento da ZCIT em direção ao gradiente de temperatura, resultando em movimentos descendentes ao sul do equador, e assim, reduzindo a convergência de fluxo de umidade, que juntamente com a redução da evaporação sobre os oceanos (em resposta às anomalias negativas de TSM impostas no ATS durante o experimento) provocam uma redução da precipitação sobre o norte do NEB (Moura & Shukla, 1981).

Em anos úmidos no norte do Nordeste os padrões são aproximadamente o inverso do que é observado em anos secos (Hastenrath & Heller, 1977).

## **2.2. Retroalimentação entre vento, evaporação e TSM no Atlântico Tropical**

Utilizando um modelo oceano-atmosfera simples unidimensional, Xie (1997) investigou o problema da assimetria latitudinal da ZCIT. Partindo de um estado simétrico em relação ao equador (Figura 1), após 10 anos de integração as simulações mostraram que pequenas perturbações no campo de vento meridional, devido à erros de arredondamento, começam a crescer exponencialmente, indicando que a solução simétrica é instável. Em 11 anos de integração observa-se uma assimetria no campo de TSM (Figura 2b), com o aquecimento do ATS e o resfriamento do ATN, associada aos ventos de norte que se formam (Figura 2a). Isso se dá pelo fato de que os ventos de norte são defletidos por Coriolis fortalecendo os ventos de nordeste no Hemisfério Norte, que por sua vez aumentam a evaporação e resfriam as águas no ATN, enquanto o oposto ocorre no ATS. A presença de águas mais frias no ATN induz ventos de norte mais intensos que aumentam ainda mais a taxa de evaporação. Esse processo foi denominado *WES feedback* (do inglês *Wind-Evaporation-SST*). Quando o fluxo que cruza o equador é de sul, o ATN se torna mais quente e o ATS mais frio.

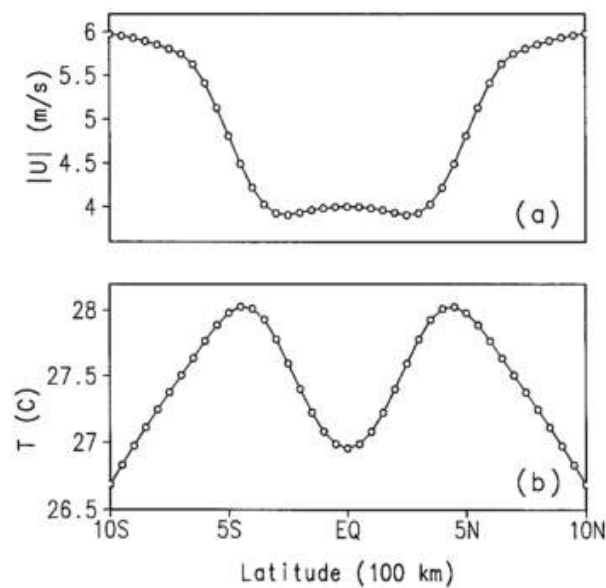


Figura 1 – (a) Magnitude da velocidade do vento e (b) TSM no estado básico simétrico sobre equador em função da latitude. Adaptado de Xie (1997)

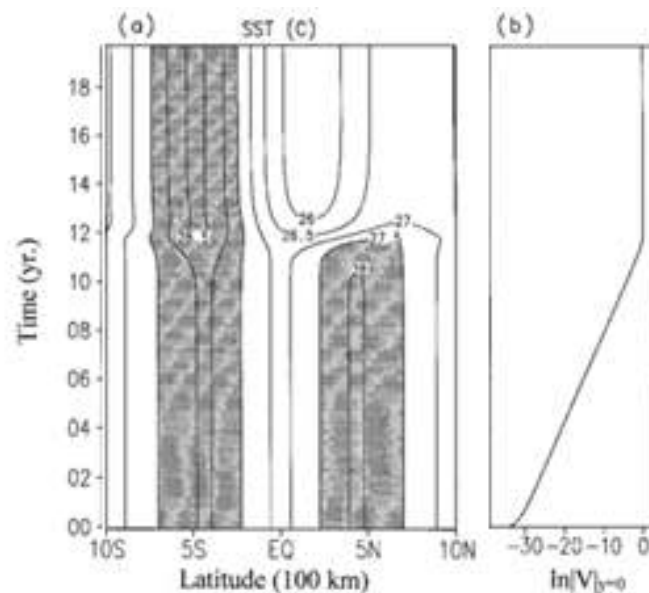


Figura 2 – (a) Seção latitude x tempo da (a) TSM e (b) logaritmo da velocidade do vento meridional no equador em função do tempo no modelo não-linear. Adaptado de Xie (1997)

Outras importantes conclusões de Xie (1997) e em um trabalho posterior (Xie, 1999) mostram que em um estado básico de ventos de oeste, o *WES feedback* se torna negativo e camadas de mistura mais profundas diminuem a taxa de crescimento do modo. Este último, em conjunto com os fracos ventos de leste, ajudaria a explicar a grande simetria da precipitação em relação ao equador na região da piscina quente do Pacífico.

A diferença entre o equador climático e o equador geográfico enfraquece o *WES feedback* e reduz a dependência entre a variabilidade no Atlântico ao norte e sul da ZCIT

(Okajima et al., 2003). Dessa forma, quanto mais simétrico o posicionamento da ZCIT em relação ao equador mais intenso é o *WES feedback*, e por isso o AMM se torna o principal modo de variabilidade durante março e abril, quando a ZCIT está mais próxima ao equador geográfico.

A evolução do processo de aquecimento do ATN relacionado ao *WES feedback* foi discutida em Amaya et al (2017). No verão austral (Figura 3a e Figura 3e), três forçantes são responsáveis pela gênese das anomalias de TSM no ATN. A primeira está relacionada às anomalias de vento de oeste entre 32 - 20°N que desintensificam a ASAN e resultam em anomalias negativas de fluxo de calor latente centradas em 20°N e entre 60 a 20°O. Além disso, é observado um escoamento anômalo de sul que cruza o equador e se torna de sudoeste, resultando em anomalias negativas de fluxo de calor latente entre 20°N – equador, centradas em 30°O. Por último, esse escoamento de sudoeste em conjunto com o escoamento de oeste, resultado do enfraquecimento da ASAN, atuam na costa da África, reduzindo a ressurgência na região. No outono (Figura 3b e Figura 3f), é observado um aquecimento de todo o ATN associado às anomalias de vento. Nesse trimestre há uma redução significativa das anomalias de vento de oeste nas latitudes subtropicais enquanto que o escoamento anômalo que cruza o equador se intensifica, principalmente entre 50 – 40°O, e se expande por toda a faixa equatorial. Assim, há uma propagação da região de anomalias negativas de fluxo de calor latente para sudoeste e uma significativa redução da mesma acima de 20°N. No inverno (Figura 3c e Figura 3g), a região de máximas anomalias de TSM migra para sudoeste em resposta às mudanças no fluxo de calor latente da estação anterior. Ainda são observadas fortes anomalias de vento de sudoeste entre 50 – 40°O, de forma que esta é a única região com anomalias negativas de fluxo de calor latente.

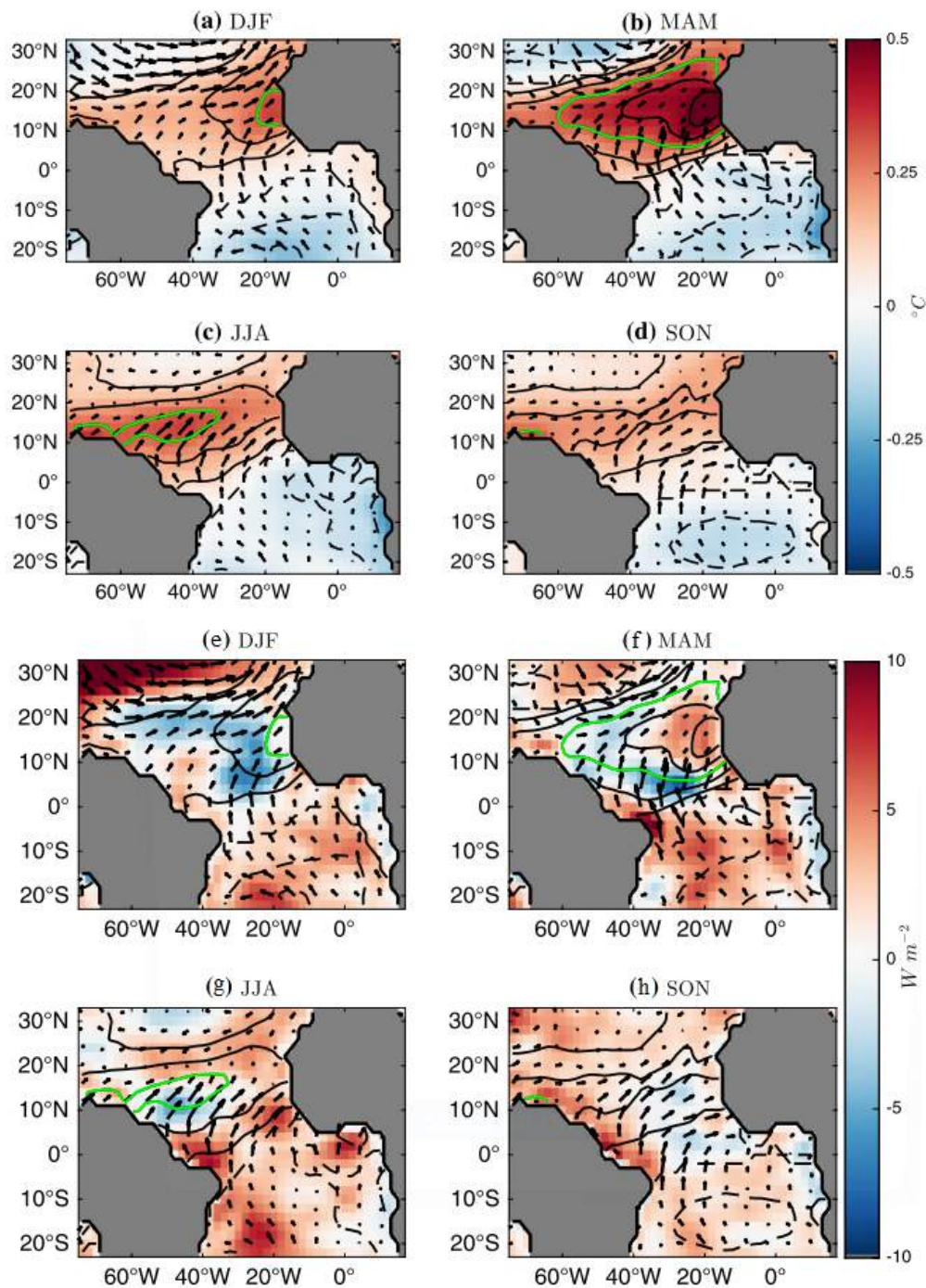


Figura 3 - a-d O primeiro modo da Análise estendida de máxima covariância das anomalias de TSM e (cor e contornos) vento a 10 m. e-h Regressão do balanço em superfície do fluxo de calor latente (cores) sobre o coeficiente de expansão da TSM. Adaptado de Amaya et al (2017).

Evidências mostram que a variabilidade do Atlântico tropical é em grande parte associada à forçantes extratropicais como os padrões *Pacific-North American* (PNA) e *Pacific-South American* (PSA) associados ao El Niño e também à teleconexões associadas à NAO (Czaja et al., 2002).

A propagação do sinal da forçante extratropical para os trópicos ocorre devido à geostrofia das latitudes mais altas, que faz com que os campos de anomalias de TSM e das anomalias da componente zonal do vento estejam aproximadamente  $90^\circ$  fora de fase (Xie, 1999). De forma mais clara, esse mecanismo atua da seguinte forma: ao norte do equador, uma anomalia positiva de TSM induz a formação de um centro de baixa pressão anômalo que induz ventos de oeste anômalos (leste) ao sul (norte) da anomalia de TSM. Em um campo básico de ventos de leste, essas anomalias de vento induzem anomalias negativas (positivas) de fluxo de calor latente e conseqüentemente há um aquecimento (resfriamento) das águas ao sul (norte) das anomalias de TSM iniciais. Assim, longe do equador, o *WES feedback* atua de forma a propagar o distúrbio para as latitudes mais baixas. Conforme essas anomalias de TSM e vento vão se aproximando do equador a velocidade de propagação diminui, já que os campos entram em fase. Assim, a atmosfera e oceano se acoplam e o *WES feedback* passa a intensificar as anomalias de TSM e vento (Amaya et al., 2017; Xie, 1999).

### **2.3. El Niño - Oscilação Sul**

As condições oceânicas climatológicas do Pacífico equatorial são caracterizadas por uma piscina de águas quentes na porção oeste da bacia e uma área fria na porção leste que se estende até a parte central do oceano durante a primavera e o verão austral. Esse gradiente zonal de TSM resulta num gradiente de pressão no sentido oposto com ventos soprando de leste para oeste, convergindo na piscina quente e formando nuvens de convecção profunda sobre essa região. Os ventos em altos níveis sopram no sentido oposto aos ventos em superfície, descendendo no Pacífico equatorial leste e fechando a circulação de Walker. A transferência de momento pelos ventos de leste em superfície para o oceano gera uma inclinação na superfície oceânica e na termoclina, sendo esta mais profunda sobre a porção oeste e mais rasa e com maior ressurgência de água fria sobre a porção leste do Pacífico tropical (Clarke, 2008).

O ENSO é um fenômeno de interação entre a atmosfera e o oceano que ocorre no Pacífico equatorial. O fenômeno apresenta uma fase quente e outra fria e é o principal responsável por importantes variações na atmosfera e oceano na escala interanual em várias regiões do planeta. O período de recorrência de cada fase é de aproximadamente 4 anos, podendo haver grandes variações em relação a esse período (Trenberth, 1997).

A componente atmosférica do ENSO é conhecida como Oscilação Sul e é representada por variações entre as anomalias de pressão ao nível do mar (PNM) na região de baixas pressões sobre a Austrália e Indonésia que são inversamente correlacionadas com as anomalias de

pressão sobre o anticiclone do Pacífico Sul (Walker, 1928). A ocorrência de anomalias positivas de pressão no Pacífico equatorial oeste também é acompanhada por anomalias negativas de pressão no Pacífico equatorial leste. Essas alterações na atmosfera estão associadas à variações da TSM do Pacífico equatorial (Bjerknes, 1969) conhecidas como El Niño (fase quente) e La Niña (fase fria), que representam a componente oceânica do ENSO. O El Niño (La Niña) é caracterizado pelo aquecimento (resfriamento) anômalo das águas no centro-leste da bacia do Pacífico equatorial, que muitas vezes diminui (aumenta) o do gradiente zonal de PNM e caracteriza o ENSO.

A redução no gradiente zonal de pressão em anos de El Niño resulta no enfraquecimento dos ventos de leste na região do Pacífico equatorial, diminuindo a transferência de momento da atmosfera para a superfície oceânica (Zebiak, 1989). Assim, as águas quentes restritas à porção oeste passam a se propagar para leste como ondas de Kelvin subsuperficiais, que ao ressurgirem na parte leste de bacia resultam na diminuição da inclinação da termoclina. A ressurgência de água quente próxima à costa da América do Sul, reduz ainda mais o gradiente térmico zonal, e conseqüentemente o gradiente de pressão, intensificando o El Niño (Bjerknes, 1969). Tal processo é o principal responsável pela manutenção do ENSO e é denominado *Bjerknes feedback*. A mudança de intensidade dos ventos também impacta a circulação de Walker, que sofre modificações na energia potencial com conseqüente modificação de sua intensidade e posicionamento, sendo isso a principal causa de grandes flutuações na Oscilação Sul (Bjerknes, 1969).

A forçante térmica oceânica está associada a um escoamento divergente em altos níveis sobre o Pacífico equatorial, e a advecção de vorticidade absoluta resultante é uma importante fonte de ondas de Rossby nos subtropicais, regiões estas preferenciais para formação e intensificação de ondas de Rossby estacionárias (Sardeshmukh & Hoskins, 1988). A propagação dessas ondas para latitudes médias durante anos de El Niño resulta no aprofundamento da baixa das Aleutas no Pacífico Norte durante o verão austral (Bjerknes, 1969), e é acompanhada por anomalias positivas de geopotencial em 700 hPa sobre o oeste do Canadá e anomalias negativas sobre o sudeste dos Estados Unidos (Horel & Wallace, 1981), indicando que o PNA (Wallace & Gutzler, 1981) é um padrão preferencial de ocorrência durante anos de ENSO.

No Hemisfério Sul, o PSA, um trem de ondas excitado por eventos ENSO, bem variável em amplitude e localização, se estende do Pacífico Sul até a América do Sul durante o inverno austral. Já no verão, as anomalias de circulação resultantes do ENSO apresentam maior simetria



zonal, sendo mais estáveis do que no inverno, com padrões similares nos subtropicos e médias latitudes em todos os eventos de El Niño (Karoly, 1989).

O padrão de ondas associados ao El Niño pode ser observado na Figura 4, obtida de Karoly (1989).

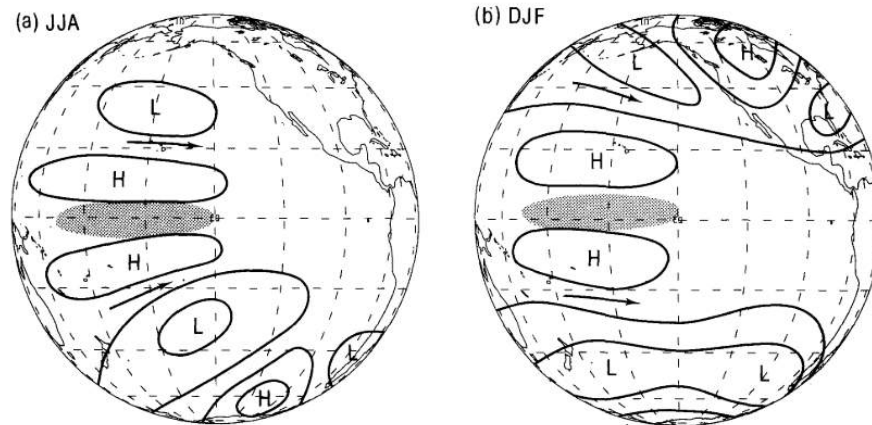


Figura 4 – Ilustração esquemática dos padrões de anomalias de altura geopotencial na troposfera superior no Oceano Pacífico durante (a) o estágio inicial do ENSO no inverno austral e (b) no estágio maduro do ENSO no verão austral. As sombras indicam a região de intensificação da convecção e as setas indicam as anomalias de vento de oeste nas guias de onda. Obtido de Karoly (1989).

Através da análise de componentes principais aplicada ao campo de anomalias de TSM no Pacífico tropical, dois modos distintos de aquecimento das águas da região são observados (Ashok et al., 2007; Kao & Yu, 2009). O primeiro modo, que explica a maior parte da variabilidade, é conhecido por ENSO Canônico ou ENSO do Pacífico leste (ENSO PL) e é caracterizado por anomalias de TSM que se estendem do Pacífico leste, onde alcançam a maior intensidade, ao Pacífico central. O outro modo, é conhecido como ENSO Modoki ou ENSO do Pacífico central (ENSO PC) onde as anomalias de TSM ocupam uma ampla área no Pacífico central.

### 2.3.1. ENSO do Pacífico leste

Em geral, os eventos de El Niño do Pacífico Leste (El Niño PL) começam durante o inverno austral, com o aquecimento anômalo das águas próximas à costa da América do Sul, e acabam no inverno do ano seguinte. Nos eventos mais intensos, as águas normalmente frias do Pacífico leste são totalmente substituídas por águas mais quentes e os ventos de leste enfraquecem em todo o Pacífico equatorial durante o verão austral. Dessa forma, a temperatura das águas superficiais de toda a bacia se tornam praticamente uniformes e a região de convecção

profunda se estende para leste da linha de data, de forma que a ZCIT do Pacífico e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) se unem na faixa equatorial (Clarke, 2008; Santoso et al., 2017).

Durante o inverno austral, se observa a formação do padrão PSA. O deslocamento para o leste da região de convecção profunda resulta no modo PSA1 (Rodrigues et al., 2011), caracterizado por número de onda 3 semelhante ao padrão observado na Figura 4a. O padrão PNA no verão austral que se forma se assemelha ao observado na Figura 4b. O ramo ascendente da célula de Walker se desloca da piscina quente do Pacífico oeste para o centro-leste da bacia.

Durante os anos de La Niña PL (fase fria do ENSO PL), as águas frias do Pacífico leste se tornam ainda mais frias com consequente intensificação dos ventos de leste em superfície, a termoclina se torna ainda mais inclinada e com intensa ressurgência fria sobre a porção leste da bacia. A circulação de Walker na piscina quente do Pacífico se intensifica enquanto os centros do padrão PNA e PSA apresentam sinais contrários daqueles observadas nos anos de El Niño (Clarke, 2008).

Em geral, os eventos de El Niño PL são mais comuns do que os eventos de La Niña PL. Isso se dá pelo fato de que as águas superficiais frias do Pacífico leste são provenientes de ressurgência, e a temperatura das águas abaixo da termoclina nessa região não são muito diferentes da TSM. Desta forma, não há um resfriamento intenso próximo à costa da América do Sul nos anos de La Niña PL, limitando o desenvolvimento do *feedback* de Bjerknes. Já em anos de El Niño PL, as águas que ressurgem no Pacífico leste são transportadas da região da piscina quente, que são mais quentes do que as águas locais, resultando em anomalias mais intensas nessa fase do ENSO do que na fase oposta, e a interação entre o oceano e atmosfera também se torna mais intensa (Kao & Yu, 2009).

### **2.3.2. ENSO do Pacífico central**

Em geral, o ENSO PC começa a se desenvolver durante o inverno austral com o aparecimento de anomalias de TSM no Pacífico central, próximas à linha de data, em conjunto com anomalias rasas de temperatura na subsuperfície nessa mesma região e acaba durante o outono austral do ano seguinte, sendo em geral, mais curto do que os eventos de ENSO PL (Kao & Yu, 2009; Kug et al., 2009). Sua fase madura, assim como no ENSO PL, também ocorre durante o verão austral, e é caracterizada pela expansão das anomalias de TSM para os subtropicais de ambos os hemisférios, assumindo uma configuração espacial que lembra uma ferradura. Em subsuperfície as anomalias de temperatura se concentram no Pacífico Central e

se limitam à aproximadamente 100 m de profundidade. Essa profundidade é bem acima da termoclina da região central do Pacífico, que fica em aproximadamente 150 – 200m, indicando que esse tipo de ENSO está mais ligado à variações na atmosfera do que variação na inclinação da termoclina (Kao & Yu, 2009).

O acoplamento do ENSO PC com a atmosfera restringe-se ao Pacífico central e oeste, com as anomalias de vento associadas à essa região. Assim, o ENSO PC estaria mais relacionado à um acoplamento local no Pacífico central do que um acoplamento em toda a bacia, como ocorre no ENSO PL. Associado à isso, observa-se que as anomalias de precipitação também limitam-se à região próxima da linha de data (Kao & Yu, 2009), indicando que há um menor deslocamento zonal do ramo ascendente da circulação de Walker neste tipo de ENSO (Garfinkel et al., 2013).

A diferença nos padrões de alteração da convecção profunda no Pacífico tropical associados aos dois tipos de ENSO também sugere que as teleconexões para médias latitudes são diferentes. O escoamento divergente em altos níveis associado ao ENSO PC também dispara um padrão de teleconexões tipo PNA semelhante ao observado no El Niño PL. No entanto, neste caso os centros estão deslocados para oeste e o centro de baixa pressão do Pacífico Norte desloca-se para o sul em comparação com o posicionamento dos centros observados nos eventos de ENSO PL (Garfinkel et al., 2013). No Hemisfério Sul, os eventos de El Niño PC estão associados ao padrão PSA2 durante o inverno (Rodrigues et al., 2011) caracterizado por uma extensa faixa de anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa, que se estende da Austrália até a ponta sul da América do Sul (Mo & Paegle, 2001).

As fases quentes e frias do ENSO PC são em geral moduladas pelos mesmos processos físicos, de forma que suas evoluções, embora de sinais opostos, são semelhantes (Kao & Yu, 2009).

### **2.3.3. Impacto do ENSO sobre o Atlântico Tropical e consequências sob a precipitação no NEB no outono austral**

O principal impacto das modificações no escoamento de latitudes médias no Atlântico Tropical ocorre através de alterações na intensidade das altas subtropicais. Associado ao PNA, disparado por ambos os tipos de El Niño (Garfinkel et al., 2013), são observados padrões de divergência em altos níveis sobre o flanco equatorial da ASAN durante o verão e outono, com consequente diminuição da subsidência sobre o centro de alta pressão. A menor intensidade da subsidência resulta em anomalias negativas de pressão ao nível do mar, de forma que se

estabelece um gradiente meridional de pressão entre o ATN e o ATS, com pressões anormalmente maiores sobre a parte sul. Com base em estudos observacionais, a formação deste gradiente resulta na desaceleração dos alísios de nordeste e contribui para que os ventos alísios de sudeste no Hemisfério Sul cruzem o equador e se tornem de oeste, iniciando o *WES feedback*. (Chang, Ji, & Li, 1997; Curtis & Hastenrath, 1995; Enfield & Mayer, 1997; Hastenrath, 1984). O resultante AMM positivo, limita o deslocamento da ZCIT para o sul e como consequência ocorrem secas no norte do NEB (Moura & Shukla, 1981). Em relação ao PSA, os resultados de Rodrigues et al. (2011) mostram que o efeito que o trem de ondas tem sob a ASAS durante o verão e outono é diferente dependendo do tipo de El Niño. Em específico, o El Niño PC (PL) enfraquece (fortalece) a ASAS e resulta na redução (aumento) dos alísios de sudeste. A consequência das alterações nos padrões de vento é um AMM negativo (positivo), que favorece (desfavorece) o deslocamento da ZCIT para o sul e resulta em chuvas acima (abaixo) do normal no norte do NEB.

## 2.4. Oscilação do Atlântico Norte

A NAO é caracterizada por variações de pressão entre a baixa da Islândia e a alta dos Açores durante o verão austral. Em sua fase positiva observa-se uma intensificação desses dois centros de pressão, resultando no fortalecimento dos ventos de oeste em latitudes médias. Já sua fase negativa é marcado pelo enfraquecimento dos dois centros de pressão, e consequentemente dos ventos de oeste (Hurrell, 1995).

A NAO representa um modo de variabilidade interanual, e sua formação está relacionada tanto com teleconexões do Pacífico Norte (fase positiva) como com processos intrínsecos do Atlântico Norte (fase negativa). A manutenção da NAO é resultado de vórtices transientes de alta frequência e seu ciclo de vida é de aproximadamente duas semanas (Feldstein, 2003).

Além da variabilidade interanual, observações mostram que existe uma grande persistência da NAO de um verão para o outro (Hurrell, 1995), de forma que esse modo também apresenta uma variabilidade interdecadal e decadal (Czaja et al., 2002). No entanto, as fontes dessa persistência não são tão claras, com as hipóteses para tal variando entre forçantes oceânicas, anomalias de cobertura de gelo e variações na estratosfera (Kushnir, Robinson, Chang, & Robertson, 2006).

Mesmo a NAO sendo considerada uma forçante extratropical estocástica, existem evidências de que o modo tem associação com a variabilidade interanual dos ventos zonais dos

trópicos. Especificamente, a desintensificação (intensificação) da alta dos Açores durante o verão austral causa uma desaceleração (aceleração) dos alísios do ATN, podendo influenciar na variabilidade do Atlântico tropical através do *WES feedback*, uma vez que as anomalias de TSM se propagam para os trópicos (Czaja et al., 2002; Penland & Hartten, 2014).

## 2.5. Oscilação Multidecadal do Atlântico

A AMO é um modo de variabilidade de baixa frequência da TSM do Atlântico Norte com período de aproximadamente 60 anos (Schlesinger & Ramankutty, 1994). Estudos indicam que a AMO está relacionada com alterações na intensidade de circulação termoalina, de forma que quando esta enfraquece diminui o transporte de calor e resfria as águas do Atlântico Norte, enquanto ao fortalecer induz o aquecimento dessa região (Delworth & Mann, 2000; Kerr, 2000).

As diferentes fases da AMO estão relacionadas ao deslocamento da ZCIT na escala multidecadal. Assim, a precipitação nas regiões do Atlântico relacionadas à ZCIT também sofrem oscilações nessa escala. Em específico no NEB, as fases negativas da AMO estão relacionadas a condições mais úmidas, enquanto as fases positivas são associadas a condições mais secas (Knight, Folland, & Scaife, 2006).

Diversos estudos buscam associar o impacto do El Niño em várias regiões do globo sob diferentes fases da AMO. Enfield et al. (2001) mostram a existência de uma relação da precipitação no Mississippi associada ao ENSO durante a fase positiva da AMO que não ocorre durante a fase negativa. Já o estudo de Kayano e Capistrano (2014) aponta para existência de uma relação entre as fases da AMO com a ocorrência de eventos intensos de ENSO. Em específico, anos de AMO negativa (positiva) estão associados à maior ocorrência de eventos de El Niño (La Niña) PL do que anos de AMO positiva (negativa). Assim, os padrões de precipitação na América do Sul associados ao El Niño (La Niña), são em geral mais intensos durante as fases negativas (positiva) da AMO.

A chave para essa relação entre as fases da AMO e a intensidade do ENSO está no modo de variabilidade *inter-Pacific-Atlantic* (Wang, 2006). Sob a fase negativa (positiva) da AMO, se forma um gradiente zonal de TSM entre os oceanos equatoriais, que alteram a circulação de Walker (Wang, 2006). Os ventos resultantes dessa teleconexão reduzem (aumentam) a profundidade da termoclina no Pacífico equatorial leste durante o verão austral fortalecendo (enfraquecendo) o *feedback* de Bjerknes responsável pelo crescimento do ENSO. Esse mecanismo resulta no aumento (na diminuição) da variância do ENSO (Dong et al., 2006).

### 3. Dados e Métodos

#### 3.1. Dados

##### 3.1.1. Descrição da base de dados

A ERA 20C foi construída seguindo o Sistema Integrado de Previsão do ECMWF, que é composto por um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e um esquema de Análise Variacional Quadridimensional (4D-Var) (Poli et al., 2016). O MCGA foi forçado com dados de concentração de gelo marinho e TSM, provenientes do *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature* (HadISST) versão 2.1 e com dados de forçante solar, gases de efeito estufa, ozônio e aerossóis seguindo as recomendações do CMIP5 (Hersbach et al., 2015). O MCGA também assimila dados de pressão da superfície e vento em superfície (apenas sobre o oceano) provenientes do *International Surface Pressure Databank* (ISPD) versão 3.2.6 e do *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) versão 2.5.1. A NOAA 20CR utiliza o modelo GFS e como esquema de assimilação o Filtro de Kalman. O modelo também assimila dados em superfície de TSM e concentração de gelo marinho do HadISST versão 1.1 e apenas observações de pressão em superfície do ISPD (Compo et al., 2011).

Duas outras reanálises com menor período de cobertura e que assimilam todas as observações disponíveis também foram utilizadas para fins de comparação. A primeira foi a ERA Interim, que assim como a ERA 20C, também utiliza o Sistema Integrado de Previsão do ECMWF, abrangendo o período de 1979-presente. A segunda foi o NCEP-DOE Reanalysis 2 (NCEP 2) elaborada utilizando o modelo *NCEP global spectral model* e o esquema de assimilação Análise Variacional Tridimensional (3D-Var). A grande diferença das reanálises que cobrem períodos mais recentes para as seculares é a quantidade de observações assimiladas. Estas assimilam dados de diversos campos meteorológicos e oceânicos provenientes de radiosondagens, balões pilotos, Observações Sinóticas à Superfície (*Surface Synoptic Observations* - SYNOP), registros de navios, satélites, aviões, bóias, entre outros sistemas de medições. Os detalhes dos dados assimilados na ERA Interim além de informações técnicas e comparações com outros produtos estão descritos nos trabalhos de Dee et al. (2011) e Uppala et al. (2005), enquanto o NCEP-2 está discutida em Kanamitsu et al. (2002). A Tabela 1 apresenta um sumário das reanálises utilizadas.

	ERA 20C	NOAA 20CR	ERA Interim	NCEP 2
<b>Resolução</b>	1° x 1°	2° x 2°	1° x 1°	2.5° x 2.5°
<b>Níveis</b>	37 (até 1mb)	24 (até 10mb)	37 (até 1mb)	16 (até 10mb)
<b>Assimilação</b>	4D-Var	Ensemble Kalman Filter	4D-Var	3D-Var
<b>Período</b>	1871-2012	1900-2010	1979-presente	1979-presente
<b>Referência</b>	Poli et al., 2016	Compo et al., 2011	Dee et al., 2011	Kanamitsu et al., 2002

Foram utilizadas as bases de dados *Extended Reconstructed SST* versão 5 (ERSST v5) e *Optimum Interpolation* versão 2 (OISST v2) para comparação com os dados de TSM utilizados como condição de fronteira na ERA 20C e na ERA Interim. O OISST v2 utiliza a metodologia de interpolação ótima (Gandin, 1963) com dados de boias, embarcações e satélite para fornecer um produto de TSM em grade regular de 1° x 1° que cobre todo o globo (Reynolds et al., 2002). Já o ERSST v5 é uma derivação dos dados de TSM do ICOADS v 3.0 nos quais são aplicadas técnicas estatísticas avançadas (Huang et al., 2017). O sumário das informações das bases de TSM é mostrado na Tabela 2.

Tabela 2 – Sumário das informações das bases de TSM

	ERA 20C	ERA Interim	ERSST v5	OISST v2
<b>Resolução</b>	Interpolado para 1° x 1°	Interpolado para 1° x 1°	2° x 2°	1° x 1°
<b>Fonte</b>	HadISST 2.1	HadISST1(Set 1979–Nov 1981) NCEP 2DVar (Dec 1981–Jun 2001) NOAA OISSTv2 (Jul 2001–Dec 2001) NCEP RTG (Jan 2002–Jan 2009) OSTIA (Feb 2009–present)	ICOADS v 3.0 (observações <i>in situ</i> )	Boias, embarcações e satélite
<b>Período</b>	1871-2012	1979-presente	1950-presente	1982-presente
<b>Referência</b>	Titchner & Rayner (2014)	Rayner et al. (2003) Reynolds et al. (2002) Reynolds et al. (2007) Gemmill et al. (2007) Donlon et al. (2012)	Huang et al. (2017)	Reynolds et al. (2002)

Os dados de chuva da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) são obtidos diariamente através de sua rede de pluviômetros convencionais e estações automáticas. Atualmente a rede é composta de aproximadamente 820 estações, incluindo as convencionais e automáticas. No banco de dados da Funceme, alguns municípios possuem registros iniciando em 1849.

Por último, foi utilizada a precipitação *Full Data Product v.7* em grade de 0.5° x 0.5° do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC), que é gerado através da interpolação de mais de 67.200 estações ao redor do globo (Schneider et al., 2015) utilizando o método inverso da potência das distâncias na superfície esférica e que depois é projetado no plano cartesiano



(o nome do programa que faz a interpolação é SHEREMAP desenvolvido por Willmott et al., 1984).

### **3.1.2. Variáveis utilizadas e cálculo das anomalias**

Foram utilizadas as variáveis meteorológicas PNM, componente zonal e meridional do vento e altura geopotencial nos níveis de 1000 – 100 hPa, vento a 10 m, precipitação total e ômega em 500mb oriundos do ERA 20C e do ERA Interim. Da NOAA 20CR e NCEP 2 foram obtidas as mesmas variáveis, no entanto será utilizada taxa de precipitação ao invés de precipitação total. Da FUNCEME foram usados os dados dos acumulados mensais de precipitação do estado do Ceará desde 1912. Dados de precipitação do GPCC de 1901 – 2010 foram recortados para a região do NEB. Para todos os dados de precipitação foram calculados os acumulados trimestrais. De todas as variáveis foram calculadas as anomalias a partir da climatologia de 1981 – 2010.

## **3.2. Métodos**

Neste trabalho, qualquer referência aos meses no ano de formação do El Niño ou da NAO será identificada pelo sufixo (0), enquanto os meses do ano de decaimento, após o pico desses fenômenos, é denotado com o sufixo (+1).

### **3.2.1. Elaboração das composições**

Foram elaboradas composições trimestrais das variáveis descritas na seção anterior. A significância estatística das composições foi calculada utilizando a distribuição Student bicaudal (Wilks, 2011). No capítulo 4 foi utilizado o nível de confiança de 95% e no capítulo 5 foi utilizado o nível de 90%.

### **3.2.2. Seleção dos eventos ENSO e classificação dos eventos de El Niño em Pacífico central e Pacífico leste**

O HadISST v2.1 interpolado para a grade do ERA 20C (neste trabalho referido como sendo a TSM da ERA 20C) foi utilizado para a seleção dos eventos de ENSO.

Esta seleção utilizou o Índice Oceânico do Niño (*Oceanic Niño Index* - ONI), definido como a média móvel trimestral das anomalias de TSM na região do Niño 3.4. Para um ano ser caracterizado como ano de El Niño ou La Niña é necessário que o ONI tenha cinco valores consecutivos acima de 0.5°C ou abaixo de -0.5 °C, respectivamente.

Para fins de comparação, o ONI também foi calculado utilizando o OISST v.2 (Reynolds et al., 2002) e o ERSST v.5 (Huang et al., 2017).

Os eventos de El Niño foram classificados em El Niño PC se o ONI (Figura 17) de NDJ ou DJF (o maior entre os dois foi utilizado) for menor do que 1,3 vezes o desvio padrão do trimestre utilizado, e El Niño PL caso for maior ou igual a esse limiar (Santoso et al., 2017).

### **3.2.3. Seleção e classificação dos anos de ocorrência da fase negativa da NAO**

O índice da NAO foi calculado pela diferença de anomalias normalizadas de PNM de DJFM entre Lisboa (38°N, 9°O), Portugal e Stykkisholmur (65°N, 23°O), Islândia (Hurrell, 1995). O critério de definição da fase negativa foi definido quando o índice padronizado é inferior à -1.

### **3.2.4. Seleção e classificação das fases de AMO**

O índice da AMO foi definido como a média da anomalia de TSM anual entre 0-60°N, 0-80°W menos a média da anomalia de TSM global entre 60°N-60°S. O período base foi de 1901 – 1970. Posteriormente foi aplicado um filtro de Lanczos na frequência de  $\frac{1}{10 \text{ anos}}$  para filtrar a variabilidade multidecadal (Trenberth & Shea, 2006).

Os anos da fase negativa da AMO foram selecionados quando o valor do índice era inferior a -0,2 vezes o desvio padrão da série, enquanto os anos da fase positiva foram classificados quando o índice superava 0,2 vezes o desvio padrão da série. Assim, os anos de transição entre fases não foram considerados.

### **3.2.5. Índices de vento do Atlântico tropical e de precipitação do norte do NEB**

Foram calculados índices das anomalias das componente zonal e meridional do vento em várias regiões do Atlântico Tropical e das anomalias de precipitação no norte do NEB no período entre 1900 - 2010. Estes índices representam médias na área das anomalias de: vento

zonal na região da ASAN (uASAN: média entre 30-20°N e 20-60°O), vento zonal na região do ATN (uATN: média entre 20-10°N e 20-60°O), vento meridional no ATN (vATN: média entre 0-10°N e 20-60°O), vento zonal no ATS (uATS: média entre 0-10°S e 35°O - 0) e precipitação no norte do NEB (pcpNNEB: média entre 2-10°S e 45-35°O). Os índices foram padronizados pelo desvio padrão de suas respectivas séries. A Figura 5 mostra as regiões.

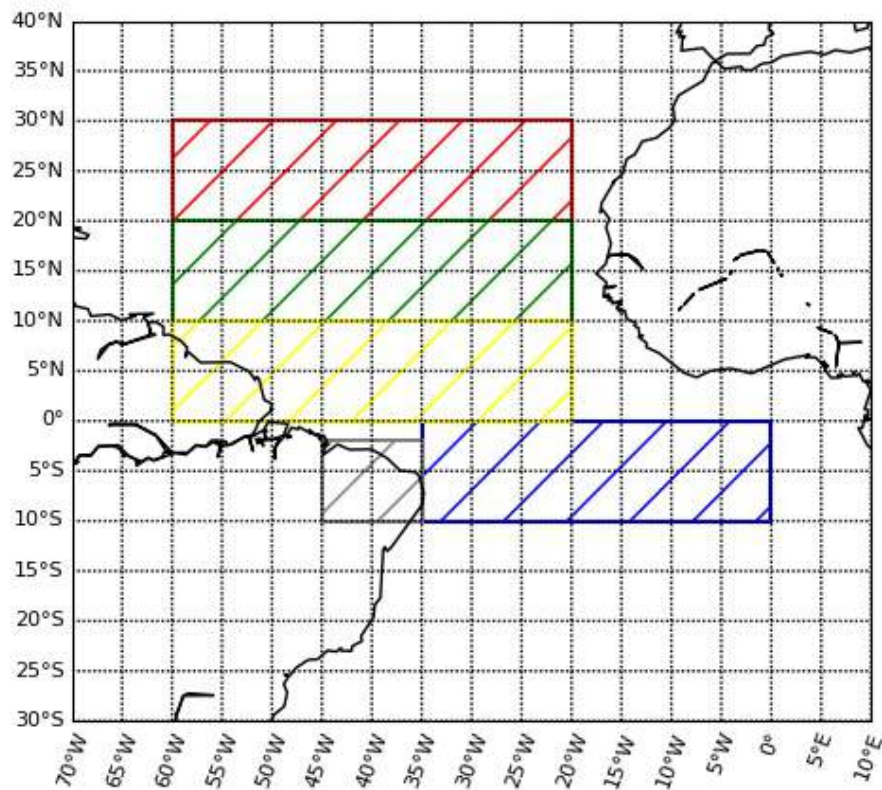


Figura 5 – Área dos índices uASAN (retângulo vermelho), uATN (retângulo verde), vATN (retângulo amarelo), uATS (retângulo azul) e pcpNNEB (retângulo cinza)

## 4. Análise comparativa das reanálises no período 1979-2010

Este capítulo apresenta uma análise comparativa de como cada uma das reanálises representa o ENSO, seus impactos nos Oceanos Pacífico e Atlântico tropical e no regime de chuvas no NEB durante o outono austral. As reanálises comparadas são a ERA 20C, a ERA Interim, o NCEP 2 e o NOAA 20CR. Para fins de comparação também foram usadas o ERSST v.5 e o OisST v.2.

### 4.1. Comparação da representação do ONI pelas TSMs

O ONI é um importante índice de identificação da ocorrência dos eventos ENSO. A Figura 6 mostra que, em geral, as diferentes TSMs representam de forma similar a variabilidade e magnitude do índice. No entanto, algumas diferenças podem ser notadas: 1) no início da série, entre 1979 e 1981, nota-se as maiores diferenças nas magnitudes do índice; 2) Nos eventos de El Niños e La Niñas fortes ( $|\text{ONI}| > 1.5^{\circ}\text{C}$ ) observa-se que o OISST apresenta anomalias de TSM mais intensas comparadas às outras TSMs, e que nestes mesmos eventos o ERSST é o que apresenta os menores valores do índice. Huang et al. (2017) atribuem essa subestimativa do ERSST aos filtros espaciais aplicados durante a obtenção da análise.

A análise das composições de anomalias de TSM no Pacífico equatorial (não mostradas) confirma o segundo ponto, e mostram que os eventos do ENSO representados pelo ERSST apresentam as maiores anomalias concentradas no Pacífico central, enquanto as anomalias de TSM na costa da América do Sul são menores quando comparadas as composições das outras TSMs.

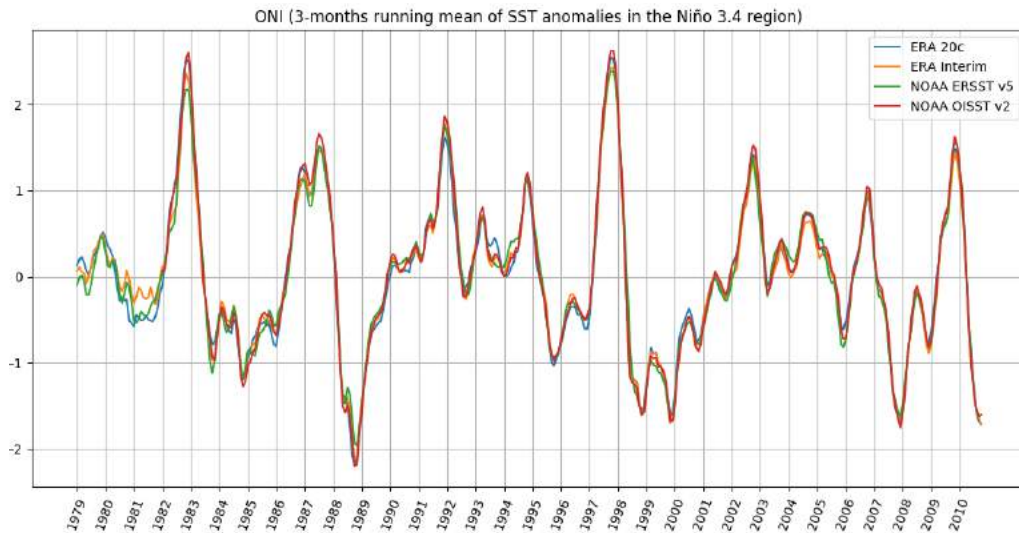


Figura 6 – Série temporal do Oceanic Niño Index (ONI) de 1979 – 2010 obtida das TSMs da ERA 20C, ERA Interim, ERSST v5 e OISST v2.

Os eventos de El Niño e La Niña classificados por cada TSM é mostrado na Tabela 3. A ERA 20C, o ERSST e o OISST classificaram um total de 10 eventos de El Niño entre os anos de 1979-2010, enquanto a ERA Interim não classificou o evento de 2004 e desta forma só identificou 9 eventos. Em relação à La Niña, a ERA 20C e a ERA Interim identificaram 9 eventos cada, enquanto o ERSST e o OISST, 8 eventos cada. A diferença ocorre no ano de 1985, no qual os últimos não identificaram como sendo um evento de La Niña.

Tabela 3 – Anos de ocorrência de El Niño e La Niña de 1979-2010 obtidas das análises de TSM: ERA 20C, ERA Interim, ERSST v5 e OISST v2.

	ERA 20C	Era Interim	ERSST v5	OISST v2
<b>El Niño</b>	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2006, 2009	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009
<b>La Niña</b>	1983, 1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2007	1983, 1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2007	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2007	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2007

## 4.2. Anomalias de circulação atmosférica no Pacífico tropical e a teleconexão trópicos-extratrópicos do Hemisfério Norte associadas ao ENSO

A partir dos eventos de El Niño e La Niña selecionados utilizando a ERA 20C (Tabela 3), foram construídas as composições de variáveis meteorológicas para as diferentes reanálises

no período 1979-2010. A Figura 7 apresenta as anomalias de pressão e do gradiente de pressão para estes eventos ENSO. Nas composições de El Niño (La Niña) são observados padrões semelhantes entre as reanálises na configuração espacial das anomalias negativas (positivas) que se instalam sobre o Pacífico tropical leste e das anomalias positivas (negativas) sobre o Pacífico tropical oeste. A única notável diferença está na intensidade, já que as reanálises ERA Interim e ERA 20C indicam a presença de anomalias mais intensas na porção leste do Pacífico, resultando em maiores valores da componente meridional do gradiente de pressão nesta região.

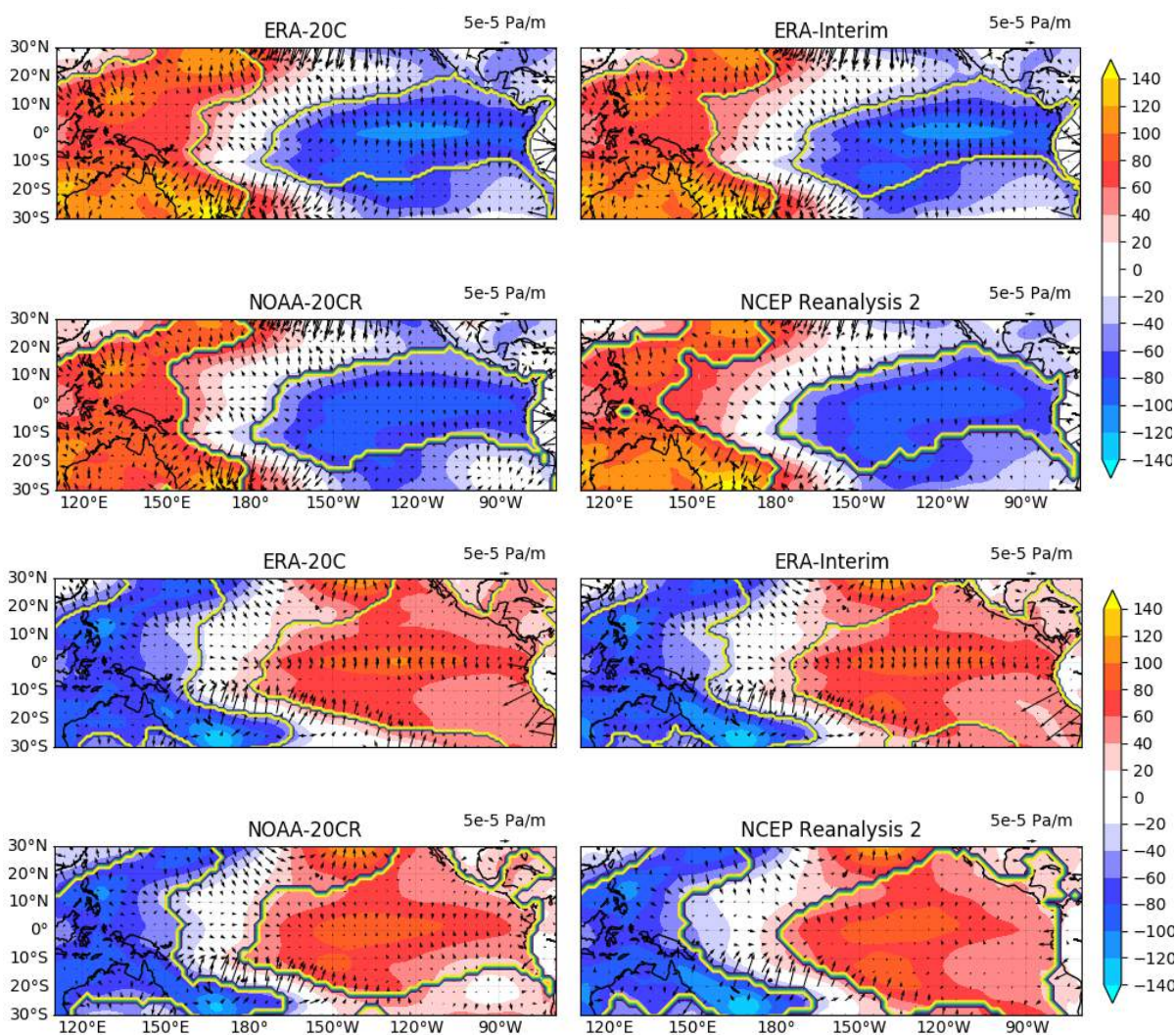


Figura 7 – Composições de NDJ de 1979-2010 das anomalias de PNM (cores, hPa) e do gradiente de pressão (vetores, hPa/m) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

Na região entre 170°O e 160°L os gradientes de pressão são semelhantes em todas as reanálises, de forma que a região de máxima anomalia de vento de oeste em 850 hPa no Pacífico equatorial (Figura 8) é semelhante entre as reanálises ERA 20C, Era Interim e NCEP 2. Já na composição da NOAA 20CR a região que abrange as anomalias de vento com magnitude maior

ou igual à 3 m/s é mais extensa do que nas outras reanálises como pode ser visto na Figura 8. Além disso, a magnitude das anomalias de vento nessa região é maior em baixos níveis e menor em altos níveis na NOAA 20CR em comparação às outras reanálises, tanto na composição de El Niño como na de La Niña (Figura 9). Na Figura 9 ainda se observa que a intensidade das anomalias de vento em altos e baixos níveis em ambas as fases do ENSO é maior no ERA 20C e no ERA Interim do que no NCEP 2.

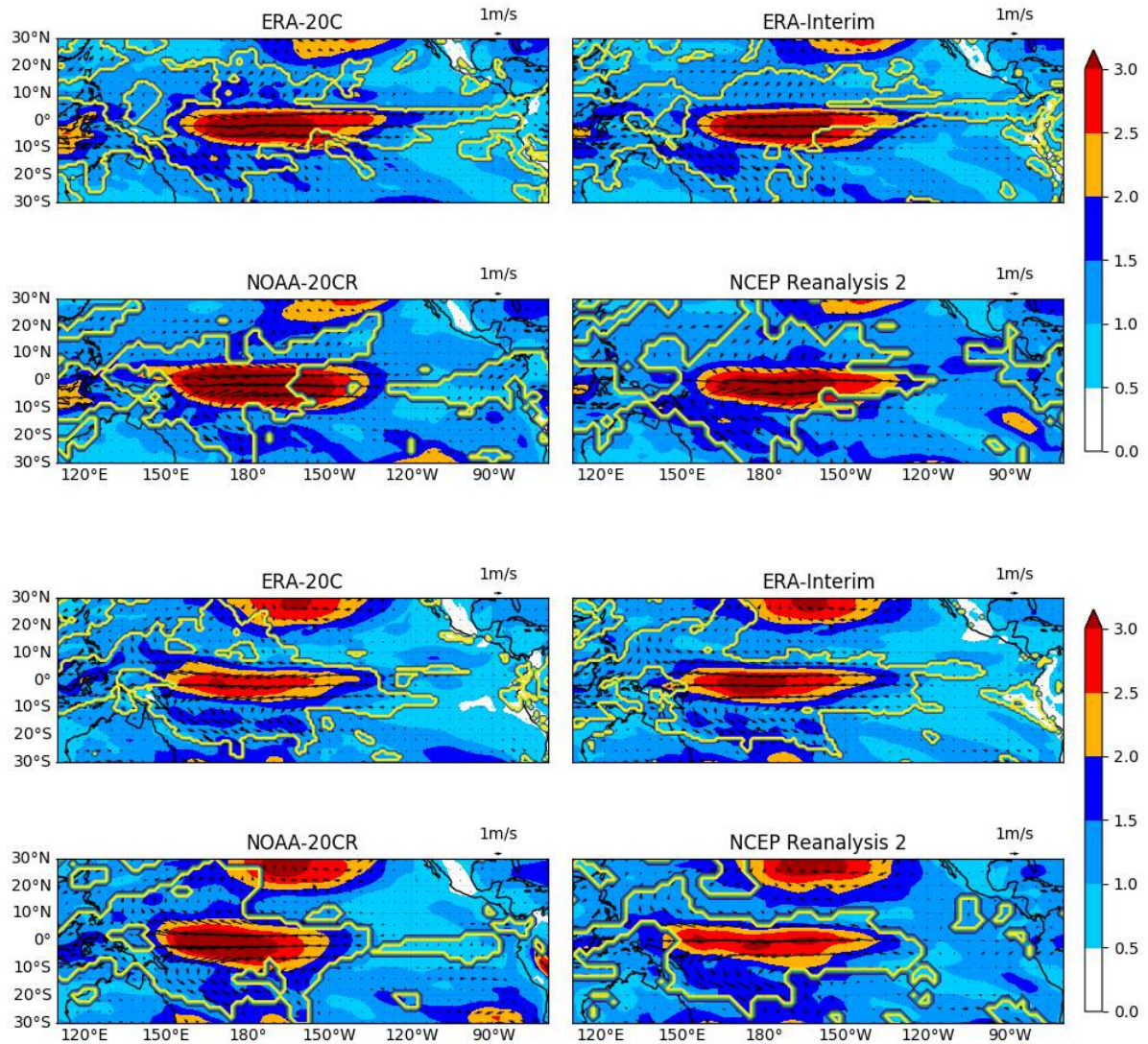


Figura 8 – Composições de NDJ de 1979-2010 das anomalias de vento (m/s, vetores e magnitude em sombreado) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

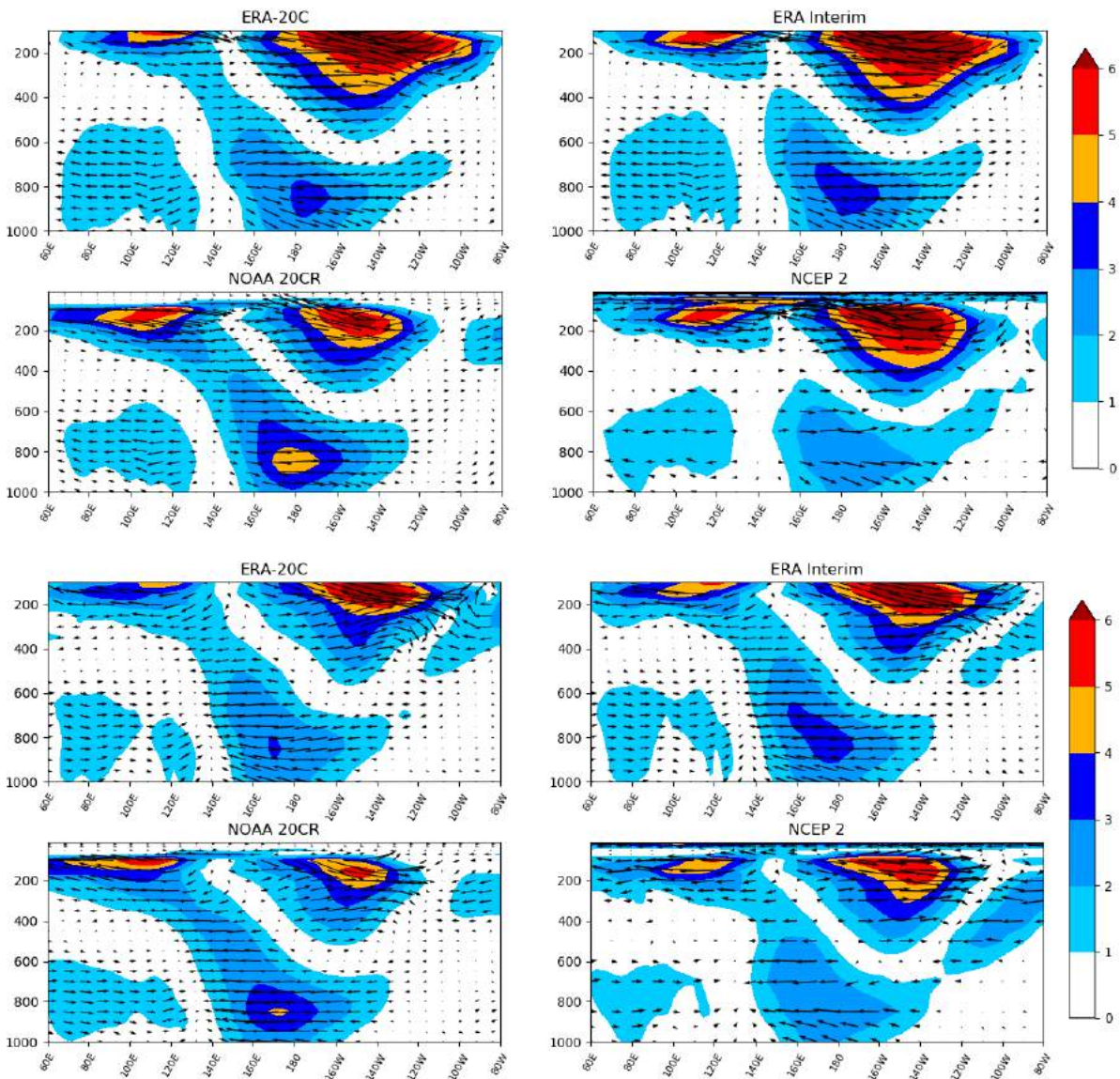


Figura 9 – Composições de NDJ de 1979-2010 da seção longitude por níveis de pressão das anomalias de vento (m/s ; média entre 5°N-5°S) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo).

A Figura 10 mostra a composição de anomalias de altura geopotencial em altos níveis. Na composição dos eventos de El Niño, os centros do padrão PNA estão posicionados nos mesmos locais em todas as reanálises. Algumas diferenças de intensidade do padrão são observadas no centro positivo ao sul da Groelândia, para o qual as reanálises seculares apresentam maior intensidade, e no centro negativo à leste dos Estados Unidos, onde as composições da ERA Interim e do NCEP 2 mostram anomalias mais intensas. Outra diferença refere-se ao centro de anomalia positiva sobre o Atlântico Norte, em aproximadamente 25°N-50°O, que é mais intenso na composição da ERA 20C do que nas outras reanálises. As composições dos eventos de La Niña também são muito similares na representação pelas reanálises do posicionamento e da intensidade dos centros do padrão PNA. No entanto, somente



o centro de anomalias positivas no Pacífico Norte apresenta significância estatística nas composições, diferente do que ocorre nas composições de El Niño, nos quais dois dos centros são estatisticamente significativos.

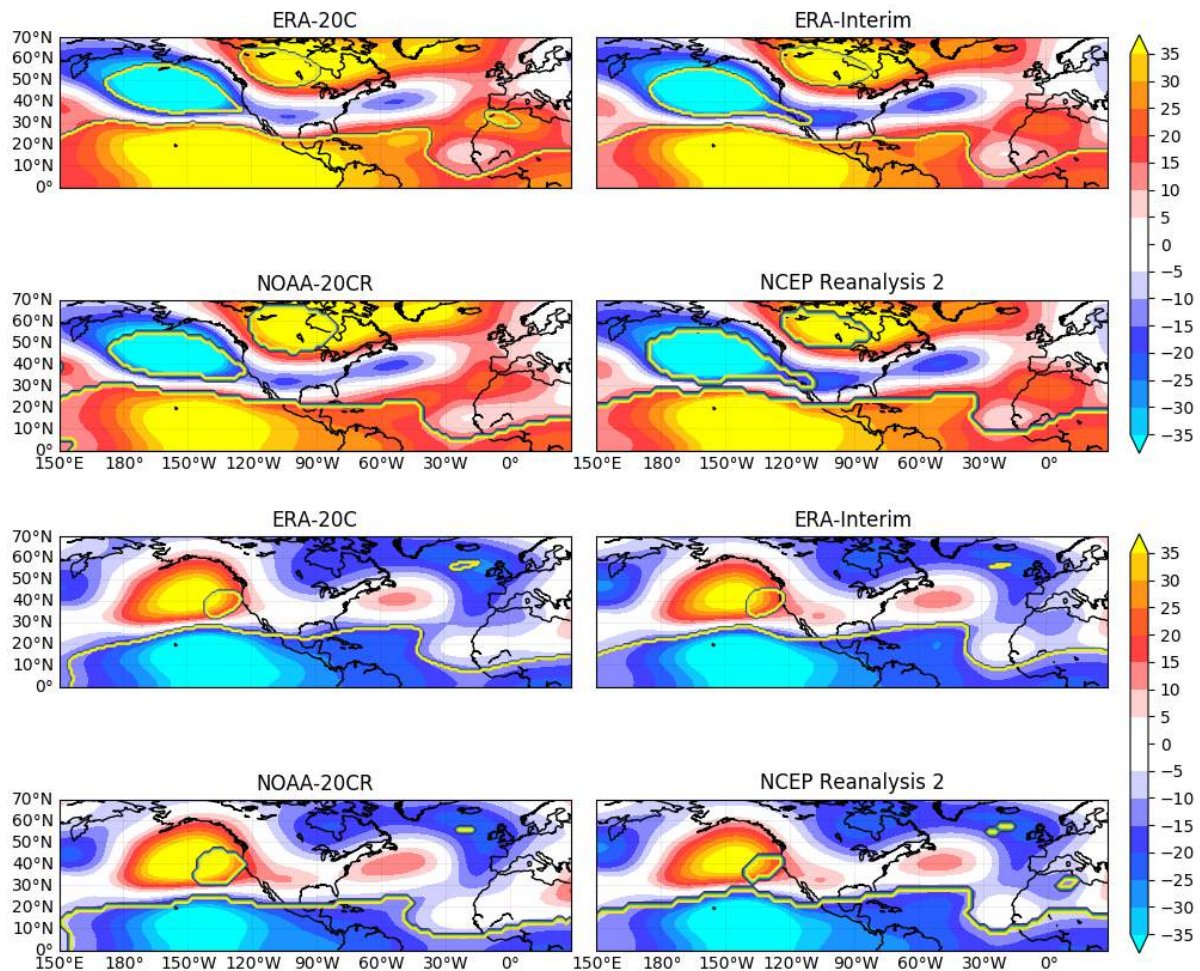


Figura 10 - Composições de DJF de 1979-2010 das anomalias altura geopotencial em 200 hPa (m) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

### 4.3. Anomalias de circulação atmosférica no Atlântico tropical e os impactos na chuva no NEB associados ao ENSO durante o outono austral

A seção latitude por níveis de pressão das composições de anomalias de geopotencial para o trimestre de FMA (Figura 11) mostra uma estrutura vertical baroclínica entre 25-30°N. As anomalias negativas (positivas) próximas à superfície e positivas (negativas) em altos níveis durante anos de El Niño (La Niña) indicam o enfraquecimento (fortalecimento) do sistema de alta pressão subtropical (embora nas composições de altura geopotencial elas não sejam estatisticamente significativas, nas composições de anomalias de PNM, não mostradas, as

anomalias na região da ASAN apresentam significância estatística para todas as reanálises). Assim, é possível observar gradiente de anomalias de geopotencial entre 20°S–20°N próximas à superfície, com anomalias maiores (menores) ao sul e maiores (menores) ao norte. Essa condição em um estado básico de gradiente para o norte desintensifica (intensifica) o gradiente de pressão. Isso resulta no enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios de nordeste (Figura 12), iniciando o *WES feedback* (Chang et al., 1997; Xie, 1997, 1999). Todo esse processo está adequadamente representado pelas reanálises, porém as anomalias de velocidade do vento em 850 hPa (Figura 12) na composição de El Niño do ERA 20C apresentam magnitudes menores entre 20-30°N do que nas outras reanálises.

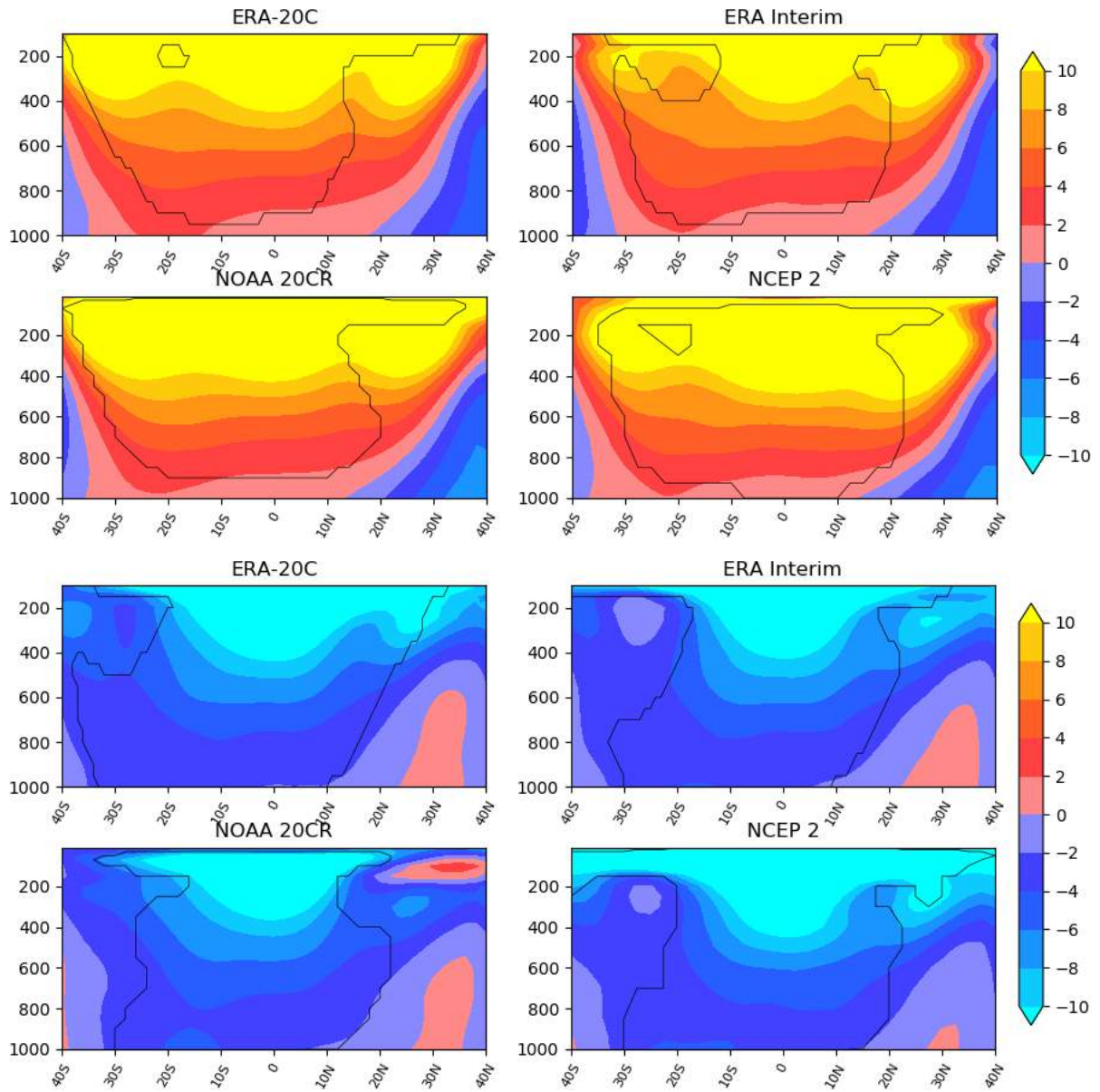


Figura 11 – Seção vertical das composições de FMA de 1979-2010 das anomalias de altura geopotencial (m ; média entre 50°O-10°L) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

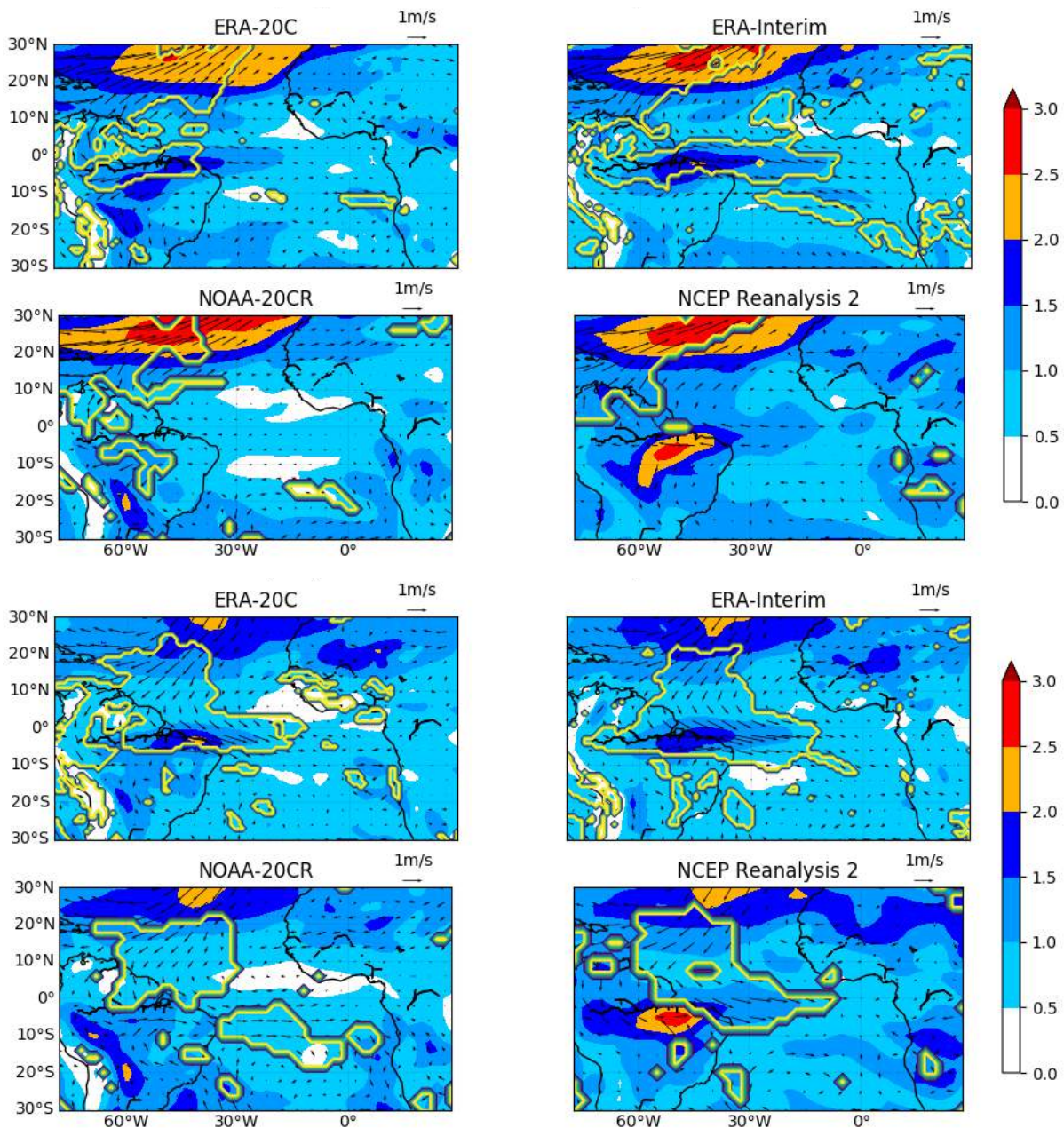


Figura 12 - Composições de FMA de 1979-2010 das anomalias vento (m/s) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno amarelo são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

A seção tempo por latitude das anomalias de velocidade vertical auxilia a entender a representação nas alterações no ramo ascendente da circulação de Hadley sobre o Atlântico Tropical (Figura 13). As composições de El Niño (La Niña) mostram a presença de um dipolo de anomalias de ômega, com anomalias negativas (positivas) sobre o ATN e anomalias positivas (negativas) sobre o ATS, indicando um aumento (redução) do movimento ascendente no Hemisfério Norte e uma redução (aumento) no Hemisfério Sul entre março-abril-maio. A magnitude das anomalias nos centros desse dipolo é menor na composição do NOAA 20CR e mais intensa na ERA 20C, enquanto as demais reanálises mostram o sinal negativo mais fraco

durante o El Niño. Para ambas as fases do ENSO os sinais positivo/negativo são sempre mais fracos na NOAA 20C, indicando que esta diverge das outras na representação do deslocamento da ZCIT.

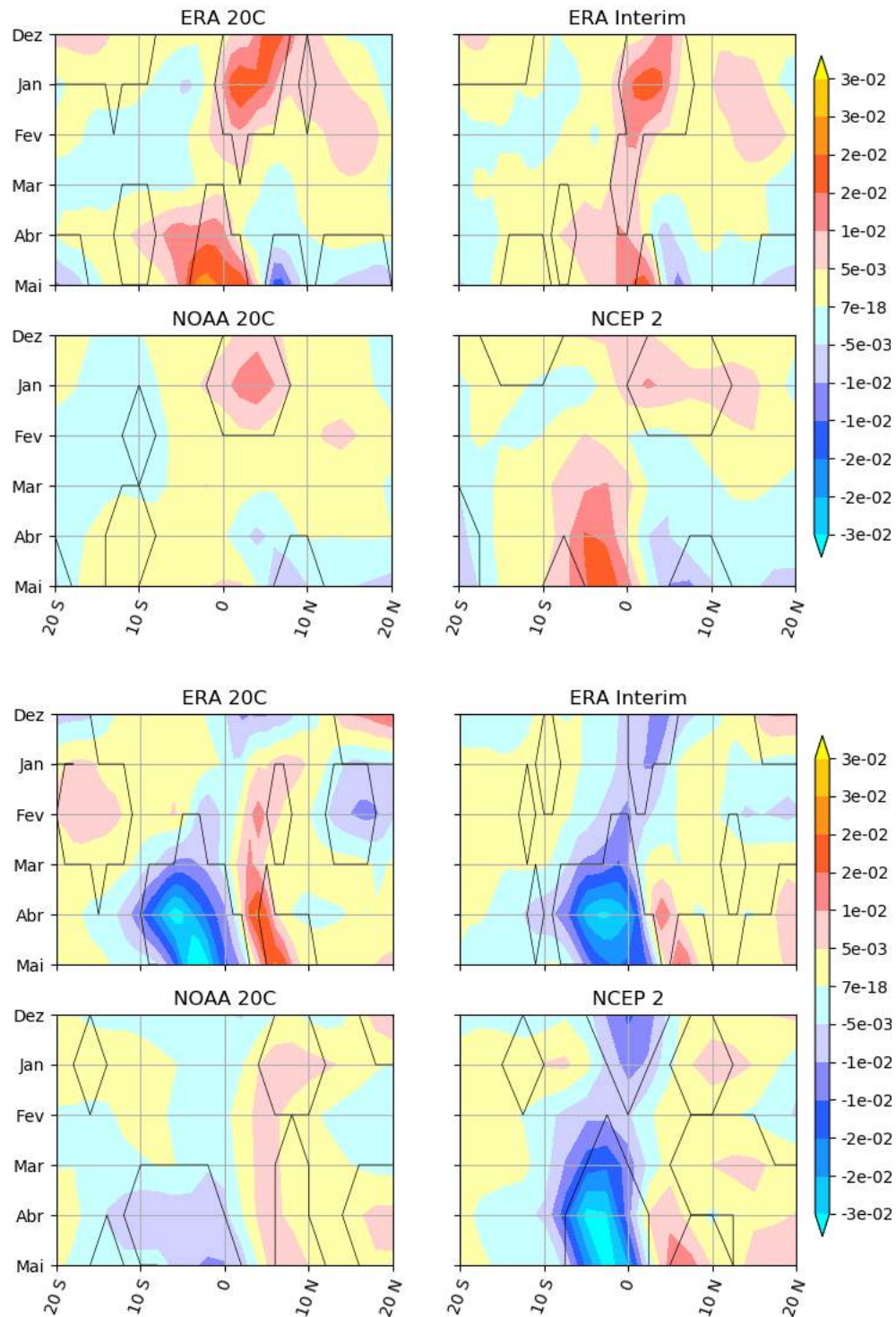


Figura 13 – Composições de MAM de 1979-2010 da seção tempo-longitude das anomalias de ômega em 500 hPa ( $\text{Pa/s}$ ; média entre  $40 - 20^\circ\text{W}$ ) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). Áreas dentro do contorno preto são estatisticamente significativas ao nível de 95%.

Para avaliar melhor a representação do deslocamento da ZCIT em anos de El Niño e La Niña pelas reanálises, foram feitas uma série de comparações utilizando as bases de dados de precipitação. A Figura 14 apresenta as séries temporais da chuva sazonal (MAM) em anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). A ERA 20C mostra uma variabilidade interanual da precipitação similar à da Funceme tanto associado aos eventos de El Niño como de La Niña, resultando em correlações temporais elevadas de 0,92 e 0,91, respectivamente. A Era Interim (0,86 em anos de El Niño e 0,89 em anos de La Niña) e o NCEP 2 (0,78 para anos de El Niño e 0,79 para anos de La Niña) também capturam de forma satisfatória a variabilidade interanual da precipitação durante eventos ENSO. As correlações da NOAA 20CR também são altas, principalmente para os eventos de El Niño (0,92 para os anos de El Niño e 0,65 para os anos de La Niña). Desta forma, fica claro que todas as reanálises representam bem a variabilidade entre eventos ENSO.

Embora o NCEP 2 apresente correlações relativamente altas com as séries da Funceme, nota-se uma superestimativa da precipitação dessa reanálise em quase duas vezes os valores observados, como pode ser visto através da média de todos os eventos (linhas pontilhadas). Roads (2003) discute o alto viés úmido do NCEP 2 comparado ao *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) ao comparar o ciclo hidrológico de ambas estimativas de precipitação entre 40°N e 40°S. Para o Brasil, da Rocha et al. (2009) também apontam para a existência de uma banda de precipitação intensa não realista, que se estende do Nordeste até o Sudeste do país, durante o verão nesta mesma reanálise. Já a NOAA 20CR subestima a precipitação, como pode ser observado na Figura 14. Em anos de El Niño, a média da precipitação de todos os eventos das séries da FUNCEME, ERA Interim, ERA 20C e GPCC ficam próximos do percentil 33% e nos eventos de La Niña a média das séries dessas mesmas reanálises (com exceção da ERA Interim que nesse caso superestima a precipitação média) ficam próximas do percentil 66%. As médias das séries da NOAA 20CR são menores do que das outras reanálises e, em ambos os casos, ficam abaixo do percentil 33%.

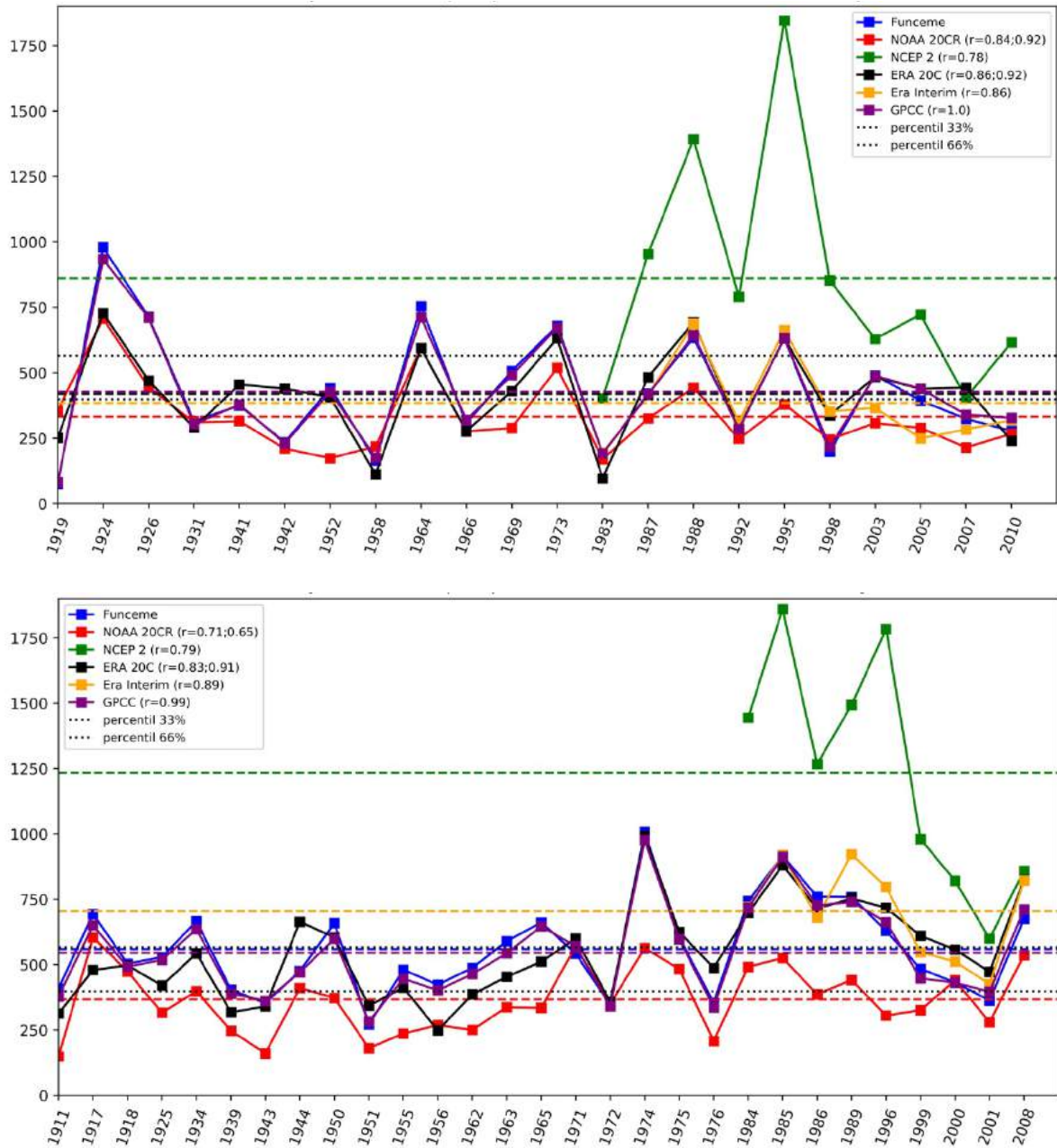


Figura 14 – Precipitação acumulada de MAM (mm ; linhas sólidas) para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo). A média de precipitação de todos os eventos é representada pela linha tracejada. Os valores dentro dos parênteses na legenda são os coeficientes de correlação em relação às observações da Funceme. Quando dois valores de correlação são mostrados dentro dos parênteses, o primeiro é referente ao período de 1912 – 2010 e o segundo ao período de 1979 – 2010.

Em relação ao viés das reanálises, a Figura 15 mostra as composições das anomalias de precipitação acumulada de MAM do GPCC para todo o NEB e a Figura 16 mostra a diferença das composição de anomalias das reanálises para o GPCC. O padrão espacial das diferenças é praticamente o oposto entre as composições de El Niño e La Niña para todas as reanálises. O viés da ERA 20C indica condições ligeiramente mais úmidas (secas) no noroeste e secas (úmidas) no centro-norte do NEB na composição de El Niño (La Niña). O viés dessa reanálise

varia entre -100 e 100 mm (-150 e 100 mm). Isso indica que as variações do deslocamento da ZCIT estão adequadamente representadas nessa reanálise no leste e nordeste do NEB, enquanto que na parte centro-norte nota-se tendência a superestimar (subestimar) e no noroeste a subestimar (superestimar) as anomalias de precipitação associadas ao El Niño (La Niña). O padrão espacial do viés da ERA Interim se assemelha à ERA 20C, no entanto o viés seco (úmido) que se restringia ao centro-sul do Ceará na ERA 20C aumenta de área e atinge também o litoral norte do estado durante os anos de El Niño (La Niña). O vies dessa reanálise varia entre -100 e 150 mm em MAM. O padrão espacial do viés do NCEP 2 é semelhante à ERA Interim, no entanto o viés seco (úmido) na região centro-norte se expande para o sul e mostra um pico na costa norte do Ceará, que alcança valores menores (maiores) do que -150 mm (150 mm). O NOAA 20CR apresenta padrão espacial do viés diferente das outras reanálises, já que tanto o viés úmido (El Niño) como o seco (La Niña) se estende em banda contínua, orientada noroeste-sudeste, paralelo à costa, enquanto nas outras reanálises estava confinado à região noroeste. Desta forma, o NOAA 20CR nos anos de El Niño (La Niña) subestima a magnitude das anomalias negativas (positivas) de precipitação por toda essa região.

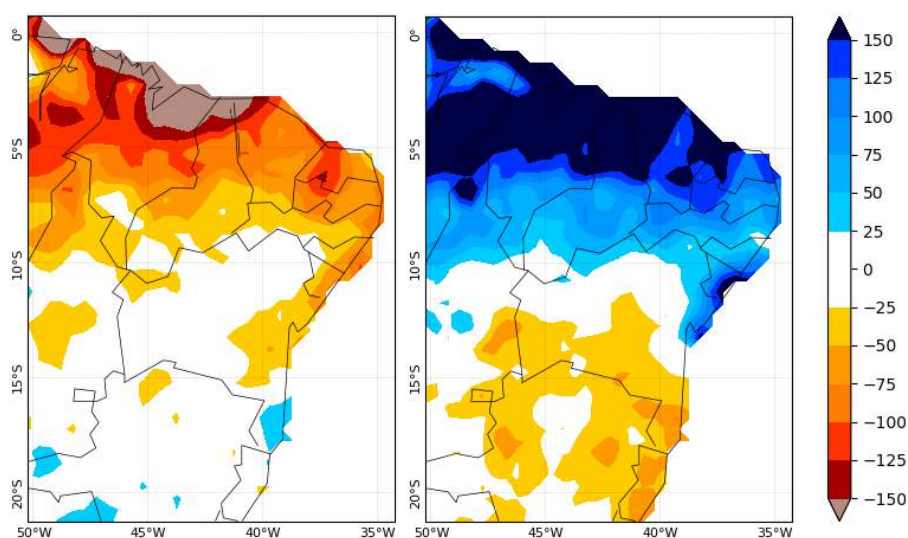


Figura 15 – Composições de MAM de 1979 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) do GPCC para anos de El Niño (esquerda) e La Niña (direita).



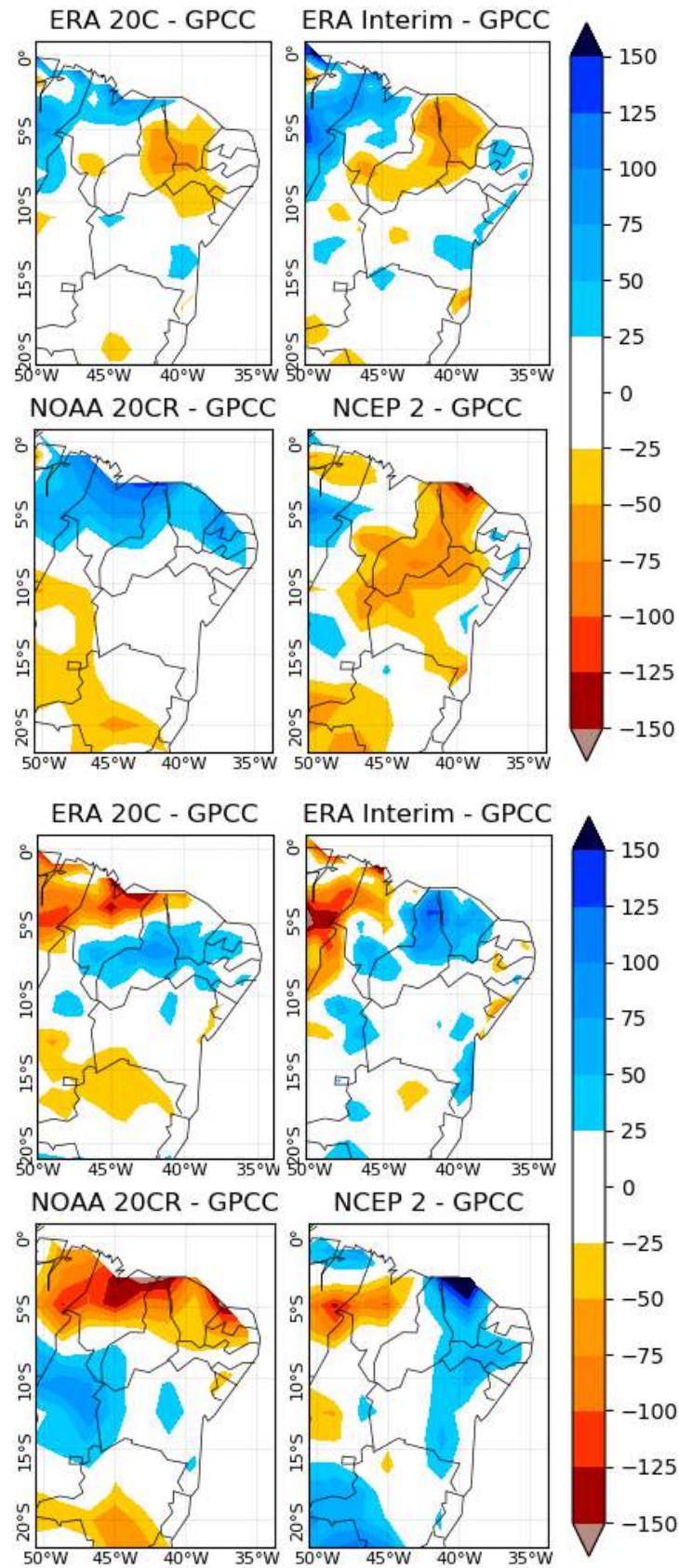


Figura 16 – Composições das anomalias de precipitação (mm) de MAM das reanálises menos a composição do GPCCC para anos de El Niño (acima) e La Niña (abaixo).

## **5. Análise das forçantes associadas ao El Niño e à fase negativa da NAO nas condições do Atlântico tropical e do NEB**

Neste capítulo será explorada a influência do El Niño e da fase negativa da NAO nas condições do Atlântico tropical, com o foco na evolução das anomalias de TSM, PNM e vento. Primeiramente será analisada a influência de cada um desses fenômenos independente da fase da AMO, e posteriormente com a distinção das fases. Também será explorada a influência de cada caso sobre o regime de precipitação do NEB.

### **5.1. Eventos de El Niño, NAO e AMO: 1900 – 2010**

A primeira seção deste capítulo mostra os eventos de baixa frequência selecionados para a elaboração das composições e compara a seleção utilizando o ERA 20C com outros trabalhos.

#### **5.1.1. Eventos de El Niño**

Foram selecionados 25 eventos de El Niño no período de 1900 – 2010. Destes, 13 e 12 foram classificados como El Niño PC e El Niño PL, respectivamente, como mostra a Figura 17 e sumariza a Tabela 4.

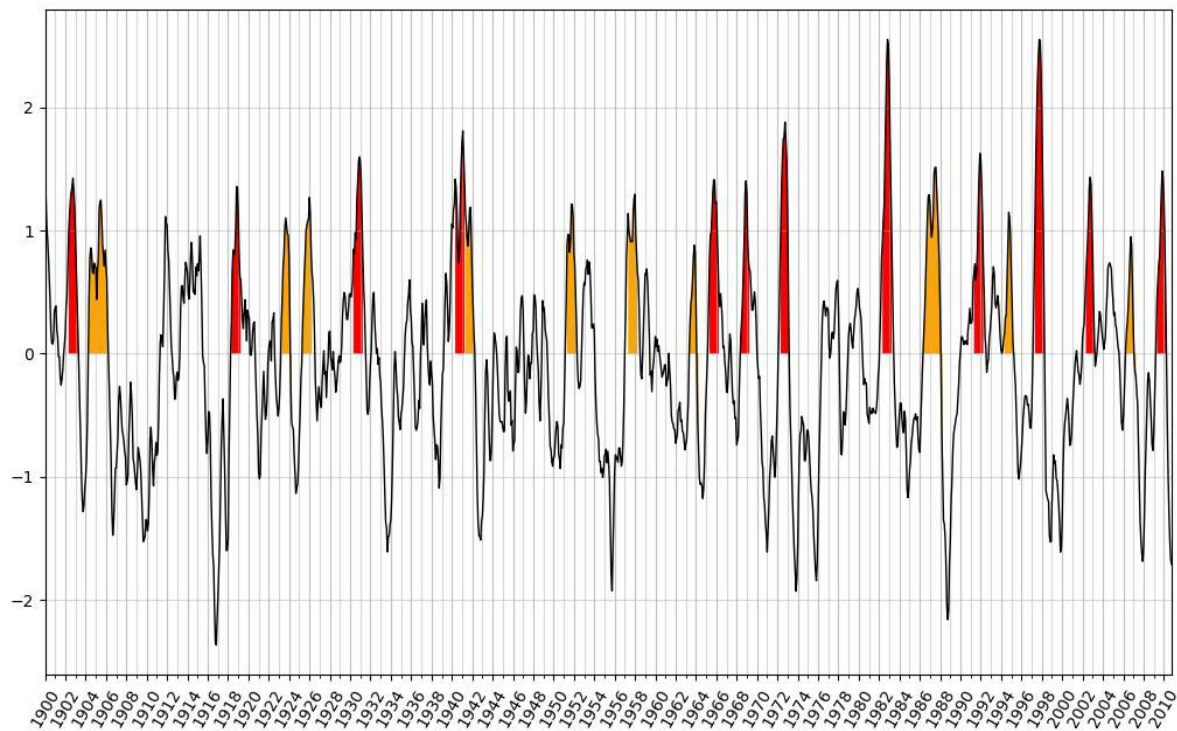


Figura 17 – ONI. Cor laranja representa os eventos de El Niño PC e a cor vermelha representa os anos de El Niño PL.

Tabela 4 – Classificação dos anos de El Niño PC e El Niño PL

El Niño PC	1904, 1905, 1923, 1925, 1941, 1951, 1957, 1963, 1986, 1987, 1994, 2004, 2006.
El Niño PL	1902, 1918, 1930, 1940, 1965, 1968, 1972, 1982, 1991, 1997, 2002, 2009.

A Figura 18 mostra uma comparação entre diferentes trabalhos na seleção de eventos de El Niño e classificação em PC ou PL. Nesta figura a classificação que utiliza o ERSST v5 é a mesma empregada na ERA 20C. Inicialmente, é possível notar uma grande consistência na seleção dos eventos de El Niño a partir do evento de 1982, já que os 10 eventos selecionados na ERA 20C também foram selecionados no ERSST v5. Destes 10 eventos, 9 deles foram observados na seleção feita por Santoso et al. (2017), 9 na seleção feita por Andreoli et al. (2017), e 8 constam do trabalho de Kug et al. (2009) (nesse artigo o período analisado se limita até 2005). Em relação à classificação entre PC ou PL, na ERA 20C foram selecionados 5 eventos PL e 5 eventos PC a partir de 1982. A ERSST v5 forneceu 4 anos PL e 6 anos PC. No trabalho de Santoso et al. (2017) classificaram 5 eventos de El Niño PL e 4 de El Niño PC. Em Andreoli et al. (2017), as únicas diferenças em relação ao ERA 20C são os anos de 1987, que

foi classificado como El Niño misto, e 2006, que foi classificado como PL. Em Kug et al. (2009), os anos de 1986, 1987 e 1991 foram classificados como El Niño misto e o de 2002 como PC, diferentemente da ERA 20C. Desta forma, nota-se, em geral, uma forte concordância tanto na seleção como na separação dos eventos para o período de 1982 – 2010, com pequenas divergências intrínsecas dos métodos de seleção e das bases de dados utilizadas. A análise do período entre 1900 – 2010 mostra que dos 25 eventos selecionados utilizando o ERA 20C, 24 deles também foram selecionados no trabalho de Andreoli et al. (2017) e 22 utilizando o ERSST v5. É possível notar que com o ERA 20C os anos 1911, 1914, 1977 e 1978 não foram selecionados como anos de El Niño, diferente das outras duas classificações. Além disso, os anos de 1939, 1953, 1969 foram classificados como El Niño somente no trabalho de Andreoli et al. (2017).

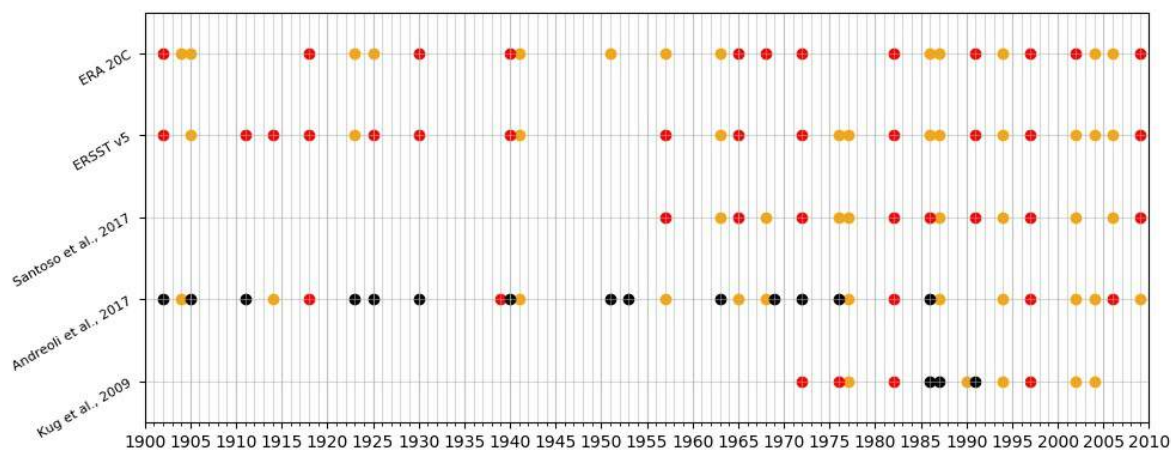


Figura 18 – Comparação da classificação dos eventos de El Niño entre diversos artigos. Bolas vermelhas indicam eventos de El Niño PL, bolas laranjas indicam eventos de El Niño PC e bolas pretas são anos classificados como eventos de El Niños mistos.

### 5.1.2. Eventos de NAO negativa

A Figura 19 compara o índice NAO calculado utilizando a ERA 20C e o calculado em Hurrell (1995). É notável uma boa correlação entre os índices, embora a ERA 20C tende a subestimar a magnitude do índice na fase positiva, enquanto em alguns anos da fase negativa há uma superestimativa da magnitude do índice.

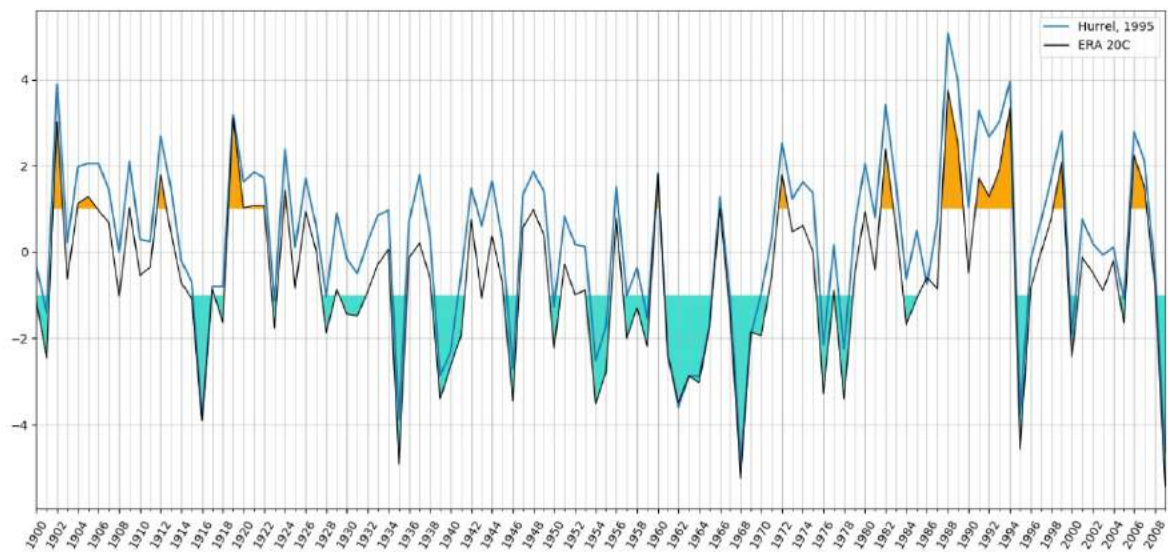


Figura 19 - Índice NAO de DJFM padronizado. Linha preta representa o índice calculado com o PNM do ERA 20C e a linha azul é o índice do artigo de Hurrell (1995).

A Tabela 5 mostra os anos que foram classificados como NAO negativa. Do total de 110, 39 anos representam a fase negativa do fenômeno.

Tabela 5 - Classificação dos anos da fase negativos da NAO.

<b>NAO negativa</b>	1900, 1901, 1908, 1915, 1916, 1918, 1923, 1928, 1930, 1931, 1935, 1939, 1940, 1941, 1943, 1946, 1950, 1954, 1955, 1957, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970, 1976, 1978, 1984, 1985, 1995, 2000, 2005, 2009
---------------------	--

### 5.1.3. Fases da AMO no período de 1900 – 2010

Na Figura 20 é feita uma comparação com o índice AMO de van Oldenborgh et al. (2009) e Trenberth e Shea (2006). É possível observar que há uma boa concordância entre os índices na identificação do ano de transição das fases positivas e negativas da AMO. No entanto, grandes diferenças são notadas na amplitude dos três índices, principalmente na primeira fase negativa e na primeira fase positiva.

Os períodos de AMO negativa são de 1900 até 1924 e de 1966 até 1995 e os períodos de AMO positiva são de 1926 até 1957 e de 1998 até 2009. Os anos de 1900 até 1904 e 2006 até 2009 foram incorporados nas seleções, pois nos trabalhos de Trenberth e Shea (2006) e de van Oldenborgh et al. (2009) a magnitude do índice nesses anos ultrapassa os valores de  $\pm 0,2$  vezes o desvio padrão nas fases positiva e negativa, respectivamente.

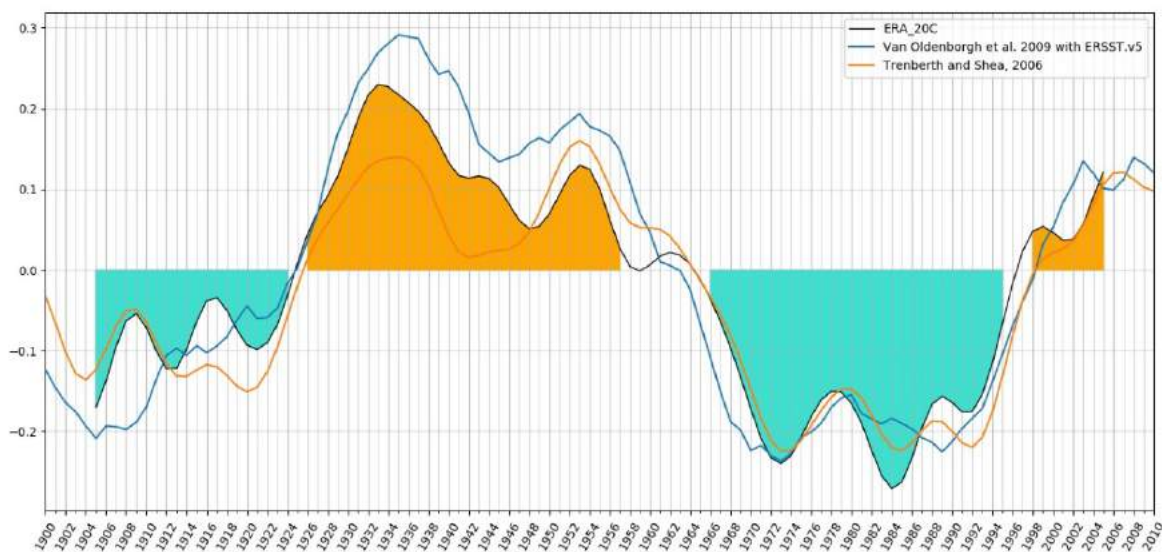


Figura 20 – Índice AMO com média móvel de 10 anos. Linha preta representa o índice calculado com a TSM do ERA 20C, a linha azul é o índice do artigo de van Oldenborgh et al. (2009) e a linha laranja é o índice do artigo de Trenberth e Shea (2006).

#### 5.1.4. Anos de ocorrência simultânea de eventos de El Niño e de NAO negativa com as fases da AMO

A Tabela 6 mostra os anos em que houve ocorrência simultânea de El Niño, NAO negativa e AMO.

Tabela 6 – Anos de ocorrência simultânea dos modos de variabilidade El Niño, NAO negativa e AMO

	AMO negativa	AMO positiva
El Niño PC	1904, 1905, 1923, 1986, 1987, 1994	1925, 1941, 1951, 2004, 2006
El Niño PL	1902, 1918, 1965, 1968, 1972, 1982, 1991	1930, 1940, 1997, 2002
NAO negativa	1900, 1901, 1908, 1915, 1916, 1918, 1923, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970, 1976, 1978, 1984, 1985	1928, 1930, 1931, 1935, 1939, 1940, 1941, 1943, 1946, 1950, 1954, 1955, 2000, 2005

#### 5.2. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño independente da fase da AMO

Nesta seção serão discutidas as anomalias de circulação atmosférica e TSM desde o inverno<sup>0</sup> até o outono<sup>+1</sup>, enquanto as anomalias de precipitação sobre o NEB são analisadas do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup>.

Durante o final do inverno austral o padrão PSA, associado tanto ao El Niño PL quanto ao El Niño PC (Figura 21), apresenta estrutura semelhante ao padrão PSA1 (Mo & Paegle, 2001), com a presença de um trem de ondas com orientação noroeste-sudeste no Pacífico Sul (semelhantes à Figura 4) e sudoeste-noroeste no Atlântico Sul. A principal diferença notada entre as composições de El Niño PC e de El Niño PL relaciona-se à magnitude das anomalias positivas de altura geopotencial que são maiores na composição de El Niño PL, com destaque para a anomalia localizada ao sul do continente Africano. O trem de ondas resulta em uma baixa anômala em superfície no Atlântico Sul em ambas as composições (Figura 22), com associadas anomalias de vento de oeste e anomalias positivas de TSM (Figura 23).

Na transição do inverno para a primavera, o padrão PSA em ambas as composições se torna mais zonalmente simétrico. Em superfície, as anomalias negativas de PNM se expandem para leste, de forma que durante a primavera austral o núcleo dessas anomalias se localiza próximo à costa da África em ambas as composições (Figura 22). Associadas à essas anomalias de pressão são notadas anomalias de vento de noroeste no ATS. Essas anomalias de vento são maiores durante os eventos de El Niño PL por causa da formação de uma anomalia de alta pressão no Atlântico tropical, que organiza as anomalias de vento de noroeste. A consequência disso é uma maior taxa de aquecimento no Atlântico Sul em anos de El Niño PL em comparação ao El Niño PC (Figura 23).

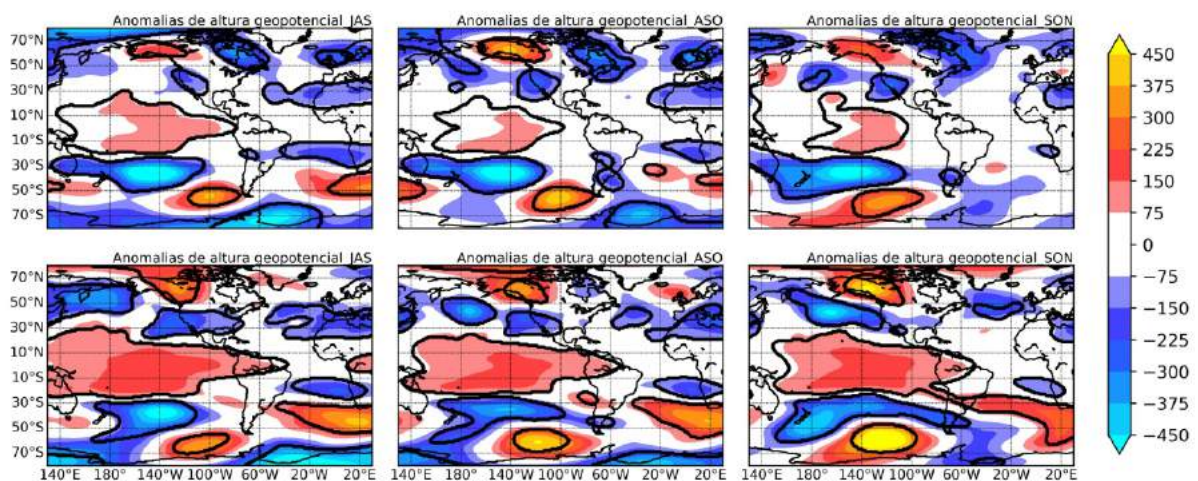


Figura 21 – Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

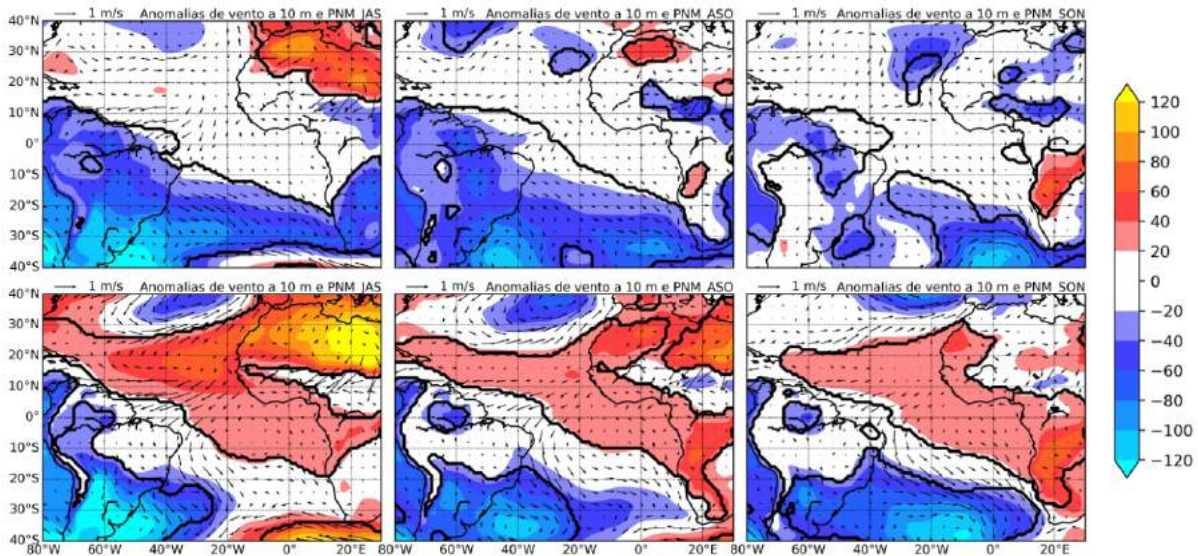


Figura 22 – Composições de JAS, ASO e SON 1900 - 2010 das anomalias de PNM (cores, hPa) e de vento a 10 m (vetores, m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

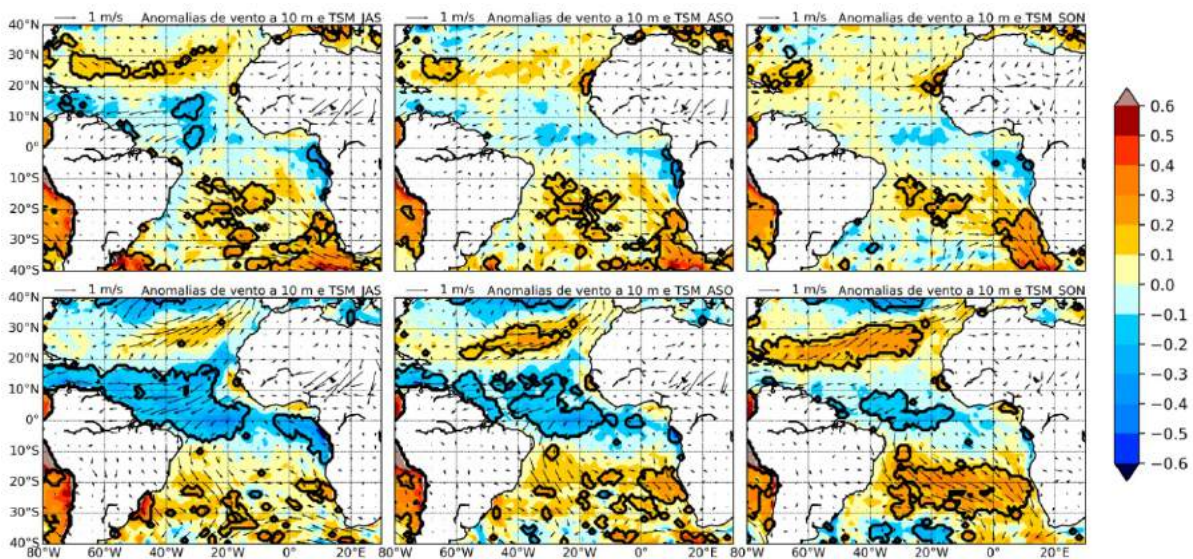


Figura 23 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

No final da primavera e início do verão austral o padrão de ondas nas médias latitudes do Hemisfério Sul associado ao El Niño PC e ao El Niño PL se torna ainda mais zonalmente simétrico (OND e NDJ na Figura 24). As anomalias ciclônicas no Atlântico Sul associadas aos dois tipos de El Niño se intensificam, resultando em maiores anomalias de vento de noroeste no Atlântico Sul que aumentam a taxa de aquecimento das águas do ATS, principalmente entre 10-20°S (Figura 25). Anomalias positivas de PMN no Atlântico tropical também se desenvolvem durante os eventos de El Niño PC próximas à costa da África no final da



primavera (OND) em conjunto com a expansão para leste da região de anomalias de vento de noroeste, como pode ser visto na Figura 25.

O desenvolvimento das anomalias de TSM no ATS associado à forçante extratropical segue as etapas de evolução descritas por Amaya et al. (2017). Inicialmente com o surgimento de anomalias de oeste no flanco equatorial da ASAS e posteriormente com o fortalecimento de um escoamento de noroeste que enfraquece os alísios de sudeste. No entanto, não se observa o desenvolvimento significativo das anomalias positivas TSM próximas ao equador, provavelmente porque a ZCIT está muito ao norte durante esse período, de forma que não há um escoamento anômalo de norte que cruze o equador. Por isso, as maiores anomalias de TSM situam-se ao sul de 10°S.

Simultaneamente, o padrão PNA no Hemisfério Norte, associado tanto ao El Niño PL quanto ao El Niño PC, começa a se intensificar da primavera ao verão (Figura 24). Em ambas as classificações de El Niño, nota-se uma forte anomalia ciclônica no Atlântico Norte entre 20 e 40°N durante o verão austral (composição de DJF da Figura 25). No entanto, essa anomalia é mais intensa e maior em área na composição do El Niño PL, de forma que intensas anomalias de vento de sudoeste, acima de 10°N, resultam em uma extensa faixa de anomalias positivas de TSM no norte do ATN durante o verão (DJF da Figura 26). Já na composição de PNM (Figura 25), nos eventos de El Niño PC nota-se que as anomalias negativas se concentram na porção oeste do ATN, centradas em aproximadamente 60°O, de forma que as anomalias de vento e TSM se restringem à esse região (Figura 26).

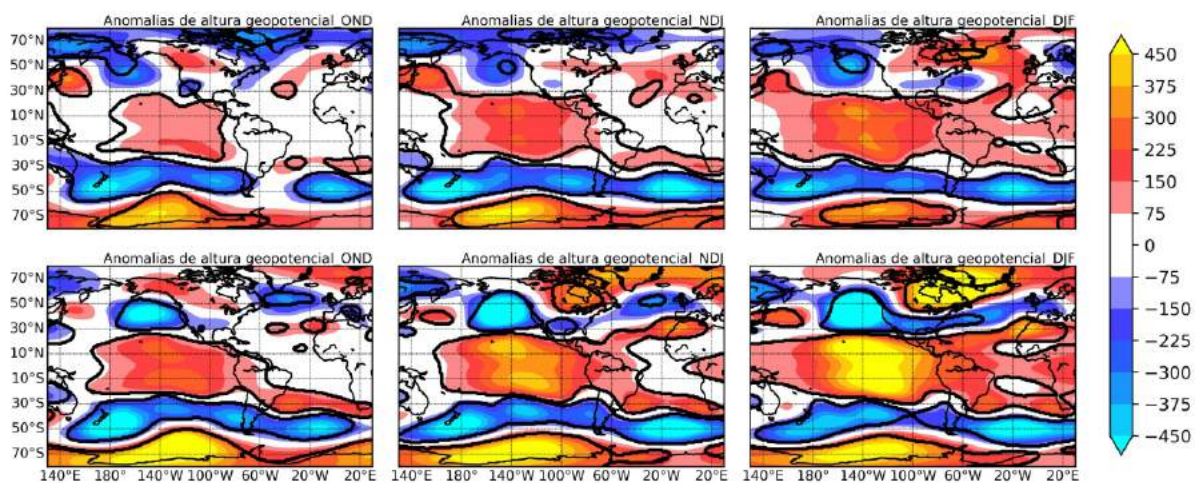


Figura 24 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

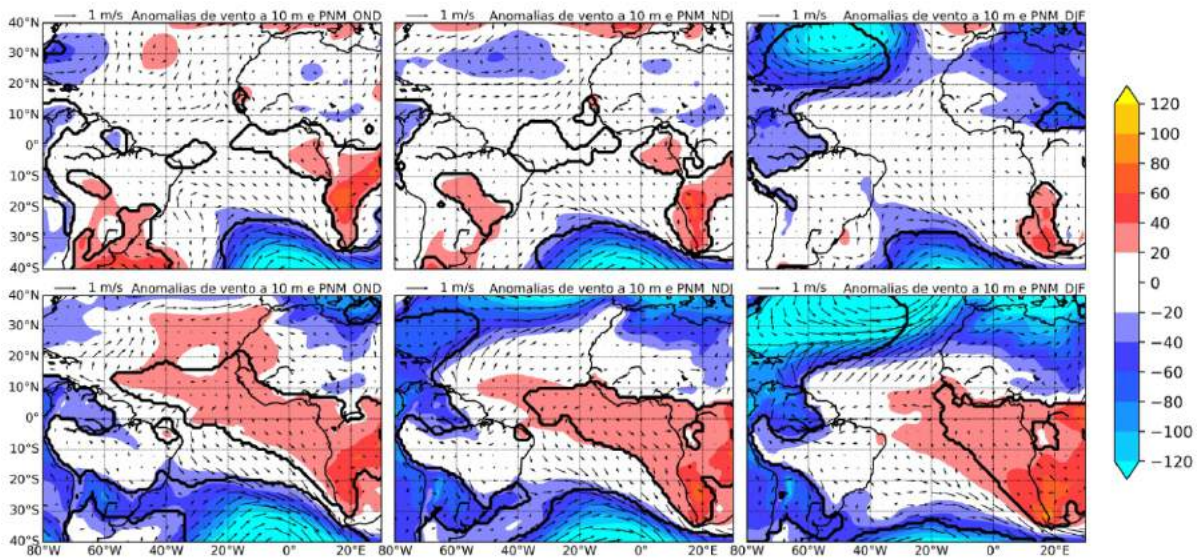


Figura 25 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

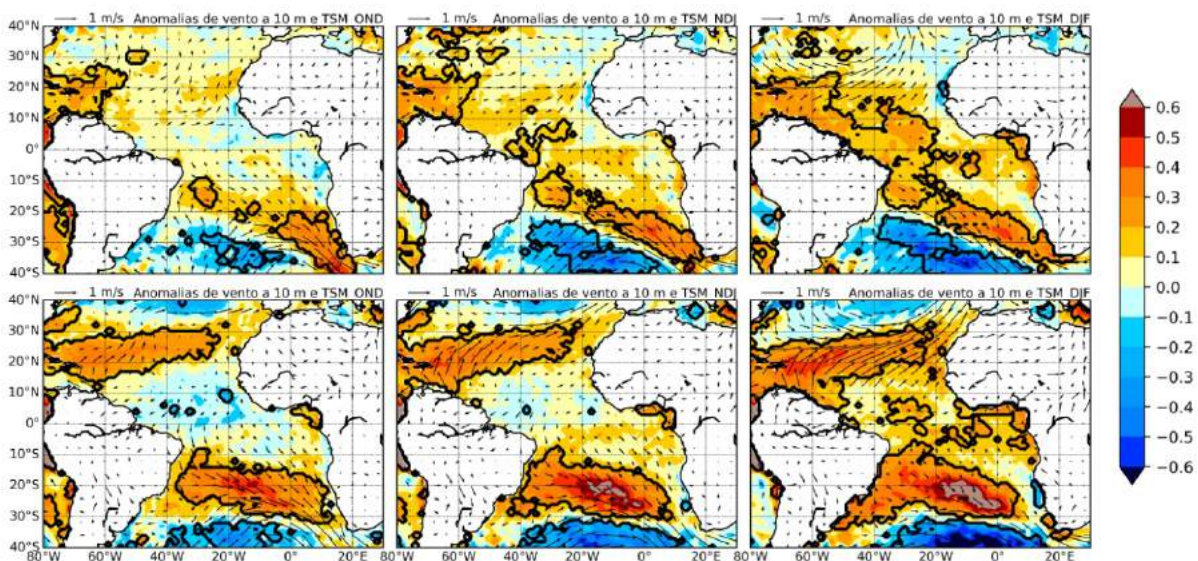


Figura 26 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Na transição do verão para o outono, o padrão PNA enfraquece como mostra a composição de geopotencial de ambos os tipos de El Niño (Figura 27). Em especial, o dipolo de anomalias de geopotencial em altos níveis no Atlântico Norte se mantém na composição de El Niños PC, enquanto no El Niño PL o centro de anomalias negativas se restringe à América do Norte durante o outono. As anomalias negativas de PNM também seguem esse padrão, já que na composição de El Niños PC se estendem por uma região maior do que na composição de El Niños PL.

Nas composições de anomalias de TSM dos eventos de El Niño PL (Figura 29), a transição do verão para o outono é marcada pelo aumento das anomalias de vento de sul entre  $0 - 10^{\circ}\text{N}$ , enquanto há uma redução das anomalias de oeste entre  $10 - 20^{\circ}\text{N}$ . Desta forma, as anomalias positivas de TSM próximas ao equador aumentam em área e intensidade e diminuem em latitudes mais altas do ATN. A anomalia positiva de PNM instalada no ATS (Figura 28) parece ser importante no fortalecimento do gradiente de anomalias de pressão, resultando em intensas anomalias de vento de sul. Já em relação aos eventos de El Niño PC, fracas anomalias de vento de sul se formam próximas ao equador na transição do verão para o outono, de forma que as maiores anomalias positivas de TSM se concentram ao norte de  $10^{\circ}\text{N}$  e estão associadas às anomalias de vento de oeste.

Assim, observa-se o aquecimento do ATN em resposta às mudanças nos ventos em ambos os tipos de El Niño (Figura 29). No entanto, o aquecimento é maior nos eventos de El Niño PL, com anomalias ultrapassando  $0,6^{\circ}\text{C}$  próximo à costa da África. Nos El Niños PC, essas anomalias alcançam valores máximos de  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

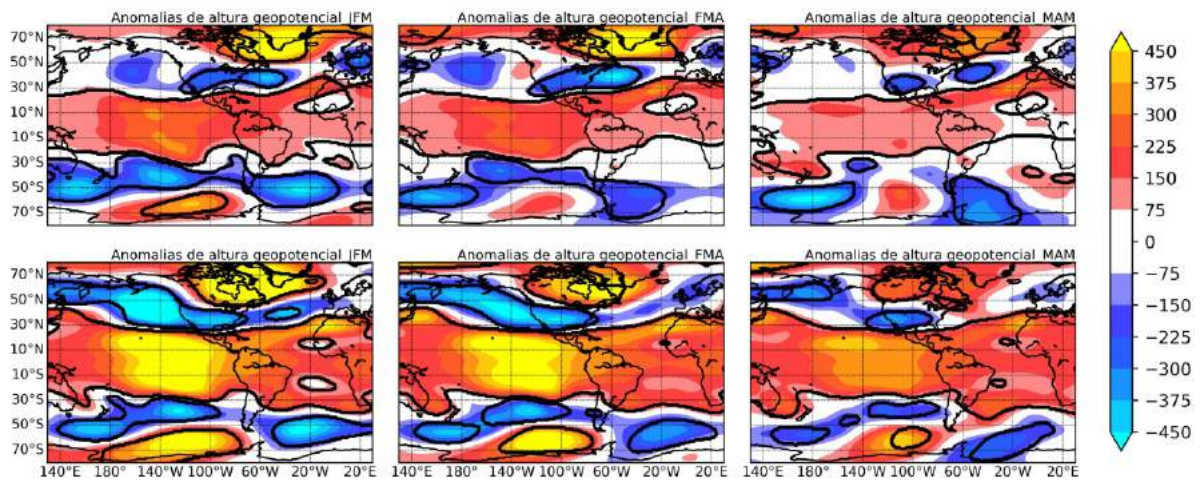


Figura 27 – Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de geopotencial em 250 hPa (m) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

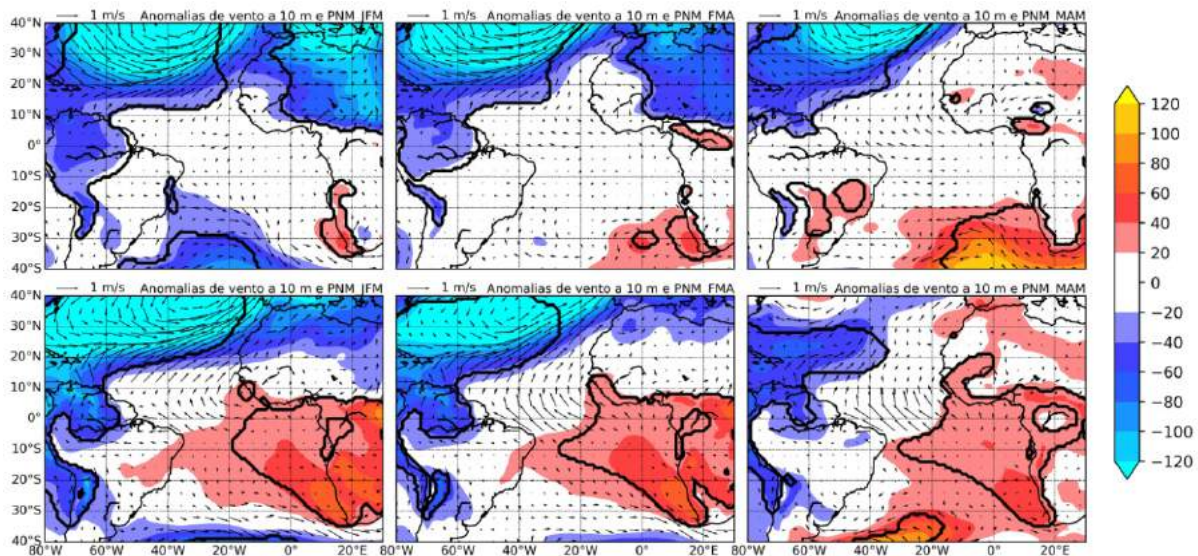


Figura 28 - Composição de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

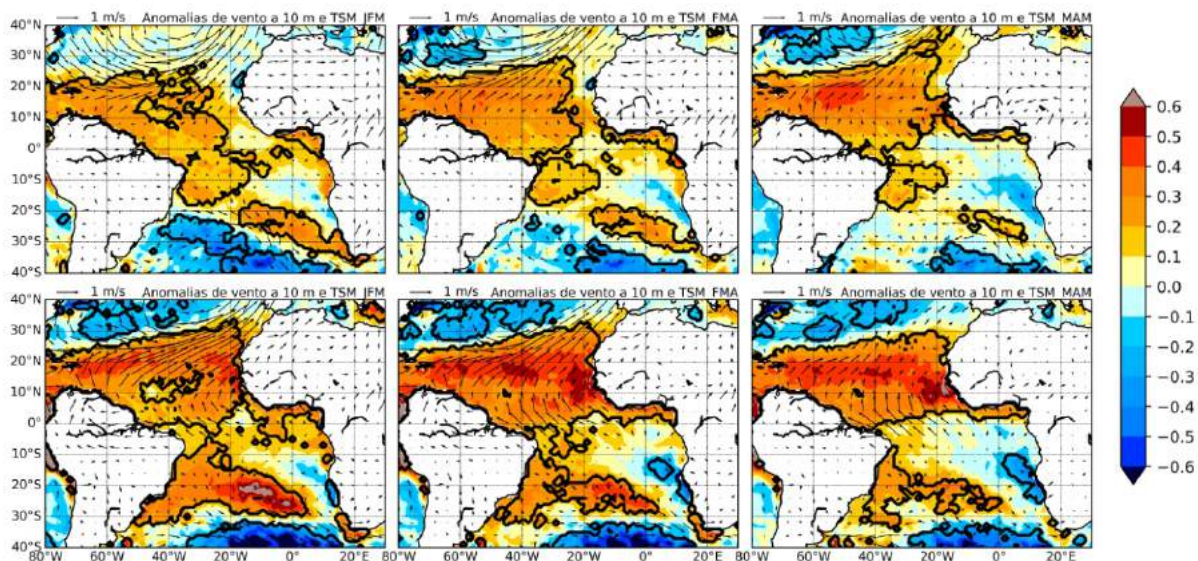


Figura 29 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos El Niños PC (acima) e dos El Niños PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

A Figura 30 mostra as seções tempo por latitude das anomalias de TSM na bacia do Atlântico de ambos os tipos de El Niño. Tanto no ATS como no ATN é possível observar a propagação das anomalias de TSM e vento em direção ao equador, como indicado pelas setas pontilhadas, que ocorre através do *WES feedback* (Xie, 1999). As anomalias são mais intensas no El Niño PL do que no El Niño PC.

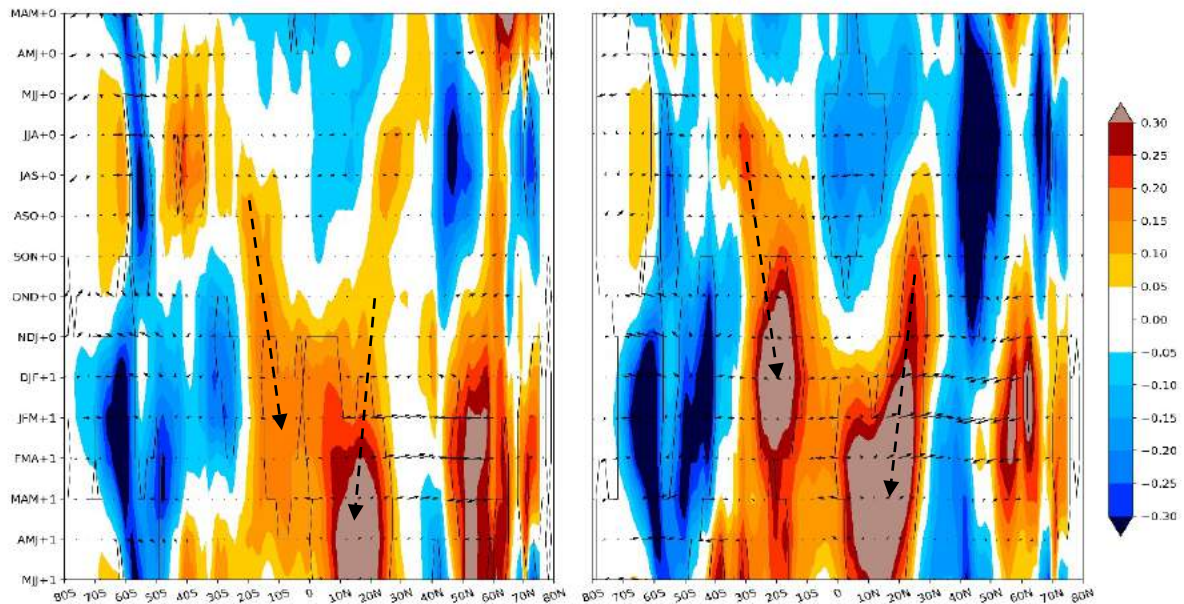


Figura 30 – Seção latitude por tempo das composições trimestrais de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de El Niño PC (lado esquerdo) e El Niño PL (lado direito). Média entre 60 – 20°O. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%. Setas pontilhadas pretas indicam o sentido da propagação das anomalias de TSM.

A Figura 31 apresenta a composição de anomalias de precipitação de JFM à MAM sobre o NEB de ambas as classificações de El Niño. Em anos de El Niño PC ocorre uma transição de condições úmidas no final do verão para condições próximas da normalidade durante o outono, mas as anomalias são muito fracas e na maioria do domínio não apresenta significância estatística. Na composição de El Niños PL, a maior parte dos estados do norte do NEB apresentam anomalias negativas de precipitação menores do que -120 mm no outono, confirmando que esse tipo de El Niño explica melhor os eventos de seca no norte do NEB, como já discutido em outros trabalhos (Andreoli et al., 2017, Rodrigues et al., 2011). Neste caso as anomalias são estatisticamente significativas. Tanto as composições de anomalias de TSM como as de precipitação dos eventos de El Niño PC apresentadas neste trabalho, são semelhantes às composições de El Niños mistos mostradas em Andreoli et al. (2017). Essa semelhança pode ser explicada pelo fato que grande parte dos El Niños PC classificados utilizando o ERA 20C foram classificados no referido trabalho como El Niño misto (Figura 18). Andreoli et al. (2017) mostram que as anomalias de TSM associadas aos El Niños mistos não induzem um forte transporte de umidade sobre o norte do NEB, e concluem que as anomalias de TSM no ATN associadas à esse tipo de El Niño não têm um papel importante na definição da estação chuvosa na região.

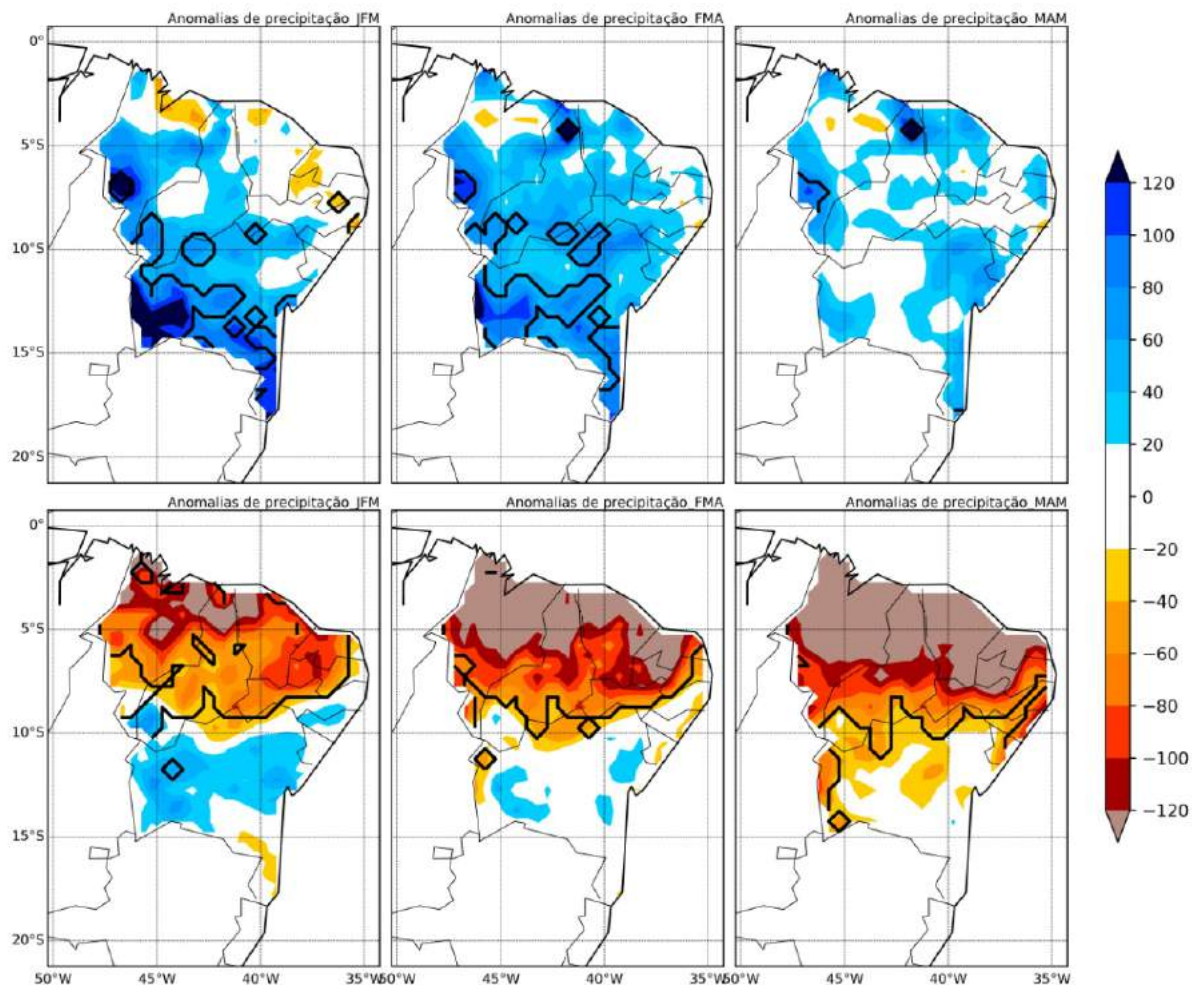


Figura 31 – Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e dos eventos de El Niño PL (abaixo). Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

### 5.3. Anomalias associadas à fase negativa da NAO independente da fase da AMO

Esta seção analisa as anomalias de circulação atmosférica e de TSM no Oceano Atlântico da primavera<sup>0</sup> até o outono<sup>+1</sup>. Também são discutidas as anomalias de precipitação sobre o NEB do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup>. Para a elaboração das composições foram considerados os 39 eventos da Tabela 5.

Nas composições da fase negativa da NAO é possível observar que as anomalias de vento de oeste começam a se desenvolver na parte oeste do ATN, entre 10 – 20°N, no final da primavera austral (OND) devido à formação de uma baixa pressão anômala nessa região (Figura 32). No trimestre seguinte, a anomalia ciclônica se intensifica e se expande para leste, de forma que as anomalias de vento de oeste ocupam toda extensão longitudinal do ATN acima de 10°N.

Durante DJF e JFM as anomalias de baixa pressão se mantêm intensas resultando nas máximas anomalias de vento de oeste na região entre 10 – 20°N. O início do desenvolvimento das anomalias de vento de sul no Atlântico tropical, entre 0 – 10°N, também ocorre durante o verão.

Do final da primavera austral para o início do verão se observa a propagação para leste das anomalias positivas de TSM ao norte de 10°N (Figura 33), seguindo o desenvolvimento das anomalias de vento de oeste. Já o aquecimento das águas próximas à faixa equatorial ocorre no verão, após o desenvolvimento das anomalias de vento de sul. As máximas anomalias de TSM ocorrem em FMA, associadas aos ventos de oeste anômalos no trimestre anterior. Em MAM se observa o enfraquecimento tanto das anomalias de vento de oeste, associado à retração das anomalias negativas de PNM nas latitudes mais altas do ATN, como das anomalias de vento de sul próximas ao equador (Figura 32). O ATN permanece anormalmente aquecido durante o outono austral, apesar do enfraquecimento das anomalias positivas de TSM em relação à FMA.

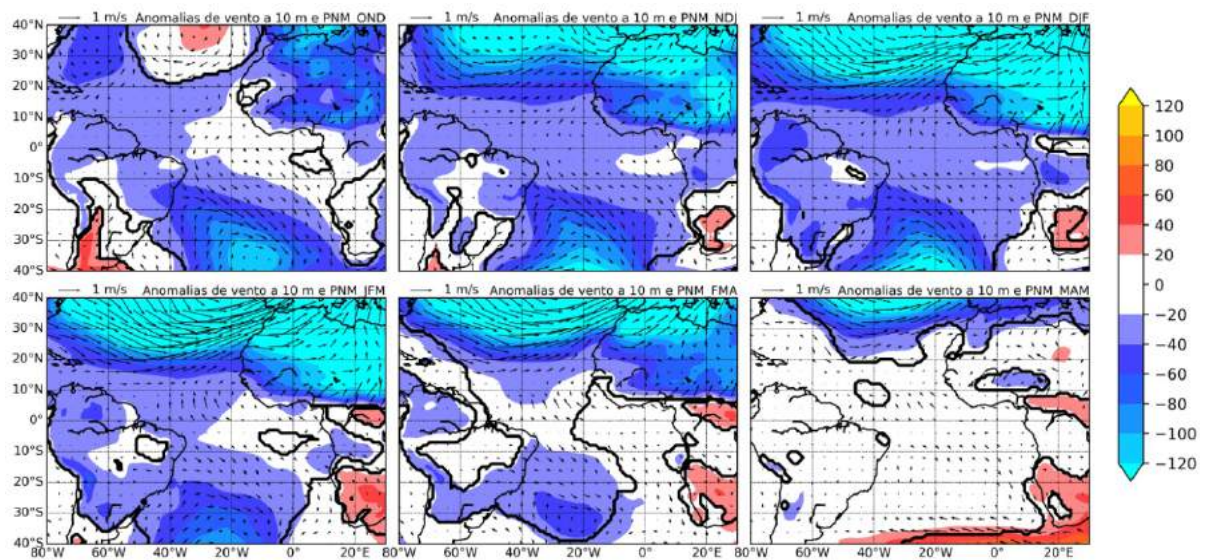


Figura 32 - Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10 m (m/s) da fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

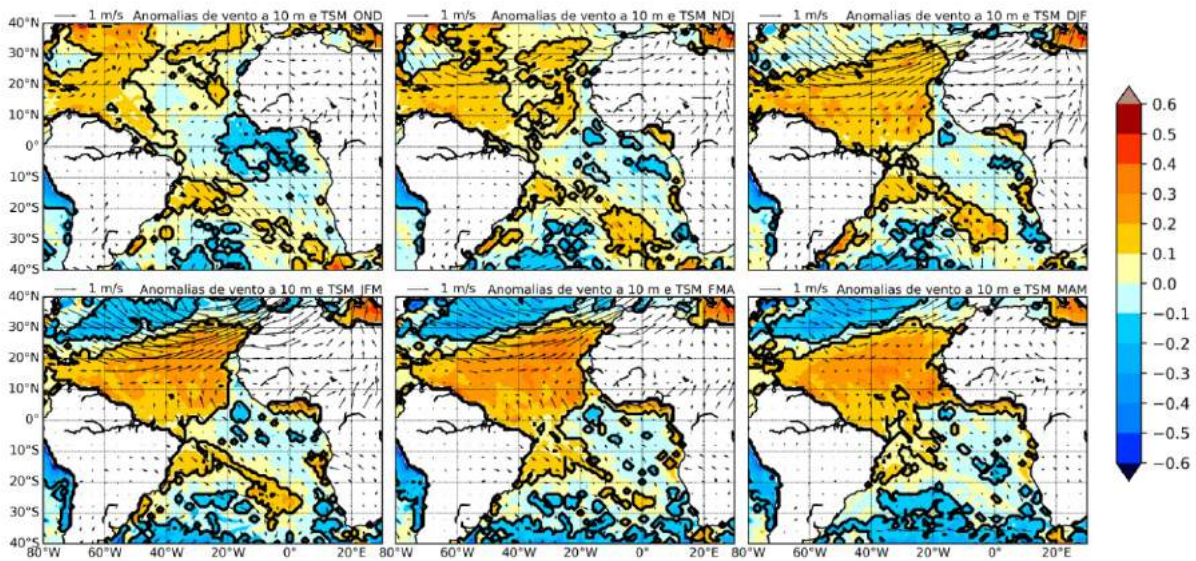


Figura 33 - Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10 m (m/s) da fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Assim como em anos de El Niño, o *WES feedback* também propaga as anomalias de TSM dos subtrópicos para latitudes mais baixas (Figura 34). No ATS, também é observada uma propagação de anomalias positivas de TSM que começa antes do que a propagação no Hemisfério Norte. No entanto, a forçante relacionada à essas anomalias não foi explorada nesse trabalho.

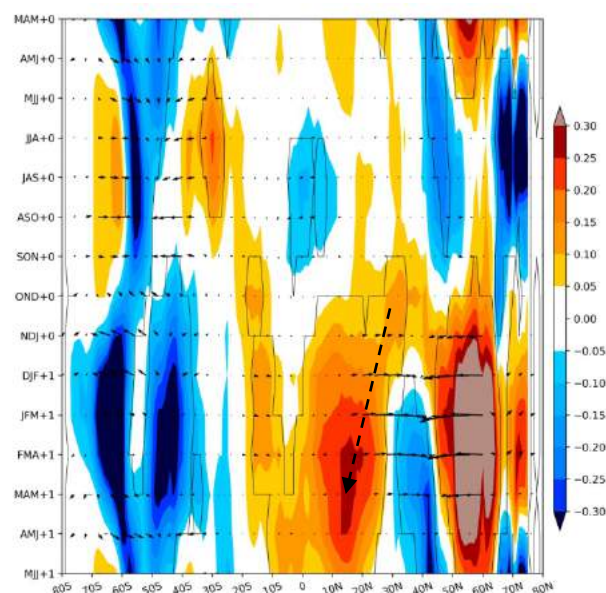


Figura 34 – Composições trimestrais de 1900 - 2010 da seção latitudinal pelo tempo das anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de NAO negativa. Média entre  $60 - 20^{\circ}\text{W}$ . Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.



Em relação às anomalias de precipitação relacionadas à fase negativa da NAO (Figura 35), nota-se uma transição de condições úmidas no sul do NEB durante o verão para condições em torno da normalidade em MAM. Um sinal de condições secas em MAM é observado no noroeste da região, no entanto estas anomalias são fracas e alcançam no máximo  $-60$  mm. Essas condições de precipitação próximas da neutralidade estão de acordo com as fracas anomalias positivas de TSM observadas no ATN em MAM (Figura 35).

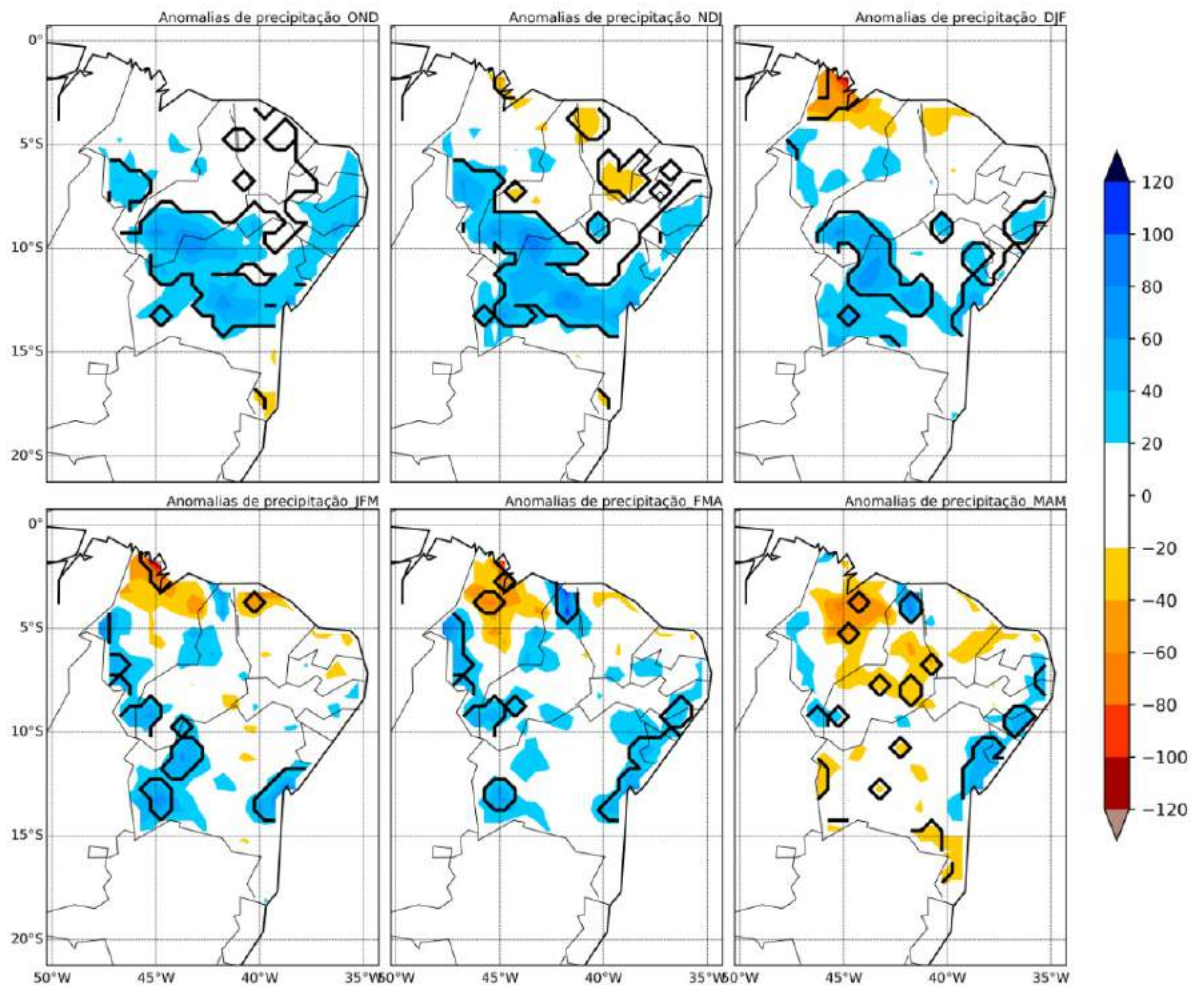


Figura 35 – Composições de OND, NDJ, DJF, JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos anos de fase negativa da NAO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

#### 5.4. Comparação das anomalias associadas aos tipos de El Niño e à NAO negativa

Para comparar o desenvolvimento das anomalias no ATN, independente da fase da AMO, foi utilizada a composição dos índices das componentes zonal e meridional do vento no

Atlântico Tropical, descritos na seção 3.2.5, dos eventos de El Niño PC, El Niño PL e NAO negativa.

O primeiro desses índices (Figura 36a) é uma estimativa do fortalecimento (valores negativos) ou enfraquecimento (valores positivos) dos ventos no flanco equatorial da ASAN. Neste, é notável a semelhança da evolução das anomalias associadas ao El Niño PL e a fase negativa da NAO, sendo o pico de ambos em JFM. No entanto, durante a NAO o índice é maior em todo o período do verão ao outono. Já nos El Niños PC o pico das anomalias de oeste também ocorre em JFM, no entanto a amplitude é menor do que nos dois anteriores e o decaimento deste é mais lento, de forma que as anomalias são mais intensas em MAM.

O segundo índice mede a intensidade das anomalias de vento zonal no norte do ATN (Figura 36b). As maiores anomalias são observadas nos eventos de El Niño PL, seguidas pelos eventos de El Niño PC e depois pelos anos de NAO negativa, sendo o pico dos três em JFM. Isso explica a magnitude do aquecimento nessa região associada a cada um desses fenômenos (Figura 29 e Figura 33). Também é possível observar no ATN que os eventos de El Niño PL são mais eficientes em induzir um escoamento anômalo de sul próximo ao equador (Figura 36c). Esse escoamento alcança o pico um trimestre após as máximas anomalias de vento de oeste, e são induzidas pelo aquecimento do ATN (Chang et al., 1997). O El Niño PC e a fase negativa da NAO também induzem um escoamento de sul, porém com magnitude menor do que os El Niños PL. Associado às anomalias de vento de sul observadas em eventos de El Niño PL, também é notado um fortalecimento dos alísios do ATS (Figura 36d).

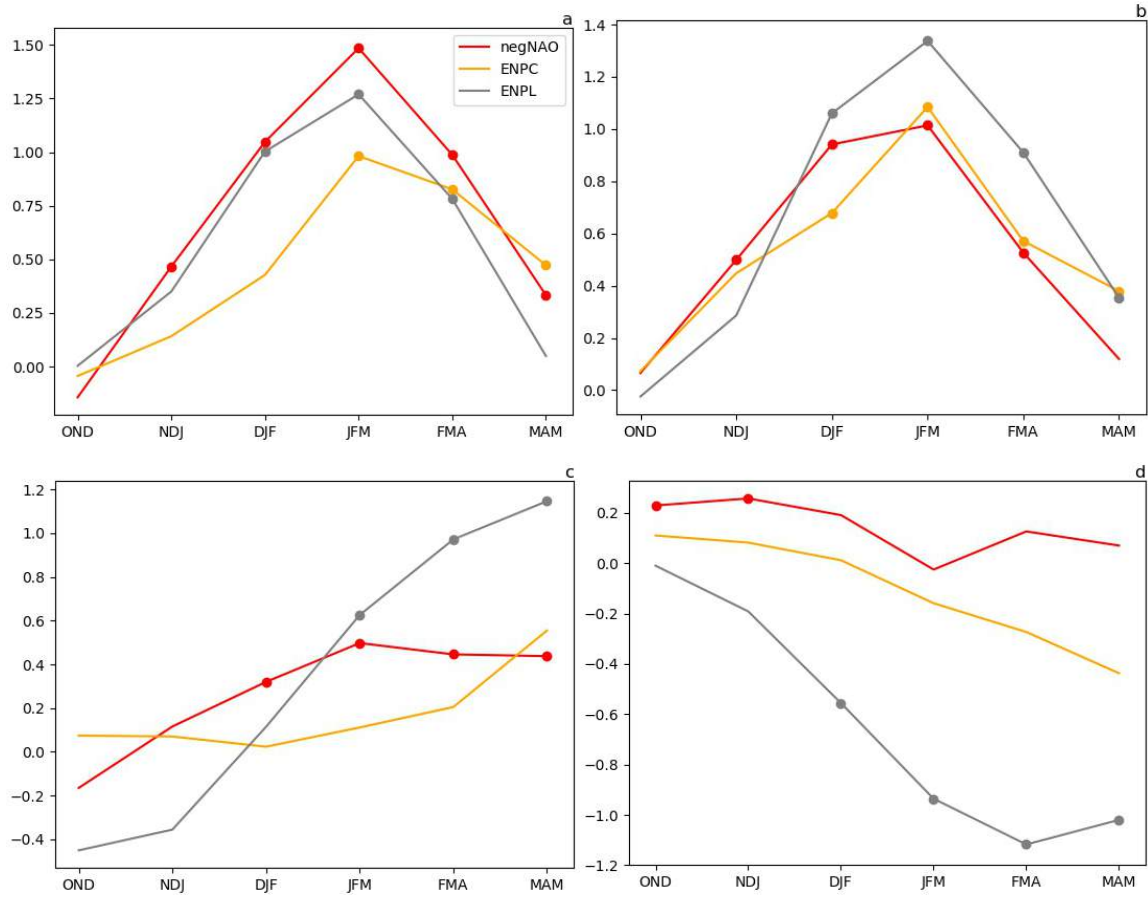


Figura 36 – Composições dos índices padronizados a)  $u_{ASAN}$  (média entre  $30-20^{\circ}N$  e  $20-60^{\circ}O$ ), b)  $u_{ATN}$  (média entre  $20-10^{\circ}N$  e  $20-60^{\circ}O$ ), c)  $v_{ATN}$  (média entre  $0^{\circ}-10^{\circ}N$  e  $20-60^{\circ}O$ ) e d)  $u_{ATS}$  (média entre  $0-10^{\circ}S$  e  $35^{\circ}O-0^{\circ}$ ). Valores marcados com um círculo são estatisticamente significativos ao nível confiança de 90%.

As maiores anomalias de vento de oeste associadas à fase negativa da NAO são observadas acima de  $20^{\circ}N$ . Abaixo dessa latitude, as maiores anomalias de vento de oeste são associadas aos eventos El Niño PL assim como as maiores anomalias de sul próximas ao equador. Consequentemente, as maiores anomalias positivas de TSM sobre o ATN também são observadas em anos de El Niño PL. A comparação entre o El Niño PC com a fase negativa da NAO indica que ambos modificam a circulação do ATN próxima à superfície de forma semelhante, resultando em anomalias positivas de TSM de magnitude similar.

## 5.5. Evolução sazonal das anomalias associadas às fases da AMO

As Figura 37 a Figura 40 mostram a evolução sazonal das anomalias de TSM e de vento no Atlântico associadas a cada fase da AMO. Essas anomalias representam, em média, quanto o campo básico em cada estação resfria ou aquece durante um ciclo completo da AMO. No

entanto, deve-se lembrar que a AMO, como qualquer outra oscilação, tem estágios de evolução (crescimento, fase madura, decaimento), de forma que essas anomalias seguem esse ciclo.

Entre o final da primavera e início do verão austral (Figura 37) há uma diminuição da extensão espacial das anomalias negativas de TSM e o enfraquecimento das anomalias de vento de leste sobre o ATN relacionadas à fase fria da AMO. Já na fase positiva, observa-se o fortalecimento das anomalias de vento de oeste e o aquecimento das águas no ATN, desta forma as anomalias positivas de TSM alcançam sua máxima magnitude em DJF. Neste trimestre, tanto as anomalias de vento de sul (entre 0 – 10°N) quanto as anomalias de vento de oeste (entre 10 – 20°N) são visíveis, representando a modulação do *WES feedback* no desenvolvimento das anomalias positivas de TSM.

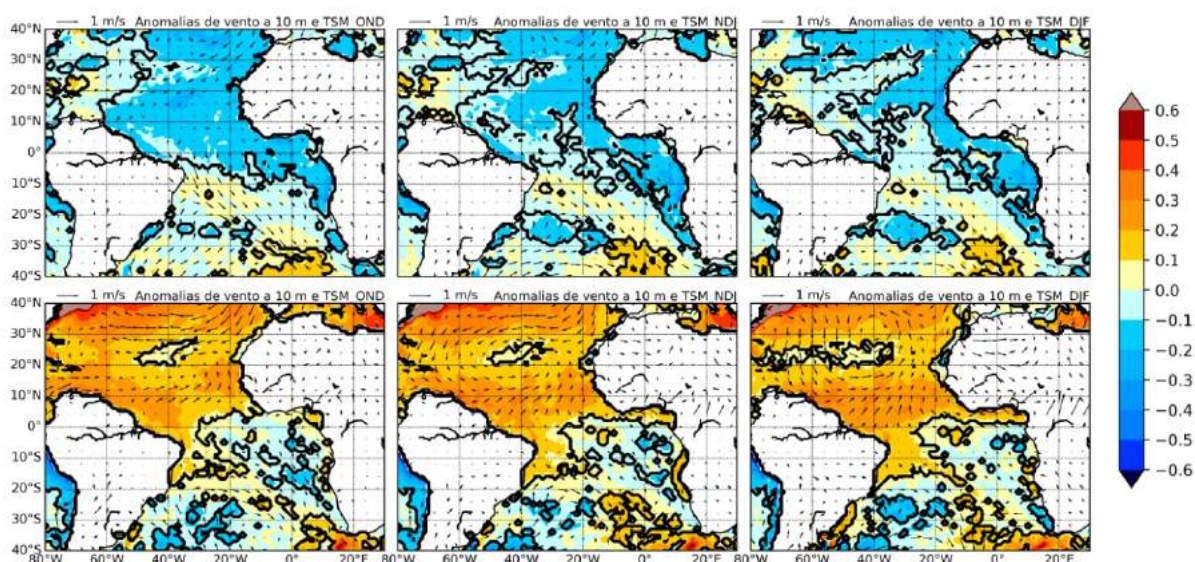


Figura 37 – Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) da fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Na transição do verão para o outono (Figura 38), ocorre uma redução das áreas de anomalias negativas de TSM relacionadas à fase fria da AMO, sendo o mínimo dessas anomalias alcançado em FMA. Já em MAM, as anomalias de TSM se expandem em relação ao trimestre anterior, mas não há sinais de fortalecimento dos ventos. Em relação a fase positiva da AMO, de JFM para MAM é observada uma redução das anomalias de vento de oeste (entre 10 – 20°N), de forma que somente as anomalias de sul (entre 0 – 10°N) persistem, o que está de acordo com o processo de evolução das anomalias de TSM no ATN (Amaya et al., 2017). Embora praticamente todo o ATN ainda esteja aquecido, há uma redução na região com anomalias de TSM com valores acima de 0,2°C comparado ao verão.

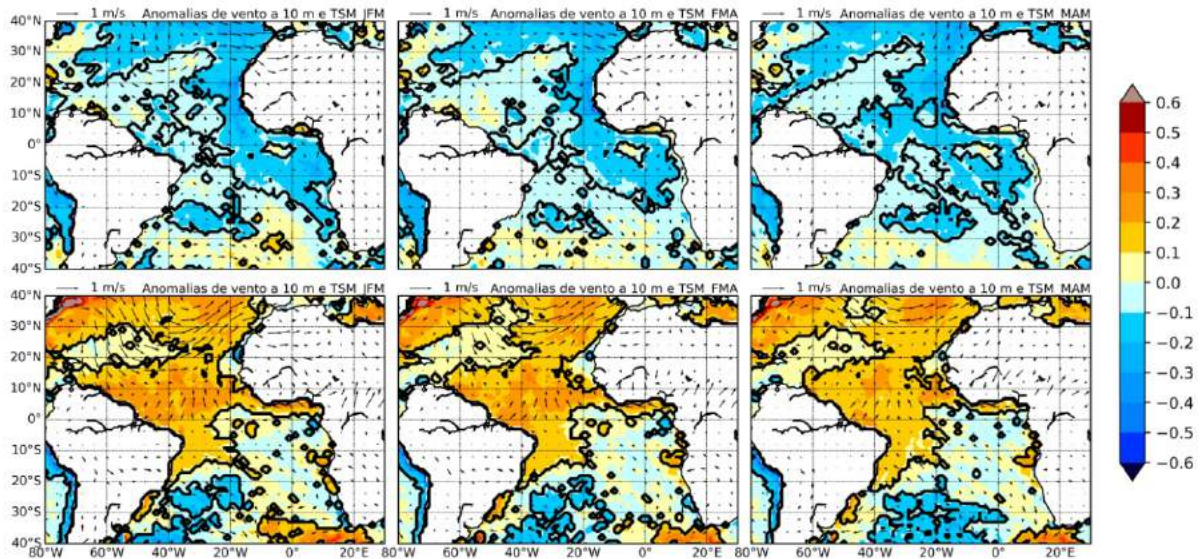


Figura 38 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Entre o outono e o inverno (Figura 39) da fase negativa, é observado um aumento gradativo das anomalias negativas de TSM, da componente de leste do vento, entre  $10 - 20^{\circ}\text{N}$ , e da componente de nordeste, entre  $0 - 10^{\circ}\text{N}$ . Uma evolução contrária é observada na fase positiva, com a redução das anomalias positivas de TSM e das anomalias de vento.

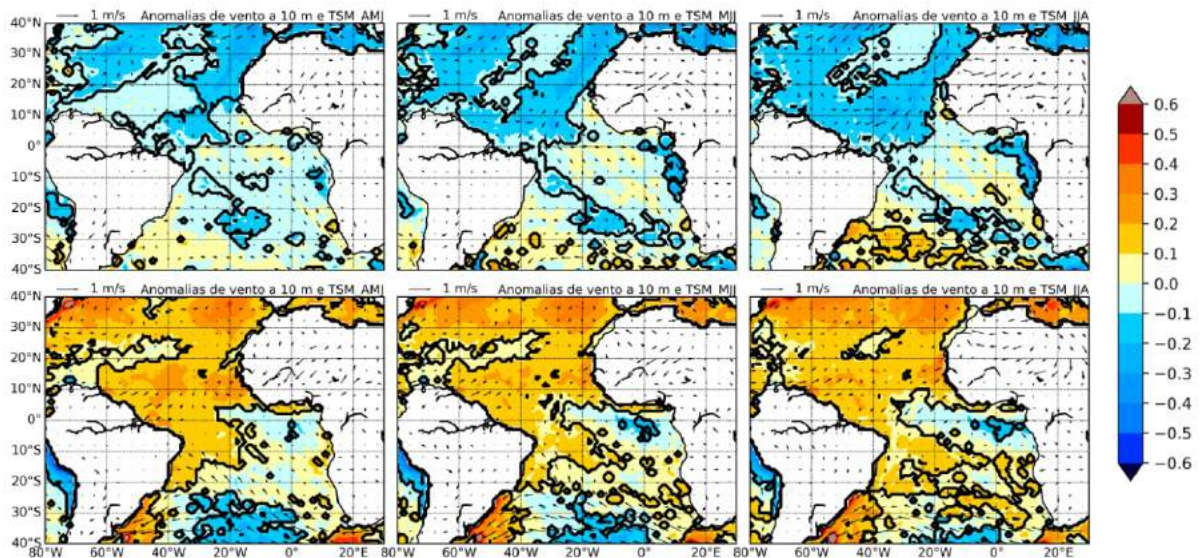


Figura 39 - Composições de AMJ, MJJ e JJA de 1900 - 2010 anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Para fechar o ciclo sazonal, a transição entre o inverno e a primavera austral (Figura 40) é marcada pelo pico das anomalias de TSM e vento da fase negativa da AMO entre JAS e ASO,

e o posterior decaimento. Na fase positiva da AMO nota-se o crescimento das anomalias de TSM e vento.

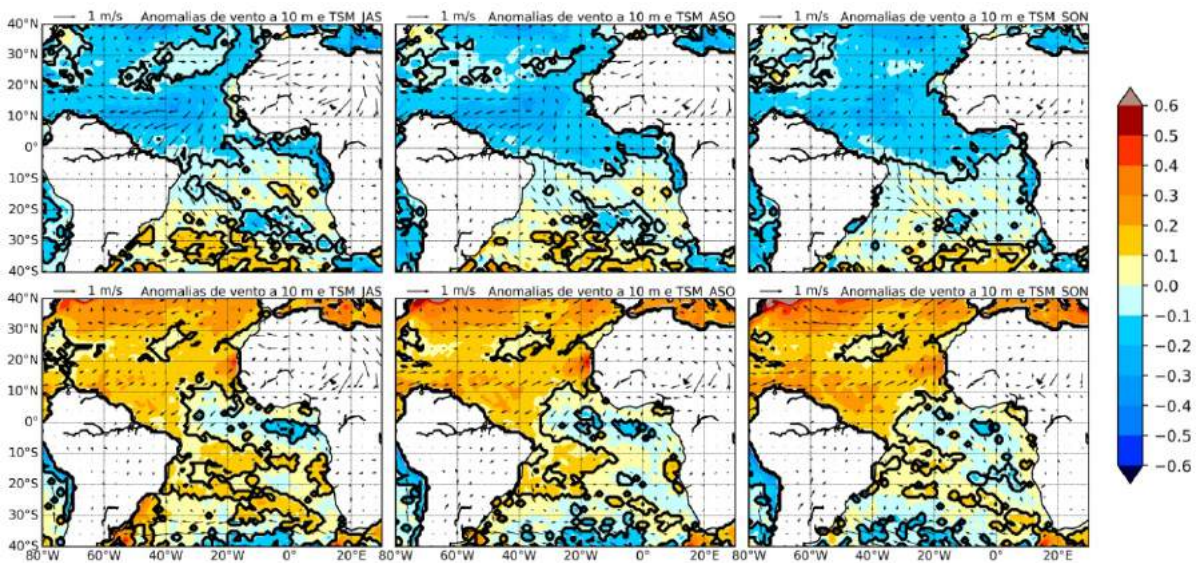


Figura 40 – Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10 m (m/s) das fases negativas (acima) e positivas (abaixo) da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Na evolução sazonal das anomalias de TSM nota-se uma diferença entre o pico das anomalias de TSM. Na fase positiva da AMO o pico das anomalias positivas ocorre no verão e no outono e as máximas anomalias negativas relacionadas à fase negativa da AMO são observadas no inverno e na primavera. Para explorar essa diferença, a Figura 41 apresenta a seção latitude x tempo das anomalias de TSM e vento a 10m na bacia do Atlântico sob ambas as fases da AMO. Nesta figura, fica clara a diferença de fase do pico das anomalias de TSM em todo o Atlântico Norte, com a evolução das anomalias de TSM seguindo o ciclo sazonal, indicando uma possível relação da evolução dessas anomalias com o campo básico. Isso corrobora com os resultados de Martín-Rey et al. (2018) que mostram que sob a fase negativa da AMO o modo de variabilidade do ATN, que ocorre principalmente no outono, passa de segundo para terceiro modo em porcentagem de variância explicada no Atlântico Tropical, enquanto na fase positiva a variância explicada por esse modo aumenta comparado à quando não há separação entre as fases da AMO. Uma hipótese seria que sob um estado básico mais quente aumentaria a variabilidade do ATN no outono. Mesmo assim, estudos mais aprofundados seriam necessários para explicar essa relação entre a evolução sazonal das anomalias de TSM associadas à AMO com o campo básico.

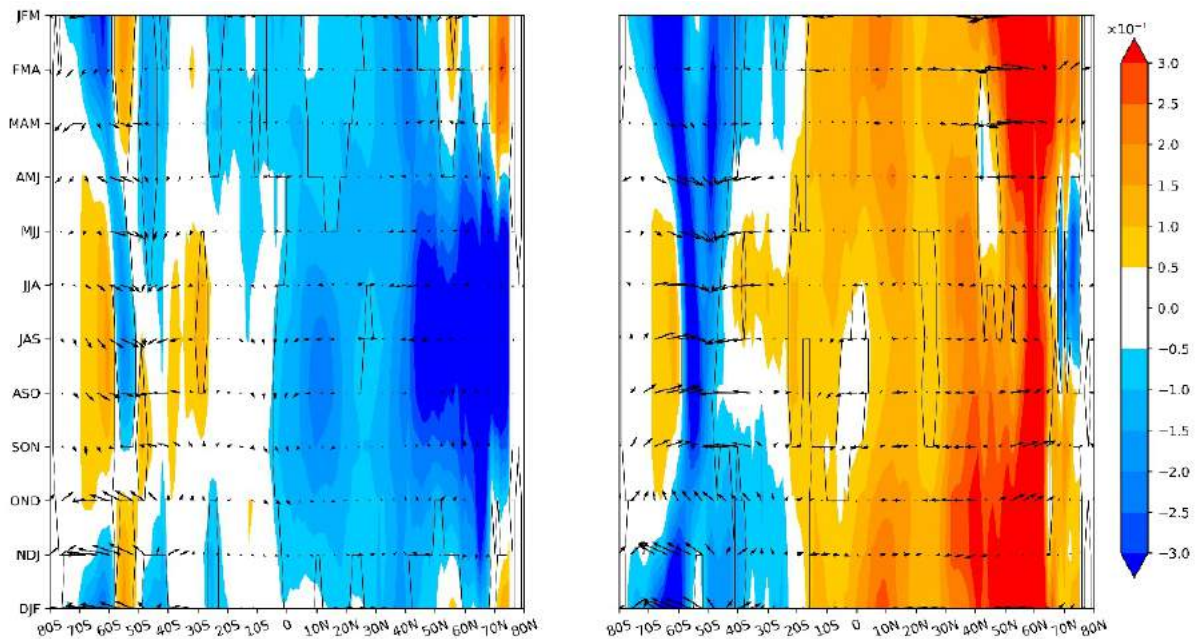


Figura 41 – Composição trimestrais de 1900 - 2010 da seção latitudinal pelo tempo das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) para os anos negativos (esquerda) e positivos (direita) da AMO. Média entre 60 – 20°O.

## 5.6. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase negativa da AMO

Nesta seção são mostradas as anomalias de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico Tropical do inverno<sup>0</sup> ao outono<sup>+1</sup> e de precipitação sobre o NEB do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup> associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase negativa da AMO.

A Figura 42 apresenta as composições das anomalias de geopotencial em 250 hPa desde o inverno até a primavera dos eventos de El Niño PC (acima) e El Niño PL (abaixo) quando a fase da AMO é negativa. Nesse período, fracas anomalias positivas de geopotencial são observadas no Pacífico tropical associadas ao El Niño PL, enquanto no El Niño PC praticamente não existe anomalias de geopotencial nesta região. O trem de ondas que se propaga no Hemisfério Sul tem uma estrutura mais zonalmente alongada na composição do El Niño PC, onde a baixa pressão que se forma sobre o Pacífico Sul se estende até centro-sul da América do Sul. Esse padrão se assemelha ao padrão PSA2 de Mo & Paegle (2001). Já o trem de ondas associado ao El Niño PL tem um raio de curvatura maior e assim só atinge o extremo sul da América do Sul, com padrão que se assemelha ao PSA1 (Mo & Paegle, 2001). No Atlântico Sul, um dipolo de anomalias de geopotencial é observado no inverno em ambas as classificações, com anomalias positivas nas latitudes médias e anomalias negativas nas latitudes subtropicais e tropicais. No entanto, os centros desse dipolo são mais intensos na composição

de El Niño PL. Na primavera, as anomalias de geopotencial no Atlântico Sul diminuem de amplitude, e o dipolo só persiste na composição de El Niño PL.

As composições de anomalias de PNM do inverno à primavera são apresentadas na Figura 43. Nos eventos de El Niño PC são observadas anomalias negativas de PNM sobre toda a América do Sul enquanto nos eventos de El Niño PL essas anomalias se concentram no centro-sul do continente durante o inverno. Na transição do inverno para a primavera essas anomalias se expandem para leste e no final desse período as anomalias negativas de PNM se localizam próximas ao extremo sul da África no El Niño PC e entre a África e a América do Sul no El Niño PL. Na composição de El Niño PL são observadas anomalias positivas de PNM sobre o Atlântico tropical, assim como ocorre na composição desses eventos sem distinção das fases da AMO. Desta forma, essas anomalias fortalecem o gradiente de anomalias de pressão intensificando os ventos anômalos de noroeste e resultando numa taxa de aquecimento entre 10 - 30°S maior no El Niño PL do que nos eventos de El Niño PC (Figura 44).

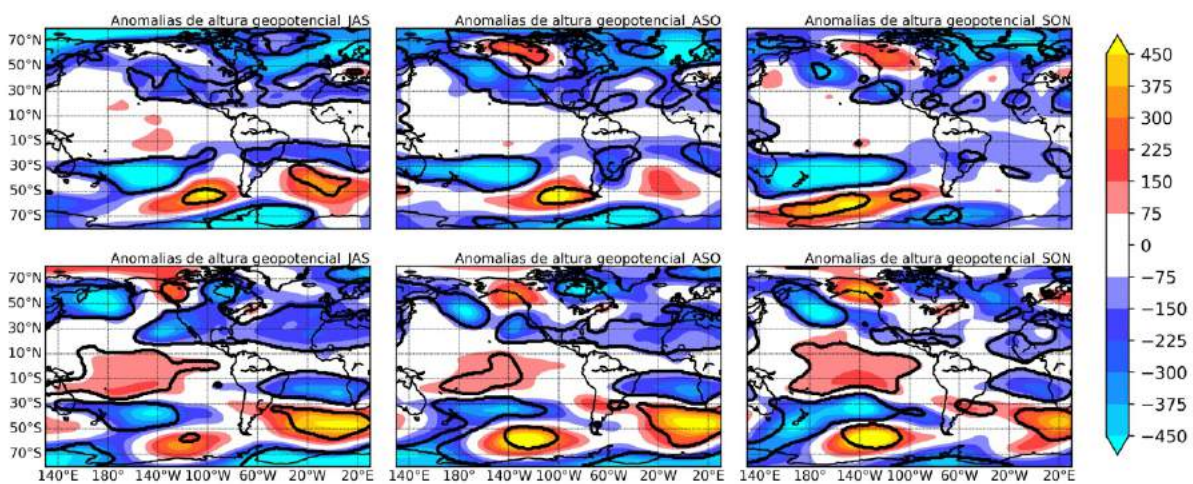


Figura 42 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.



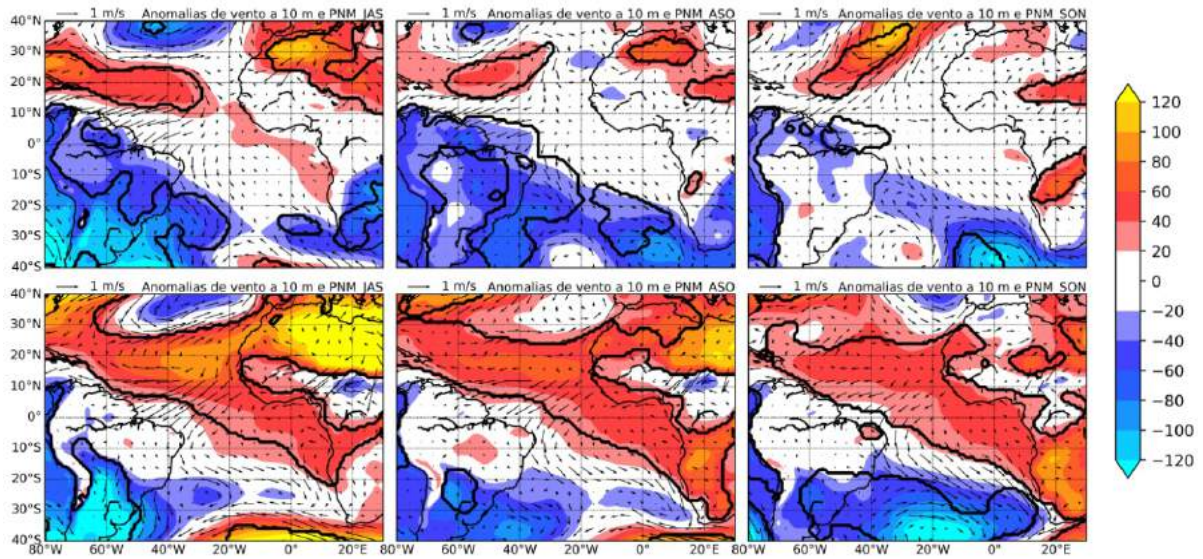


Figura 43 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

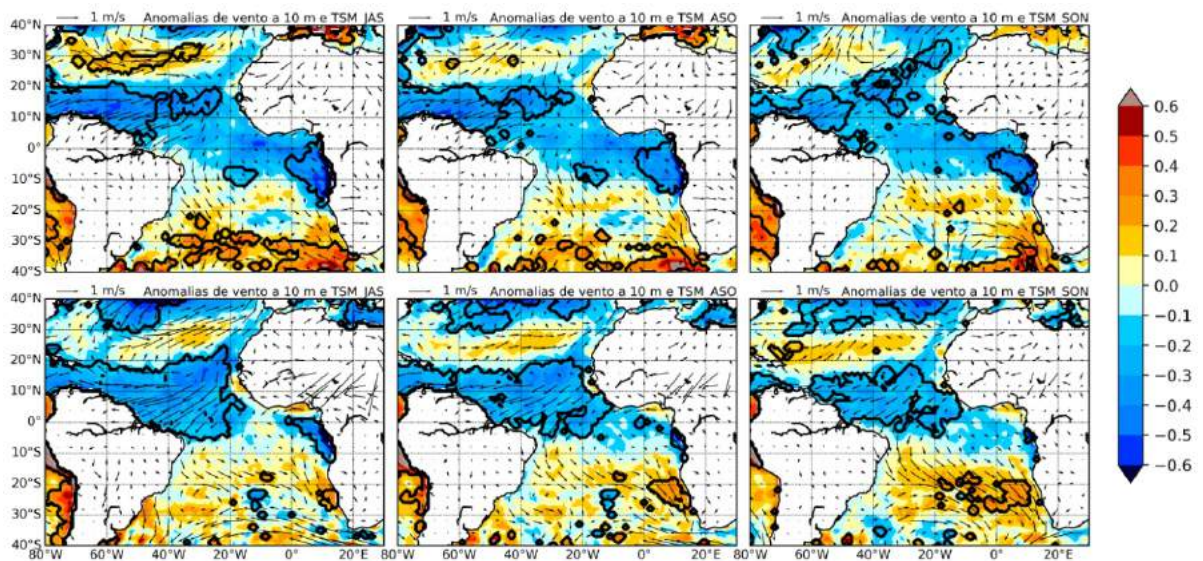


Figura 44 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Entra a primavera e o verão, as anomalias positivas de geopotencial em altos níveis da região tropical se configuram em NDJ nos eventos de El Niño PC, enquanto na composição dos El Niños PL essas anomalias se intensificam (Figura 45). Nos dois tipos de El Niño, as anomalias de geopotencial em latitudes médias e altas assumem uma maior simetria zonal e a anomalia negativa de geopotencial em 250 hPa no Atlântico Sul se intensifica (Figura 45). Como pode ser observado na Figura 46, em baixos níveis as anomalias negativas de PNM também assumem uma maior extensão zonal na composição de ambos os tipos de El Niño. Na

composição de El Niño PL as anomalias negativas são mais intensas e ocupam uma área maior no Atlântico Sul do que na composição de El Niño PC. Com a aproximação do verão essas anomalias negativas de PNM vão se limitando às latitudes mais altas, com consequente diminuição da intensidade das anomalias de vento de noroeste no ATS. As maiores anomalias de TSM (Figura 47) na composição de ambos os tipos de El Niño se limitam ao sul de 10°S associadas aos ventos anômalos de noroeste. Próximo ao equador essas anomalias são de menor magnitude.

No Hemisfério Norte, os centros padrão PNA do Pacífico Norte e da América do Norte começam a se caracterizar no final da primavera, mas no Atlântico Norte os centros característicos deste padrão ainda não são observados, como mostra as anomalias de geopotencial em 250 hPa de ambos os tipos de El Niño (Figura 45). O trem de ondas assume seu padrão característico em DJF na composição de El Niño PL, enquanto no El Niño PC os centros do Atlântico Norte ainda não estão caracterizados.

Em baixos níveis, as anomalias de PNM em ambos os tipos de El Niño (Figura 46) evolui seguindo o que foi observado em altos níveis. Em OND, não há sinais de enfraquecimento da ASAN, mas com o passar do tempo as anomalias positivas de PNM observadas em OND vão sendo substituídas por anomalias negativas nos El Niños PL. Em DJF, intensas anomalias negativas de PNM são observadas na composição de El Niño PL, enquanto na composição de El Niño PC essas anomalias são fracas e ocupam uma região menor do Atlântico Norte. Associado à isso, as anomalias de vento de oeste ao norte de 10°N, e consequentemente de TSM (Figura 47), se desenvolvem mais rapidamente durante os eventos de El Niño PL.

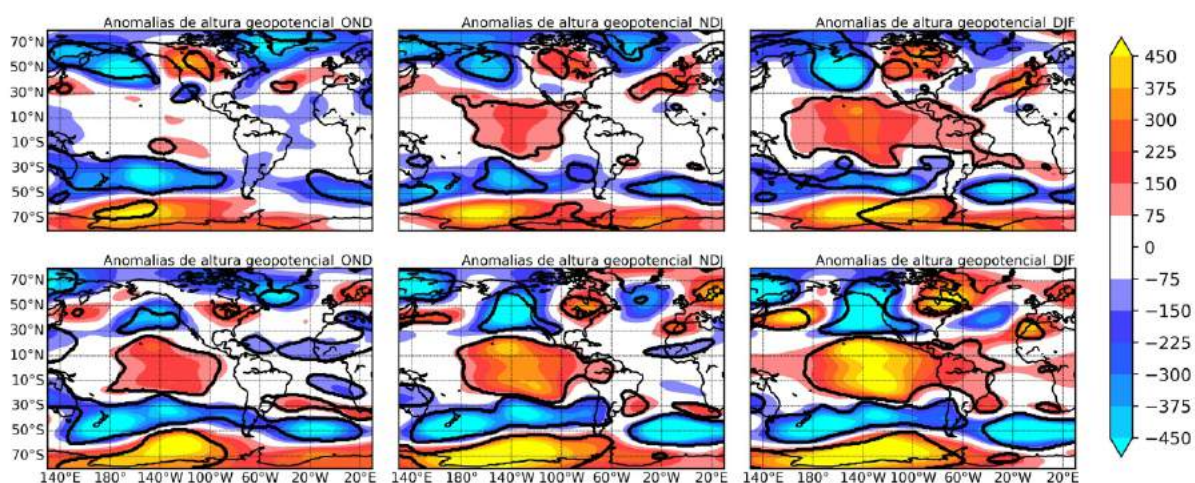


Figura 45 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

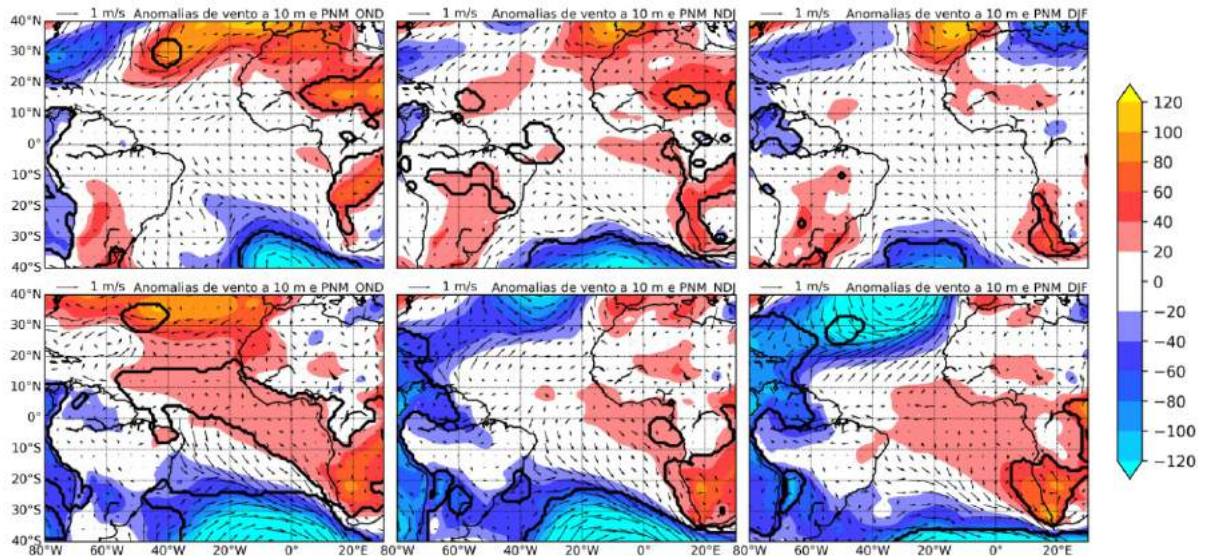


Figura 46 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

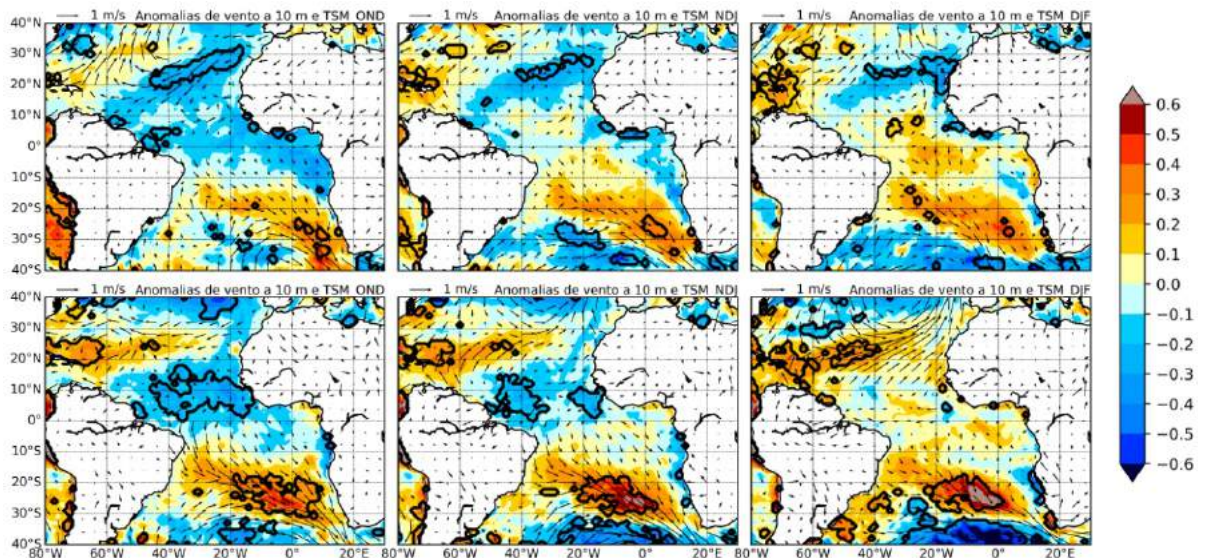


Figura 47 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Nas anomalias de geopotencial em 250 hPa dos eventos de El Niño PC (Figura 48), no final do verão (JFM) e início do outono (FMA) os centros do trem de ondas no Atlântico Norte se intensificam. Ao mesmo tempo, em baixos níveis é notado o enfraquecimento da ASAN resultando em anomalias de vento de oeste ao norte de 10°N (Figura 49). Tanto as anomalias negativas de PNM quanto as anomalias de vento persistem até MAM. As anomalias de TSM (Figura 50) dos eventos de El Niño PC se concentram em uma estreita faixa, entre 10 – 20°N, associadas às anomalias de vento de oeste nessa região. As anomalias de vento de sul são fracas,

de forma que o aquecimento próximo ao equador é pequeno (Figura 50). As anomalias positivas de TSM no ATS se intensificam no El Niño PC até JFM, associadas a uma baixa anômala no Atlântico Sul próxima à costa leste da América do Sul (Figura 49), resultante do PSA, que induz um escoamento de norte e aquece as águas ao sul da linha do equador. Essas anomalias positivas enfraquecem conforme a baixa anômala do Atlântico Sul se desintensifica na transição do verão para o outono. No entanto, a faixa equatorial do ATS se mantém aquecida durante MAM, não ocorrendo a formação de um AMM bem definido nessa estação.

Na transição do verão para o outono, o trem de ondas associados ao El Niño PL, observado na Figura 48, diminui de amplitude e em baixos níveis as anomalias negativas de PNM no Atlântico Norte também enfraquecem (Figura 49). Assim, as anomalias de vento de oeste diminuem de FMA para MAM, e as máximas anomalias positivas de TSM ao norte de 10°N são observadas em FMA. As maiores anomalias positivas de TSM no ATN estão localizadas próximas à costa da África, associadas ao intenso escoamento anômalo de sul que cruza o equador. Essas anomalias de vento de sul resultam das anomalias positivas de PNM, que persistem no ATS durante o período do verão ao outono e que enfraquecem o gradiente de pressão do Atlântico Tropical.

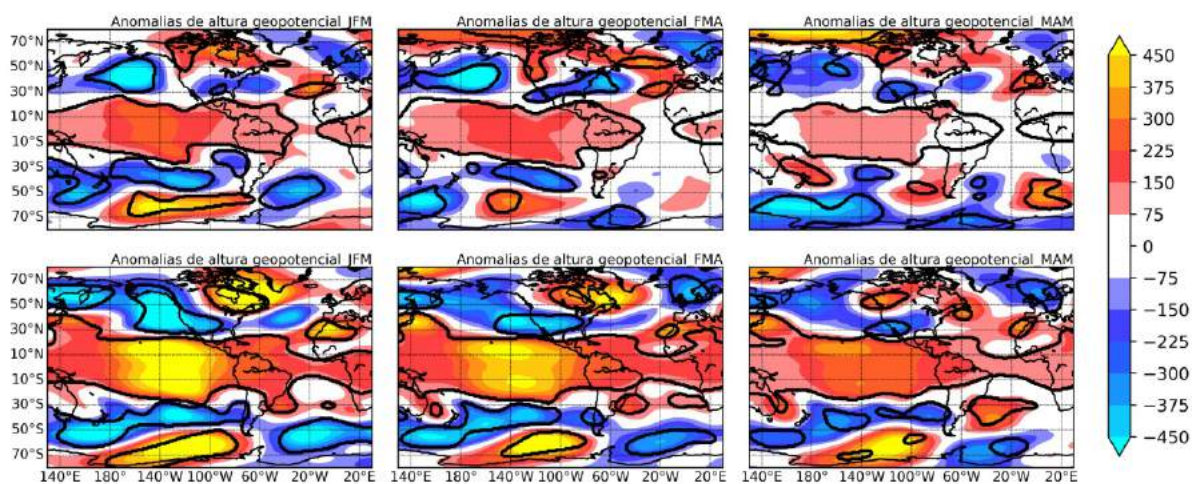


Figura 48 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

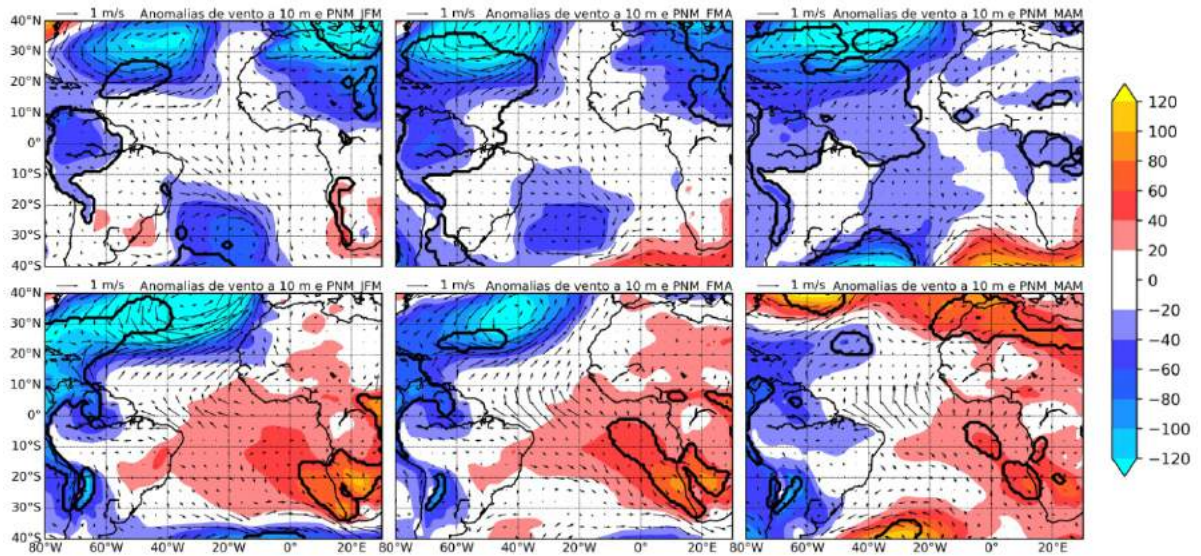


Figura 49 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

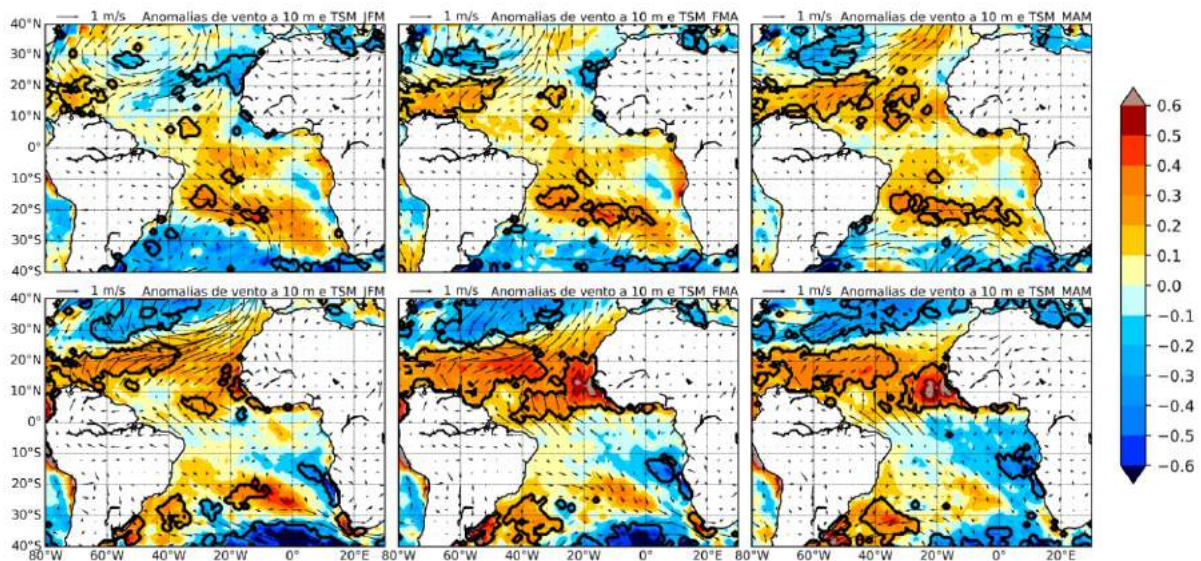
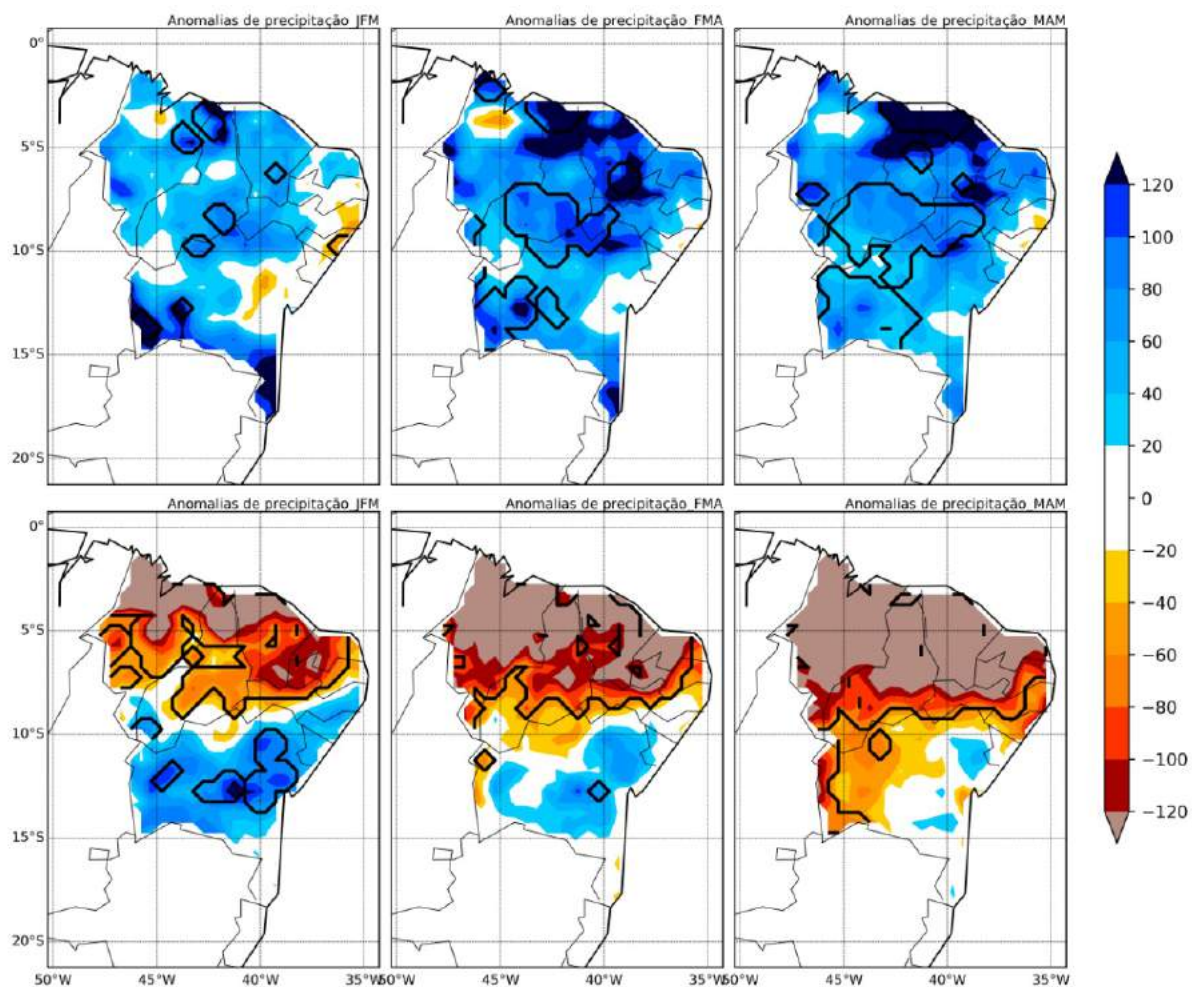


Figura 50 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Em anos de El Niño PC, observa-se a ocorrência de anomalias positivas de precipitação sob quase todo o NEB (Figura 51). Isto pode estar associado ao fraco AMM que se forma em conjunto com o posicionamento da ZCIT mais ao sul em anos de AMO negativa (Knight et al., 2006). A composição de anomalias de TSM de eventos de El Niño PC e AMO negativa em Figliuolo (2017) mostram a formação de um AMM positivo no Atlântico tropical durante o outono e consequentemente condições secas são observadas no norte do Nordeste na

composição de anomalias de precipitação de MAM. Assim, nota-se uma grande sensibilidade desses tipo de El Niño ao método de seleção empregado.

As anomalias de precipitação em anos de El Niño PL mostram uma configuração espacial muito semelhante às anomalias sem considerar a distinção das fases da AMO (Figura 31). No entanto, a magnitude das anomalias de chuva na combinação da fase negativa da AMO e El Niño PL é maior. Ao contrário do que é observado em anos de El Niño PC, se forma um intenso gradiente de anomalias de TSM entre o ATN e o ATS, mesmo com a redução geral do aquecimento no ATN, em comparação à composição de anomalias de TSM de MAM independente da fase da AMO (Figura 29). O maior resfriamento do ATS é condizente com a teoria, já que sob um estado mais simétrico da ZCIT em relação ao equador, associado à fase negativa da AMO, ocorre uma maior conexão entre a variabilidade ao norte e ao sul do equador, com o aquecimento do ATN induzindo um maior resfriamento no ATS (Okajima et al., 2003; Xie, 1999). Figliuolo (2017) também encontrou condições de seca relacionadas à combinação entre El Niño PL e AMO negativa, no entanto abrangendo uma área menor e sem significância estatística.



*Figura 51 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.*

## **5.7. Anomalias associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase positiva da AMO**

Nesta seção são mostradas as anomalias de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico Tropical do inverno<sup>0</sup> ao outono<sup>+1</sup> e de precipitação sobre o NEB do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup> associadas aos dois tipos de El Niño sob a fase positiva da AMO.

As composições de anomalias de altura geopotencial em 250 hPa do inverno até a primavera são apresentadas na Figura 52. Em ambas as classificações de El Niño, o padrão PSA resulta em um dipolo de anomalias de geopotencial sobre o Atlântico Sul e em baixos níveis tem-se uma propagação para leste das anomalias negativas de PNM que se formam no Atlântico Sul (Figura 53).

Nas anomalias de PNM dos eventos de El Niño PC (Figura 53), as anomalias negativas de pressão rapidamente se desintensificam do inverno para a primavera, de forma que em SON praticamente todo o ATS atinge condições de neutralidade. Assim, as maiores anomalias de vento ocorrem em JAS associadas ao sistema anômalo de baixa pressão instalado próximo à costa da América do Sul, e conseqüentemente as maiores anomalias positivas de TSM ao sul de 10°S ocorrem no trimestre seguinte (Figura 54). Em SON as águas próximas à costa da África se mostram anormalmente aquecidas, porém esse aquecimento não estaria associado às anomalias de vento.

Por outro lado, as anomalias negativas de PNM no Atlântico Sul, associadas à teleconexão do El Niño PL, persistem até a primavera e alteram os padrões de circulação do ATS (Figura 53). Anomalias de vento de noroeste associadas à essa baixa anômala são observadas próximas às costas da América do Sul e da África. Nas anomalias de TSM (Figura 54), as maiores anomalias positivas, relacionadas às anomalias de vento, ocorrem ao sul de 20°S em JAS. Com o passar do tempo essas anomalias de TSM se propagam para latitudes mais baixas e em SON todo o ATS ao sul de 10°S apresenta anomalias maiores do que 0,2 °C.

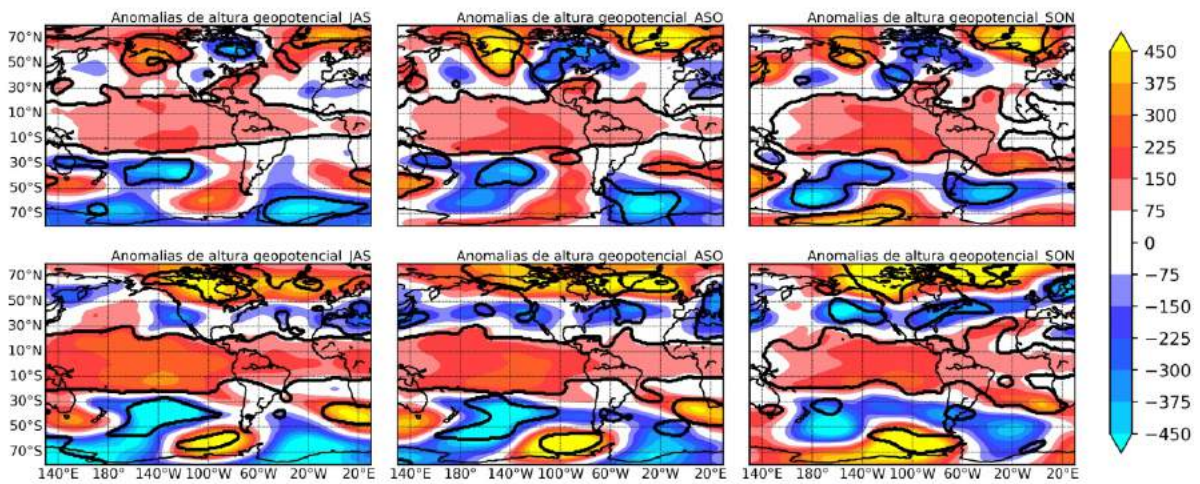


Figura 52 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

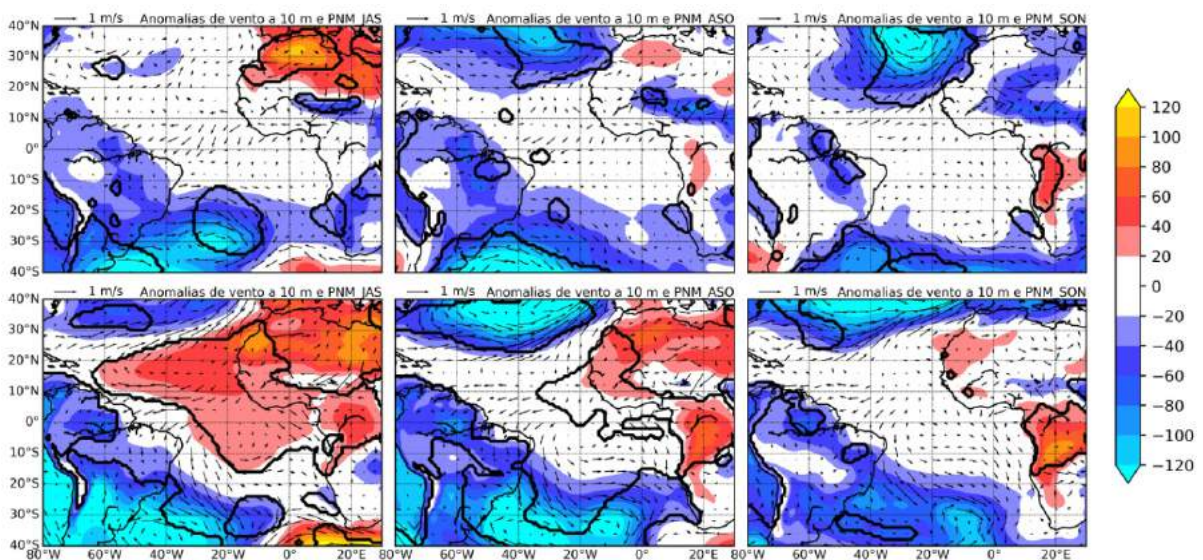


Figura 53 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.



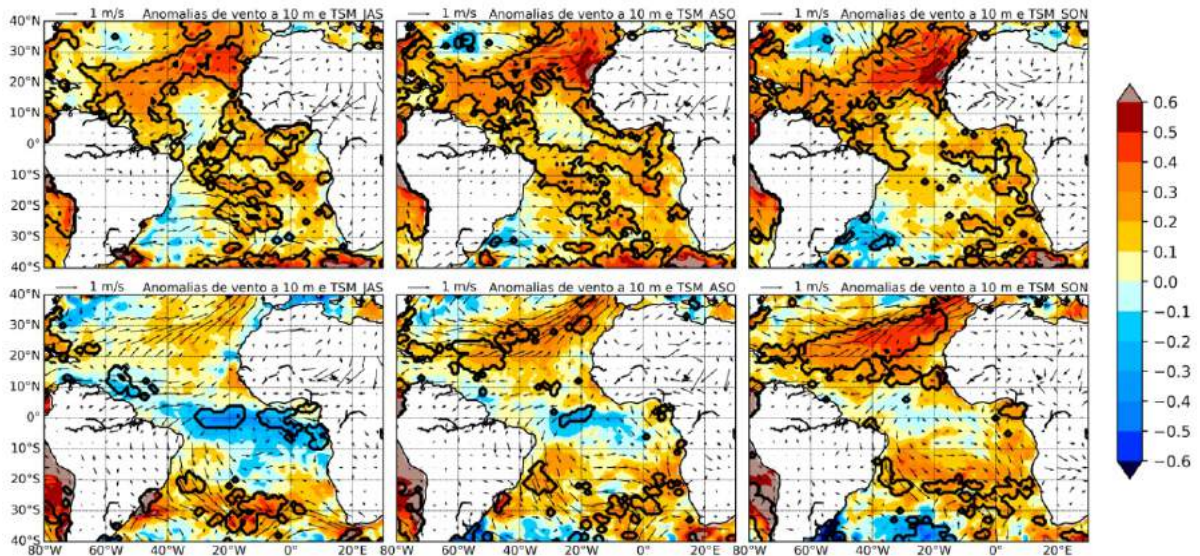


Figura 54 - Composições de JAS, ASO e SON de 1900 - 2010 das anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Entre a primavera e o verão, em ambos os tipos de El Niño, as anomalias de geopotencial em 250 hPa (Figura 55) nas latitudes médias e altas do Hemisfério Sul passam para um estado mais zonalmente simétrico e em baixos níveis as anomalias negativas de PNM no Atlântico Sul se limitam ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$ .

As anomalias de PNM de eventos de El Niño PC mostram que mesmo com as anomalias negativas de pressão se limitando à uma pequena região na extremidade sul do ATS, essas induzem um escoamento anômalo de noroeste em NDJ e DJF (Figura 56). Assim, uma banda de anomalias positivas de TSM, com orientação noroeste-sudeste, que cruza o ATS é observada nesse período (Figura 57).

Em OND, as anomalias de PNM dos eventos de El Niño PL são negativas no Atlântico Sul, induzindo escoamento anômalo de noroeste no ATS principalmente a leste de  $20^{\circ}\text{O}$  (Figura 56). Essas anomalias são acompanhadas pelo aquecimento das águas na região, que chegam a ultrapassar  $0,6^{\circ}\text{C}$  no verão ao sul de  $10^{\circ}\text{S}$  (Figura 57). Ao sul do equador, as anomalias de TSM alcançam valores de até  $0,6^{\circ}\text{C}$  em algumas regiões em resposta aos ventos anômalos de norte que se formam da primavera ao verão.

Nas médias latitudes do Hemisfério Norte, enquanto o padrão PNA associado ao El Niño PL se mostra bem caracterizado, o mesmo trem de ondas associado ao El Niño PC não parece alterar os padrões de circulação das médias latitudes da mesma forma, como mostram as anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (Figura 55). Especificamente, não se observa um aprofundamento tão intenso da baixa das Aleutas, e as anomalias positivas de geopotencial,

geralmente observadas sobre a América do Norte, situam-se nas altas latitudes do Atlântico Norte.

As composições de PNM desde a primavera até o verão do El Niño PC mostram que mesmo sem um trem de ondas bem caracterizado em altos níveis, anomalias negativas de PNM predominam na região da ASAN (Figura 56). Os ventos anômalos de sudoeste predominam ao norte de 10°N, resultando no aquecimento dessa região do ATN (Figura 57).

Em relação ao El Niño PL, as anomalias negativas de PNM são primeiramente notadas próximas à costa da América do Norte em OND, ao mesmo tempo que anomalias de vento de sudoeste começam a se desenvolver nessa região. Com a aproximação do verão essas anomalias de PNM se expandem para leste, juntamente com as anomalias de vento de noroeste. Assim, as máximas anomalias de TSM são observadas próximas à costa da América do Norte, associadas à maior persistência das anomalias de vento de sudoeste nessa região.

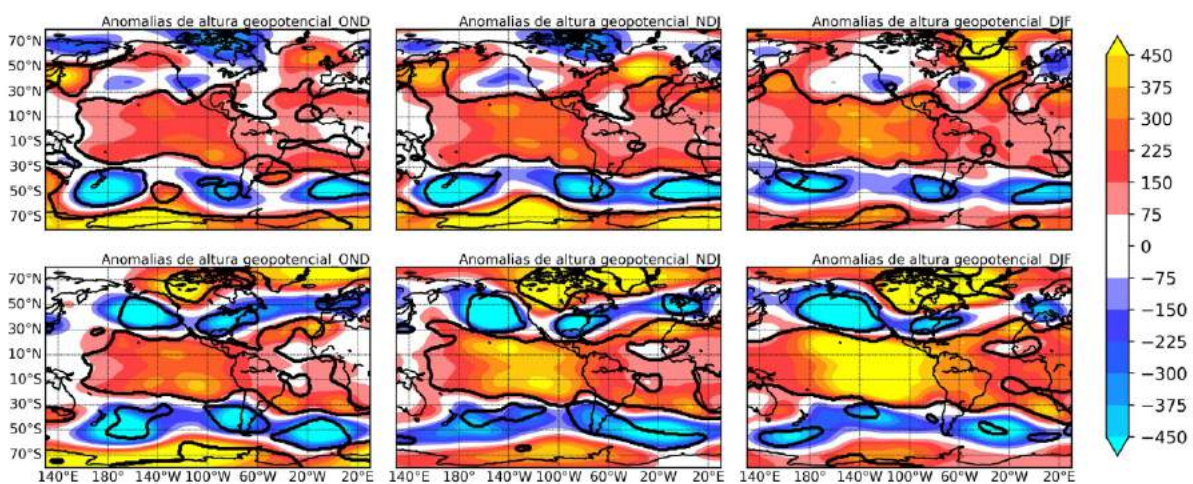


Figura 55 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

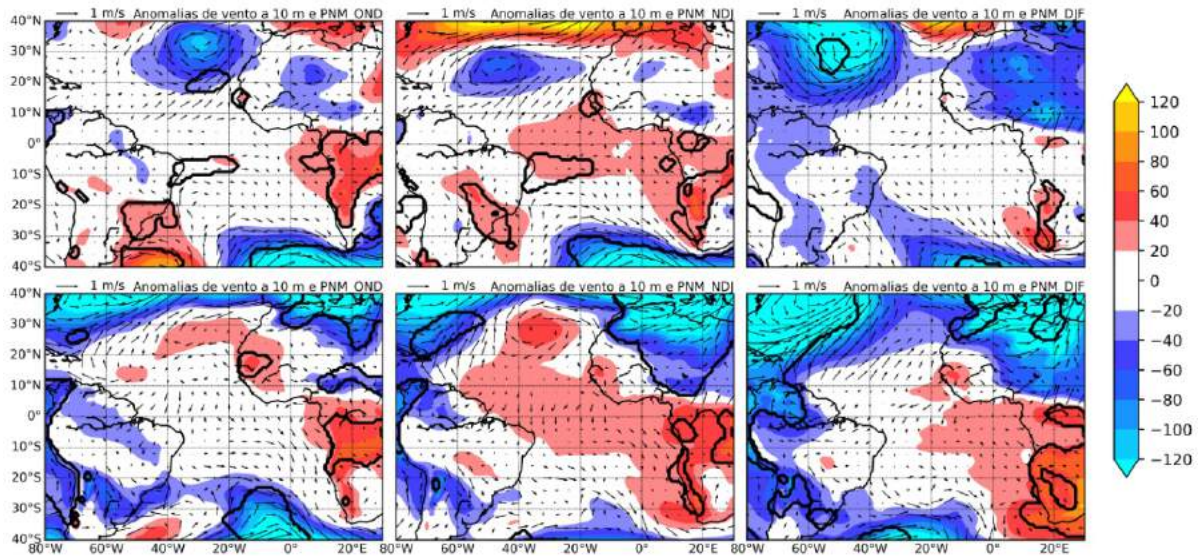


Figura 56 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

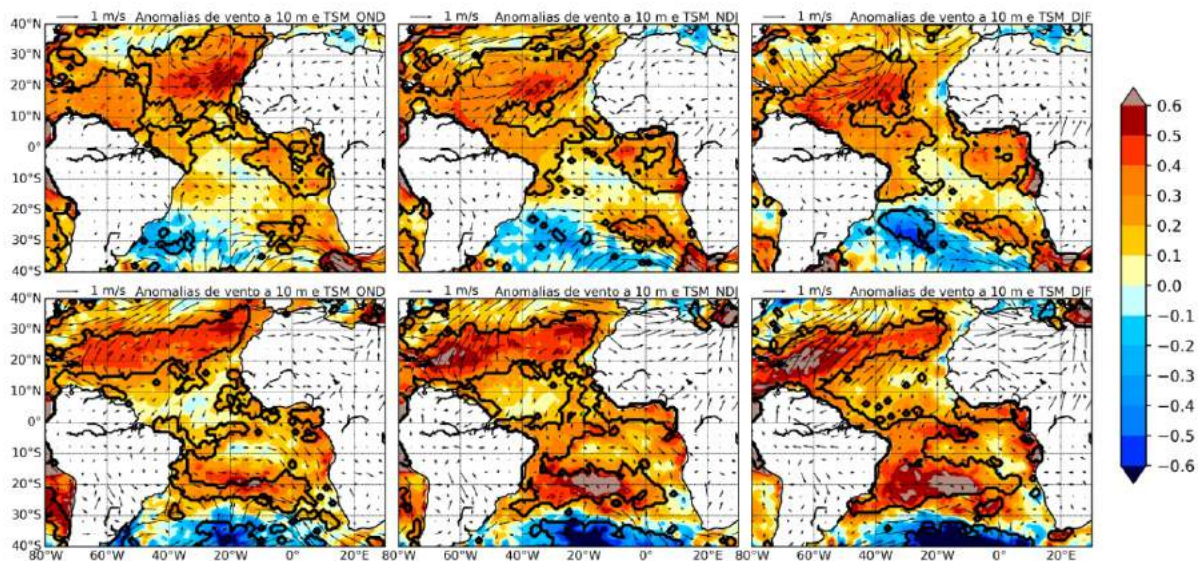


Figura 57 - Composições de OND, NDJ e DJF de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Do verão ao outono, o padrão PNA associado ao El Niño PC se assemelha mais ao padrão clássico, embora as anomalias nos centros desse trem de ondas sejam pequenas (Figura 58). As anomalias negativas de pressão próximas à superfície (Figura 59) ocupam uma extensa área ao norte de 20°N, impondo ventos anômalos de sudoeste principalmente no oeste do ATN. Ao sul do equador, anomalias positivas de PNM são observadas em MAM e estariam associadas a um trem de ondas que resulta em anomalias positivas de geopotencial em 250 hPa e de PNM

no Atlântico Sul. Assim, forma-se um dipolo de anomalias de pressão superficial que enfraquece o gradiente de pressão no Atlântico tropical.

O padrão PNA associado aos eventos de El Niño PL diminui de intensidade do verão para o outono (Figura 58). Em baixos níveis, as anomalias negativas de PNM atingem máxima intensidade e extensão zonal sobre o ATN em JFM, e enfraquece depois disso (Figura 59). Durante todo o período do verão para o outono são observadas anomalias de vento de sul próximas ao equador e anomalias de ventos de sudoeste acima de 10°N.

Os padrões de anomalias TSM associados às anomalias de circulação no Atlântico tropical podem ser observados na Figura 60. O maior aquecimento relacionado aos El Niños PC ocorre entre 10 - 30°N, associado às intensas anomalias de vento de sudoeste. Próximo ao equador predominam anomalias de vento de sul em MAM associadas ao gradiente anômalo de pressão. Esse escoamento anômalo mantém as anomalias positiva de TSM nessa região, e aquecem as águas próximas à costa da África. Em relação ao El Niño PL, as maiores anomalias positivas de TSM no ATN são observadas na parte oeste da bacia. Próximo à costa da América do Sul, entre 0 – 10°N, as anomalias de TSM são mais intensas e estão associadas à ventos anômalos de sul. Ao norte de 10°N, as anomalias positivas de TSM podem ser explicadas pelas anomalias de vento de sudoeste. Ao sul do equador também são observadas intensas anomalias positivas de TSM próximas à costa do Brasil.

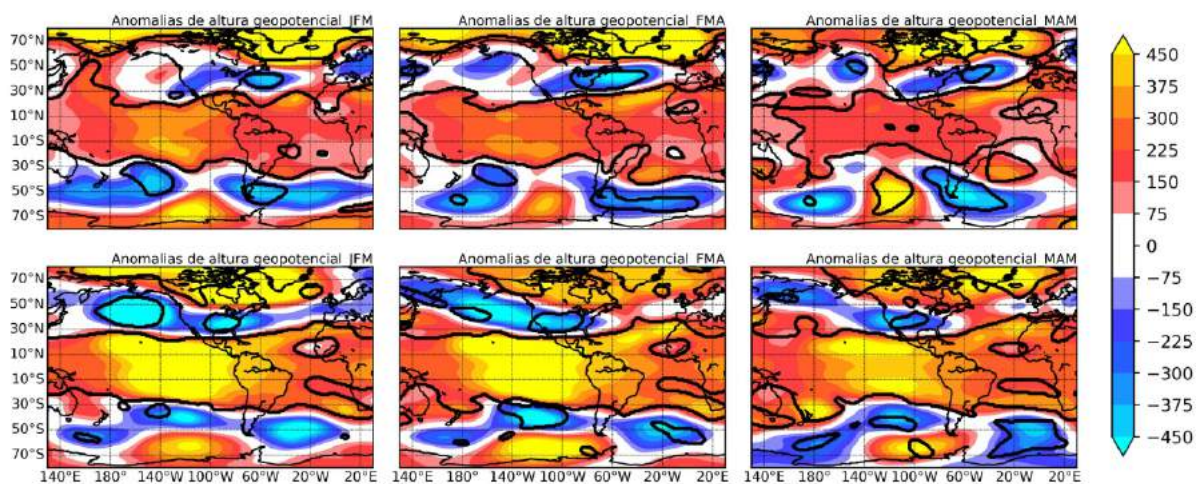


Figura 58 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de altura geopotencial em 250 hPa (m) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

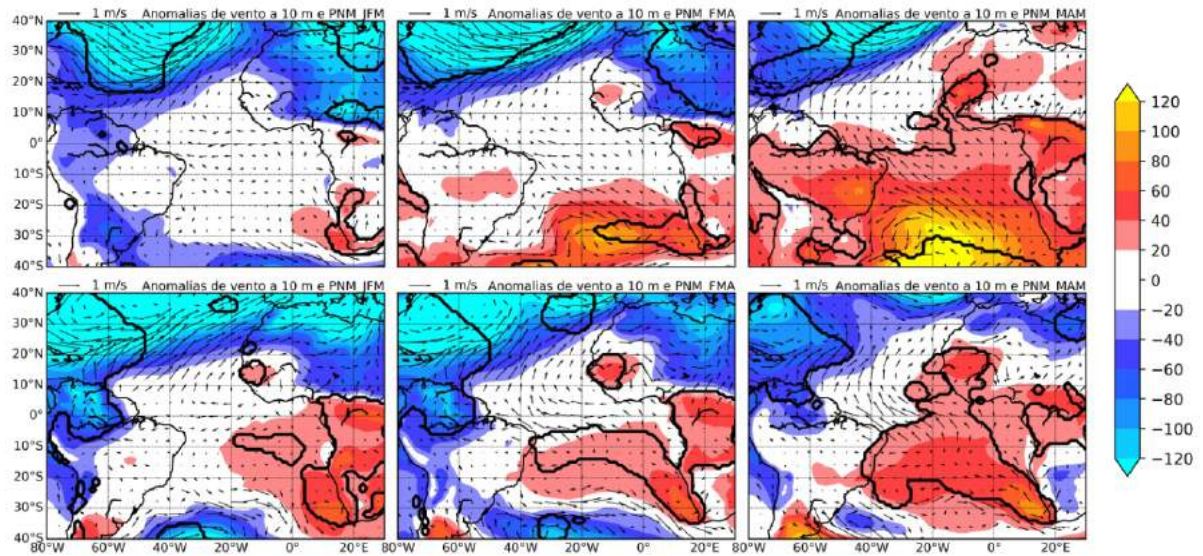


Figura 59 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de PNM (hPa) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

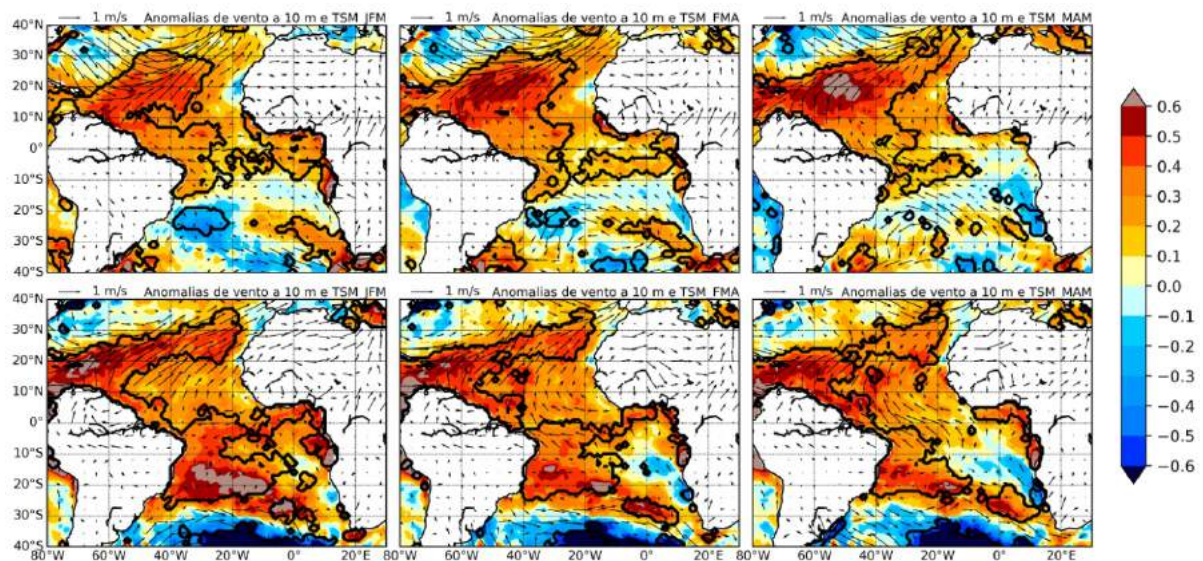


Figura 60 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10m (m/s) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Anomalias positivas de precipitação, embora com área reduzida de significância estatística, são observadas no norte do NEB em anos de El Niño PC (Figura 61), indicando que esses eventos sob a fase positiva da AMO estão mais relacionados com condições secas nessa região do que na fase negativa da AMO. Nos El Niños PL, predominam anomalias negativas de chuva no NEB, mas com menor intensidade do que na fase negativa da AMO. Uma hipótese seria que devido ao maior aquecimento no ATS, com consequente fraco gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM, limitaria o deslocamento da ZCIT para o norte. Esses

resultados são semelhantes à análise feita por Figliuolo (2017) que mostra que os eventos de El Niño PC na fase positiva da AMO resultam em maiores anomalias positivas de TSM no ATN em comparação à fase negativa, resultando em um maior déficit hídrico no NEB durante o outono.

Os padrões de precipitação associados ao El Niño sob diferentes fases da AMO observados neste trabalho são coerentes com os resultados de Kayano & Capistrano (2014). Estes autores mostram que as anomalias negativas de precipitação sobre o NEB associadas aos eventos de El Niño são maiores sob a fase negativa da AMO devido à maior ocorrência de eventos no Pacífico leste. Mesmo assim, observa-se que os eventos de El Niño PL, embora em número reduzido, ocorrem durante a fase positiva da AMO, e também estão associados à intensas anomalias negativas de precipitação sobre o norte do NEB como mostra a Figura 61. Já no trabalho de Figliuolo (2017) nota-se que as anomalias negativas de precipitação que se estabelecem no norte do nordeste associadas ao El Niño PL são maiores na fase positiva da AMO do que na fase negativa, mostrando que o método de seleção de eventos tem um papel importante na representação dos padrões de precipitação nesses casos.

A relação entre a ocorrência de eventos de El Niño PL sob diferentes fases da AMO ocorre na classificação utilizada no presente trabalho. Houve uma redução de 7 eventos de El Niño PL na fase negativa para somente 4 na fase positiva da AMO, enquanto o decréscimo nos El Niños PC é de somente 1 evento (Tabela 4).

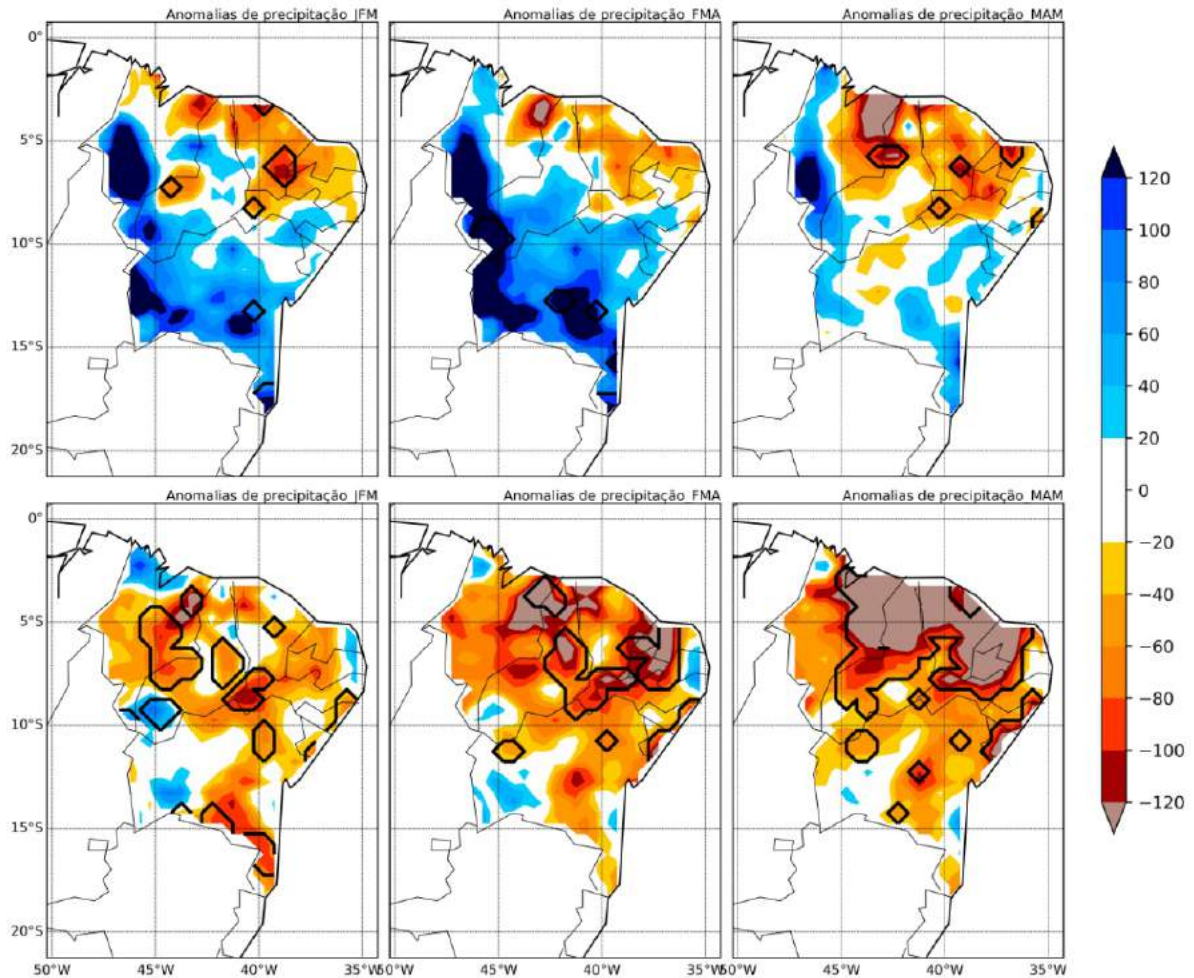


Figura 61 - Composições de JFM, FMA e MAM de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de El Niño PC (acima) e PL (abaixo) com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

## 5.8. Anomalias associadas à NAO negativa sob a fase negativa da AMO

Nesta seção são mostradas as anomalias de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico Tropical da primavera<sup>0</sup> ao outono<sup>+1</sup> e de precipitação sobre o NEB do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup> associadas à NAO negativa sob a fase negativa da AMO.

As maiores anomalias de TSM e de vento associadas à combinação das fases negativas da NAO e da AMO são observadas no verão, acima de 20°N (Figura 62). Em latitudes mais baixas, fracos ventos anômalos de oeste e associadas anomalias positivas de TSM formam-se na parte oeste do ATN, próximas à costa norte da América do Sul. No outono, as anomalias de vento de oeste se concentram ao norte de 20°N, enquanto nas latitudes tropicais não são observadas anomalias significativas de vento no ATN, e há uma redução na área de anomalias positivas de TSM nessa região em comparação à FMA. As anomalias de precipitação (Figura 63) indicam a transição de condições úmidas no verão, principalmente no sul do NEB, para

condições em torno da neutralidade no outono, com pequenas regiões de significância. No geral estas anomalias são fracas em todos os trimestres (Figura 63).

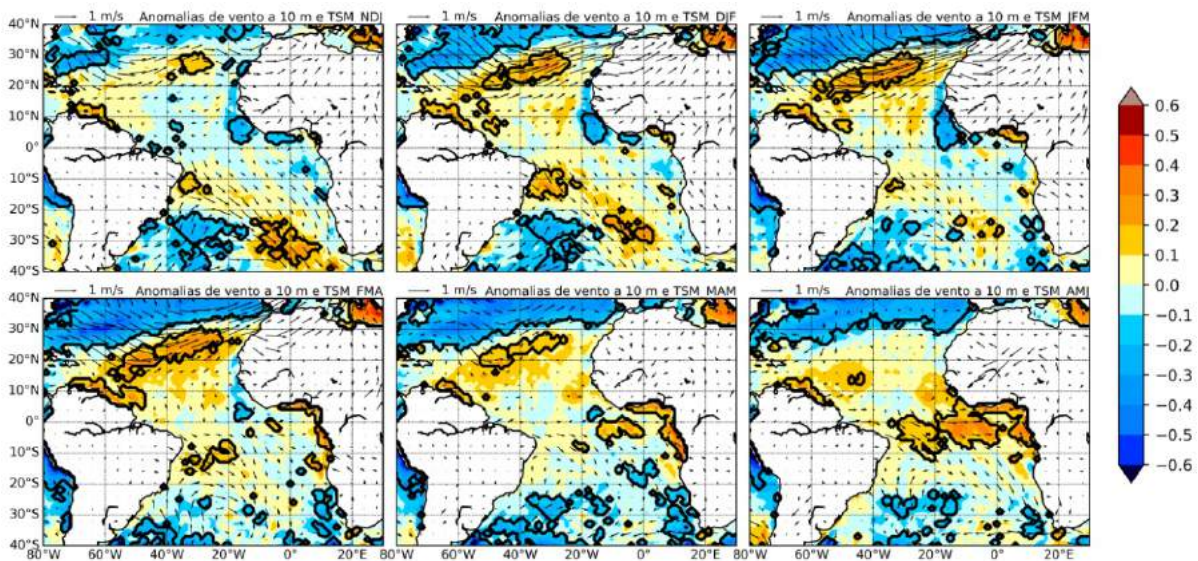


Figura 62 – Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos de NAO negativa com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

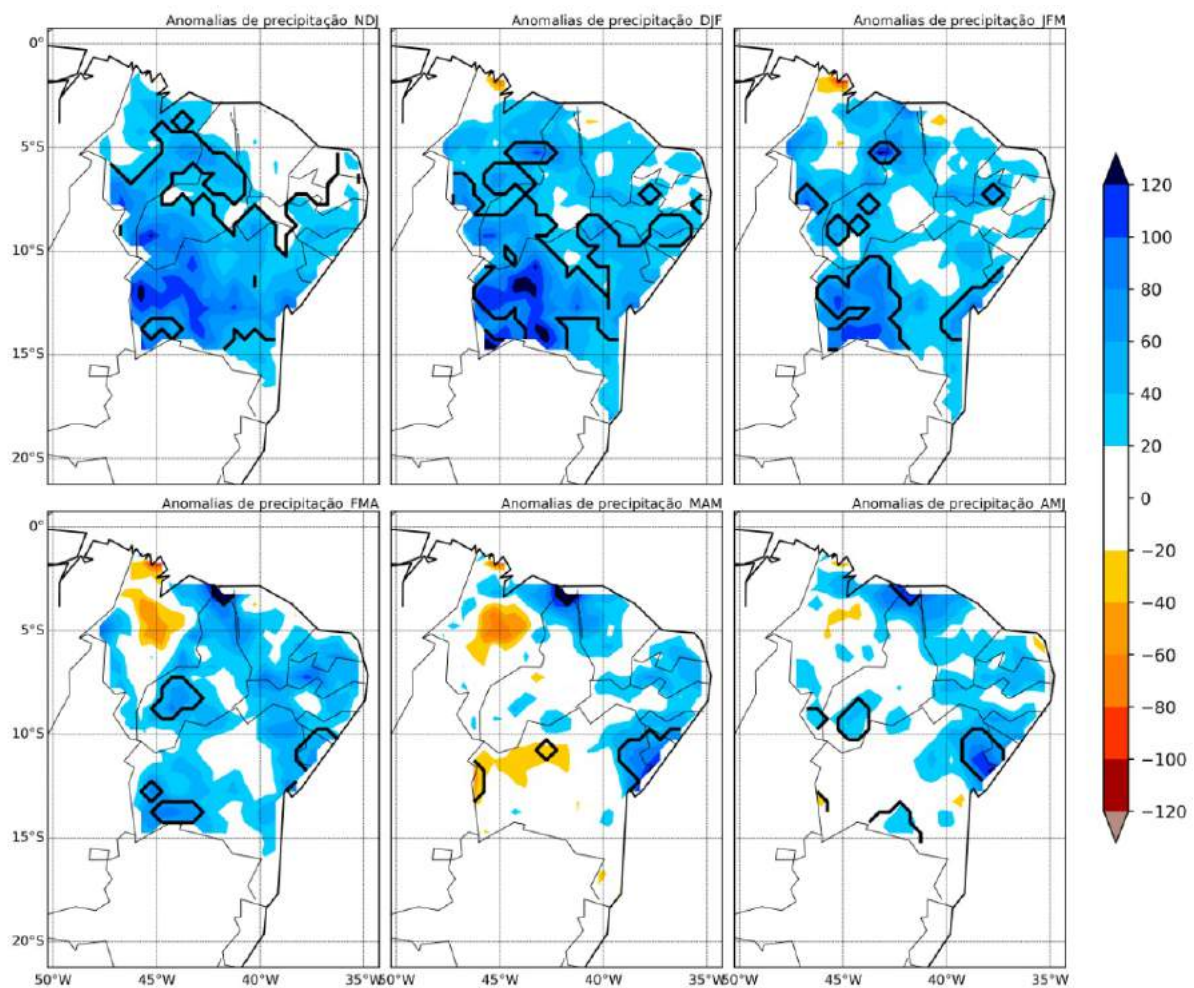




Figura 63 – Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de NAO negativa com a fase negativa da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

## 5.9. Anomalias associadas à NAO negativa sob a fase positiva da AMO

Nesta seção são mostradas as anomalias de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico Tropical da primavera<sup>0</sup> ao outono<sup>+1</sup> e de precipitação sobre o NEB do verão<sup>+1</sup> ao outono<sup>+1</sup> associadas à NAO negativa sob a fase positiva da AMO.

A combinação da fase negativa da NAO com a fase positiva da AMO resulta em condições favoráveis para a atuação do *WES feedback*, como pode ser visto na Figura 64. Durante o verão, a atuação conjunta das anomalias de vento, de oeste acima de 10°N e de sul próximas ao equador, resultam no aquecimento geral do ATN. Na transição do verão para o outono, é observada a intensificação dessas anomalias de vento, de forma que as anomalias positivas de TSM também se intensificam. No outono, as anomalias positivas de TSM alcançam o pico, e anomalias com magnitude acima de 0,5 °C se formam ao norte de 10°N, entre 40 e 20°O, associadas às fortes anomalias de vento atuando nessa região no trimestre anterior (FMA). Todo o restante do ATN apresenta anomalias acima de 0,2 °C, enquanto no ATS predominam anomalias negativas de TSM, resultando em um característico AMM positivo.

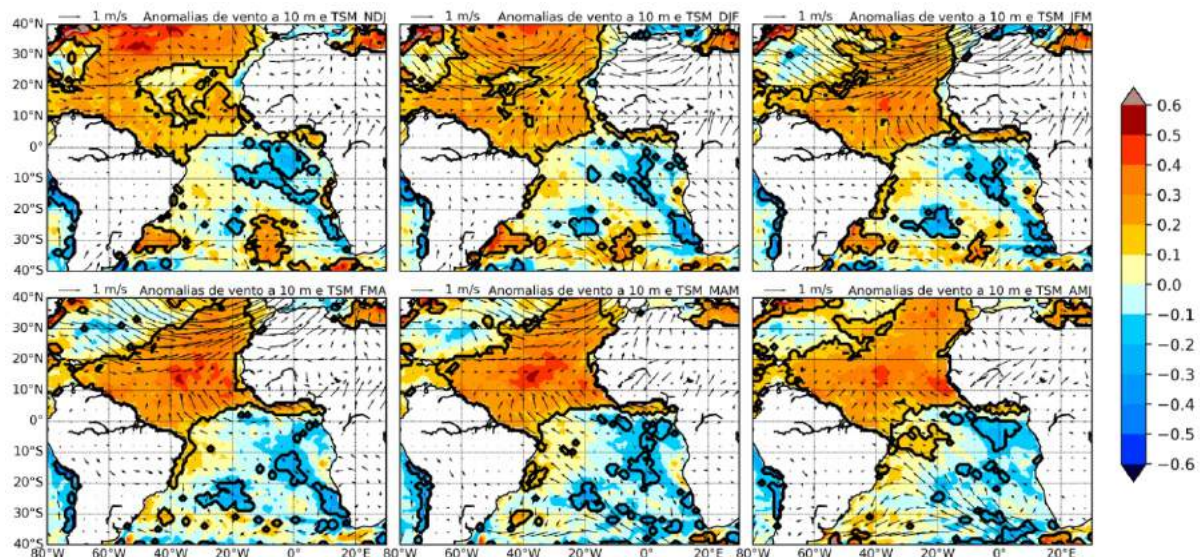


Figura 64 - Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de TSM (°C) e de vento a 10 m (m/s) dos eventos da fase negativa da NAO com a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

Com as condições de anomalias de TSM observadas no Atlântico Tropical, a ZCIT se desloca para o norte resultando em condições secas no norte do NEB durante o outono,

principalmente no litoral norte da região, onde as anomalias negativas de precipitação são inferiores a -120 mm. Essas condições secas se intensificam do verão para o outono.

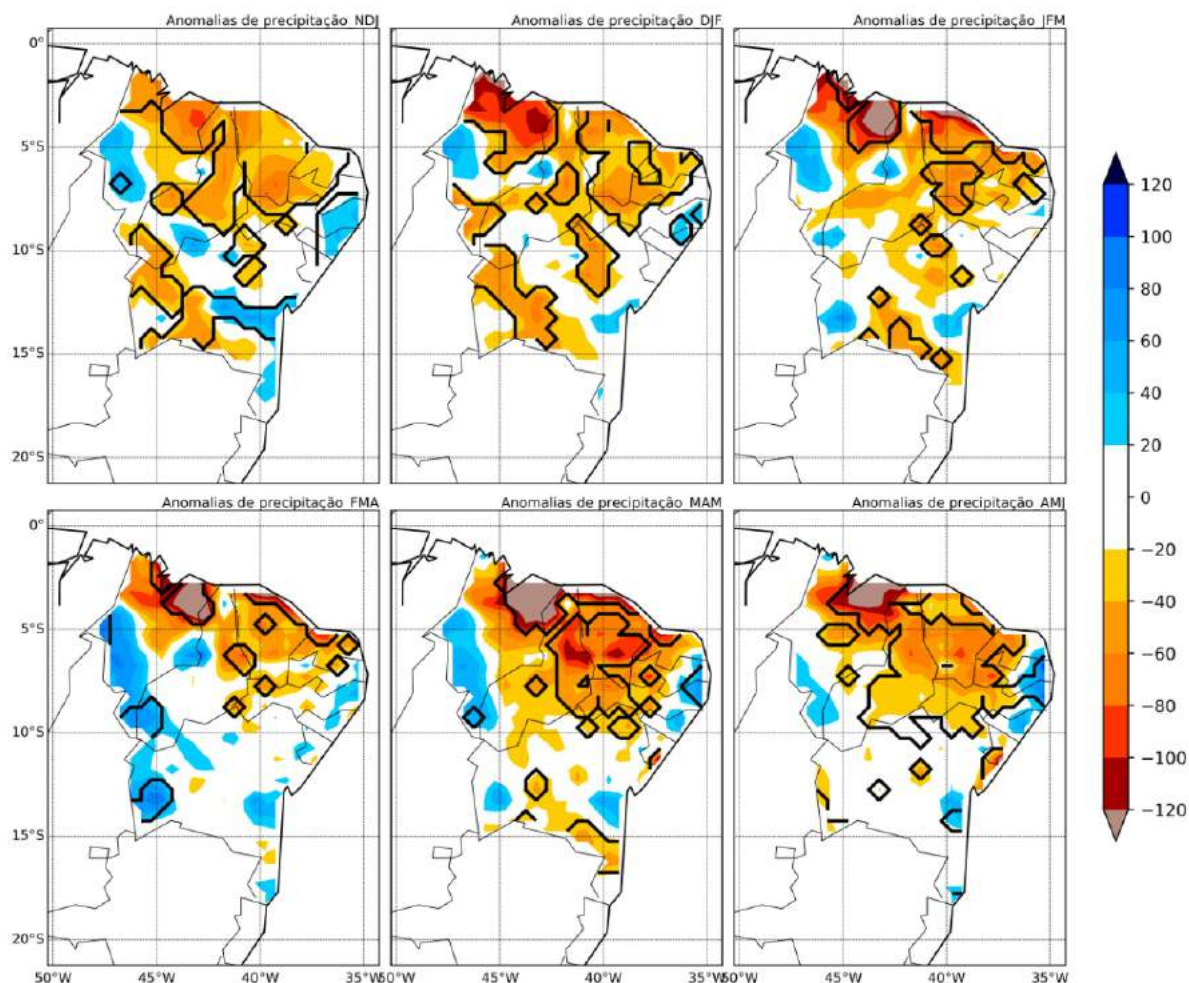


Figura 65 - Composições de NDJ, DJF, JFM, FMA, MAM e AMJ de 1900 - 2010 das anomalias de precipitação (mm) dos eventos de NAO negativa sob a fase positiva da AMO. Áreas dentro dos contornos são estatisticamente significativas ao nível de confiança de 90%.

## 5.10. Comparações dos tipos de El Niño e da NAO negativa sob as diferentes fases da AMO

Para comparar a influência dos fenômenos de baixa frequência sobre as condições atmosféricas e de TSM no Atlântico Tropical em diferentes fases da AMO, foi utilizada a composição e distribuição dos índices de vento e precipitação, descritos na seção 3.2.5, dos eventos de El Niño PC, El Niño PL e NAO negativa.

O índice que mede o enfraquecimento dos ventos no flanco equatorial da ASAN (Figura 66a) indica que a NAO negativa, tanto sob a fase negativa como sob a fase positiva da AMO, é a principal forçante atuando no enfraquecimento do sistema de alta pressão. Em seguida,

observa-se que o El Niño PL sob a fase negativa da AMO também tem uma importante influência no enfraquecimento dos ventos de leste da região subtropical. O principal efeito desses três é observado em JFM. Os efeitos do El Niño PC sob a fase positiva da AMO só são observados mais próximos do outono, em FMA, e o El Niño PL sob a fase positiva da AMO e o El Niño PC sob a fase negativa da AMO não alteram de forma significativa os ventos zonais na região da ASAN.

Na região norte do ATN, entre 10 - 20°N (Figura 66b), todos os fenômenos atuam enfraquecendo os ventos de leste da região, com pico em JFM. As maiores anomalias estão associadas ao El Niño PL, que sob ambas as fases da AMO indicam anomalias semelhantes de vento de oeste. A NAO negativa, principalmente sob a fase positiva da AMO, também causa uma significativa desintensificação dos ventos de leste no ATN. Os menores impactos estão relacionados aos eventos de El Niño PC.

Em relação às anomalias de vento de sul (Figura 66c), o El Niño PL, sob ambas as fases da AMO, e a NAO negativa, sob a fase positiva da AMO, são os fenômenos que mais induzem um escoamento cruzando o equador. A máxima magnitude desse índice ocorre no outono, o que está de acordo com os resultados de Amaya et al. (2017). É interessante notar que o índice referente à NAO negativa sob a fase positiva da AMO mantém uma constância a partir do final do verão, diferente do que se observa nos outros fenômenos, indicando um início antecipado do aquecimento no ATN mais próximo ao equador. O índice do vento meridional associado ao El Niño PC sob a fase positiva da AMO em MAM tem magnitude semelhante ao índice associada à NAO negativa sob a mesma fase da AMO, mas não apresenta significância estatística. Já as combinações do El Niño PC e da NAO negativa, ambos com a fase negativa da AMO, resultam em pequenas anomalias de sul próximas ao equador sem significância estatística.

As alterações na circulação zonal do ATS (Figura 66d) próximas ao equador corroboram os resultados do índice meridional ao norte do equador, já que os mesmos eventos que induzem o escoamento de sul, também resultam em anomalias de leste no ATS.

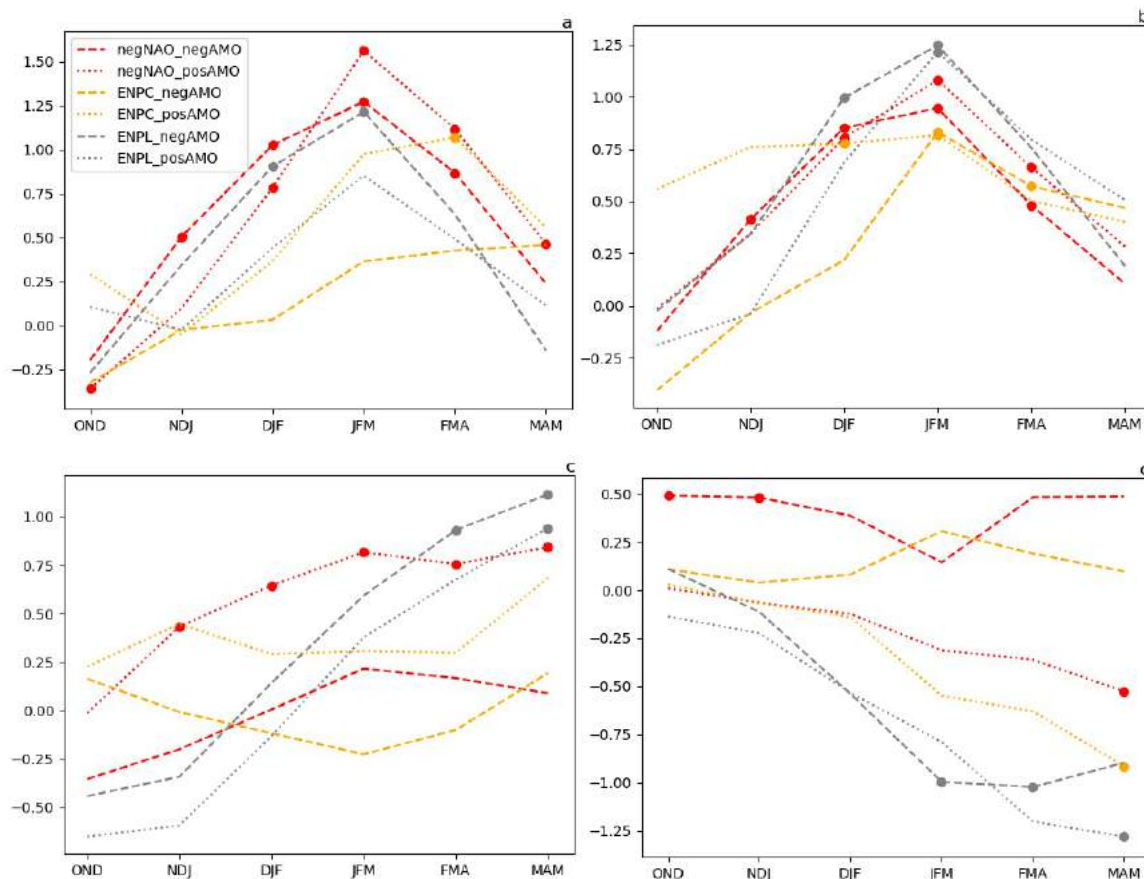


Figura 66 – Composição do índices padronizados a) uASAN (média entre 30-20°N e 20-60°O), b) uATN (média entre 20-10°N e 20-60°O), c) vATN (média entre 0°-10°N e 20-60°O) e d) uATS (média entre 0°-10°S e 35°O-0°). Valores demarcados com um círculo são estatisticamente significativas ao nível confiança de 90%.

A distribuição dos índices do vento zonal entre 10 – 20°N (uATN) e do vento meridional entre 0 – 10°N (vATN) pode ser observado na Figura 67. Nessa figura também foi incluído um índice padronizado que mede as anomalias de precipitação no norte do NEB.

Nos eventos de NAO negativa sob a fase negativa da AMO, a maior parte da distribuição do índice uATN situa-se acima de zero, indicando que, mesmo sob a fase negativa da AMO, os eventos de NAO negativa são eficientes em gerarem anomalias de oeste no ATN acima de 10°N. Em relação as anomalias de vento meridional, a maior parte dos eventos foram sucedidos por anomalias de vento de sul, mas uma porcentagem considerável da distribuição do vATN indica a ocorrência de anomalias de vento de norte. Em relação à precipitação, nota-se um balanço entre eventos positivos e negativos, indicando uma grande incerteza na modulação da precipitação do norte do NEB pela combinação NAO e AMO negativas.

Durante os eventos de NAO negativa sob a fase positiva da AMO, pelo menos 75% da distribuição dos índices uATN e vATN estão acima de zero, indicando que esses eventos são eficientes em induzirem anomalias de ventos de oeste, ao norte de 10°N, e anomalias de vento de sul, próximas ao equador. Em relação ao índice de precipitação, maior parte da distribuição

situa-se abaixo de zero, indicando que, na maioria das vezes, esses eventos estão associados à condições secas no norte do NEB.

A distribuição do índice uATN dos El Niños PC sob a fase negativa da AMO mostra que quase a totalidade destes eventos resultou em anomalias de ventos de oeste acima de  $10^{\circ}\text{N}$  no ATN. É possível observar que o máximo e o mínimo desses eventos estão próximos do percentil 75 e 25%, respectivamente, indicando uma baixa variância do índice. Já em relação ao índice vATN, sua mediana se encontra próxima de zero, o que indica que aproximadamente 50% dos eventos resultaram em anomalias de vento de sul. A maior parte da distribuição da precipitação sobre o norte do NEB é superior a zero, indicando que a maior parte dos eventos estão associados à anomalias positivas de precipitação na região.

As distribuições dos índices de vento associados aos eventos de El Niño PC e de NAO negativa, ambos sob a fase positiva da AMO, são semelhantes. No entanto a variância dos índices é maior nos eventos de NAO negativa. Em relação a chuva, as distribuições são semelhantes, porém uma maior porcentagem de eventos de El Niño PC resultou em secas no norte do NEB.

Os eventos de El Niño PL sob ambas as fases da AMO, resultaram em distribuição dos índices semelhantes. Pelo menos 75% da distribuição dos índices uATN e vATN são superiores a zero, indicando que sob ambas as fases da AMO, o El Niño PL é eficiente em induzir anomalias de oeste entre  $10 - 20^{\circ}\text{N}$  e anomalias de sul entre  $0 - 10^{\circ}\text{N}$ . Em relação à precipitação, tanto sob a fase negativa como a fase positiva de AMO, a maioria dos eventos de El Niño PL estão associadas à anomalias negativas de precipitação. Um destaque deve ser dado aos eventos que ocorreram sob a fase positiva da AMO, já que os quatro resultaram em condições semelhantes de déficit hídrico no norte do NEB.

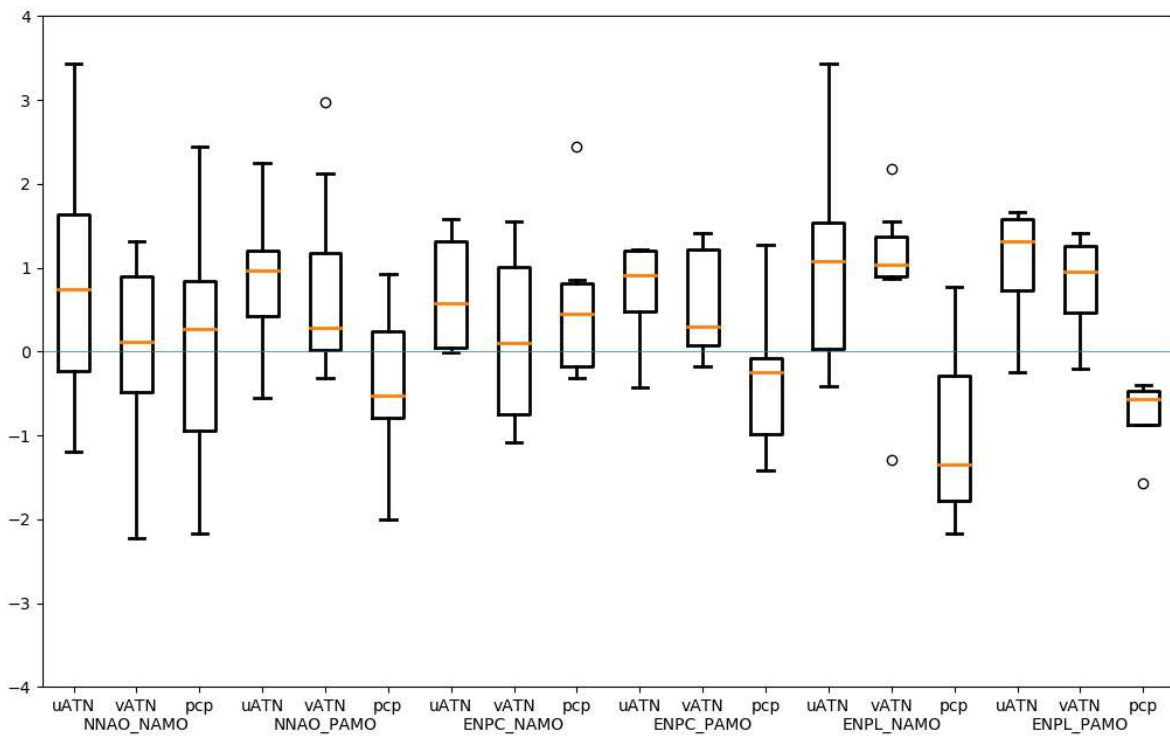


Figura 67 – Boxplot da distribuição dos índices padronizados uATN (média das anomalias de vento zonal entre 10-20°N e 20-60°O) de JFM, vATN (média das anomalias vento meridional entre 0-10°N e 20-60°O) de MAM, da precipitação sobre o norte do NEB (média das anomalias de precipitação entre 2-10°S, 35-45°O) de MAM para todas as combinações entre os eventos de El Niño e de NAO negativa com a AMO.

## 6. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros

Este trabalho se propôs a analisar o impacto da variabilidade de baixa frequência (El Niño PC e PL, a fase negativa da NAO e as fases da AMO) sobre os padrões de circulação atmosférica e de TSM no Atlântico tropical utilizando 110 anos de dados do ERA 20C e do GPCC.

Para o período em comum, 1979-2010, as reanálises ERA 20C, ERA Interim, NCEP 2 e NOAA 20CR representam de forma similar os padrões de circulação sobre o Pacífico equatorial e do PNA em anos de El Niño e de La Niña, mas com algumas diferenças de intensidade. Por exemplo, as anomalias de ventos no Pacífico equatorial na composição da NOAA 20CR são mais fracas em altos níveis (fortes em baixos níveis) do que nas demais reanálises. Já em relação aos impactos na circulação do Atlântico tropical, os resultados das composições mostram que o NOAA 20CR subestima o deslocamento meridional anômalo da ZCIT em anos de El Niño e da La Niña. Esta subestimativa torna-se evidente na comparação das anomalias de velocidade vertical com as outras reanálises, já que menores anomalias de ômega no Atlântico tropical são observadas na composição utilizando essa reanálise. Na comparação das anomalias de precipitação sobre o NEB com os dados de chuva do GPCC essa discordância também é notada, já que a NOAA 20CR apresenta um maior viés do que a ERA 20C e a ERA Interim e com distribuição espacial sobre o norte do NEB discordante das outras reanálises. Em relação à representação da variabilidade interanual da precipitação sobre o Ceará associada aos eventos ENSO, todas as reanálises apresentarem altas correlações com a série da FUNCEME, sendo que a ERA 20C foi a que resultou nos maiores coeficientes.

O impacto dos dois tipos de El Niño (PC e PL) e da NAO negativa sobre as condições atmosféricas e de TSM no ATN foi inicialmente analisado sem a separação das fases da AMO. O El Niño PC e a NAO negativa resultam em anomalias de vento de oeste (ao norte de 10°N) e de sul (entre o equador e 10°N) do verão ao outono austral. Essas anomalias induzem aquecimento do ATN através do *WES feedback*, sendo que os ventos anômalos de oeste são mais intensos do que os de sul, resultando em um maior aquecimento anômalo no ATN ao norte de 10°N. Os dois fenômenos não são determinantes na definição das condições de chuva NEB, já que as anomalias de precipitação são fracas. Já a teleconexão do El Niño PL resulta em intensas anomalias de vento de oeste (entre 10-20°N) e de sul (entre 0-10°N) resultando no aquecimento das águas de todo ATN do verão ao outono. Esse tipo de El Niño está fortemente ligado à condições de seca no NEB.

A análise do impacto dos dois tipos de El Niño e da NAO negativa nas condições do ATN sob as diferentes fases da AMO, mostra que existem diferenças em relação à quando não é feita tal separação.

Os impactos da combinação entre NAO e AMO simultaneamente negativas resulta em fracas anomalias de vento de oeste e de TSM entre 10-20°N. Neste caso, não são observadas anomalias de vento de sul e a TSM mantém-se próxima da neutralidade logo ao norte do equador. Esta combinação não é determinante na definição das condições de chuva NEB, já que as anomalias de precipitação são fracas, como sintetizado na Figura 68.

Na fase positiva da AMO, as teleconexões do El Niño PC e da NAO negativa resultam em anomalias de vento de oeste ao norte de 10°N com associadas anomalias positivas de TSM, maiores do que na fase negativa da AMO. Nestes casos, as anomalias de vento de sul são mais intensas ao norte da faixa equatorial e resultam em um maior aquecimento anômalo das águas dessa região. Além disso, nota-se a formação de um AMM positivo com consequente anomalias negativas de precipitação sobre o norte do NEB, indicando que essas combinações estão associadas à condições secas (Figura 68).

O El Niño PL é o mais importante modulador da variabilidade do ATN independente das fases da AMO. Na maior parte dos anos que sucedem esses eventos, são observadas intensas anomalias de oeste (entre 10 – 20°N) e anomalias de sul (entre o equador e 10°N) resultando em grandes anomalias positivas de TSM no ATN. A maioria dos El Niños PL resulta em anomalia negativa de precipitação sobre o norte do NEB. Embora seja menor a chance de ocorrência de El Niños PL sob a fase positiva da AMO, um destaque deve ser dado a esses eventos, já que os quatro registrados no período de 1900 - 2010 resultaram em anomalias negativas de precipitação de semelhantes magnitudes sobre o norte do NEB (Figura 68).

A teleconexão pelo Hemisfério Norte do El Niño PC sob a fase negativa da AMO resulta em anomalias positivas de TSM, principalmente ao norte de 10°N, associadas às anomalias de vento de oeste nessa região. Não são observadas anomalias de vento de sul próximas à faixa equatorial. As anomalias de TSM observadas em todo o ATN são menores do que quando não há separação das fases da AMO e o AMM resultante não é bem definido. Essa combinação está, em geral, associada à condições úmidas no NEB (Figura 68).



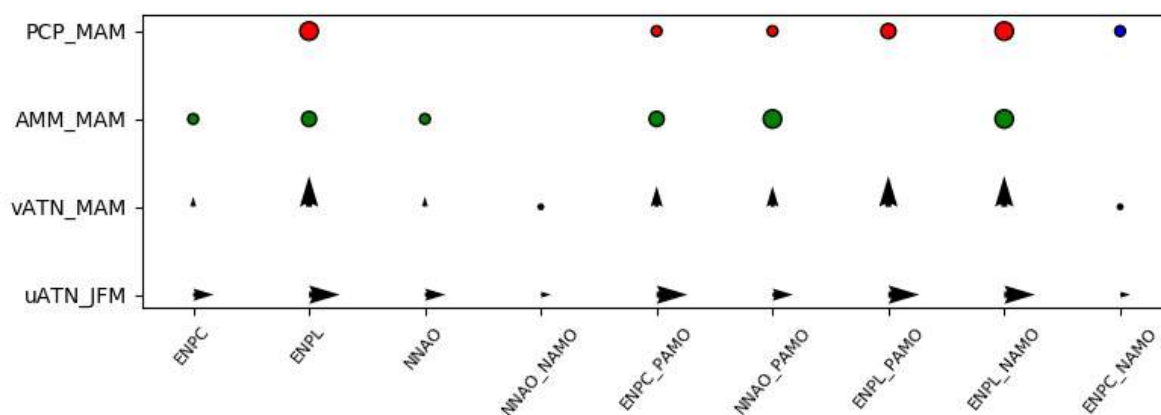


Figura 68 – Resumo das condições associadas aos vários casos analisados: vento zonal no ATN, (10-20°N; setas horizontais), vento meridional no ATN(0-10°N, setas verticais), precipitação no norte do NEB (PCP - círculos vermelhos abaixo da média, azuis acima da média e sem círculos indica neutralidade); AMM no Atlântico Tropical (círculos verdes AMM positivo, amarelos AMM negativo e sem círculo indica a não formação do AMM).

Os trens de ondas no Hemisfério Sul disparados pelos dois tipos de El Niño também resultam em alterações na circulação atmosférica e nos padrões de TSM do ATS do inverno ao verão austral. Essas alterações são caracterizadas por anomalias de vento de noroeste, principalmente ao sul de 10°S, que são acompanhadas por anomalias positivas de TSM nessa região. Na composição de DJF dos El Niños PL as maiores anomalias de TSM no ATS ocorrem sob a fase positiva da AMO, enquanto nas composições desse mesmo trimestre dos eventos de El Niños PC as anomalias são semelhantes para ambas as fases da AMO.

Em relação à evolução sazonal das anomalias de TSM no ATN relacionada às diferentes fases da AMO, foi notado que na fase positiva as maiores anomalias positivas de TSM se formam durante o verão austral, enquanto na fase negativa da AMO o pico das anomalias negativas ocorre no inverno austral. No entanto, a causa dessa diferença entre as fases não foi explorada no presente trabalho, sendo um importante tópico para análises futuras.

Várias combinações de variabilidades de baixa frequência foram discutidas neste trabalho. No entanto, seria importante analisar as combinações entre as fases da AMO com a La Niña e a NAO positiva utilizando dados de longo período.

## REFERÊNCIAS

- Allan J Clarke. (2008). *An introduction to the dynamics of El Niño and the southern oscillation* (First edit, Vol. 91). London - UK: Academic Press.
- Amaya, D. J., DeFlorio, M. J., Miller, A. J., & Xie, S. P. (2017). WES feedback and the Atlantic Meridional Mode: observations and CMIP5 comparisons. *Climate Dynamics*, *49*(5–6), 1665–1679. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3411-1>
- Andreoli, R. V., de Oliveira, S. S., Kayano, M. T., Viegas, J., de Souza, R. A. F., & Candido, L. A. (2017). The influence of different El Niño types on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, *37*(3), 1374–1390. <https://doi.org/10.1002/joc.4783>
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *112*(11), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>
- Betts, A. K., Zhao, M., Dirmeyer, P. A., & Beljaars, A. C. M. (2006). Comparison of ERA40 and NCEP/DOE near-surface data sets with other ISLSCP-II data sets. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *111*(22), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2006JD007174>
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, *97*(3), 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Carton, J. A., Cao, X., Giese, B. S., & da Silva, A. M. (1996). Decadal and Interannual SST Variability in the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, *26*(7), 1165–1175.
- Chang, P. (2003). Tropical Atlantic seasonal predictability: The roles of El Niño remote influence and thermodynamic air-sea feedback. *Geophysical Research Letters*, *30*(10), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL016119>
- Chang, P., Ji, L., & Li, H. (1997). A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/385516a0>
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., ... Worley, S. J. (2011). The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(654), 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>
- Curtis, S., & Hastenrath, S. (1995). Forcing of anomalous sea surface temperature evolution

- in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *Journal of Geophysical Research*, *100*, 15835. <https://doi.org/10.1029/95JC01502>
- Czaja, A., & Marshall, J. (2001). Observations of atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *127*(December 2000), 1893–1916. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757603>
- Czaja, A., van der Vaart, P., & Marshall, J. (2002). A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. *Journal of Climate*, *15*(22), 3280–3290. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3280:ADSOTR>2.0.CO;2)
- da Rocha, R. P., Morales, C. A., Cuadra, S. V., & Ambrizzi, T. (2009). Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *Journal of Geophysical Research*, *114*(D10), D10108. <https://doi.org/10.1029/2008JD010212>
- Dee, D. P., Balmaseda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A. J., & Thépaut, J. N. (2014). Toward a consistent reanalysis of the climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*(8), 1235–1248. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00043.1>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Delworth, T. L., & Mann, M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, *16*(9), 661–676. <https://doi.org/10.1007/s003820000075>
- Dong, B., Sutton, R. T., & Scaife, A. A. (2006). Multidecadal modulation of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, *33*(8), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL025766>
- Enfield, D. B., & Mayer, D. A. (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*. Retrieved from [http://www.researchgate.net/publication/236623649\\_Tropical\\_Atlantic\\_SST\\_variability\\_and\\_its\\_relation\\_to\\_El\\_Niño-Southern\\_Oscillation/file/72e7e519e0bb29f415.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/8999AAB9-1CEC-4A21-B4EA-22D6C2D24F73](http://www.researchgate.net/publication/236623649_Tropical_Atlantic_SST_variability_and_its_relation_to_El_Niño-Southern_Oscillation/file/72e7e519e0bb29f415.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/8999AAB9-1CEC-4A21-B4EA-22D6C2D24F73)
- Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical*

- Research Letters*, 28(10), 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>
- Engle, N., De Nys, E., & Magalhaes, A. R. (2016). Drought in Brazil: Proactive Management and Policy. In *Drought and Water Crises*. CRC Press. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-9.8-9.142b>
- Feldstein, S. B. (2003). The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(589 PART C), 901–924. <https://doi.org/10.1256/qj.02.76>
- Figliuolo, G. C. (2017). Resposta às teleconexões de diferentes ENOS e seus impactos na precipitação na América do Sul. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia; Universidade Estadual do Amazonas.
- Foltz, G. R., & McPhaden, M. J. (2010). Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes. *Geophysical Research Letters*, 37(18), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL044001>
- Foltz, G. R., McPhaden, M. J., & Lumpkin, R. (2012). A strong atlantic meridional mode event in 2009: The role of mixed: Layer dynamics. *Journal of Climate*, 25(June), 363–380. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00150.1>
- Garfinkel, C. I., Hurwitz, M. M., Waugh, D. W., & Butler, A. H. (2013). Are the teleconnections of Central Pacific and Eastern Pacific El Niño distinct in boreal wintertime? *Climate Dynamics*, 41(7–8), 1835–1852. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1570-2>
- Giannini, A., Saravanan, R., & Chang, P. (2004). The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: Implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, 22(8), 839–855. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0420-2>
- Hastenrath, S. (1984). Interannual Variability and Annual Cycle: Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic Sector. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<1097:IVAACM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<1097:IVAACM>2.0.CO;2)
- Hastenrath, S., & Heller, L. (1977). Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1002/qj.49710343505>
- Hersbach, H., Peubey, C., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., & Dee, D. (2015). ERA-20CM: A twentieth-century atmospheric model ensemble. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691), 2350–2375. <https://doi.org/10.1002/qj.2528>
- Horel, J. D., & Wallace, J. M. (1981). Planetary-scale phenomena associated with the

- Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, *109*(10), 813–829. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2)
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., ... Zhang, H. M. (2017). Extended reconstructed Sea surface temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, *30*(20), 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the {N}orth-{A}tlantic {O}scillation - {R}egional {T}emperatures and {P}recipitation. *Science*, *269*(5224), 676–679. <https://doi.org/10.1007/s11136-013-0585-4>
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. (2002). NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*(11), 1631–1643. <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11>
- Kao, H. Y., & Yu, J. Y. (2009). Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, *22*(3), 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>
- Karoly, D. J. (1989). Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate*. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2)
- Kayano, M. T., & Andreoli, R. V. (2006). Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, *111*(D13), D13101. <https://doi.org/10.1029/2005JD006142>
- Kayano, M. T., & Capistrano, V. B. (2014). How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, *34*(1), 162–178. <https://doi.org/10.1002/joc.3674>
- Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, *288*(June), 1984–1985.
- Knight, J. R., Folland, C. K., & Scaife, A. A. (2006). Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophysical Research Letters*, *33*(17). <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>
- Kug, J. S., Jin, F. F., & An, S. Il. (2009). Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, *22*(6), 1499–1515. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1>
- Kushnir, Y., Robinson, W. A., Chang, P., & Robertson, A. W. (2006). The Physical Basis for Predicting Atlantic Sector Seasonal-to-Interannual Climate Variability. *Journal of*

*Climate*, 19, 5949–5970.

- Lübbecke, J. F., & McPhaden, M. J. (2012). On the inconsistent relationship between Pacific and Atlantic Niños. *Journal of Climate*, 25(12), 4294–4303.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00553.1>
- Marshall, J., Donohoe, A., Ferreira, D., & McGee, D. (2014). The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, 42(7–8), 1967–1979. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1767-z>
- Martín-Rey, M., Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., Losada, T., & Lazar, A. (2018). Is there evidence of changes in tropical Atlantic variability modes under AMO phases in the observational record? *Journal of Climate*, 31(2), 515–536. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0459.1>
- Mo, K. C., & Paegle, J. N. (2001). The Pacific-South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, 21(10), 1211–1229.  
<https://doi.org/10.1002/joc.685>
- Moura, A. D., & Shukla, J. (1981). On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<2653:OTDODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<2653:OTDODI>2.0.CO;2)
- Okajima, H., Xie, S.-P., & Numaguti, A. (2003). Interhemispheric Coherence of Tropical Climate Variability: Effect of the Climatological ITCZ. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 81(6), 1371–1386. <https://doi.org/10.2151/jmsj.81.1371>
- Penland, C., & Hartten, L. M. (2014). Stochastic forcing of north tropical Atlantic sea surface temperatures by the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 41(6), 2126–2132. <https://doi.org/10.1002/2014GL059252>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., ... Fisher, M. (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15(13), 1609–1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2)
- Roads, J. (2003). The NCEP–NCAR, NCEP–DOE, and TRMM Tropical Atmosphere Hydrologic Cycles. *Journal of Hydrometeorology*, 4(5), 826–840.  
[https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0826:TNNATT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0826:TNNATT>2.0.CO;2)
- Rodrigues, R. R., Haarsma, R. J., Campos, E. J. D., & Ambrizzi, T. (2011). The impacts of

- inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. *Journal of Climate*, 24(13), 3402–3422. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3983.1>
- Santoso, A., McPhaden, M. J., & Cai, W. (2017). The Defining Characteristics of ENSO Extremes and the Strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 1079–1129. <https://doi.org/10.1002/2017RG000560>
- Sardeshmukh, P. D., & Hoskins, B. J. (1988). The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1228:TGOGRF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1228:TGOGRF>2.0.CO;2)
- Schlesinger, M. E., & Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367, 723–726.
- Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G. H. (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 513(7516), 45–53. <https://doi.org/10.1038/nature13636>
- Schneider, U., Becker, A., Ziese, M., & Rudolf, B. (2015). Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. *Internet Publication*, (May), 1–13. [https://doi.org/10.5676/DWD\\_GPCC/MP\\_M\\_V5\\_100](https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/MP_M_V5_100)
- Smirnov, D., & Vimont, D. J. (2012). Extratropical forcing of tropical atlantic variability during boreal summer and fall. *Journal of Climate*, 25(6), 2056–2076. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00104.1>
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., & Hsu, K. L. (2018). A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 79–107. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771–2777. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2)
- Trenberth, K. E., & Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33(12), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2006GL026894>
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., ... Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012. <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>
- van Oldenborgh, G. J., te Raa, L. A., Dijkstra, H. A., & Philip, S. Y. (2009). Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Science*, 5(3), 293–301. <https://doi.org/10.5194/os-5-293-2009>
- Walker, G. T. (1928). World Weather. *Monthly Weather Review*, 56(5), 167–170.

<https://doi.org/10.1126/science.26.653.25>

Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*.

[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2)

Wang, C. (2006). An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, 33(12). <https://doi.org/10.1029/2006GL026324>

Wilks, D. S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. *International Geophysics* (Vol. 100). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385022-5.00026-9>

Xie, S. P. (1997). Unstable Transition of the Tropical Climate to an Equatorially Asymmetric State in a Coupled Ocean – Atmosphere Model. *Monthly Weather Review*, 125(1994), 667–679. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0667:UTOTTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0667:UTOTTC>2.0.CO;2)

Xie, S. P. (1999). A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability. *Journal of Climate*, 12(1), 64–70. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-12.1.64>

Xie, S. P., & Carton, J. a. (2004). Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. *Geophysical Monograph Series*, 147, 121–142.

<https://doi.org/10.1029/147GM07>

Zebiak, S. E. (1989). Oceanic Heat Content Variability and El Niño Cycles. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 475–486. [https://doi.org/10.1175/1520-](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0475:ohcvae>2.0.co;2)

[0485\(1989\)019<0475:ohcvae>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0475:ohcvae>2.0.co;2)