

PIERO SILVEIRA BERNARDO

**Importância das características regionais na variação do volume das
águas modais subtropicais do Atlântico Sul**

São Paulo

2021

Piero Silveira Bernardo

**Importância das características regionais na variação do volume das
águas modais subtropicais do Atlântico Sul**

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa
de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Orientadora:

Profa. Dra. Olga Tiemi Sato

São Paulo

2021

PIERO SILVEIRA BERNARDO, **Importância das características regionais na variação do volume das águas modais subtropicais do Atlântico Sul**. Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Aprovado em ____ / ____ / ____

Banca Examinadora

_____ Prof(a). Dr(a). Presidente	_____ Instituição
_____ Conceito	_____ Assinatura
_____ Prof(a). Dr(a).	_____ Instituição
_____ Conceito	_____ Assinatura
_____ Prof(a). Dr(a).	_____ Instituição
_____ Conceito	_____ Assinatura
_____ Prof(a). Dr(a).	_____ Instituição
_____ Conceito	_____ Assinatura

Agradecimentos

À Profa. Olga T. Sato pela orientação e condução, não somente no período do doutorado, mas durante os últimos 10 anos. Muito obrigado por toda a sua dedicação à ciência, ao ensino e à nós, seus alunos e pupilos. Você me ensinou muito.

À Profa. Andréa Taschetto por ter me recebido em um país tão distante, mas ter me feito sentir em casa. Obrigado pelo tempo de trabalho e amizade.

À minha Laurinha por ter sempre me apoiado e estado do meu lado durante esses 4 anos de doutorado. Seu cuidado foi essencial para o meu desenvolvimento na ciência e na vida. Sem você, não teria funcionado nada.

Aos meus pais pelos conselhos e orientações ao longo da minha vida e carreira. Espero poder retribuir à altura um dia.

À todos os meus amigos e colegas do LOS e do IOUSP, aos que ainda estão por lá e aos que continuaram a trajetória em outros lugares. Vocês fizeram os estudos, disciplinas e trabalho valerem à pena.

Ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e a University of New South Wales (Austrália) pela oportunidade e suporte para o desenvolvimento da pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo suporte financeiro e apoio à pesquisa (Processo 141822/2017-1).

Por fim, meu maior agradecimento à Deus. Tudo por Ele e por meio dEle.

Resumo

PIERO SILVEIRA BERNARDO, **Importância das características regionais na variação do volume das águas modais subtropicais do Atlântico Sul**. 2021. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021

As águas modais apresentam como principal característica a homogeneidade vertical adquirida durante o período de formação. Sua constituição ocorre em superfície e está relacionado a convecção profunda na camada de mistura, que por sua vez, associam-se a processos que ocorrem na interface oceano-atmosfera. O principal fator é a perda de calor do oceano pela superfície durante o inverno, porém outros agentes podem influenciar a intensidade da formação como o vento e a precipitação. Portanto, inicialmente avaliamos a distribuição vertical, horizontal e temporal da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS), assim como suas propriedades físicas (temperatura, salinidade, densidade e vorticidade potencial (VP)) através dos perfis Argo e do conjunto de dados ISAS. A identificação da AMSTAS foi feita pela junção de dois principais fatores: intervalo de temperatura (12–18°C, para o Argo e 13–16°C para os demais conjuntos) e perfis com valores de VP menores que $1.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e para todos conjuntos, dividimos a AMSTAS em três tipos (AMSTAS1, 2 e 3). Os perfis selecionados apresentaram características típicas das águas modais do Atlântico Sul, com baixa estratificação vertical. Dos perfis Argo contendo AMSTAS, pudemos examinar o que ocorre no oceano, anteriormente e no início da formação, e se existe alguma relação entre esses dois momentos. É notável que no início da formação em comparação com o estado pré-formação, em geral, a temperatura reduz, a salinidade aumenta e a densidade aumenta. Porém, ao analisarmos essa relação por tipo de AMSTAS, notamos que as mudanças nas características da AMSTAS1 e 3 são diferentes das observadas para o tipo 2, que apresenta afinidade com a Água Modal Subtropical do Oceano Índico. Nos dados ISAS, devido a sua resolução mensal entre 2002 e 2019, conseguimos avaliar a evolução anual da AMSTAS. A formação ocorre entre Junho e Novembro, sendo mais evidente entre Julho e Outubro e mais espessa na porção oeste da bacia, vinculada aos menores valores de vorticidade potencial. Devido a essa maior homogeneidade, observamos que a AMSTAS de oeste tende a ser mais persistente (AMSTAS1) do que a formação de leste (AMSTAS2) e do sul (AMSTAS3), que são consideradas mais instáveis (menor durabilidade). Por esse motivo, observamos que ao afundar, a AMSTAS tende a se concentrar na porção oeste. Ao avaliarmos a relação da taxa de formação das AMSTAS com a taxa de formação de águas devido ao fluxo de calor pela superfície, notamos novamente uma diferença dos resultados vinculados a cada tipo. A taxa de formação da AMSTAS1 é a mais vinculada ao fluxo de calor; da AMSTAS2 é menor do que estimado; e da AMSTAS3, superior ao estimado. Por observarmos que existem outros fatores que podem influenciar a formação das AMSTAS, desenvolvemos experimentos simulados através do modelo CESM para investigar os impactos que alterações na radiação de ondas curtas, precipitação e componentes do vento, podem gerar sobre o volume das AMSTAS. Dentro das distintas alterações, avaliamos que a formação da AMSTAS1 e da 3 apresenta maior relação com processos termodinâmicos, enquanto a AMSTAS2 é influenciada majoritariamente por processos dinâmicos.

Abstract

PIERO SILVEIRA BERNARDO, **Importance of regional characteristics in the variation of the volume of the subtropical mode waters of the South Atlantic.** 2021. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021

The main characteristic of mode waters is the vertical homogeneity acquired during formation period. Its constitution occurs at surface and is related to deep convection in the mixed layer, which in turn is associated with processes that occur at the air–sea interface. The main factor is the ocean heat loss during the winter, however other agents can influence the intensity of the formation such as wind and precipitation. Therefore, we initially evaluated the vertical, horizontal and temporal distribution of the South Atlantic Subtropical Mode Water (SASTMW), as well as its physical properties (temperature, salinity, density and potential vorticity (PV)) through the Argo profiles and the ISAS data set. SASTMW was identified by combining two main factors: temperature range (12–18 °C, for Argo and 13–16 °C for other sets) and profiles with PV values less than $1.5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ and for all sets, we divided SASTMW into three types. The selected profiles presented typical characteristics of the mode water in South Atlantic, with low vertical stratification. From the Argo profiles containing SASTMW, we were able to examine what happens in the ocean, before and at the formation, and if there is any relationship between these two moments. It is notable that at the formation beginning in comparison with the pre–formation state, in general, the temperature decreases, salinity increases and density increases. However, when analysing this relationship by SASTMW type, we note that the changes in the characteristics of SASTMW1 and 3 are different from those observed for type 2, which has an affinity with the Indian Ocean Subtropical Mode Water. In the ISAS data, due to its monthly resolution between 2002 and 2019, we were able to assess the annual evolution of SASTMW. The formation occurs between June and November, being more evident between July and October, and thicker in the western portion of the basin, linked to the lower values of potential vorticity. Due to this greater homogeneity, we observed that the SASTMW in the west tends to be more persistent (SASTMW1) than the formation in the east (SASTMW2) and the south (SASTMW3), which is considered more unstable (less durability). For this reason, we observed that when sinking, SASTMW tends to be concentrated in the western portion. When assessing the relationship between the rate of formation of SASTMW and the rate of water formation due to the net heat flux, we noticed again a difference in the results linked to each type. The rate of formation of SASTMW1 is the most linked to the heat flux; SASTMW2 formation is less than estimated; and for SASTMW3, higher than calculated. As we observe that there are other factors that can influence the formation of SASTMW, we developed simulated experiments using the CESM model to investigate the impacts that changes in short wave radiation, precipitation and wind components, can generate on the SASTMW volume. Within the different changes, we evaluated that the formation of SASTMW1 and 3 has a greater relationship with thermodynamic processes, while SASTMW2 is mainly influenced by dynamic processes.

Lista de Figuras

- 1 Distribuição global das águas modais segundo Hanawa and Talley (2001). As áreas em vermelho indicam águas modais subtropicais, em rosa, águas modais subtropicais de leste e em marsala, águas modais subpolares e subantárticas. As flechas em preto mostram os giros subtropicais. 2
- 2 Representação das correntes geostróficas superficiais de larga escala do Atlântico Sul. Do sul para o norte (siglas referentes aos nomes em inglês): Corrente Circumpolar Antártica (AACC), Corrente das Malvinas (MC), Corrente do Atlântico Sul (SAC), Corrente das Agulhas (CA), Corrente do Brasil (BC), Corrente de Benguela (BgC), Corrente Sul Equatorial (SEC) com o ramo central (SEcC) e equatorial (SEeC), Contracorrente Sul Equatorial (SECC), Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Subcorrente Equatorial (EUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC). Fonte: Adaptado de Stramma and England (1999) por Paulo S. Polito. 9
- 3 Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 2002 a 2018 baseado nos dados ISAS. 12
- 4 Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1980 a 2015 baseado nos dados SODA. 13
- 5 Campos médios para o período de 2002 a 2019, baseado nos dados ERA-5, dos seguintes parâmetros: A. Radiação de ondas curtas; B. Radiação de ondas longas; C. Fluxo de calor latente; D. Fluxo de calor sensível; E. Precipitação; F. Evaporação; G. Velocidade do vento; e H. Cobertura de nuvens. Os vetores no diagrama G são referentes à direção do vento. 14
- 6 Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul, baseada na saída do modelo CESM, rodada NYF. 16
- 7 Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1949 a 2003, baseada na saída do modelo CESM, rodada IAF. 17
- 8 Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1958 a 2016, baseada na saída do modelo WOMBAT. 18
- 9 Distribuição da vorticidade potencial média de 2002 até 2019: (A) média da superfície até 400 m; (B) seção zonal de 35°S; (C) seção meridional de 35 °S, baseado nos dados ISAS. Losango no diagrama A é o ponto de intersecção da seção B e C, referente ao perfil da vorticidade potencial ($m^{-1}s^{-1}$) média do diagrama (D). 20
- 10 Exemplo de perfis típicos de temperatura contendo água modal de superfície (esquerda) e de subsuperfície (direita), evidenciadas nos diagramas pelos segmentos contido no retângulo laranja. 21
- 11 Distribuição do volume de água modal por classe de temperatura (entre 11.5°C e 18.5°C, variando de 0,1°C em 0,1°C) entre os anos de 2002 e 2017, da superfície até 300 m, baseado nos dados ISAS. 22
- 12 (A) Mapa do gradiente vertical médio de temperatura e (B) perfil de temperatura médio dos primeiros 20 m, de todos os perfis da região de estudo, em Setembro de 2002 a 2018, baseado nos dados ISAS. No diagrama B, média (linha preta), média mais desvio padrão (azul) e média menos desvio padrão (vermelho). 23

13	(A) Seção zonal a 36°S da temperatura no Atlântico Sul após a aplicação dos critérios de seleção da AMSTAS e (B) posteriormente a reconstrução dos perfis de setembro de 2009, baseado nos dados ISAS.	24
14	Divisão proposta da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde). Figura extraída do trabalho de Sato and Polito (2014), baseada em dados Argo.	26
15	Série temporal da temperatura do perfilador Argo id: 5905141. Pontos marcam os perfis e níveis identificados com água modal subtropical. Os perfis foram separados em início da formação (preto) e demais perfis (branco).	27
16	Perfis medidos por perfiladores Argo entre 2002 e 2019 para a região de 70°O e 80°L, 20°S e 50°S. Separados em perfis do Atlântico Sul (cinza) e perfis do Índico (vinho).	28
17	Diagrama retirado de Marshall et al. (1999) que ilustra na figura (a) a região cinza R limitada lateralmente pelas superfícies isopícnais e, verticalmente, pela superfície do oceano e por uma profundidade definida por $H(x, y)$. As áreas destas superfícies limitantes são definidas por $\mathcal{A}_\sigma(\sigma, t)$, $\mathcal{A}_\sigma(\sigma_1, t)$, $\mathcal{A}_h(\sigma, t)$ e $\mathcal{A}_S(\sigma, t)$. Os fluxos diapícnais através das isopícnais são definidos por $A(\sigma, t)$ e o fluxo através de H é dado por $M(\sigma, t)$. Na figura (b) observamos a área onde ocorre o afloramento na superfície de R denominada por \mathcal{A}_S	29
18	Diagrama retirado de Maze et al. (2009) que ilustra o volume (V_Θ) da camada Θ contido entre as duas isotermas (θ_1 e θ_2). Observamos também a taxa de transformação diatermal superficial F e o fluxo difusivo interno $\partial_\theta D$. E por fim, observamos o fluxo para fora da região de controle $M(\Theta)$ e o fluxo vertical de calor Q_{net} na superfície do oceano indicado pela seta cinza.	31
19	Camada de Ekman superficial gerada pelo stress do vento sobre o oceano (Cushman-Roisin and Beckers 2011).	34
20	Estrutura do camada de Ekman de superfície, para o Hemisfério Norte (Cushman-Roisin and Beckers 2011).	35
21	Bombeamento de Ekman devido a perturbação gerada pelo vento, para o Hemisfério Norte (Cushman-Roisin and Beckers 2011).	36
22	Máscara criada para padronizar a configuração dos experimentos baseados no modelo CESM, para a rodada NYF. Da faixa central para norte (e sul) temos a redução da porcentagem da perturbação máxima (100%) até o perturbação mínima (10%).	39
23	Média diária e a média \pm desvios-padrão do radiação de ondas curtas incidentes na superfície baseada na reanálise GISS na região onde há a alteração dos dados de entrada (Figura 22) dos experimentos, de 1948 a 2009.	41
24	Diferença da temperatura superficial média anual entre a rodada com (A) aumento da incidência das ondas curtas (OC1+) e o controle, e entre a (B) da redução (OC1-) e o controle.	42
25	Análise dos perfis Argo entre 2002 e 2019, na região de 70°O e 20°L, 20°S e 50°S, sendo os diagramas: (A) Mapa da distribuição dos perfis sem água modal (cinza), com AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde); Perfis médios com (marrom) e sem (cinza) a identificação da AMSTAS: (B) Temperatura, (C) Salinidade, (D) Densidade e (E) Vorticidade Potencial.	44

26	(A) Espessura média dos perfis primários de AMSTAS, (B) mês médio da ocorrência do perfil primário, (C) intervalo de dias, (D) distância e a diferença da (E) intensidade da vorticidade potencial média entre a medida do perfil primário e o de pré-formação dos perfiladores Argo. Cores: AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), e no diagrama E, as barras com cores mais claras representam os valores de pré-formação e as outras barras dos perfis primários.	46
27	(A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial média dos perfis primários contendo água modal (marrom, PM) e dos perfis pré-formação (preto, PF) dos perfiladores Argo, nas linhas sólidas. Linha pontilhada: valor médio menos um desvio-padrão; Linha tracejada: valor médio mais um desvio padrão.	47
28	Diferença entre os perfis médios de pré-formação e primários dos perfiladores Argo (linha preta) da (A) temperatura, (B) salinidade e (C) densidade, da (1) superfície até 100 m e de (2) 100 m até 350 m. Cores das linhas: diferença entre os valor médio menos um desvio-padrão (vermelha); diferença entre valor médio mais um desvio padrão (azul). . .	48
29	(A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial média dos perfis primários contendo água modal (linha sólida) e dos perfis pré-formação (tracejado), da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), dos perfiladores Argo.	49
30	Diferença entre os perfis de pré-formação e primários dos perfiladores Argo da (A) temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial, da (1) superfície até 100 m e (2) de 100 m até 300 m (2), da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).	50
31	Distribuição espacial dos perfis Argo sem a detecção de água modal (cinza), com Água Modal Subtropical do Atlântico Sul do tipo 1 (vermelho), tipo 2 (azul), tipo 3 (verde) e com a Água Modal Subtropical do Oceano Índico (magenta), entre 70°O e 80°L, 20°S e 60°S, de 2002 a 2019.	52
32	Para a porção de 0° a 20°L entre 2002 e 2019, (A) distribuição dos perfis de água modal e a (B) quantidade de perfis por ano de cada tipo de água modal para a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), dos perfiladores Argo. . . .	53
33	Perfis de (A) temperatura, (B) salinidade e (C) densidade médios entre 2002 e 2019 da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), restrito a região de 0° a 20°L (linha sólida) e para toda a área (linha tracejada) avaliada e coberta dos perfiladores Argo.	54
34	Distribuição de densidade média vertical dos perfis Argo contendo AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), restrito a região de 0° a 20°L de 2002 a 2019.	55
35	Climatologia mensal da profundidade mínima do limite superior dos perfis contendo AMSTAS, entre o ano de 2002 e 2019 baseado nos dados ISAS.	56
36	Espessura média dos perfis de AMSTAS de superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. O contorno é a taxa de ocorrência da AMSTAS em superfície, em porcentagem, de cada ponto de grade.	57
37	(A) Área mensal ocupada média, (B) espessura mensal média e (C) profundidade mínima mensal dos perfis de AMSTAS de superfície (laranja) e subsuperfície (cinza) entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	58

38	Variação dos perfis de temperatura contendo AMSTAS centrada em 35,5°O, 36°S entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	59
39	Seção meridional fixada em 35,5°O dos perfis médios de temperatura contendo AMSTAS, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	60
40	Taxa média da variação mensal da área da camada de subsuperfície da AMSTAS de 2002 a 2019, baseado nos dados ISAS.	61
41	Espessura média dos perfis de AMSTAS de subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. O contorno é a taxa de ocorrência da AMSTAS em superfície, em porcentagem, de cada ponto de grade.	62
42	Seção zonal fixada em 36°S dos perfis médios de temperatura contendo AMSTAS, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	62
43	Hovmöller da variação zonal da profundidade mínima das camadas de AMSTAS entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. Consideramos a média das latitudes onde há a ocorrência da AMSTAS, tanto em superfície, como em subsuperfície.	63
44	Vorticidade potencial média dos perfis de AMSTAS de (A) superfície e (B) subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	64
45	Climatologia anual da variação zonal da densidade, consideramos a média latitudinal entre 20°S e 50°S. Os contornos são dos valores de 26 kg·m ⁻³ . a 26,6 kg·m ⁻³	65
46	Volume da água modal subtropical do Atlântico Sul das categorias de superfície (laranja) e subsuperfície (cinza) entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	66
47	Ciclo anual do volume de AMSTAS na superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. Zona cinza representa o valor médio mais ou menos o desvio padrão.	67
48	Anomalia do volume para a camada de (A) superfície e de (B) subsuperfície, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	68
49	Anomalia do fluxo de calor anual médio, do ERA-5, sobre a região de ocorrência da AMSTAS na superfície com taxa superior ao valor médio de ocorrência ($\geq 27\%$, Figura 36), baseado nos dados ISAS.	69
50	Volume da água modal subtropical do Atlântico Sul de superfície entre 1980 e 2019 utilizando os dados ISAS (laranja) e SODA (azul). A série temporal do ISAS cobre o período de 2002 a 2019 e o SODA de 1980 a 2015.	70
51	Volume médio da água modal subtropical do Atlântico Sul de superfície utilizando os dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.	71
52	Volume médio da água modal subtropical do Atlântico Sul de subsuperfície utilizando os dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.	72
53	(A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade, (D) vorticidade potencial e (E) gradiente vertical de temperatura médio da região entre 54°O e 18°L, 30°S e 36°S, região do Atlântico Sul entre 150 e 300 m, dos dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.	72
54	(A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade, (D) vorticidade potencial e (E) gradiente vertical de temperatura médio da região entre 54°O e 18°L, 33°S e 39°S, região do Atlântico Sul entre 0 e 150 m, dos dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.	73

55	Divisão média resultado da análise de <i>cluster</i> sobre os perfis de AMSTAS de 2002 a 2019 para as camadas de (A) superfície e de (B) subsuperfície, espessura média da camada de AMSTAS em (C) superfície e em (D) subsuperfície. AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), baseado nos dados ISAS.	74
56	Valores médios de densidade por perfil dos dados ISAS contendo AMSTAS de 2002 a 2019, divididos segundo o resultado da análise de <i>cluster</i> . AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).	76
57	Volume dos três tipos de AMSTAS, após a aplicação da análise de <i>cluster</i> , das categorias de superfície e subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	76
58	Anomalia do (A) volume total de AMSTAS de superfície (de Julho a Outubro) e do (B) volume dos três tipos de AMSTAS de superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	80
59	Comparação entre a taxa de transformação F referente a isoterma de 13°C (azul) e da isoterma de 16°C (vermelho) (A) entre 2002 e 2018 e o (B) ciclo anual dessas taxas, baseada nos dados ERA-5.	82
60	Média mensal da posição da isoterma de $(13\pm 0,25)^{\circ}\text{C}$ (azul) e da isoterma de $(16\pm 0,25)^{\circ}\text{C}$ (vermelho), entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.	83
61	Comparação entre a taxa de formação ΔF (Taxa Walin, cinza) e a taxa de formação da AMSTAS (Taxa ISAS, laranja) (A) entre 2002 e 2018, (B) taxa média de formação anual e o (C) ciclo anual dessas taxas. A taxa Walin é baseada nos dados ERA-5 e a taxa ISAS, nos dados ISAS.	84
62	Diferença entre a taxa ISAS e a taxa Walin, por tipo de AMSTAS, considerando o intervalo típico de cada tipo para o cálculo da taxa Walin de formação, entre 2002 e 2018. A taxa Walin é baseada nos dados ERA-5 e a taxa ISAS, baseado nos dados ISAS.	85
63	(A) Taxa de ocorrência dos perfis contendo AMSTAS com VP inferior à $2 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$, baseado nos dados ISAS, de 2002 a 2018. (B) Fluxo de calor pela superfície médio do ERA-5 de Julho a Outubro, de 1979 a 2018. Os contornos são a região média da: AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).	87
64	(A) Ciclo médio anual do fluxo de calor pela superfície da região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o fluxo de calor pela superfície de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.	88
65	(Correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre a velocidade do vento e o: (A) calor latente e (B) calor sensível, entre 1979 e 2019 nos dados ERA-5. Os contornos representam as áreas médias ocupadas pela AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).	89

66	(A) Ciclo médio anual da velocidade do vento sobre a região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e a velocidade do vento de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.	90
67	(A) Ciclo médio anual do balanço de água doce (evaporação menos precipitação) na região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o balanço de água doce de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.	91
68	(A) Ciclo médio anual do bombeamento de Ekman da região delimitada por cada tipo de AMSTAS (eixo Y invertido); Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o bombeamento de Ekman de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.	92
69	(A) Ciclo médio anual do transporte de Ekman meridional da região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e transporte de Ekman meridional de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.	93
70	Volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada NYF, em 53 anos de simulação. Linha tracejada preta representa o ajuste linear da tendência da série temporal.	95
71	Ano médio do volume de AMSTAS superficial dos dados ISAS (linha laranja) e ano médio do volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada NYF (verde).	96
72	Volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada IAF, entre 1949 e 2003.	96
73	(A) Volume de 2002 a 2003 e (B) o ano médio da AMSTAS de superfície dos dados ISAS de 2002 a 2018 (laranja) e da saída do modelo CESM, rodada IAF, de 1949 a 2003 (rosa).	97
74	Espessura média dos três conjuntos da AMSTAS em superfície da rodada NYF (53 anos), rodada IAF (1949 a 2003) e do conjunto de dados ISAS (2002 a 2019). Contorno tracejado representa a taxa de ocorrência de cada ponto ao longo da série temporal de cada conjunto.	99
75	Volume da AMSTAS de superfície na simulação WOMBAT entre 1958 e 2016.	100
76	(A) Volume de 2002 a 2016 e (B) o ano médio da AMSTAS de superfície dos dados ISAS de 2002 a 2018 (laranja) e da saída do WOMBAT de 1958 a 2016 (vinho).	101
77	Espessura média da AMSTAS em superfície da rodada WOMBAT (1949 a 2003) e baseado nos dados ISAS (2002 a 2019).	102

78	Diferença entre o campo médio de temperatura (Coluna T) e da salinidade (Coluna S) entre o conjunto SODA, rodada CESM–IAF, rodada CESM–NYF e modelo WOMBAT, e os dados ISAS.	104
79	Ciclo anual médio da temperatura (A), salinidade (B), densidade (C), vorticidade potencial (D) e gradiente vertical de temperatura (E) da camada de AMSTAS nos dados ISAS, entre 2002 e 2019, (laranja) e na saída do modelo CESM, rodada NYF (verde), não datado.	105
80	Diferença entre a salinidade média da camada de AMSTAS de superfície nos dados ISAS, entre 2002 e 2019, e na saída do modelo CESM na rodada NYF (não datado). contornos são as áreas médias da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde) dos 53 anos rodada NYF do modelo CESM.	106
81	A: Distribuição média de cada tipo de AMSTAS na superfície. Vermelho: AMSTAS1; Azul: AMSTAS2; e verde: AMSTAS3. Cada círculo preto dentro das áreas das AMSTAS marca o ponto analisado da Figura 82 a 84; o círculo cinza representa o ponto sem água modal usado na Figura 85. A área dentro da linha tracejada preta delimita a área com 90% de ocorrência de água modal durante o inverno. B: Espessura média da superfície de AMSTAS. C: O mesmo de (A), mas para subsuperfície e com taxa de ocorrência calculada de Novembro a Junho. D: Espessura média subsuperficial da AMSTAS. Todos os mapas foram baseados na saída diária do modelo CESM na rodada NYF.	108
82	(A) Temperatura, (B) radiação de onda curta, (C) salinidade, (D) precipitação, (E) vorticidade potencial, (F) velocidade do vento, e (G) variação do volume superficial da AMSTAS1 ao longo de um ano em 37,5°S, 32,5°O na rodada controle do CESM. Os contornos tracejados brancos em (A), (C) e (E) representam a camada de AMSTAS1 identificada ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no máximo valor de contorno.	110
83	O mesmo para a Figura 82, porém em (37°S, 4,5°L) representando a AMSTAS2.	111
84	O mesmo para a Figura 82, porém a 38°S, 17°O e para a AMSTAS3.	112
85	O mesmo para a Figura 82, porém a 28°S, 33,5°O e sem a formação de AMSTAS de qualquer tipo.	113
86	Média do ciclo anual de temperatura superficial (linha preta) em diferentes pontos de grade, com mais (azul) ou menos (vermelho) um desvio-padrão, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.	114
87	O mesmo da Figura 86, mas para a salinidade superficial, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.	115
88	O mesmo da Figura 86, mas para a profundidade da camada de mistura, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.	116
89	Série temporal da anomalia da temperatura para cada experimento, no período de formação de água modal subtropical do Atlântico Sul, na região de 37°S a 40°S, 33°O a 27°O.	117
90	O mesmo da Figura 89, mas para a salinidade.	118
91	O mesmo da Figura 89, mas para a densidade.	118
92	O mesmo da Figura 89, mas para a espessura da camada de mistura.	119
93	Divisão proposta dos três tipos de AMSTAS (tipo 1 (vermelho), 2 (azul) e 3 (vermelho)) a partir da aplicação da análise de <i>cluster</i> para diferentes experimentos. Os contornos representam a área determinada na rodada controle, sendo as cores correspondentes aos tipos de AMSTAS.	121

94	Resposta da água modal simulada a um aumento de desvio padrão (\pm) e diminuição dos valores de entrada de ondas curtas (OC+ e OC-); intensificação e redução de $\pm 25\%$ da precipitação (PT+ e PT-); e, aumento e enfraquecimento em $\pm 10\%$ da velocidade do vento (VV+ e VV-). Todas as variáveis são relativas à rodada controle (valor do experimento menos rodada controle). Vermelho: AMSTAS1. Azul: AMSTAS2. Verde: AMSTAS3. (A) Valores positivos (negativos) representam o avanço (atraso) da formação. (B) Valores negativos (positivos) representam o avanço (atraso) do final da formação. (C) Espessura média relativa. (D) Resposta da temperatura média relativa de Julho a Outubro. (E) Vorticidade potencial média relativa de Julho a Outubro.	123
95	Volume, área, espessura, intensidade da VP e calor armazenado médio da camada de água modal de inverno em relação à rodada controle para cada tipo de AMSTAS em cada experimento de sensibilidade executado. A anomalia é expressa em % e representa o aumento/redução em relação ao controle.	124
96	Mapas médios anuais para o Atlântico Sul dos dados de entrada do modelo NCAR - CESM. A. Radiação de Ondas Curtas de Superfície; B. Precipitação; C. Rotacional do vento estimado (cores) e vetor do vento; D. Velocidade do vento calculada (cores) e vetor do vento. Caixa vermelha (1): AMSTAS1; caixa azul (2): AMSTAS2; caixa verde (3): AMSTAS3.	126
A1	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	141
A2	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	142
A3	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	143
A4	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	144
A5	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	145
A6	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em $37,5^{\circ}\text{S}$, $32,5^{\circ}\text{O}$ no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	146

A7	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	147
A8	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	148
A9	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	149
A10	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	150
A11	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	151
A12	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	152
A13	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	153
A14	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	154
A15	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	155
A16	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	156

A17	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	157
A18	Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.	158

Acrônimos

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACI	Água Central do Índico
ACs	Águas Centrais
ADG	Água de Dezoito Graus
AIA	Água Intermediária Antártica
AMSA	Água Modal Subantártica
AMST	Água Modal Subtropical
AMSTAS	Água Modal Subtropical do Atlântico Sul
AMSTOI	Água Modal Subtropical do Oceano Índico
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AT	Água Tropical
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBg	Corrente de Benguela
CBM	Confluência Brasil–Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CESM	Community Earth System Model
CICE	Community Ice Code
CMC	Camada de mistura climatológica
COSIMA	Consortium for Ocean-Sea Ice Modeling in Australia
CSE	Corrente Sul Equatorial
CM	Corrente das Malvinas
DP	Desvio-padrão
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FSA	Frente Subantártica
FST	Frente Subtropical
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
IAF	Interannual forcing
IFREMER	French Research Institute for Exploitation of the Sea
ISAS	In Situ Analysis System
MOM	Modular Ocean Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research Staff
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NYF	Normal year forcing
OC+	Experimento do aumento da incidência de ondas curtas em 1 desvio-padrão
OC-	Experimento da redução da incidência de ondas curtas em 1 desvio-padrão
PF	Perfil Argo de pré–formação
PM	Perfil Argo primário

PT+ Experimento do aumento da precipitação em 25%

PT- Experimento da redução da precipitação em 25%

RCA Retroflexão da Corrente das Agulhas

SODA Simple Ocean Data Assimilation

TSM Temperatura da superfície do mar

VP Vorticidade Potencial

VV+ Experimento do aumento das componentes u e v do vento em 10%

VV- Experimento da redução das componentes u e v do vento em 10%

Conteúdo

1	Introdução	1
1.1	Águas Modais	1
1.2	Água Modal nos Atlântico Sul	3
1.3	Processo de Formação e Importância das Águas Modais	4
2	Área de estudo	6
3	Hipótese e Objetivos Gerais	10
4	Materiais	11
4.1	Argo	11
4.2	In Situ Analysis System – ISAS	11
4.3	Simple Ocean Data Assimilation – SODA	12
4.4	ERA-5	13
4.5	Modelo : NCAR–CESM	14
4.6	Modelo : WOMBAT	17
5	Metodologia	18
5.1	Identificação da água modal	19
5.2	Análise de cluster	25
5.3	Análise da AMSTAS através do Argo	26
5.4	Cálculo de Walin	28
5.5	Variáveis do ERA–5	32
5.5.1	Estimativas do Fluxo de calor	33
5.5.2	Estimativa do Transporte e bombeamento de Ekman	33
5.6	Correlação AMSTAS e variáveis atmosféricas	36
5.7	Simulações com o NCAR–CESM	37
5.8	Experimentos com o NCAR–CESM	38
6	AMSTAS nos dados Argo	43
6.1	Identificação da AMSTAS	43
6.2	Pré-condicionamento	45
6.3	AMSTAS e o Oceano Índico	51
7	AMSTAS nos dados ISAS	55
7.1	Identificação da AMSTAS	56
7.2	AMSTAS através das saídas do SODA - comparação com ISAS	70
7.3	Análise de cluster aplicada nos dados ISAS	73
7.4	Variabilidade interanual - Análise de Walin	81
7.5	Correlação entre ERA-5 e ISAS	87

8	AMSTAS e os modelos	94
8.1	AMSTAS no CESM	94
8.2	AMSTAS no WOMBAT	100
8.3	Correlação dos dados e produtos	102
8.4	Comparação entre ISAS e CESM–NYF	104
9	Experimentos de sensibilidade	106
9.1	Características da AMSTAS na rodada controle	107
9.2	Teste de repetição do experimento OC+	113
9.3	Simulação da AMSTAS nos experimentos de sensibilidade	116
9.4	Alterações das AMSTAS relacionadas a cada experimento	120
10	Conclusão	126
11	Apêndice A	141

1 Introdução

1.1 Águas Modais

Água modal é uma camada de água que apresenta uma homogeneidade peculiar, tanto vertical como horizontalmente (Hanawa and Talley 2001). Esta característica torna-se evidente devido ao fato da água modal ser comumente identificada logo acima da picnoclina permanente (Warren 1972). Assim, é notável o contraste entre a camada de água modal com baixos gradientes verticais de temperatura, salinidade e densidade (termostata, halostata e picnostata, respectivamente), e as camadas altamente estratificadas da picnoclina sazonal e a permanente (Hanawa and Talley 2001).

Devido a essa uniformidade identificada, as águas modais exibem baixos valores de vorticidade potencial (VP) (Hanawa and Talley 2001). Segundo McCartney and Talley (1982), a VP tem extrema importância como traçador da água modal, em primeiro lugar, devido ao seu caráter conservativo, sendo assim, a água modal pode ser identificada distante de seu local de formação, mesmo em regiões com alta mistura horizontal. Em segundo, devido a relação diretamente proporcional da VP com a estabilidade hidrostática da coluna d'água, que por sua vez, descreve o estado da estratificação vertical da camada, do modo que quanto menor o valor de VP, menor a estratificação.

Dessa forma, através do monitoramento dos baixos valores de vorticidade potencial e sua característica conservativa, podemos ampliar nosso entendimento sobre a participação da água modal em outros processos, como por exemplo, a ventilação da termoclina permanente em regiões distantes da região de afloramento na superfície (*'outcropping'* é o termo utilizado em inglês para esse fenômeno). Assim, os baixos valores de VP funcionam como traçador (Bingham 1992) dessa renovação da camada altamente estratificada que cerca a camada de água modal (Talley 1988). Maze and Marshall (2011) utilizaram o conceito da vorticidade potencial em forma de fluxo (Haynes and McIntyre 1987; Marshall and Nurser 1992) para mapear a formação e a evolução da Água Modal Subtropical do Atlântico Norte.

A identificação das regiões de formação está diretamente relacionada a dois principais características relacionadas a gênese da camada (Li 2012): locais com fluxo de calor negativo (oceano perdendo calor para a atmosfera) e afloramento na superfície de isotermas típicas, provenientes de subsuperfície. Sobre a primeira, essa transferência de calor, juntamente com a influência de outros fatores, promove um processo convectivo na camada de mistura do oceano (Warren 1972; de Boyer Montégut et al. 2004). A região afetada por esse processo é inferior a área ocupada posteriormente pela água modal em formação (McCartney and Talley 1982). O segundo atributo está relacionado à posição latitudinal e longitudinal. Por exemplo, nos subtrópicos observaremos águas modais mais quentes no Oceano Austral, e na porção oeste do Índico visualizamos águas modais mais quentes que no oeste do Atlântico Sul. De maneira que cada formação apresenta um intervalo típico de temperatura, densidade e posição na coluna d'água, após o afundamento da camada (Hanawa and Talley 2001).

As particularidades dos locais de formação são os fatores que denominam cada tipo de formação (Joyce 2011). Segundo Hanawa and Talley (2001), podemos identificar a ocorrência dessa formação em diversas bacias oceânicas. No Pacífico Norte encontramos a Água Modal Subtropical do Pacífico Norte (Masuzawa 1969), Água Modal Central do Pacífico Norte (Nakamura 1996), Água Modal Subtropical do Leste do Pacífico Norte (Hautala and Roemmich 1998), e no Sul, Água Modal Subtropical do Pacífico Sul (Roemmich and Cornuelle 1992) e a Água Modal do Leste do Pacífico Sul (Tsuchiya and Talley 1996). No Oceano Índico identificamos a Água Modal Subtropical do Oceano Índico (Gordon et al. 1987) e a

Água Modal Subantártica do Sudoeste do Índico (Thompson and Edwards 1981). No Atlântico Norte, observamos a formação da Água Subtropical do Atlântico Norte (Worthington 1959), Água Modal da Madeira (Käse et al. 1985) e a Água Modal Subpolar (McCartney and Talley 1982). No Atlântico Sul, encontramos a presença da Água Modal Subtropical (AMST) (Provost et al. 1999; Sato and Polito 2014) e AMST de Leste (Provost et al. 1999). Por fim, no Hemisfério Sul, ao longo de quase todo o Oceano Austral, podemos observar a Água Modal Subantártica (AMSA) (McCartney 1977) (Figura 1).

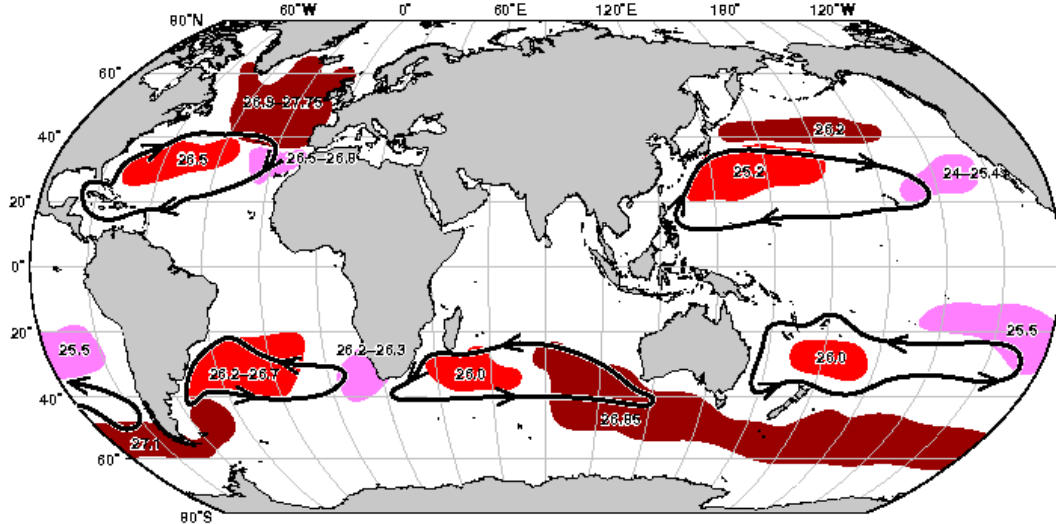


Figura 1: Distribuição global das águas modais segundo Hanawa and Talley (2001). As áreas em vermelho indicam águas modais subtropicais, em rosa, águas modais subtropicais de leste e em marsala, águas modais subpolares e subantárticas. As flechas em preto mostram os giros subtropicais.

Dentre as águas modais listadas, podemos destacar duas das formações. A primeira delas é a água modal subtropical do Atlântico Norte, mais comumente conhecida como Água de Dezoito Graus (ADG) (18°C), que foi a primeira formação desse tipo a ser identificada. A ADG apresenta temperatura ($[17,9\pm 0,3]^{\circ}\text{C}$) e salinidade ($36,50\pm 0,10$) quase uniforme em sua extensão (Worthington 1959) e é atualmente a água modal mais investigada (Talley and Raymer 1982; Joyce 2011). Posteriormente Masuzawa (1969) introduziu o termo ‘água modal subtropical’ para a identificação dessa água.

As águas modais, de modo geral, persistem em subsuperfície além do ano em que são formadas (Hanawa and Talley 2001). A ADG apresenta um longo tempo para ser renovada (tempo para a formação de um ciclo ser totalmente consumida), próximo de 5 anos (Talley and Raymer 1982), com suas propriedades variando de 5 a 10 anos. Quanto maior o tempo, mais longo será a memória do oceano, em relação a processos de interface (Old and Haines 2006). Por ser considerada um valioso reservatório de calor (Kelly and Dong 2013), a ADG é utilizada para avaliações do efeito de processos climáticos decadais (Qiu and Chen 2006) e multidecadais (Wu et al. 2020) sobre o oceano.

Diversos estudos foram desenvolvidos sobre a água modal subtropical do Atlântico Norte. Estudos estes relacionados ao ciclo anual de formação e destruição (Maze et al. 2009; Billheimer and Talley 2016; Cerovečki and Giglio 2016), evolução da camada (Cerovečki et al. 2013; Davis et al. 2013; Fratantoni et al. 2013; Gary et al. 2014), variabilidade de suas propriedades (Talley and McCartney 1982), ciclo sazonal (Forget et al. 2011), e até o recente declínio da formação relacionado ao aquecimento dos oceanos (Stevens et al. 2020). Sendo que grande parte dessas investigações foram incentivados pelo projeto CLIVar

MOde Water Dynamic Experiment (Marshall et al. 2005), que focou em estudos desse tipo de água modal. Os temas citados são apenas alguns dos trabalhos existentes, nos mostrando a variedade de abordagens que podem ser desenvolvidas nos estudos de águas modais no Atlântico Sul.

A segunda que destacaremos é a Água Modal Subantártica (AMSA). Essa formação pode ser vista ao longo de quase todo o oceano Austral (Figura 1), com interrupção na porção oeste do Atlântico Sul e no centro do Índico. Devido a essa cobertura espacial, a AMSA apresenta um vasto intervalo de temperatura, de 15°C no Atlântico Sul, onde a Frente Subantártica está mais ao norte, até 4-5°C, a oeste da passagem de Drake (Hanawa and Talley 2001). Essa formação possui um papel importante na ventilação nas bacias do Hemisfério Sul, sendo a composição principal da Água Intermediária Antártica no Pacífico e no Atlântico Sul (Talley 1997).

1.2 Água Modal nos Atlântico Sul

Existe uma quantidade inferior de estudos sobre as águas modais do Atlântico Sul, se comparado as demais formações. Conforme apresentado anteriormente, encontramos duas formações de águas modais (Tsuchiya et al. 1994), tendo relação direta com a ventilação da termoclina permanente no Atlântico Sul (Luyten et al. 1983). A AMSA ao sul da bacia é formada em regiões subantárticas e é considerada como mais densa ($\sigma > 27 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), porém sua distribuição se restringe no Atlântico Sul a sudoeste da bacia, próxima a Passagem de Drake (Schneider and Bravo 2006; Herraiz-Borreguero and Rintoul 2011). Já a AMST é formada no contorno oeste do giro subtropical (Provost et al. 1995; Maamaatuaiahutapu et al. 1999) e é considerada menos densa (McCartney 1977). Podemos distinguir três tipos de águas modais subtropicais no Atlântico Sul (AMSTAS) (Provost et al. 1999; Sato and Polito 2014; Bernardo and Sato 2020) e uma água modal subtropical de leste. Provost et al. (1999) definiram que podemos diferenciá-las pela densidade potencial e pela profundidade onde estas se localizam após a formação. Posteriormente, Sato and Polito (2014), utilizando dados de flutuadores Argo, diferenciaram e localizaram os três tipos de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS) utilizando valores de vorticidade potencial, associando as águas modais com valores mínimos de VP. Sato and Polito (2014) também observaram que a AMSTAS se estende mais para leste (Figura 14), se comparado com o observado na Figura 1. Dessa forma, entende-se que a formação dos diferentes tipos de AMSTAS está associada a diferentes regiões do Atlântico Sul e não somente a contorno oeste (Ferreira et al. 2019; Bernardo and Sato 2020).

Sato and Polito (2014) utilizaram perfis provenientes de flutuadores Argo para a identificação da presença das águas modais subtropicais. Foram observados perfis contendo AMSTAS na recirculação da Corrente do Brasil, no lado oeste da bacia, ao longo do limite sul do giro e na porção leste. Sendo que todos os perfis coincidem com regiões onde o fluxo de calor acumulado é negativo.

O primeiro tipo observado é a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul 1 (AMSTAS1) com densidade potencial de $(26,4\pm 0,1) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, salinidade de $35,6\pm 0,2$ e temperatura potencial de $(15,0\pm 0,9)^\circ\text{C}$ e se localiza próxima a 100 m de profundidade. No Atlântico Sudeste, a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul 2 (AMSTAS2) define-se com valor de $(26,1\pm 0,1) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, salinidade de $35,7\pm 0,2$ e temperatura potencial de $(16,7\pm 0,9)^\circ\text{C}$ e se localiza entre 150 e 400 m. E por último, a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul 3 (AMSTAS3), com densidade potencial de $(26,5\pm 0,1) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, apresenta salinidade de $35,2\pm 0,2$ e temperatura potencial de $(13,2\pm 0,9)^\circ\text{C}$, entre 400 m e 600 m (Provost et al. 1999; Sato and Polito 2014). Por comparação, observamos que a AMSTAS3 é a mais densa e fria e a AMSTAS2 a menos densa, e mais quente. É importante destacar que esses valores são baseados em observações. Sendo

assim, ao utilizarmos saídas de modelos e por estas simulações possuírem limitações e/ou divergências de reproduzir as mesmas propriedades das águas modais observadas, os intervalos e valores dessas propriedades podem variar conforme o conjunto utilizado (Dong and Kelly 2013).

Posteriormente, Ferreira et al. (2019) utilizou perfis de CTD (do inglês *conductivity, temperature, and depth sensors*) de Abril a Maio de 2015 e dois perfiladores Argo de 2015 a 2017 para avaliar a AMSTAS, na porção oeste da bacia, próxima a Confluência Brasil–Malvinas. Os dois flutuadores tiveram pouco deslocamento horizontal, favorecendo uma maior amostragem da AMSTAS. Os autores identificaram que as camadas com formações mais recentes apresentam valores menores na ordem de $O[10^{-1}$ a $10^{-2}]$ se comparado aos valores médios observados em todas as medidas, que está de acordo com o observado por Forget et al. (2011).

Foi possível observar a formação entre Agosto e Novembro de 2015, e Julho a Outubro de 2016, apresentando um defasagem com o período que o balance de calor pela superfície é negativo. Conforme os períodos supracitados do período de formação, o oceano já está ganhando calor na primavera e a AMSTAS ainda está sendo formada em superfície. Contudo, o período de formação é concomitante a fase negativa do balanço de calor pela superfície integrado no tempo.

A formação se inicia em um período na ordem de 5 dias, sendo considerado para isso o esfriamento da camada de mistura e o afloramento da isoterma de 16°C . Essa isoterma estava relacionada a AMSTAS em subsuperfície, de ciclos anteriores, que possuíam valores maiores de VP, se comparado aos perfis de superfície. As camadas observadas chegaram a espessura de 290 m em superfície, o que é resultado da sobreposição de uma camada nova sendo formada e a camada afundada em subsuperfície. A AMSTAS em subsuperfície foi observada ao longo de toda a série temporal dos perfis Argo.

1.3 Processo de Formação e Importância das Águas Modais

Devido a variabilidade decadal da formação de água modal encontrada em outras bacias (Qiu and Chen 2006) e sua capacidade de armazenamento de calor (Hanawa and Kamada 2001) extraído da superfície e transportado para dentro do oceano (Gao et al. 2018), a melhor compreensão dos processos e condições meteoceanográficas envolvidas na formação da água modal (Holte et al. 2012; Nishikawa et al. 2013) contribuirá com os estudos sobre mudanças de longo–termo (Wu et al. 2020) de sistemas climáticos de médias latitudes (Rintoul and England 2002). Além da provável influência dessa formação sobre as águas superficiais e a evolução da temperatura superficial ao longo das bacias oceânicas (Hanawa and Talley 2001). Dessa forma, a avaliação do volume de água modal formado anualmente recebe destaque, juntamente com sua variação intra e interanual (Hanawa 1987; Suga and Hanawa 1995; Alfultis and Cornillon 2001; Holbrook and Maharaj 2008; Li 2012; Hong et al. 2020). Portanto, o volume de água modal pode sofrer variação durante três diferentes conjunturas, sendo a primeira relacionada ao período em que as isotermas típicas de cada formação de água modal se encontram na superfície dos oceanos (Speer and Tziperman 1992; Toyoda et al. 2004; Hartin et al. 2011) e as outras duas relacionadas à água modal afundada (Bingham 1992; Downes et al. 2009; Cerovečki et al. 2013), em subsuperfície:

- Formação: a variação do volume envolve as condições iniciais da região de formação e os processos que influenciam as propriedades da região (Katsura 2018), espessura das camadas formadas (Suga and Hanawa 1990; Suga et al. 2004; Toyoda et al. 2004) e o balanço de densidade e calor (Maze et al. 2009; Cerovečki and Giglio 2016). Portanto, em conjunto com a troca de calor pela

superfície (Hazeleger and Drijfhout 1998), outros processos podem criar anomalias no volume gerado/destruído da camada de água modal na superfície (Kouketsu et al. 2011);

- Advecção: a água modal é exportada para fora da região de formação (Davis et al. 2013), já em subsuperfície, sendo dissipada ao ser transportada e misturando-se com águas modais remanescentes formadas dentro de outros ciclos (Maze et al. 2013), reduzindo seu volume por dissipação e agregando volume novo em águas já existentes de outros ciclos de formação;
- Subducção: em conjunto com o processo pós-formação, a camada formada e afundada pode contribuir com o processo denominado ‘ventilação da termoclina’ (Luyten et al. 1983), onde parte desse novo volume é subductado para fora da camada de água modal (Yasuda and Hanawa 1997; Xie et al. 2000; Qu et al. 2002). Dessa forma, águas com contato recente com a atmosfera são transferidas para camadas mais profundas do oceano (McCartney and Talley 1982; Forget et al. 2011; Kwon 2013). Constatamos assim o volume formado dentro de um ciclo sendo reduzido devido à transferência da camada de água modal para a termoclina permanente (Oka et al. 2011).

Sobre a formação, através dos trabalhos de Warren (1972) e Worthington (1976), observou-se que a criação da Água de Dezoito Graus está relacionada tanto a processos termodinâmicos quanto dinâmicos. Porém, a parcela prioritária para a formação é devido a um intenso processo de resfriamento da superfície durante os meses de inverno (Provost et al. 1999). Durante esse período, o oceano perde calor através de sua interface com a atmosfera, o que reduz a temperatura superficial. Isso provoca um aumento da densidade das camadas superiores e, assim, reduz sua flutuabilidade, ou seja, o empuxo (Donners et al. 2005). Dessa maneira, a porção do oceano afetada por esse regime de transferência negativa de calor (perda) é conduzida a um processo convectivo (Ribbe and Tomczak 1997), gerando baixos gradientes de densidade e, por consequência, baixos valores de VP (Hanawa and Talley 2001). Por esse motivo, camadas de mistura mais profundas são formadas (Worthington 1972), que potencialmente podem formar camadas de água modal (McCartney and Talley 1982). Esse volume formado devido ao fluxo de calor e de densidade pode ser estimado através da metodologia de Walin (1982) que atribui a formação de novas águas dentro de um intervalo determinado de densidade a estes fluxos. Já a parcela dinâmica pode ser atribuída a forçantes na interface oceano-atmosfera como, por exemplo, o transporte de Ekman e vórtices na região (Qiu et al. 2007; Holte et al. 2012), que podem intensificar o processo de convecção profunda causando espessamento das colunas.

Depois do período de formação a água modal afunda e é advectada além de sua região de geração (Hanawa and Talley 2001). Ao vermos as características das águas modais afundadas, notamos que estas possuem relação direta com as condições oceânicas e climáticas do momento de formação, como anomalias da temperatura, salinidade, densidade e VP (Oka and Qiu 2012). Desta forma, o entendimento da distribuição espacial e temporal dos parâmetros típicos das águas modais possibilitará melhor compreensão dos processos na interface oceano-atmosfera e da dinâmica regional (Hazeleger and Drijfhout 1998; Holte et al. 2012), que afetam diretamente o processo de formação da água modal. Sabendo que a camada de água modal é capaz de armazenar calor entre ciclos de formação (Kelly and Dong 2013), observa-se que há influência das águas modais sobre camadas de mistura formadas nos anos seguintes, em regiões distantes da área de formação (Hanawa 1987). Assim, conforme pontuado anteriormente, visualizamos que as águas modais podem impactar as camadas inferiores através da subducção (Toyama and Suga 2010), onde parte do volume formado é transferido para fora da camada de água modal, contribuindo para a composição de outras massas d’água (Donners et al. 2005).

Portanto, o entendimento do balanço de volume durante a formação (Nishikawa et al. 2013) e das transferências de volumes durante o afundamento e espalhamento da água modal em subsuperfície, nos auxiliará a compreender a relação da somatória das condições envolvidas durante a formação da água modal e das anomalias climáticas das regiões de formação. Ou seja, a água modal integra em seu interior na forma de calor armazenado (Old and Haines 2006) o resultado do processo das interações entre o oceano e a atmosfera devido às trocas de calor pela superfície e a interação com circulação adjacente e, dessa forma, apresenta-se como um importante *feedback* das mudanças climáticas (Kelly et al. 2010; Kelly and Dong 2013). Além de que, em diversos trabalhos, identificamos a importância da água modal com impacto sobre a biogeoquímica de camadas mais profundas (Oka et al. 2015), balanço de nutrientes (Palter et al. 2005), armazenamento de CO_2 antropogênico (Andersson et al. 2013) e até influenciando a produção primária, estratificação da camada de mistura e as interações na interface oceano-atmosfera em anos posteriores ao ciclo de formação (Fratantoni et al. 2013).

Convém destacar que estes processos físicos de formação, advecção e subducção de água modal são conhecidos através de estudos em outras bacias oceânicas. Ou seja, o estudo possui potencial para aumentar o conhecimento de processos meteocinográficos no Atlântico Sul. Para tanto, no Atlântico Sul, já foram utilizados dados *in situ* como Argo (Sato and Polito 2014), perfis de CTDs e XBTs (Ferreira et al. 2019) e climatologia baseada nos dados Argo (Bernardo and Sato 2020).

Por outro lado, realçamos que diversos trabalhos que estudaram as águas modais em outras bacias (Dong and Kelly 2013) desenvolveram-se através de resultados de simulações de modelos, visando analisar diversos fatores como: formação, destruição e advecção (Cerovečki et al. 2013); subducção (Qu et al. 2002); resposta ao aquecimento global (Luo et al. 2009) e a forçantes anômalas (Hazeleger and Drijfhout 1998); variabilidade sazonal, interanual e decadal do volume (Peng et al. 2006; Douglass et al. 2012; Li 2012; Davis et al. 2013; Wu et al. 2020); taxa de formação e transformação (Donners et al. 2005); o papel dos fluxos na interface oceano-atmosfera sobre a formação (Holte et al. 2012; Kelly and Dong 2013); entre outros propósitos. Essa utilização na investigação de águas modais nos estimulou a aplicar o uso de simulações e experimentos modelos no presente projeto para o estudo da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul.

2 Área de estudo

O presente estudo visa analisar as camadas superiores da porção subtropical do Atlântico Sul, mais precisamente entre 20°S a 50°S e 70°O a 10°O, para a identificação e análise das águas modais subtropicais. Segundo Stramma and England (1999), através de uma abordagem que categoriza verticalmente o Atlântico Sul, a superfície da porção tropical é dominada pela Água Tropical (AT). Enquanto a subsuperfície tropical e subtropical pode ser dividida em três massas d'água: Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

Sobre a configuração horizontal do Atlântico Sul, podemos observar na Figura 2 o giro subtropical, que é formado por quatro principais correntes: na borda oeste, observamos a Corrente do Brasil (CB) (da Silveira et al. 2000), que escoia para o sul ao longo da costa brasileira; ao sul, a Corrente do Atlântico Sul (CAS) (Stramma and Peterson 1990), que flui para leste; na borda leste, observamos a Corrente de Benguela (CBg) (Stramma and Peterson 1989); ao norte, notamos uma corrente para oeste, chamada Corrente Sul Equatorial (CSE), que se divide em Corrente do Brasil e na Corrente Norte do Brasil

(Peterson and Stramma 1991; Silveira et al. 1994), quando se aproxima à costa brasileira por volta de 10°S. A água modal geralmente ocorre associada à região das correntes de contorno e das frentes oceânicas associadas ao limite sul do giro subtropical (Hanawa and Talley 2001), fato que corroborará com o observado sobre as massas d'águas que configuram o Atlântico Sul subtropical, em específico a AT e a ACAS.

Iniciaremos a descrição do Atlântico Sul pela configuração vertical das camadas superiores. Portanto, sobre a AT, na região subtropical, observa-se a formação da Água Modal Subtropical, entre 16°C e 18°C (Provost et al. 1999), por volta de 35°S, na porção oeste da bacia. Essa formação ocorre junto a Corrente do Brasil, ao leste da costa brasileira (da Silveira et al. 2000), é advectada para sul e espalhada pela bacia (Stramma and England 1999), devido a configuração das correntes do Giro Subtropical, como podemos observar na Figura 2. Importante para a formação da água modal, a AT pode ser considerada como a camada de mistura, sendo separada das camadas de subsuperfície pela termoclina.

Em relação a ACAS, observa-se uma camada composta por um intervalo de T-S mais amplo, se compararmos a AT, de 5°C a 20°C e 34,3 a 36 (ou segundo a definição de Miranda (1985), entre 6°C e 20°C, 34,6 e 36). Temos que por definição, as Águas Centrais (ACs) são formadas na superfície e subductadas para a subsuperfície, provenientes de diferentes locais e são caracterizadas por uma relação T-S quase linear (Talley et al. 2011), ocupando a termoclina principal de todas as bacias. Em particular, a ACAS no Atlântico Sul não é formada apenas devido a convergência presente no giro subtropical (e consequente subducção) (Tomczak and Godfrey 1994), pelo contrário, dentre diversas contribuições, observamos forte influência da Água Central do Índico (ACI). Nessa camada, dentro dos objetivos de interesse do presente estudo, podemos identificar termostatas com temperaturas por volta de 13°C, sendo considerada por Tsuchiya (1986) como um tipo de água modal. Essa termostata em específico, recebe grande contribuição, para o seu volume e estabelecimento, proveniente da ACI (Stramma and England 1999; Tsuchiya 1986).

Para tal ocorrência, observamos a influência da Corrente das Agulhas (Gordon 1985), ao sul da África, mais especificamente o vazamento dos anéis e da Corrente das Agulhas (Rae 1991), cuja variação está associada aos ventos de oeste (Bjastoch et al. 2009; Beal et al. 2011). Essa variabilidade pode causar efeitos, em menor escala temporal, na intensidade da circulação do Atlântico Sul e em maior escala, nas propriedades termohalinas. Segundo Olson et al. (1992), a Retroflexão da Corrente das Agulhas (RCA) introduz, superficialmente, uma água relativamente mais quente (13°C a 18°C) e salina (35,1 a 35,8) no Atlântico Sul, que juntamente com a ação de massas de ar subpolares, ocorre o afundamento dessas águas e a consequente formação da água subtropical do Atlântico Sul (Gordon 1985; Fine et al. 1988). Sendo que essa extensão da Corrente das Agulhas aparenta dividir a Corrente do Atlântico Sul em dois ramos, transportando água das Agulhas para oeste (Richardson 2007).

A ACAS também recebe contribuição para sua formação e constituição volumétrica proveniente da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) (Gordon and Greengrove 1986), sendo essa $0,2 \times 10^{-3}$ mais salina que o típico regional (Gordon 1981). Essa confluência ocorre entre 35°S a 40°S, onde a Corrente do Brasil se encontra com a Corrente das Malvinas (CM), que flui em sentido oposto e com menores temperaturas que a CB (Gordon 1989), provenientes da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Uma particularidade da CB é de que diferente de outras correntes de borda oeste, a Corrente do Brasil possui fluxo relativamente fraco (Stommel 1965), devido à oposição das componentes de velocidade ('termohalina' e 'gerada pelo vento').

Devido ao contraste termohalino identificado entre a CB e a CM, a Confluência Brasil–Malvinas é considerada uma região de intensa dinâmica e instabilidade (Escoffier and Provost 1998), apresentando intensa frente termal com gradientes por volta de $1^{\circ}\text{C}/250\text{ m}$ (Garzoli and Garraffo 1989), que altera drasticamente a estrutura termal vertical da região (Garzoli and Bianchi 1987). Sendo assim, é considerada uma das regiões mais energéticas dentre os oceanos globais (Pezzi et al. 2005). Por consequência, podemos identificar intensos gradientes de fluxos de energia e de momentum, que influenciam verticalmente a termodinâmica atmosférica e oceânica, gerando profundos processos convectivos com fracos gradientes verticais de temperatura e salinidade (Gordon 1981). Além do contraste termohalino observado entre as correntes CB e a CM, é possível observar um contraste em relação à velocidade do vento superficial, sendo forte sobre a CB e fraco sobre a CM. Juntamente com o aumento (redução) da diferença da temperatura da interface oceano–atmosfera sobre a CB (CM). Essas diferenças proporcionam distinções sobre a estabilidade atmosférica sobre cada uma das correntes (redução da parte fria para a quente, ou seja, das Malvinas para a do Brasil), devido ao aumento da mistura vertical (Tokinaga et al. 2005).

Dessa forma, a CBM pode ser considerada uma importante fonte de termostatas (Gordon 1981) com temperaturas entre 12°C e 17°C e densidade entre $26,3$ e $26,8\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Provost et al. 1999), tanto para a ACAS ao sul da CBM, quanto para o norte, recirculando para dentro do giro subtropical (Stramma and England 1999). Provost et al. (1999) caracterizou parte dessas termostatas provenientes da CBM como águas modais subtropicais e, como citado anteriormente, são subductadas para as camadas de termoclina permanente.

Próximo a região da CBM, podemos observar que na Figura 2 que há bifurcação da Corrente do Brasil em dois ramos. O primeiro ramo com direção para leste é definido como a Corrente do Atlântico Sul (Stramma and Peterson 1989), que é formada a partir da CBM, percorrendo a Frente Subtropical. O segundo ramo retorna para norte, é uma célula de recirculação anti–ciclônica, formando um meandro quase–estacionário da ACAS subtropical, abaixo de 40°S (Gordon and Greengrove 1986). Além da formação de diversos fenômenos de meso e larga escala (Goni and Wainer 2001), como vórtices a partir da região de confluência (Assireu et al. 2003; Lentini et al. 2006) e a formação de diversas frentes (Suga and Talley 1995).

Junto a essa confluência podemos caracterizar a Frente Subtropical (FST) do Atlântico Sul (Legeckis and Gordon 1982) devido aos diferentes gradientes de temperatura entre as correntes durante a primavera e o verão e se estende para leste até o oceano Índico (Deacon and Britain 1937). Segundo Belkin and Gordon (1996) a FST é considerada como uma descontinuidade superficial da temperatura e da salinidade de até 4°C e $0,5$, associada ao ponto onde ocorre o distanciamento da CBM da plataforma continental (Piola et al. 2000).

Relacionada a essa última feição discutida, uma outra formação de água modal também pode ser considerada importante para a composição da ACAS no Atlântico Sul. Essa água modal em questão é previamente citada Água Modal Subantártica, que é formada entre a Frente Subantártica (FSA) e a FST (McCartney 1977). A AMSA contribuí substancialmente para a formação das ACs, que posteriormente participarão do processo de renovação das camadas mais profundas abaixo da termoclina. No trabalho de McCartney and Talley (1982), foi observado, através da utilização da vorticidade potencial como traçador, a troca entre águas subantárticas e subtropicais.

Por fim, abaixo da ACAS, observamos a presença das outras duas divisões verticais da camada superior da região subtropical do Atlântico Sul: AIA e APAN. De modo resumido, a AIA possui densidade por

volta de $27,05 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, tendo relação direta com a AMSA a oeste da bacia, proveniente da passagem de Drake e da Corrente das Malvinas, e a leste da bacia, com a AIA vinda do Oceano Índico, através do vazamento das Agulhas (Stramma and England 1999). Apesar da AIA poder ser identificada à 300 m de profundidade próximo à FSA (45°S), ela afunda até cerca de 900 m no centro do giro subtropical (30°S) (Tsuchiya et al. 1994). Sendo assim, devido ao âmbito explorado pelo presente trabalho, a AIA não será analisada com maior detalhe. Da mesma forma, a APAN, que encontra-se abaixo da AIA, não será explorada nesse trabalho.

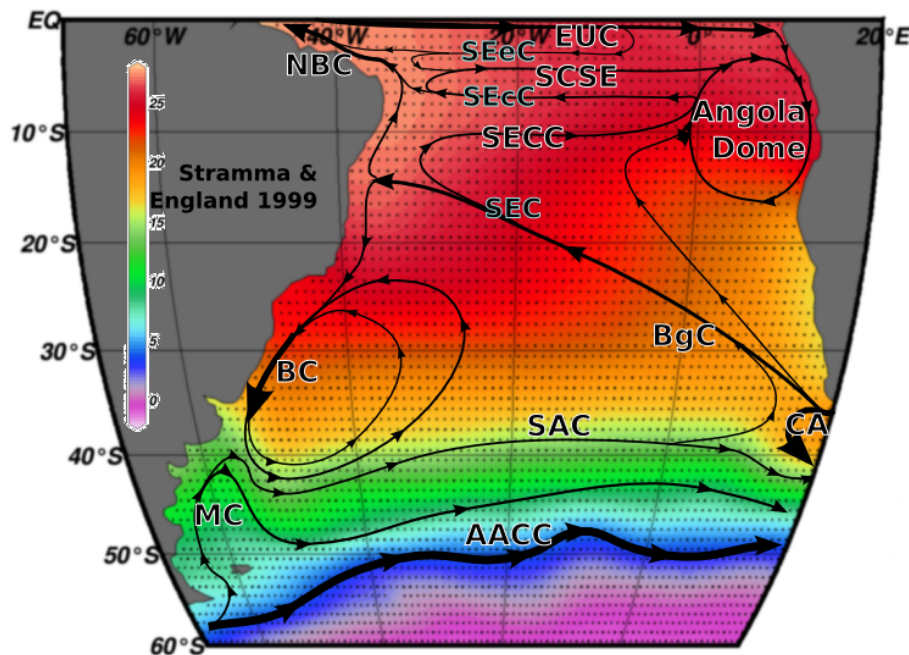


Figura 2: Representação das correntes geostroficas superficiais de larga escala do Atlântico Sul. Do sul para o norte (siglas referentes aos nomes em inglês): Corrente Circumpolar Antártica (AACC), Corrente das Malvinas (MC), Corrente do Atlântico Sul (SAC), Corrente das Agulhas (CA), Corrente do Brasil (BC), Corrente de Benguela (BgC), Corrente Sul Equatorial (SEC) com o ramo central (SEcC) e equatorial (SEeC), Contracorrente Sul Equatorial (SECC), Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Subcorrente Equatorial (EUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC). Fonte: Adaptado de Stramma and England (1999) por Paulo S. Polito.

De acordo com as características do Atlântico Sul subtropical apresentadas, podemos resumir que a ACAS é caracterizada à primeira vista como uma água central, que por definição, é originada por subducção das camadas de superfície na região de convergência subtropical (Sverdrup et al. 1942). Porém, podemos observar que existem outras fontes que podem contribuir para a formação da ACAS na região subtropical com forte relação com a presença de termostatas, que por sua vez, possuem relação direta com a definição teórica de águas modais. Sobre as fontes alternativas para a formação da ACAS, listamos a Confluência Brasil–Malvinas a oeste da bacia, a Água Central do Índico e a influência proveniente da Água Modal Subantártica, através da FST, que serve também de contorno sul da ACAS. Em conjunto as características observadas sobre a AT, observamos importantes relações existentes para a formação e o estabelecimento da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul. Segundo da Silveira et al. (2000), a ACAS é parte do giro subtropical e é espalhada pelas Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa brasileira pelo transporte da Corrente Sul Equatorial. A AMSTAS apresenta um padrão de espalhamento diferente do que esperado do processo de subducção (para baixo da termoclina), acompanhando a inclinação das isopicnais para noroeste.

Essas feições e divisões verticais são importantes pois nessas regiões observamos potenciais ocorrências dos processos de ventilação no Atlântico Sul através de camadas de mistura profundas (Gordon 1981), proporcionando a formação de águas modais coincidindo com médias anuais negativas de fluxo de calor no final de cada inverno. Tanto na porção oeste quanto na leste da bacia do Atlântico Sul, nota-se também que o processo de ventilação não se estende sobre toda a região, mesmo apresentando um fluxo de calor negativo. Isto ocorre devido ao fato de que a termoclina permanente torna-se mais rasa ao norte de 30°S, formando uma barreira para a formação dessas camadas (Provost et al. 1999), limitando o estudo da formação das AMSTAS em superfície.

3 Hipótese e Objetivos Gerais

O ciclo anual da formação de água modal é dominado pelo fluxo negativo de calor pela superfície (Worthington 1976), porém, conforme visto no trabalho de Kelly et al. (2010), as características dinâmicas precisam ser consideradas no complexo conjunto de processos envolvidos na formação das águas modais (Holte et al. 2012). Portanto, a hipótese científica que será testada neste trabalho é de que variações intra e interanuais do volume das Águas Modais Subtropicais do Atlântico Sul (AMSTAS) são dominadas pela dinâmica local. Ou seja, as características de cada região possuem domínio sobre a termodinâmica em relação as flutuações volumétricas das AMSTs do Atlântico Sul.

Para tal avaliação, objetivos específicos foram estipulados, listados abaixo:

1. Identificar a presença das águas modais subtropicais no Atlântico Sul através de diferentes dados *in situ*, ISAS (Gaillard et al. 2009; Brion and Gaillard 2012), do IFREMER e Argo (Gould et al. 2004)), reanálises (SODA) e produtos de modelos (CESM e MOM-SIS-WOMBAT).
2. Examinar os padrões de distribuição espacial, temporal e das propriedades (temperatura, salinidade e densidade) das AMST ao longo do sul da bacia do Atlântico Sul. Analisar a variação diária intra-anual na simulação do modelo CESM;
3. Analisar os efeitos do desenvolvimento das camadas de água modal nas regiões, em duas etapas: início formação e as condições pré-formação da superfície (Holte et al. 2012) nos perfis Argo;
4. Mensurar as taxas de formação mensais de massas d'água devido ao fluxo de calor pela superfície e analisar de acordo com as taxas de formação/destruição das águas modais em superfície (teorema de Walin (1982), Maze et al. (2009), Forget et al. (2011) e Holmes et al. (2019));
5. Verificar a relação da formação de água modal com diferentes processos (Holte et al. 2012), através da avaliação dos fluxos de calor pela superfície (Forget et al. 2011; Maze et al. 2013), precipitação e evaporação (Rintoul and England 2002; Cerovečki et al. 2013), ventos (Sloyan et al. 2010) e o transporte meridional e bombeamento de Ekman (Rintoul and England 2002; Holte et al. 2012).
6. Desenvolver experimentos simulados para compreender a importância da variação da incidência de ondas curtas, precipitação e ventos sobre o ciclo de formação das águas modais subtropicais do Atlântico Sul;
7. Comparar as anomalias dos volumes nos distintos processos e regiões, para compreender quais são os principais fatores que influenciam a variação do volume de água modal e se a variação espacial e

temporal (intra e interanual) é dominada pelas características de cada porção do Atlântico Sul ou se é independente dessas características.

4 Materiais

De forma geral, o objetivo do projeto é avaliar os diversos fenômenos que podem afetar a variação volumétrica, dentro de uma comparação interanual, da AMSTAS. Para tanto, a investigação da hipótese envolveu diversos dados e produtos.

4.1 Argo

Argo são derivadores lagrangianos que perfilam o oceano medindo dentre as possíveis variáveis, temperatura e salinidade até 2000 m de profundidade (Roemmich et al. 1999). O projeto é parte do Global Climate Observing System (GCOS) e do Global Ocean Observing System OceanView (GOOS), contribuindo também com o projeto Climate Variability and Predictability Experiment (CLIVAR).

Atualmente (Março de 2021), existem cerca de 3900 flutuadores espalhados em todas as bacias (Fonte: <https://argo.ucsd.edu/>). Apesar da alta quantidade de perfiladores, algumas áreas do oceano possuem maior concentração de medidas e de equipamentos do que outras. Esse monitoramento iniciou em 2000, sendo a temperatura e salinidade sistematicamente medidas e as informações assimiladas quase em tempo real. Essas informações também são utilizadas em diversos produtos gradeados e reanálises como fonte primária de dados de subsuperfície, conforme podemos observar na Seção 4.2 e 4.3.

Os dados para a região de estudo (Seção 2) foram obtidos junto ao centro de processamento e base de dados Coriolis, que dentre diversas atribuições, obtém, processa, controla a qualidade e distribui publicamente os perfis Argo. Para o lançamento dos perfiladores, existe a possibilidade de diferentes configurações relacionados com que frequência cada flutuador Argo amostra e os níveis de profundidade em que são feitas as medidas. Portanto, interpolarmos os perfis verticalmente em intervalos de profundidades regulares, variando de 0 a 2000m, de 5m em 5m.

4.2 In Situ Analysis System – ISAS

Os dados denominados daqui em diante como ISAS são um conjunto de médias mensais de temperatura (T) e salinidade (S) baseados em medidas *in situ* pertencentes ao período em que há a cobertura do projeto ARGO, ou seja, de 2002 até o presente (Gaillard et al. 2016). Em outras palavras, pode-se definir o ISAS como uma reanálise baseada em dados mensurados *in situ*.

Esse conjunto de dados é fruto da aplicação de uma ferramenta de interpolação de alta qualidade desenvolvida pelo French Research Institute for Exploitation of the Sea (IFREMER), mais especificamente, o Laboratoire de Physique des Océans juntamente com a colaboração do Coriolis. Tendo como principal objetivo sintetizar globalmente todo o dados proveniente de flutuadores Argo, juntamente com outros dados complementares como XBTs, CTDs e sensores instalados em boias de deriva ou fundeios.

Diversas versões já foram produzidas e distribuídas desse conjunto de dados. Atualmente utilizamos a versão ISAS15 (Gaillard et al. 2016), que possui dados de 2002 a 2015, e em adição a essa versão, utilizamos o conjunto denominado ISAS-NRT (Near Real Time) que é atualizado mensalmente, de 2010 até o presente. Os novos meses são sempre adicionados a esse conjunto no oitavo dia do mês seguinte. Dessa forma, conseguimos obter uma cobertura de 2002 até 2019.

Originalmente, a grade horizontal desse conjunto é a Mercator de 0.5°C , ou seja, há a redução dos intervalos entre os pontos de grade meridionalmente, do Equador para os polos. Verticalmente, observamos a divisão de 152 níveis, de 0 a 2000 m, sendo: 0, 3 e 5 m; de 5 em 5 m até 100 m; de 10 em 10 m até 800 m e de 20 em 20 m até 2000 m. Podemos observar na Figura 3 um campo de temperatura médio da superfície baseado nos dados ISAS.

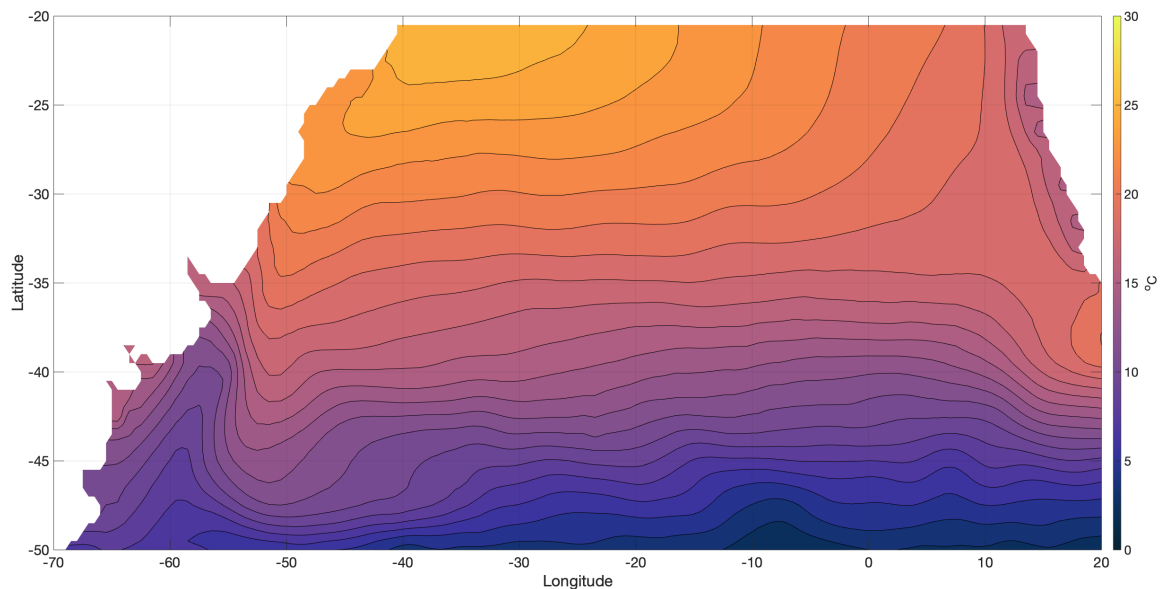


Figura 3: Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 2002 a 2018 baseado nos dados ISAS.

Convertemos a temperatura medida do dado para a conservativa, e da salinidade prática para absoluta (McDougall and Barker 2011). Os mapas de temperatura e salinidade foram inicialmente interpolados verticalmente com variação de 5 em 5 m a partir do nível referente à 5 m até 1000 m. Posteriormente, interpolamos horizontalmente, alterando a variação da latitude para uma grade regular de 0.5° . Portanto, obtivemos perfis de T e S com 202 níveis para cada ponto de grade de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Não foi necessário aplicar um controle de qualidade sobre esse conjunto de dados ou validação devido ao fato disso já ser desenvolvido pelos próprios distribuidores do conjunto.

Dessa forma, possuímos campos médios mensais de temperatura e salinidade globais, em grade regular, entre 2002 e 2019, que foram utilizados para identificar a água modal subtropical no Atlântico Sul, em cada mês, em diferentes níveis de profundidade. Posteriormente, detalharemos o processo de identificação e avaliação do espaço horizontal e vertical ocupado pelas águas modais.

4.3 Simple Ocean Data Assimilation – SODA

O conjunto de dados denominado Simple Ocean Data Assimilation - versão 3 (daqui em diante, a referência será apenas SODA) (Carton et al. 2018) é uma reanálise oceânica de 37 anos desenvolvido pelo National Center for Atmospheric Research Staff (NCAR), posto como uma melhoria da versão SODA2. O aprimoramento da versão 3 do SODA foi feita utilizando um modelo totalmente acoplado

entre a atmosfera-oceano-gelo oceânico (Modular Ocean Model versão 5 - MOM5 (Pacanowski et al. 1991)), sendo a presença do gelo oceânico ativo no modelo a maior adição nessa nova versão. O produto final apresenta os seguintes parâmetros: temperatura de superfície do mar (TSM), salinidade, temperatura potencial, densidade potencial, profundidade da camada de mistura, altura da superfície do mar, componentes u e v das correntes e perturbação do vento, em uma grade regular de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ com 50 níveis de profundidade (de 5 m a 5395 m).

O objetivo da utilização desse conjunto de dados foi comparar o resultado da aplicação da metodologia de seleção da AMSTAS sobre esses dados com a seleção resultante dos dados ISAS. Portanto, apesar da série temporal disponível ser de 1980 até 2015, diferente do intervalo do ISAS, utilizamos para comparação direta os anos que coincidiam com o que obtivemos com o ISAS, ou seja, de 2002 a 2015 e para o ciclo médio, toda a série. Podemos observar na Figura 4 um campo de temperatura médio da superfície baseado nos dados SODA.

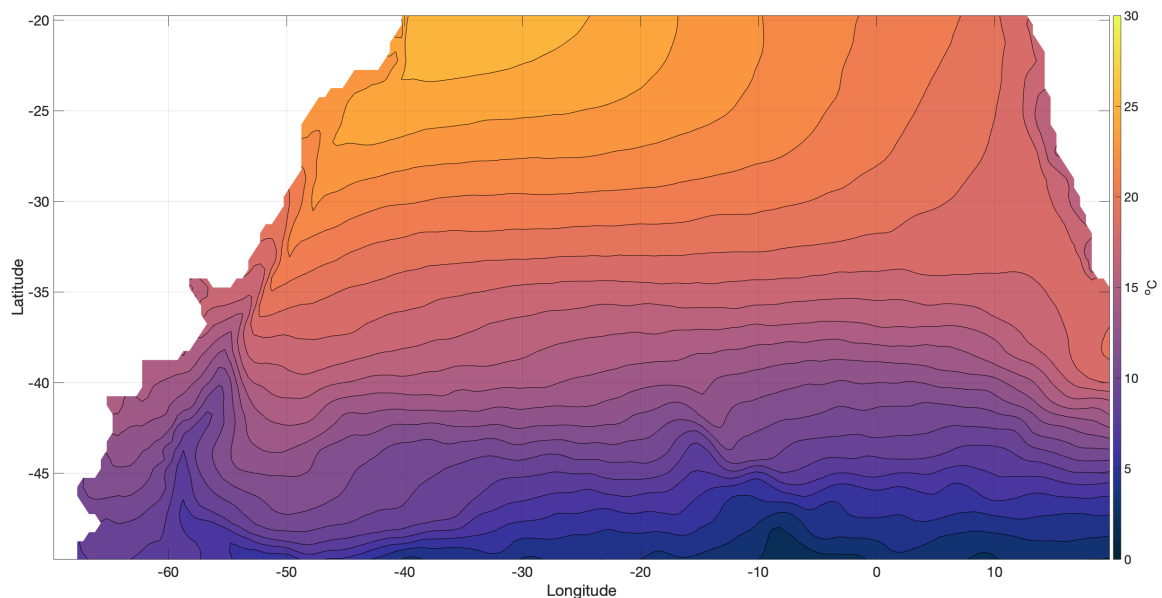


Figura 4: Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1980 a 2015 baseado nos dados SODA.

Para compararmos os resultados entre o dados ISAS e SODA tivemos que considerar as diferentes grades verticais. A grade horizontal permaneceu a mesma, apenas sendo necessário a seleção dos dados do oceano Atlântico nos dados SODA.

4.4 ERA-5

ERA-5 é uma reanálise atmosférica global do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Hersbach et al. 2020), com início em 1979 até o presente. Esse produto possui resolução espacial de $1/4^\circ$ em 137 níveis verticais, da superfície até 80 km, atualizado mensalmente, com uma atraso de 3 meses para aperfeiçoamento do produto, caso haja a necessidade de correção de problemas técnicos.

Desse conjunto, utilizamos os produtos de médias mensais baseadas em médias diárias gerados para os seguintes parâmetros: Fluxo de calor sensível e latente pela superfície (fluxo turbulento), fluxo de radiação solar de ondas curtas e de ondas longas (fluxo radiativo), precipitação, evaporação, cobertura de nuvens e as componentes zonal e meridional do vento a 10 m da superfície. Sendo que os fluxos turbulentos e radiativos, precipitação e evaporação são médias baseadas em previsões acumuladas, ou seja, resultado da soma de previsões relativos à dois períodos: 0–12 horas e 12–24 horas de cada dia.

Derivando dessas variáveis foram estimados o fluxo total de calor pela superfície (Q_{net}), transporte e bombeamento de Ekman. Os cálculos desses parâmetros serão melhor explorados na Seção 5.5. Utilizamos esses dados para compreender se havia alguma correlação estatisticamente significativa entre os parâmetros listados anteriormente e a presença da água modal subtropical na superfície do Atlântico Sul. Podemos observar na Figura 5 algumas das variáveis utilizadas do conjunto de dados ERA-5 dentro da área do estudo.

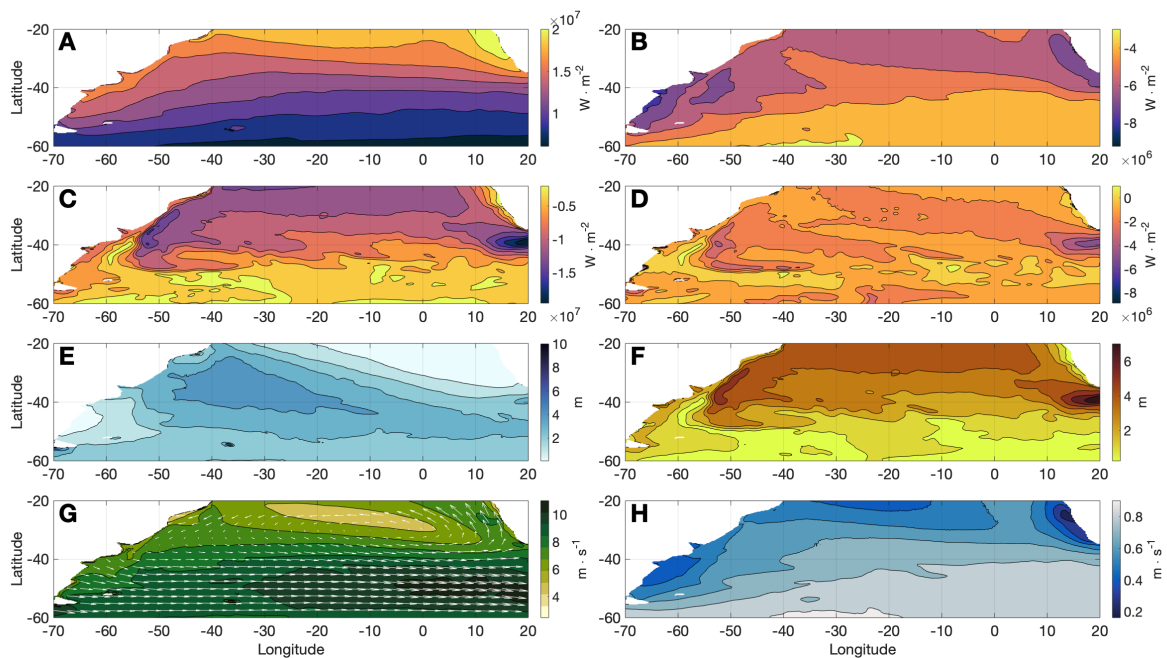


Figura 5: Campos médios para o período de 2002 a 2019, baseado nos dados ERA-5, dos seguintes parâmetros: A. Radiação de ondas curtas; B. Radiação de ondas longas; C. Fluxo de calor latente; D. Fluxo de calor sensível; E. Precipitação; F. Evaporação; G. Velocidade do vento; e H. Cobertura de nuvens. Os vetores no diagrama G são referentes à direção do vento.

4.5 Modelo : NCAR-CESM

O modelo Community Earth System Model versão 1.2.2 (CESM 1.2.2 (Kay et al. 2015)) do NCAR é um modelo climático inteiramente acoplado. Por dizer que é um modelo acoplado, entende-se que o CESM simula simultaneamente diferentes sistemas terrestres, como a atmosfera, oceano, continente, saída de rios e gelo continental e oceânico, através de modelos separados. As informações a seguir sobre as configurações do modelo foram retiradas do manual do CESM 1.2.2 (daqui em diante, apenas CESM).

A configuração do CESM possui as seguintes componentes: atmosfera do Community Atmosphere Model (CAM) proveniente do NCAR Community Climate Model (CCM3), processos continentais do Community Land Model (CLM), as saídas dos rios do River Transport Model (RTM) que previamente era parte do CLM, gelo oceânico do Community Ice Code (CICE), gelo continental do Community Ice Sheet Model (CISM) e o oceano do Parallel Ocean Program version 2 (POP2). A infraestrutura de acoplamento (CPL7) é responsável pela troca de informações de estado entre essas componentes. O sistema do CESM pode ser configurado de diferentes formas, sendo que cada sistema pode ser ajustado para a simulação como:

- *active* : componente dinâmico, são geralmente prognósticos, provenientes de previsões climáticas e ferramentas de análise de alta qualidade;
- *data* : componente na forma de dado, onde são utilizadas para teste, inicialização e parametrização de modelos;
- *dead* : componente com informações cientificamente inválidas;
- *stub* : componente acionada apenas para satisfazer os requisitos de interface, sem ser necessária para a configuração da simulação.

De acordo com esses diferentes ajustes das componentes, o CESM apresenta 11 possíveis combinações para configuração dos formatos das componentes de inicialização do modelo, denominados *compsets*. Dessas, observamos mais ramificações referentes ao período que será simulado (por exemplo, pré-industrial, dias presentes, etc) e ao tipo de dado que será utilizado para a inicialização do modelo, como por exemplo, a repetição de um mesmo ano, a consideração de diferentes anos para a simulação apresentar variações interanuais, a simulação de anos específicos, entre outros. Sendo assim, o usuário pode configurar os sistemas com especificações de parametrizações e da física do modelo.

O CESM também pode ser configurado em diversas grades, de acordo com o objetivo do usuário. Elas são especificadas no modelo definindo uma resolução geral do modelo, ou seja, todas as componentes devem funcionar contidas na resolução escolhida. Sendo que apenas a grade do modelo do oceano e do gelo precisam ser idênticas. Os demais modelos podem simular em resoluções independentes. Porém, nem todas podem ser utilizadas para todas as componentes.

Uma vez escolhida essa resolução, as componentes acessam os arquivos apropriados para as grades definidas e o acoplador utilizará os arquivos de mapas corretos. Esses arquivos de mapas são responsáveis por combinar os processos simulados em diferentes configurações espaciais, utilizando diferentes ‘pesos’ para cada ponto de grade. O acoplador é a parte responsável para averiguar se os formatos das diferentes componentes são consistentes entre si.

O CESM suporta diferentes tipos de grades. Abaixo as listaremos, descrevendo apenas as que são de interesse para a metodologia do projeto:

- *out-of-the-box single point*: grades regionais;
- *spectral*: Utilizado geralmente para atmosfera e terra, podendo ser usado para o oceano e gelo como dados;
- *finite volume*: grade baseada no método de volumes finitos, onde as variáveis estão posicionadas nos nós da grade, respeitando os princípios de conservação. Utilizado geralmente para atmosfera e terra, podendo ser usado para o oceano e gelo como dados;
- *cubed sphere*: usado para apenas para modelos com a atmosfera ativa;

- *displaced pole* ou *dipole*: grade baseado no sistema de coordenadas curvilíneas com o polo Norte deslocado para dentro de regiões continentais (América do Norte, Ásia ou Groenlândia). Utilizado para modelos oceânicos e de gelo;
- *tripole*: grade com a presença de dois ‘polos’ no Hemisfério Norte (geralmente posicionados na América do Norte e Ásia) (Murray 1996). Utilizado para modelos oceânicos e de gelo.

Essas grades são utilizadas internamente pelos modelos e os dados de entrada geralmente utilizam a mesma, porém pode haver a interpolação para outra resolução dentro dos modelos. Dessa forma, essas particularidades devem ser consideradas na configuração da simulação, para que possa haver efetividade dos modelos e da acoplação.

Na Seção 5.8 explicaremos as configurações selecionadas para o presente projeto e suas características. Rodadas controle, com variações interanuais e experimentos foram simulados com a utilização desse modelo. Porém, cabe nessa seção adiantar que as saídas dos modelos utilizadas contemplam temperatura, salinidade, camada de mistura e densidade diárias.

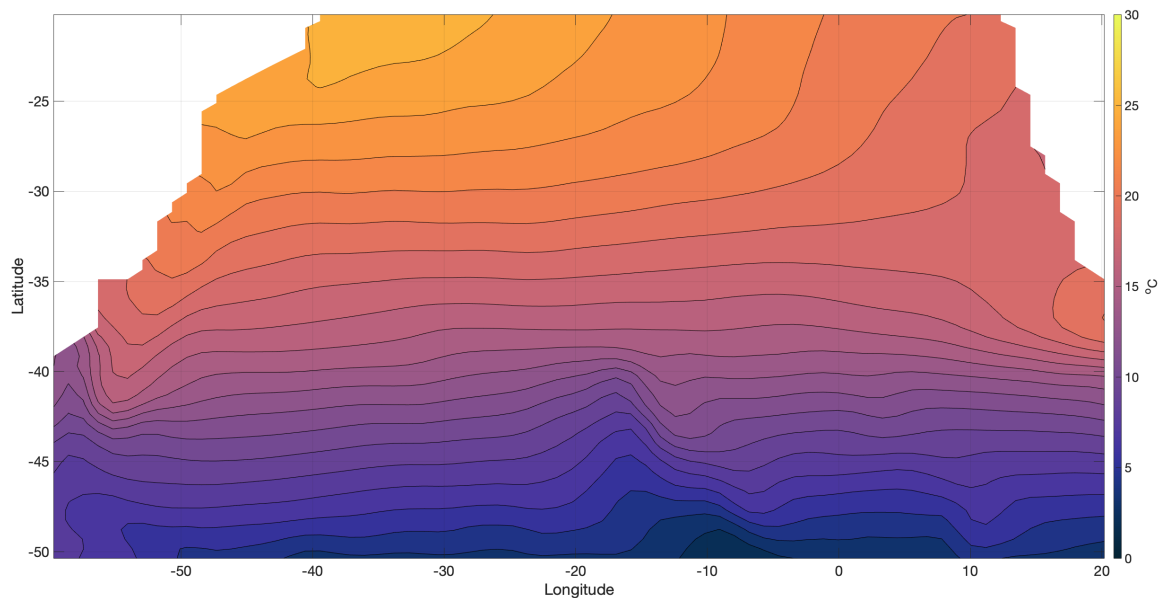


Figura 6: Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul, baseada na saída do modelo CESM, rodada NYF.

Os dois tipos de rodadas que utilizamos para avaliar a AMSTAS no modelo CESM: rodada com ano climatológico (NYF, do inglês *Normal Year Forcing*) (Figura 6) e com variabilidade interanual (IAF, do inglês *Interannual Forcing*) (Figura 7). A rodada NYF repete o mesmo ano dos dados de entrada (por exemplo, a atmosfera), portanto, não há variabilidade interanual gerada no oceano devido a inicialização. Comparando a Figura 6 e a 7, notamos que há pouca diferença entre o campo média de temperatura ($O(10^{-3})$), pela fato da configuração utilizada para ambos as rodadas ser a mesma.

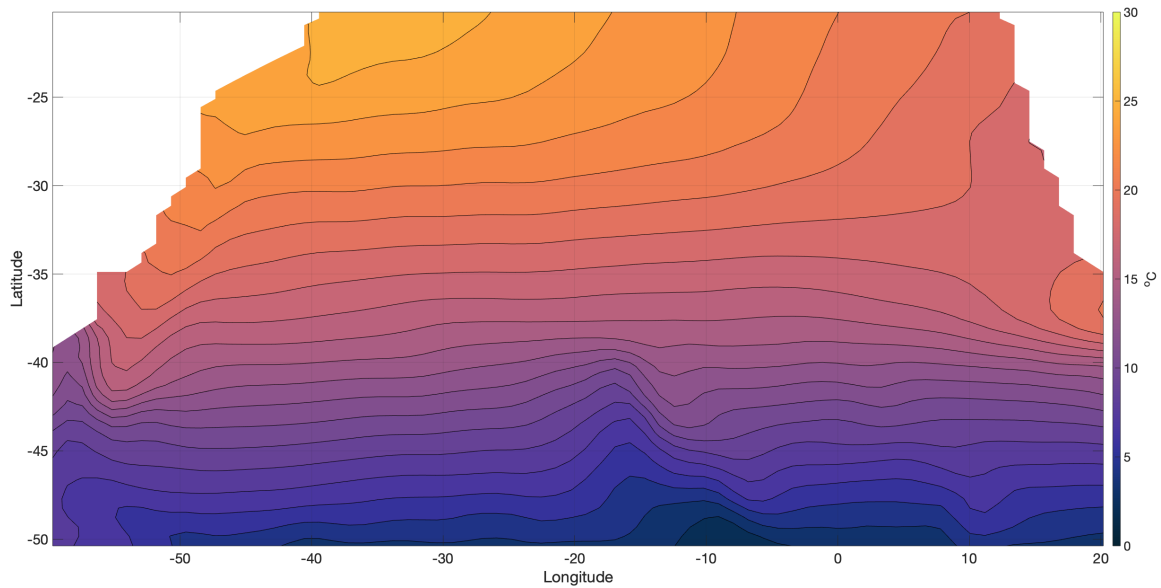


Figura 7: Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1949 a 2003, baseada na saída do modelo CESM, rodada IAF.

4.6 Modelo : WOMBAT

O Modular Ocean Model (MOM) é um modelo numérico oceânico com o código público, comunitário, com o seu inicial desenvolvimento conduzido por pesquisadores do laboratório Geophysical Fluid Dynamics Laboratory da National Oceanic and Atmospheric Administration (GFDL-NOAA) (Pacanowski et al. 1991). A quinta versão foi lançada em 2012 com resolução padrão de 1° no Equador. Atualmente, grande parte das atividades envolvendo o aprimoramento desse modelo estão centradas no centros de modelagem australianos (Consortium for Ocean-Sea Ice Modeling in Australia - COSIMA). Com a utilização do MOM5.1 foi desenvolvido o ACCESS Ocean Models (ACCESS-OM2) e o MOM-SIS. ACCESS é o modelo climático comunitário australiano com a componente CICE5 de gelo oceânico e acoplador OASIS-MCT e o MOM-SIS é um modelo que utiliza outra componente de gelo, o Sea Ice Simulator (SIS, da GFDL-NOAA) e outro acoplador, o FMS, também do GFDL-NOAA. Ambos possuem resolução de $1/4^\circ$ e $1/10^\circ$ e são inicializados com dois conjuntos de forçantes: Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE, do GFDL-NOAA) e o Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55).

Proveniente do MOM-SIS, foi rodada uma simulação na resolução lateral de $1/4^\circ$ tripolar (Polo Norte dividido em três), com a adição de um modelo biogeoquímico, denominado MOM-SIS-025-WOMBAT (daqui para frente chamaremos apenas de WOMBAT). O WOMBAT possui projeção Mercator com 50 níveis verticais, com 50 anos de dados a partir do estabelecimento de condições iniciais e de contorno através de um *spinup* de 200 anos.

Essa simulação apresenta saídas diárias e mensais de diversas variáveis. Das variáveis físicas, temos: temperatura, salinidade, camada de mistura, velocidade de corrente (u, v e w), altura da superfície do mar, pressão, transporte de massa, TSM e salinidade da superfície do mar. Das variáveis biogeoquímicas, temos: oxigênio dissolvido, carbono inorgânico dissolvido, CFC, nutrientes, fitoplâncton, zooplâncton,

produção primária, fluxo de sedimentos, entre outros. O projeto utilizou apenas algumas das variáveis físicas. Podemos observar na Figura 8 um campo de temperatura médio da superfície baseado na saída do WOMBAT, assim como a configuração do tripolo citado anteriormente.

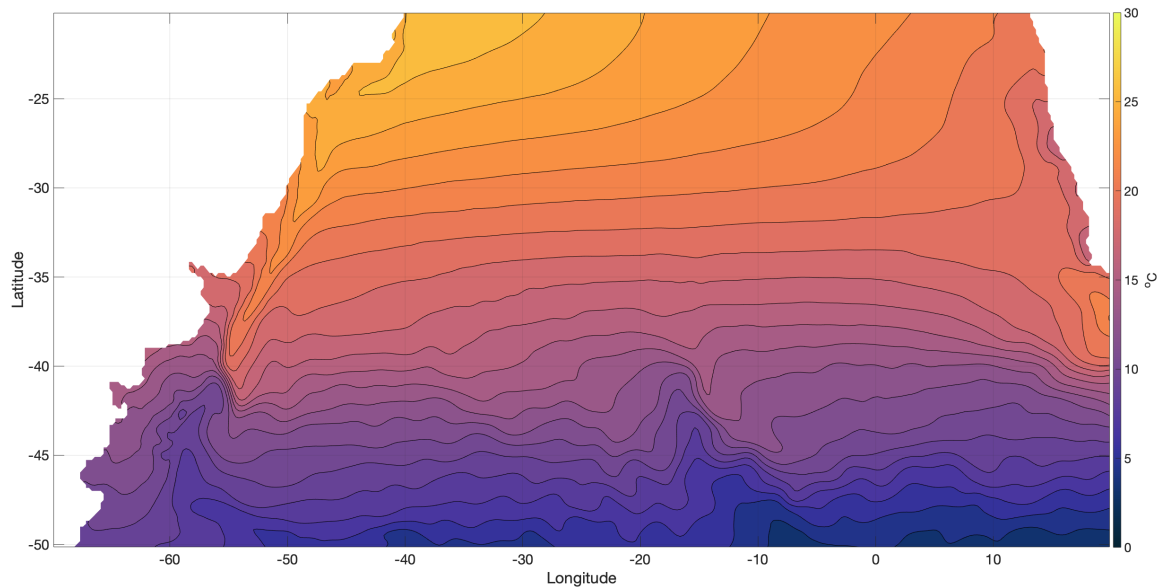


Figura 8: Temperatura média da superfície do mar para o Atlântico Sul de 1958 a 2016, baseada na saída do modelo WOMBAT.

5 Metodologia

Foram desenvolvidas metodologias para a utilização de cada tipo de dado e produto. Inicialmente, mostraremos as análises envolvendo identificação e seleção de perfis contendo água modal subtropical, e a aplicação da análise de *cluster* para a divisão dos tipos de águas modais. Esses resultados serviu como base para analisarmos as variações intra e interanuais e possíveis fenômenos e processos que podem alterar os ciclos de desenvolvimento das AMSTAS.

A metodologia de identificação foi inicialmente desenvolvida para aplicação sobre os dados ISAS e posteriormente aplicada sobre o conjunto SODA, Argo e saídas dos modelos. Há uma alteração sobre o intervalo de temperatura utilizado ao avaliarmos os perfis Argo e mudanças nas grades, de acordo com cada dado.

A identificação foi aplicada sobre os perfis Argo visando avaliarmos as condições do oceano no início e na condição anterior a formação da AMSTAS. Para tanto, foi desenvolvida uma sistemática para análise da questão, em conjunto com a estimativa de uma nova variável.

Em seguida, exploraremos a metodologia de Walin (1982), segundo a alteração desenvolvida por Maze et al. (2009). Essa análise serviu para observarmos a relação da formação da AMSTAS com a influência do fluxo de calor pela superfície. Essa análise nos motivou a avaliar a correlação da formação da AMSTAS com diversos parâmetros atmosféricos provenientes do ERA-5.

Posteriormente, iniciamos a porção baseada nas saídas de simulações do modelo CESM e na rodada WOMBAT. A avaliação sobre esses conjuntos foi de essencial importância para avaliarmos a condição da simulação da AMSTAS por modelos. Por fim, com base no modelo CESM, desenvolvemos experimentos de sensibilidade, onde alteramos componentes atmosféricas nos dados de inicialização do modelo para avaliarmos a resposta da formação da água modal subtropical no Atlântico Sul.

5.1 Identificação da água modal

Apresentamos aqui a metodologia que inicialmente foi estipulada e utilizada para identificação da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul nos dados ISAS (Seção 4.2) e posteriormente, aplicada nos demais produtos utilizados (SODA, Argo, WOMBAT e CESM). O desenvolvimento da ordem de critérios para a seleção de perfis contendo AMSTAS baseou-se no trabalho de Sato and Polito (2014). De maneira resumida, os critérios utilizados pelos autores são:

- $11,5^{\circ}\text{C} \leq \text{Temperatura potencial} \leq 18,5^{\circ}\text{C}$;
- $34,7 \leq \text{Salinidade prática} \leq 36,5$;
- Vorticidade potencial $\leq 1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$;
- $\frac{\partial T}{\partial z} \leq 0,01^{\circ}\text{C m}^{-1}$;
- camadas posicionadas acima da termoclina permanente;
- espessura da camada de água modal de no mínimo 100 m;
- camada contendo água modal deve ser mais espessa que a camada de mistura local.

Além dos campos de temperatura e salinidade, foi necessário utilizar os valores de densidade potencial e, por conseguinte, estimarmos a vorticidade potencial. Sendo assim, para os conjuntos avaliados, foram estimadas a densidade (ρ) e a densidade potencial (σ_0) (somente para o ISAS, SODA e Argo), gradiente vertical de temperatura ($\frac{\partial T}{\partial z}$) e da densidade ($\frac{\partial(\rho)}{\partial z}$). A partir do gradiente vertical da densidade, torna-se possível o cálculo da vorticidade potencial, sem a vorticidade relativa, podendo ser denominada vorticidade potencial isopicnal (Hanawa and Talley 2001). As saídas de VP dos modelos não foram utilizadas, portanto, para todos os conjunto de dados e saídas avaliadas, essa variável foi estimada segundo o seguinte cálculo:

$$q = \frac{f \partial \rho}{\rho \partial z}, \quad (1)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis. A vorticidade potencial é uma variável essencial para a identificação das águas modais em todos os oceanos. Valores de vorticidade potencial estão diretamente relacionados ao gradiente vertical de densidade, que por sua vez tem relação com a variação vertical da temperatura e da salinidade. Ou seja, baixos valores de VP são vinculados a camadas de água quase-homogêneas, com baixa variação vertical das variáveis físicas citadas anteriormente. Como umas principais características das águas modais é a quase-homogeneidade, essa variável tem grande valor para o estudo.

Para o caso contrário, consideramos que perfis com valores de VP mais elevados do que a média como instáveis. Essa instabilidade está relacionada a uma maior estratificação e, conseqüentemente a uma menor persistência. Ou seja, o perfil perde a característica de homogeneidade típica de uma água modal (ou consideramos que a água modal no ponto determinado foi destruída ou dissipada) com maior facilidade/celeridade.

Na Figura 9A, a vorticidade potencial média no Atlântico Sul dos primeiros 400 m do conjunto ISAS apresenta distribuição quase que homogênea, com os maiores valores vinculados a regiões costeiras, onde há maior estratificação. Porém, ao observarmos as seção zonal (Figura 9B) e meridional (Figura 9C), notamos duas porções com baixos valores de VP (camada de mistura e águas centrais), separadas pela termoclina permanente, que possui alta estratificação e, portanto, valores altos de VP. Importante destacar a presença dessas três feições nas duas direções (zonal e meridional). No perfil da Figura 9D podemos ver esse aumento, redução e estabilização dos valores de VP da superfície à 400 m.

Os menores valores de VP acima da termoclina tem relação com a camada de mistura e a formação das águas modais subtropicais. Essas camadas superficiais se estendem com similar espessura ao longo da direção zonal (Figura 9B). Todavia, na direção meridional (Figura 9C), essa camada torna-se mais rasa em direção ao Equador, especificamente a partir de 30°S.

De forma similar, a camadas com valores mínimos de VP abaixo da termoclina estão relacionadas as águas modais afundadas (denominadas no presente estudo como de subsuperfície). Na distribuição zonal, as maiores espessuras se concentram na porção oeste da bacia (Figura 9B, azul mais claro). Meridionalmente, podemos distinguir dois núcleos de com baixos valores de VP. O primeiro que se estende até 40°S e ultrapassa o limite de 400 m de profundidade. Provavelmente não está diretamente relacionada ao processo de subducção da AMSTAS, por estar ao sul da região de formação (utilize a Figura 14, como referência). O segundo núcleo é mais raso, menos extenso e localiza-se entre 39°S e 30°S. Essas duas porções podem estar relacionadas à formações de águas modais distintas (AMSA e AMSTAS).

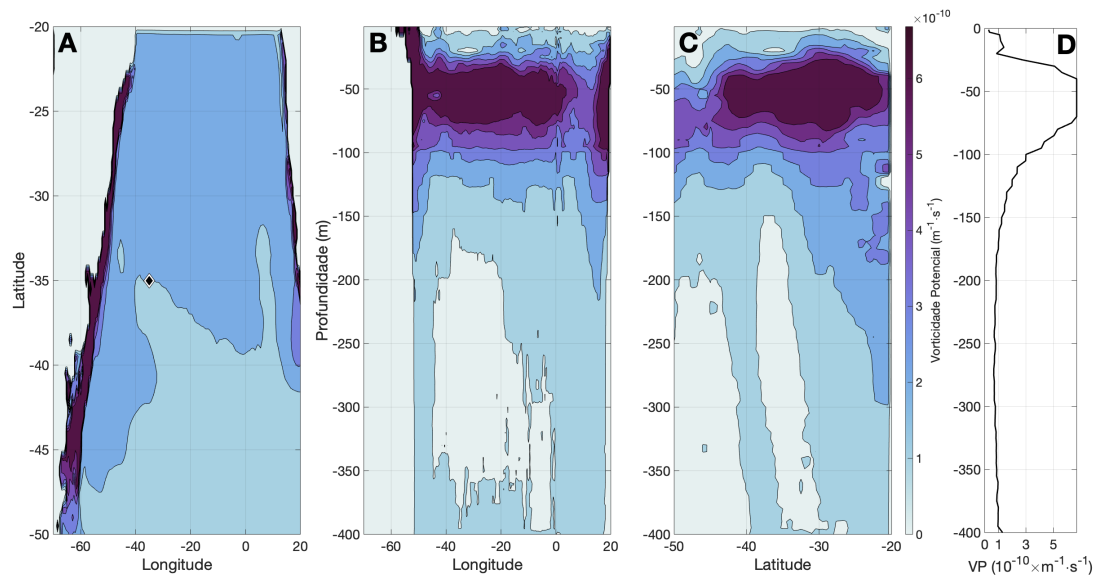


Figura 9: Distribuição da vorticidade potencial média de 2002 até 2019: (A) média da superfície até 400 m; (B) seção zonal de 35°S; (C) seção meridional de 35 °S, baseado nos dados ISAS. Losango no diagrama A é o ponto de intersecção da seção B e C, referente ao perfil da vorticidade potencial ($\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$) média do diagrama (D).

Posteriormente a aplicação desses critérios, os perfis selecionados foram subdivididos em duas categorias de acordo com a posição vertical: de superfície ou de subsuperfície. A primeira configuração

está relacionada a perfis em que a camada de água modal se inicia na superfície, ou seja, camadas relacionadas aos meses de formação (inverno e primavera). A segunda configuração tem relação com as camadas de água modal que já se destacaram da superfície, afundando ou já afundadas abaixo da termoclina sazonal. Podemos visualizar a segunda configuração ao longo de todo o ano, pois a presença da AMSTAS em subsuperfície, de forma geral, não se esvai. De maneira mais clara, podemos observar na Figura 10 dois perfis de temperatura, contendo água modal nas duas categorias citadas.

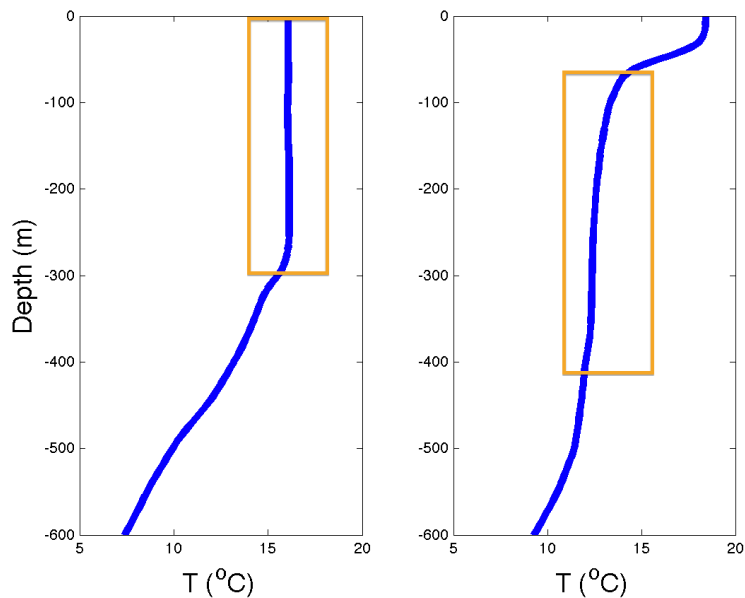


Figura 10: Exemplo de perfis típicos de temperatura contendo água modal de superfície (esquerda) e de subsuperfície (direita), evidenciadas nos diagramas pelos segmentos contido no retângulo laranja.

Na superfície, a camada denominada água modal pouco se distingue de uma camada de mistura. A maior diferença se dá pela espessura, onde a água modal pode ser considerada, em superfície, como uma camada de mistura mais profunda. Sendo assim, a última condição supracitada nos itens anteriores se apresenta muito importante para o entendimento da formação das águas modais (perfil de água modal mais espesso que a camada de mistura). Além, é claro, de ao considerarmos um baixo valor de VP, potencialmente selecionamos camadas mais homogêneas do que da camada de mistura.

Em adição a essa discussão, o intervalo de temperatura e, por conseguinte, de densidade é critério fundamental para selecionarmos o que os estudos consideram como água modal subtropical do Atlântico Sul. Sendo assim, com o objetivo de refinar a seleção dos perfis AMSTAS, analisamos a distribuição do volume referente a seleção utilizando os critérios de Sato and Polito (2014), por classes de temperatura, entre a superfície e 300 m. Dessa maneira encontraríamos quais temperaturas são relacionadas aos maiores volumes de AMSTAS.

Esse recenseamento do volume está diretamente relacionado a definição do termo ‘água modal’, que é uma tradução e adaptação do termo em inglês ‘mode water’. A tradução de *mode*, da estatística, é dada pela palavra moda, que por sua vez, representa o valor de uma determinada variável que possui maior número de observações. Portanto, ao avaliarmos a classe de temperatura com o maior volume vinculado,

podemos estimar mais precisamente um intervalo típico e mais restrito de temperatura para a água modal subtropical do Atlântico Sul. Nessa parte da metodologia, ainda não foi considerada a divisão entre 3 tipos de AMSTAS, similar ao observado na Tabela 2 e na Figura 14, retirados de Sato and Polito (2014).

A única alteração da metodologia de Sato and Polito (2014) foi a aplicação de um limite para o gradiente vertical de temperatura menos restrito ($\leq 0,02^\circ\text{C m}^{-1}$). Isso foi devido ao fato de identificarmos nos dados ISAS inversões do gradiente de temperatura e variações maiores que $0,01^\circ\text{C m}^{-1}$ nos primeiros metros (0 a 25 m), mesmo que quando abaixo dessas camadas, o gradiente voltava a ser menor. Também foi possível observar que as camadas em subsuperfície apresentam maior estratificação, relacionada ao ciclo sazonal, desse modo, utilizamos esse valor mais relaxado nesse critério.

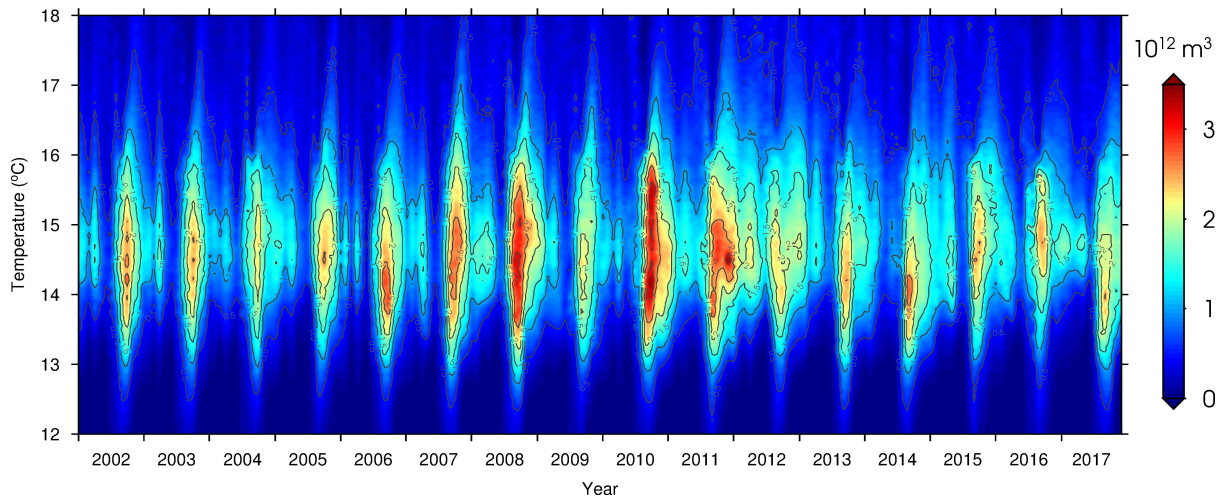


Figura 11: Distribuição do volume de água modal por classe de temperatura (entre $11,5^\circ\text{C}$ e $18,5^\circ\text{C}$, variando de $0,1^\circ\text{C}$ em $0,1^\circ\text{C}$) entre os anos de 2002 e 2017, da superfície até 300 m, baseado nos dados ISAS.

Pela Figura 11 podemos visualizar que os maiores volumes de água modal subtropical concentram-se entre 13°C e 16°C . Porém, para confirmar esse intervalo de temperatura, calculamos a média e o desvio-padrão da temperatura dos perfis selecionados com AMSTAS. A média de temperatura para os primeiros 300 m é de $(14,61 \pm 0,50)^\circ\text{C}$. Sendo assim, combinando a média mais ou menos três vezes o desvio-padrão confirmamos, por aproximação, esse novo intervalo de temperatura para ser aplicado no processo de localização das AMSTAS. Na Tabela 1, apresentamos o conjunto de intervalos finais usados na presente metodologia para a seleção da água modal subtropical no Atlântico Sul.

Tabela 1: Intervalo dos parâmetros para seleção de perfis contendo águas modais subtropicais do Atlântico Sul.

	T ($^\circ\text{C}$)	S	σ_θ (kg m^{-3})	VP ($\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$)
Intervalo	13 - 16	34,7 - 36,5	25,6 - 26,8	$\leq 1,5 \times 10^{-10}$

A seleção dos perfis baseada na aplicação dos intervalos de temperatura, salinidade e densidade não é a única etapa da identificação da AMSTAS. A partir da aplicação inicial dos intervalos, prosseguimos a avaliação baseada na investigação individual dos perfis para resolver os seguintes problemas: inversão da

temperatura e densidade nos primeiros metros e a intermitência vertical ao longo dos perfis.

A inversão do gradiente de temperatura é muito ocorrente nos perfis dos dados ISAS, como observado na Figura 12B. Esse perfil médio de temperatura do mês de setembro de 2009 apresenta um aumento da temperatura entre 0 e 3 m e entre 15 e 20 m. Da mesma forma, esse efeito também pode ser visto no diagrama B onde, na média dos primeiros 20 m, podemos ver o gradiente vertical de temperatura positivo em diversos pontos. Esse aumento da temperatura e os consequentes valores positivos do gradiente vertical geram inversões dos valores de VP. Isto ocorre porque, ao analisarmos a equação 1, temos que para o Hemisfério Sul ($f < 0$), considerando o decréscimo dos valores de temperatura com o aumento da profundidade ($\frac{\partial T}{\partial z} < 0$, sendo $z > 0$ e aumentando com o aumento da pressão) e ρ constantemente positivo, temos que a VP apresenta valores tipicamente positivos. Assim, com valores negativos de VP, pontos dos perfis acabam sendo excluídos da seleção de água modal.

Essa inversão não ocorre devido a um erro proveniente dos dados ISAS ou do cálculo da vorticidade potencial. No oceano, as inversões de temperatura (temperatura aumentando com o aumento da profundidade ao invés de reduzir) ocorrem por ação de processos de mistura turbulenta intensa na camada superficial, que pode ser resultante das variações de precipitação e evaporação, troca de calor, vento, entre outros. Por causa dessa mistura vertical, os primeiros metros do oceano se tornam instáveis, podendo ocorrer essas inversões, principalmente nos meses de inverno. Os perfiladores Argo são capazes de amostrar essas ocorrências e mesmo que o conjunto ISAS apresente valores de média mensal dessas medidas, essas inversões continuam a aparecer nos perfis em função da intensidade desses processos.

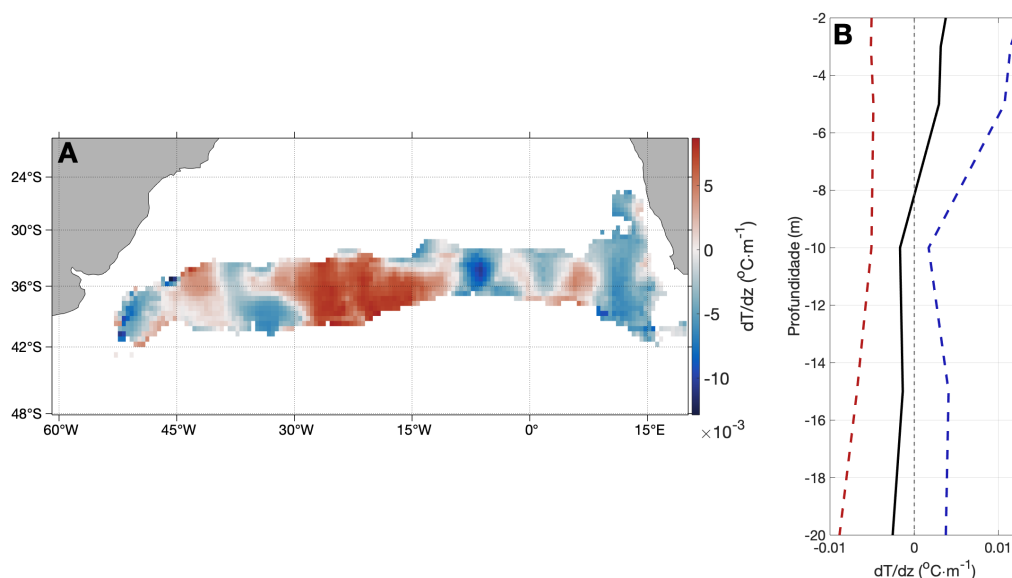


Figura 12: (A) Mapa do gradiente vertical médio de temperatura e (B) perfil de temperatura médio dos primeiros 20 m, de todos os perfis da região de estudo, em Setembro de 2002 a 2018, baseado nos dados ISAS. No diagrama B, média (linha preta), média mais desvio padrão (azul) e média menos desvio padrão (vermelho).

Em consequência da inversão discutida anteriormente, definimos que ao selecionarmos perfis contendo água modal com o limite superior iniciando a pelo menos a 20 m de profundidade, consideraríamos esse como um perfil de superfície, contabilizando os primeiros metros na avaliação da espessura e volume

dessa camada, reconstruindo o perfil no fim do processo, como observado na Figura 13B. O segundo ponto é o fato de que se identificássemos ausência de dados em sequência em um perfil maiores que 5 pontos de grade (de 18 a 25 m, dependendo dos níveis considerados), o perfil era descartado. Em caso desse intervalo ser menor ou igual a 5 pontos de grade, o perfil também foi reconstruído. Na Figura 13 podemos observar a mudança na camada de AMSTAS devido essas considerações.

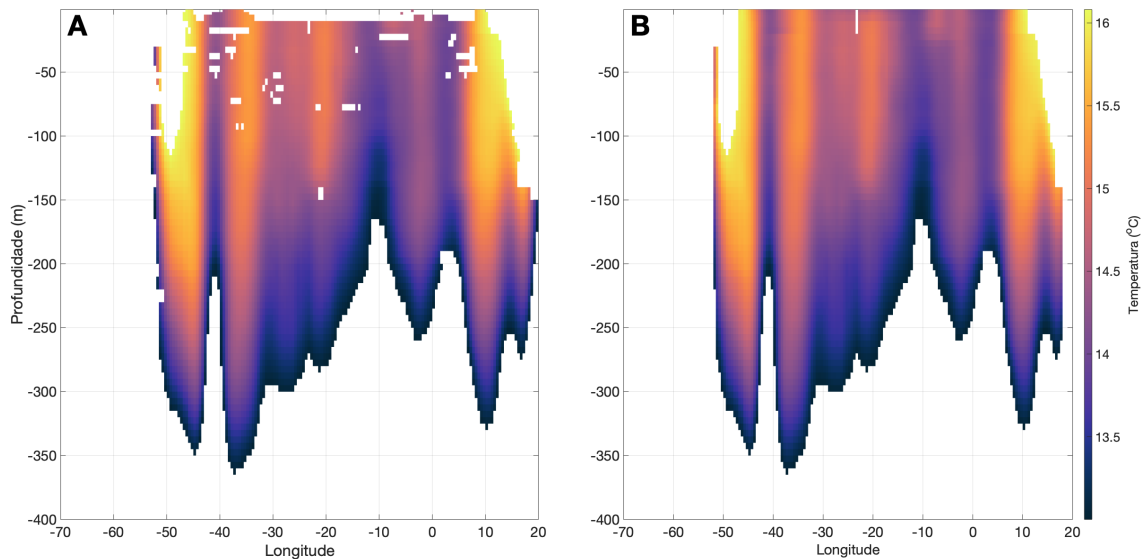


Figura 13: (A) Seção zonal a 36°S da temperatura no Atlântico Sul após a aplicação dos critérios de seleção da AMSTAS e (B) posteriormente a reconstrução dos perfis de setembro de 2009, baseado nos dados ISAS.

Posteriormente a esse processo de seleção de perfis segundo os critérios físicos e estruturais da AMSTAS, foi aplicado a mesma categorização utilizada por Sato and Polito (2014) sobre a posição na coluna d'água de cada camada de água modal, como observado na Figura 10. A necessidade desse processo da divisão em duas categorias evidencia a necessidade da reconstruções dos perfis para que possamos categorizar corretamente cada perfil contendo AMSTAS. Após a subdivisão, os perfis de superfície foram comparados aos dados de profundidade média da camada de mistura climatológica (CMC) (Holte et al. 2017), ou seja, perfis selecionados com profundidades menores que o valor da CMC foram excluídos do conjunto.

Por fim, em seguida ao desenvolvimento dessa metodologia e a aplicação sobre os dados ISAS, o mesmo foi efetuado nos demais materiais, considerando os intervalos definidos na Tabela 1. Portanto, as saídas dos modelos e os dados SODA foram explorados com metodologia semelhante. As especificidades da seleção de perfis com água modal das saídas dos modelos e do Argo serão listadas abaixo:

- Argo : o intervalo de temperatura foi mais amplo, de 12°C a 18°C;
- WOMBAT : a camada de mistura utilizada para a análise dos perfis contendo AMSTAS foi da saída do próprio modelo. A camada de mistura é estimada baseada no limite da variação de densidade proveniente de de Boyer Montégut et al. (2004);
- CESM : para a avaliação dos resultados dos experimentos o critério de seleção baseado na camada de mistura não foi aplicado. Isso se dá ao fato de utilizarmos a espessura da camada de mistura

como parâmetro para a avaliação das diferentes consequências geradas a partir dos experimentos.

Uma última particularidade está relacionada a avaliação da taxa de formação da AMSTAS segundo os dados ISAS. Para estimarmos essa taxa, reduzimos o limite de seleção da vorticidade potencial para $2 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$. De acordo com Forget et al. (2011), esse menor valor selecionará perfis de AMSTAS mais homogêneos, que, por sua vez, estão relacionados com os perfis mais recentemente formados. Ou seja, perfis que foram há menos tempo afetados pela convecção na camada de mistura. Do volume estimado desse conjunto selecionado, calculamos a taxa de formação (dividimos pelo tempo). Essa taxa será comparada com o resultado proveniente do cálculo de Walin (Walín 1982; Maze et al. 2009) na Seção 7.4.

5.2 Análise de cluster

Em seguida da identificação e categorização das AMSTAS, dividimos os perfis selecionados em três tipos de AMSTAS (Provost et al. 1999): (1) associada a correntes de borda oeste, possui valores de densidade entre os dois outros tipos; (2) localizada na porção leste da bacia, é o tipo menos denso e espesso; e (3) associada a frentes polares, sendo o tipo mais denso e frio (Hanawa and Talley 2001). Para tanto, aplicamos a análise de *cluster* não-hierárquica (Gong and Richman 1995) utilizando o método *K-means*, de acordo com Sato and Polito (2014). Os autores também dividiram a AMSTAS em três tipos. Esse é um método estatístico que utiliza determinados parâmetros para separar os dados em certo número de *clusters* pré-determinados, escolhidos pelo número de centroides. Cada *cluster* reúne perfis com características similares, no caso do trabalho de Sato and Polito (2014), valores de temperatura potencial, salinidade e densidade similar, a posição do ponto de grade (latitude e longitude) e o período do ano. Cada *cluster* apresentará um valor médio e desvio-padrão dessas variáveis (T , S e σ_θ), acumulados à uma distância relativa de um determinado centroide (ao redor desse centro minimizando a distância quadrada Euclidiana). Os resultados da análise desenvolvida por Sato and Polito (2014) estão apresentados na Tabela 2 e na Figura 14, e serão utilizados para comparação com alguns dos resultados da presente tese.

Tabela 2: Sumário extraído de Sato and Polito (2014) dos parâmetros dos tipos de AMSTAS no dados Argo onde T é a temperatura potencial; S a salinidade; σ_θ a densidade potencial; N o número de perfis selecionados para cada tipo; E é a espessura média e E_{max} a espessura máxima.

AMSTAS	T (°C)	S	σ_θ (kg m ⁻³)	N	E (m)	E_{max} (m)
1	15,0 ± 0,9	35,6 ± 0,2	26,4 ± 0,1	1157	159 ± 53	380
2	16,7 ± 0,9	35,7 ± 0,2	26,1 ± 0,1	1110	152 ± 42	325
3	13,2 ± 0,9	35,2 ± 0,2	26,5 ± 0,1	1039	164 ± 61	335

Os intervalos de salinidade, temperatura e densidade exibidos na Tabela 2 tem distribuição espacial de acordo com o observado na Figura 14. Podemos notar que todos os perfis provenientes dos perfiladores Argo estão exibidos nesse diagrama e não foi considerada a posição vertical (superfície e subsuperfície) dos perfis analisados.

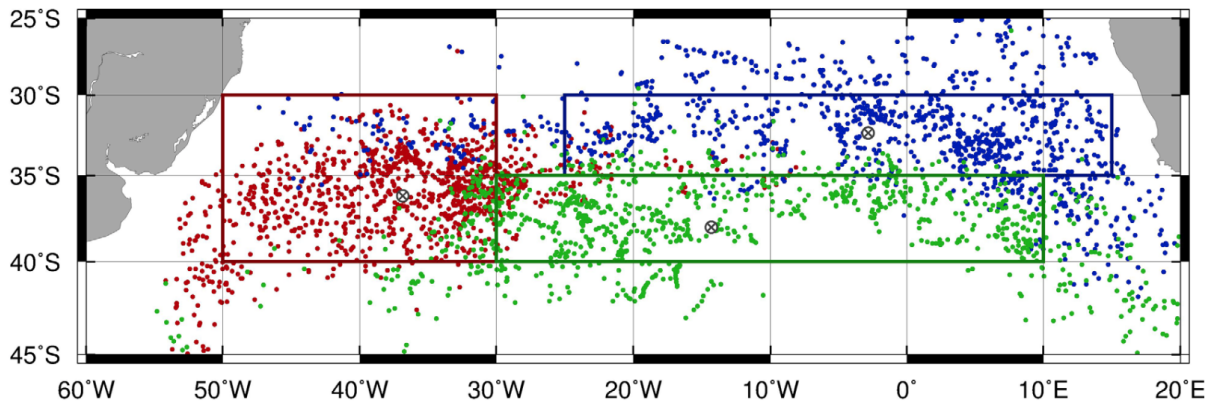


Figura 14: Divisão proposta da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde). Figura extraída do trabalho de Sato and Polito (2014), baseada em dados Argo.

De maneira simplificada, para todos os conjuntos de dados avaliados, seguimos os seguintes passos:

- agrupamos todos os perfis contendo água modal subtropical;
- calculamos os valores médios de temperatura, salinidade e densidade ao longo da coluna de cada perfil;
- aplicamos a análise de *cluster*, onde os perfis que possuem valores médios similares entre si e são próximos espacialmente (horizontalmente), são agrupados em torno de um centróide, gerando assim os três *clusters*;
- cada *cluster* está relacionado à um tipo de AMSTAS (1, 2 ou 3). Dessa forma, cada perfil é marcada com um desses índices.

Nos diferentes resultados, mostraremos os valores médios da temperatura, salinidade e densidade resultados dessas tipificações das AMSTAS para os diferentes conjuntos de dados. Essa divisão será usada para mostrarmos de maneira separada como ocorre a variação do volume, o pré-condicionamento, os resultados dos experimentos, entre outros.

5.3 Análise da AMSTAS através do Argo

A primeira avaliação será relacionada ao pré-condicionamento da região. Esse processo precede a formação da água modal, onde o oceano começa a perder calor e a camada superior a perder empuxo. Inicialmente utilizamos dados dos perfiladores Argo entre 2002 e 2019 no Atlântico Sul (70°O e 20°L, 20°S e 50°S, Figura 16). Foram aplicados os critérios de identificação da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul segundo Sato and Polito (2014), que foram supracitados na Seção 5.1, sendo o intervalo de temperatura limite de 12°C e 18°C. Para a seleção da água modal subtropical do Oceano Índico, limitamos a seleção para o intervalo de temperatura entre 17°C e 18°C (Gordon et al. 1987; Toole and Warren 1993).

O objetivo é avaliar o estado do oceano anteriormente ao início da formação da AMSTAS. Essa análise terá como base observar a variação da temperatura, salinidade, densidade e a intensidade da vorticidade potencial (I_{vp}). A última variável é definida pela integral vertical da anomalia da vorticidade potencial (Qiu et al. 2006). A anomalia é calculada utilizando um valor de VP de referência (Q_a), que é relativo ao limite utilizado para a identificação da água modal subtropical ($1.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). A equação da

intensidade da vorticidade potencial é definida por:

$$I_{vp} = \int_{z_2}^{z_1} [Q_a - Q(z)] dz, \quad (2)$$

onde z_1 é a profundidade da isoterma de 18°C, z_2 a profundidade da isoterma de 12°C e $Q(z)$ é o valor de VP em cada nível vertical do perfil. De acordo com essa variável, quanto menor (maior) o valor de I_{vp} , mais (menos) estratificado é o perfil avaliado, em comparação ao valor de referência.

Após a definição das variáveis utilizadas para observar a mudança do estado do oceano antes e no início da formação, passamos a selecionar os flutuadores que amostraram a formação da AMSTAS e uma região/período próximo, sem formação. Para tanto, selecionamos o primeiro perfil do início da formação (perfil primário, PM) de cada flutuador, em diferentes ciclos e o perfil imediatamente anterior a esse primeiro selecionado (perfil de pré-formação, PF) (Figura 15).

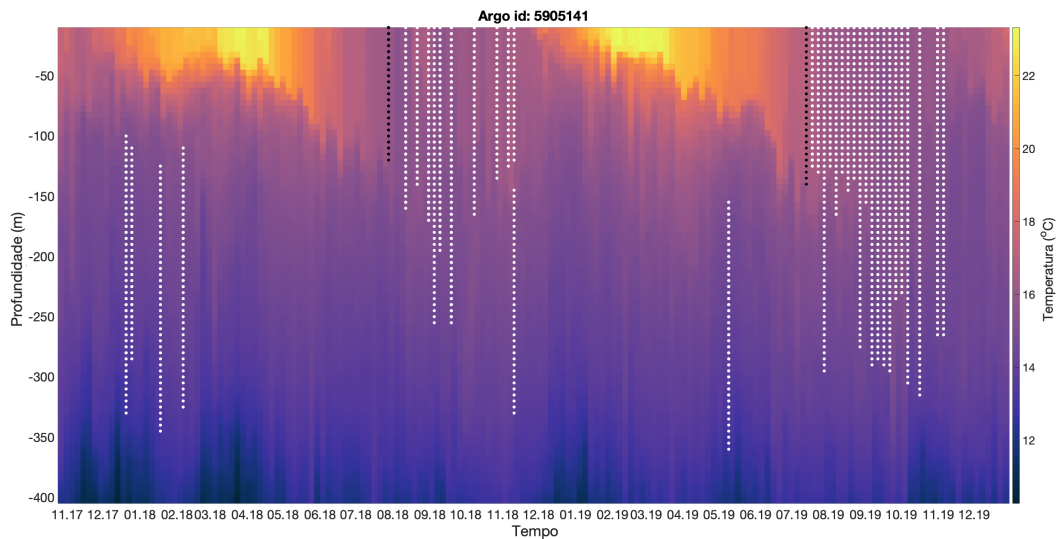


Figura 15: Série temporal da temperatura do perfilador Argo id: 5905141. Pontos marcam os perfis e níveis identificados com água modal subtropical. Os perfis foram separados em início da formação (preto) e demais perfis (branco).

A segunda análise foi conduzida relacionada a uma possível relação da formação da AMSTAS com a água modal proveniente do Oceano Índico (Água Modal Subtropical do Oceano Índico, AMSTOI) (Gordon et al. 1987; Toole and Warren 1993)). Essa formação pode ocorrer na região da retroflexão da corrente das Agulhas (Olson et al. 1992), proveniente das camadas de misturas remanescentes do Índico.

A seleção da AMST do Índico possui as mesmas condições utilizadas para o Atlântico Sul, porém, utilizando um intervalo de temperatura mais restrito (17°C a 18°C) e para a região entre 20°L e 80°L, 20°S e 50°S (Figura 16).

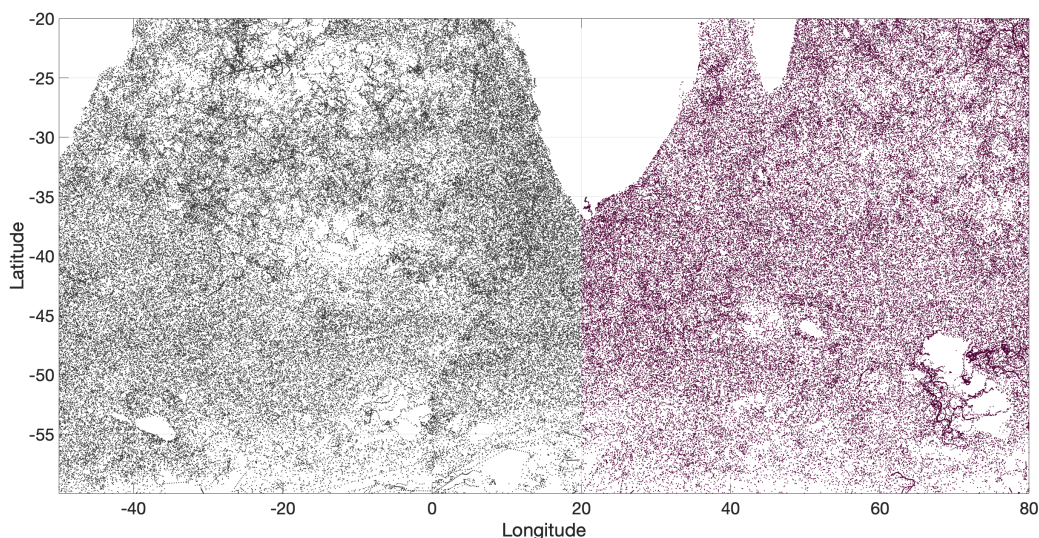


Figura 16: Perfis medidos por perfiladores Argo entre 2002 e 2019 para a região de 70°O e 80°L, 20°S e 50°S. Separados em perfis do Atlântico Sul (cinza) e perfis do Índico (vinho).

Os perfis de salinidade e temperatura das águas modais subtropicais do Atlântico Sul foram comparados aos perfis do Índico. Para refinar esse paralelo, aplicamos a metodologia da análise de *cluster* nos perfis selecionados com AMSTAS juntamente com os da AMSTOI (Seção 5.2), para que fossem destacadas um quarto tipo de AMST. A AMSTAS2 e 3, possuem maior proximidade espacial com as águas provenientes do Oceano Índico, se comparadas com a do tipo 1.

5.4 Cálculo de Walin

Utilizamos os dados de fluxo de calor do conjunto ERA-5 (Seção 4.4) para estimar o volume de água formado mensalmente devido apenas a troca de calor na interface oceano-atmosfera, dentro do intervalo de temperatura da identificação da AMSTAS (13°C a 16°C). Para tal objetivo, usamos a metodologia inicialmente proposta por Walin (1982), que foi modificada, aprimorada e aplicada por diversos autores (Garrett et al. 1995; Marshall et al. 1999; Donners et al. 2005; Maze et al. 2009; Forget et al. 2011; Cerovecki et al. 2011).

A variação da temperatura de um volume de água na superfície do oceano tem conexão direta com a variação espacial do mesmo. Motivado por essa associação, Walin (1982) buscou identificar as relações entre a variação espacial das massas d'água relativa a circulação dos oceanos com o balanço de calor promovido pela transferência de calor na interface oceano-atmosfera e as trocas de calor que ocorrem no interior do oceano (lateralmente e em direção ao fundo). Do ponto de vista dinâmico, a metodologia versa sobre a conservação de massa e energia num volume do oceano e para tanto, todas as contribuições para o fluxo de calor são contabilizadas. Para tanto, a metodologia foi desenvolvida visando quantificar a taxa com que um volume de água é transformado de uma classe de temperatura (ou densidade) para outra, anterior ao processo de afundamento nos polos. Quando se avalia essa transformação, define-se um intervalo limitado por duas isotermas (isopicnais) e, conseqüentemente, uma região destacada no oceano. Sobre essa região, o método considera três principais pontos:

1. o estado térmico da região;

2. os processos térmicos dentro dessa região;
3. as interações com as regiões adjacentes, que contribuem para o processo de formação ou destruição das águas que contém essa região.

Posteriormente, Marshall et al. (1999) utilizaram os resultados provenientes do método de Walin (1982) sobre a relação da variação do volume de uma região com os fluxos de volume de regiões adjacentes, diretamente proporcionais ao fluxo de calor pela superfície, para analisar a taxa de transformação de um volume de água dentro de um determinado intervalo de densidade. Para tanto, adicionou-se ao fluxo de calor, o fluxo de água doce (que é proporcional a taxa de evaporação menos a precipitação). Por meio desta análise, concluiu-se que o volume de uma região R , para uma dada densidade (σ) em um dado tempo (t), ou seja, $V(\sigma, t)$, na ausência de processos difusivos, só é alterado pelo fluxo de volume através dos limites da região, como podemos observar na Figura 17.

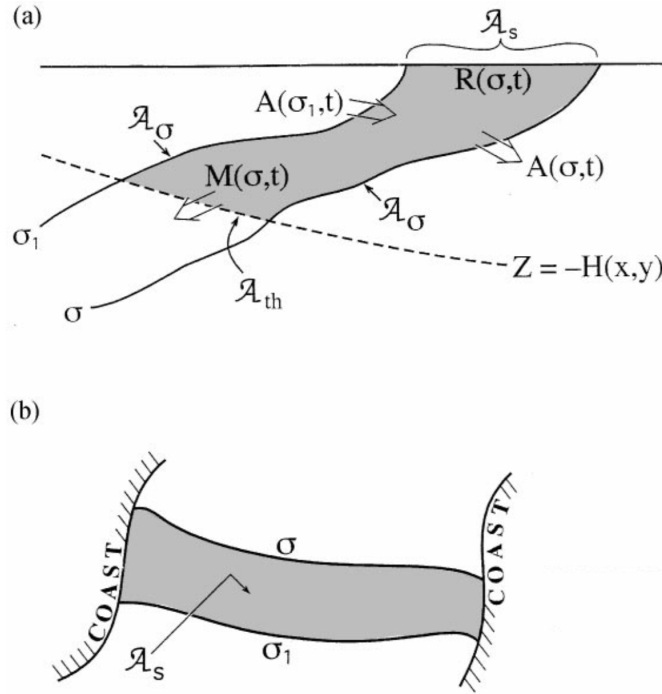


Figura 17: Diagrama retirado de Marshall et al. (1999) que ilustra na figura (a) a região cinza R limitada lateralmente pelas superfícies isopícnicas e, verticalmente, pela superfície do oceano e por uma profundidade definida por $H(x, y)$. As áreas destas superfícies limitantes são definidas por $\mathcal{A}_\sigma(\sigma, t)$, $\mathcal{A}_\sigma(\sigma_1, t)$, $\mathcal{A}_{th}(\sigma, t)$ e $\mathcal{A}_s(\sigma, t)$. Os fluxos diapícnais através das isopícnicas são definidos por $A(\sigma, t)$ e o fluxo através de H é dado por $M(\sigma, t)$. Na figura (b) observamos a área onde ocorre o afloramento na superfície de R denominada por \mathcal{A}_s .

Dessa forma, excluindo o transporte de volume através da superfície e do fundo do oceano, a conservação do volume é dado por (equação 3):

$$\frac{\partial V(\sigma, t)}{\partial t} = A(\sigma_1, t) - A(\sigma, t) - M(\sigma, t) , \quad (3)$$

onde A é o fluxo de volume diapícnal limitado pela superfície isopícnal $\sigma_i = 1, 2$; e $M(\sigma, t)$ é o fluxo de volume em direção ao fundo.

Posteriormente, Maze et al. (2009) utilizaram essa metodologia para estudar o papel do fluxo de

calor na interface oceano–atmosfera sobre a formação da Água de Dezoito Graus. Para tanto, os autores avaliaram a formação dentro do intervalo típico de temperatura dessa água modal, entre 17°C e 19°C. Assim, para mensurar a taxa em que há transformação entre diferentes classes de temperatura, baseado na teoria de Walin (1982) e Marshall et al. (1999), foi proposto, de maneira adaptada, a seguinte equação (4):

$$\frac{\partial V_{\Theta}}{\partial t} = A(\theta_2, t) - A(\theta_1, t) - M(\Theta, t) , \quad (4)$$

onde Θ é uma camada de água limitada pelas isotermas de θ_1 e θ_2 , onde $\theta_1 < \theta < \theta_2$, substituindo o σ da Equação 3. Assim, $A(\theta_i, t)$ é o fluxo de volume diatermal através da superfície isothermal $\theta_i = 1, 2$; e $M(\Theta, t)$ é o fluxo de volume para fora do volume de controle, em direção ao fundo.

Temos que A depende apenas da difusão que ocorre internamente na região ($\frac{\partial D(\theta, t)}{\partial \theta}$) e do fluxo na interface oceano–atmosfera (Q_{net}), ou seja, de fluxos não–advectivos. Assim, Maze et al. (2009) utilizou–se das notações de Garrett et al. (1995) e Marshall et al. (1999) para desmembrar o suprimento não–advectivo de calor para o volume em contribuições associadas a processos difusivos interiores e ao fluxo de calor da interface oceano–atmosfera, propondo a seguinte equação:

$$A(\theta, t) = F(\theta, t) - \frac{\partial D(\theta, t)}{\partial \theta} , \quad (5)$$

onde $D(\theta, t)$ é o fluxo difusivo de temperatura pela superfície do volume, determinado por Marshall et al. (1999) como $D = \int_{\mathcal{A}_{\sigma}}^{\mathcal{A}_{th}} N_{\sigma} \cdot n \, d\mathcal{A}$, onde o fluxo não–advectivo de densidade potencial (N_{σ}) é integrado através das superfícies \mathcal{A}_{σ} e \mathcal{A}_{th} (Figura 17a).

Da equação 5, $F(\theta, t)$ é definida como a ‘taxa de transformação’, ou, em outras palavras, a contribuição para a alteração do volume da região controle proveniente do fluxo de calor através da superfície do oceano, sendo descrito por:

$$F(\theta, t) = \frac{\partial}{\partial \theta} \int_{\theta_0}^{\theta} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} \, ds , \quad (6)$$

onde Q_{net} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) é o fluxo de calor na interface, ρ_0 é a densidade da superfície de referência ($\rho_0 = 1035,0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), C_p é o calor específico da água do mar ($C_p = 4000 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$), θ_0 é a temperatura de referência da superfície e ds é o elemento de área da superfície do oceano.

De maneira simplificada, da Equação 6, temos que a taxa de transformação (F) é proporcional ao fluxo de calor pela superfície (Q_{net}). Podemos observar na Figura 18 um esquema com as componentes apresentadas nas equações 4, 5 e 6:

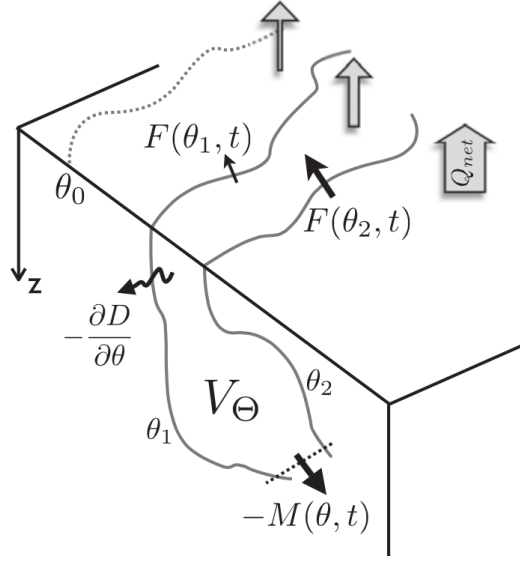


Figura 18: Diagrama retirado de Maze et al. (2009) que ilustra o volume (V_{Θ}) da camada Θ contido entre as duas isotermas (θ_1 e θ_2). Observamos também a taxa de transformação diaternal superficial F e o fluxo difusivo interno $\partial_{\theta}D$. E por fim, observamos o fluxo para fora da região de controle $M(\Theta)$ e o fluxo vertical de calor Q_{net} na superfície do oceano indicado pela seta cinza.

A taxa F é dada em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, podendo ser expressa por Sverdrups ($Sv = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), e quando apresenta valores positivos (negativos), indica transferência de água através de θ de temperaturas quentes a frias (frias a quentes) e, assim, está relacionado com um aumento (redução) de volume entre as isotermas. Discretizando F , temos:

$$F(\theta, t) = \frac{1}{\Delta\theta} \left(\int_{\theta_0}^{\theta+\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds - \int_{\theta_0}^{\theta-\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds \right) = \frac{1}{\Delta\theta} \int_{\theta-\Delta\theta/2}^{\theta+\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds, \quad (7)$$

representando assim a integral sobre uma isoterma, definindo uma superfície dentre uma dada classe de temperatura $\theta \pm 1/2 \Delta\theta$.

Da forma que, rescrevendo $F(\theta, t)$, temos:

$$F(\theta, t) = \int \int^{xy} \mathcal{F}(t, x, y, \pi) ds, \quad \text{sendo:} \quad (8)$$

$$\mathcal{F}(t, x, y) = -\frac{Q_{net}(t, x, y)}{\rho C_p} \pi, \quad (9)$$

definido como um mapa 2D da taxa de transformação F . Ou seja, a integral de superfície de \mathcal{F} resultará em F . A função π , que representa função de amostragem da temperatura é definida por:

$$\pi(\theta_i, \Delta\theta) = \begin{cases} \frac{1}{\Delta\theta}, & \text{se } \theta_i - \frac{\Delta\theta}{2} < \theta < \theta_i + \frac{\Delta\theta}{2} \\ 0, & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (10)$$

Portanto \mathcal{F} é zero em toda a região com exceção da região de afloramento das isotermas de classes de temperatura definidas por $\pi_{\theta_i, \Delta\theta}$. Isso é necessário porque ao longo do tempo, a posição das isotermas alterna (Figura 60) e é necessário garantir as condições corretas em cada período avaliado.

A partir dessas equações e condições estabelecidas, podemos calcular a contribuição do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera sobre a variação do volume numa camada arbitrária Θ . A taxa de formação ΔF , é definida por:

$$\Delta F(\Theta, t) = F(\theta_2, t) - F(\theta_1, t) , \quad (11)$$

ou seja, é definida pela diferença entre as taxas de transformação de duas isothermas que delimitam a região estudada (definida como camada Θ na Figura 18).

Assim, por definição o termo F da ‘transformação’ é a taxa em que um volume de água muda para determinada classe de temperatura. Definindo um intervalo de duas isothermas (ou seja, duas classes de temperatura), a taxa de formação (ΔF) é dada pela subtração do volume de água que flui para fora de uma classe de temperatura da quantidade que entra, indicando assim o volume de nova água formada devido ao fluxo pela superfície entre as duas isothermas (Kelly and Dong 2013).

Como o objetivo desse trabalho é compreender, inicialmente, o volume de água formado dentro de uma superfície delimitada por duas isothermas, e não o volume transportado através destas isothermas ou o volume transformado de uma isoterma a outra, precisamos apenas estimar o valor de $\Delta F(\Theta, t)$, baseados na equação 11. De maneira mais simplificada, este cálculo envolveu as seguintes etapas:

1. Seleção de duas isothermas que formam um intervalo típico de formação da AMSTAS, baseada nos critérios definidos através da metodologia detalhada nas Seção 5.1;
2. Aplicação da equação 7 sobre cada isoterma, isto é, foi calculada a taxa de transformação (F) de $\theta - 1/2 \Delta\theta$ para $\theta + 1/2 \Delta\theta$, estimando, por fim, $F(\theta_1, t)$ e $F(\theta_2, t)$;
3. Utilização da equação 11 para estimativa da taxa de formação ΔF através da camada Θ , ao longo do tempo.

Para compararmos a taxa de formação proveniente do cálculo de Walin (Walín 1982; Maze et al. 2009) com a taxa de formação da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul, aplicamos a metodologia apresentada na Seção 5.1, porém com uma alteração em relação ao limite de vorticidade potencial utilizado. Para selecionarmos as camadas de água modal mais recentemente formadas, ou seja, mais homogêneas, reduzimos o valor limite de seleção para $2 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ (Forget et al. 2011). O volume observado mensalmente formado de acordo com essa nova seleção foi dividido pelo tempo transcorrido, para assim definirmos a taxa de formação mensal da AMSTAS.

5.5 Variáveis do ERA-5

Os dados médios mensais da reanálise ERA-5, do ECMWF, foram utilizados para identificarmos, antes da configuração dos experimentos, possíveis correlações entre determinadas variáveis e as águas modais subtropicais na superfície do Atlântico Sul. Para tanto, selecionamos algumas variáveis do vasto conjunto disponibilizados pelo ECMWF. As variáveis escolhidas foram as seguintes:

- radiação de ondas curtas (Q_i): quantidade de radiação solar em $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Valores positivos no sentido da atmosfera para o oceano;
- radiação de ondas longas (Q_b): quantidade de radiação termal em $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Valores positivos no sentido da atmosfera para o oceano;

- fluxo de calor sensível (Q_s): transferência de calor na interface oceano–atmosfera devido a diferença de temperatura entre as camadas, velocidade do vento e a rugosidade da superfície, em $W \cdot m^{-2}$. Valores positivos no sentido da atmosfera para o oceano (ar quente sobrepondo uma superfície mais fria);
- fluxo de calor latente (Q_l): transferência de calor devido a mudança de fase da água, em $W \cdot m^{-2}$. Valores negativos representam o oceano perdendo energia para a atmosfera em forma de evaporação e valores positivos, a superfície ganhando energia devido a condensação;
- precipitação total: soma da precipitação de larga escala e da convectiva, em metros de água equivalente por dia (média mensal);
- evaporação: quantidade acumulada de água evaporada da superfície, em metros de água equivalente por dia (média mensal). Valores negativos indicam evaporação e positivos condensação. Essa notação foi invertida no presente trabalho.
- componente U do vento: componente para leste do vento medido a 10 m de altura do oceano, em $m \cdot s^{-1}$;
- componente V do vento: componente para norte do vento medido a 10 m de altura do oceano, em $m \cdot s^{-1}$;
- velocidade do vento: em $m \cdot s^{-1}$, velocidade horizontal medida à medida a 10 m de altura do oceano. A velocidade não foi estimada utilizando u e v ;
- cobertura de nuvens: representa a ausência de nuvens até a cobertura total de nuvens, valores em frações de 0 a 1, respectivamente.

Das variáveis citadas, as componentes de calor foram utilizados para o cálculo do fluxo de calor total pela superfície; a evaporação e a precipitação para o cálculo do balanço de água doce (evaporação menos precipitação); e as componentes do vento para o cálculo do bombeamento e transporte de Ekman. Em seguida, apresentaremos os cálculos envolvidos nesses parâmetros.

5.5.1 Estimativas do Fluxo de calor

O cálculo do balanço de calor pela superfície seguiu a seguinte equação:

$$Q_{net} = Q_i + Q_b + Q_l + Q_s , \quad (12)$$

onde Q_{net} é o fluxo de calor total através da interface oceano–atmosfera, e as demais componentes (componentes radiativas e fluxos turbulentos) foram definidas na Seção 5.5.

5.5.2 Estimativa do Transporte e bombeamento de Ekman

A camada de Ekman é gerada à partir de uma região influenciada pelo tensão de cisalhamento do vento (Cushman-Roisin and Beckers 2011). Da ação do vento sobre a superfície do oceano, da parte atmosférica, temos duas componentes: τ^x e τ^y . Sendo a primeira a componente zonal e a segunda a componente meridional do *stress* do vento. Esses dois parâmetros são usualmente calculados baseados na relação do coeficiente de arrasto (C_d) e a função quadrática da velocidade do vento a 10 m acima do oceano, de acordo com as equações 13:

$$\tau^x = C_d \rho_{ar} U_{10} u_{10} \quad \text{e} \quad \tau^y = C_d \rho_{ar} U_{10} v_{10} , \quad (13)$$

onde $U_{10} = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$, u_{10} e v_{10} são as componentes x e y do vetor do vento \mathbf{u}_{10} , o coeficiente de arrasto é aproximadamente 0,0013 para o vento sobre o oceano e ρ_{ar} é a densidade do ar, aproximadamente $1,22 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Contudo, considerando τ como o *stress* tangencial exercido sobre a superfície, sendo proporcional a velocidade de cisalhamento $\frac{du}{dz}$ e tendo um coeficiente de proporcionalidade definido pela viscosidade ν , podemos definir um fluxo turbulento na superfície como (Cushman-Roisin and Beckers 2011):

$$\tau = \rho_0 \nu_E \frac{du}{dz}, \quad (14)$$

onde a viscosidade turbulenta (ν_E) está substituindo a viscosidade molecular (ν).

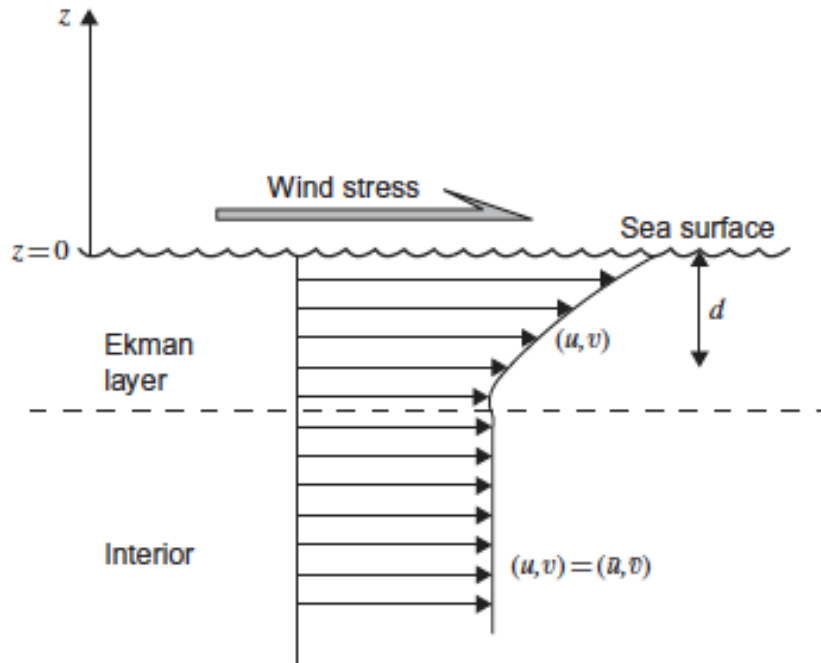


Figura 19: Camada de Ekman superficial gerada pelo stress do vento sobre o oceano (Cushman-Roisin and Beckers 2011).

Consideremos o cenário presente na Figura 19, onde a camada de Ekman da superfície é gerada devido à ação do vento sobre a superfície do oceano. Em tal situação, assumiremos condições estáveis, oceano homogêneo e em balanço geostrófico, com fluxos internos (\bar{u}, \bar{v}) sujeitos ao *stress* do vento (τ^x, τ^y) sobre toda a superfície. As equações que regem esse sistema e as condições de contorno para o fluxo (u, v) na camada de Ekman de superfície, são:

$$-f(v - \bar{v}) = \nu_E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (15)$$

$$+f(u - \bar{u}) = \nu_E \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (16)$$

onde ν_E é a viscosidade turbulenta e f o parâmetro de Coriolis.

Na superfície, sendo $z = 0$, temos:

$$\tau^x = \rho_0 \nu_E \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \tau^y = \rho_0 \nu_E \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (17)$$

e no interior, sendo $z \rightarrow -\infty$:

$$u = \bar{u}, \quad v = \bar{v} \quad (18)$$

As soluções das equações 17 e 18 são:

$$u = \bar{u} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{z/d} \left[\tau^x \cos\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) - \tau^y \sin\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) \right] \quad (19)$$

$$v = \bar{v} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{z/d} \left[\tau^x \sin\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) + \tau^y \cos\left(\frac{z}{d} - \frac{\pi}{4}\right) \right] \quad (20)$$

Das soluções 19 e 20, observamos que a perturbação sobre as correntes médias (\bar{u}, \bar{v}) é devida unicamente ao stress do vento (τ^x, τ^y) e é inversamente proporcional a profundidade da camada de Ekman (d) . Segundo Cushman-Roisin and Beckers (2011), o transporte gerado pelo vento na camada superficial de Ekman possui componentes de acordo com:

$$U = \int_{-\infty}^0 (u - \bar{u}) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau^y, \quad (21)$$

$$V = \int_{-\infty}^0 (v - \bar{v}) dz = -\frac{1}{\rho_0 f} \tau^x, \quad (22)$$

sendo que o transporte é orientado perpendicularmente ao stress do vento ($U \perp \tau^y$ e $V \perp \tau^x$). Portanto, é orientado a direita da direção do vento no Hemisfério Norte (HN) (Figura 20) e a esquerda no Hemisfério Sul (HS), que é o hemisfério de interesse do presente estudo.

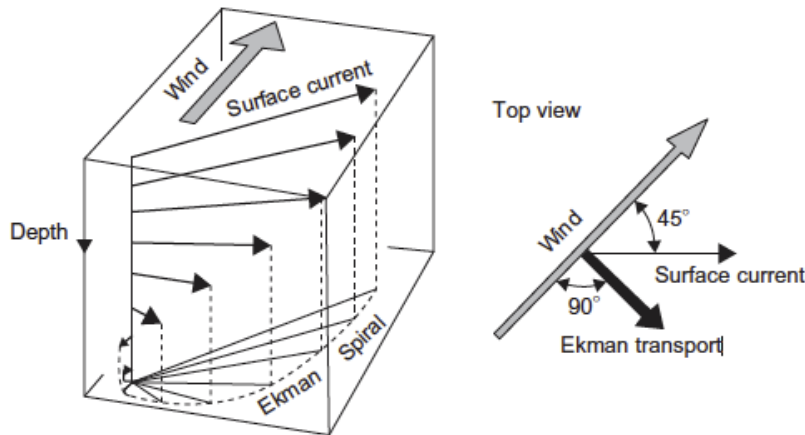


Figura 20: Estrutura da camada de Ekman de superfície, para o Hemisfério Norte (Cushman-Roisin and Beckers 2011).

Considerando o *stress* do vento irrotacional, deverá haver uma compensação da divergência do transporte de Ekman através de uma velocidade vertical, denominada no sistema apresentado de bombeamento de Ekman. Essa velocidade vertical (w_{Ek}) está diretamente relacionada ao rotacional do *stress* do vento. Portanto, ao integrarmos verticalmente a equação da continuidade $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0)$, através da camada de Ekman com $w(z=0)$ e $w(z \rightarrow -\infty) = \bar{w}$ teremos:

$$\bar{w} = + \int_{-\infty}^0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz = \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau^y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau^x}{f} \right) \right] = \mathbf{w}_{Ek} \quad (23)$$

Considerando o sistema no Hemisfério Sul, com os valores de f negativos, um vento no sentido anti-horário, obteremos ressurgência das camadas subsuperficiais (Figura 21(a)). Para um vento horário, obteremos subsidência das camadas de superfície (Figura 21(b)).

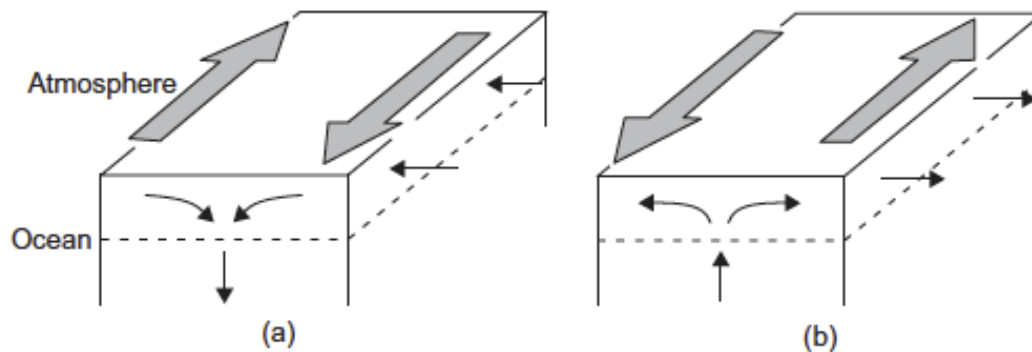


Figura 21: Bombeamento de Ekman devido a perturbação gerada pelo vento, para o Hemisfério Norte (Cushman-Roisin and Beckers 2011).

Das componentes do transporte de Ekman, utilizaremos apenas a componente meridional (V) devido ao interesse de observarmos o transporte de águas mais frias de Sul para Norte (Holte et al. 2012). Somando-se a este interesse, Rintoul and England (2002) observaram que há uma correlação em fase do transporte meridional de Ekman com a temperatura de superfície do mar, alterando as propriedades da Água Modal Subantártica e (Speer et al. 2000) analisaram a relação desse transporte com ganho de densidade. Esses dois fatores – temperatura da superfície do mar e ganho de densidade – são de vital importância para a formação das águas modais.

5.6 Correlação AMSTAS e variáveis atmosféricas

O conjunto de dados provenientes do ERA-5 descrito na Seção 4.4 foi utilizado para calcularmos a correlação entre a anomalia da espessura das camadas de AMSTAS de superfície com a anomalia das variáveis atmosféricas (Seção 5.5). A espessura utilizada na análise será referente a cada tipo de AMSTAS, por ponto de grade. Dessa forma os produtos finais dessa análise serão mapas com os valores de correlação estatisticamente significativos por ponto de grade, para cada variável, com diferentes *lags*.

Inicialmente, definimos o período da AMSTAS a ser correlacionado com os processos atmosféricos. Como podemos observar na Figura 47 (Bernardo et al. view), o início da formação é o período onde observamos a maior variabilidade da espessura (maior desvio-padrão relativo do volume), sendo assim, ideal para verificarmos a influência da atmosfera sobre as AMSTAS. Portanto, definimos analisar a espessura do período de Junho a Agosto (JJA). Para finalizar o preparo dos dados AMSTAS, os mapas de anomalia de espessura foram interpolados linearmente para uma grade de $1/4^\circ$ para que estivessem na mesma grade que os dados atmosféricos. Sobre as variáveis atmosféricas, selecionamos também períodos de três meses com *lag* 0 (JJA), *lag* -1 (MJJ) e *lag* -2 (AMJ) para correlacionarmos com os dados de espessura.

As anomalias foram calculadas retirando o ciclo anual, para que pudéssemos correlacionar as variações intra e interanuais das séries temporais e não somente o ciclo sazonal intrínseco à AMSTAS ou à algumas das variáveis. Resultados de correlação com *p-value* (probabilidade de significância) menor que 0,05

foram retirados dos mapas, pois esse valor é um limite para afirmarmos se há (hipótese nula falsa) ou não (hipótese nula verdadeira) relação entre as duas séries testadas.

5.7 Simulações com o NCAR–CESM

Para que fosse possível desenvolvermos os experimentos simulados com o modelo CESM foi necessário inicialmente observarmos a formação da AMSTAS ao longo de rodadas controle, sem nenhuma alteração dos dados atmosféricos feita pelo usuário. Essa primeira avaliação levou em consideração dois cenários diferentes (IAF, forçante com variação interanual e NYF, forçado com climatologia anual, Seção 4.5), utilizando os mesmos ajustes para as componentes do modelo: oceano e gelo oceânico ativos (*active*); atmosfera e processos continentais na forma de dados, para inicialização do modelo (*data*); gelo continental acionada apenas para satisfazer os requisitos de interface (*stub*). De acordo com o manual do modelo, esta configuração das componentes é referenciado por ‘*compset G*’. As informações mais detalhadas sobre as grades e configurações da componentes para inicialização do modelo foram retiradas do manual do CESM 1.2 (Hurrell et al. 2013).

Para forçar o oceano nessa configuração, foram utilizados os dados atmosféricos e de terra da reanálise Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE) do projeto CLIVAR (Climate and Ocean - Variability, Predictability, and Change) desenvolvida por Large and Yeager (2009). Esse pacote foi projetado com o objetivo de criar um ponto comum de comparação de simulações de modelos oceânicos (com gelo oceânico) forçadas por uma mesma condicionante atmosférica, como os mesmo fluxos computados pelas mesmas fórmulas. Em resumo as simulações proveem uma estrutura para estudar mecanismos de fenômenos oceânicos e suas variações sazonais até decadais, identificar e descrever mudanças climáticas, e avaliar a performance de outros modelos oceânicos. Para ambas as configurações (NYF e IAF), existe um pacote CORE, versão 2, desenvolvido.

Em ambos as rodadas (IAF e NYF) utilizamos a grade de volume finito para a atmosfera e de ‘*displaced pole*’ para o oceano/gelo oceânico. A grade atmosférica é de $1,9^\circ \times 2,5^\circ$, sendo considerado aproximadamente uma grade de 2° . A grade do oceano/gelo é de aproximadamente 1° ($1,125^\circ \times 0,5^\circ$) com o polo deslocado para a Groenlândia.

A primeira configuração (citada na Seção 4.5) consiste na assimilação de dados atmosféricos anuais pelo modelo oceânico de 1948 a 2009. Portanto, o modelo oceânico apresentará também variabilidade interanual de acordo com a variação da forçante. Para o presente projeto, foram simulados 54 anos, de 1949 a 2003. Utilizamos o acrônimo IAF (de ‘*interannual forcing*’) para nos referenciar a essa rodada.

A segunda configuração (citada na Seção 4.5) foi a *Normal Year Forcing*, que consiste em repetirmos o mesmo padrão meteorológico anual utilizado na inicialização do modelo para os demais anos. Ou seja, há a repetição durante toda a série da simulação do mesmo ano. Sendo que esse ano climatológico é desenvolvido a partir dos dados interanuais. Para o presente projeto, foram simulados 53 anos. Para essa simulação, utilizamos o acrônimo NYF (de *normal year forcing*).

Posteriormente essas duas simulações, foi aplicada a metodologia descrita na Seção 5.1 para a identificação das águas modais subtropicais no Atlântico Sul. O resultado dessa avaliação servirá de comparação com os resultados provenientes da aplicação da mesma metodologia sobre os dados ISAS, SODA e WOMBAT. Do mesmo modo, poderemos observar que a metodologia atuou de maneira efetiva nas saídas dos modelos, nos certificou que a mesma poderia ser aplicada sobre os resultados dos experimentos simulados, tendo como base o mesmo modelo.

5.8 Experimentos com o NCAR–CESM

O desenvolvimento dos experimentos teve como objetivo avaliarmos o impacto da variação de determinados parâmetros para a formação e desenvolvimento da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul. Como citado na Seção 5.7, utilizamos o modelo CESM para a simulação desses experimentos. Descreveremos então como foram planejados e executados os experimentos para avaliação da sensibilidade da formação da água modal subtropical no Atlântico Sul. Assim como, mostraremos algumas das saídas dos experimentos, comparadas ao controle, para melhor exemplificarmos as configurações adotadas.

As simulações dos experimentos basearam-se na mesma configuração das componentes de inicialização da rodada NYF. Ou seja, oceano e gelo oceânico ativos, atmosfera e terra na forma de dados, porém, não foi necessário simularmos 53 anos para obtermos os resultados esperados. O planejamento dos experimentos teve início com as observações dos resultados provenientes das correlações obtidas entre os processos meteorológicos (provenientes do ERA–5) e a anomalia da espessura dos perfis contendo água modal em superfície nos dados ISAS (Seção 7.5). Essa primeira avaliação serviu para entendermos se havia alguma relação entre as variáveis propostas.

Em relação as variáveis do modelo, os dados atmosféricos da reanálise CORE, utilizados na inicialização do modelo, são baseados em três conjuntos. Os valores de densidade do ar, umidade específica, pressão ao nível do mar, temperatura do ar e as componentes **u** e **v** são provenientes do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Os dados de radiação de **ondas curtas** e ondas longas originam-se do Goddard Institute for Space Studies (GISS). Por fim, a **precipitação** é procedente do Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Sendo que para a rodada NYF, são utilizadas climatologias baseadas nos 62 anos desse conjunto (1948 até 2009).

Para a criação dos experimentos, criamos uma estrutura padronizada (Figura 22) utilizada para alterar as variáveis dos dados de entrada, destacadas em negrito no parágrafo anterior. Essa máscara criada foi aplicada sobre os dados de inicialização, de acordo com a alteração que queríamos gerar. Sobre a região de maior concentração de água modal na superfície do Atlântico Sul (entre 33,32°S e 37,13°S), a mudança gerada no conjunto de dados é máxima, reduzindo tanto para norte quanto para sul, a cada ponto de grade latitudinal até o limite norte de 23,8°S e o limite sul de 46,65°S. A partir desses limites, não há mais alteração da componente determinada previamente. Esse padrão foi definido para que houvesse uma redução gradual da perturbação gerada pela alteração das componentes da rodada NYF.

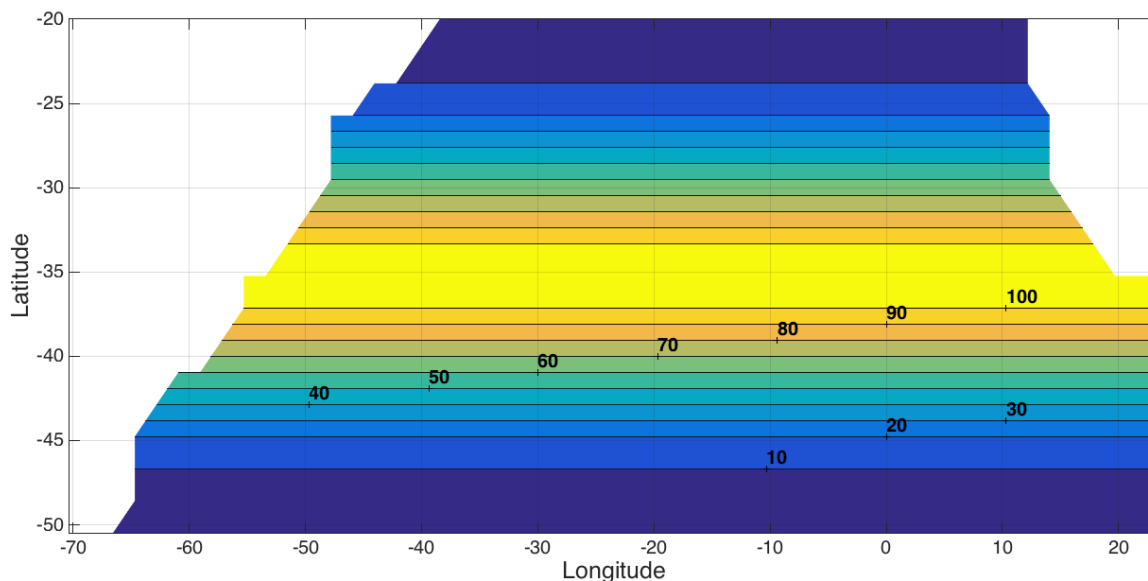


Figura 22: Máscara criada para padronizar a configuração dos experimentos baseados no modelo CESM, para a rodada NYF. Da faixa central para norte (e sul) temos a redução da porcentagem da perturbação máxima (100%) até o perturbação mínima (10%).

A partir da padronização da forma em que atribuímos os pesos relativos das contribuições das anomalias nos arquivos de entrada do modelo, pudemos decidir como e o quanto alteraríamos as componentes. A seguir listaremos os experimentos idealizados, como também a maneira que nos referenciaremos a esses experimentos daqui em diante, entre parênteses:

- aumento da velocidade do vento em 25% (VV25+);
- aumento da velocidade do vento em 10% (VV10+);
- redução da velocidade do vento em 10% (VV10-);
- redução da velocidade do vento em 25% (VV25-);
- aumento da precipitação em 50% (PT50+);
- aumento da precipitação em 25% (PT25+);
- redução da precipitação em 25% (PT25-);
- redução da precipitação em 50% (PT50-);
- aumento do radiação de ondas curtas em 2 desvios-padrão (OC2+);
- aumento do radiação de ondas curtas em 1 desvio-padrão (OC1+);
- redução do radiação de ondas curtas em 1 desvio-padrão (OC1-);
- redução do radiação de ondas curtas em 2 desvios-padrão (OC2-);

Para exemplificar, tomemos o caso do experimento de aumento da precipitação em 50%. Sendo assim, na faixa com contorno de 100% (Figura 22), a precipitação foi acrescida em 50%; a porcentagem de aumento da variável reduz para 45% na faixa de 90%, 40% na de 80% e assim por diante até a mínima alteração de 1/10 da perturbação máxima (1/10 de 50% de aumento, ou seja, 5%). Fora da região de contornos na Figura 22, nenhuma alteração foi gerada. A mesma lógica serve para os outros experimentos.

Como podemos observar nessa lista, nos experimentos do vento e da precipitação, as componentes foram alteradas levando em consideração o aumento ou redução da magnitude a partir de uma simples multiplicação das variáveis. Ou seja, no caso P50+, a anomalia máxima da precipitação foi gerada através da multiplicação dos valores por 1,5 (aumento de 50%) e no PT50-, por 0,5 (redução de 50%), na faixa de alteração máxima, e assim por diante. As alterações de menor valor dessas componentes (VV10+, VV10-, PT25+ e PT25-) aproximam-se das variações geradas caso adicionássemos/reduzíssemos a média dessas componentes um desvio-padrão.

Para o caso de alterarmos o radiação de ondas curtas, se multiplicássemos a componente por um valor fixo, como feito para os outros casos, alteraríamos o padrão de distribuição do fluxo de calor total sazonalmente, e não apenas a intensidade. Isso se dá ao fato dos valores de fluxo de calor poderem ser tanto negativos quanto positivos, e esses valores implicarem na direção do fluxo (do oceano para a atmosfera, ou o oposto). Portanto, o aumento desproporcional dos valores típicos de radiação de ondas curtas de cada mês, que é sempre positivo, poderia mudar esse padrão.

Sendo assim, a variação do sinal se dá de maneira diferente do encontrado com as componentes u e v dos ventos, que indicam a direção dos vetores, e não a direção de um fluxo. Desse modo, se quiséssemos gerar maior perda de calor da superfície do oceano para a atmosfera e apenas multiplicássemos por um valor fixo, onde o oceano estivesse perdendo calor, perderia mais, mas onde o oceano estivesse ganhando calor, ganharia ainda mais. Portanto, para os experimentos que houve alteração dos dados de inicialização de radiação de ondas curtas, as modificações foram feitas com base nos valores de desvio-padrão do ciclo médio anual. Para tanto, utilizamos os dados de entrada da rodada IAF provenientes do GISS. Porque, como explicado anteriormente, os dados de entrada do NYF são climatologias baseadas nessas reanálises. Portanto, calculamos um mapa médio da radiação de ondas curtas na superfície, da mesma forma que a climatologia utilizado pela NYF, e os mapas de desvio-padrão. Na Figura 23, podemos observar a média diária dos 63 anos de radiação de ondas curtas incidentes na superfície com as médias mais ou menos os desvios-padrão (1, 2 e 3 desvios-padrão).

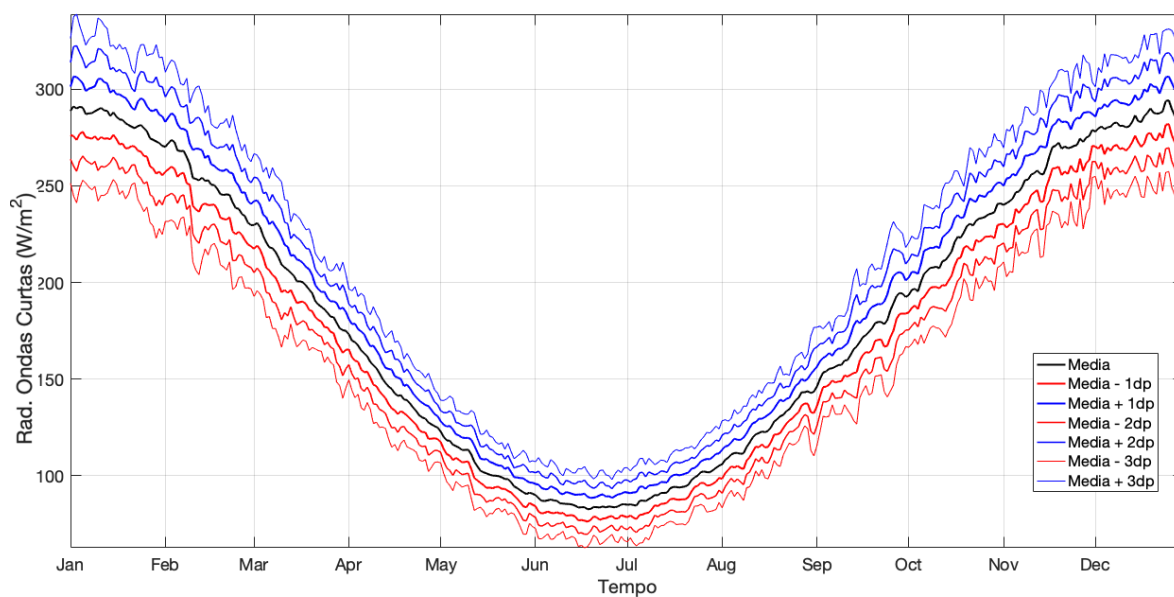


Figura 23: Média diária e a média \pm desvios-padrão do radiação de ondas curtas incidentes na superfície baseada na reanálise GISS na região onde há a alteração dos dados de entrada (Figura 22) dos experimentos, de 1948 a 2009.

Portanto, os experimentos OC1+, OC2+, OC1- e OC2- tiveram como base a anomalia referenciada pelo desvio-padrão diário, ponto a ponto. Dessa maneira, respeitou-se a sazonalidade da radiação de ondas curtas do fluxo de calor total e não foi gerada uma perturbação na NYF irreal. Na Figura 24, podemos observar a diferença entre a temperatura superficial anual média dos experimentos OC1+ e OC1- e a rodada controle. De modo que as anomalias maiores, em magnitude, se concentram nas faixas alteradas de acordo com o esquema da Figura 22, reduzindo para norte e para sul.

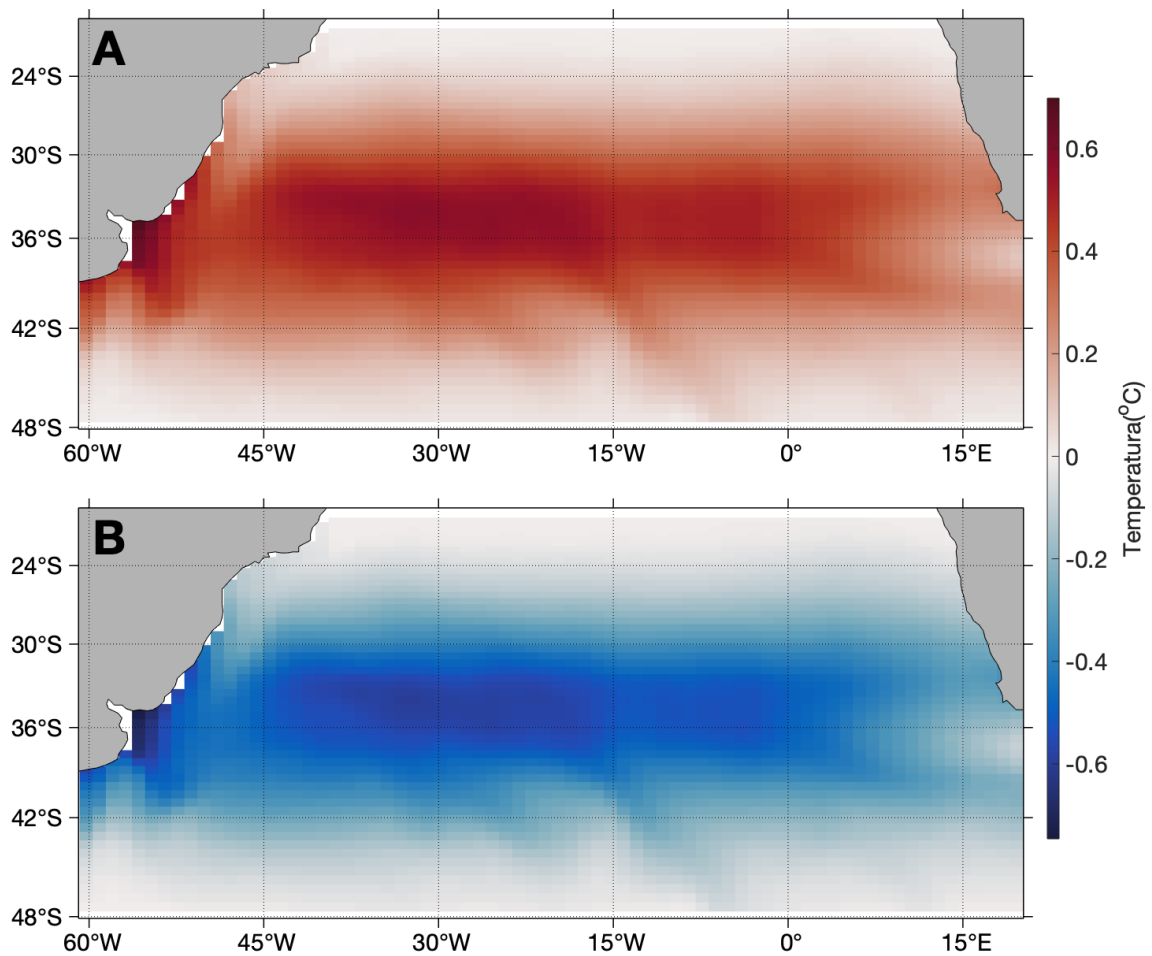


Figura 24: Diferença da temperatura superficial média anual entre a rodada com (A) aumento da incidência das ondas curtas (OC1+) e o controle, e entre a (B) da redução (OC1-) e o controle.

Para cada experimento, utilizamos o segundo ano de cada simulação e como forma de garantir a precisão dessas simulações, repetimos por 10 vezes o experimento do OC1+, dentro das mesmas condições. Após a replicação desse experimento, comparamos os valores de salinidade e temperatura em diferentes pontos do Atlântico Sul para observarmos se havia muita divergência entre as amostragens das diferentes repetições. Depois essa análise, que será apresentada na Seção 9.2, decidiu que não era necessário simularmos mais de uma vez cada experimento.

Posteriormente a simulação de todos os experimentos, a metodologia de seleção de água modal, apenas para a superfície, foi aplicada, observando dois intervalos de temperatura de 13°C a 16°C. Posteriormente, também aplicamos a análise de *cluster* sobre os resultados dos experimentos. De modo que para cada experimento foi possível observar a alteração, em diferentes intensidades, de cada tipo de AMSTAS.

Os resultados dos experimentos, ao compararmos com uma rodada controle, basearam-se em avaliar as mudanças espaciais e temporais da formação das camadas de água modal subtropical. Avaliamos também a variação da temperatura, salinidade, densidade, VP, intensidade da VP e o calor armazenado. Todas essas variáveis foram investigadas levando em consideração a região de cada tipo de AMSTAS e as mudanças geradas em cada experimento.

6 AMSTAS nos dados Argo

Inicialmente, apresentaremos os resultados referentes à observação da AMSTAS nos perfis Argo. A aplicação desses perfis de temperatura e salinidade teve como objetivo inicial a identificação da AMSTAS e a avaliação das características verticais e físicas. Essa porção adiciona novas informações às obtidas por Sato and Polito (2014). Em adição, aplicamos a análise de *cluster* (Seção 5.2) para dividirmos a AMSTAS em três tipos.

Após a identificação e divisão, avaliamos a relação do estado do oceano pré-formação com o início da formação. Para tanto, selecionamos dentre os perfis contendo água modal os que apresentavam o início do ciclo de formação. Baseado na data e local desses perfis selecionados, distinguimos os perfis antes da janela de formação das AMSTAS. Pudemos assim analisar a influência da condição pré-formação sobre as propriedades da AMSTAS.

Por fim, investigamos um potencial quarto tipo relacionado à água modal subtropical do Oceano Índico e a influência dessa água modal sobre as águas modais do Atlântico Sul. Utilizamos novamente a análise de *cluster* supracitada para a separação dessa água modal.

6.1 Identificação da AMSTAS

A identificação das águas modais subtropicais do Atlântico Sul utilizou a metodologia de Sato and Polito (2014), empregando o intervalo de temperatura entre 12°C e 18°C e os demais critérios citados na Seção 5.1. A vantagem da utilização dos perfis provenientes dos flutuadores Argo, além da alta qualidade e confiabilidade de uma medição *in situ*, é a resolução temporal dos dados. Como veremos nos resultados, podemos observar duas medidas dentre de um raio de 1° de latitude/longitude em um intervalo próximo ou menor do que 10 dias. A formação das águas modais está relacionada a um processo de mistura convectiva intensa, que pode duplicar a espessura da camada de mistura em poucos dias (Ferreira et al. 2019) e tem duração longa o suficiente ao ponto de poder ser influenciada pela rotação da Terra (Marshall and Schott 1999). Portanto, ao avaliarmos os perfis Argo, podemos observar o que ocorre logo no início da formação com esse rápido aumento da camada de mistura, e qual era o estado do oceano anteriormente.

Os perfis selecionados para a potencial identificação da AMSTAS estavam contidos na região de 70°O e 20°L, 20°S e 50°S. Foram avaliados 192645 perfis de 1768 perfiladores, dos quais, foram observados 6136 contendo água modal, tanto na superfície quanto em subsuperfície, em 543 diferentes flutuadores (Figura 25A). Portanto, não é todo perfilador Argo que acaba detectando água modal, mesmo na região propícia de formação.

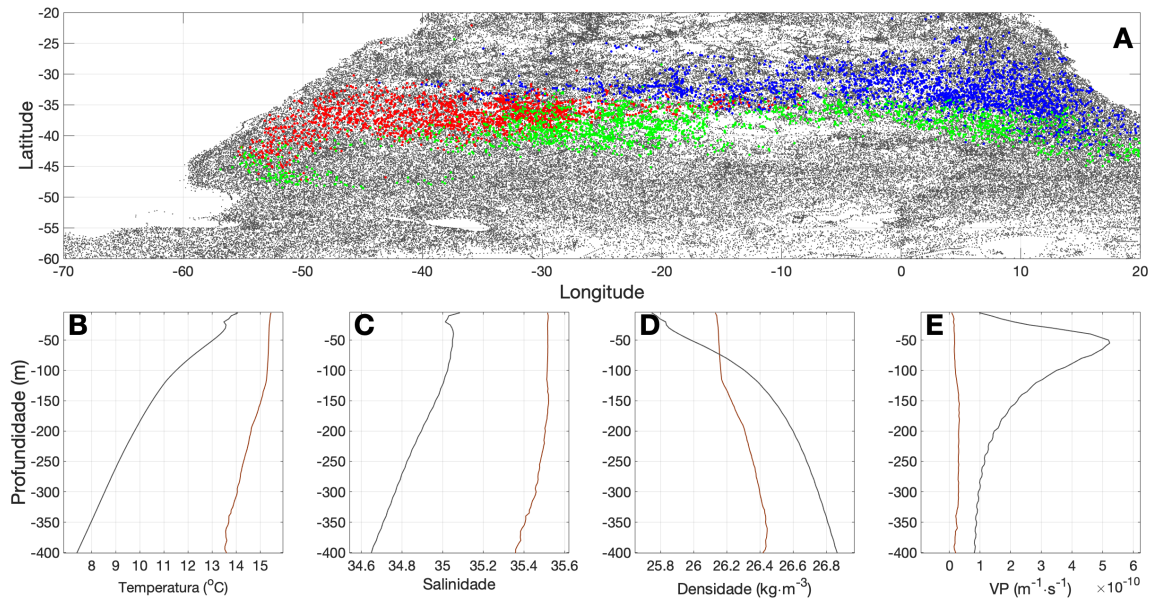


Figura 25: Análise dos perfis Argo entre 2002 e 2019, na região de 70°O e 20°L, 20°S e 50°S, sendo os diagramas: (A) Mapa da distribuição dos perfis sem água modal (cinza), com AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde); Perfis médios com (marrom) e sem (cinza) a identificação da AMSTAS: (B) Temperatura, (C) Salinidade, (D) Densidade e (E) Vorticidade Potencial.

Nas Figuras 25B até 25E, notamos que há diferença entre os valores médios das variáveis listadas nos perfis com e sem água modal subtropical. Fato justificável pelas diferentes regiões onde são observados esses dois tipos de perfil (com e sem AMSTAS), contendo assim, distintas características termohalinas. Porém, o que mais deve se destacar na comparação desses perfis é primeiramente a diferença de estratificação observada nos perfis de VP (Figura 25E). Há um aumento considerável (ultrapassando o valor de $5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ próximo de 50 m) no perfil médio que não contém água modal e uma diferença próxima de $1 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ em toda a coluna. Essa estratificação elevada dos perfis sem água modal é reflexo do que é observado nos demais perfis (Figuras 25B - D), onde há uma desigualdade entre a inclinação das curvas. Sendo assim, observamos maior homogeneidade (baixa inclinação do perfil) nos perfis médios de AMSTAS, com destaque entre a superfície e 125 m.

Após a identificação, dividimos os perfis Argo nos três tipos de AMSTAS através da análise de *cluster* (Figura 25A). Essa divisão é importante para entendermos se há diferença entre os tipos, com o foco nas alterações das variáveis citadas anteriormente. Essa análise servirá de complemento para o que foi observado nos experimentos desenvolvidos com o modelo CESM. O resultado dessa divisão está na Tabela 3, lembrando que o intervalo de temperatura observado foi de 12°C a 18°C.

Tabela 3: Sumário dos parâmetros dos tipos de AMSTAS nos perfis Argo onde T é a temperatura potencial; S a salinidade; σ_θ a densidade potencial; N o número de perfis selecionados para cada tipo; E é a espessura média e E_{max} a espessura máxima.

AMSTAS	$T(^{\circ}\text{C})$	S	σ_θ (kg m^{-3})	N	E (m)	E_{max} (m)
1	$15,4 \pm 0,9$	$35,7 \pm 0,2$	$26,3 \pm 0,1$	1871	188 ± 61	450
2	$16,5 \pm 0,8$	$35,6 \pm 0,1$	$26,0 \pm 0,1$	2218	156 ± 39	355
3	$13,4 \pm 0,7$	$35,3 \pm 0,2$	$26,4 \pm 0,1$	2014	189 ± 71	545

Para o início da comparação, é necessário compreender que os resultados presente na Tabela 2 são de perfis Argo observados entre 2000 e 2013. Portanto, na Tabela 3, os resultados são baseados em mais 6 anos de perfis coletados (de 2014 a 2019), justificando assim a mudança de alguns valores que serão destacados.

Ao compararmos com os resultados de Sato and Polito (2014) (Tabela 2), podemos observar que a AMSTAS1 tornou-se, em média, mais quente ($+0,4^{\circ}\text{C}$) e ligeiramente mais salina ($+0,1$) e, consequentemente, mais densa ($+0,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). A AMSTAS2 apresentou uma redução da temperatura ($-0,2^{\circ}\text{C}$) e da salinidade média ($-0,1$), resultando em uma redução da densidade ($-0,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Assim como a AMSTAS1, os resultados demonstraram que houve um aumento da temperatura ($+0,2^{\circ}\text{C}$), da salinidade ($+0,1$) e da densidade média ($+0,1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) da AMSTAS3. Apesar dessas alterações, dentre as águas modais subtropicais do Atlântico Sul, a AMSTAS2 permanece sendo a menos densa e a AMSTAS3 a mais densa. Podemos assim observar que as variações na salinidade aparentam apresentar maior impacto na densidade, pois onde há o aumento (redução) da salinidade, há a intensificação (amenização) dos valores de densidade. Quando o tipo de AMSTAS fica mais quente (frio), a densidade continua crescendo (diminuindo). Contudo, para se comparar a influência da temperatura e da salinidade sobre a densidade, seria necessário maiores estudos. Vale destacar que houve uma inversão dos valores de salinidade, sendo que a AMSTAS1 se tornou a mais salina, ao invés da AMSTAS2, conforme visto na Tabela 2.

De forma geral, todas os tipos de AMSTAS apresentaram aumento da espessura média e valores maiores de espessura máxima. Isso pode se dar ao fato do processo convectivo ter intensificado, ou o processo de seleção possuir pequenas alterações do desenvolvido por Sato and Polito (2014).

6.2 Pré-condicionamento

Após a identificação das AMSTAS e a divisão em três tipos, começamos a analisar as primeiras características de pré e início de formação. Para tanto, iniciamos por avaliar o intervalo espacial e temporal entre as medidas contendo água modal do início do ciclo (denominados de perfil primário, ‘PM’) e os perfis imediatamente anteriores a estes (perfil de pré-formação, ‘PF’), para cada perfilador, nos diferentes ciclos. Isso nos indicará se as medidas são próximas entre si e em qual escala o processo de formação se adéqua.

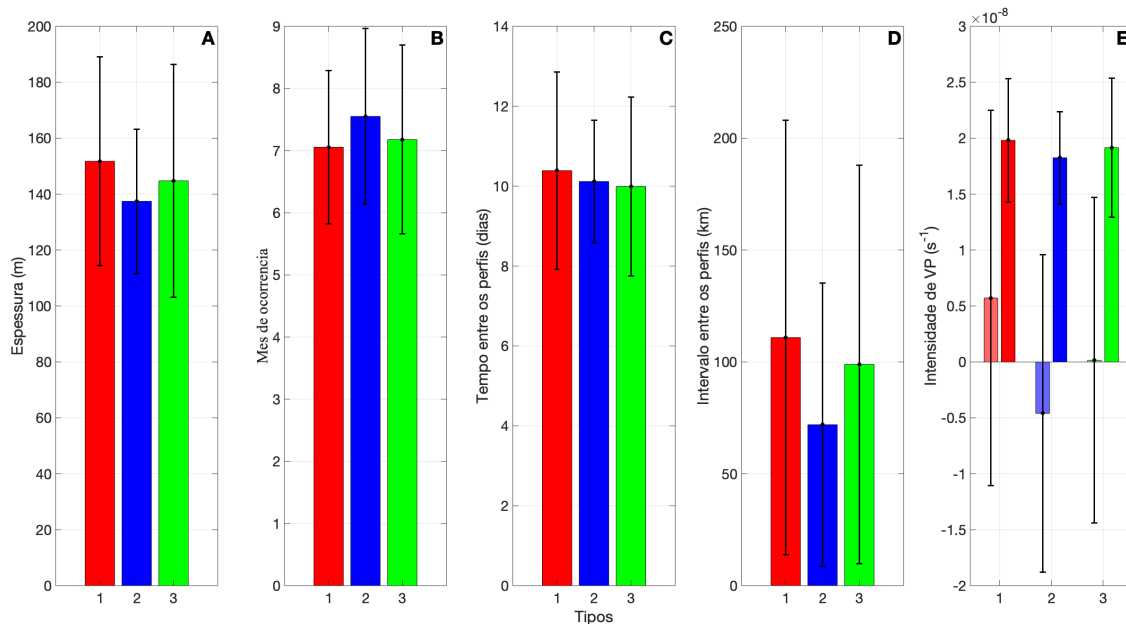


Figura 26: (A) Espessura média dos perfis primários de AMSTAS, (B) mês médio da ocorrência do perfil primário, (C) intervalo de dias, (D) distância e a diferença da (E) intensidade da vorticidade potencial média entre a medida do perfil primário e o de pré-formação dos perfiladores Argo. Cores: AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), e no diagrama E, as barras com cores mais claras representam os valores de pré-formação e as outras barras dos perfis primários.

Na Figura 26A, observamos que as espessuras médias dos perfis primários são inferiores aos valores observados na Tabela 3, devidamente por representarem o início da formação, onde a espessura da camada de água modal não atingiu os maiores valores observados no pico da formação (Setembro). Portanto, na Figura 26B, vemos que em média, esses perfis são observados entre o início (AMSTAS1 e 3) e meio (AMSTAS2) de Julho. Notamos que a AMSTAS2 possui a menor espessura média e o início mais tardio, sendo esses fatores diretamente relacionados a área de formação desse tipo de água modal subtropical, que apresenta coluna d'água mais estratificada, relacionado a um processo convectivo menos intenso. Nos painéis C e D da Figura 26, vemos que o intervalo de tempo e a distância entre o PF e o PM é da escala de processos de meso escala: de uma semana à um mês e de 100 a 1000 km. No caso das AMSTAS, observamos um intervalo de cerca de 10 dias e entre 75 e 100 km. Entendemos assim que a comparação entre os perfis é devida. Por fim, na Figura 26E, vemos as primeiras evidências do impacto da formação e presença da AMSTAS nos perfis da região. O cálculo da intensidade da vorticidade potencial é baseado na Equação 2, que utiliza o nível de profundidade das isotermas de 12°C e 18°C. Os valores baixos ou até negativos de intensidade da VP estão relacionados a perfis estratificados.

A formação da AMSTAS1 ocorre próxima da Confluência Brasil-Malvinas, que é considerada uma região energética e com grande perda de calor pela superfície no inverno. Portanto, era de se esperar que mesmo em perfis sem a formação da água modal, encontraríamos baixa estratificação. Mesmo assim, podemos observar na Figura 26E que devido a formação da AMSTAS1, a I_{vp} apresenta um aumento médio de aproximadamente 3,5 vezes entre as medidas PF e PM.

Como visto anteriormente, podemos observar evidências da maior estratificação na região da AMSTAS2, devido aos valores negativos nos PF (Figura 26E). O impacto dessa estratificação anterior a formação pode ser observado no menor valor médio de I_{vp} dos perfis primários dentre os três tipos

(Figura 26E). Portanto, podemos ver que quanto menos (mais) estratificado está o oceano na condição pré-formação, mais (menos) homogêneo é o perfil no início da formação, comparando entre os tipos de AMSTAS. Para a AMSTAS3 esse entendimento continua válido.

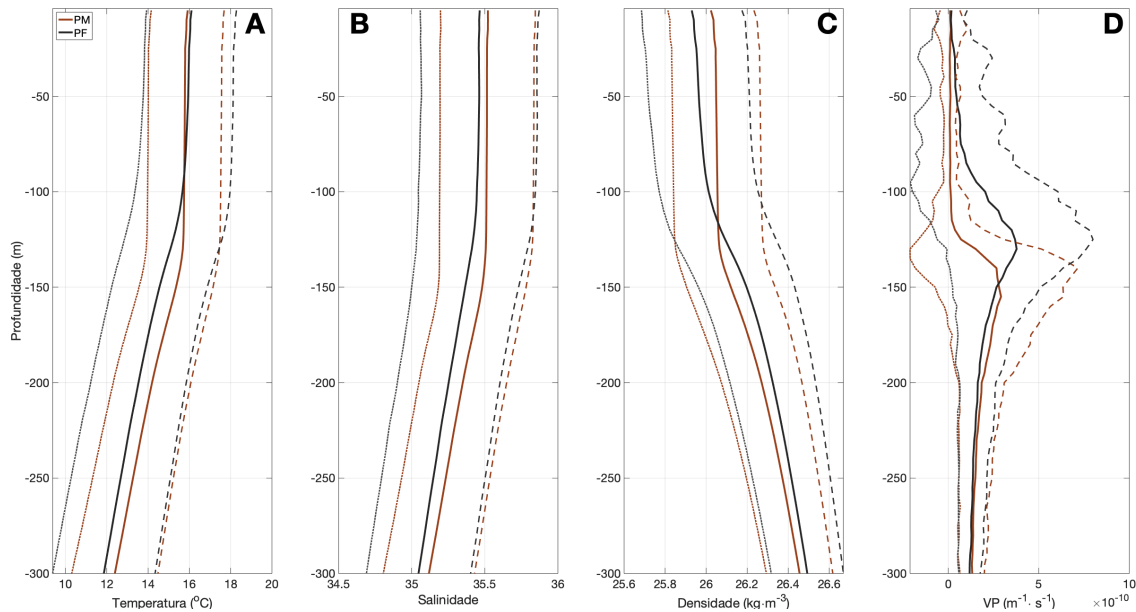


Figura 27: (A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial média dos perfis primários contendo água modal (marrom, PM) e dos perfis pré-formação (preto, PF) dos perfiladores Argo, nas linhas sólidas. Linha pontilhada: valor médio menos um desvio-padrão; Linha tracejada: valor médio mais um desvio padrão.

Aos observarmos os perfis médios das AMSTAS nas condições de PF e PM (Figura 27), notamos que entre os perfis de temperatura, o efeito nos primeiros 100 m não é o mesmo em subsuperfície. A salinidade média varia de maneira diferente, onde há o aumento entre os perfis ao longo de toda a coluna. No perfil médio de densidade, vemos que nos primeiros 100 m o efeito da redução da temperatura e aumento da salinidade somam-se para o aumento da densidade entre os perfis. Porém, abaixo de 100 m, apesar do aumento da salinidade na comparação entre os perfis, o aumento da temperatura aparenta apresentar maior efeito sobre a densidade, que reduz entre a pré-formação e o perfil primário. Isso é explicado na Figura 27D, onde vemos a termoclina permanente mais funda (linha marrom sólida), vinculada ao aumento da vorticidade potencial.

Dessa forma, ao compararmos os perfis, vemos que em média os perfis primário apresentam temperaturas superficiais menores que os PF. Porém, na profundidade onde se observa o início da diminuição da temperatura na pré-formação, ainda encontramos uma camada homogênea com temperatura superficial no PM. Por isso observamos uma diferença positiva na Figura 28A2. O mesmo pode ser observado na densidade (Figura 27C e 28C2), porém com a redução da densidade, se compararmos os perfis. Sendo assim, junto ao esfriamento, há um espessamento da camada homogênea superficial.

Na Figura 28 podemos observar que as diferenças nos primeiros 100 m são menos intensas, mas ocorrem conforme o esperado: redução da temperatura, aumento de salinidade e densidade. Portanto, apesar das mudanças de temperatura e densidade serem mais evidentes na superfície, devido à influência dos processos da interface oceano-atmosfera, a formação das AMSTAS afundam a termoclina permanente, afetando assim as camadas mais fundas.

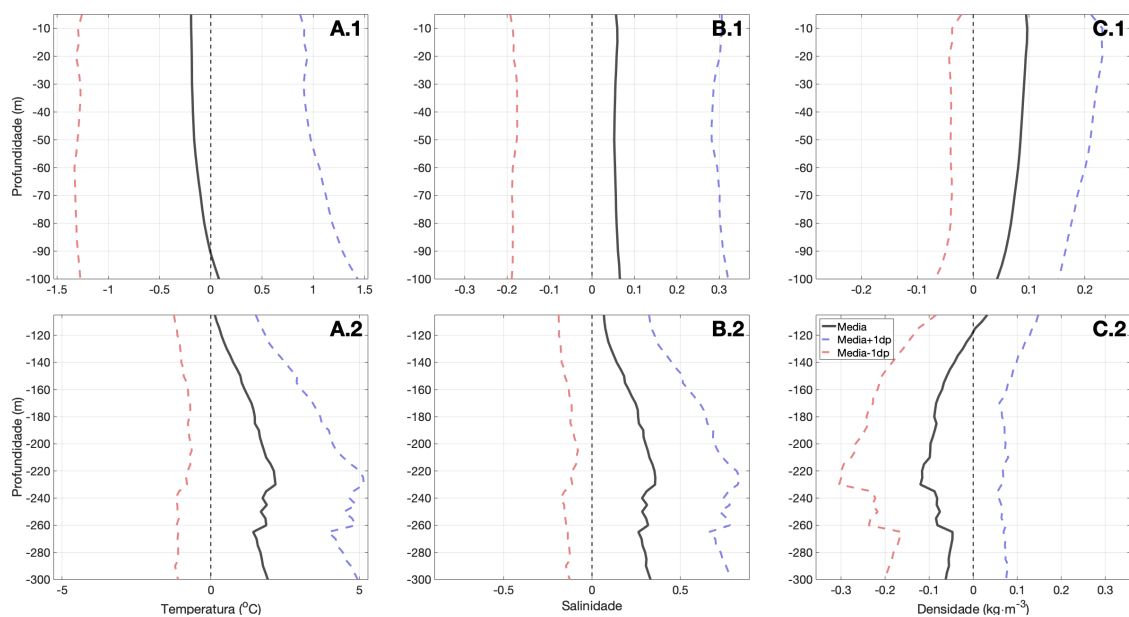


Figura 28: Diferença entre os perfis médios de pré-formação e primários dos perfiladores Argo (linha preta) da (A) temperatura, (B) salinidade e (C) densidade, da (1) superfície até 100 m e de (2) 100 m até 350 m. Cores das linhas: diferença entre os valor médio menos um desvio-padrão (vermelha); diferença entre valor médio mais um desvio padrão (azul).

Ao analisarmos as curvas dos valores médios dentro de um desvio padrão (em 68% dos casos), vemos que existem inversões desses efeitos de aumento e redução das variáveis verificadas na camada de 0 a 100 m, entre a situação anterior e a de formação. No caso da temperatura, em média, observamos que a diferença é negativa ($T_{PM} < T_{PF}$) (Figura 28A1). Porém, em parte dos perfis, essa relação se inverte (linha azul da Figura 28A1). Sobre a salinidade, os perfis PM são mais salinos que os perfis PF, porém, da mesma forma que o observado sobre a temperatura, em alguns casos encontramos $S_{PM} < S_{PF}$ (linha vermelha da Figura 28B1). Conseqüentemente, podemos observar essas mudanças na densidade (Figura 28C1). Essa inversão de sinal das diferenças entre os perfis PF e PM nos levou a analisar se essas variações podem ser explicados ao analisarmos cada variável por tipo de AMSTAS (Figura 29).

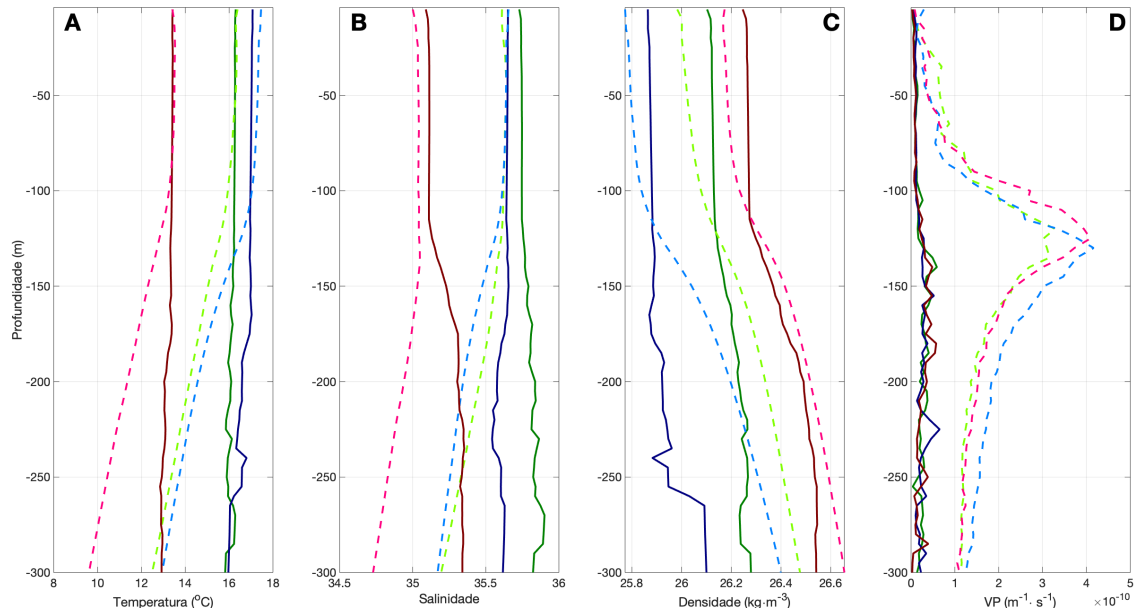


Figura 29: (A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial média dos perfis primários contendo água modal (linha sólida) e dos perfis pré-formação (tracejado), da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), dos perfiladores Argo.

Na Figura 29D, continuamos vendo a redução da vorticidade potencial nos perfis primários em comparação aos de pré-formação, mostrando que a redução da estratificação ocorre de maneira similar entre os três tipos de AMSTAS. Sobre a densidade (Figura 29C), o aumento da densidade também ocorre de maneira similar entre os tipos, tendo apenas a diferença dos valores típicos de densidade de cada AMSTAS. Porém, essa alteração da densidade aparenta ser por motivos diferentes para cada tipo, levando em consideração a relação entre a temperatura e a salinidade. Para tanto, observamos novamente a diferença entre os PFs e PMs.

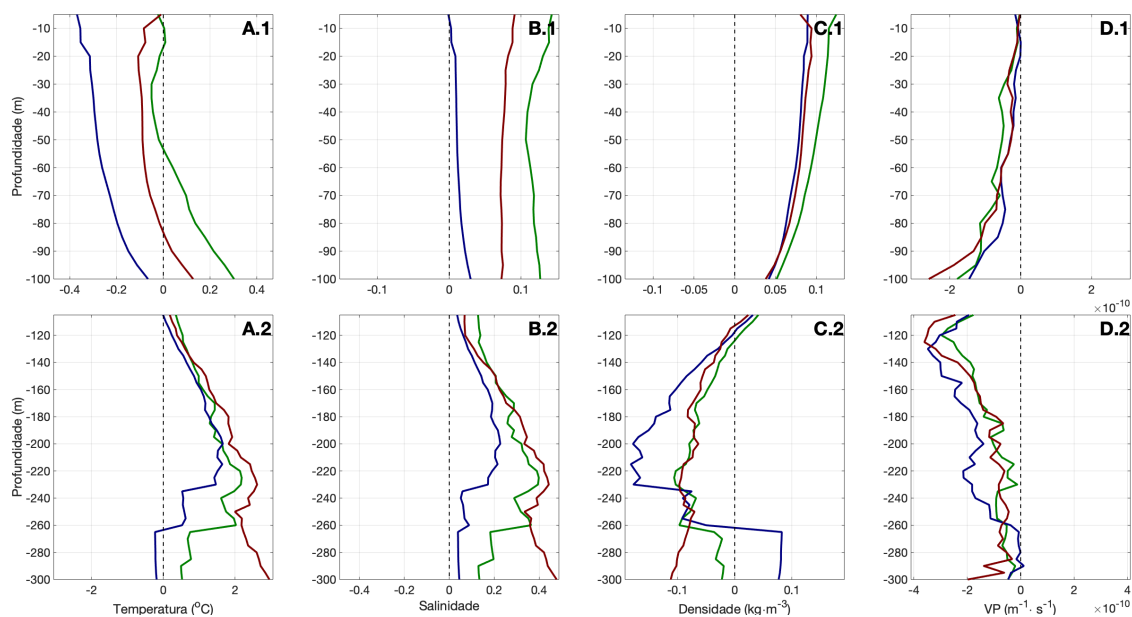


Figura 30: Diferença entre os perfis de pré- formação e primários dos perfiladores Argo da (A) temperatura, (B) salinidade, (C) densidade e (D) vorticidade potencial, da (1) superfície até 100 m e (2) de 100 m até 300 m (2), da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).

De acordo com os resultados apresentados na Figura 30, vemos que há diferença nos resultados de cada tipo de AMSTAS. Para essa análise, daremos maior foco nos painéis referentes à temperatura e a salinidade entre 0 a 100m (Figura 30A1 e B1). Sobre a temperatura, vemos que os valores médios da diferença entre os perfis para a AMSTAS1 ($[0,06 \pm 0,11]^{\circ}\text{C}$) e AMSTAS3 ($[-0,05 \pm 0,07]^{\circ}\text{C}$) estão mais próximos do zero do que a AMSTAS2 ($[-0,25 \pm 0,08]^{\circ}\text{C}$), ou seja, há maior variação da temperatura nas camadas do tipo 2 do que dos outros tipos. Em relação a salinidade, o oposto pode ser observado, onde a curva da AMSTAS1 (média de $0,12 \pm 0,01$) e da AMSTAS3 ($0,08 \pm 0,01$) apresentam maior variação do que a do tipo 2 ($0,01 \pm 0,01$).

Ao observamos as diferenças da densidade e da vorticidade potencial (Figura 30 C1 e D1), vemos maior similaridade entre os tipos: AMSTAS1 – $(0,09 \pm 0,02) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e $(-6,6 \pm 4,5) \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$; AMSTAS2 – $(0,07 \pm 0,01) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e $(-4,3 \pm 4,0) \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$; e AMSTAS3 – $(0,08 \pm 0,02) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e $(-6,4 \pm 6,6) \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$. Devido a similaridade entre as alterações de densidade e vorticidade potencial, e as variações entre os tipos com relação a temperatura e salinidade, observamos os primeiros indícios de que o processo de formação das águas modais subtropicais do Atlântico Sul estão envolvidas por processos distintos. Para a AMSTAS2 a variação da temperatura possui maior influência sobre a sua formação. Para a AMSTAS1 e 3, observamos que a salinidade apresenta maior variação e portanto, maior impacto no aumento da densidade e, por consequência, no início da formação.

Por fim, calculamos o coeficiente de correlação de Pearson entre as variáveis de temperatura, o gradiente de temperatura vertical, a salinidade e a densidade média da camada superior dos perfis de água modal (de 0m a 100m) e a intensidade da vorticidade potencial (I_{vp}), dos PFs com a espessura da AMSTAS observada no início da formação. A correlação entre a I_{vp} e a espessura dos perfis primários é 0,73 com nível de significância menor que 0,05. Porém, ao avaliarmos a correlação entre a espessura da AMSTAS com a I_{vp} do perfil de pré- formação, esse coeficiente diminui para 0,16. Podemos assim entender que de fato a espessura da camada de água modal tem relação proporcional a estratificação do

perfil. Porém, o estado do oceano avaliado através da estratificação de perfis a $(10,7 \pm 7,5)$ dias do início da formação AMSTAS não apresentaram resultado semelhante.

Avaliou-se a correlação entre a espessura dos PMs com a temperatura, porém os resultados dos coeficientes de correlação não foram estatisticamente significativos, mesmo ao avaliarmos as correlações por tipo de AMSTAS. Sobre a salinidade e a densidade, encontramos correlação significativa, porém com coeficientes com menores valores que o observado sobre a I_{vp} . A densidade possui correlação de 0,21 entre as espessuras e a densidade do perfil primário e 0,13 com o perfil pré-formação. A salinidade apresentou coeficientes de 0,15 e 0,11, respectivamente.

Ao separarmos por tipo de AMSTAS, há o aumento da correlação da espessura com a salinidade do perfil primário para a do tipo 1 (0,25) e do tipo 3 (0,39), e a AMSTAS2 apresenta correlação não-significativa. O mesmo ocorre para os coeficientes da correlação da espessura com a salinidade pré-formação, aumento o valor para a AMSTAS1 (0,24) e AMSTAS3 (0,26). A correlação entre a espessura e a densidade apresentou padrão semelhante, aumento do coeficientes para a densidade do perfil primário da AMSTAS1 (0,21) e igual para com a pré-formação (0,13) e aumento de ambas para a AMSTAS3 (0,45 e 0,25, respectivamente). Do mesmo modo a AMSTAS2 não apresentou correlação estatisticamente significativa.

Sendo assim, de maneira semelhante ao observado nos perfis da Figura 30, a salinidade apresenta maior correlação com o início da formação das camadas de água modal subtropical do tipo 1 e 3, tendo relação também com a variação da densidade. A AMSTAS2 provavelmente apresentará maior relação com processos dinâmicos para a variação da temperatura e da espessura, e consequentemente do seu volume.

6.3 AMSTAS e o Oceano Índico

Podemos observar na Figura 31 que há uma proximidade espacial das formações das águas modais subtropicais do Atlântico Sul do tipo 2 e 3 com a retroflexão da Corrente das Agulhas (próxima a 35°S e 20°L) e com a Água Modal Subtropical do Oceano Índico (AMSTOI) (Gordon et al. 1987; Toole and Warren 1993). Além da confinidade espacial, há uma intersecção dos intervalos de temperatura, salinidade e densidade da AMSTAS2 ($[16,5 \pm 0,8]^\circ\text{C}$, $35,6 \pm 0,1$ e $(26,0 \pm 0,1) \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) e da AMSTOI ($[17,5 \pm 0,5]^\circ\text{C}$, $35,6$ e $26,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Portanto buscou-se avaliar se há alguma conexão entre essas formações que possa ser observada através dos perfiladores Argo e dos perfis de temperatura e salinidade proveniente desses equipamentos.

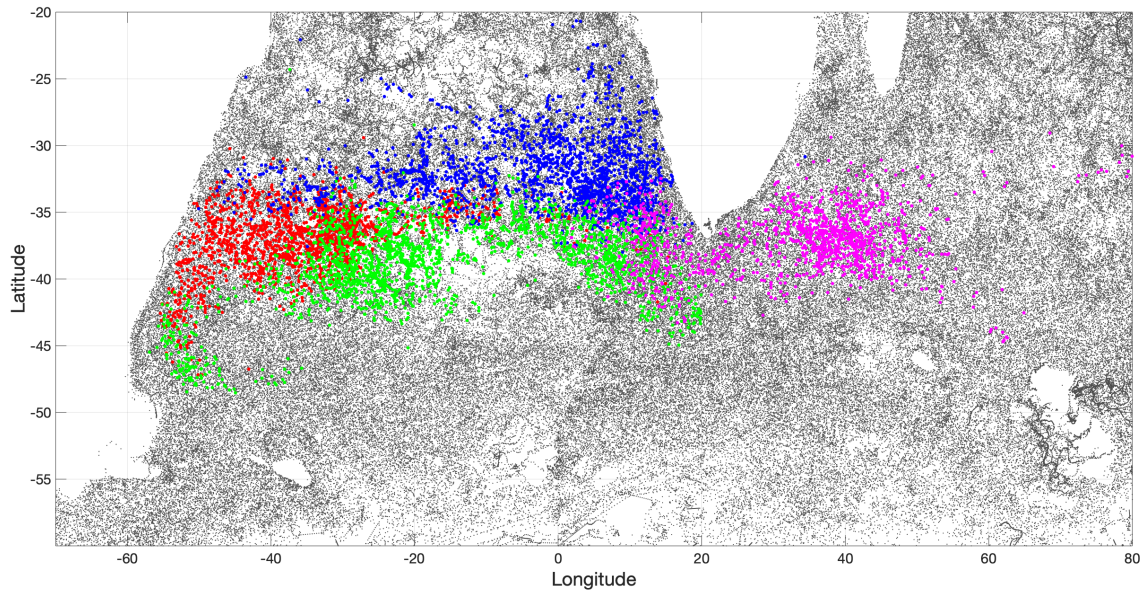


Figura 31: Distribuição espacial dos perfis Argo sem a detecção de água modal (cinza), com Água Modal Subtropical do Atlântico Sul do tipo 1 (vermelho), tipo 2 (azul), tipo 3 (verde) e com a Água Modal Subtropical do Oceano Índico (magenta), entre 70°O e 80°L, 20°S e 60°S, de 2002 a 2019.

Na Figura 31, podemos observar a presença das quatro diferentes águas modais no Atlântico Sul. De cerca de 20°E para leste, encontramos com exclusividade a formação da AMSTOI. Porém, ao destacarmos a região do Atlântico Sul entre 0° e 20°E, podemos observar a AMSTOI em meio a AMSTAS2 e AMSTAS3, com alguns poucos perfis de AMSTAS1 (Figura 32A). Ou seja, não somente podemos supor que há a contribuição para a formação dessas águas modais do Atlântico Sul com a entrada dessa água modal mais quente e salina, como observamos a preservação dessas águas, mantendo suas características provenientes do Índico em camadas de água modal subtropical.

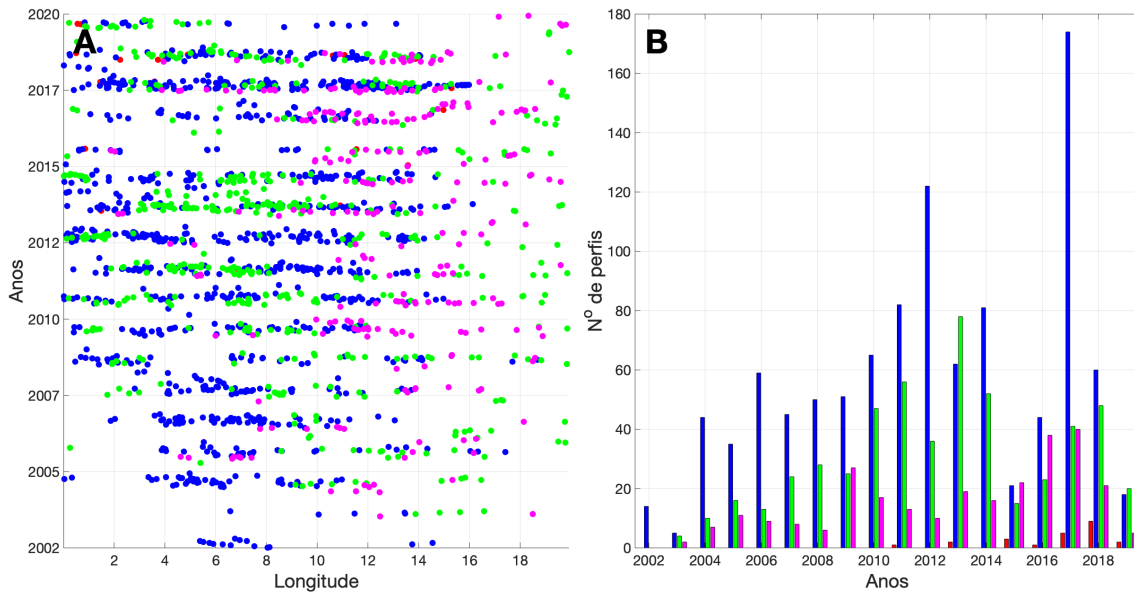


Figura 32: Para a porção de 0° a 20°L entre 2002 e 2019, (A) distribuição dos perfis de água modal e a (B) quantidade de perfis por ano de cada tipo de água modal para a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), dos perfiladores Argo.

Para refinar o entendimento desses perfis relacionados a cada tipo de água modal subtropical, precisamos entender a distribuição temporal dessas águas modais na região de interesse entre 0° a 20°L. Na Figura 32B vemos que a AMSTAS2 é predominante em quase todos os anos observados e a AMSTAS1 aparece com certa constância a partir de 2011, porém, com quantidade baixa de perfis (menor que 20). A AMSTAS3 por muitas vezes apresenta maior quantidade de perfis que a AMSTOI, mostrando que apesar de aparecer nessa região, a AMSTOI não é predominante, sendo que apenas em 2016 e 2017 se aproxima dos 40 perfis. Porém, podemos ver na Figura 32A, que a partir de 2021, a AMSTOI avança mais para oeste do que nos anos anteriores. Essa variação pode estar relacionada a intensificação dos vazamento das Agulhas, por exemplo.

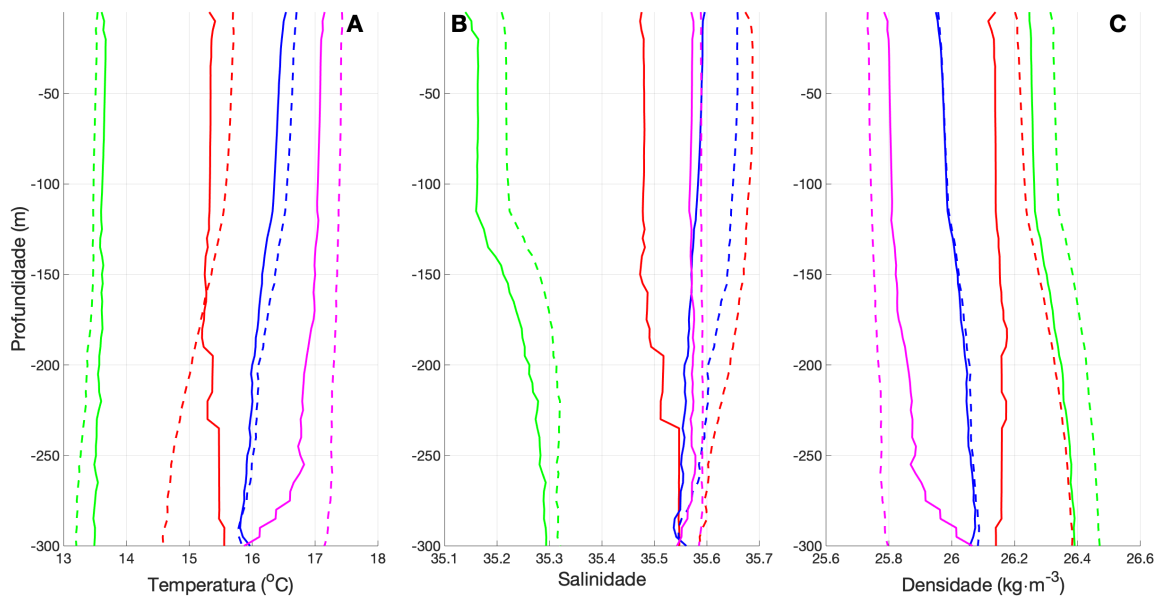


Figura 33: Perfis de (A) temperatura, (B) salinidade e (C) densidade médios entre 2002 e 2019 da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), restrito a região de 0° a 20°L (linha sólida) e para toda a área (linha tracejada) avaliada e coberta dos perfiladores Argo.

Avaliando as características das quatro águas modais em termos de seus valores de temperatura, salinidade e densidade (Figura 33), vemos inicialmente que há diferença quando consideramos apenas as medidas dentro da porção de 0° a 20°L, em comparação a todos os perfis de cada água modal. A AMSTOI nessa região delimitada possui uma temperatura média inferior de 0,44°C, salinidade inferior de 0,02 e densidade superior em 0,09 kg·m⁻³. Ou seja, ao ser transportada do Oceano Índico para o Atlântico Sul, essa água modal tem um incremento da densidade devido a redução da temperatura. Ao compararmos as AMSTAS com a AMSTOI, vemos que a do tipo 2 apresenta a maior proximidade em termos de temperatura e salinidade e, conseqüentemente, densidade.

Desse modo, podemos observar um quarto tipo de água modal subtropical no Atlântico Sul, considerado como Água Modal subtropical de Leste do Atlântico Sul (Provost et al. 1999; Hanawa and Talley 2001), que tem relação direta com a água modal subtropical formada no Oceano Índico. Essa formação, apesar de apresentar alguma alteração entre as bacias, introduz águas mais quentes do que as presentes na região, devido a conservação característica das camadas de água modal. Essa introdução pode impactar a formação da AMSTAS2, devido a proximidade característica da temperatura de ambas águas modais, de modo que torna-se interessante avaliar em trabalho futuro se a maior entrada de águas modais subtropicais do Índico podem influenciar o volume e as características da AMSTAS2 anualmente. Sendo que apesar da proximidade espacial com a AMSTAS3 existir, devido a diferença das classes de densidade com a AMSTOI (de 0,46 kg·m⁻³), observamos que as camadas não se intersectam, como ocorre com a AMSTAS2 (Figura 34).

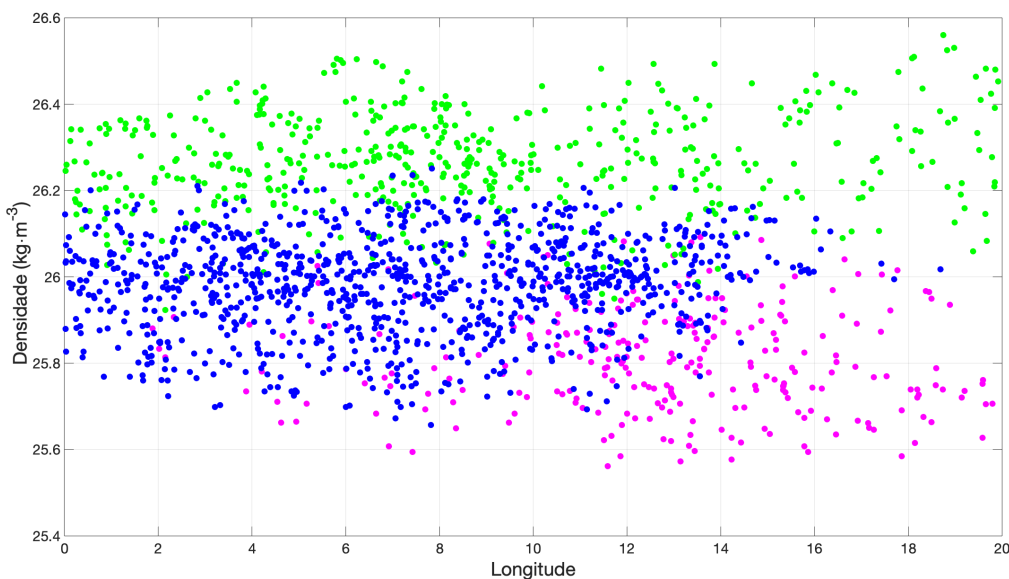


Figura 34: Distribuição de densidade média vertical dos perfis Argo contendo AMSTAS2 (azul), AMSTAS3 (verde) e AMSTOI (magenta), restrito a região de 0° a 20°L de 2002 a 2019.

7 AMSTAS nos dados ISAS

Utilizamos os perfis de temperatura e salinidade do conjunto de dados ISAS (Seção 4.2) para desenvolvermos diversas avaliações presentes nessa seção. Iniciamos então com a identificação e seleção dos perfis contendo AMSTAS em superfície, durante a fase de formação, e afundada em subsuperfície. Isso nos permite avaliar diversas características da AMSTAS como a distribuição vertical, horizontal e temporal (variação interanual e sazonal).

Posteriormente, a mesma metodologia aplicada sobre os dados ISAS foi replicada sobre o conjunto de dados SODA (Seção 4.3). Essa avaliação visa observar a capacidade de replicação da metodologia, através da comparação do resultado dos dados SODA com os observados sobre o conjunto ISAS.

Em seguida, aplicamos a análise de *cluster* (Seção 5.2) para dividirmos a AMSTAS nos três tipos característicos do Atlântico Sul. A comparação entre os tipos de AMSTAS abordou também características espaciais e temporais, assim como as propriedades físicas. A distinção desses três tipos e a comparação entre eles, principalmente sobre a variação temporal da espessura, área e o volume, é essencial para entendermos como esses tipos se diferem e as particularidades relacionadas as regiões de formação, desenvolvimento, afundamento e estabelecimento em subsuperfície.

Para análise inicial da variabilidade interanual e o impacto do fluxo de calor sobre o volume de cada tipo de AMSTAS, utilizamos a análise de Walin (Seção 5.4), (Walin 1982)), para avaliarmos a relação da formação de massas d'água e o fluxo de calor. O resultado dessa análise será comparada com a taxa de formação da AMSTAS segundo os dados ISAS.

Por fim, avaliamos se há alguma relação entre as AMSTAS e diversas variáveis atmosféricas, sendo elas: fluxo de calor turbulento e radiativo, velocidade do vento, precipitação, evaporação e a cobertura de nuvens. Dessas variáveis, foram estimados: o fluxo de calor pela superfície, precipitação menos evaporação e o bombeamento e transporte meridional de Ekman.

7.1 Identificação da AMSTAS

Como orientado anteriormente, a identificação das AMSTAS inicialmente não levou em consideração a classificação dos três tipos definidos por Provost et al. (1999). Aplicaremos no começo apenas a categorização baseado na profundidade onde se posiciona o limite superior do perfil contendo água modal, ou seja, superfície e subsuperfície. Para tanto, torna-se importante compreendermos quais são as regiões típicas da presença da AMSTAS na superfície e em subsuperfície.

Na Figura 35, observamos a média mensal da localização da água modal ao longo de toda a série temporal e as profundidades mínimas médias. A AMSTAS pode ser observada ao longo de todo o ano, parte do ano em superfície e constantemente em subsuperfície. O período que é observado em superfície consideramos como o período de formação, com os primeiros pontos em Junho (Figura 35-Jun), com um aumento de área (Figura 37A) em Julho (Figura 35-Jul) até o máximo médio em Setembro (Figura 35-Set) e uma redução até o fim médio da formação em Novembro (Figura 35-Nov). A formação da AMSTAS concentra-se em torno de 36°S, aproximando-se ao norte de 30°S na porção leste (18°O a 20°L) da bacia (Figura 35-Ago e Set) e ao sul, de 42°S na porção oeste (50°O a 18°O) ao longo de toda a formação.

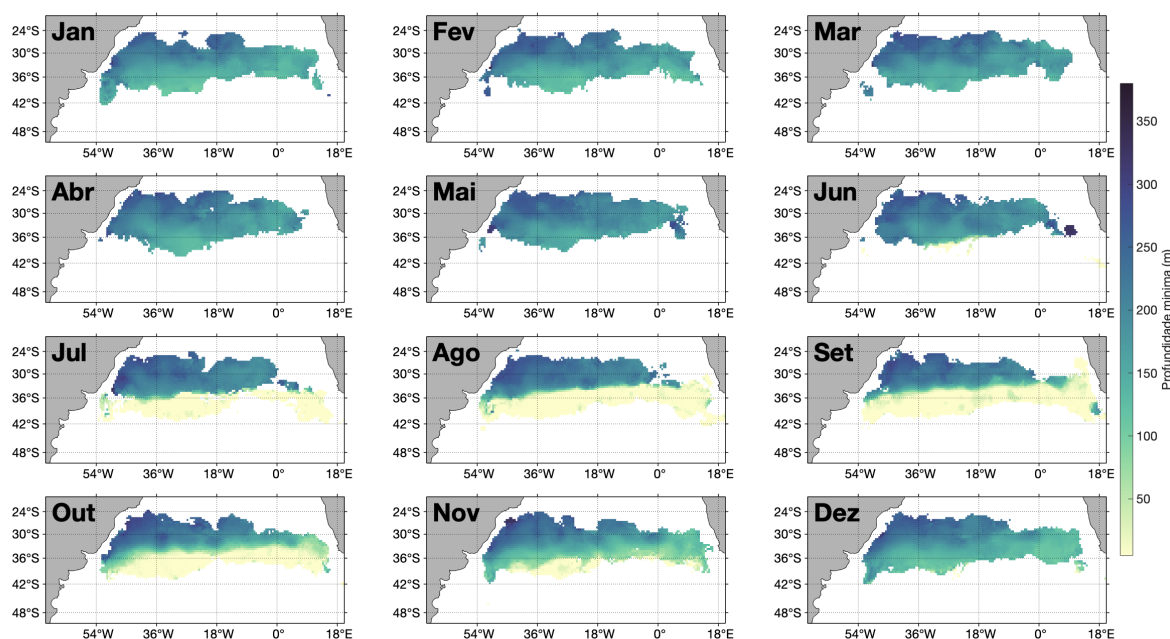


Figura 35: Climatologia mensal da profundidade mínima do limite superior dos perfis contendo AMSTAS, entre o ano de 2002 e 2019 baseado nos dados ISAS.

Destacando a camada com profundidade mínima menor que 50 m, ou seja, perfis com formação da AMSTAS (Figura 35-Jul, verde mais claro), podemos observar dois núcleos, sem conexão entre eles: a oeste de 15°O e a leste de 10°O. Esse destaque entre as porções nos evidencia que existem processos distintos de formação entre essas regiões. Em complemento a essa observação, podemos ver na Figura 35-Jun, que as camadas de menor profundidade mínima aparecem em duas regiões: a oeste de 15°O, próximas a região típica da AMSTAS (em subsuperfície) em 36°S, e a leste de 10°O, a 42°S, próxima ao vazamento da Corrente das Agulhas. Portanto, além de observarmos processos distintos, ocorrem de maneira independente, pois tem início em regiões distantes uma da outra, que por sua vez, possuem propriedades e são influenciadas por processos desiguais. Vale também destacar que essas

camadas só se conectam em Agosto (Figura 35-Ago). Em Novembro (Figura 35-Nov) notamos que a formação na porção leste reduziu consideravelmente, enquanto a de oeste apresenta maior distribuição. Apontando assim a maior duração da formação da porção oeste (Figura 36), onde se concentram as camadas mais persistentes também em subsuperfície (Figura 41).

Existem pontos na grade espacial onde a formação pode ser observada em até 90% da série temporal relacionada com os meses de formação (Figura 36). Considerando a região com ocorrência de 75%, dos 72 meses de formação observados nos dados ISAS (considerando Julho a Outubro, 'JASO'), em mais de 54 meses foi possível observar AMSTAS na superfície entre aproximadamente 40°O e 25°O e 36°S e 39°S. A leste da bacia, a taxa de ocorrência apresenta valores máximos próximos de 60%, sendo restrita a pequenas porções. A região entre essas duas porções citada anteriormente, é centrada em 18°O também com valores menores que a porção oeste. Confirmando assim que a conexão entre as duas porções não ocorre ao longo de todo o período de formação.

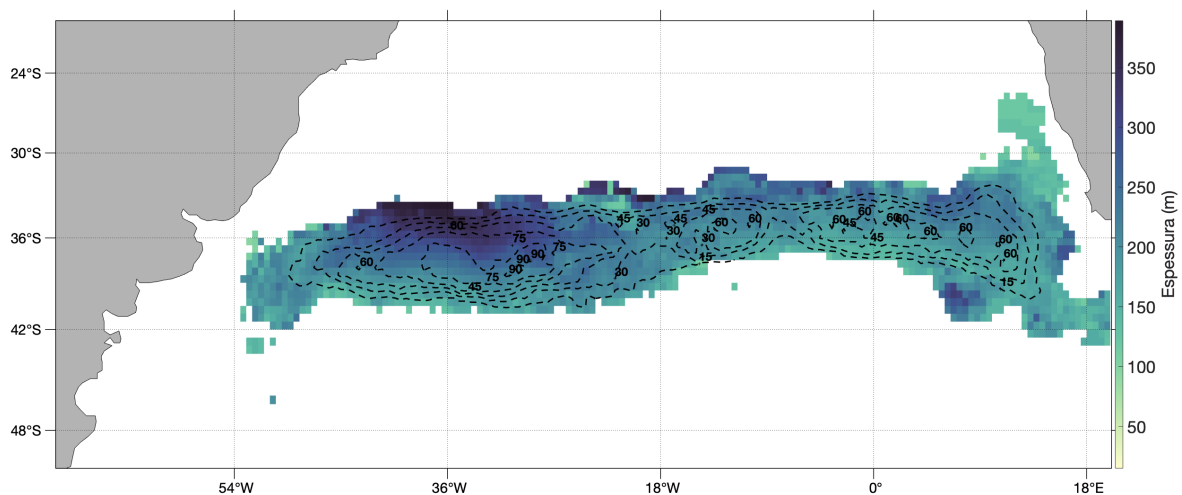


Figura 36: Espessura média dos perfis de AMSTAS de superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. O contorno é a taxa de ocorrência da AMSTAS em superfície, em porcentagem, de cada ponto de grade.

Essa diferença na formação da AMSTAS entre as porções da bacia do Atlântico Sul também pode ser observada na composição vertical dessas camadas (Figura 36). Podemos analisar e compreender melhor a distribuição vertical através dos valores médios de espessura da camada de superfície. As maiores espessuras (de 250 a 350 m) são concentradas na porção noroeste, com média de (297 ± 55) m. O restante da camada de formação (desconsiderando pontos com espessura maior que 250 m) apresenta espessura média de (189 ± 33) m.

Essa maior espessura pode ser justificada por dois fatores: persistência da formação e estabilidade da coluna d'água, devido ao baixo PV. O primeiro fator já foi apresentado na Figura 35, onde vemos que a formação na porção oeste ocupa uma maior área no início de formação e permanece por mais tempo, ou seja, atinge camadas mais fundas, devido ao fato da espessura aumentar com o tempo (Figura 37B). Se compararmos apenas os pontos onde a frequência é maior ou igual a 50% (Figura 36), teremos que a porção oeste apresenta uma área de $9,0 \times 10^5 \text{ km}^2$ e a porção leste de $5,7 \times 10^5 \text{ km}^2$. Assim temos que a região a oeste apresenta uma área com ocorrência maior que 50%, 1,6 vezes maior que a porção leste. Ao avaliarmos as espessuras médias de cada porção, nas mesmas condições de ocorrência, veremos que a

porção oeste apresenta espessura média de (261 ± 43) m e a porção leste (203 ± 18) m. Portanto, no lado oeste da bacia, observamos formação de água modal com maior ocorrência, sobre uma área maior e com maiores espessuras. Essa constatação refletirá nos resultados da análise de *cluster*.

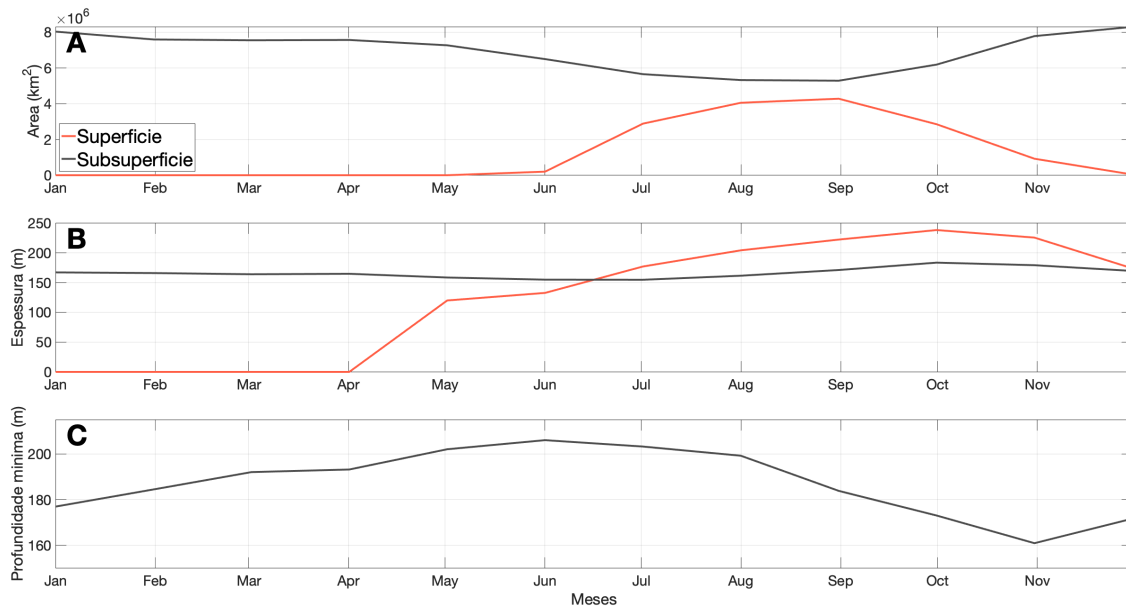


Figura 37: (A) Área mensal ocupada média, (B) espessura mensal média e (C) profundidade mínima mensal dos perfis de AMSTAS de superfície (laranja) e subsuperfície (cinza) entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

O segundo fator tem relação com os valores de vorticidade potencial observados nessa camada de AMSTAS. A porção oeste possui valores médios de $(5,1 \pm 1,6) \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ e a leste $(6,2 \pm 2,0) \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$. É notável que ambas as regiões apresentam valores médios inferiores ao limite utilizado para a identificação da AMSTAS ($1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$), porém a região leste tem valores maiores, portanto, maior estratificação. Essa estratificação leva a uma maior instabilidade da coluna e portanto, menor persistência, consequentemente, valores menores de espessura, se comparados com a porção noroeste.

Ao observarmos a AMSTAS em subsuperfície, notamos que há um ciclo sazonal da área ocupada (Figura 37A), que coincide de maneira inversa com o ciclo da formação da AMSTAS na superfície (máximo da área em superfície com o mínimo na subsuperfície), e da profundidade mínima observada do limite superior dos perfis (Figura 37C), que parece ocorrer fora de fase com a formação. A relação entre o ciclo de formação e a camada de subsuperfície é bem estabelecido para todas as bacias e formações de água modal. Essa relação pode ser observada na Figura 38, onde anualmente há introdução de nova AMSTAS na camada de subsuperfície proveniente da formação em superfície. A diferença entre as camadas e os ciclos é que em subsuperfície não podemos observar a dissipação total do volume de AMSTAS (Figura 41). Ou seja, existem áreas onde em nenhum mês do período avaliado deixa de existir a camada de AMSTAS, sendo renovada anualmente.

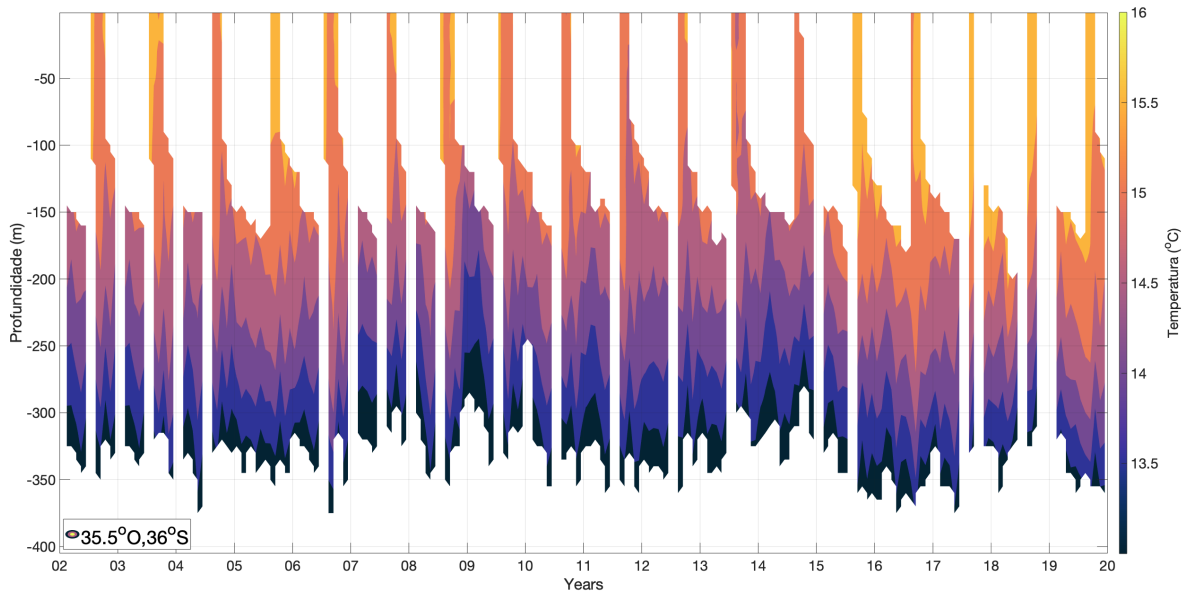


Figura 38: Variação dos perfis de temperatura contendo AMSTAS centrada em 35,5°O, 36°S entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

A profundidade mínima mensal (Figura 37C) nos mostra essa renovação e a relação da camada em subsuperfície com a formação na superfície. O tempo de residência médio (ou tempo de rotação, do inglês ‘*turnover time*’, Equação 25) em subsuperfície de uma camada formada na superfície é de $(3,7 \pm 0,4)$ anos, de acordo com a metodologia de Kwon and Riser (2004). Esse valor equivale ao tempo em que uma água modal formada e afundada em um ciclo demora para ser totalmente consumida, em ciclos posteriores. Posteriormente veremos que esse tempo apresenta variação de acordo com cada tipo de AMSTAS, portanto, relacionado a regiões diferentes do Atlântico Sul ocupadas por essas águas modais. O tempo de residência é calculado da seguinte forma:

$$\text{produção anual} = \text{volume de inverno} - \text{volume do outono anterior} , \quad (24)$$

$$\text{tempo de residência} = \frac{\text{volume anual médio}}{\text{produção anual média}} . \quad (25)$$

De Novembro até Junho, a profundidade do limite superior dos perfis aumenta, devido ao isolamento da camada de água modal em subsuperfície, ou seja, essas camadas estão afundando abaixo da termoclina sazonal, sendo o valor máximo médio observado em Junho ($[206 \pm 41]$ m, Figura 37C e 39-Jun). A partir do rompimento dessa termoclina no inverno e o início da formação da AMSTAS em superfície no mês de Julho, o limite superior médio desses perfis torna-se mais raso pela entrada dessa nova camada provida da superfície e a janela formada entre as camadas (Figura 39-Jul). Essa aproximação da camada considerada de subsuperfície atinge seu valor mínimo médio em Novembro ($[161 \pm 65]$ m). Sendo assim, ao findar do ciclo de formação, a conexão da camada em subsuperfície com a superfície é dissipada, e o volume de AMSTAS continua afundando, se aloja em subsuperfície (Figura 39-Dez) e a profundidade mínima retorna a aumentar.

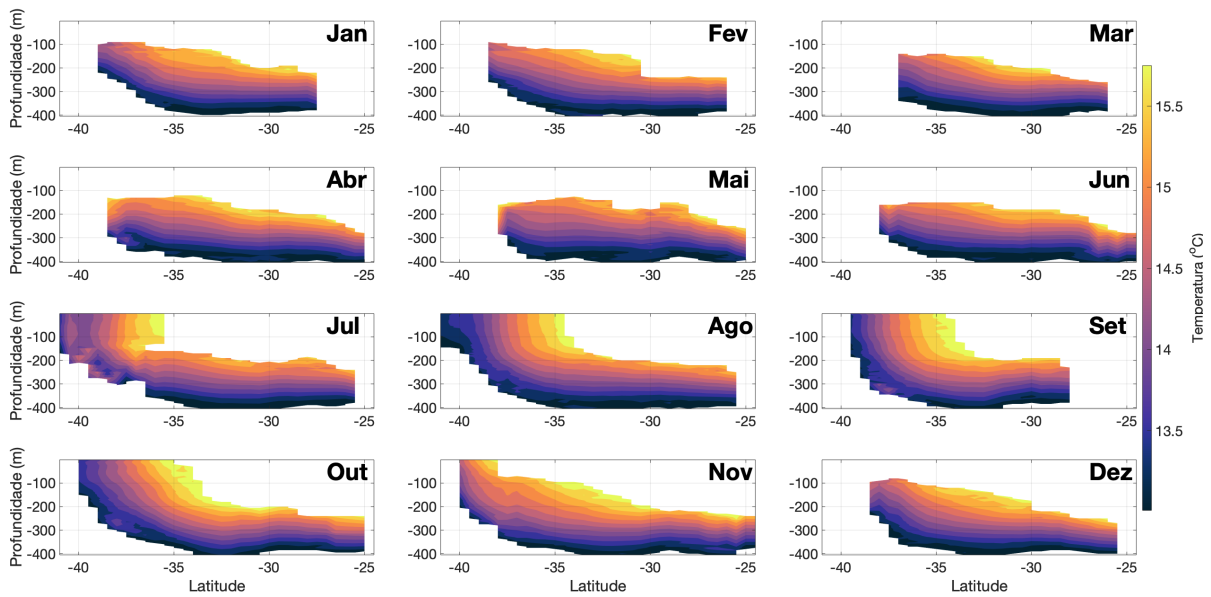


Figura 39: Seção meridional fixada em $35,5^{\circ}\text{O}$ dos perfis médios de temperatura contendo AMSTAS, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

A espessura em subsuperfície apresenta uma baixa variação mensal ($[166,3 \pm 8,8]$ m, Figura 37B). Sendo assim, o ciclo sazonal supracitado pode ser observado no valores médios mensais da área ocupada pela AMSTAS em subsuperfície (Figura 37A). Em Dezembro podemos observar (Figura 40) o maior valor de área média (aproximadamente $8,3 \times 10^6 \text{km}^2$) e a partir do final no ano, observamos uma pequena redução de 3,2% para Janeiro, e de Janeiro a Fevereiro de 5,5%. Notamos baixa variação entre Fevereiro e Abril, sendo possível considerar a estabilização do volume em subsuperfície, sendo que a espessura também não apresenta considerável diminuição (1,2 m).

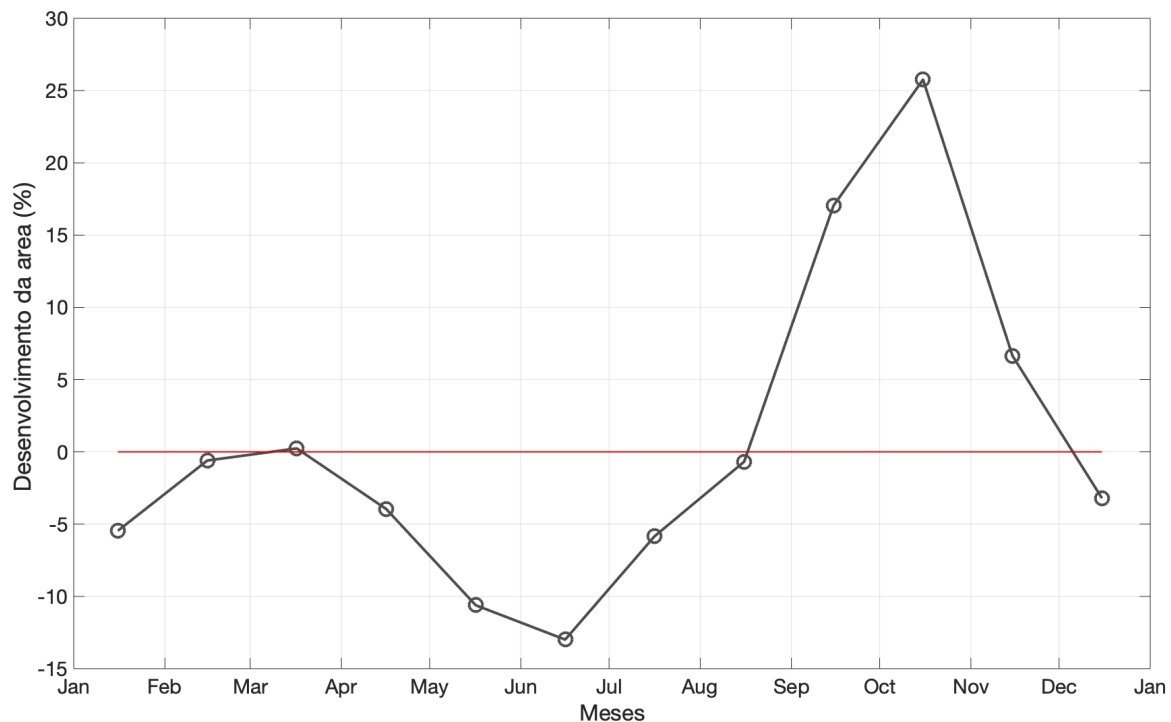


Figura 40: Taxa média da variação mensal da área da camada de subsuperfície da AMSTAS de 2002 a 2019, baseado nos dados ISAS.

A redução da área ocupada inicia-se de forma mais veemente a partir de Abril até Setembro, sendo que os maiores valores dessa taxa podem ser observados de Maio para Junho (10,6%) e de Junho para Julho (12,9%), quando em superfície, ocorre o início da formação. A partir de Julho, essa taxa de contração desintensifica, porém a encolhimento continua até Setembro, onde observamos a menor área ocupada pela camada da AMSTAS dentro do ciclo anual ($5,3 \times 10^6 \text{ km}^2$). Na seção meridional da Figura 39-Set, podemos observar a redução da distância meridional ocupada pela camada de subsuperfície da AMSTAS, corroborando com o resultado da Figura 37A. Podemos ver o aumento da área ocupada a partir de Setembro até Dezembro, sendo que entre Outubro e Novembro, encontramos a maior taxa (25,8%). Dessa forma, espera-se que o volume de AMSTAS em subsuperfície apresente, em média, valores mínimos entre Julho e Agosto, aumentando até valores máximos em Dezembro e reduzindo até atingir os valores mínimos a partir de Julho, novamente.

Assim como na camada da superfície, existe uma considerável diferença de concentração do volume de AMSTAS ao longo do ano entre a porção oeste e leste da bacia (Figura 41). As espessuras são similares entre as regiões, sendo a média da região oeste de (164 ± 23) m e da de leste (167 ± 17) m. Porém as maiores taxas de ocorrência concentram-se na porção oeste da bacia ($[43 \pm 35]\%$), com pontos de 100% de ocorrência da AMSTAS entre 2002 e 2019. Na porção leste a taxa de ocorrência média é de $(19 \pm 18)\%$ e o valor máximo observado é de 74%. Desse modo, observamos que a presença da AMSTAS em subsuperfície no lado leste não pode ser considerada constante.

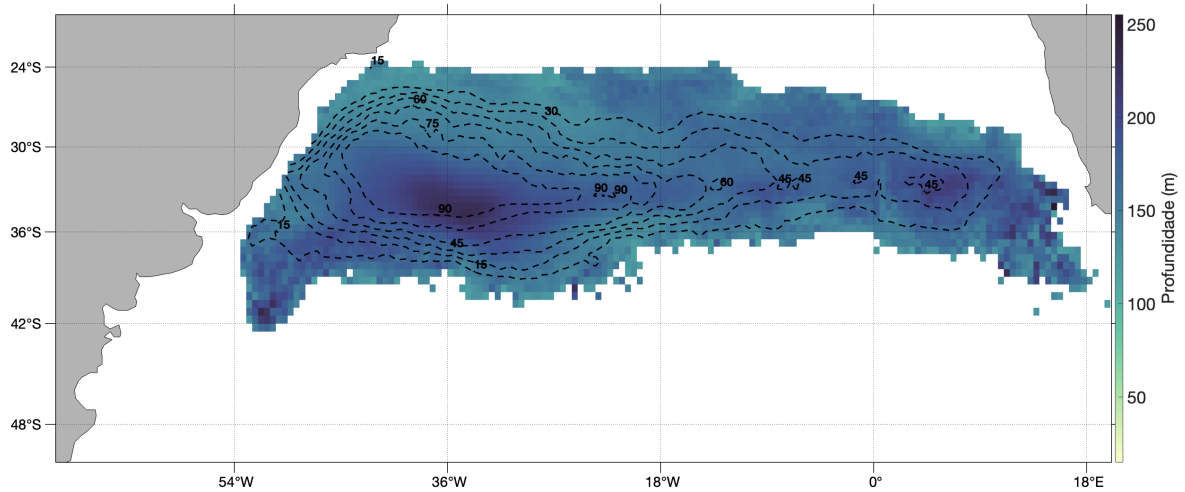


Figura 41: Espessura média dos perfis de AMSTAS de subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. O contorno é a taxa de ocorrência da AMSTAS em superfície, em porcentagem, de cada ponto de grade.

Essa diferença entre as regiões da bacia do Atlântico Sul observada na Figura 41, pode ser visualizada verticalmente na seção zonal da Figura 42. Essa diferença de ocorrência fica evidente principalmente de Abril a Julho (Figura 42-Abr-Jul), onde a camada na porção leste é dissipada totalmente. A partir de Dezembro (Figura 42-Dez), a camada começa a dissipar, tanto a oeste quanto a leste, porém na porção leste isso ocorre de maneira mais rápida e intensa.

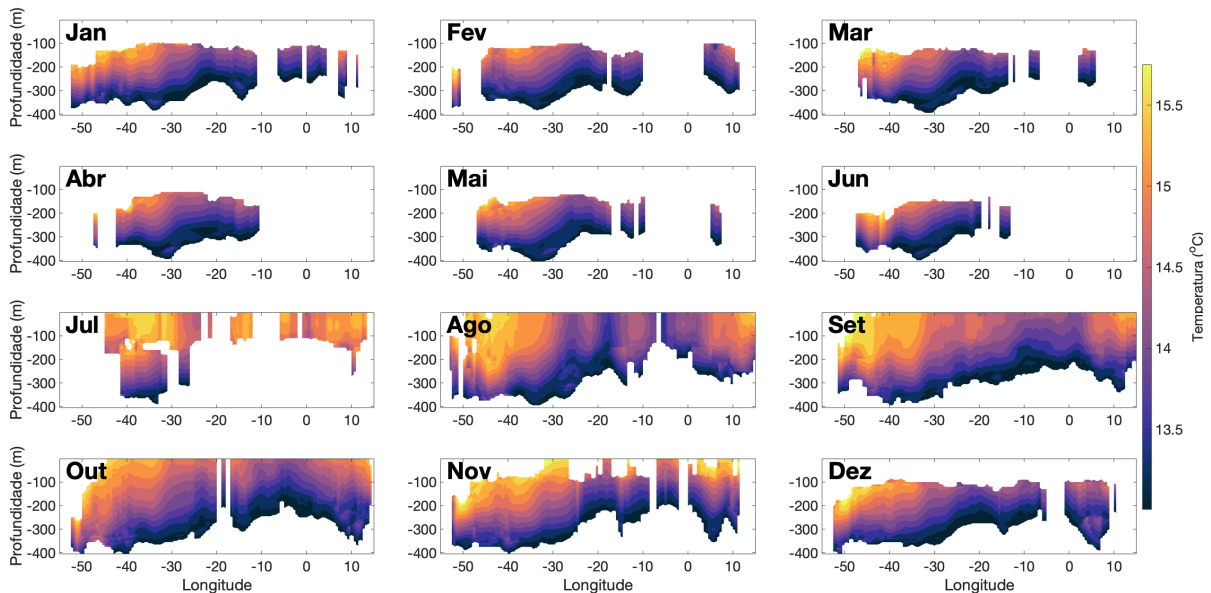


Figura 42: Seção zonal fixada em 36°S dos perfis médios de temperatura contendo AMSTAS, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Conforme observado no padrão de superfície, na subsuperfície a AMSTAS tende a concentrar e permanecer por mais tempo na região oeste. Isso ocorre devido a dois possíveis fatores, que podem coexistir: as águas modais afundam para a região oeste da bacia e, conforme constatado na superfície, as

águas modais de leste são menos espessas e estáveis (menos homogêneas) (Roemmich and Cornuelle 1992). O primeiro fator pode ser confirmada conforme observado anteriormente: camadas mais profundas e com maior ocorrência estão localizadas a oeste da bacia (Figura 43). Tendo o início médio dos perfis em (198 ± 54) m de profundidade. Na porção leste essas camadas de subsuperfície são mais rasas, em média, a (165 ± 46) m de profundidade.

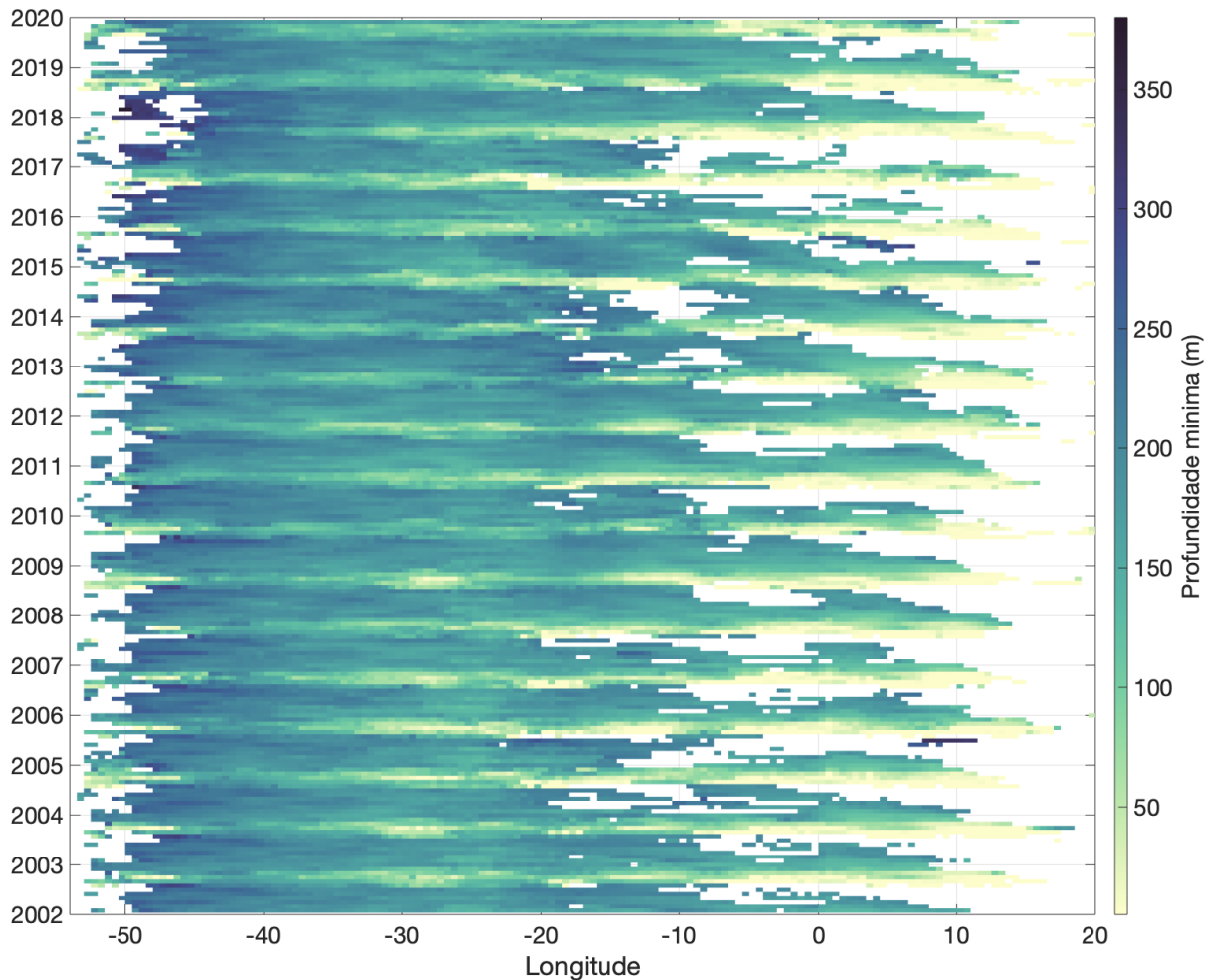


Figura 43: Hovmöller da variação zonal da profundidade mínima das camadas de AMSTAS entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. Consideramos a média das latitudes onde há a ocorrência da AMSTAS, tanto em superfície, como em subsuperfície.

Em relação a maior instabilidade das camadas de leste, precisamos observar os valores de vorticidade potencial médio. Ao observamos esse parâmetros, conseguimos compreender o quão homogêneo é o perfil e a região. Através da Figura 44B, notamos que os menores valores encontram-se a porção sudoeste das camadas de AMSTAS e os maiores valores na porção norte, em sua maioria, a leste de 20° O. A princípio, confirmando o segundo fator listado anteriormente.

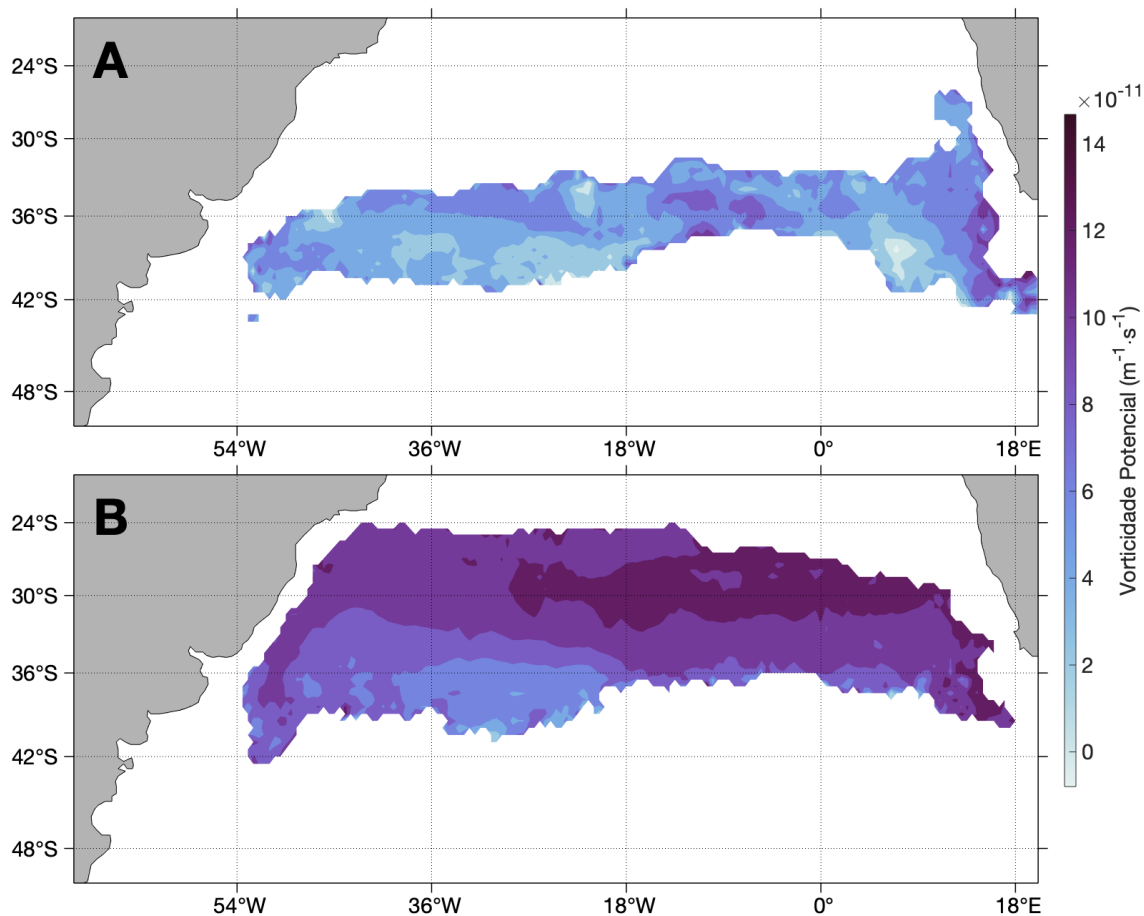


Figura 44: Vorticidade potencial média dos perfis de AMSTAS de (A) superfície e (B) subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Porém, não é somente a maior persistência e espessura da camada de oeste a justificativa para a concentração das águas modais na porção noroeste da bacia. Podemos observar na Figura 45 que no lado oeste, as isopicnais são mais profundas (por exemplo, Figura 45-Jan) e inclinadas (por exemplo, Figura 45-Out). Essa inclinação permite com que as águas modais avancem ao longo das isopicnais para níveis mais profundas à oeste, em direção ao centro do giro (Ferreira et al. 2019). Na Figura 45-Ago–Set podemos observar o padrão de formação das águas modais do tipo 1, que ocorrem entre a Corrente do Brasil e a sua Recirculação, em formato de cuia (Hanawa and Talley 2001).

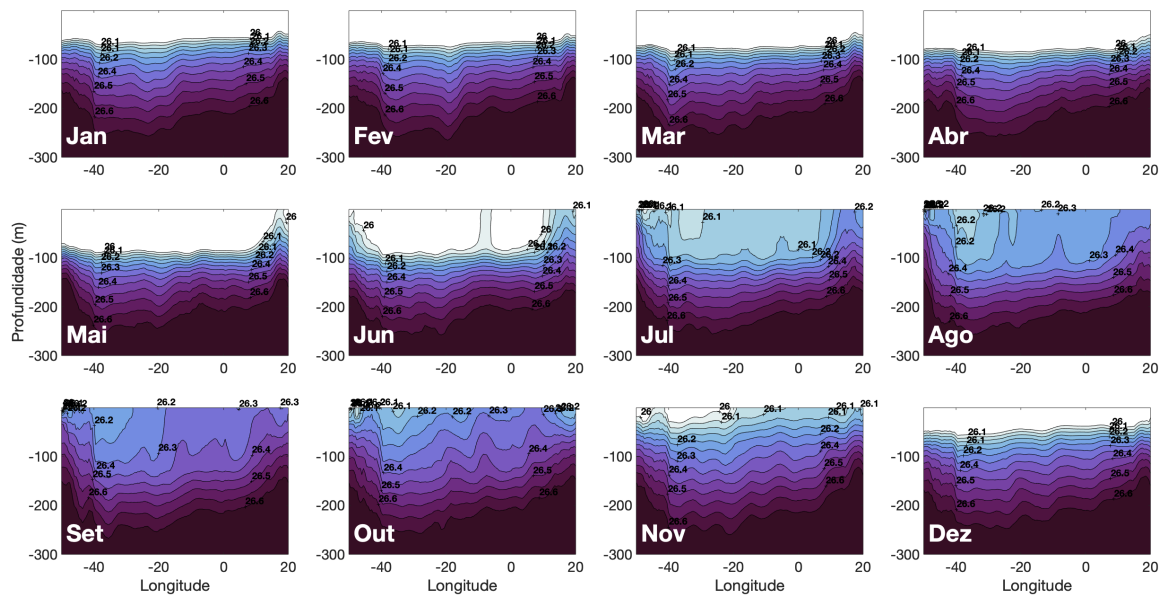


Figura 45: Climatologia anual da variação zonal da densidade, consideramos a média latitudinal entre 20°S e 50°S. Os contornos são dos valores de 26 kg·m⁻³. a 26,6 kg·m⁻³.

Por fim, se relacionarmos todos os resultados até aqui apresentados das camadas de superfície com os das camadas de subsuperfície, torna-se evidente a distribuição das espessuras dos perfis de água modal, as áreas ocupadas e os valores de ocorrência. Ao analisarmos a variação de volume ao longo dos 18 anos de dados (Figura 46), a relação entre as camadas de superfície e de subsuperfície faz-se ainda mais clara. O cálculo do volume seguiu a subsequente formulação:

$$V = \sum_n (H(n) \times A_p \times \cos(lat)) , \quad (26)$$

onde V é o volume estimado (m³) que é a somatória dos n perfis identificados em cada mês, H a espessura (m) de cada perfil, lat é a latitude do ponto, e A_p a área ocupada pelo perfil, de acordo com a resolução do conjunto de dados (para o ISAS, 0,5°×0,5°). Sendo que a variação da distância entre os paralelos é considerada através da utilização da função cosseno.

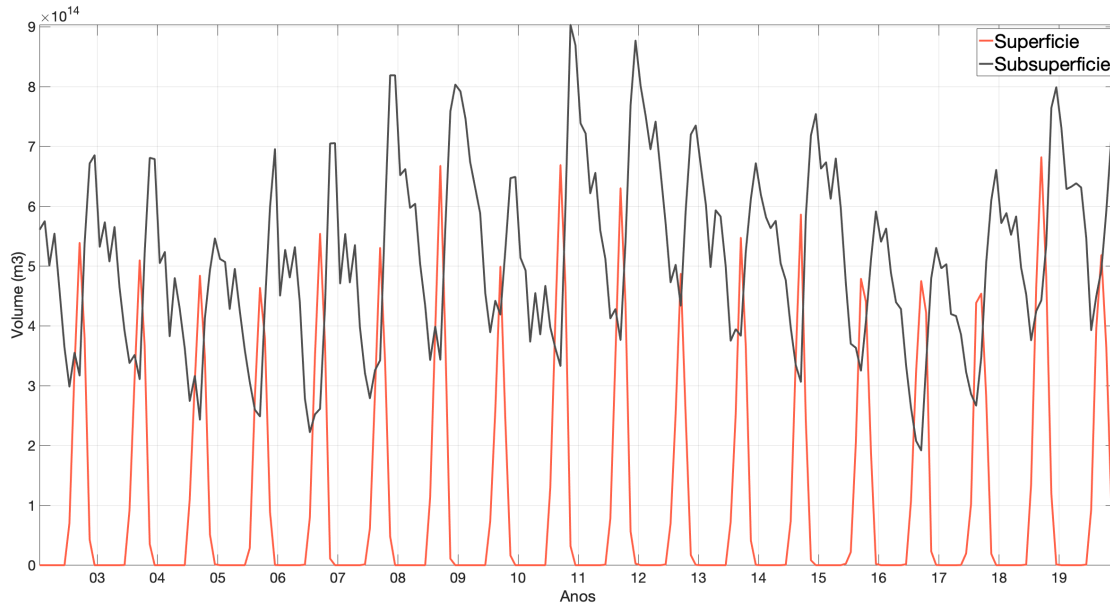


Figura 46: Volume da água modal subtropical do Atlântico Sul das categorias de superfície (laranja) e subsuperfície (cinza) entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Através de uma abordagem mais direta, temos mais uma confirmação, em termos da variação do volume mensal, sobre a relação anteriormente explorada entre a formação de água modal na superfície e o aumento anual de água modal em subsuperfície. Anualmente podemos observar a aparição do volume em superfície em 60% dos anos em Junho com um volume médio de $(1,7 \pm 4,5) \times 10^{12} \text{m}^3$. Em todos os anos a formação já está ocorrendo no mês de Julho, com volume médio de $(8,4 \pm 3,0) \times 10^{13} \text{m}^3$, sendo em média 50 vezes maior que o volume observado em Junho. Por essas razões consideramos o início da formação da AMSTAS no mês de Julho.

A camada sendo formada em superfície aparece em todos os anos de Julho a Novembro. Em 50% dos anos avaliados, a formação se estende até Dezembro, porém, com volume inferior ao de Junho (de $[0,8 \pm 1,2] \times 10^{12} \text{m}^3$) e na ordem $O[10^2]$ vezes menor do que o mês de Julho. Portanto, o mês de Dezembro é desconsiderado do processo de formação e podemos compreender que representa apenas resquícios do volume de AMSTAS em superfície que ainda não afundou ou que permanecerá como camada de mistura a ser dissipada com o aumento da estratificação da camada superior no verão.

De Julho até Setembro, observamos o volume formado em superfície aumentando, de $(8,4 \pm 3,0) \times 10^{13} \text{m}^3$ até o máximo médio de $(5,4 \pm 0,7) \times 10^{14} \text{m}^3$. Sendo que sempre observamos o volume máximo anual em Setembro. De Setembro a Outubro notamos uma redução do volume médio de 32% (ou $[1,8 \pm 0,8] \times 10^{14} \text{m}^3$). Sendo assim, Outubro ainda é considerado um mês de formação, porém com a intensidade reduzida.

Apesar do mês de Novembro apresentar algum volume na superfície anualmente, consideramos como o mesmo caso do observado em Dezembro. A formação que já reduzida de Setembro para Outubro, diminuí ainda mais em Novembro ($[5,0 \pm 4,7] \times 10^{13} \text{m}^3$), sendo uma ordem de grandeza menor que o período de máxima formação. Portanto, consideramos o período médio de formação entre Julho e Outubro.

O início e o fim da formação de água modal, geralmente, tem as maiores variações: Junho tem o maior coeficiente de variação do volume de água modal (desvio padrão em relação à média do mês) considerando os anos cobertos pelas séries temporais da ISAS (Figura 47). O coeficiente de variação em Junho é de 258,6%; cai para 35,9% em Julho; reduz para 21,1% em agosto; diminui ao mínimo em

Setembro (13,7%); sobe para 20,1% em Outubro; e atinge o outro máximo de 92,8% ao final do ciclo em Novembro. Como podemos ver, as maiores variações interanuais não ocorrem no pico da formação. Ou seja, apesar das diferenças nos processos atmosféricos e no estado do oceano envolvido nos diferentes meses de formação das águas modais, em Setembro o processo de formação da AMSTAS tende a atingir um nível estável, variando ligeiramente em relação ao valor médio. As maiores variações na formação da água modal ocorrem no início e no final do ciclo. Essa avaliação será útil para a análise da correlação entre o volume formado da AMSTAS e as variáveis atmosféricas.

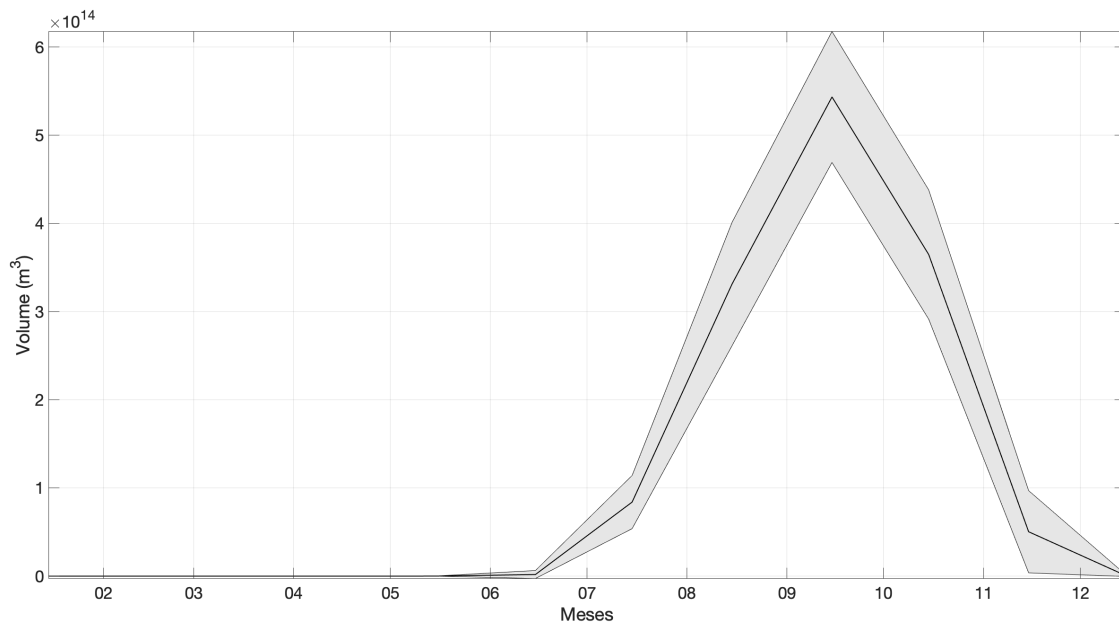


Figura 47: Ciclo anual do volume de AMSTAS na superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS. Zona cinza representa o valor médio mais ou menos o desvio padrão.

A anomalia do volume de AMSTAS em superfície não apresenta nenhum padrão de tendência (Figura 48A), porém existem alguns pontos a serem destacados. As anomalias tendem a ser menores no início do período estudado. De 2002 a 2007, os picos não excederam $\pm 0,8 \times 10^{14} \text{m}^3$, enquanto posteriormente eles geralmente excedem $\pm 1 \times 10^{14} \text{m}^3$. Outro ponto é de que o padrão de formação nem sempre é o mesmo. Em certos anos, há a inversão da anomalia do volume de uma fase positiva para negativa (por exemplo, 2017) e o inverso, negativa para positiva (por exemplo, 2005 e 2015). Ou seja, podemos até observar um desaceleramento ou intensificação da formação dentro de um mesmo ciclo.

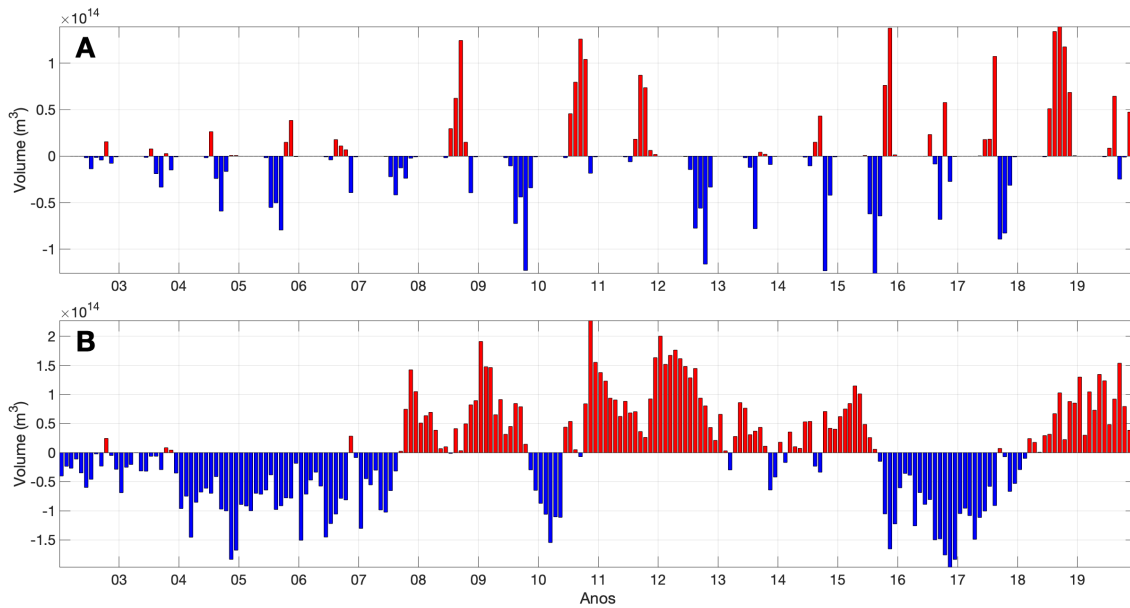


Figura 48: Anomalia do volume para a camada de (A) superfície e de (B) subsuperfície, entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Ao avaliarmos o volume total formado anualmente (Figura 46), observamos que há uma redução do volume entre 2002 ($1,36 \times 10^{15} \text{m}^3$) e 2005 ($1,24 \times 10^{15} \text{m}^3$), com um aumento até 2008 ($1,56 \times 10^{15} \text{m}^3$), porém ainda abaixo da faixa do valor média mais 1 (um) desvio padrão ($1,58 \times 10^{15} \text{m}^3$). Esse aumento é interrompido em 2009 ($1,08 \times 10^{15} \text{m}^3$) que, em conjunto com o volume formado em 2012 ($1,1 \times 10^{15} \text{m}^3$), apresenta um dos mínimos formados na série temporal. Esses dois anos estão abaixo do valor médio menos 1 (um) desvio padrão ($1,17 \times 10^{15} \text{m}^3$). Em 2010 ($1,71 \times 10^{15} \text{m}^3$) e 2018 ($1,89 \times 10^{15} \text{m}^3$) representam dois anos onde houve aumento significativo de formação de AMSTAS.

É provável que o pré-condicionamento do oceano determine a quantidade de água modal a se formar ao longo do ciclo (Marshall and Schott 1999; Ferreira et al. 2019). Porém, como observado na Seção 6.2, não foi possível avaliar esse pré-condicionamento apenas avaliando o primeiro perfil contendo a formação da água modal do ciclo. Posteriormente, avaliaremos a anomalia por tipo de AMSTAS e notaremos que há o domínio em alguns anos de determinado tipo sobre a anomalia do volume total. Podemos destacar aqui os anos de 2008, 2010 e 2019, onde houve um aumento pronunciado do volume de AMSTAS em relação a média e os anos de 2009 e 2012, onde observamos uma redução acentuada.

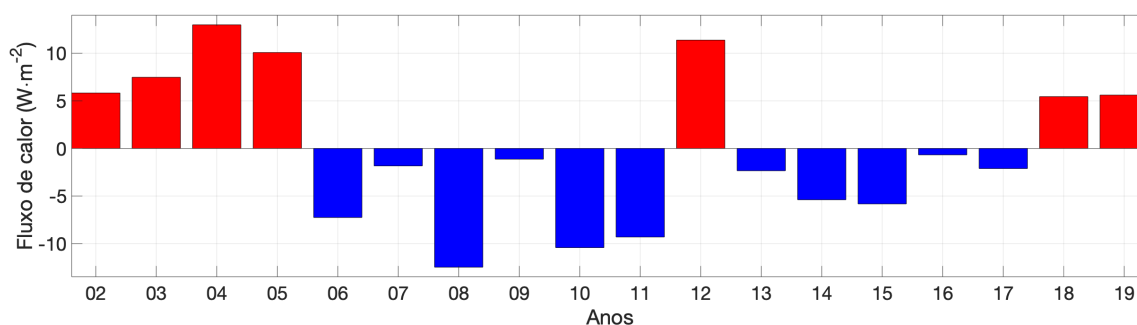


Figura 49: Anomalia do fluxo de calor anual médio, do ERA-5, sobre a região de ocorrência da AMSTAS na superfície com taxa superior ao valor médio de ocorrência ($\geq 27\%$, Figura 36), baseado nos dados ISAS.

Se compararmos a anomalia anual média do fluxo de calor pela superfície (Figura 49) com a anomalia do volume de AMSTAS na superfície (Figura 48A), podemos observar que há em quase todos os anos uma relação inversa, onde valores negativos de anomalia do fluxo de calor deveriam coincidir com valores positivos da anomalia do volume de AMSTAS formado. Podemos destacar os anos de 2007 e 2019, onde a anomalia negativa do fluxo de calor e positiva, respectivamente, não geram anomalias inversamente equivalentes sobre a anomalia do volume da AMSTAS. Porém, o ponto mais importante, que corrobora com o observado na Seção 6.2, a magnitude da anomalia do fluxo de calor, que se relaciona com a temperatura da camada superficial, não apresenta proporcionalidade com a anomalia do volume, mesmo nos casos em que o sinal está teoricamente de acordo. Portanto, ao analisarmos a correlação entre essas variáveis com os perfis de Argo, não identificamos valores coerentes ou estatisticamente significativos. Na Seção 7.5 será reavaliada essa correlação, porém, por tipo de AMSTAS.

Ao investigar a camada de subsuperfície podemos observar um ciclo sazonal, deslocado em relação ao da superfície (Figura 46), conforme observado em relação os valores máximos das áreas ocupadas pelas camadas (Figura 37A). O valor máximo de área e volume da camada de superfície ocorre em Setembro. Em subsuperfície, a área e o volume médios máximos ocorrem em Dezembro. Como observado em relação a área da camada de subsuperfície, onde há o aumento de volume de Outubro ($[5,1 \pm 0,8] \times 10^{14} \text{m}^3$) até Dezembro ($[7,1 \pm 1,0] \times 10^{14} \text{m}^3$), uma estabilização da camada de Janeiro ($[6,0 \pm 1,1] \times 10^{14} \text{m}^3$) até Abril ($[5,6 \pm 0,9] \times 10^{14} \text{m}^3$) e uma brusca redução até Setembro ($[3,4 \pm 0,8] \times 10^{14} \text{m}^3$) (Figura 46). Porém, diferentemente do que ocorre em superfície (máximo consistentemente em Setembro), esse valor máximo em Dezembro ocorre em 70% dos anos da série temporal estudada. Portanto, podemos observar que o volume formado anualmente na superfície é adicionado às camadas de subsuperfície com defasagem. Após $(3,2 \pm 0,7)$ meses do máximo observado em superfície, visualizamos o máximo em subsuperfície. Ou seja, usualmente, em Dezembro, observaremos o máximo relacionado a formação de Setembro.

Outro ponto observado em relação ao volume em subsuperfície são as aparentes fases de aumento e redução do volume. Na Figura 46, podemos observar que entre 2002 e 2004, houve uma redução do volume em subsuperfície, contudo, de forma geral, até 2007 notamos uma anomalia negativa de volume quase que constante (Figura 48B). Entre 2008 e 2015, há inversão dessa fase, com o aumento do volume em subsuperfície, de $5,92 \times 10^{15} \text{m}^3$ em 2007 até o máximo em 2012 ($7,67 \times 10^{15} \text{m}^3$). Dentro dessa fase positiva, há uma inserção da anomalia negativa do ano de 2010, que segue a baixa formação de 2009 (Figura 48A). Com o aumento da formação em 2010 (Figura 48A), a fase retorna a ser positiva em 2011 (Figura 48B). Porém com a redução da formação em 2012 (Figura 48A), a anomalia positiva do volume

em subsuperfície tem sua magnitude reduzida a partir de 2013 até ter sua fase invertida em 2016 e 2017 (Figura 48B). A anomalia positiva observada em superfície em 2018 (Figura 48A) retoma a fase positiva em subsuperfície em 2018 e 2019 (Figura 48B).

Portanto, além de avaliarmos anualmente a relação do volume em superfície e em subsuperfície, devemos observar o memória da camada em subsuperfície. Mesmo em anos onde a redução foi drástica na superfície (2012), a anomalia em subsuperfície permaneceu positiva. Desse modo, observamos que o volume formado anualmente interfere no volume em subsuperfície, mas devido ao tempo de residência dessas camadas afundadas, existem outros fatores que podem beneficiar ou desfavorecer esse volume de AMSTAS em subsuperfície, como a taxa de advecção lateral.

7.2 AMSTAS através das saídas do SODA - comparação com ISAS

De maneira semelhante ao efetuado sobre os dados ISAS, selecionamos os perfis contendo AMSTAS nos dados SODA para aferirmos, inicialmente, a aplicabilidade da metodologia de identificação da AMSTAS. Para tanto, consideramos os mesmos critérios citados na Seção 5.1. Vale destacar que a resolução vertical do SODA é diferente da dos dados ISAS, que posteriormente foi interpolada. A grade original do ISAS apresenta 102 níveis entre 0 m e 1000 m. Já os dados SODA contém apenas 28 níveis, sendo que o primeiro nível está a 5,03 m e o 28º nível, 996,71 m. Essa limitação nos dados SODA deixa a identificação da AMSTAS mais grosseira, se compararmos ao processo de identificação no conjunto ISAS. Sendo que nas últimas camadas, vemos intervalos maior que 100 m. Portanto, esperávamos inicialmente uma diferença considerável entre o resultado dos dois conjuntos de dados devido essa diferença de resolução. Apesar disso, podemos observar na Figura 50 um resultado diferente do esperado.

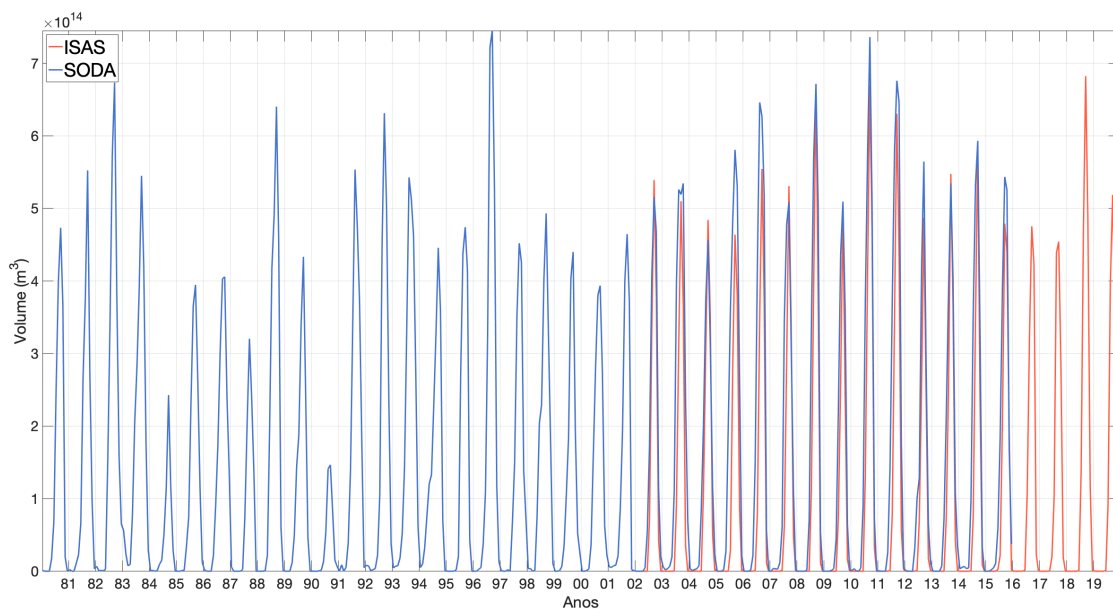


Figura 50: Volume da água modal subtropical do Atlântico Sul de superfície entre 1980 e 2019 utilizando os dados ISAS (laranja) e SODA (azul). A série temporal do ISAS cobre o período de 2002 a 2019 e o SODA de 1980 a 2015.

Ao comparar os ciclos médios, notamos proximidade também entre as duas séries temporais. Em ambas os valores máximos ocorrem em Setembro, com os valores médios desse mês se sobrepondo:

$(5,4 \pm 0,7) \times 10^{14} \text{m}^3$ (ISAS) e $(5,1 \pm 1,3) \times 10^{14} \text{m}^3$ (SODA). Apesar desse resultado, observamos que os inícios da formação média em Julho não se aproximam, sendo a do ISAS $([8,4 \pm 3,0] \times 10^{13} \text{m}^3)$ e do SODA $([2,5 \pm 1,0] \times 10^{14} \text{m}^3)$. Portanto, apesar da semelhança no volume atingido no pico da formação da AMSTAS no dois conjuntos, o início do processo não pode ser considerado completamente semelhante.

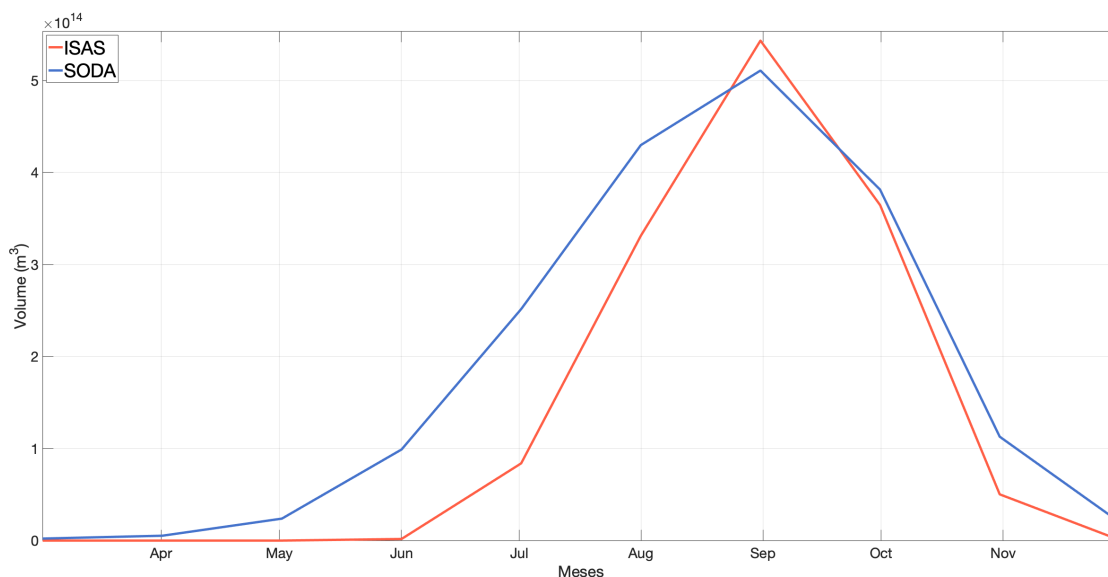


Figura 51: Volume médio da água modal subtropical do Atlântico Sul de superfície utilizando os dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.

Com correlação significativa moderada de 0,62 entre a anomalia do volume de AMSTAS na superfície do ISAS e SODA, observamos que a metodologia apresenta-se consistente para ser aplicada novamente em outros dados e produtos. De modo que, mesmo com resoluções verticais diferentes, a variação da formação do volume apresentou-se de maneira similar entre os dois dados. Contudo, ao observarmos o resultado para a seleção de perfis de AMSTAS em subsuperfície, o resultado não foi similar ao de formação. A camada de subsuperfície de AMSTAS quase não consegue ser identificada no conjunto de dados ISAS ao usarmos os mesmo critérios de seleção da superfície do SODA e das duas camadas do ISAS (Figura 52).

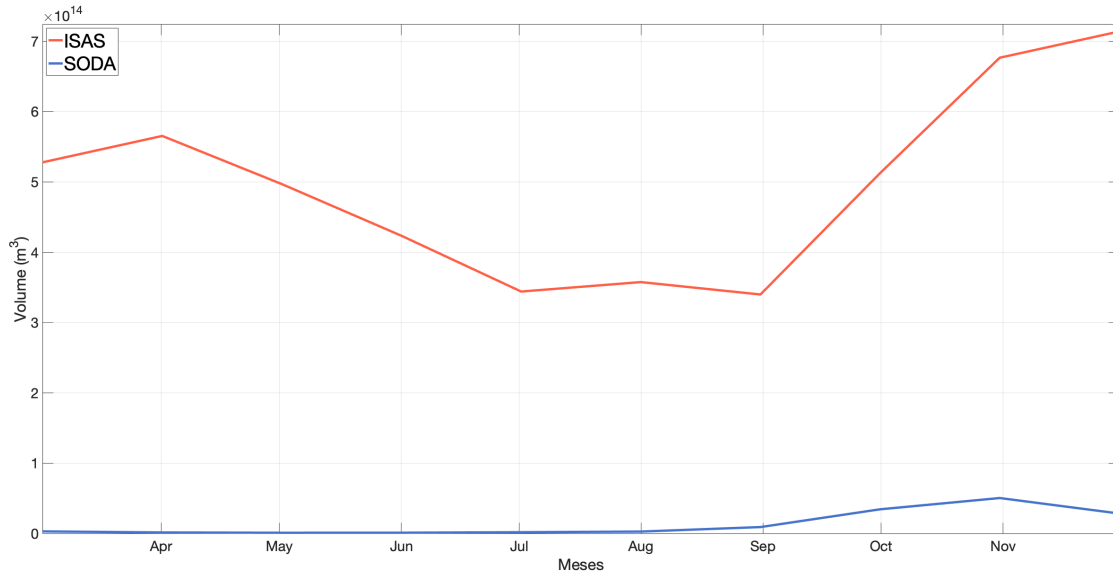


Figura 52: Volume médio da água modal subtropical do Atlântico Sul de subsuperfície utilizando os dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.

Essa quase ausência de detecção da AMSTAS afundada em subsuperfície está relacionada as variáveis observadas em cada um dos conjuntos. Na Figura 53, podemos observar que há diferença entre a temperatura (painel A) e a salinidade (painel B) média das regiões que comumente detectamos a AMSTAS. Essa desigualdade impacta os valores de densidade (Figura 53C). Mesmo com essa diferença, as águas modais ainda poderiam ser observadas na subsuperfície do conjunto SODA, por se tratarem de camadas ainda dentro dos intervalos típicos da seleção da AMSTAS. Apesar dos valores de vorticidade potencial (Figura 53D) serem próximos, a subsuperfície do SODA é mais estratificada justamente no período onde a AMSTAS é mais volumosa (Outubro até Junho). Podemos observar na Figura 53E, que essa estratificação fica mais evidente nos valores de gradiente vertical de temperatura, que são menores ao longo de todo o ano no ISAS. Esse maior gradiente, somado a maior vorticidade potencial, impediu que a camada em subsuperfície no SODA fosse detectada com eficácia.

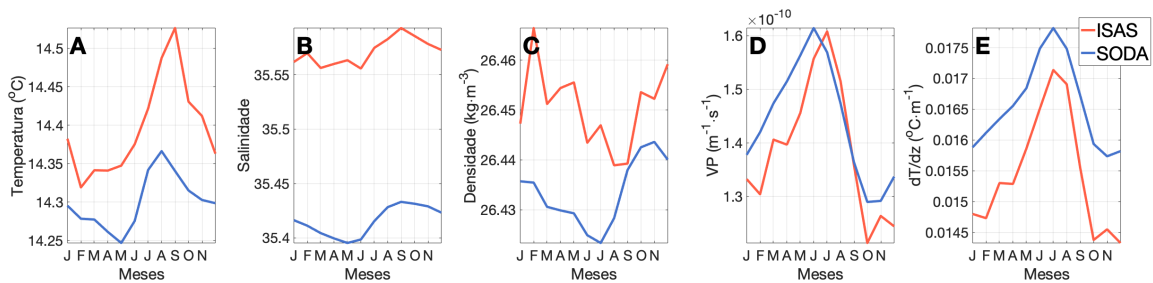


Figura 53: (A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade, (D) vorticidade potencial e (E) gradiente vertical de temperatura médio da região entre 54°O e 18°L, 30°S e 36°S, região do Atlântico Sul entre 150 e 300 m, dos dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.

Ao avaliarmos as mesmas variáveis (temperatura, salinidade, densidade, VP e gradiente vertical de temperatura) para a superfície, notamos a maior proximidade entre os dados ISAS e SODA, com exceção

para a salinidade média (Figura 54B), sendo ISAS mais salino. É possível observar em todos os painéis o ciclo sazonal presente, com a redução da temperatura, VP e gradiente vertical de temperatura no inverno e o aumento da densidade. Sendo que o $\frac{\partial T}{\partial z}$ está abaixo de $0,02^{\circ}\text{C m}^{-1}$ entre Julho e Outubro para ambos os conjuntos (Figura 54E).

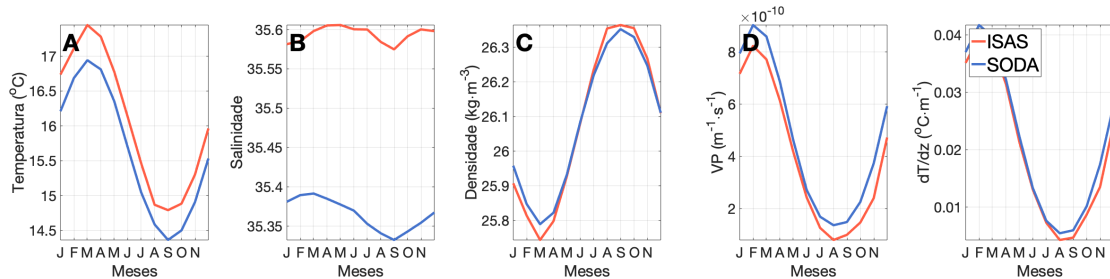


Figura 54: (A) Temperatura, (B) salinidade, (C) densidade, (D) vorticidade potencial e (E) gradiente vertical de temperatura médio da região entre 54°O e 18°L , 33°S e 39°S , região do Atlântico Sul entre 0 e 150 m, dos dados ISAS (laranja), entre 2002 e 2019, e SODA (azul), entre 1980 e 2015.

Portanto, podemos concluir que a utilização dos critérios estabelecidos apresentou robustez na seleção de perfis de AMSTAS para a camada superficial. Apesar da ineficiência da seleção de perfis contendo AMSTAS afundada no SODA, o critério será aplicado nos demais conjuntos devido o maior interesse do presente trabalho estar na formação das AMSTAS. Para a utilização desse mesmo critérios nas camadas de subsuperfície do SODA, os valores limitantes de $\frac{\partial T}{\partial z}$ e VP deverão ser reavaliados.

7.3 Análise de cluster aplicada nos dados ISAS

Após a avaliação do que ocorre nas camadas de superfície e subsuperfície da AMSTAS como um todo, tornou-se necessário categorizarmos os perfis selecionados em três diferentes tipos (Provost et al. 1999; Sato and Polito 2014). Para tanto, aplicamos a metodologia explicada na Seção 5.2. Na Figura 55, podemos observar a divisão média dos três tipos de AMSTAS.

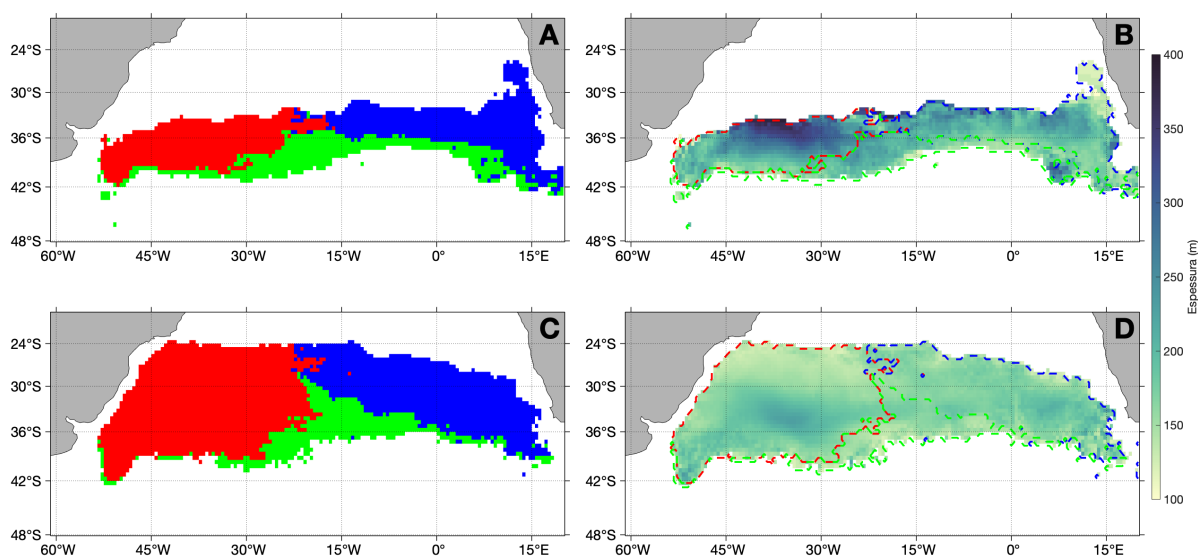


Figura 55: Divisão média resultado da análise de *cluster* sobre os perfis de AMSTAS de 2002 a 2019 para as camadas de (A) superfície e de (B) subsuperfície, espessura média da camada de AMSTAS em (C) superfície e em (D) subsuperfície. AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), baseado nos dados ISAS.

Conforme explanado anteriormente, a divisão nos três tipos foi desenvolvida utilizando os valores médios anuais de temperatura, salinidade e densidade, assim como a posição de cada ponto (longitude e latitude) e o tempo. Portanto, conforme visto na Seção 6, cada tipo possui propriedades diferentes (Sato and Polito 2014), potencialmente relacionadas ao seu próprio local e condição de formação.

A AMSTAS é formado principalmente na banda latitudinal entre 32°S e 41°S. Na área referente a AMSTAS1 se concentram as maiores espessuras, na porção oeste da bacia; a AMSTAS2 localiza-se na porção leste, sendo que o meridiano 20° normalmente separa o domínio do Tipo 1 e do Tipo 2; e a AMSTAS3, encontra-se ao sul da área ocupada pela AMSTAS, e espalha por toda a bacia em uma estreita faixa latitudinal de 2° a 3°, variando entre 36°S e 40°S (Bernardo and Sato 2020). Para os três tipos, é perceptível que a região ocupada em subsuperfície está ligeiramente deslocada em direção ao centro do giro subtropical (para a direção noroeste), se compararmos com a região de afloramento de cada uma. A região próxima a 18°O e 36°S, observada na Figura 36 com baixa ocorrência e que divide a porção oeste da leste, é onde ocorre o encontro entre os três tipos de AMSTAS na superfície (Figura 55A).

Após a divisão, estimamos o volume médio, área, espessura e avaliamos a temperatura, salinidade e densidade potencial, juntamente com a variação mensal do volume para cada tipo de AMSTAS. Inicialmente discutiremos sobre as variáveis físicas médias (Tabela 4). Apesar da diferença entre os valores médios observados em relação ao encontrado por Sato and Polito (2014) (Tabela 2) e nos perfis Argo (Tabela 3) devido ao diferente intervalo de temperatura avaliado (13°C – 16°C), a divisão apresentou resultados equivalentes.

Tabela 4: Sumário dos parâmetros dos tipos de AMSTAS no conjunto ISAS, onde T é a temperatura potencial; S a salinidade; σ_θ a densidade potencial.

AMSTAS	T (°C)	S	σ_θ (kg m ⁻³)
1	14,4 ± 0,1	35,64 ± 0,02	26,46 ± 0,01
2	14,5 ± 0,2	35,52 ± 0,04	26,35 ± 0,04
3	13,9 ± 0,1	35,53 ± 0,05	26,48 ± 0,01

Entre todos os tipos, a AMSTAS3 é o tipo mais denso e frio, a AMSTAS2 é a menos densa e atinge as maiores temperaturas e a AMSTAS1 apresenta densidade e temperatura intermediária, se comparada aos dois outros tipos. Assim como observado na Seção 6, a AMSTAS1 apresenta os maiores valores de salinidade. Porém, podemos observar outra inconsistência com Sato and Polito (2014) em relação aos valores médios de salinidade da AMSTAS2 e 3. Na seleção da AMSTAS nos dados ISAS, esses dois tipos apresentam salinidade média próxima ($35,52 \pm 0,04$ e $35,53 \pm 0,05$, respectivamente), sendo do tipo 3 mais salina.

Devido a restrição da seleção através da redução do intervalo de temperatura, a AMSTAS1 é em média mais fria ($-0,6^\circ\text{C}$), em relação ao trabalho anterior, refletindo em um aumento sutil da densidade ($+0,06\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Por outro lado, a AMSTAS2 é consideravelmente mais fria ($-2,2^\circ\text{C}$), ocasionando um grande aumento da densidade ($0,25\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), apesar da redução da salinidade ($-0,08$). A AMSTAS3 é mais quente ($+0,7^\circ\text{C}$), refletindo em uma redução da densidade ($-0,2\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), apesar do aumento da salinidade ($+0,33$). Este resultado observado confirma que mesmo usando uma faixa de temperatura para critérios de identificação mais restritos, ainda foi possível encontrar precisamente a divisão em três *clusters*, de acordo com a posição vertical, observada através dos valores de densidade (Figura 56), e horizontal (Figura 55) observada na literatura.

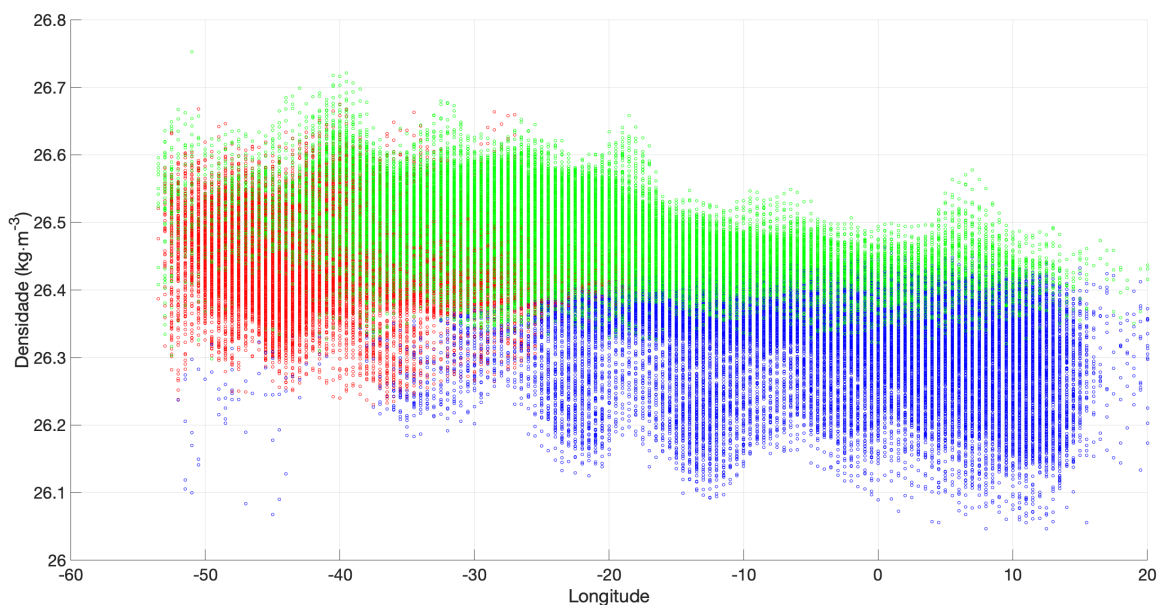


Figura 56: Valores médios de densidade por perfil dos dados ISAS contendo AMSTAS de 2002 a 2019, divididos segundo o resultado da análise de *cluster*. AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).

Do mesmo modo que foi aplicado no volume total da AMSTAS, tanto em superfície quanto em subsuperfície, aplicamos a equação 26 considerando os diferentes tipos de água modal para determinar a variação de cada volume (Figura 57). A análise da variação do volume em conjunto com a variação da área e da espessura de cada AMSTAS, nos proporcionará maior entendimento da formação da água modal subtropical no Atlântico Sul e da permanência dessas formações em subsuperfície.

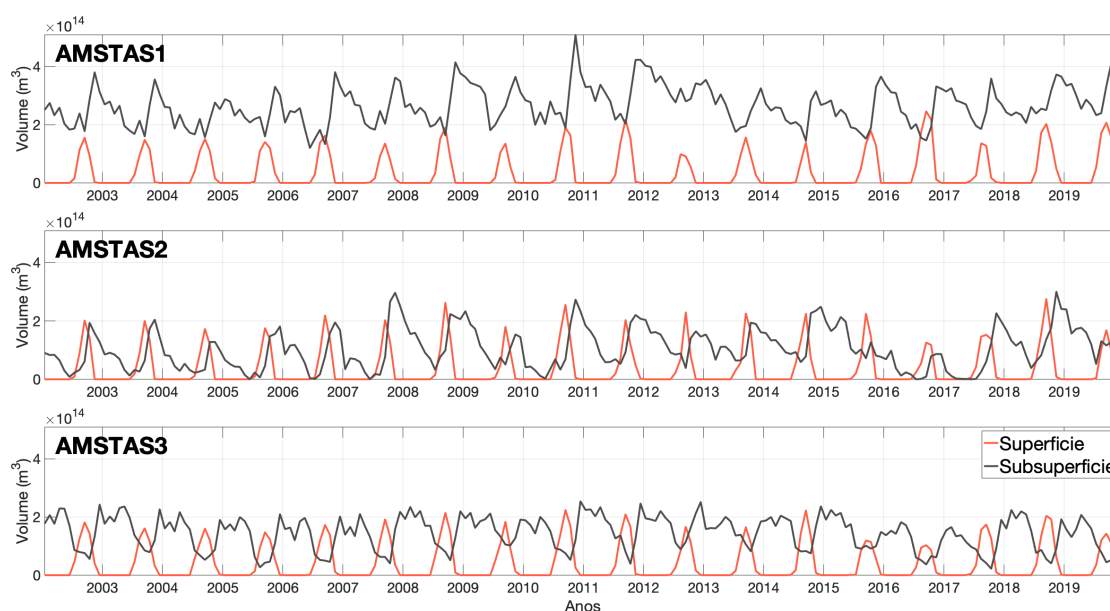


Figura 57: Volume dos três tipos de AMSTAS, após a aplicação da análise de *cluster*, das categorias de superfície e subsuperfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Para a AMSTAS1 e 3, o volume máximo visto na superfície é inferior ao máximo na subsuperfície,

devido ao acúmulo de volume afundado entre os ciclos. Porém, ao observarmos as duas curvas (superfície e subsuperfície) referentes a AMSTAS2 (Figura 57), notamos que em diversos anos (2002, 2004, 2006, 2008, 2012, 2013, 2015 e 2016), o pico de volume em subsuperfície é inferior ao pico de volume formado em superfície. Em alguns anos, em seguida desses com baixos picos de AMSTAS2 em subsuperfície, observamos o volume sendo completamente dissipado (2005, 2007, 2016 e 2017), provavelmente devido a um menor acúmulo em termos de volume, em magnitude e durabilidade.

Nos anos explorados da AMSTAS1, não podemos assumir uma relação quantitativa direta entre volume formado em superfície com o pico (valor máximo anual) seguinte na subsuperfície. Pois, por exemplo, o ano com a maior pico de formação da AMSTAS1 (2016), não precede o ano com maior quantidade de volume em subsuperfície (2010). O contrário também é verdadeiro: o ano de menor pico de formação de AMSTAS1 (2012), não está relacionado com o ano menor valor de pico em subsuperfície (2004). Além do fato de haver um volume remanescente de anos anteriores em subsuperfície, que soma-se sempre ao volume dos anos seguintes, podemos assumir que a transferência do volume da superfície para a subsuperfície e os fatores que desgastam o volume em subsuperfície não ocorrem de forma idêntica de ano para ano. Porém para a AMSTAS2 e 3, podemos observar uma diferente relação entre os valores máximos e mínimos dos picos de superfície e subsuperfície. Sobre o tipo 2, em 2016 e 2018, observamos o menor e o maior pico, respectivamente, tanto em superfície quanto em subsuperfície. No caso do tipo 3, esses anos de coincidência de picos em superfície e em subsuperfície são 2010 (máximos) e 2016 (mínimos). Essas informações, nos levam a entender que o volume de AMSTAS1 em subsuperfície permanece por mais tempo em subsuperfície do que a AMSTAS2 e 3. Apesar disso, o entendimento sobre a AMSTAS1 ainda é válido para os outros tipos: há um volume remanescente de anos anteriores e pode haver perda de volume durante o processo de afundamento, o que impede a relação quantitativa direta entre os picos.

Na Tabela 5, podemos observar que o volume médio em subsuperfície, para os três tipos de AMSTAS, é superior ao observado em superfície e a diferença entre os volumes de cada tipo, confirma que há diferença entre a permanência de cada tipo. O tempo de residência (Equação 25) de cada AMSTAS é distinto: AMSTAS1 = $(4,9 \pm 0,5)$ anos, AMSTAS2 = $(1,5 \pm 0,4)$ anos e AMSTAS3 = $(3,0 \pm 0,3)$ anos. A adição de mais um ano (2019) em relação a série temporal observado por Bernardo and Sato (2020), alterou o tempo de residência da seguinte forma: $-0,3$ anos para a AMSTAS1 e $+0,1$ anos para a AMSTAS2. O tempo de residência da AMSTAS3 permaneceu o mesmo e a maior persistência observada continua relacionada à AMSTAS1, e a menor à AMSTAS2. Os valores do tempo de residência condizem com a idade da AMSTAS1 (6 ± 3 anos) estimada através da utilização da razão entre CFC-113:CFC-11 por Maamaatuaiahutapu et al. (1999). A comparação está de acordo com os valores de densidade das águas modais avaliadas.

O volume remanescente e afundamento parcial de cada AMSTAS podem influenciar a relação das camadas de superfície e subsuperfície simultaneamente, e os fatores que promovem o processo de subdução ou de dissipação das AMSTAS recém-formadas podem variar de ano a ano. Para melhorar a análise da variação do volume, avaliamos também a espessura média e a área ocupada de cada tipo de AMSTAS (Tabela 5). Os valores estão diferentes dos resultados de Bernardo and Sato (2020) devido a adição do ano de 2019 na análise.

Tabela 5: Espessura, área ocupada e volume médio, da AMSTAS de superfície (negrito) e subsuperfície no conjunto ISAS.

AMSTAS	Espessura (m)		Área (10^{11}m^2)		Volume (10^{13}m^3)	
1	228±58	153±30	3,7±2,7	17,0±3,6	8,4±6,6	26,0±6,7
2	163±53	154±31	5,4±4,3	6,7±4,1	8,8±7,6	10,3±6,8
3	174±45	131±22	4,6±3,7	10,8±4,2	8,0±6,6	14,2±5,7

A relação da espessura com a área ocupada pelas camadas de cada tipo de AMSTAS é uma importante característica na avaliação do volume estimada de cada uma. Como podemos observar na Tabela 5, cada tipo apresenta uma espessura média específica, sendo que na superfície é onde observamos as maiores diferenças entre os tipos. Sobre a área ocupada, a maior diferença entre os valores médios é observada quando afundadas. Essas diferenças destacadas serão analisadas para entendermos as razões pelas quais notamos dissimilaridades entre os volumes de AMSTAS.

Na superfície, apesar de observarmos desigualdades entre as áreas ocupadas por cada tipo, a característica que domina o volume é a espessura da camada. Se avaliássemos apenas a área ocupada, estimaríamos que a AMSTAS1 teria o menor volume formado. Porém, de acordo com os resultados da Tabela 5, podemos observar que a maior espessura da AMSTAS1 compensa essa menor área. Resultando assim em um volume maior que a do tipo 3, que possui uma área média ocupada em superfície 24% maior ($+0,9 \times 10^{11} \text{m}^2$) e próximo a do tipo 2, que ocupa área maior por mais de $1,7 \times 10^{11} \text{m}^2$, em média. Esses dois tipos (2 e 3), possuem espessura 54 m a 65 m menor que a do tipo 1, justificando assim o volume médio semelhante entre todos os tipos apesar da diferença de área.

Devido essa permanência, destacamos que as camadas da AMSTAS1 podem até se reconectar com a camada superficial dos anos seguintes (Forget et al. 2011). Isso se deve ao fato que regiões de afloramento de ciclos posteriores podem ocorrer sobre essas camadas constantes e submersas. Assim, essa sobreposição de camadas somada à dinâmica regional favorece a geração das camadas superficiais mais espessas (Tabela 5) e recorrentes (Figura 36), como visto na Seção 7.1 (Figura 45). O mesmo efeito não ocorre de forma tão intensa nas regiões de formação da AMSTAS2 e AMSTAS3, nas quais observamos valores médios de espessura mais próximos entre si. Nesse caso, é importante destacar que embora tenham espessuras médias semelhantes, a área ocupada é fundamental para definir o menor volume associado. Portanto, embora o AMSTAS3 tenha uma camada um pouco mais espessa ([174±45] m) em relação ao AMSTAS2 ([163±53] m), por ocupar uma área menor, tem menos volume associado em superfície.

Aplicando o mesmo raciocínio para avaliar a espessura média dos três tipos na camada subsuperficial, esperaríamos apenas uma ligeira diferença entre seus volumes. Além disso, esperávamos que com a redução da espessura da AMSTAS1 entre a superfície e subsuperfície (redução de 75 m em média), haveria uma redução proporcional no volume. No entanto, não foi isso que observamos. Na camada subsuperficial, a dominância sobre o volume total em comparação com os outros tipos torna-se notável. Avaliando a constituição do volume total da AMSTAS, observamos que a AMSTAS1 compunha 31,4% do volume em superfície e aumentou para 51,7% em subsuperfície. Essa prevalência se explica porque embora haja certa homogeneidade entre todos os valores de espessura (Tabela 5), o AMSTAS1 ocupa uma área 57% a 153% maior que os outros tipos. Essa área maior representa quase o mesmo efeito em

seu volume, que é de 103% a 152% maior que as demais.

Essa maior área (e volume) ocupada pela AMSTAS1 e a maior permanência (tempo de residência), podem estar relacionadas a distintos processos. Especulamos três suposições para esses resultados: (a) advecção lateral mais eficaz nas regiões dos tipos 2 e 3, (b) instabilidade da camada na porção leste da bacia, e (c) mistura na subsuperfície entre os tipos 1 e 3. A primeira conjectura deve ser considerada porque a advecção lateral pode desempenhar um papel importante na reestratificação das camadas afundadas (Davis et al. 2013), fazendo-as perder a principal característica das águas modais: a homogeneidade.

A segunda suposição é baseada na ocorrência dos maiores valores de VP (Figura 44) e as menores taxas de ocorrência (entre 0,35 e 0,6, Figura 36) na porção leste da bacia (entre 20°O e 20°L), onde grande parte de AMSTAS2 e AMSTAS3 estão concentradas. O mesmo ocorre na camada subsuperficial para a mesma região, com ocorrência entre 0,1 e 0,4 (Figura 41)). Como consequência da baixa ocorrência e os maiores valores de VP, em relação à região de AMSTAS1, essas camadas podem ser consideradas mais inconstantes e estáveis, e são menos espessas (Tabela 5). Na região leste de outras bacias, esses fatores corroboram com uma destruição mais rápida da água modal (Roemmich and Cornuelle 1992), que pode ser observada no tempo de residência da AMSTAS ($[1,5 \pm 0,4]$ anos). Por isso que, apesar da maior formação em superfície de água modal ser pertencente a AMSTAS2, observamos o menor volume em subsuperfície.

Porém, o tempo de residência da AMSTAS3 é o dobro do tempo da AMSTAS2. Por isso, vemos que o fator referente ao desgaste da área ocupada pela AMSTAS3 em subsuperfície poderá ser outro. A última conjectura está relacionada à proximidade dos valores de densidade da AMSTAS1 e AMSTAS3 (Tabela 4). Assim, parte da AMSTAS3 formado ao afundar, poderia adicionar volume à classe de densidade da AMSTAS1. Essas hipóteses não foram completamente testadas no presente trabalho, podendo assim guiar estudos futuros.

Apesar dessa diferença observada entre as áreas ocupadas, em geral, a AMSTAS é mais espalhada quando em subsuperfície, se compararmos com a ocupação em superfície (Figura 55A), estendendo-se até 25°S (Figura 55C). Por estar preso entre as termoclinas sazonais e permanentes, o volume fica restrito na vertical, mas ainda se espalha ao longo das isopicnais (Ferreira et al. 2019).

Na Tabela 5, podemos observar que os valores de desvio-padrão da área e do volume em superfície tem grande representatividade em proporção ao valor médio dessas variáveis. Por exemplo, o desvio-padrão da área da AMSTAS2 em superfície representa 80,0% do valor médio e sobre o volume da AMSTAS2, essa correspondência chega a 87,0%. Essa relação está condicionada ao fato de que para essas duas variáveis, estamos considerando tanto os meses onde observamos os maiores valores de área e volume, quanto os meses de início e fim de formação, onde a área e o volume é consideravelmente menor. Portanto, as variações que ocorrem dentro de um mesmo ciclo estão sendo consideradas nessas relações.

Quanto a espessura, apesar de podermos observar menores valores no início da formação, devido ao menor tempo de ocorrência do processo convectivo sobre o oceano, a diferença de espessura média mensal não será tão marcante. Sendo assim, o desvio-padrão dos valores de espessura está mais relacionado as variações interanuais do que as intra- anuais. De modo que a AMSTAS2 apresenta a maior variabilidade (desvio-padrão representa 32,8% do valor médio).

Tabela 6: Espessura, área ocupada e volume médio da AMSTAS de superfície em Setembro no conjunto ISAS.

AMSTAS	Espessura (m)	Área ($10^{12}m^2$)	Volume ($10^{14}m^3$)
1	$228,6 \pm 16,3$	$0,7 \pm 0,0$	$1,6 \pm 0,4$
2	$175,2 \pm 22,2$	$1,2 \pm 0,2$	$2,0 \pm 0,4$
3	$175,5 \pm 5,4$	$1,0 \pm 0,2$	$1,7 \pm 0,3$

Considerando apenas os valores médios de Setembro (mês de maior formação), a relação entre os valores médios e o desvio-padrão altera consideravelmente, para uma participação de no máximo 23,6%, entre o volume médio e o desvio-padrão da AMSTAS1. Na Tabela 6 podemos observar que, de forma geral, as maiores variabilidades estão relacionadas aos valores de área ocupada, se compararmos com o que ocorre com a espessura. A espessura da AMSTAS2 ainda apresenta a maior amplitude de variação, mesmo considerando apenas o mês de Setembro. Porém, em termos de área, a AMSTAS1 possui maior variabilidade, tendo o mesmo resultado para o volume. Portanto, podemos afirmar que o volume da AMSTAS1 apresenta a maior variação interanual.

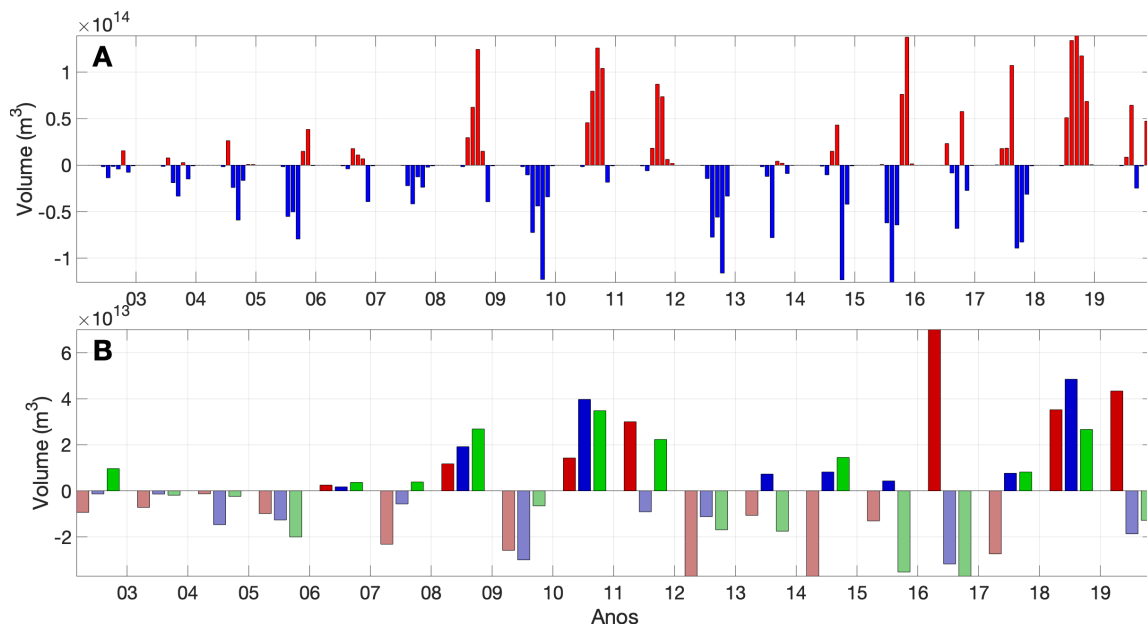


Figura 58: Anomalia do (A) volume total de AMSTAS de superfície (de Julho a Outubro) e do (B) volume dos três tipos de AMSTAS de superfície entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Por fim, iremos analisar a anomalia de volume médio formado anualmente (considerando de Julho até Outubro) por tipo de AMSTAS (Figura 58B) e a anomalia do volume de superfície total (Figura 58A). Ao compararmos essas séries temporais podemos considerar os diferentes efeitos da variação interanual de cada tipo sobre a variação do volume de superfície total. Analisando a Figura 58, observamos a conexão entre cada tipo de AMSTAS influenciando nas variações mensais do volume total. Por exemplo, em 2009 e 2018, os três tipos têm o mesmo sinal de anomalia que contribuiu para as maiores anomalias de volume negativo e positivo, respectivamente. Nos casos em que os sinais de anomalia não co-variam (por

exemplo, 2014, 2017), observamos uma inversão de fase ocorrendo no volume total daquele ano. Sendo que por vezes, essa inversão de fase dentro de um ano é devida apenas a um tipo de AMSTAS. Em adição, notamos que os volume formado de cada tipo de AMSTAS não varia conjuntamente. Existem anos onde a anomalia da AMSTAS1 é positiva e das outras duas, negativa (por exemplo, 2016). Além de não existir um padrão sobre quais tipos variam conjuntamente, em termos de sinal.

As diferenças de volume de cada tipo nos dão mais uma evidência de que a formação pode ser impactada por mecanismos distintos intensificados pela dinâmica e/ou termodinâmica local. Sendo que a formação das águas modais pode ser influenciada, além do fluxo de calor superficial, pelo transporte de Ekman, vórtices, mistura turbulenta e perda de empuxo, além do já observado estado de pré-condicionamento das camadas superficiais (Holte et al. 2012).

7.4 Variabilidade interanual - Análise de Walin

As anomalias dos volumes da Seção 7.3 serão utilizados inicialmente para uma análise da relação com processos atmosféricos. Portanto, ao conseguirmos separar os três tipos de AMSTAS no tempo, podemos agora ter uma primeira impressão da relação da variabilidade de cada uma com fatores específicos. É importante pontuar que não destacamos três diferentes formações relacionadas apenas às temperaturas, salinidades e densidades médias de cada uma, mas também relacionadas a posição. Portanto, temos agora a possibilidade de avaliarmos diversos fatores relacionadas as mudanças dos parâmetros supracitados, como também à características de cada área de formação.

Como primeira avaliação da resposta da formação dos tipos de AMSTAS às forçantes atmosféricas, exploramos o processo primordial para a configuração das camadas de água modal: perda de calor do oceano para a atmosfera (Hanawa and Talley 2001). Portanto, ao aplicarmos a metodologia inicialmente desenvolvida por Walin (1982) sobre os dados de fluxo pela superfície do ERA-5 (Seção 4.4), conseguimos avaliar a relação entre formação de massas d'água relacionadas a processos atmosféricos. No trabalho de Maze et al. (2009), quantificou-se a taxa de transformação de águas de uma determinada temperatura para outra classe de temperatura devido ao fluxo de calor (Equação 12) na interface oceano-atmosfera.

Ao definirmos o intervalo de temperatura de 13°C a 16°C para a identificação das AMSTAS no conjunto de dados ISAS, também delimitamos o intervalo estudado através da metodologia de Walin. A escolha dessas isotermas satisfará os valores de θ_1 (13°C) e θ_2 (16°C) da Equação 11. As taxas de transformação estimam a quantidade de água transformada de $\theta_1 + \Delta\theta/2$ para $\theta_1 - \Delta\theta/2$ e de $\theta_2 + \Delta\theta/2$ para $\theta_2 - \Delta\theta/2$, sendo $\Delta\theta = 0,5^\circ\text{C}$. A diferença entre essas taxas no revelará o quanto de água é formada para dentro da região delimitada por essas duas isotermas (Figura 17). Ou seja, a diferença da taxa de água que é esfriada para dentro do intervalo de temperatura de seleção da AMSTAS, através do limite superior ($\leq 16^\circ\text{C}$) e a para fora do intervalo, através do limite inferior ($\geq 13^\circ\text{C}$).

Da Equação 6, podemos observar a relação proporcional da taxa de transformação (F) com o a magnitude do fluxo de calor. Portanto, espera-se que no inverno, período relacionado a formação das AMSTAS, a taxa de transformação $F(\theta_2, t)$ seja maior que a taxa $F(\theta_1, t)$, pois indicaria maior formação no intervalo de temperatura selecionado. De agora em diante, $F(\theta_1, t)$ será apresentada como $F(13)$ e $F(\theta_2, t)$ como $F(16)$

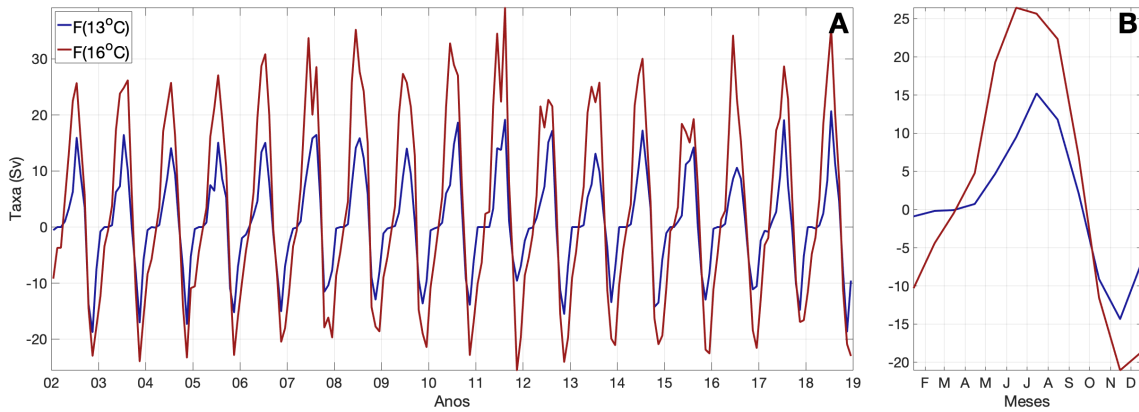


Figura 59: Comparação entre a taxa de transformação F referente a isoterma de 13°C (azul) e da isoterma de 16°C (vermelho) (A) entre 2002 e 2018 e o (B) ciclo anual dessas taxas, baseada nos dados ERA-5.

Na Figura 59, podemos observar que de fato os máximos anuais de $F(16)$ são sempre superiores aos de $F(13)$, resultando em um valor médio de $(26,4 \pm 6,1)$ Sv em Junho e $(15,2 \pm 2,4)$ Sv em Julho, respectivamente. Aplicando esses valores médios na Equação 11, obteremos a formação de águas em uma taxa de 11,2 Sv.

Apesar de não ser o foco do presente trabalho, se analisarmos o que ocorre no verão, mais precisamente em Novembro, podemos observar os valores mínimos médios da taxa de transformação, sendo da $F(13)$, $(-14,3 \pm 2,6)$ Sv e da $F(16)$, $(-21,0 \pm 2,7)$ Sv. Da mesma forma que nos valores máximos, a taxa $F(16)$ também apresenta valores negativos maiores, em módulo, do que a $F(13)$. Aplicando esses valores de Novembro na Equação 11, o valor de ΔF seria negativo, representando destruição de água contidas na região delimitada pelas isotermas de 13°C a 16°C em uma taxa de -6,7 Sv.

Ao longo da série temporal avaliada (de 2002 a 2018), podemos observar esse ciclo de formação, nos períodos onde o oceano está perdendo calor para a atmosfera, e de destruição, no verão, onde o oceano está aquecendo e o gradiente horizontal da temperatura superficial aumenta (Figura 60). Com o aquecimento da superfície, as isotermas se aproximam e área em superfície relacionada ao intervalo de temperatura avilado diminui e, conseqüentemente, o volume reduzirá (Figura 60-Out-Mai), sendo assim, coerente com as taxas de transformação e a destruição do volume. De Outubro até Maio, a área reduz de $(3,1 \pm 0,2) \times 10^{12} \text{m}^2$ a $(2,4 \pm 0,0) \times 10^{12} \text{m}^2$. De Junho a Setembro (Figura 60-Jun-Set), o oposto ocorre e podemos observar a distância entre as isotermas aumentar, juntamente com o deslocamento em direção ao Equador, para norte no Hemisfério Sul, correspondendo ao fluxo de volume diatermal (F) positivo. O valor da área ocupada é elevada de $(2,5 \pm 0,2) \times 10^{12} \text{m}^2$ em Junho para $(3,4 \pm 0,2) \times 10^{12} \text{m}^2$ em Outubro.

Os valores de área são condizentes com o que observamos na Tabela 5 e 6, se somarmos a área ocupada pelos três tipos de AMSTAS. A área ocupada em Setembro pela AMSTAS é em média de $2,9 \times 10^{12} \text{m}^2$. Apesar da proximidade dos valores, o que podemos observar nessa comparação das áreas entre a isotermas em Setembro e a área da AMSTAS em formação na superfície é de que nem toda a água disponível no intervalo de temperatura avaliada terá as características típicas de uma água modal.

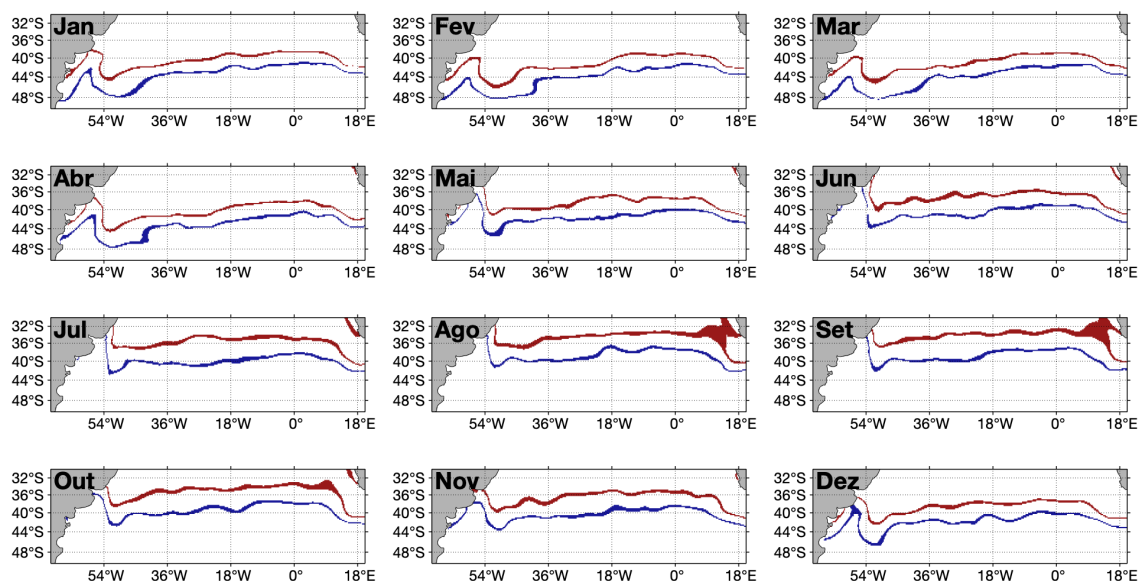


Figura 60: Média mensal da posição da isoterma de $(13\pm 0,25)^{\circ}\text{C}$ (azul) e da isoterma de $(16\pm 0,25)^{\circ}\text{C}$ (vermelho), entre 2002 e 2019, baseado nos dados ISAS.

Ao estimarmos as taxas de transformação $F(13)$ e $F(16)$ entre 2002 e 2018, podemos agora estimar a taxa de formação mês a mês (Figura 61A). Como visto nas taxas de transformação, podemos notar também um ciclo sazonal na taxa de formação. Os valores positivos começam a aparecer em média a partir de Abril (Figura 61C), quando o oceano já começa a perder calor para a atmosfera, porém, os maiores valores são observados de Maio ($[14,6\pm 2,9]$ Sv) a Agosto ($[10,5\pm 4,5]$ Sv) (Figura 61C), sendo o pico da taxa de formação em Junho ($[17,0\pm 5,2]$ Sv). Se compararmos com o pico de formação da AMSTAS (em Setembro, Seção 7.1), notamos que há um *delay* entre as formações.

Estudos anteriores (Sato and Polito 2014; Ferreira et al. 2019) mostraram um atraso de fase entre o fluxo de calor e os ciclos de formação da AMSTAS. Isso é um reflexo do fato de que o oceano demanda de um período para se ajustar à forçante do fluxo de calor que irá pré-condicioná-lo antes da formação da água modal. Isso foi considerado nos resultados de forma que a taxa de formação anual que foi calculada para o dados ISAS considerasse a média do inverno (Julho a Outubro) e para a taxa de formação do método proposto por Walin (daqui em diante, ‘taxa Walin’) a média de Maio a Agosto.

Em relação a taxa de formação da AMSTAS avaliada através dos dados ISAS, foi necessário reduzir o valor limite da vorticidade potencial para $2\times 10^{-11}\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$, conforme explorado na Seção 5.1. Essa redução nos permitiu observar os perfis que foram recentemente afetados pelo processo convectivo na porção superior do oceano. Ferreira et al. (2019) observaram que a vorticidade potencial das AMSTAS recém-formadas apresentaram um valor menor do que a média da camada de água modal na ordem de $O[10^{-1}$ a $10^{-2}]$.

Dividindo o volume estimado mensalmente nessa seleção de perfis mais restrita pelo tempo, estimamos por fim a taxa de formação da AMSTAS (daqui em diante, ‘taxa ISAS’). Com as duas taxas de formação estimadas, as comparamos para melhor entender o processo de formação e a relação com o fluxo de calor através da superfície (Figura 61). Os intervalos onde não há formação na Taxa ISAS ocorrem após os períodos de destruição visualizados na Taxa Walin (valores negativos), com *delay* similar ao observado nas fases de formação.

Como temos visto, o fluxo de calor pela superfície é o principal fator relacionado ao processo de formação das AMSTAS, tanto para seu início, quanto para o desenvolvimento e findar. Assim como também devemos considerar o efeito do fluxo de calor no pré-condicionamento do estado do oceano antes da formação, sendo esse um fator importante para a formação da AMSTAS. Porém, não somente na relação do esfriamento das camadas superficiais e a quantidade formada, como também nas taxas negativas de formação. Ou seja, o quanto o aquecimento prévio a formação da AMSTAS pode impactar no volume formado. Considerando os valores negativos de Novembro a Fevereiro da Taxa Walin e a Taxa ISAS do ciclo seguinte de Julho a Outubro, podemos observar uma correlação moderada de -0,6. Sendo que entre os valores positivos da Taxa Walin (de Maio a Agosto) com o ciclo de formação da Taxa ISAS observamos correlação fraca de 0,4. Ou seja, o quanto o oceano é aquecido anteriormente a formação da AMSTAS pode apresentar maior efeito sobre o volume formado do que a taxa em que o oceano perde calor.

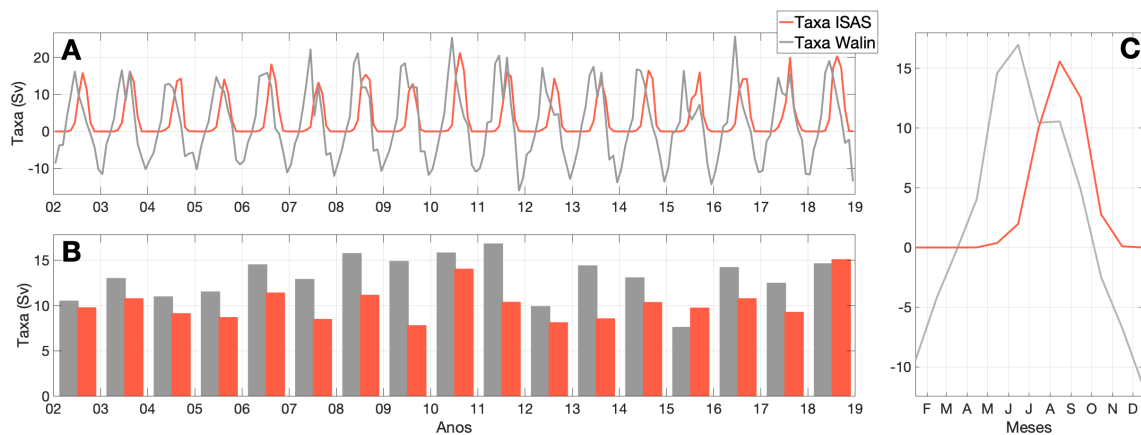


Figura 61: Comparação entre a taxa de formação ΔF (Taxa Walin, cinza) e a taxa de formação da AMSTAS (Taxa ISAS, laranja) (A) entre 2002 e 2018, (B) taxa média de formação anual e o (C) ciclo anual dessas taxas. A taxa Walin é baseada nos dados ERA-5 e a taxa ISAS, nos dados ISAS.

Podemos ver as taxas médias anuais para ambos os métodos (Walin e ISAS) na Figura 61B. A taxa Walin é superior à taxa ISAS na maior parte dos anos. Nos revelando assim que há uma dominância de volume formado pelo fluxo de calor sobre o processo da formação da AMSTAS. Inicialmente, esse resultado sugere que o fluxo de calor pode ser o principal agente da variação interanual do volume de água modal subtropical no Atlântico Sul.

Considerando os resultados da Figura 61B, a média da taxa Walin é de $(13,1 \pm 2,4)$ Sv e do ISAS de $(10,2 \pm 2,0)$ Sv. Evidenciando que existem outros fatores que podem influenciar essa variação interanual, reduzindo o potencial de formação (ISAS < Walin) ou intensificando (ISAS > Walin). Como em média o valor de ISAS é inferior, a redução da taxa de formação estimada em relação a observada é o mais comum. Através da avaliação, podemos observar que não somente o fluxo de calor influi na variabilidade, mas que essa taxa estimada pode explicar o próprio volume formado. Se há diferença entre as taxas, parte do formado não é considerado como água modal, podendo, por exemplo, representar a formação de uma camada de mistura menos profunda.

No trabalho de Donners et al. (2005), os autores estimaram as taxas de formação de massas d'água do Atlântico Sul (Água de superfície, Água Central do Atlântico Sul, AMSTAS, Água Modal Subantártica, Água Intermediária da Antártica e a camada de fundo) baseado nas classes de densidade e na metodologia

de Walin (1982) e Marshall et al. (1999). Os resultados foram explorados principalmente na saída do modelo OCCAM (Webb et al. 1997) e foram comparados com outros 4 produtos: observações *in situ* do Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (Da Silva 1994), climatologia mensal da reanálise ERA-40 (Uppala et al. 2005) e da reanálise NCEP (Kalnay et al. 1996) e saídas do modelo ECCO (Stammer et al. 2002). As taxas de formação da AMSTAS estimadas através dos dados de modelo (OCCAM: $(6,0 \pm 0,7)$ Sv e ECCO: $(6,1 \pm 4,7)$ Sv) e a coletânea de dados *in situ* (6,6 Sv (Da Silva 1994)) apresentaram valores médios inferiores aos observados através dos dados ERA-5 e do ISAS. Já os resultados observados nas reanálises (ERA-40 : $(10,0 \pm 1,8)$ Sv e NCEP : $(10,7 \pm 3,8)$ Sv) coincidem com os estimados na Taxa ISAS e Walin, apesar da diferença do período estudado por Donners et al. (2005) e a utilização da densidade em combinação com o fluxo de fluabilidade.

Podemos aumentar essa análise da transformação e formação de águas se considerarmos os intervalos de temperatura de cada tipo de AMSTAS (Tabela 4). Na Figura 62, mostramos as diferenças entre as taxas (ISAS menos Walin) para cada tipo. A AMSTAS1 (curva vermelha) apresentou taxa de formação ISAS próxima da diagnosticada pela metodologia de Walin devido a maior proximidade com o zero ($[0,7 \pm 1,2]$ Sv). Essa menor diferença entre as taxas, se compararmos com os outros tipos, se estende até 2014, onde a taxa ISAS torna-se maior. A AMSTAS2 (curva azul), apresentou, em média, a taxa ISAS inferior ao estimado ($[-1,5 \pm 2,3]$ Sv), sendo negativa a diferença na maior parte da série temporal. Também em 2014, podemos observar essa relação invertendo, até 2018, com exceção de 2016. Para a AMSTAS3 (curva verde), observamos um terceiro padrão, sendo a taxa ISAS sempre maior que a taxa Walin ($[2,7 \pm 1,1]$ Sv), portanto, a diferença sempre é positiva. Ou seja, há sempre mais água sendo formada anualmente do que é estimado pela metodologia de Walin (1982) e Maze et al. (2009).

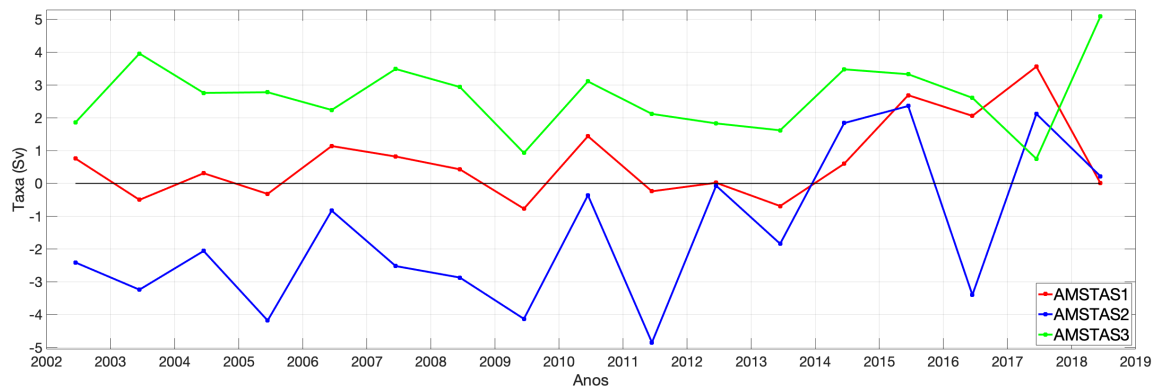


Figura 62: Diferença entre a taxa ISAS e a taxa Walin, por tipo de AMSTAS, considerando o intervalo típico de cada tipo para o cálculo da taxa Walin de formação, entre 2002 e 2018. A taxa Walin é baseada nos dados ERA-5 e a taxa ISAS, baseado nos dados ISAS.

Na Figura 63A, visualizamos a ocorrência dos perfis de AMSTAS com VP inferior à $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Como visto anteriormente, esse limite de identificação resultará em perfis mais homogêneos, recém influenciados por processos convectivos e, por consequência, referências para os locais de início formação de cada AMSTAS. As maiores ocorrências representam os pontos típicos do primórdio da formação de cada tipo.

A água modal subtropical do tipo 1 no Atlântico Sul forma-se próximo a região da confluência Brasil-Malvinas, região que é considerada altamente energética devido ao encontro de correntes (Brasil e

Malvinas) com fortes contrastes termohalinos. Essa área também está associada a altos valores de perda de calor do oceano para atmosfera (Figura 63B). Consequentemente, essa região está ligada a intensos processos convectivos, que geram baixos gradientes verticais de temperatura e salinidade, sendo muito propícia a formação de água modal (Gordon 1981). A diferença entre as taxas, como já indicada, é próxima de zero (Figura 62), portanto, essa formação é considerada altamente governada pelo fluxo de calor.

Para o Tipo 2 observamos um resultado diferente, tendo valores médios negativos da diferença entre as taxas ($[-1,5 \pm 2,3]$ Sv). Esse efeito está relacionado, inicialmente, a uma maior inconstância da formação de águas modais de leste (Roemmich and Cornuelle 1992), relacionada a uma coluna d'água menos homogênea. Esse fator já foi anteriormente citado. Essa instabilidade existe apesar das maiores magnitudes de valores negativos médios de fluxo de calor estarem associadas a região de formação da AMSTAS2 (Figura 63B). Para o Atlântico Sul, consideramos que essa maior estratificação está vinculada às mudanças de características termohalinas na região causadas pelo vazamento e retroflexão da Corrente das Agulhas para o Atlântico (Gordon 1985). Portanto, devido a proximidade da formação dessa AMSTAS a essa região (Figura 63A), observamos que a formação é menor do que o potencial esperado pela taxa de formação de Walin.

Por fim, o Tipo 3 tem uma diferença de taxa média positiva e a mais alta em magnitude ($[2,7 \pm 1,1]$ Sv). Esse tipo de AMSTAS ocupa uma área afastada de regiões energéticas que poderiam tanto intensificar quanto mitigar a formação de águas modais (Figura 63A), em contraste com os outros dois tipos. No entanto, não podemos observar uma perda consistente de calor do oceano para a atmosfera, como pode ser visto na Figura 63B (Sato and Polito 2014). Portanto, potencialmente, existem outros fatores que influenciam a formação do Tipo 3, que podem competir com o fluxo de calor, como a mistura promovida pelo vento, como visto no caso da formação de Água Modal Subantártica (Holte et al. 2012). O transporte meridional de Ekman em sentido do Equador é intenso perto da região de formação da AMSTAS3, na Frente Subtropical (Hanawa and Talley 2001). Assim, o fluxo que atravessa a Frente Subtropical também pode contribuir para essa defasagem entre as taxas.

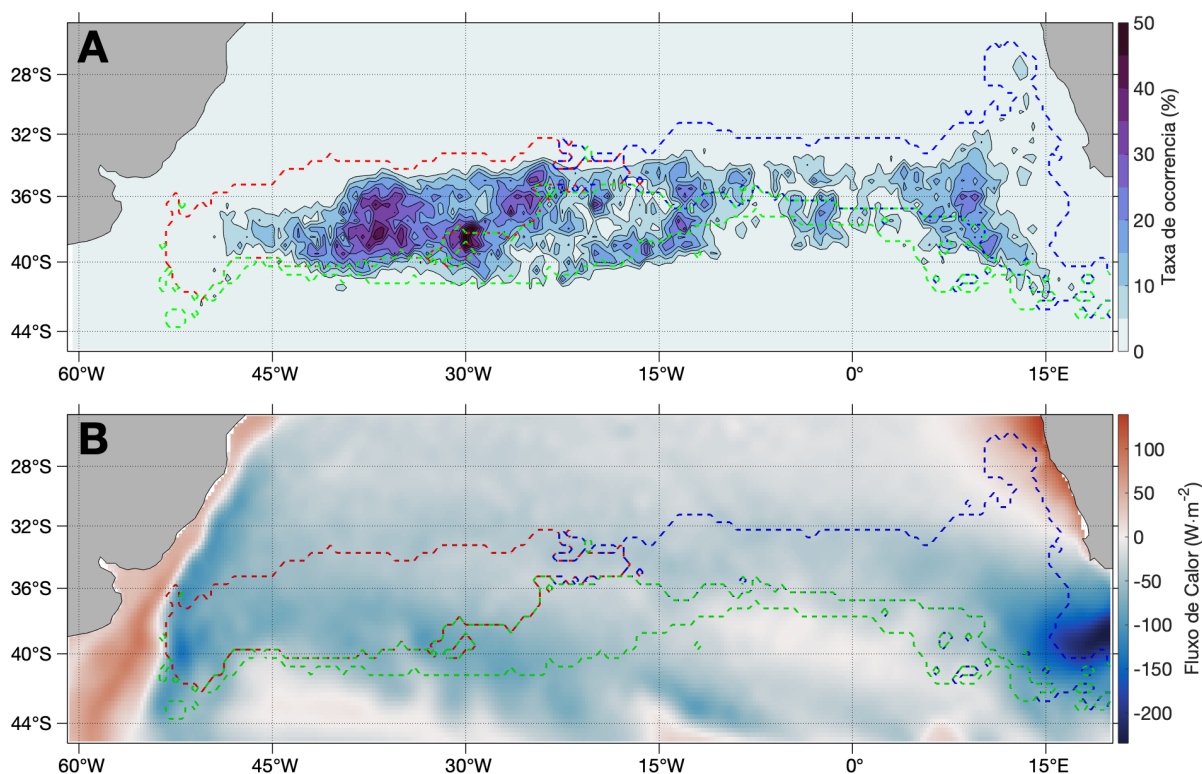


Figura 63: (A) Taxa de ocorrência dos perfis contendo AMSTAS com VP inferior à $2 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$, baseado nos dados ISAS, de 2002 a 2018. (B) Fluxo de calor pela superfície médio do ERA-5 de Julho a Outubro, de 1979 a 2018. Os contornos são a região média da: AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).

Esses resultados mostraram que o fluxo de calor domina a formação do tipo 1 ($\text{Taxa Walin} \simeq \text{ISAS}$) e 2 ($\text{Taxa Walin} \geq \text{ISAS}$). Observamos que para a AMSTAS3, o contrário ocorre: o fluxo de calor não impõe domínio sobre a formação. Desses resultados, podemos compreender que para as AMSTAS do tipo 2 e 3, existem outros fatores somados ao fluxo de calor – como a passagem de vórtices, precipitação/evaporação e o vento – que afetam a formação de águas modais. Dessa forma, entendemos que a variação interanual não é controlada somente pelo fluxo de calor, uma vez que outros fatores podem impor maior influência no aumento e redução da taxa de formação. Para a AMSTAS1, o fluxo de calor controla grande parte dessa variação.

7.5 Correlação entre ERA-5 e ISAS

Na presente seção, exibiremos os resultados referentes a análise da relação entre a formação das águas modais subtropicais e processos atmosféricos ocorrentes no Atlântico Sul. Essa análise foi efetuada anteriormente ao desenvolvimento dos experimentos (Seção 9), visando identificar possíveis vínculos, que serão de maneira mais abrangente explorados nos modelos.

Utilizaremos o volume identificado mensalmente (Seção 7.1) como medida da variabilidade interanual das AMSTAS. A anomalia do volume (ciclo anual retirado) de Junho a Agosto, de 2002 a 2018, será tomada como a referência da variação do fenômeno da parte oceânica. Portanto, a análise da correlação será baseada em 54 meses por ponto de grade.

Selecionamos 6 diferentes medidas atmosféricas para a análise de correlações: fluxo de calor pela superfície, evaporação menos precipitação, velocidade do vento, bombeamento e transporte de Ekman e a cobertura de nuvem. Geramos três intervalos de meses diferentes: Junho a Agosto (*lag 0*), Maio a Julho (*lag -1*) e Abril a Junho (*lag -2*). É esperado que a correlação com espessura mude em cada um desses *lags*, de maneiras diferentes entre as variáveis devido ao tempo de resposta do oceano a influência desses processos. A correlação esperada de cada variável com a espessura da AMSTAS será interpretada caso a caso.

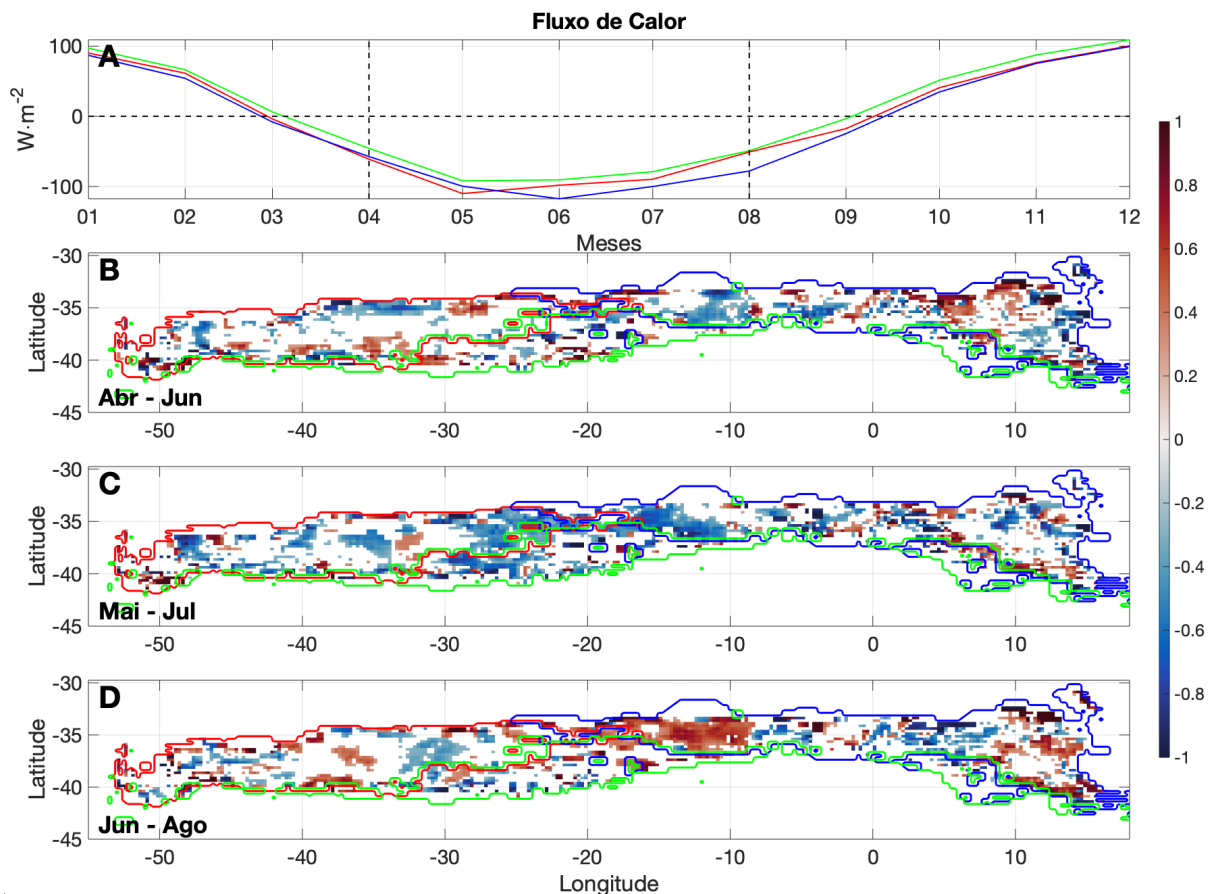


Figura 64: (A) Ciclo médio anual do fluxo de calor pela superfície da região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o fluxo de calor pela superfície de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.

Entre Abril e Agosto o fluxo de calor sobre a região da formação de AMSTAS é negativo. Quanto mais o oceano perde calor (quanto mais negativo é o valor de fluxo de calor), espera-se um maior espessamento da camada de AMSTAS. Portanto, nos mapas de correlação da Figura 64, valores negativos exprimem essa relação. Embora a relação entre a espessura da AMSTAS e o fluxo de calor de Abril a Junho (Figura 64A) sobre a região seja generalizadamente fraca e inconsistente espacialmente, o período Maio-Julho (Figura 64B) apresenta uma maior distribuição de correlação negativa, principalmente entre 30°O e 10°O. De Junho a Agosto (Figura 64D), podemos observar uma maior relação inversa também no centro da bacia, revelando que o fluxo de calor nesse período dará início a redução da espessura.

Para a velocidade do vento, uma correlação positiva (negativa) representa um aumento (diminuição)

da espessura da camada de água modal. Os fluxos de calor latente e sensível tem relação direta com a velocidade do vento. Na Figura 65, podemos observar a predominância da correlação negativa entre a velocidade do vento e o calor latente (A) e sensível (B). Tendo como convenção os valores negativos de fluxos representarem o oceano perdendo calor, a correlação negativa representa que quanto mais intenso é a velocidade do vento, mais o oceano perde calor na forma de calor latente e sensível.

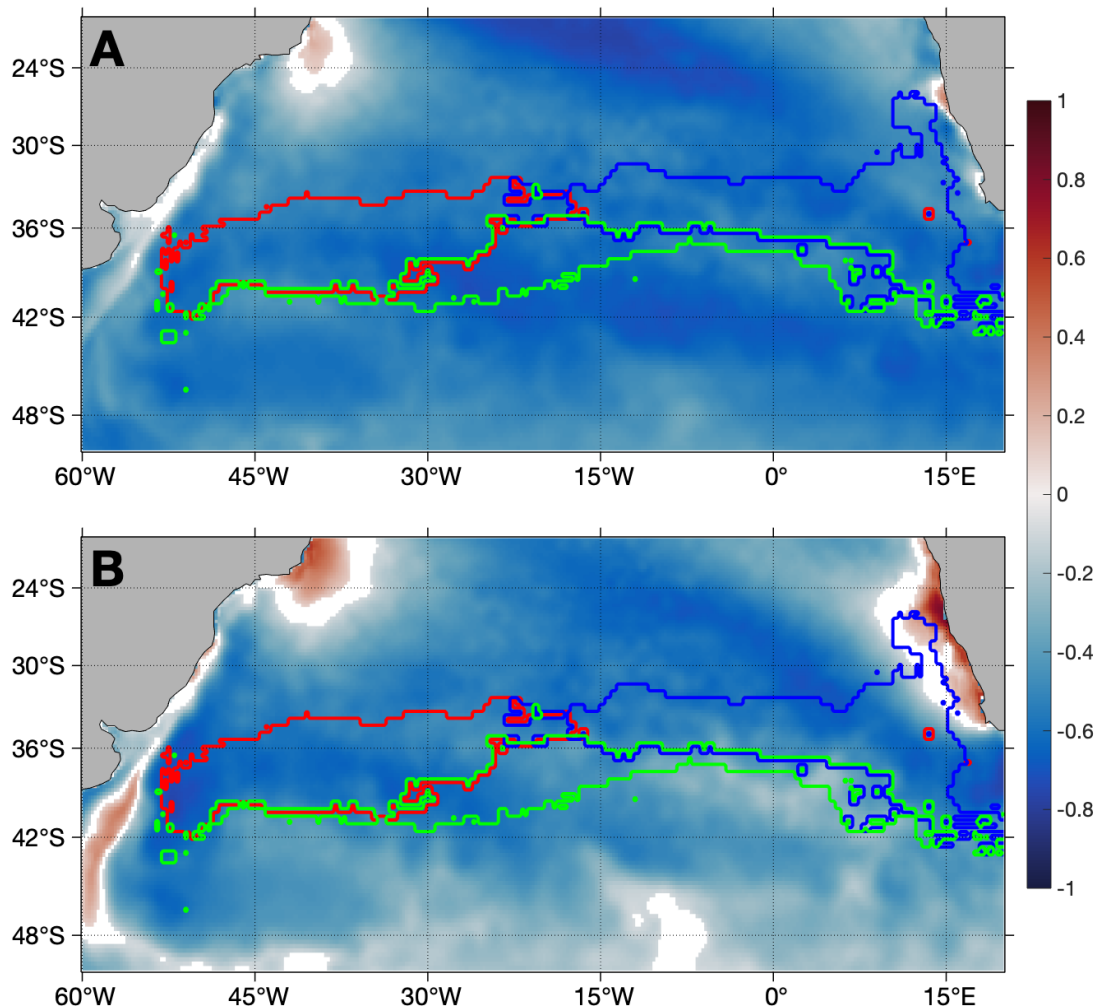


Figura 65: (Correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre a velocidade do vento e o: (A) calor latente e (B) calor sensível, entre 1979 e 2019 nos dados ERA-5. Os contornos representam as áreas médias ocupadas pela AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde).

Como estamos nesse ponto apenas explorando a magnitude da velocidade do vento e não a direção, o transporte e o bombeamento de Ekman explorarão outros efeitos sobre a distribuição vertical das AMSTAS provenientes da ação do vento sobre a superfície do oceano. Portanto, conforme esperado, a correlação do vento com a espessura apresenta padrões coerentes com aqueles dos fluxos de calor, mas de sinal oposto (comparar Figura 66 e 64). Os valores positivos consistentes aparecem entre Abril e Julho (Figura 66B e C), junto a região da AMSTAS2. Nessa mesma região, na Figura 66D, o aumento da intensidade do vento gera redução da espessura.

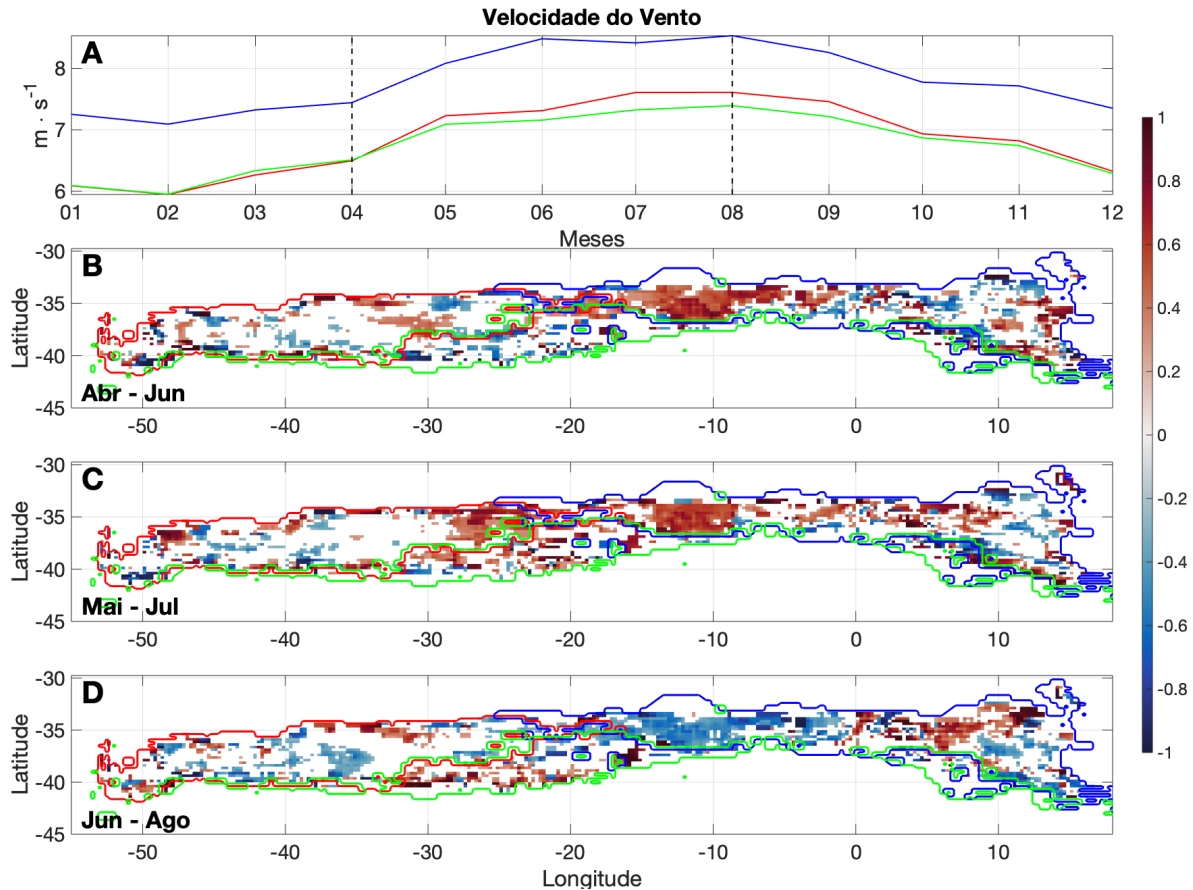


Figura 66: (A) Ciclo médio anual da velocidade do vento sobre a região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e a velocidade do vento de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.

A evaporação e a precipitação impõem efeitos diferentes sobre o oceano: a evaporação aumenta a densidade da superfície e pode potencializar o processo de convecção (Talley et al. 2011) enquanto que a precipitação reduz a salinidade e, portanto, a densidade da superfície, estabilizando a camada superior do oceano (Holte et al. 2012), porém, podendo isolar o processo convectivo já existente na camada superior. Consequentemente, para valores positivos (negativos) de evaporação menos precipitação ($E-P$), esperamos um aumento (diminuição) na densidade das camadas superiores. Isso não garante necessariamente uma mudança na formação das AMSTAS. Isso se deve ao fato de que cada tipo de AMSTAS possui diferentes faixas de densidade típicas. Portanto, o sinal da variável $E-P$ pode contribuir para um aumento ou uma redução na formação, por sua vez, relacionado às taxas de formação/destruição de água dentro dessas faixas de densidade (Walín 1982) e ao empuxo (Gill 2016; Donners et al. 2005). Notamos também que a relação $E-P$ mostra valores distintos entre os diferentes tipos de AMSTAS (Figura 67A). Para a AMSTAS2 e 3, a evaporação supera a precipitação ($E-P > 0$), portanto, a correlação positiva indica que há um aumento na espessura, ligado a um aumento no processo convectivo. Para a AMSTAS1, observamos que os valores de precipitação são em média maiores que a evaporação ($E-P < 0$), portanto, correlação positiva significa diminuição dos valores de densidade e diminuição da espessura. Podemos ver os pontos da grade com correlações positivas principalmente na região AMSTAS1, com destaque em Maio a Julho

(Figura 67). Os valores negativos aparecem com maior frequência na região da AMSTAS2. Porém, de modo geral, os mapas de correlação não apresentam padrões muito bem definidos.

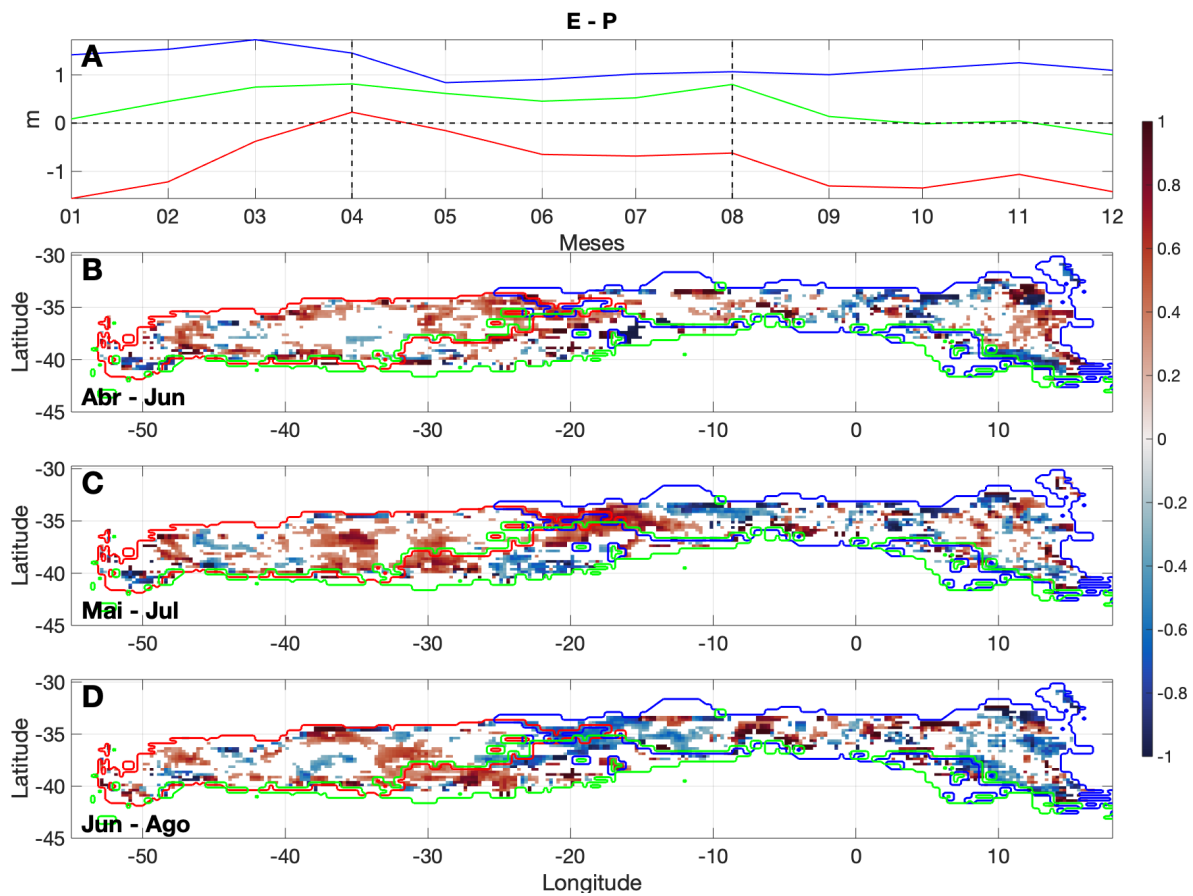


Figura 67: (A) Ciclo médio anual do balanço de água doce (evaporação menos precipitação) na região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o balanço de água doce de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.

O bombeamento de Ekman é um fator importante para o processo de subdução das camadas de superfície para dentro da termoclina permanente (Stommel 1979), estimada pela taxa de subducção anual (Marshall et al. 1993; Peng et al. 2006), contribuindo para o afundamento de águas modais (Kelly and Dong 2013). Em relação à formação, o bombeamento favorece a formação de camadas de mistura mais profundas na Zona Subantártica (entre o Frente Subtropical e a Subantártica), que por sua vez, estão relacionada a formação da Água Modal Subantártica (Herraz-Borreguero and Rintoul 2011). No trabalho de (Luo et al. 2009), em um cenário simulado de aquecimento global, observou-se que a redução do bombeamento de Ekman favorece a formação da AMST e da Água Modal Central do Pacífico Norte, porém, reduz a formação da água modal de Leste.

Sendo os valores médios de bombeamento de Ekman negativos na região (Figura 68A), valores negativos de correlação significam que a intensificação desse processo leva ao aumento da espessura. Contudo, os valores médios do bombeamento na região da AMSTAS2 (Figura 68A) reduzem a partir de Abril, enquanto os outros tipos, intensificam-se. Em suma os valores negativos na região 2, de Leste, na

Figura 68B concordam com o resultados da literatura. Porém, não podemos observar muito dos resultados apresentados nos painéis B a D, indicando a necessidade de exploração mais ampla do assunto no futuro, incluindo estudos de subducção das camadas superiores.

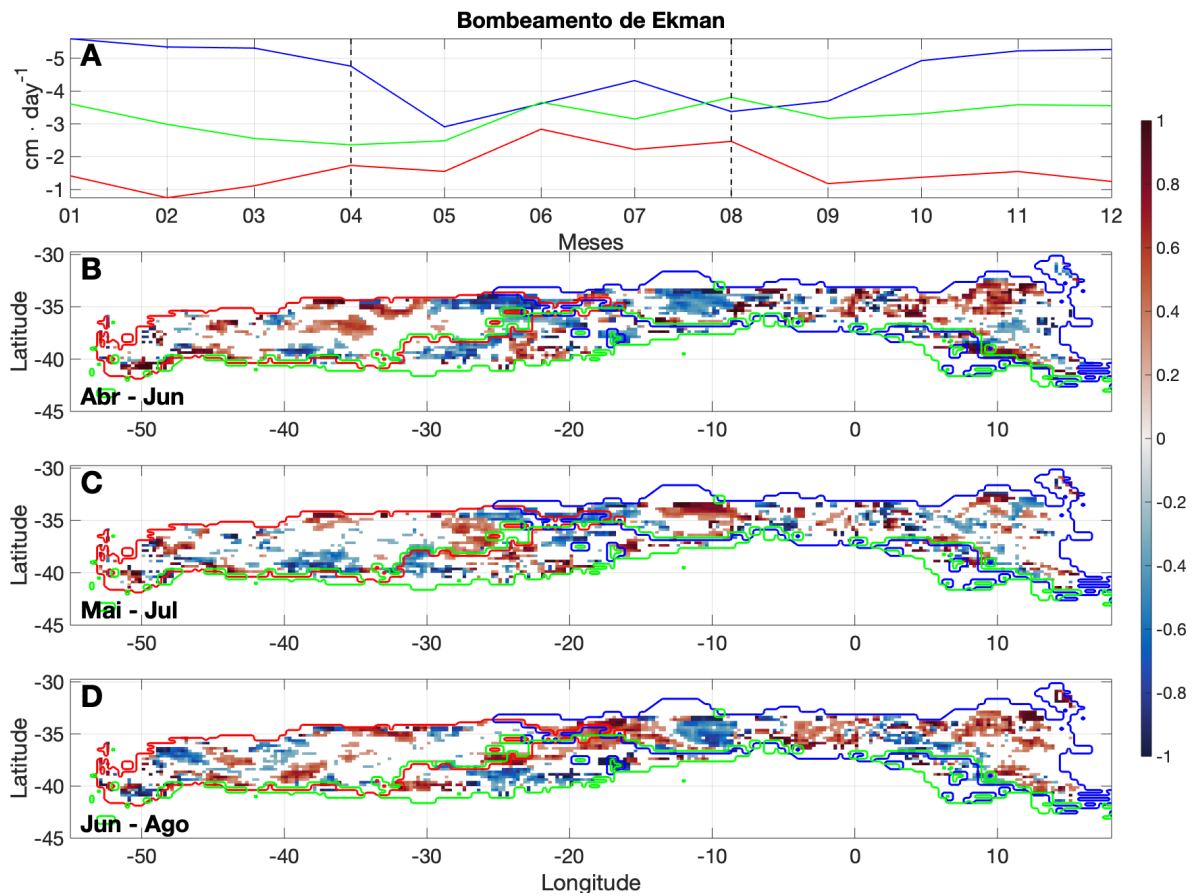


Figura 68: (A) Ciclo médio anual do bombeamento de Ekman da região delimitada por cada tipo de AMSTAS (eixo Y invertido); Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e o bombeamento de Ekman de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.

O transporte meridional de Ekman apresenta valores positivos entre Abril e Agosto para a região de estudo (Figura 69A), ou seja, transporte para Norte. Portanto, o aumento do transporte favorece o aumento das espessuras ao observarmos correlação positiva na Figura 69B. Essa relação positiva ocorre principalmente relacionada à região da AMSTAS2, que apresenta os maiores valores de transporte de Ekman (Figura 69A). No Pacífico Norte, em escala interanual, o aumento do transporte de Ekman em sentido ao Equador em conjunto com o aumento da perda de calor pode gerar AMST mais frias e espessas (Oka and Qiu 2012).

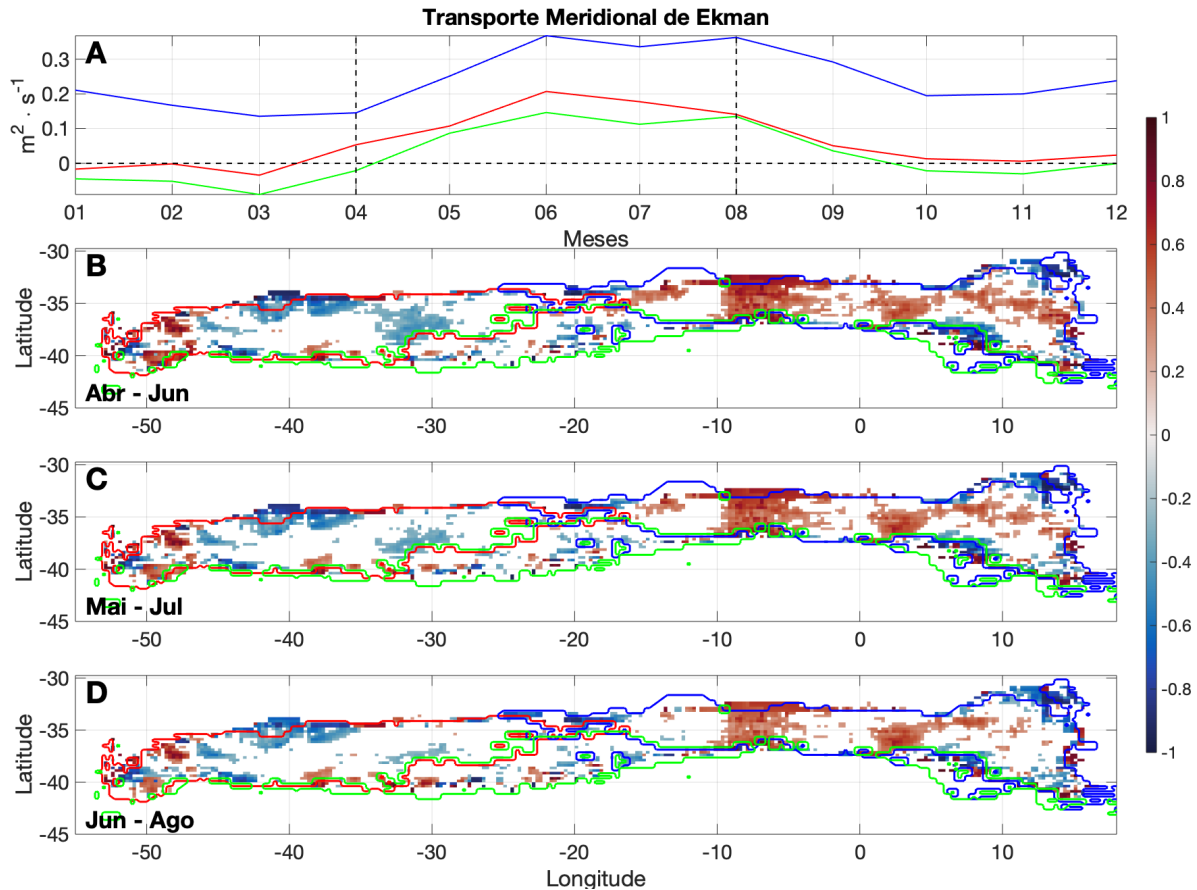


Figura 69: (A) Ciclo médio anual do transporte de Ekman meridional da região delimitada por cada tipo de AMSTAS; Mapa de correlação estatisticamente significativa por ponto de grade entre as espessuras de Junho a Agosto da camada de superfície de cada AMSTAS e transporte de Ekman meridional de: (B) Abril a Junho, (C) Maio a Julho e (D) Junho a Agosto, de 2002 a 2019. As cores representam a AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), sendo o contorno a área média de cada tipo.

Desse modo, pudemos observar nas Figuras 64 a 69, que apesar da curta série temporal dos dados de espessura, foi possível observar algumas áreas com correlação significativa, condizente com que era esperado. Essa coerência entre o aumento ou redução da variável atmosférica e a espessura ocorreu de modo mais frequente nas correlações com *lag* -2 (Abril a Junho) e -1 (Maio a Julho)). Esse resultado nos mostra que a resposta do oceano às variáveis atmosféricas não é instantânea, e a formação da AMSTAS pode ser impactada até meses depois. Sobre a cobertura de nuvens, não foi possível observar nenhum tipo de padrão nos mapas de correlação (Apêndice A).

Desse modo, esses resultados apresentam uma interessante perspectiva para a montagem dos experimentos de sensibilidade (Seção 5.8), onde serão alteradas variáveis atmosféricas durante o ciclo de um ano. Com essa mudança dos dados de entrada, poderemos observar os efeitos sobre a formação das AMSTAS e observar como se relacionam os processos atmosféricos e as características da água modal subtropical do Atlântico Sul.

8 AMSTAS e os modelos

Daremos agora início aos resultados do estudo das águas modais subtropicais utilizando os produtos gerados pelos modelos. A tarefa principal foi avaliar a capacidade dos modelos em simular a formação da AMSTAS na superfície. Desse modo, rodamos os modelos seguindo as configurações citadas na Seção 4.5, avaliando o NYF e o IAF. Avaliamos também se era possível identificarmos a AMSTAS no WOMBAT. É importante pontuar que procuramos identificar a AMSTAS aplicando os mesmo critérios definidos para a identificação nos dados ISAS e SODA, sem alterar o intervalo de temperatura, nem os valores de VP ou do gradiente de temperatura vertical.

Destacamos que como buscávamos utilizar essas simulações para melhor compreender a relação da formação das águas modais com os processos na interface oceano-atmosfera, limitamos a identificação da AMSTAS apenas para a superfície. Notamos que para a identificação das camadas de água modal em subsuperfície, uma diferente abordagem necessita ser desenvolvida, devido aos gradientes e valores de vorticidade potencial estimados mais elevados nessa camada, se comparados a camada superficial.

Dessa forma, apresentaremos alguns resultados de forma semelhante ao explorado com os dados ISAS. Visaremos comparar a representabilidade dos modelos com o observado nos dados através da observação das séries temporais dos volumes de AMSTAS na superfície. A distribuição horizontal e vertical dos perfis contendo AMSTAS também foram estimada, assim como os mapas de temperatura, salinidade, densidade e vorticidade potencial, porém entendemos que essa é a forma mais simples e concisa de apresentarmos a comparação entre os resultados. Posteriormente, desenvolveremos maior análise sobre os resultados da rodada controle.

8.1 AMSTAS no CESM

Assim como nos conjuntos de dados anteriores, iniciamos pela identificação da AMSTAS nos perfis de temperatura, salinidade e densidade da saída da rodada NYF. Essa rodada é inicializada com dados atmosféricos de um ano climatológico, que se repete anualmente. Logo, não é possível observar a variação interanual, apenas a intra-anual. Pelo fato da rodada controle dos experimentos ser baseada nessa configuração do modelo, a avaliação da capacidade desse modelo de reproduzir a formação AMSTAS em superfície torna-se essencial. Portanto, espera-se que a simulação apresente, em média, a formação da água modal subtropical na mesma ordem de grandeza do volume determinado nos dados ISAS. Para tanto, aplicamos a mesma metodologia (Seção 5.1), alterando apenas a grade, fator que influencia o cálculo de volume. Após a aplicação dos critérios apresentados anteriormente, podemos observar o resultado na Figura 70.

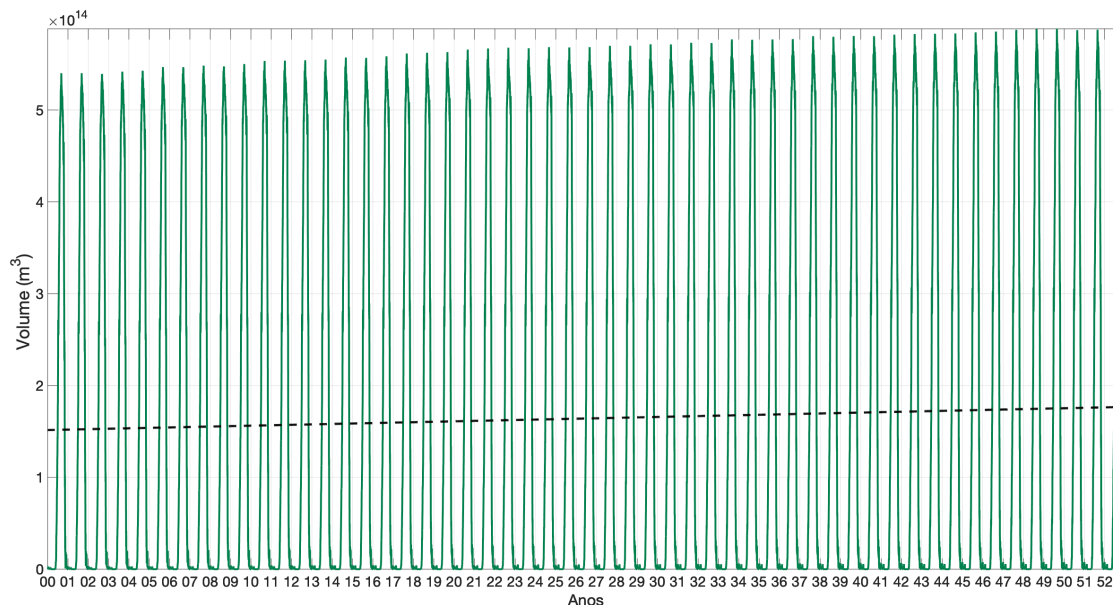


Figura 70: Volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada NYF, em 53 anos de simulação. Linha tracejada preta representa o ajuste linear da tendência da série temporal.

Podemos observar na Figura 70 que o volume de água modal subtropical formada anualmente no Atlântico Sul permanece acima de 5×10^{14} , sempre em Setembro, mais precisamente, no início de Setembro (dia 6). Esse resultado se assemelha ao encontrado na avaliação da presença da AMSTAS nos dados ISAS. O valor médio dos picos de água modal em superfície na rodada NYF é de $(5,67 \pm 0,05) \times 10^{14} \text{ m}^3$. Notamos que esse valor se assemelha ao analisado nos dados ISAS, que apresentou o máximo de volume na superfície, em média, de $(5,45 \pm 0,76) \times 10^{14} \text{ m}^3$. Se considerarmos a média do volume dos meses de Setembro da rodada NYF observaremos o valor de $(5,45 \pm 0,09) \times 10^{14} \text{ m}^3$, sendo ainda mais próximo do visto nos dados ISAS ($[5,4 \pm 0,7] \times 10^{14} \text{ m}^3$).

Há uma tendência do aumento do volume de AMSTAS formada na Figura 70. Esse aumento é devido a variações internas do próprio modelo, já que não há variação interanual imposta pelas forçantes. Para exemplificar esse aumento do volume ao longo dos 53 anos de simulação, tomemos o dia 6 de Setembro como referência. No primeiro ano, esse dia apresentou volume de $5,33 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Já no último ano, o mesmo dia, $5,86 \times 10^{14} \text{ m}^3$, representando um aumento de 8,98%. Porém, esse aumento não é constante. Em certos anos, é notável a redução do volume máximo, se compararmos com o ano anterior, como por exemplo, do segundo para o terceiro ano, ou do sexto para o sétimo. Essa redução ocorre 13 vezes ao longo dos 53 anos de simulação.

Conforme abordado anteriormente, há uma semelhança entre os dados ISAS e a rodada NYF em relação ao período dos máximos observados da AMSTAS em superfície. Importante pontuar que os dados ISAS possuem menor resolução temporária (média mensais) que as saídas dos modelos (diárias). Sendo assim, ao compararmos as curvas dos anos médios (Figura 71), torna-se evidente essa diferença de resolução. Ao observarmos o ciclo anual médio das duas séries temporais, resumimos e confirmamos de forma visual as informações expostas anteriormente. De modo que, entendemos que o modelo na rodada NYF simulou com exatidão a formação de água modal subtropical no Atlântico Sul.

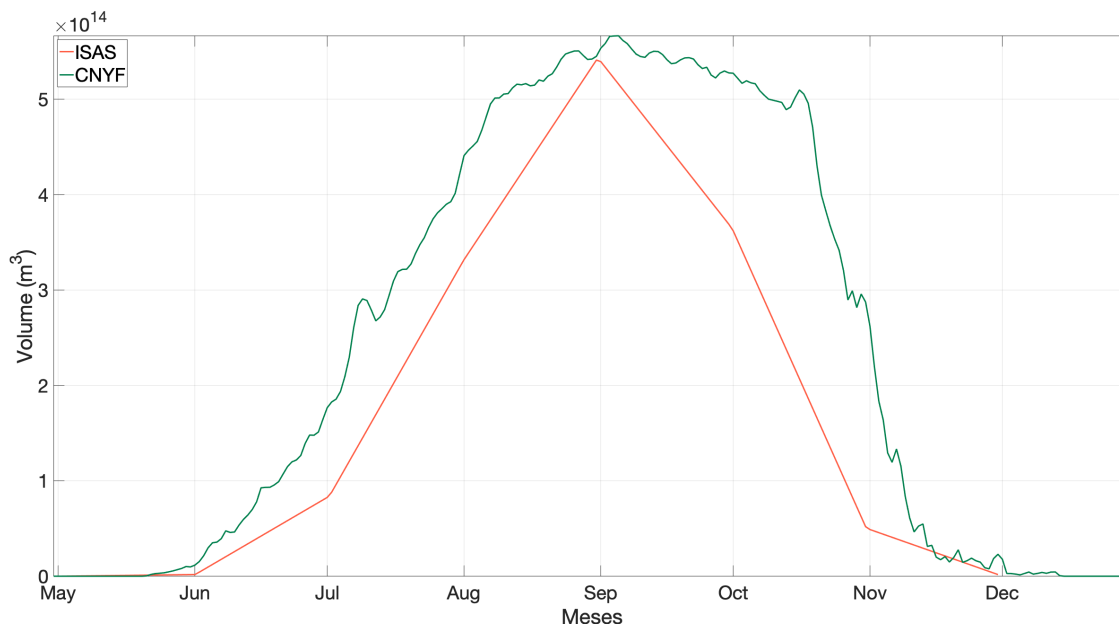


Figura 71: Ano médio do volume de AMSTAS superficial dos dados ISAS (linha laranja) e ano médio do volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada NYF (verde).

Prosseguindo com exploração das simulações do modelo NCAR/CESM, avaliaremos de maneira similar a rodada IAF. Assim como explorado anteriormente, aplicamos a mesma metodologia previamente exposta para a identificação da AMSTAS na superfície para o produto em questão. Podemos observar na Figura 72 o resultado da seleção dos perfis contendo água modal e o resultante volume calculado.

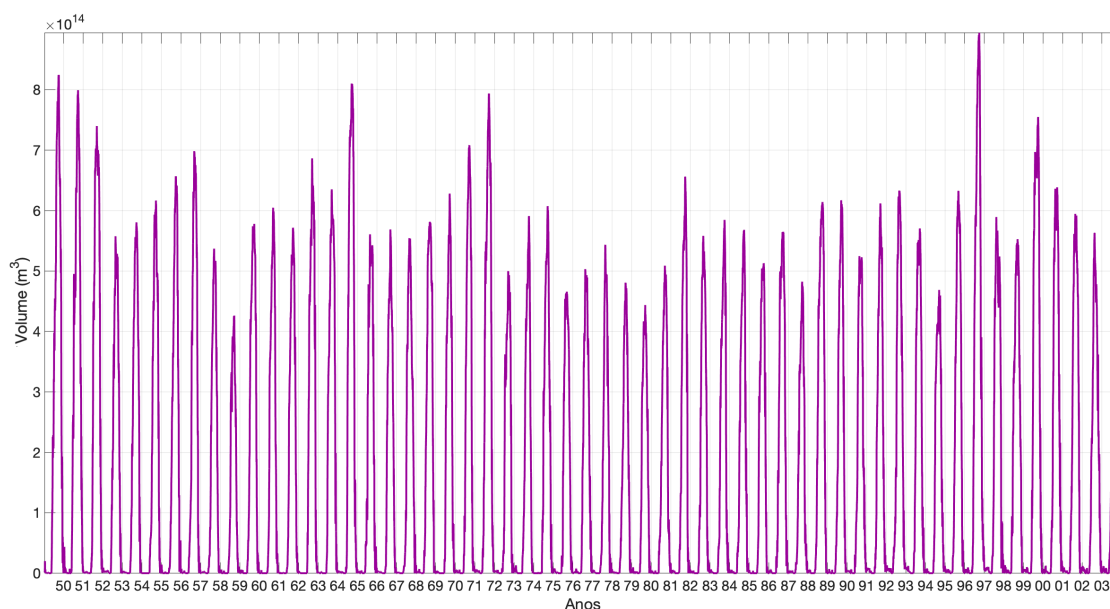


Figura 72: Volume da AMSTAS de superfície na simulação do modelo CESM, rodada IAF, entre 1949 e 2003.

Na Figura 72 é evidente a variação interanual do volume da AMSTAS na superfície devido a assimilação do modelo de dados atmosféricos também com variação entre os anos. Porém, a título de

comparação, nessa simulação, apenas dois anos coincidem com a série temporal dos dados ISAS: 2002 e 2003. Portanto, para fazermos um paralelo inicial, observaremos esses dois últimos anos, assim como a média de todos os anos, tanto para o ISAS quanto para a rodada IAF (Figura 73). Espera-se que a média de todos os anos dos dois conjuntos seja similar, assim como observado na comparação com a rodada NYF (Figura 71).

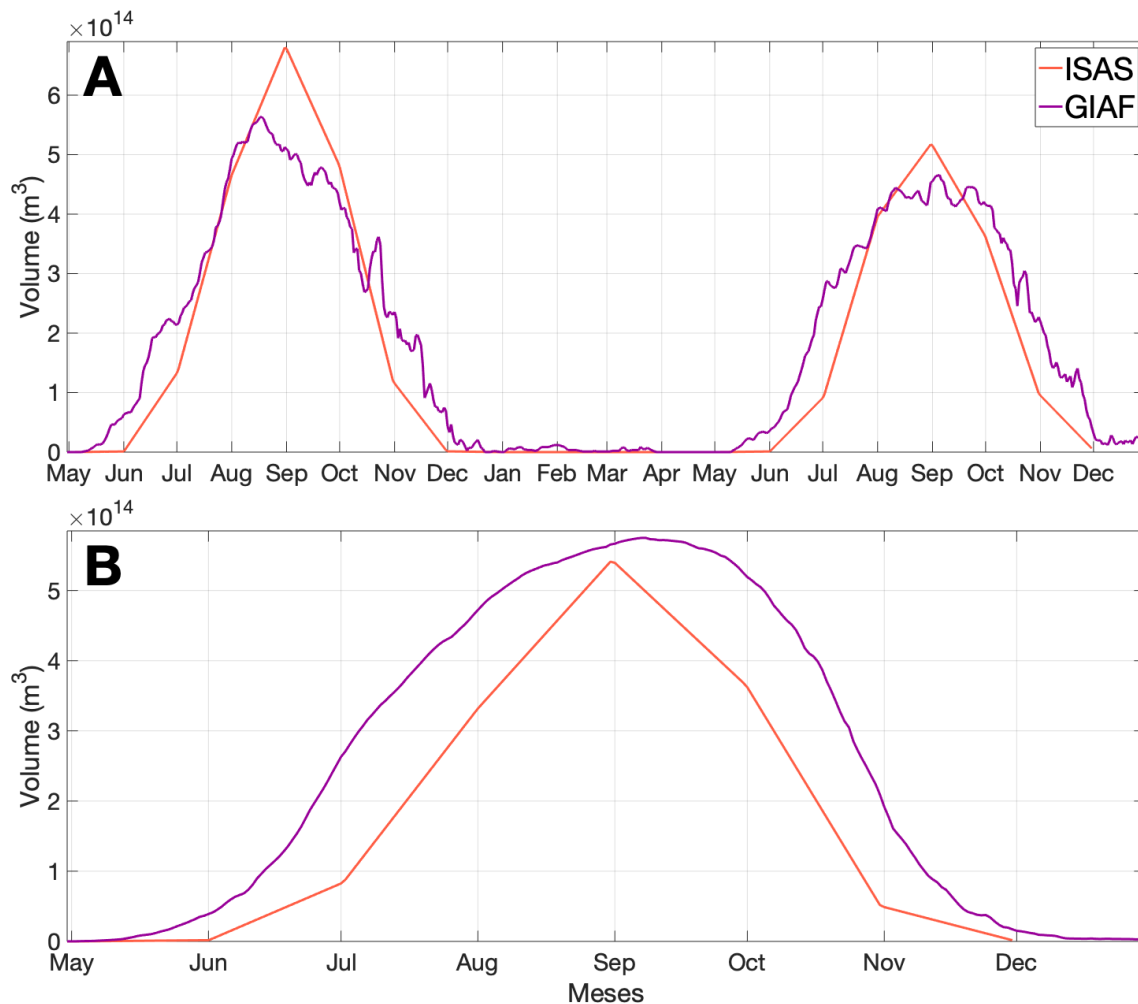


Figura 73: (A) Volume de 2002 a 2003 e (B) o ano médio da AMSTAS de superfície dos dados ISAS de 2002 a 2018 (laranja) e da saída do modelo CESM, rodada IAF, de 1949 a 2003 (rosa).

Sobre o volume total da AMSTAS na superfície da rodada IAF (Figura 72), observamos os valores máximos espalhados entre o início de Agosto (dia 11) e o final de Setembro (dia 29), sendo que em média ocorrem no começo de Setembro, mais precisamente ao redor do dia 5 de Setembro. Ao compararmos com o dia de maior volume na rodada NYF, que regularmente ocorre em 6 de Setembro, podemos ver consistência entre as rodadas. Se considerarmos apenas os valores máximos de cada ano, a média desses volumes é de $(6,00 \pm 1,00) \times 10^{14} \text{m}^3$. Esse volume médio é maior que o observado na rodada NYF (Tabela 7) e nos dados ISAS, porém possui também um desvio-padrão mais elevado. Se levarmos em conta a média do volume no intervalo de dias que tipicamente apresentam os valores máximos de formação (11 de Agosto a 29 de Setembro), observamos uma média de $(5,55 \pm 1,00) \times 10^{14} \text{m}^3$, sendo mais próximo do encontrado nos dados ISAS, quando destacamos apenas os meses de Setembro (período de

maior volume na superfície) (Tabela 7).

Nos atentando à toda a série temporal, descartando os dias e meses sem a formação de AMSTAS, veremos que as médias apresentam valores próximos, como observado na Tabela 7. Esses resultados nos mostram a capacidade, em termos de volume total, das simulações em representar a formação de água modal subtropical no Atlântico Sul.

Tabela 7: Valores médios da AMSTAS de superfície nos conjunto ISAS e nas rodadas NYF e IAF.

Volumes médios (10^{14} m^3)	ISAS	NYF	IAF
TOTAL	2,24±2,06	2,51±2,23	2,28±2,34
PICOS	5,45±0,76	5,67±0,05	6,00±1,00
PERÍODO DE MÁXIMOS	5,45±0,76	5,45±0,09	5,55±1,00

Por fim, exploraremos a ocorrência da AMSTAS na superfície (Figura 74) nas simulações em comparação ao constatado nos dados ISAS. Para tanto, nos atentaremos a observar as espessuras médias de cada ponto ao longo de toda a série temporal de cada caso. Na Figura 74 vemos que a distribuição horizontal da espessura média resultante da análise das rodadas NYF e IAF é semelhante, devido ao fatos de terem sido baseadas nas mesmas configurações. No extremo da porção leste e oeste é onde encontramos os maiores valores. Na rodada IAF (Figura 74-IAF), a camada de superfície se estende ao sul de 40°S e ultrapassa para norte de 32°S. Sendo essa ocupação em termos de área maior do que a vista na rodada NYF e nos dados ISAS (Figura 74-NYF e ISAS).

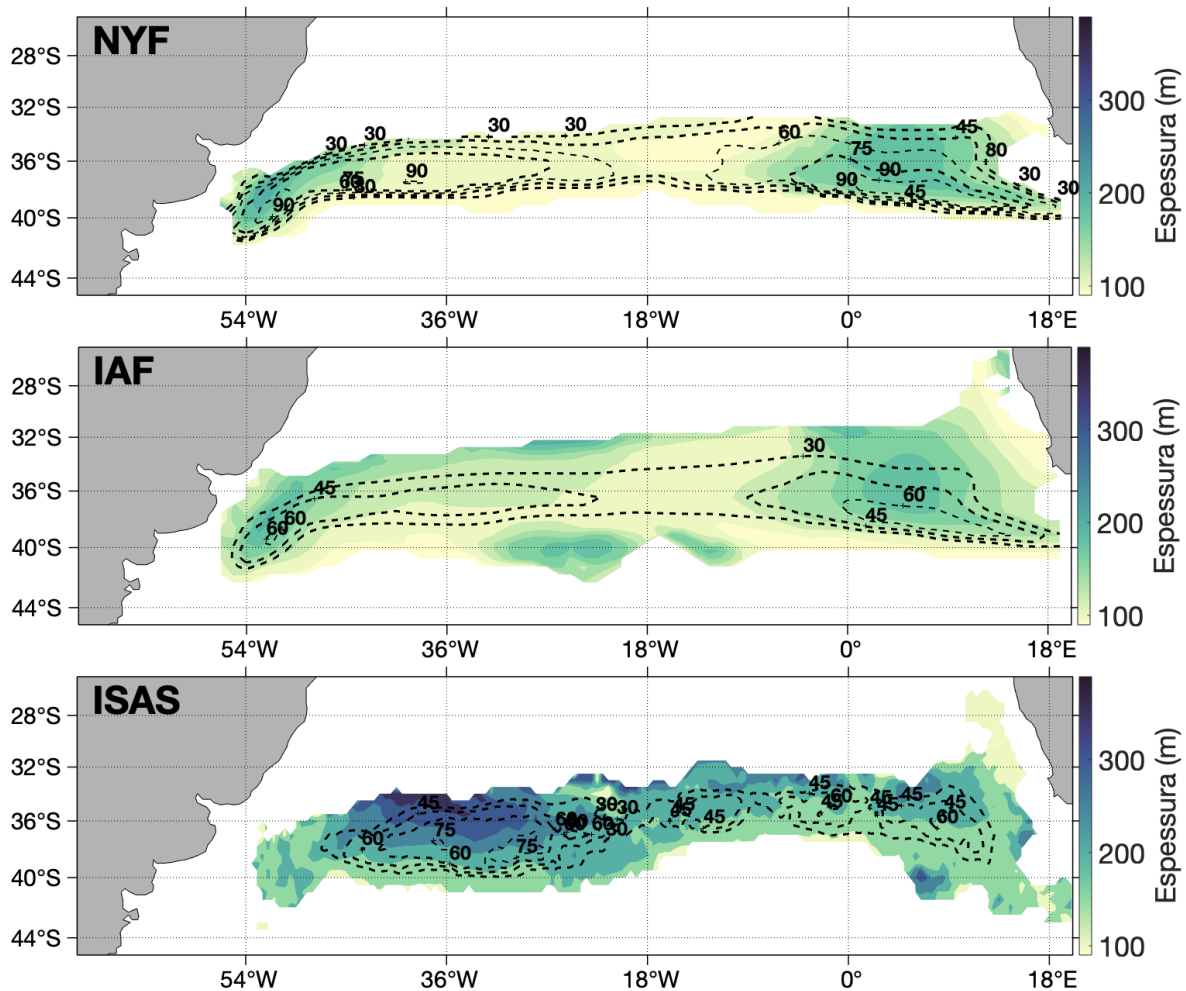


Figura 74: Espessura média dos três conjuntos da AMSTAS em superfície da rodada NYF (53 anos), rodada IAF (1949 a 2003) e do conjunto de dados ISAS (2002 a 2019). Contorno tracejado representa a taxa de ocorrência de cada ponto ao longo da série temporal de cada conjunto.

Em relação aos valores de espessura, para as rodadas NYF observamos uma média de (135 ± 43) m e para IAF (139 ± 46) m. Da mesma forma que observado anteriormente, os valores médios de oeste (NYF = (135 ± 43) m; IAF = (139 ± 46) m), a oeste de 18° O, são maiores que o de leste para ambas rodadas (NYF = (118 ± 27) m; IAF = (123 ± 31) m). Isso mostra também que a formação na porção oeste é mais vigorosa. Porém, em ambas as rodadas, a espessura média é aproximadamente 90 m menor do que a rodada ISAS.

Podemos observar que há uma diferença na largura meridional entre as isotermas das rodadas do modelo (Figura 74), sendo a largura meridional média ocupada pela IAF de $(1,00 \pm 0,33) \times 10^3$ km e da NYF de $(0,64 \pm 0,25) \times 10^3$ km. Essa distância representa, em média, o máximo de afastamento entre as isotermas de 13° C e 16° C, que por sua vez, está relacionado à perda de calor do oceano para a atmosfera. Quanto mais o oceano perde calor, maior será essa distância, conforme observado na Figura 60. Portanto, devido à variação anual dos dados atmosféricos e a longa série temporal (53 anos), entendemos que o oceano na rodada IAF apresenta maior variação do que a rodada NYF. Ao avaliarmos a largura meridional da superfície de AMSTAS do ISAS $([0,75 \pm 0,25] \times 10^3$ km), notamos que se aproxima do valor da rodada NYF. Se considerarmos apenas a distância meridional média da área com taxa de ocorrência maior ou igual a 30%, os valores se tornam: $(0,30 \pm 0,04) \times 10^3$ km (ISAS), $(0,32 \pm 0,01) \times 10^3$ km (IAF) e

$(0,43\pm 0,09)\times 10^3\text{km}$ (NYF). Sendo assim, notamos que as simulações se aproximam do que podemos observar nos dados ISAS, em termos de distribuição meridional.

Em relação a área média ocupada, há uma inversão em relação a área meridional média. Na rodada NYF, essa área é de $(1,75\pm 1,50)\times 10^6\text{km}^2$ e para a rodada IAF, observamos valor menor, de $(1,54\pm 1,52)\times 10^6\text{km}^2$. Isso é justificado pela taxa de ocorrência da Figura 74, onde a ocorrência de maior ou igual a 30% é similar entre as rodadas. Ou seja, essa maior amplitude meridional da rodada IAF é devido a uma ocupação esporádica ao longo da série temporal. De modo que, apesar de haver diferença entre os valores de espessura média com o que observamos pro ISAS, a maior área ocupada compensa na relação área \times espessura, sendo o volume médio similar (Tabela 7).

Assim, apesar das particularidades, podemos afirmar que o modelo foi capaz de simular a formação da água modal subtropical da região de estudo de forma satisfatória. As características da rodada NYF serão comparadas ao que observamos sobre a AMSTAS no conjunto ISAS (Seção 8.4).

8.2 AMSTAS no WOMBAT

A simulação WOMBAT foi desenvolvida sobre modelo e configuração diferentes que as rodadas NYF e IAF (Seção 4.6). Devido a maior resolução e a oportunidade de avaliarmos em futuros trabalhos as componentes bioquímicas da formação da AMSTAS, decidimos compararmos a identificação da AMSTAS nesse modelo à dos dados ISAS.

O procedimento aplicado para a identificação da água modal subtropical na superfície do Atlântico Sul desenvolveu-se de maneira semelhante aos casos anteriormente expostos (Seção 5.1). Buscamos utilizar a mesma metodologia para não acrescentar nenhum tipo de variação no processo de seleção dos perfis contendo água modal. Isso é devido ao fato que a aplicação da metodologia sobre os dados SODA (Seção 7.2) ter apresentado limitações para a observação da AMSTAS em subsuperfície.

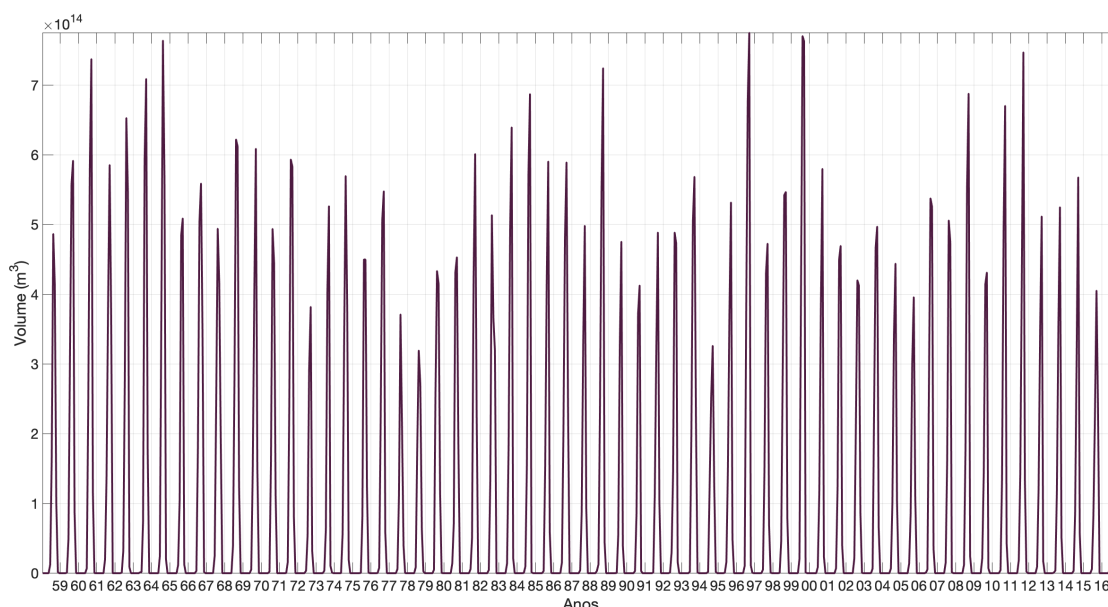


Figura 75: Volume da AMSTAS de superfície na simulação WOMBAT entre 1958 e 2016.

Na Figura 75, podemos observar características semelhantes as da série temporal do volume dos dados ISAS. Sendo assim, observamos que dos 59 anos simulados, 41 anos os maiores valores ocorrem em

Setembro e os demais anos em Agosto. O volume médio formado em superfície ao longa de toda a série temporal é de $(2,1 \pm 2,2) \times 10^{14} \text{m}^3$. Considerando apenas os meses de maior formação (Julho a Outubro), o valor médio aumenta para $(3,1 \pm 2,1) \times 10^{14} \text{m}^3$ e destacando só Setembro, essa média aumenta para $(5,2 \pm 1,2) \times 10^{14} \text{m}^3$. Na Seção 8.3, resumiremos e compararemos todos os resultados encontrados em relação aos volumes de AMSTAS identificados em diferentes conjuntos de dados e saídas.

Assim como ocorre nos resultados da saída do NYF, a desvio-padrão é maior que a média total da série temporal. Isso se dá ao fato de que por vezes o início da formação ocorre em Maio, com uma média de $([3,5 \pm 5,9] \times 10^{11} \text{m}^3)$. Esse valor é consideravelmente menor que o observado em Junho $([1,2 \pm 1,2] \times 10^{13} \text{m}^3)$ e que o pico em Setembro, gerando assim uma alta variabilidade. Nos dados ISAS, o início da formação sempre se dá em Junho. Essa variabilidade intra-anual tende a afetar a média e o desvio-padrão. Ao observarmos a Figura 76, podemos observar a semelhança entre os dados ISAS e o WOMBAT.

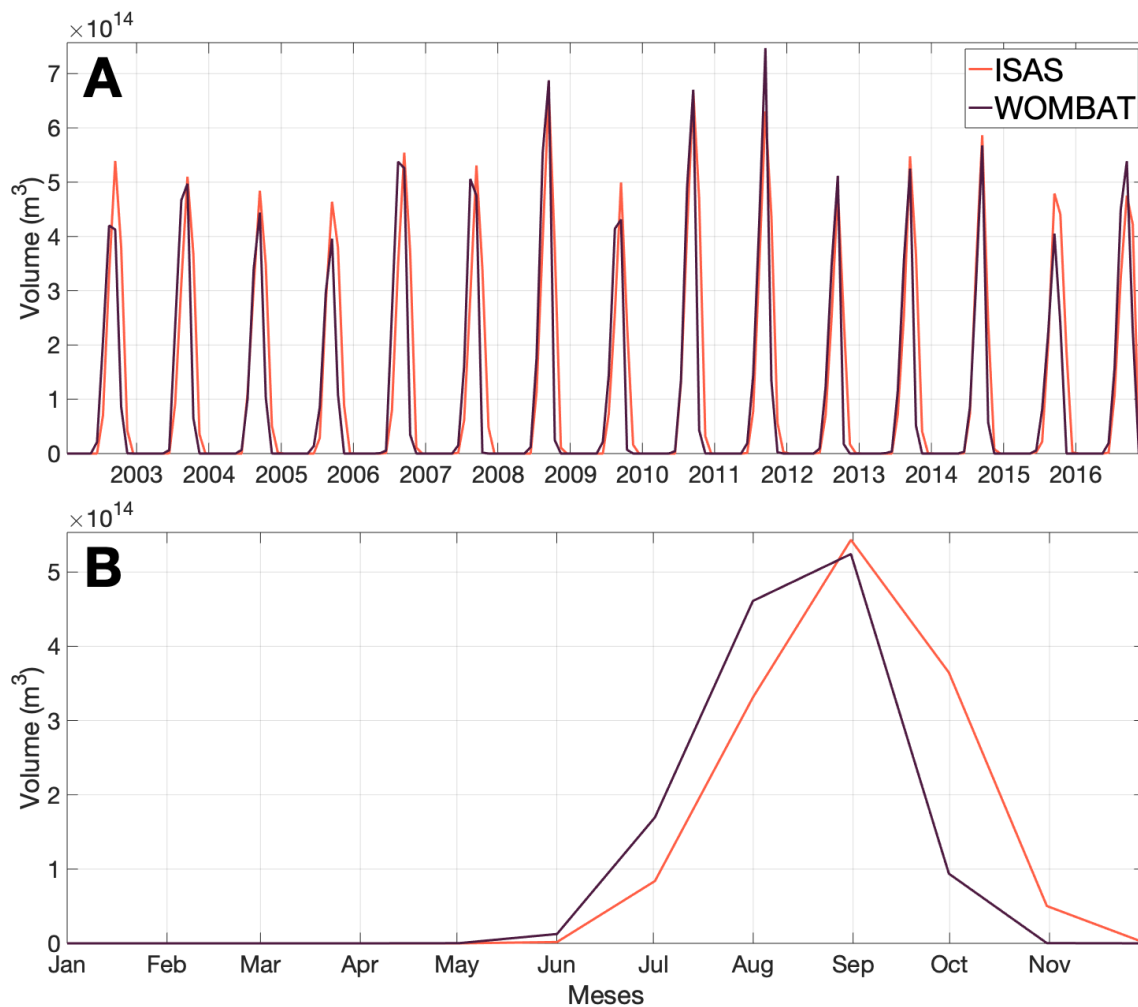


Figura 76: (A) Volume de 2002 a 2016 e (B) o ano médio da AMSTAS de superfície dos dados ISAS de 2002 a 2018 (laranja) e da saída do WOMBAT de 1958 a 2016 (vinho).

Através da Figura 76A, observamos a série temporal do volume de 2002 a 2016 da saída do WOMBAT sobreposta ao volume ISAS. Podemos notar que há grande semelhança entre as curvas, sendo que a anomalia em relação ao ciclo anual das duas curvas tem correlação significativa de 0,63. Ao considerarmos

os ciclos anuais médios Figura 76B, observamos que além dos picos coincidirem em Setembro, também apresentam valores próximos ($ISAS = (5,4 \pm 0,7) \times 10^{14} m^3$ e $WOMBAT = (5,2 \pm 1,2) \times 10^{14} m^3$).

A distribuição horizontal do modelo WOMBAT (Figura 77) apresentou padrão similar ao do modelo CESM (Figura 74 rodada IAF), ocupando uma área meridional maior ($[0,87 \pm 0,21] \times 10^3$), se comparada a da rodada NYF (Figura 74). Porém, da mesma forma que o observado para a rodada IAF, a ocupação total média é inferior ($[1,21 \pm 1,20] \times 10^6$) a rodada NYF e IAF. A explicação permanece a mesma: taxa de ocorrência (Figura 77).

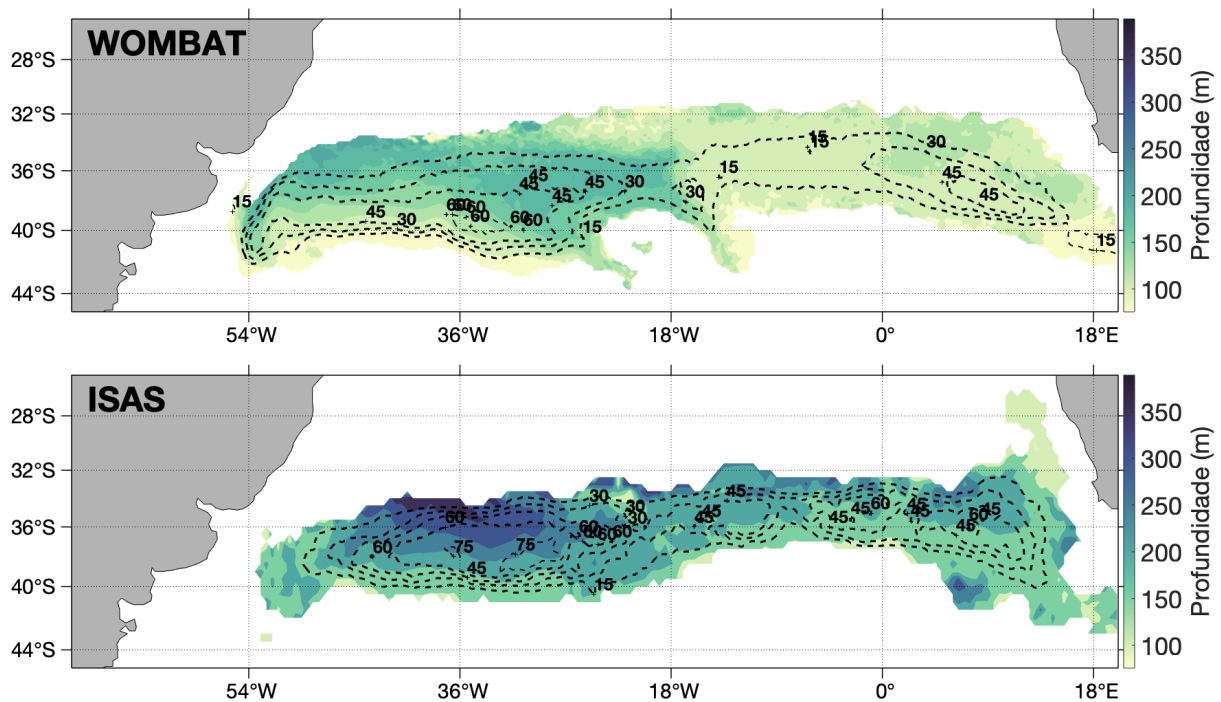


Figura 77: Espessura média da AMSTAS em superfície da rodada WOMBAT (1949 a 2003) e baseado nos dados ISAS (2002 a 2019).

Na seção seguinte compararemos os resultados dos modelos e do conjunto de dados ISAS. Essa comparação tem o intuito de avançar a avaliação sobre a metodologia e a capacidade dos modelos, mas principalmente do CESM na rodada NYF, de reproduzir a AMSTAS de acordo com o observado anteriormente.

8.3 Correlação dos dados e produtos

Podemos então observar o resultado de todos os conjuntos (ISAS, SODA, IAF, NYF e WOMBAT) sumarizados. Nas seções anteriores utilizamos os dados ISAS como referência para a comparação com o cálculo do volume nos diferentes dados e produtos apresentados. Nessa seção, ampliaremos essa comparação para facilitar a visualização da coesão da aplicação da metodologia em diferentes séries temporais.

Na Tabela 8, podemos observar a correlação dos dados e saídas de modelos, apresentadas em termos dos valores de correlação entre dois diferentes conjuntos: série temporal do volume da AMSTAS de superfície e a anomalia da série temporal do volume da AMSTAS de superfície (em negrito). Os primeiros

valores de correlação (na parte superior), entre as séries temporais, são referentes ao ciclo sazonal inerente a formação da AMSTAS presentes em cada conjunto de dados e saídas de modelo. Considerando isso, entendemos que esses valores demonstrarão o quão correlacionadas estão as fases dos volumes de AMSTAS na superfície. Sabendo que a formação de água modal é controlada basicamente pelo ciclo sazonal, esperam-se fortes valores de correlação significativa. Os valores de correlação apresentados na Tabela 8 em negrito são referentes às anomalias das séries temporais. Para se obter esse valores de anomalia, foram retiradas das séries temporais dos volumes de água modal o ciclo anual médio, referentes a cada conjunto de dados (ISAS e SODA) e saídas de modelo (IAF e WOMBAT). Diferentemente dos primeiros valores de correlação, nessa avaliação consideramos as variações interanuais do volume de cada conjunto. Sendo assim, não somente a fase importara para o valor de correlação, como também a amplitude das séries temporais.

Tabela 8: Correlação entre as séries temporais do volume de AMSTAS de superfície e das anomalias (negrito) para os conjuntos ISAS, SODA, CESM-IAF e WOMBAT.

	ISAS	SODA	IAF	WOMBAT
ISAS	—	0,93	0,88	0,86
SODA	0,62	—	0,90	0,81
IAF	0,60		—	0,87
WOMBAT	0,63	0,24	0,41	—

Tendo em consideração as duas distintas abordagens (com e sem o ciclo anual médio) entre as séries temporais, em relação comparação entre o conjunto de dados ISAS e os modelos (IAF e WOMBAT), observamos que há uma forte correlação (0,88 e 0,86, respectivamente) entre as séries temporais. Conforme pontuado anteriormente, esses valores já eram esperados, porém, demonstrando assim a capacidade dos modelos de simular o ciclo sazonal da formação de AMSTAS. O mesmo ocorre se observarmos os valores de correlação entre o conjunto SODA e os modelos, e entre os próprios modelos. Porém, ao observamos os valores de correlação entre as anomalias do volume, notamos resultados diferentes. Apenas ao considerar o conjunto ISAS como uma das variáveis, as correlações apresentaram valores maiores que 0,60.

Ao compararmos os campos de temperatura e salinidade de todos os conjuntos utilizados (SODA, CESM-IAF e NYF, e WOMBAT) com os dados ISAS (Figura 78) para o Atlântico Sul, podemos notar que em média, a salinidade do ISAS é maior do que dos conjuntos abordados, com exceção do contorno oeste e da porção nordeste nas rodadas CESM. A temperatura, por outro lado, apresenta variações ao compararmos com cada produto. Em média, apenas o modelo WOMBAT é mais quente que o conjunto ISAS. Nos outros casos, o conjunto ISAS é mais quente.

Podemos realçar ao sul da região destacada, existem dois polos nas rodadas do modelo CESM, o que poderá gerar águas modais mais quentes, apesar do resto da bacia apresentar, em média, valores mais frios do que o conjunto ISAS. Essas diferenças não impõe nenhuma limitação para a seleção dos perfis de água modal. Evidencia-se apenas que as classes de temperatura com maior quantidade de volume serão diferentes do observado no ISAS.

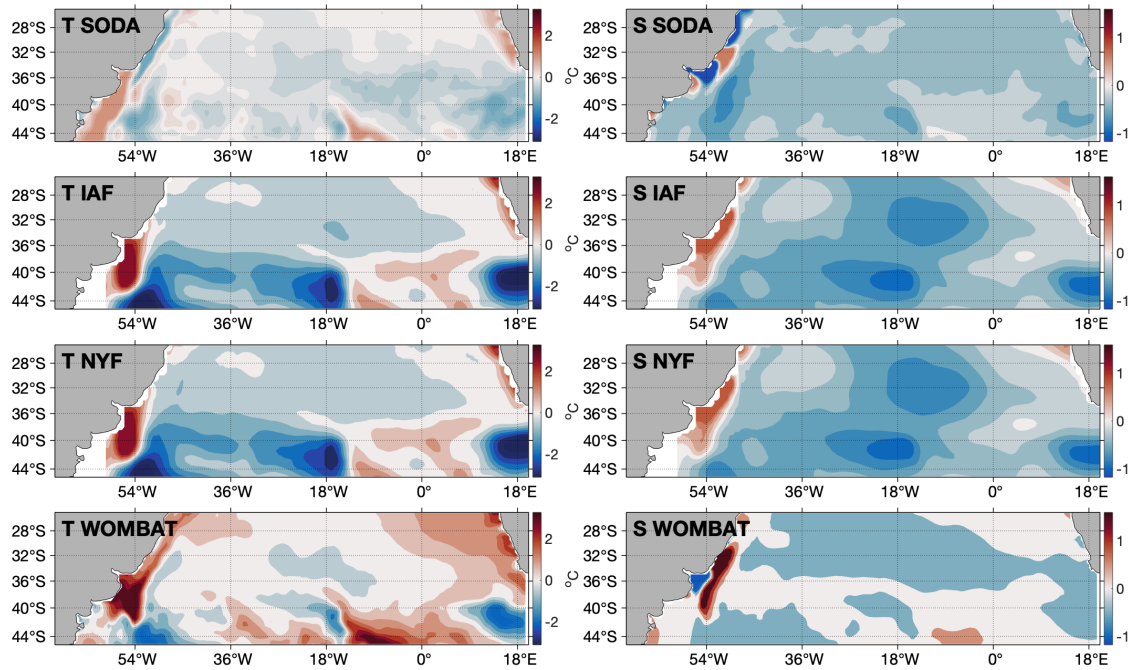


Figura 78: Diferença entre o campo médio de temperatura (Coluna T) e da salinidade (Coluna S) entre o conjunto SODA, rodada CESM–IAF, rodada CESM–NYF e modelo WOMBAT, e os dados ISAS.

8.4 Comparação entre ISAS e CESM–NYF

Devido ao interesse na rodada NYF do modelo CESM para os experimentos de sensibilidade, sintetizaremos as características das propriedades físicas da AMSTAS selecionada na rodada NYF em comparação ao avaliado nos dados ISAS. De acordo com o que definimos na Seção 5.1, os principais fatores a serem observados são a temperatura e a homogeneidade da camada. O segundo fator pode ser avaliado através dos valores de vorticidade potencial ou indiretamente com o gradiente de temperatura vertical (Figura 79D e E).

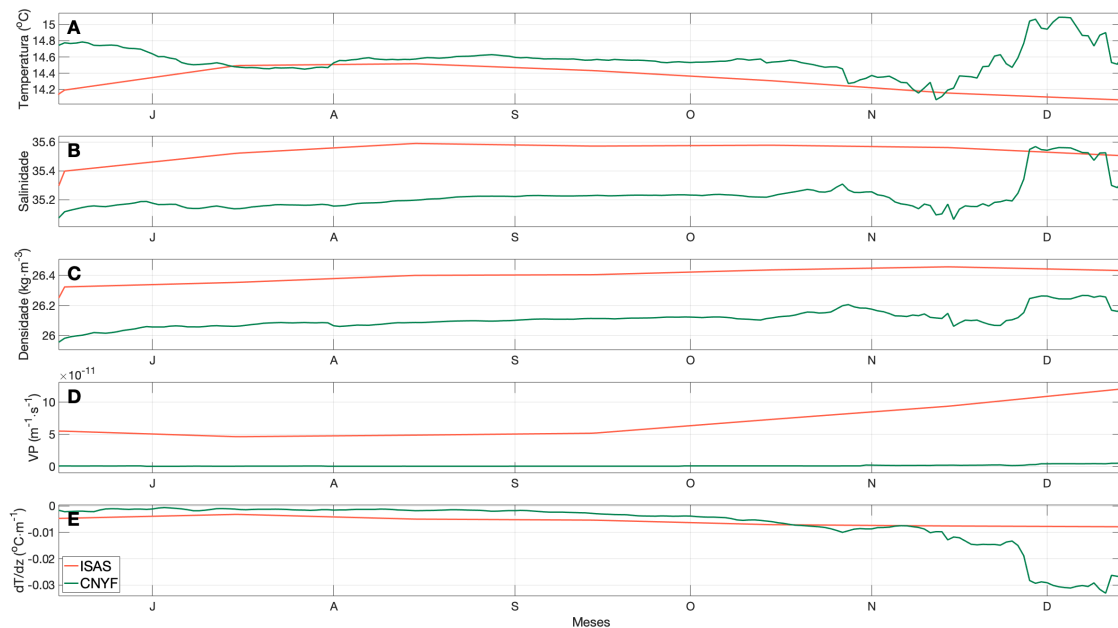


Figura 79: Ciclo anual médio da temperatura (A), salinidade (B), densidade (C), vorticidade potencial (D) e gradiente vertical de temperatura (E) da camada de AMSTAS nos dados ISAS, entre 2002 e 2019, (laranja) e na saída do modelo CESM, rodada NYF (verde), não datado.

Na Figura 79A, podemos observar a proximidade entre a curva da temperatura média da camada de AMSTAS nos dados ISAS e na saída do NYF. Apesar da diferença no início da curva (antes de Julho) e a partir do meio de Novembro, a diferença (NYF – ISAS) média é de $0,23^{\circ}\text{C}$. Ou seja, a camada de AMSTAS no modelo é ligeiramente mais quente que nos dados ISAS. Se considerarmos apenas o intervalo de Julho a Outubro, esse valor reduz para $0,12^{\circ}\text{C}$. Mostrando o quão similar são os valores de temperatura na camada de AMSTAS entre os modelos. Contudo, na Figura 79B e C, podemos notar uma maior diferença na salinidade que, conseqüentemente, reflete nos valores de densidade. A diferença média de salinidade entre os valores mensais é de $-0,32$ e para o intervalo JASO a diferença aumenta para $-0,35$. Sendo assim a AMSTAS no modelo é menos densa, com a diferença média de $-0,29$ (JASO, $-0,30$). Essa desigualdade não afeta a seleção da AMSTAS devido ao fato dessas variáveis não serem limitantes para a identificação. Ao avaliarmos todo o Atlântico Sul, constatamos que o conjunto ISAS apresenta, em média, salinidade maior em $0,12 \pm 0,41$.

Sobre a homogeneidade das camadas de AMSTAS, podemos observar na Figura 79D que a rodada NYF apresenta menores valores de vorticidade potencial durante o período JASO ($[4,0 \pm 2,2] \times 10^{-13} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) se comparado aos dados ISAS ($[5,6 \pm 1,1] \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Porém, ambos estão abaixo do limite utilizado para a identificação da AMSTAS, não influenciando assim a seleção. Isso nos indica que a variação da densidade na camada superficial do modelo é menor do que nos dados ISAS. Apesar dessa diferença nos valores de VP, podemos observar grande proximidade entre os valores do gradiente vertical de temperatura. A diferença média entre as duas curvas durante o intervalo JASO é de $(2,2 \pm 1,3) \times 10^{-3} \text{C}^{\circ} \cdot \text{m}^{-1}$, sendo muito similares.

Essas informações apresentadas nos auxiliam a compreender que haverá diferença em alguns resultados provenientes da avaliação da saída do modelo, se comparássemos ao observados no conjunto de dados ISAS. Conforme observaremos em seguida, essas diferenças poderão ser vistas na divisão dos tipos de AMSTAS feita através da análise de *cluster*. Porém, o fator essencial era averiguar a capacidade e precisão

do modelo na rodada NYF simular a AMSTAS. Sendo que nos experimentos, os resultados serão sempre comparados a uma rodada controle (sem alteração dos dados de entrada).

Tabela 9: Valores médios de T (temperatura), S (salinidade) e ρ (densidade) dos tipos de AMSTAS (de 1 a 3) na rodada NYF do modelo CESM (N), nos dados ISAS (I) e segundo Sato e Polito (2014) (SP).

	T ($^{\circ}\text{C}$)			S			ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)		
	N	I	SP	N	I	SP	N	I	SP
1	14,4 \pm ,7	14,4 \pm ,1	15,0 \pm ,9	35,3 \pm ,1	35,6	35,6 \pm ,2	26,2 \pm ,1	26,5	26,4 \pm ,1
2	15,3 \pm ,4	14,5 \pm ,2	16,7 \pm ,9	35,2 \pm ,1	35,5	35,7 \pm ,2	26,0 \pm ,1	26,3	26,1 \pm ,1
3	13,8 \pm ,5	13,9 \pm ,1	13,2 \pm ,9	35,0 \pm ,1	35,5	35,2 \pm ,2	26,3 \pm ,1	26,5	26,5 \pm ,1

Como podemos observar na Tabela 9, os intervalos de temperatura, salinidade e densidade são diferentes dos observados nos dados ISAS (Seção 7.1) e por Sato and Polito (2014). No caso da temperatura, manteve-se a relação entre os tipos de AMSTAS, sendo a do tipo 2 a mais quente e a 3 a mais fria. Sobre a salinidade, a AMSTAS1 apresentou os maiores valores de salinidade, assim como observado no ISAS. Sendo diferente de Sato and Polito (2014), onde a AMSTAS2 é a mais salina. Porém os tipos 2 e 3 possuem valores de salinidade menores na rodada NYF se comparadas ao ISAS, demonstrando que a diferença de salinidade está associada a porção sul e centro-leste da camada de AMSTAS (Figura 80), regiões típicas da AMSTAS2 e 3.

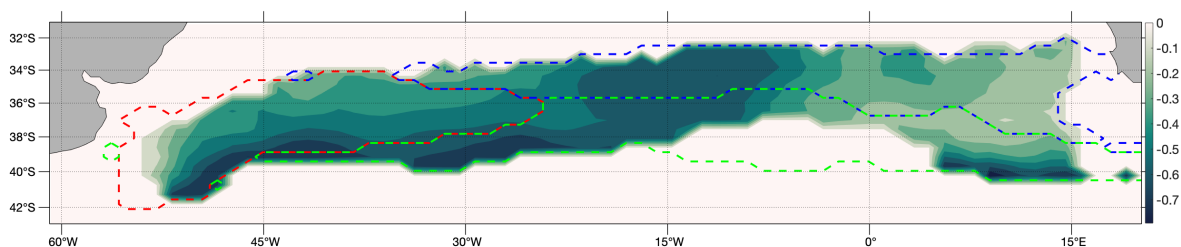


Figura 80: Diferença entre a salinidade média da camada de AMSTAS de superfície nos dados ISAS, entre 2002 e 2019, e na saída do modelo CESM na rodada NYF (não datado). contornos são as áreas médias da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde) dos 53 anos rodada NYF do modelo CESM.

Por fim, em relação à densidade, apesar das diferenças na salinidade, a relação permanece a mesma que nos outros conjuntos de dados. Portanto, a AMSTAS3 é a camada mais densa e a AMSTAS2 a menos densa. Portanto, assim como observado nas outras identificações desenvolvidas na presente tese, apesar da diferença nos valores médios, as relações entre os tipos de AMSTAS foram preservadas. Podemos assim considerar a rodada NYF ideal para o desenvolvimentos dos experimentos e da rodada controle.

9 Experimentos de sensibilidade

Exploramos os resultados dos diferentes experimentos do modelo CESM. Como explicado na Seção 5.7 e 5.8, os experimentos são variações da rodada NYF, com alterações na intensidade das componentes do

vento, da componente de ondas curtas do fluxo de calor e da precipitação.

Para avaliarmos as alterações geradas na simulação do oceano e, conseqüentemente, na formação das AMSTAS, foi necessário desenvolver uma rodada controle. Essa rodada foi útil para compreendermos como a formação se desenvolve ao modelo oceânico ser forçado por processos atmosféricos médios. Avançaremos o conhecimento gerado a partir das observações na Seção 8.1 e 8.4 sobre a rodada NYF dentro de um ano. Ou seja, compreenderemos nessa saída com resolução diária como ocorre a formação das AMSTAS. Devido à tendência de aumento de volume de AMSTAS observada na Figura 70, utilizamos apenas o segundo ano da rodada para evitar esse aumento intrínseco do modelo. A mesma escolha foi utilizada para as rodadas dos experimentos.

Em seguida, trataremos dos experimentos supracitados. A rodada controle será a base para avaliação da alteração de diversos fatores físicos das AMSTAS, assim como mudanças na distribuição espacial e temporal. Apesar de não avaliarmos as mudanças interanuais nesses experimentos, foi possível compreender o quão sensíveis são as formações de água modal subtropical às condições atmosféricas típicas de cada região de formação e o conseqüente estado do oceano. Da lista de experimentos desenvolvidos exposta na Seção 5.8, os resultados tratarão apenas dos experimentos de menor alteração, de acordo com a Tabela 10. Dentre esses, o experimento do aumento da incidência da radiação de ondas longas (OC+) foi replicado diversas vezes para sabermos se existia alguma alteração devido ao modelo e não somente aos dados de entrada da atmosfera.

Tabela 10: Lista de experimentos desenvolvidos utilizando o modelo CESM na rodada NYF que foram analisados nos resultados. Sendo DP o desvio-padrão.

VARIÁVEL	REDUÇÃO	AUMENTO	ABREVIÇÃO
VELOCIDADE DO VENTO	–	10%	VV+
	10%	–	VV-
PRECIPITAÇÃO	–	25%	PT+
	25%	–	PT-
RAD. ONDAS CURTAS	–	1 D.P.	OC+
	1 D.P.	–	OC-

9.1 Características da AMSTAS na rodada controle

O volume identificado de AMSTAS e a divisão entre os três tipos apresentam resultados semelhantes às observações (compare Figura 47 e Figuras 82G a 84G). Em relação à distribuição da espessura média por ponto de grade, notamos que o padrão está de acordo com Bernardo and Sato (2020) (Figura 36), com as maiores espessuras concentradas na porção noroeste da camada superficial, caracterizado pela presença de AMSTAS1 ($[224 \pm 56]$ m). As demais porções possuem valores menores, sendo que a AMSTAS2 tem espessura média de (163 ± 62) m e AMSTAS3 de (156 ± 55) m.

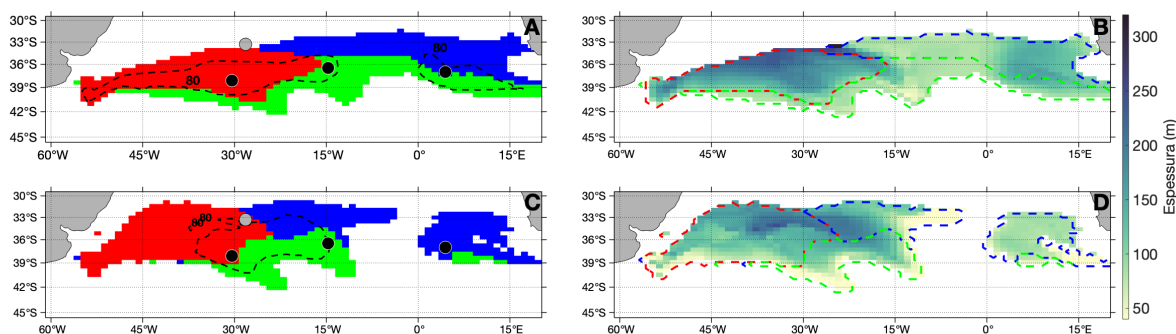


Figura 81: A: Distribuição média de cada tipo de AMSTAS na superfície. Vermelho: AMSTAS1; Azul: AMSTAS2; e verde: AMSTAS3. Cada círculo preto dentro das áreas das AMSTAS marca o ponto analisado da Figura 82 a 84; o círculo cinza representa o ponto sem água modal usado na Figura 85. A área dentro da linha tracejada preta delimita a área com 90% de ocorrência de água modal durante o inverno. B: Espessura média da superfície de AMSTAS. C: O mesmo de (A), mas para subsuperfície e com taxa de ocorrência calculada de Novembro a Junho. D: Espessura média subsuperficial da AMSTAS. Todos os mapas foram baseados na saída diária do modelo CESM na rodada NYF.

A identificação dos diferentes tipos de AMSTAS nos permitiu definir os pontos de referência com a maior taxa de ocorrência para cada tipo, como também a região sem água modal (círculos na Figura 81). A descrição do que ocorre na camada superior do oceano na região de estudo e o consequente processo de formação dos três tipos de AMSTAS serviu de base para comparação com os resultados e mudanças dos experimentos de sensibilidade desenvolvidos (Seção 9.4). Por si só, o detalhamento desse processo já é uma grande novidade para estudos na região e sobre o tema em específico.

Selecionamos três pontos de interesse (Figura 81A) que apresentaram no mínimo 90% dos perfis contendo água modal de Julho a Outubro: O perfil contendo AMSTAS1 está centrado em $32,5^{\circ}\text{O}$, $37,5^{\circ}\text{S}$ (Figura 82); AMSTAS2, $4,5^{\circ}\text{L}$, 37°S (Figura 83); AMSTAS3, 17°L , 38°S (Figura 84). Para comparação, selecionamos um ponto sem a presença da água modal localizado em $33,5^{\circ}\text{O}$, 28°S (Figura 85). Com base nesta seleção, descrevemos o processo de formação (Figuras 82 a 84), em termos de suas características termohalinas, a estratificação em cada ponto e a relação com os processos interface oceano-atmosfera.

No ciclo anual da AMSTAS1, a camada subsuperficial aparece ao longo de todo o ano (Figura 82E). Podemos observar uma contração gradual dessa camada desde o início do ano até o final de Maio, início do processo de formação, apresentando uma redução de espessura de quase 25%. Até Agosto, o limite inferior da camada permanece estável, mas observamos um achatamento mais intenso de Junho para o início de Agosto. A parte superior da camada subsuperficial está relacionada ao afundamento da termoclina sazonal e a parte inferior à posição da termoclina principal. O início da formação da AMSTAS1 neste ponto ocorre em meados de Junho, quando a isoterma de $15,5^{\circ}\text{C}$ aflora na superfície. Há uma camada contínua, mas superficial, de vorticidade potencial muito baixa (menos de $2 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$) durante Maio. Esse é a ‘fase de pré-condicionamento’, onde a camada superficial homogênea começa a espessar, preparando a região para o processo de formação. Embora a temperatura seja superior à esperada para a água modal observada, o oceano já estava perdendo calor para a atmosfera daquele local desde Abril (Figura 82C). É por isso que há uma camada de mistura rasa vinculada a baixos valores de VP Am Abril; mais espessa e mais persistente do que as quentes temperaturas de superfície do mar de Janeiro a Março.

Embora o oceano tenha perdido calor para a atmosfera durante o inverno austral, a camada de água

modal formada permaneceu separada da camada subsuperficial pela termoclina sazonal (valores de VP mais altos na Figura 82E). Durante o inverno, a precipitação aumenta, porém, não há efeito visível na salinidade, que também mostra aumento na camada de superfície. Isso provavelmente se deve ao fato do vento de superfície se tornar mais intenso desde Maio, favorecendo a evaporação e competindo com o aumento do efeito da água doce da precipitação para alterar a salinidade. Assim, aparentemente, a anomalia de precipitação positiva não parece influenciar tanto o AMSTAS1, mas em vez disso, a velocidade do vento e a evaporação parecem desempenhar um papel maior nas mudanças de salinidade que levam à formação do tipo 1. No entanto, é importante notar que AMSTAS1 possui a maior salinidade média entre os tipos de água modal e o período de formação foi marcado por uma salinidade quase constante (perto de 35,5). De acordo com Gordon (1981), a região de formação da AMSTAS1, próxima à altamente energética região da Confluência Brasil–Malvinas, é marcada por máximos de salinidade regional.

O espessamento e afundamento da camada superficial da AMSTAS do tipo 1 está relacionado a um aumento de salinidade e resfriamento desde o início do período de formação até a ruptura da termoclina sazonal em meados de Agosto (Figura 82C). Depois disso, a camada subsuperficial se conecta com a de superfície. Do início do ano até então, a AMSTAS1 em subsuperfície apresenta maior estratificação (comparada à camada superficial, Figura 82E), mas com baixa variação vertical de temperatura (Figura 82A). Devido a este baixo gradiente estimamos que a mudança na densidade, que altera intrinsecamente a VP, está relacionada à estratificação observada na salinidade (Figura 82B). A conexão das camadas (Figura 82E) cria uma janela entre as temperaturas de subsuperfície com as características da superfície e a influência dos processos da interface oceano–atmosfera.

Tanto a baixa temperatura quanto a alta salinidade após a ruptura da termoclina sazonal provêm das camadas mais profundas. A perda de empuxo em Agosto e Setembro coincide com a anomalia positiva máxima da velocidade do vento (Figura 82F). Esses dois efeitos juntos são suficientes para que as camadas de VP baixa (em torno de $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) alcancem profundidades maiores (Holte et al. 2012) (Figura 82E). A porção subsuperficial é ventilada não apenas durante o processo de formação das águas modais, mas também após (Gordon 1981; Rainville et al. 2014). Depois de Outubro, o oceano começa a ganhar calor através da interface (Figura 82C) e a camada de água modal torna-se menos homogênea do que quando havia uma conexão clara com a interface. Em meados de Outubro, notamos um aumento da estratificação na porção superficial e em novembro, ocorre um completo isolamento da camada de AMSTAS1 entre a termoclina sazonal e a permanente. Deixando de lado as especificidades exploradas sobre esse tipo de água modal, o processo de formação e afundamento da AMSTAS1 é o que podemos considerar como uma explicação padrão dos processos relacionados a um afloramento anual de água modal e estabelecimento dessa camada em subsuperfície.

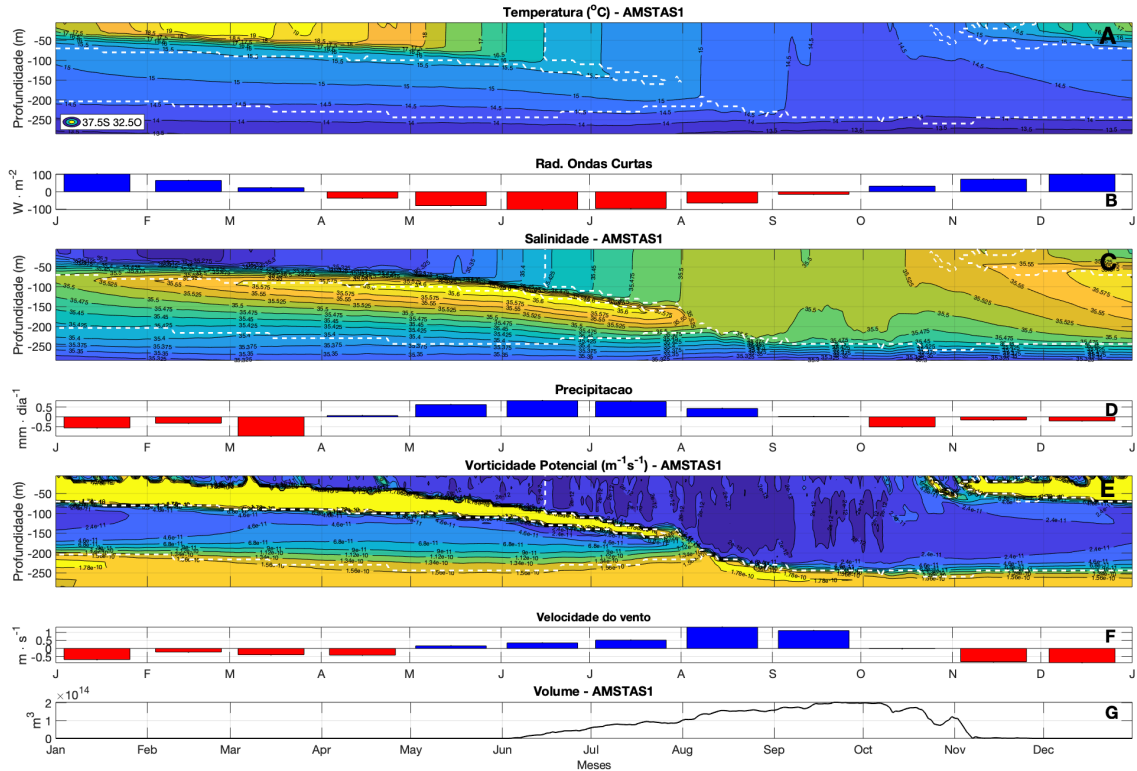


Figura 82: (A) Temperatura, (B) radiação de onda curta, (C) salinidade, (D) precipitação, (E) vorticidade potencial, (F) velocidade do vento, e (G) variação do volume superficial da AMSTAS1 ao longo de um ano em 37,5°S, 32,5°O na rodada controle do CESM. Os contornos tracejados brancos em (A), (C) e (E) representam a camada de AMSTAS1 identificada ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no máximo valor de contorno.

Na Figura 81 a região demarcada como AMSTAS2 (região azul) dificilmente apresenta áreas com ocorrência acima de 90% na superfície (Figura 81A), durante o inverno, e é inexistente na subsuperfície (Figura 81C). Por isso, estimamos que a formação da AMSTAS2 geralmente ocorre em um período mais curto em comparação ao AMSTAS1 e não tem uma presença prolongada em subsuperfície. Esse é outro indicativo de que a AMSTAS2 tem menos persistência devido à menor espessura e maior instabilidade, como já citado, típico de formações de águas modais de leste (Roemmich and Cornuelle 1992). A instabilidade pode ser observada no aumento do gradiente vertical de temperatura e consequente aumento da variação vertical da VP (compare a Figura 83E com 82E e 84E). O início da formação da água modal nesse ponto é mais tardio se comparado aos outros tipos (Figura 83E), em meados de Julho, e ocorre juntamente com o aumento da intensidade do vento na região e o afloramento da isoterma de 16°C.

Desde o início do ano, não podemos observar a formação ou ruptura de uma termoclina sazonal no ponto de referência da AMSTAS2 (Figura 83E) e a termoclina principal parece ser mais rasa (em comparação com os outros pontos de referência). Praticamente não há conexão da camada de água modal formada na superfície com qualquer camada pré-existente de água modal afundada. Assim, não há intrusão de águas mais frias de camadas mais profundas na superfície e, conseqüentemente, a AMSTAS2 apresenta a maior temperatura média entre os três tipos ($[15,0 \pm 0,6]^\circ\text{C}$). Essa temperatura mais elevada provavelmente se deve à entrada pela superfície de águas relativamente mais quentes (13°C a 18°C) através da Retroflexão das Agulhas (Olson et al. 1992).

No final de outubro, notamos o aumento da estratificação na superfície e o isolamento da AMSTAS2

abaixo dessa camada, mas não tão profundo quanto os outros tipos. Na parte inferior da camada de água modal os valores de VP começam a aumentar em meados de Setembro e no final de Novembro. Este incremento justifica porque na Figura 81C não observamos uma alta ocorrência de águas modais na porção leste da bacia. Enfatizamos que AMSTAS2 neste ponto não responde muito às variações de salinidade e precipitação. O início da formação ocorre em meio a um máximo de salinidade, sem aparentar nenhuma relação com esse fator.

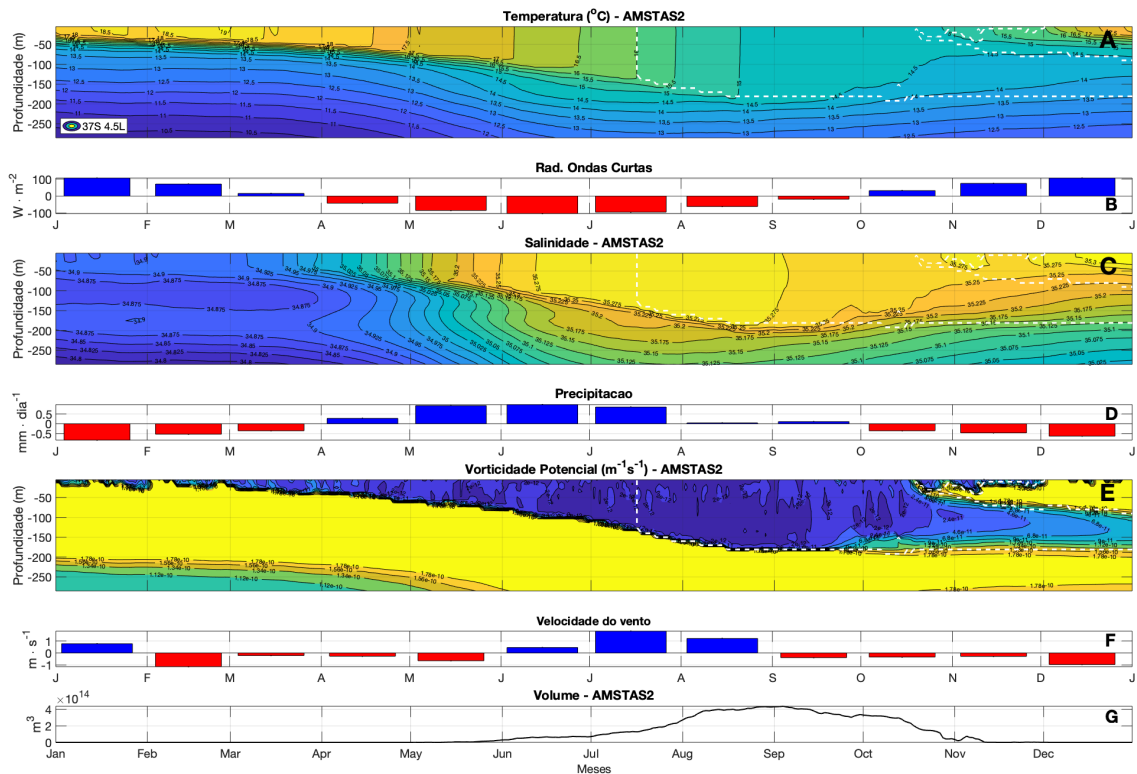


Figura 83: O mesmo para a Figura 82, porém em (37°S, 4,5°L) representando a AMSTAS2.

A AMSTAS3 tem o ciclo anual estruturado de maneira semelhante à AMSTAS1 (compare as Figuras 82E e 84E). Assim como a AMSTAS1, a AMSTAS3 apresenta pontos com alta taxa de ocorrência (maior que 90%) em ambas as camadas de superfície e subsuperfície (Figura 81A e C). A formação da AMSTAS3 começa antes, se comparada com os outros tipos (Figura 84E). AMSTAS3 possui a menor temperatura média ($[13,8 \pm 0,4]^\circ\text{C}$), como consequência da região de formação, que fica mais ao sul. Podemos também concluir que a fase de pré-condicionamento é mais curta para o tipo 3. Por estar espacialmente relacionada com a Corrente do Atlântico Sul (Stramma and Peterson 1989) e a Frente Subtropical (Legeckis and Gordon 1982), a formação é influenciada por águas centrais mais frias, que por sua vez, recebem contribuições volumétricas da Água Modal Subantártica (McCartney 1977; McCartney and Talley 1982).

A termoclina sazonal na região da AMSTAS3 persiste até o final de Agosto, portanto a conexão das camadas superficiais e subsuperficiais leva mais tempo para ocorrer em comparação com os outros tipos de água modal e, conseqüentemente, o período de espessamento da AMSTAS3 é mais curto (apenas em Setembro). A conexão superfície-subsuperfície ocorre concomitantemente com o aumento da velocidade do vento (Agosto e Setembro). O processo de espessamento é limitado por três fatores: a persistência

da termoclina sazonal, as isothermas frias serem rasas e próximas entre si, e a estratificação nas camadas superficiais. Assim, o valor de VP não é a principal limitação para a identificação da AMSTAS3. A termoclina principal nesse ponto é a mais profunda (acima de 250 m) entre os três pontos selecionados. Portanto, a camada homogênea poderia ser mais espessa e atingir isóbatas mais profundas tanto quanto a profundidade do limite superior da termoclina. A camada subsuperficial mantém uma espessura regular em torno de 100 m até Julho e devido ao limiar de seleção da temperatura, à medida que a isoterma de 13°C torna-se mais rasa, o mesmo ocorre com a camada inferior subsuperficial. Isso provavelmente se deve ao enfraquecimento da velocidade do vento após Setembro (Figura 84F) e ao aumento da radiação de ondas curtas (Figura 84B), após o qual o processo convectivo perde força.

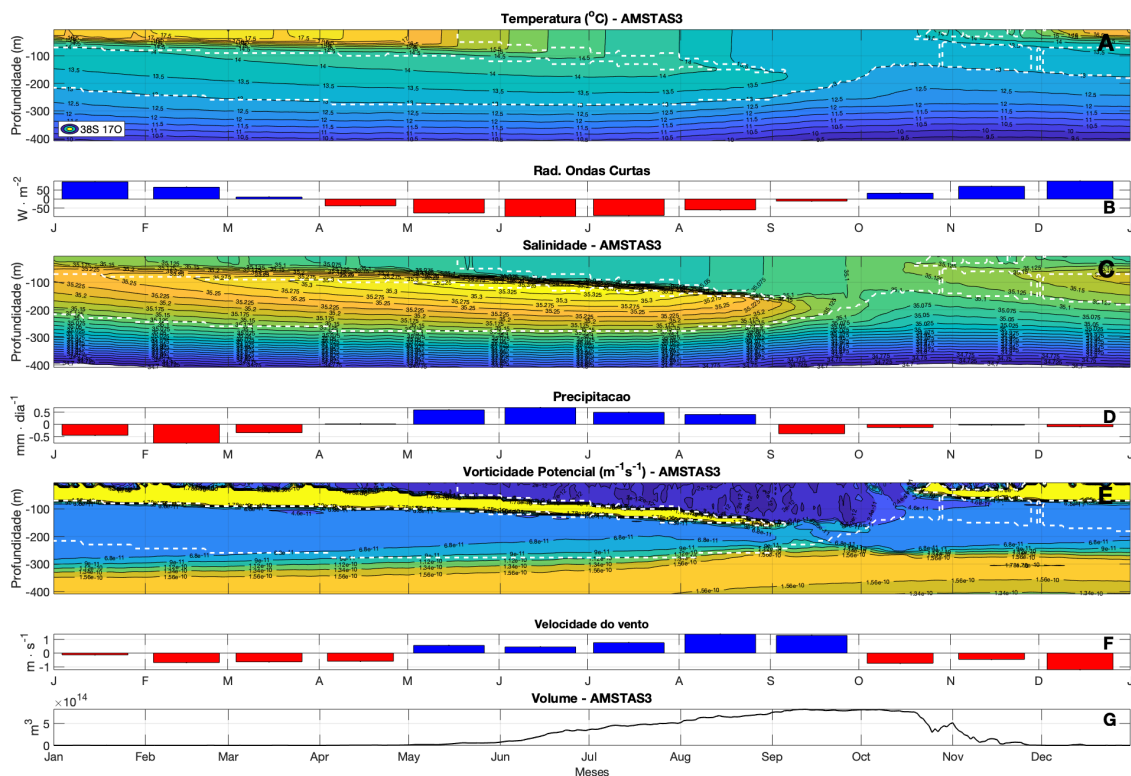


Figura 84: O mesmo para a Figura 82, porém a 38°S, 17°O e para a AMSTAS3.

No ponto sem formação de água modal, podemos ver que a isoterma de 16°C praticamente não aflora (apenas no início de Outubro) durante o período de formação típica (Figura 85A). A forte estratificação é indicativa da ausência de água modal. Em geral, mesmo se selecionarmos uma faixa de temperatura mais ampla, não veríamos nenhuma isoterma de subsuperfície aflorando na superfície. A salinidade (Figura 85C) mostra uma camada homogênea conectada com a superfície entre 35,550 e 35,575. Porém, conforme observado nos casos contendo AMSTAS, isso não parece determinar a formação de águas modais. Os altos valores de VP (Figura 84E) coincidem com camadas de baixo gradiente de temperatura vertical. Portanto, analisar a temperatura e a VP é suficiente para a determinação de regiões contendo água modal.

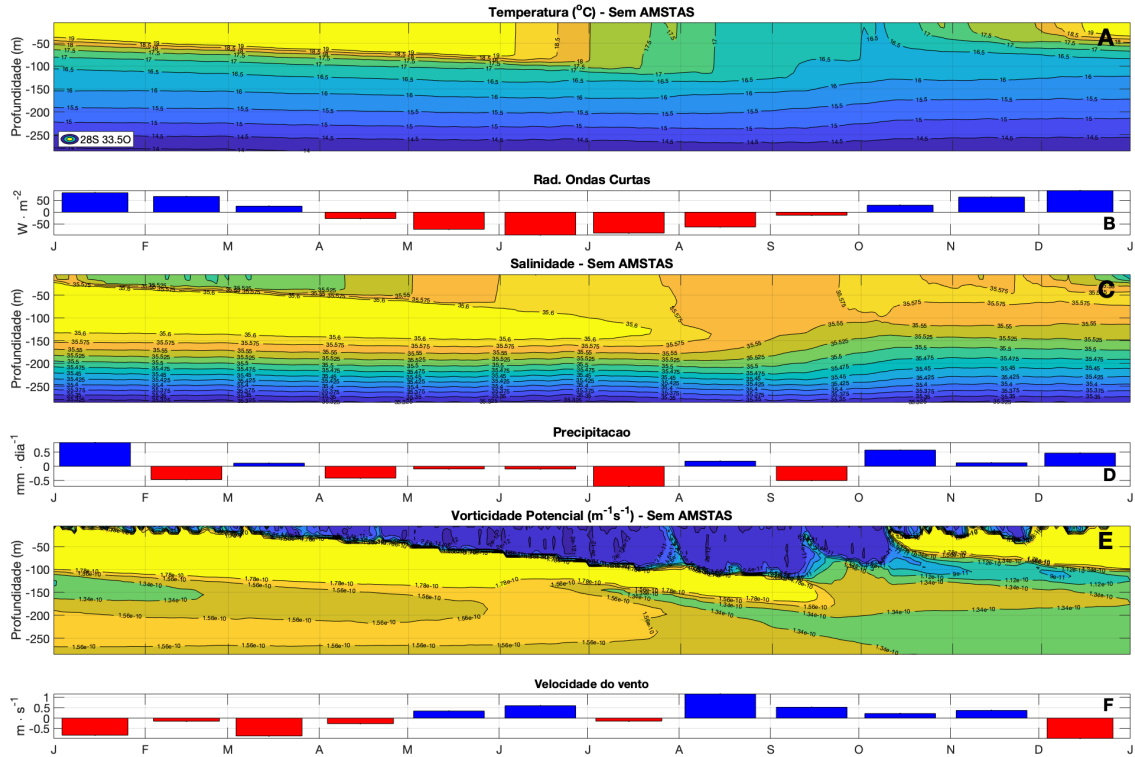


Figura 85: O mesmo para a Figura 82, porém a 28°S, 33,5°O e sem a formação de AMSTAS de qualquer tipo.

9.2 Teste de repetição do experimento OC+

Antes de iniciarmos os experimentos dos diferentes cenários propostos, avaliamos a necessidade do uso de campos médios de diferentes rodadas de um mesmo experimento. Essas diversas rodadas e a utilização das variáveis médias, tem o intuito reduzir o efeito da variabilidade interna do próprio modelo. Torna-se importante esse teste prévio para reduzir o gasto computacional, caso seja dispensável a repetição. Para tanto definimos rodar o mesmo experimento (OC+) por 10 vezes, considerando a mesma configuração e condições da anomalia gerada. Os casos foram criados independentemente, por dois anos e observamos o segundo ano de cada rodada. Na Figura 86, 87 e 88 podemos observar a variação das três variáveis citadas em diversos pontos de grade ao longo de 365 dias.

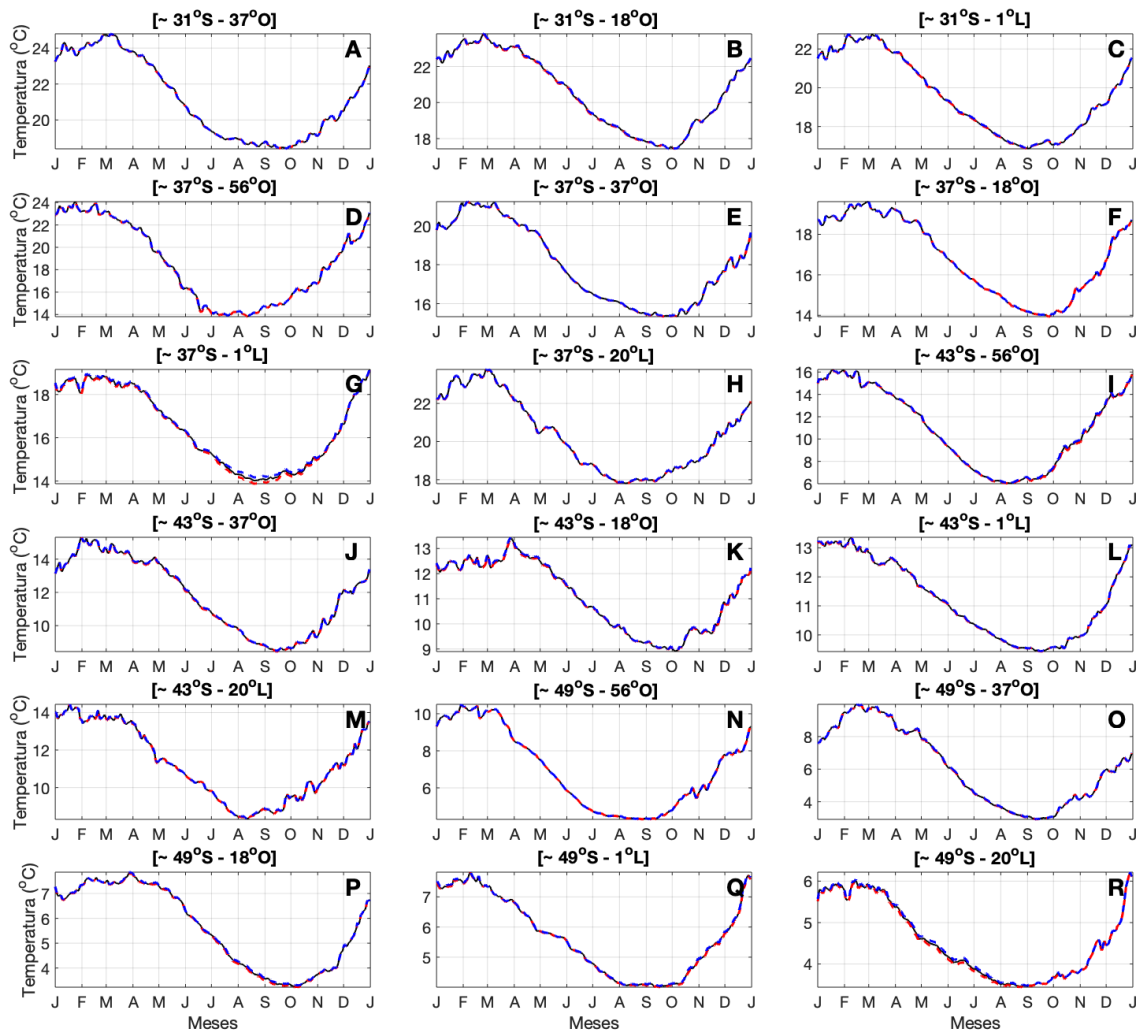


Figura 86: Média do ciclo anual de temperatura superficial (linha preta) em diferentes pontos de grade, com mais (azul) ou menos (vermelho) um desvio-padrão, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.

Ao examinarmos a Figura 86, vemos que os pontos (37°S, 01°L) (Figura 86G) e (43°S, 56°O) (Figura 86I) possuem desvio-padrão anômalos (maiores que o desvio-padrão médio de todos os pontos). Essas regiões são próximas a Confluência Brasil-Malvinas e a Retroflexão da Corrente das Agulhas, regiões com grande variabilidade. Mesmo apresentando esses valores de desvio-padrão maiores que os outros pontos (0,059°C e 0,044°C), respectivamente, consideramos os valores das simulações precisos entre si.

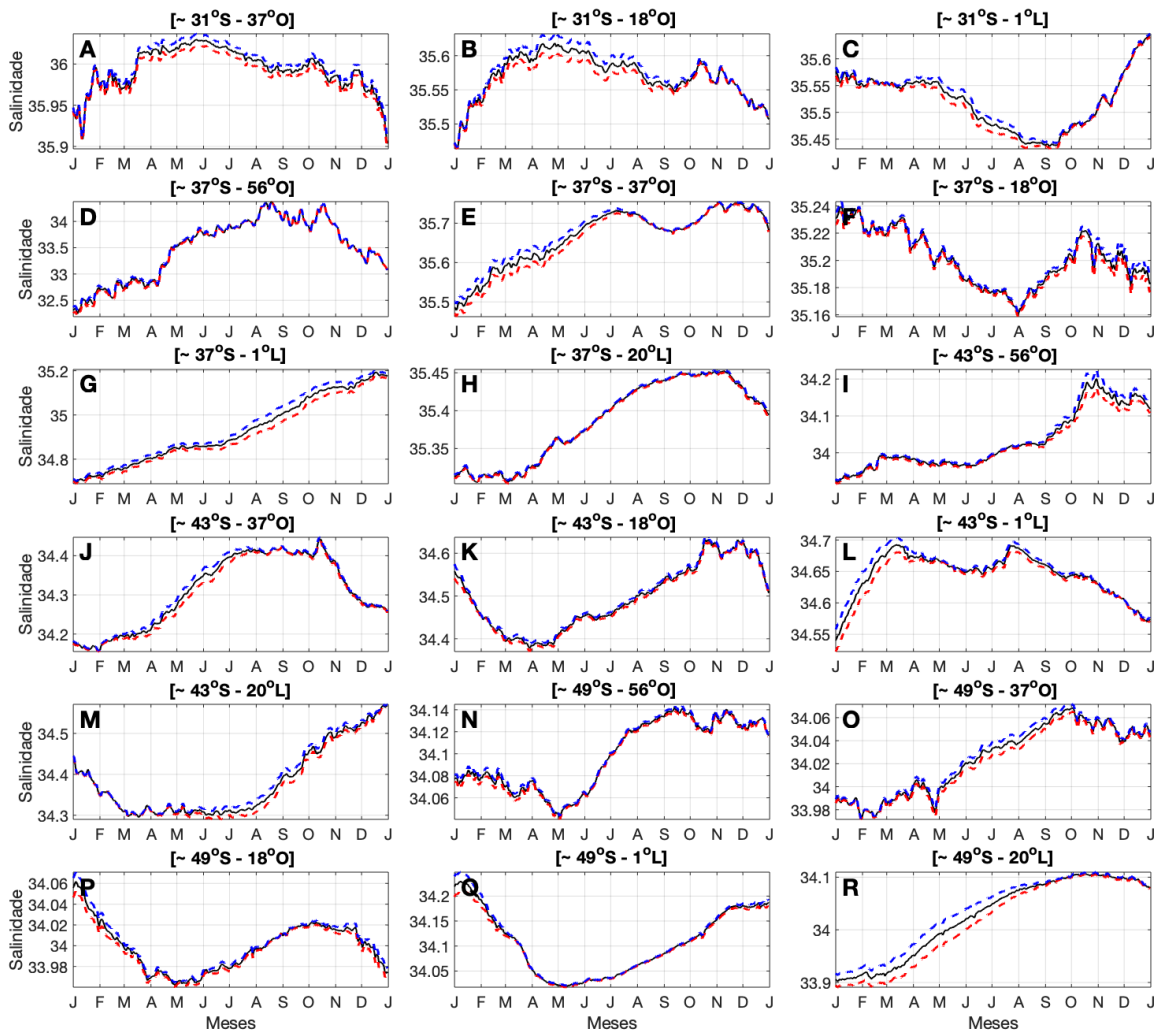


Figura 87: O mesmo da Figura 86, mas para a salinidade superficial, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.

Sobre a Figura 87, visualmente, a grande maioria dos pontos apresentam menor precisão dos valores de salinidade se compararmos com as séries temporais de temperatura. Porém, a desvio-padrão médio é de $0,0078 \pm 0,0072$ e apenas 2 pontos possuem valores médio de desvio-padrão anômalos. Esses pontos são, da mesma forma que o observado sobre as séries de temperatura, próximas a Confluência Brasil–Malvinas (Figura 86D) e da Retroflexão da Corrente das Agulhas (Figura 86G), com a única diferença de que ao invés do ponto a 43°S (conforme visto no caso da temperatura), identificamos o ponto anômalo em $(37^\circ\text{S}, 56^\circ\text{O})$ (Figura 87D). Dessa forma, também consideramos os resultados satisfatórios.

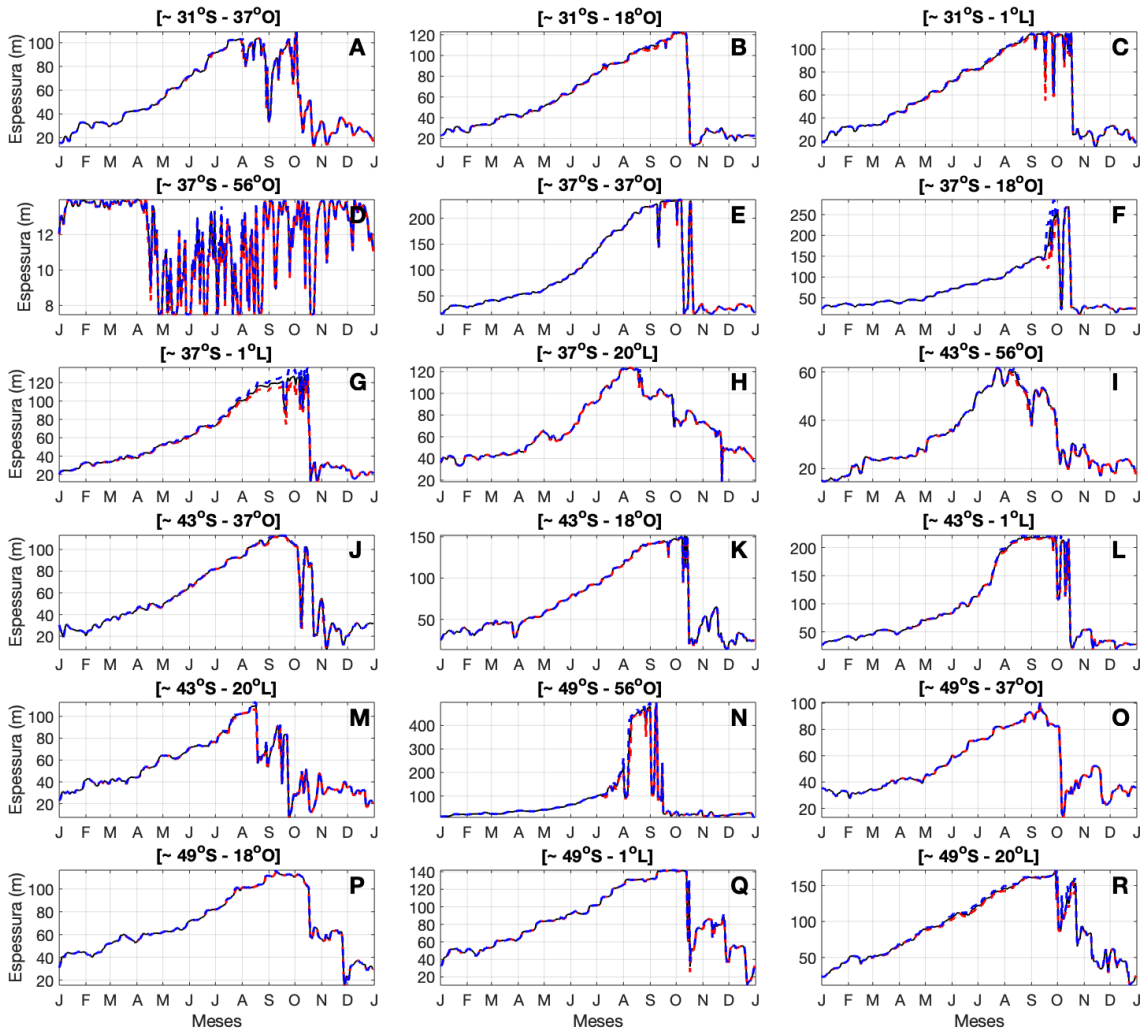


Figura 88: O mesmo da Figura 86, mas para a profundidade da camada de mistura, baseado nas repetições do experimento OC+ no modelo CESM, configuração NYF.

Por fim, em relação à Figura 88, observamos 4 pontos anômalos, seguindo a mesma análise sobre a temperatura e a salinidade. Os pontos onde o desvio-padrão médio é maior que a média dos desvio-padrão de todos os pontos são (37°S, 18°O) (Figura 88F), (37°S, 1°L) (Figura 88G), (49°S, 56°O) (Figura 88N) e (49°S, 20°L) (Figura 88R). Os pontos que destoam do observado sobre a temperatura e a salinidade são o F, no centro da bacia, N a oeste da bacia e o R a leste. Porém, apesar desses pontos apresentarem valores anômalos, os valores médios de desvio-padrão são em média $(2,8 \pm 0,6)$ m. Assim, consideramos satisfatórios se compararmos os valores típicos de camada de mistura ($[64,1 \pm 50,6]$ m), que chegam a uma ordem de grandeza superior aos valores de desvio-padrão médio.

9.3 Simulação da AMSTAS nos experimentos de sensibilidade

Inicialmente, avaliamos a influência das perturbações impostas pelos experimentos sobre o oceano em relação aos valores de temperatura, salinidade, densidade e espessura da camada de mistura médios das camadas identificadas com água modal. Essa anomalia é fruto da diferença entre as variáveis resultantes dos experimentos menos o resultado da rodada controle. Dos perfis selecionados com água modal, calculamos a média das variáveis diariamente na região de maior concentração de perfis da rodada

controle (de 37°S a 40°, 33°O a 27°O). Tanto para a própria rodada controle, como para todos os experimentos.

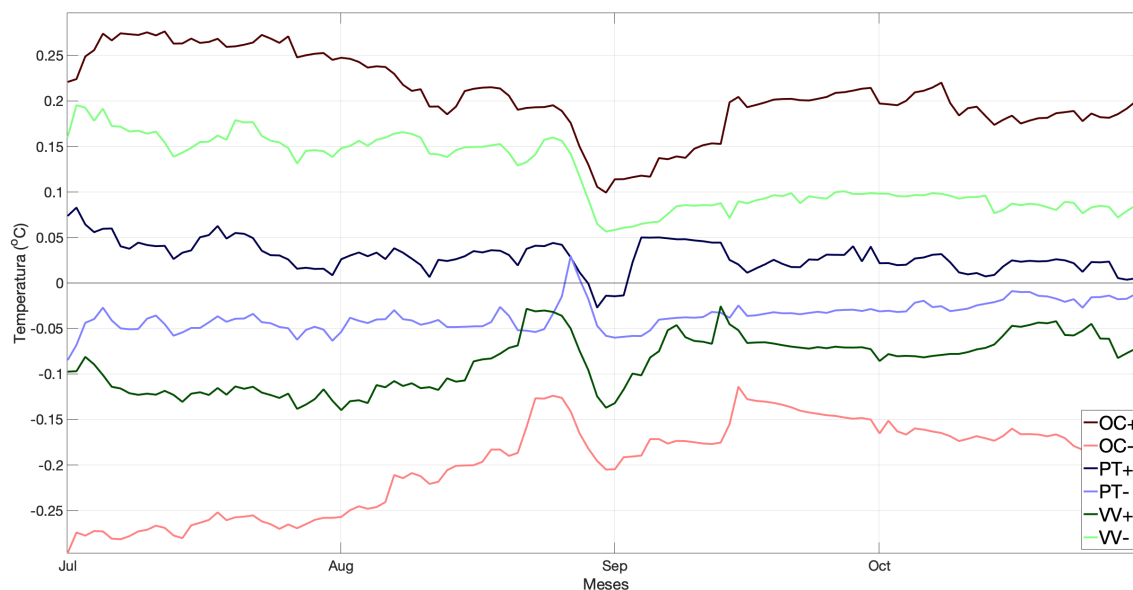


Figura 89: Série temporal da anomalia da temperatura para cada experimento, no período de formação de água modal subtropical do Atlântico Sul, na região de 37°S a 40°S, 33°O a 27°O.

O aumento da temperatura no experimento OC+ está relacionado com o oceano recebendo mais calor na forma de radiação de ondas curtas do que o controle, sendo o fator que mais afeta a temperatura do oceano (dentre as variáveis alteradas dos três experimentos) (Figura 89). Como consequência, o processo de evaporação é acentuado e a salinidade aumenta (Figura 90). Apesar desse incremento, o aumento da temperatura é mais efetiva sobre a redução da densidade (Figura 91). O oposto ocorre com a redução das ondas curtas (OC-); temperatura reduz devido ao fato do oceano receber menos calor proveniente da atmosfera e a evaporação é atenuada e a camada superficial não se torna tão salina quanto o controle (Figura 90). Devido a redução da temperatura, a densidade aumenta (Figura 91).

Em relação a velocidade do vento, sua intensificação (enfraquecimento) promove aumento (atenuação) da perda de calor do oceano para atmosfera através de calor sensível e latente, amplificando (refreando) o processo convectivo, reduzindo (crescendo) a temperatura da camada superficial (Figura 89). Ao afetar positivamente o calor latente no experimento VV+, a retirada de calor do oceano para a atmosfera é em forma de evaporação, aumentando a salinidade (Figura 90) e, por consequência, a densidade (Figura 91). Ao atenuar esse efeito sobre o calor latente (VV-), o oceano perde menos calor e o oceano é menos salino e menos denso (Figura 91) do que o estado da rodada controle. Sendo essa relação nos experimentos VV± a que gera menor impacto na salinidade.

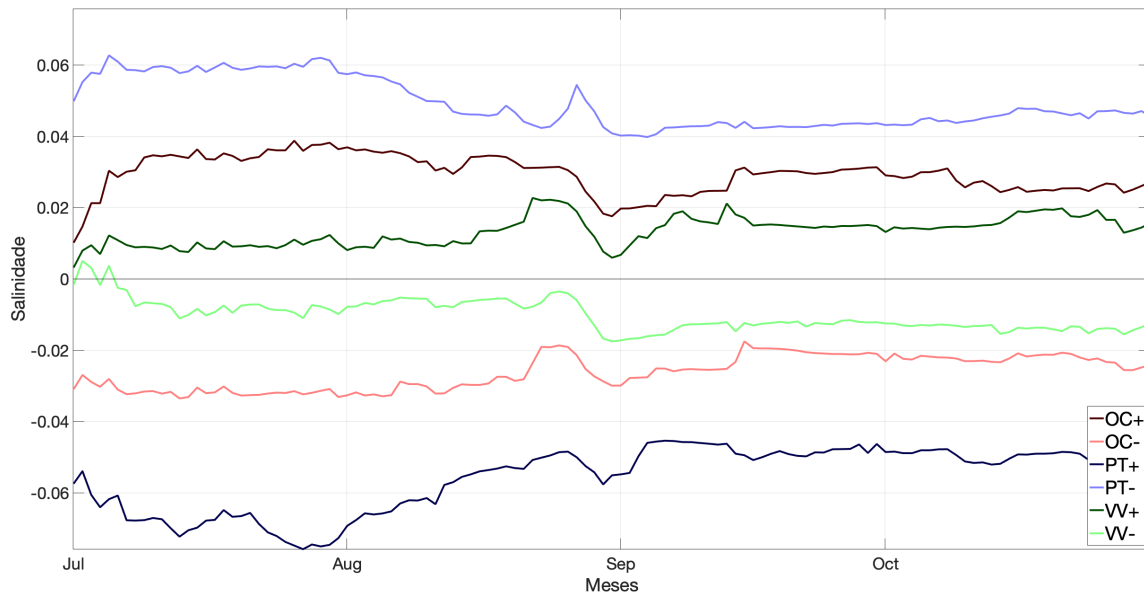


Figura 90: O mesmo da Figura 89, mas para a salinidade.

A consequência da precipitação sendo reduzida (PT-) é de favorecer o balanço do fluxo de água doce para a evaporação. Desse modo a salinidade aumenta de forma mais elevado dentre os experimentos (Figura 90). O aumento da evaporação acresce a salinidade na superfície, torna essa camada mais densa (Figura 89) que, por sua vez, afunda e impulsiona o processo de mistura convectiva. Portanto, a temperatura reduzirá, porém, sendo esse o menor efeito sobre a temperatura (Figura 89). O aumento da precipitação (PT+) afeta diretamente a salinidade, reduzindo-a. O efeito sobre a temperatura visto com a redução da precipitação será o oposto: com a redução da salinidade, a camada de superfície se torna menos densa (Figura 91) e o processo convectivo acaba se isolando na camada superficial. Dessa maneira, a temperatura tenderá a aumentar (Figura 89).

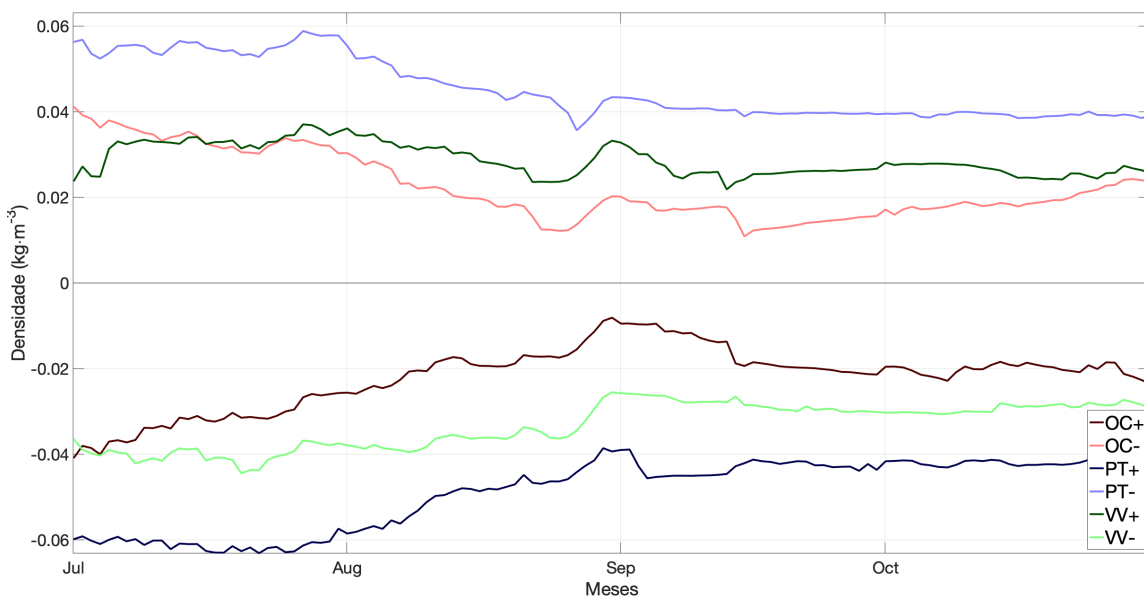


Figura 91: O mesmo da Figura 89, mas para a densidade.

A espessura da camada de mistura está diretamente relacionada a intensidade do processo convectivo que, por sua vez, tem conexão com o ganho ou perda de densidade da camada superficial. Como observamos anteriormente sobre o aumento ou redução da densidade de cada experimento em relação ao controle, onde há ganho de densidade (OC-, PT- e VV+), haverá aumento da camada de mistura. Os processos que acentuam a densidade são distintos para cada experimento: perda de temperatura (OC-), balanço de água doce (evaporação menos precipitação) pendendo para a evaporação (PT-) e o aumento do fluxo de calor latente do oceano para a atmosfera (VV+). Onde a densidade é atenuada (OC+, PT+ e VV-), a camada de mistura contraí. Da mesma forma, diferentes processos afetaram a diminuição da densidade em cada experimento: aumento da temperatura (OC+), redução da salinidade (PT-) e menor perturbação na superfície, reduzindo a perda de calor na forma de calor sensível e latente (VV-) do oceano para a atmosfera.

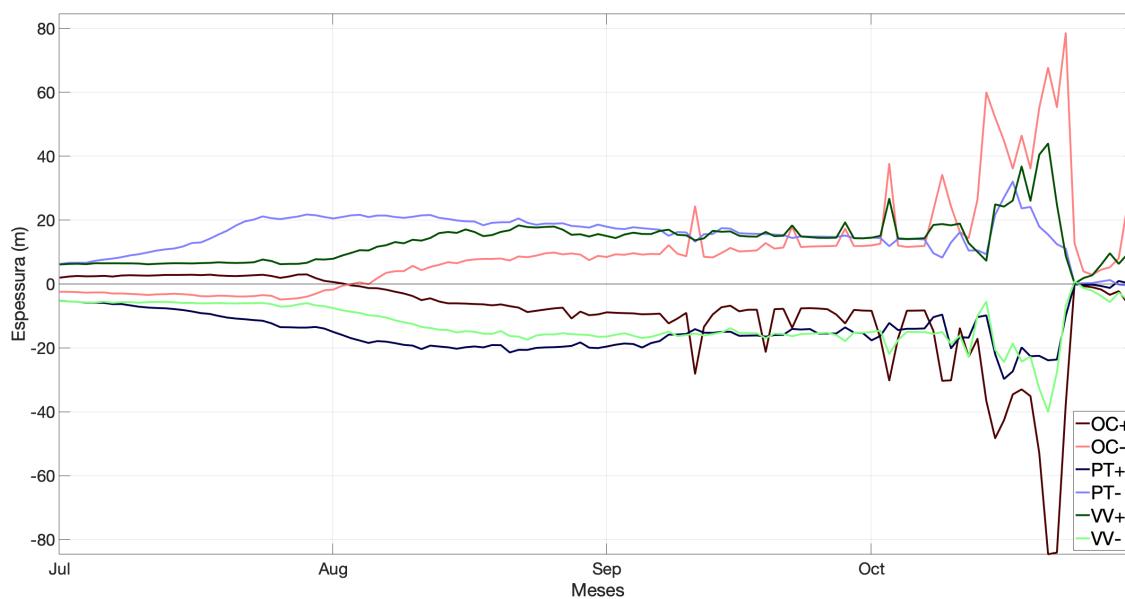


Figura 92: O mesmo da Figura 89, mas para a espessura da camada de mistura.

Devido aos resultados observados nas Figuras 89 a 92, cada alteração imposta pelos experimentos gerará consequências diferentes para cada tipo de água modal. Consequentemente, cada perturbação promovida também acarretará alterações na quantidade de água modal formada.

Sendo a temperatura, salinidade e, por consequência, a densidade, parâmetros essenciais para a identificação de perfis contendo água modal, é importante entendermos suas variações em relação a rodada controle. Sendo assim, potenciais alterações nos campos de densidade podem reduzir ou aumentar a disponibilidade de camadas com potencial de formação. O mesmo pode ser observado em relação à espessura da camada de mistura (Figura 92). Um aumento da camada de mistura, potencialmente, aumentará o volume formado de AMSTAS. A informação relacionada a esses quatro parâmetros auxiliou as análises sobre os processos dinâmicos e termodinâmicos envolvidos na formação da AMSTAS e quais são os possíveis processos dominantes. Porém, para potencializar os resultados obtidos através das simulações, tornou-se importante a divisão dos três tipos de AMSTAS, para que fosse possível categorizarmos também os impactos e os resultados.

9.4 Alterações das AMSTAS relacionadas a cada experimento

Os experimentos de sensibilidade foram projetados para entender como a formação da AMSTAS seria impactada por diferentes cenários de forçantes atmosféricos. A modificação da forçante é aplicada entre a banda de 33 °S e 37°S (Figura 22) onde a maioria das AMSTAS se forma. Ao sul e ao norte dessa faixa, ocorre uma redução linear da perturbação atmosférica até atingir seus valores climatológicos ao longo de uma faixa de latitude de 20°. Para avaliarmos os resultados dos experimentos por região de formação e/ou por tipo de água modal subtropical, foi necessária a aplicação da análise de *cluster*, conforme descrita na Seção 5.2, assim como foi feita sobre a rodada controle. A divisão possibilitará a destacarmos as diferentes relações entre processos atmosféricos, formação de água modal e as particularidades regionais.

O resultado da análise de *cluster* pode ser observada na Figura 93, onde vemos a divisão dos três tipos de AMSTAS na superfície e as alterações das áreas ocupadas por essas, em cada caso, ao compararmos com o resultado da rodada controle. A partir da divisão, notamos a variação da distribuição horizontal de cada tipo, em relação a cada caso. Esse é um importante resultado, pois não somente as perturbações geradas em cada experimento impactam a formação de água modal verticalmente, ou seja, alterando a espessura da camada, como também alteram a ocupação horizontal dessas camadas. Apesar de na Figura 93 estar apresentado a divisão média dos tipos de AMSTAS, e não a alteração mensal, o impacto ainda é relevante e evidente.

Sendo assim, inicialmente podemos observar que no experimento OC- há o aumento da área de AMSTAS na superfície, somada a um avanço da camada para a norte. No caso OC+, a redução pode ser observada em dois pontos: a camada é formada mais ao sul, diminuindo a área na parte norte, porém a AMSTAS3 não ultrapassa o limite sul da divisão da rodada controle. Portanto, a camada é reduzida também ao sul.

Em relação aos experimentos de precipitação (PT), as alterações só são mais evidentes no caso PT+, onde a AMSTAS3 é reduzida. No experimento PT-, podemos ver que a AMSTAS1 avança para a porção ocupada pela AMSTAS2 no controle. Já nos casos do vento (VV), a alteração da área ocupada horizontalmente pode ser notada mais claramente, ao ponto de observarmos uma ruptura na formação da AMSTAS3 no VV-. Para a AMSTAS2, a área apresenta o acréscimo mais notável no experimento VV+, na borda leste da bacia. Poderíamos a partir desse resultado já considerarmos quais processos apresentam maior impacto na formação e distribuição da AMSTAS, porém, como citado anteriormente, é de extrema importância avaliarmos as alterações verticais.

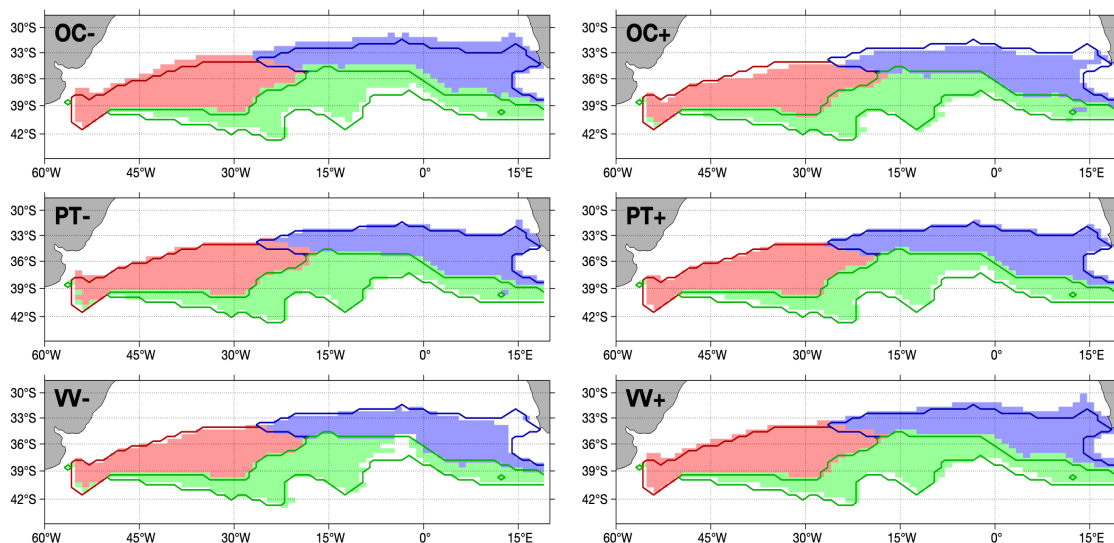


Figura 93: Divisão proposta dos três tipos de AMSTAS (tipo 1 (vermelho), 2 (azul) e 3 (vermelho)) a partir da aplicação da análise de *cluster* para diferentes experimentos. Os contornos representam a área determinada na rodada controle, sendo as cores correspondentes aos tipos de AMSTAS.

Para analisar os resultados dos experimentos de sensibilidade, usamos como referência os mesmos pontos de grade avaliados na rodada controle (Figuras 82 a 84). É importante observar que a presença da água modal continuou ocorrendo nos pontos selecionados. As seções verticais semelhantes àquelas feitas para a análise da rodada controle estão dispostas no Apêndice A (Figuras A1 a A18).

Apresentamos os resultados das alterações da AMSTAS através de cinco parâmetros: data de início da formação de água modal; data da dissipação da água modal; espessura média; temperatura; e vorticidade potencial durante o período de inverno. A Figura 94 mostra a diferença entre os experimentos e a rodada controle. No geral, esperamos que um aumento (diminuição) na temperatura seja acompanhado por um aumento (redução) nos valores de VP e um encolhimento (espessamento) da camada de água modal, devido à estratificação reforçada (mais fraca). A estratificação mais alta (mais baixa) poderia atrasar (antecipar) o início da formação e antecipar (adiar) o final desse processo.

Um aumento (diminuição) na incidência da radiação de ondas curtas levaria a um aumento (redução) na temperatura do oceano, o que não é propício (é propício) para a formação de água modal. No entanto, o que chama nossa atenção nos experimentos OC é que, ao contrário dos outros tipos, a espessura da AMSTAS3 aumenta em OC+ (Figura 94C) e a temperatura média da AMSTAS3 aumenta no experimento OC- (Figura 94D). No OC+, a isoterma de 13°C, que é limitante para a seleção de AMSTAS e consequentemente a formação de água modal, é mais profunda do que na rodada controle, permitindo assim um maior espessamento da camada de água modal mais quente nesse ponto (compare a Figura A13 e 84A para mais detalhes).

Em relação à diminuição da espessura da AMSTAS3 no OC-, observamos o efeito oposto. A redução na incidência da radiação de ondas curtas causa um resfriamento do oceano. Porém, ao invés do afloramento de águas entre 13°C e 13,5°C na superfície (Figura 84A), ocorre o surgimento de águas mais frias ainda, que estão fora do limite de identificação (< 13°C). Apesar disso, a temperatura média aumenta (Figura 94D). Isso está relacionado ao fato de que a formação da AMSTAS3 é interrompida quase dois meses antes (Figura 94B) e existem perfis apenas até o início de Setembro, um período com isotermas de superfície mais quentes, em comparação com as isotermas da superfície da rodada controle durante o

período de formação (compare a Figura 84A e A14 para mais detalhes).

Sabe-se que a precipitação pode alterar a mistura no oceano superior (Moum and Smyth 2001). Se a precipitação (evaporação) for maior que a evaporação (precipitação), a superfície do oceano ganha (perde) empuxo, sendo esse efeito semelhante ao do oceano sendo aquecido (resfriado) (Cronin and Sprintall 2009). A precipitação pode isolar a turbulência na superfície gerada pelos ventos, reduzindo a mistura vertical e a transferência da influência da forçamento na superfície para a subsuperfície. Por outro lado, se a evaporação for superior à precipitação, o processo convectivo pode ser intensificado (Moum and Smyth 2001). Portanto, nos experimentos PT, (Figura A3, A4, A9, A10, A15 e S16) a relação ‘evaporação - precipitação’ ($E-P$) é alterada, invertendo o sinal ($P > E$), reduzindo ($P \simeq E$) ou intensificando ($P \ll E$) a diferença. No PT+, o processo de mistura convectiva nas camadas superiores do oceano é enfraquecido ou até paralisado. Em PT-, ocorre o inverso e a resposta do oceano nesses experimentos é diretamente consistente com os cenários OC. Assim, comparando com os outros tipos, destacamos que existe uma inversão anômala da média da VP da AMSTAS2 em ambos os experimentos (Figura 94E, em PT+ a anomalia é negativa e positiva em PT-), embora a variação seja semelhante na temperatura (Figura 94D). Isso é uma indicação de que a formação da AMSTAS2 é mais afetada por processos dinâmicos.

Apesar da relação entre a velocidade do vento, o fluxo de calor pela superfície e os processos de evaporação (Talley et al. 2011), o efeito dinâmico do vento na formação da água modal apresenta uma maior resposta dos primeiros metros da camada superior do oceano. Os ventos geram uma mistura importante que afeta a temperatura na parte superior do oceano (Holte et al. 2012). O vento impulsiona o transporte de Ekman, que por sua vez tem um papel fundamental nas variações interanuais do volume de água modal (Sloyan et al. 2010). À medida que aumentamos a intensidade do vento (VV+), a temperatura média e a VP da camada de AMSTAS diminuem (Figura 94D e E) devido ao fortalecimento da mistura vertical e da ventilação da camada superior dos oceanos com águas mais profundas e mais frias. A redução do vento no VV- tem um efeito inversamente proporcional na temperatura média e um resultado inverso nos valores de VP (Figura 94D e E). A redução na espessura (Figura 94C) da AMSTAS3 em VV+ é devido a um processo semelhante ao do OC- (compare as Figuras A14 e A17 para mais detalhes), e a inversão dos sinais em relação a o dia inicial da formação AMSTAS1 e AMSTAS3 (Figura 94A) é meramente devido ao aparecimento da isoterma 16°C na superfície.

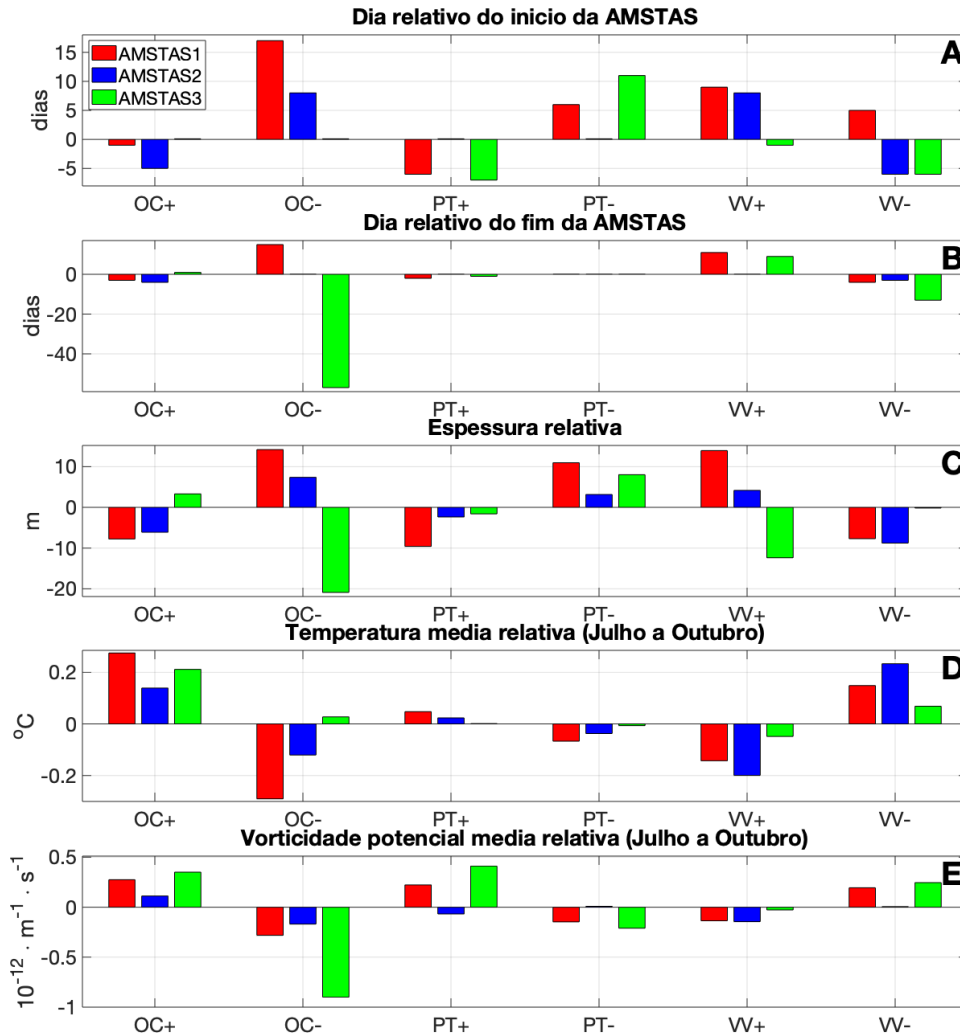


Figura 94: Resposta da água modal simulada a um aumento de desvio padrão (\pm) e diminuição dos valores de entrada de ondas curtas (OC+ e OC-); intensificação e redução de $\pm 25\%$ da precipitação (PT+ e PT-); e, aumento e enfraquecimento em $\pm 10\%$ da velocidade do vento (VV+ e VV-). Todas as variáveis são relativas à rodada controle (valor do experimento menos rodada controle). Vermelho: AMSTAS1. Azul: AMSTAS2. Verde: AMSTAS3. (A) Valores positivos (negativos) representam o avanço (atraso) da formação. (B) Valores negativos (positivos) representam o avanço (atraso) do final da formação. (C) Espessura média relativa. (D) Resposta da temperatura média relativa de Julho a Outubro. (E) Vorticidade potencial média relativa de Julho a Outubro.

Com um melhor entendimento da relação entre a formação dos AMSTAS e variáveis nos diferentes experimentos e as particularidades observadas na Figura 94, podemos avaliar as mudanças geradas pelos cenários dos experimentos de forma mais ampla. Portanto, investigamos a resposta da AMSTAS por meio de 5 parâmetros: volume médio, área, espessura, calor armazenado no oceano e anomalia da intensidade da vorticidade potencial (Equação 2 na Seção 5.3) (Figura 95). O volume quantifica o quanto as formações de AMSTAS são impactadas em cada cenário e sendo o volume uma função da área e espessura, podemos determinar se essa mudança é afetada mais horizontalmente ou verticalmente. O calor armazenado está diretamente relacionado à temperatura (integral da temperatura verticalmente) e é um diagnóstico de quanto o oceano é aquecido ou resfriado verticalmente. A intensidade da VP (I_{vp}) utiliza como referência o limite de VP para a identificação da AMSTAS ($1,5 \times 10^{-10} m^{-1} s^{-1}$), e assim nos permite avaliar a

homogeneidade de cada perfil (McCartney and Talley 1982; Qiu et al. 2006; Stevens et al. 2020). Se I_{vp} for negativo (positivo), os perfis são mais (menos) estratificados do que o controle. A Figura 95 mostra os resultados para cada variável dos experimentos de sensibilidade em relação ao controle.

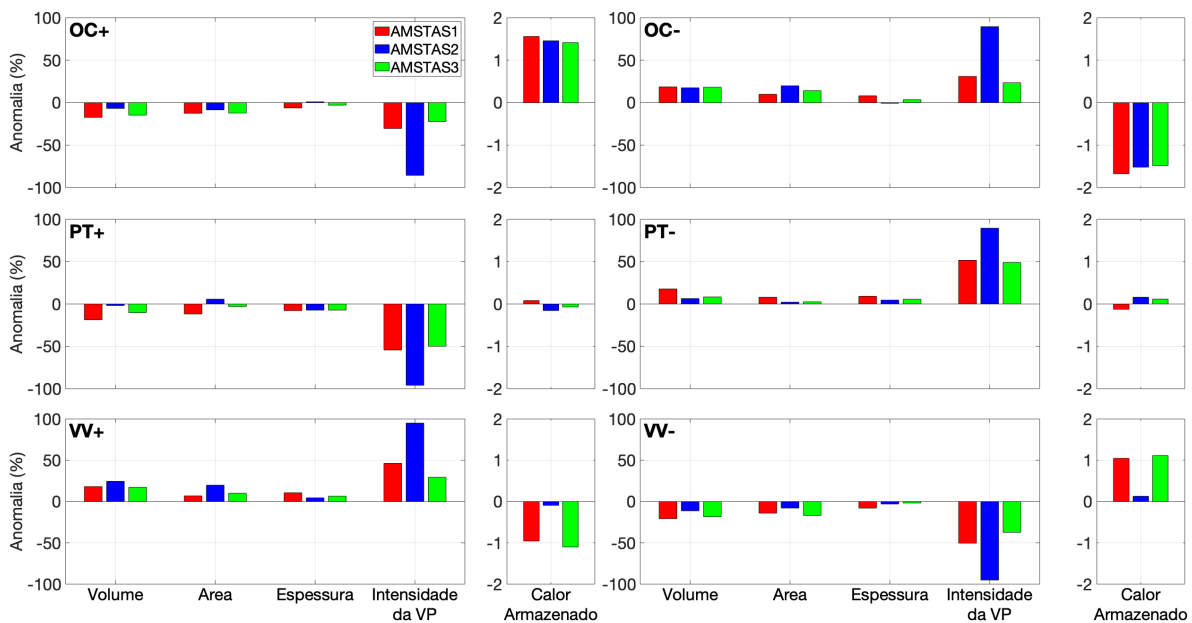


Figura 95: Volume, área, espessura, intensidade da VP e calor armazenado médio da camada de água modal de inverno em relação à rodada controle para cada tipo de AMSTAS em cada experimento de sensibilidade executado. A anomalia é expressa em % e representa o aumento/redução em relação ao controle.

No geral, a intensidade da VP da AMSTAS2 é mais sensível do que da AMSTAS1 e 3 para mudanças nas forçante atmosférica em todos os experimentos (Figura 95). Isso possivelmente se deve ao fato de que a região da AMSTAS2 (Figura 96) já apresenta valores de I_{vp} negativos durante o inverno ($-6,8 \times 10^{-9} s^{-1}$). Este resultado está de acordo com o fato de que a porção subtropical oriental do Atlântico Sul possui colunas de água menos estáveis (mais estratificadas) (Roemmich and Cornuelle 1992; Bernardo and Sato 2020). Essa instabilidade se deve à proximidade com a Retroflexão das Agulhas que é conhecida como uma região altamente energética (Olson and Evans 1986), que introduz águas mais quentes e estratificadas no Atlântico Sul (Gordon et al. 1987). Embora águas modais possam ser formadas na retroflexão (AMST do Oceano Índico) (Olson et al. 1992) resultante da camada de mistura de inverno remanescente do Oceano Índico, essas formações são mais estratificadas do que as águas modais observadas no oeste do Atlântico Sul ou no Hemisfério Norte (Toole and Warren 1993; Hanawa and Talley 2001). Assim, em experimentos onde há tendência de aumento da estratificação dos oceanos, regiões que já são verticalmente instáveis estão predispostas a amplificar essa resposta.

As regiões instáveis geralmente têm valores de I_{vp} negativos. Em experimentos onde há tendência de aumento da homogeneidade da camada superficial, os valores de I_{vp} tornam-se positivos. Assim, destaca-se o aumento da intensidade da AMSTAS2 em relação aos demais tipos (Figura 95). Seguindo essa lógica, notamos que a anomalia de volume da AMSTAS2 é maior em magnitude quando o oceano se tornava mais homogêneo do que quando era mais estratificado. Em outras palavras, o volume da AMSTAS2 é muito mais afetado por processos que aumentam a homogeneidade da coluna do que o inverso.

Como esperado, as mudanças na incidência de radiação de ondas curtas (experimentos OC) mostram o maior efeito nos valores de calor armazenado, com uma ligeira diferença entre os tipos (Figura 95 - OC+ e OC-). No entanto, essa diferença não é diretamente proporcional ao volume. Para AMSTAS1, as mudanças da área no caso OC+ são o dobro das mudanças na espessura, e no OC- essa relação é bem balanceada. Isso ocorre porque a região 1 perde mais calor em OC- do que ganha em OC+, alterando verticalmente o oceano de forma mais eficaz.

Embora os três tipos de AMSTAS tenham apresentado resposta semelhante em relação ao armazenamento de calor em ambos os experimentos OC, apenas a AMSTAS2 teve uma associação quase exclusiva da mudança de volume com a variação da área ocupada pelo água modal, com menos de $\pm 1\%$ de variação na espessura, ou seja, praticamente nenhum ganho ou perda de espessura. Isto significa que o volume foi alterado pela adição ou redução horizontal de perfis considerados suficientemente homogêneos para serem rotulados como água modal subtropical. Para a AMSTAS3, há uma variação mais pronunciada da área, porém, mudanças na espessura devem ser consideradas para as alterações de volume. O aumento da área foi relacionado a perfis mais espessos associados às temperaturas mais frias do intervalo típico de AMSTAS, e a variação da espessura, à posição vertical da isoterma 13°C .

A Figura 96B mostra que a AMSTAS1 está relacionada aos maiores valores de precipitação ($[4,0\pm 0,5]$ mm/dia), justificando o fato de que o volume de AMSTAS1 foi o mais impactado pelas mudanças impostas pelos experimentos PT. O contrário pode ser observado em relação à região 2, onde há distribuição dos menores valores de precipitação ($[2,7\pm 1,0]$ mm/dia) entre as áreas e, conseqüentemente, observamos sobre a AMSTAS2 o menor impacto no volume dentre todos os tipos. A anomalia de espessura foi semelhante entre os três tipos de AMSTAS (Figura 95 PT+). Portanto, o que determina a diferença de volume entre as AMSTAS é a anomalia da área, sendo a da AMSTAS1 a mais afetada negativamente. O aumento da precipitação em uma região que já possui valores mais elevados reduz o fluxo de água doce de forma mais veemente, diminuindo a quantidade de perfis contendo AMST. No PT-, tanto a espessura quanto a anomalia de área da AMSTAS1 são maiores, porém, o que diferencia o impacto no volume da AMSTAS2 e 3 é o aumento da espessura. A mesma lógica aplicada anteriormente ao fluxo de água doce explica a relação obtida neste experimento.

Ainda, observando a baixa variação do calor armazenado, entendemos que a influência da precipitação é quase exclusivamente dinâmica. Mesmo que o sinal de armazenamento de calor da AMSTAS1 seja invertido em relação aos outros tipos, não há efeito proporcional na anomalia de volume (Figura 95). Porém, no PT+, observamos que o volume da AMSTAS2 praticamente não variou (-1,8%). Esse efeito é relacionado a um aumento da área ocupada em oposição a uma redução na espessura. Portanto, apesar da redução esperada na espessura média, o aumento da precipitação em uma área com baixa taxa reduziu o armazenamento de calor e alterou a salinidade da região 2, acrescendo horizontalmente à camada perfis que antes não eram considerados como de AMSTAS2.

A variação da temperatura tem o sinal invertido nos experimentos VV, se comparados aos outros experimentos, e o mesmo pode ser visto no calor armazenado (Figura 94D). No entanto, a estratificação da AMSTAS2 é mais afetada do que o calor armazenado, quando comparada com os outros tipos. A formação da AMSTAS2 é influenciada pela Retroflexão das Agulhas que além de introduzir energia turbulenta no Atlântico Sul (Olson and Evans 1986), injeta águas relativamente mais salgadas e quentes, representando assim uma significativa entrada de calor no sistema do Atlântico Sul (Gordon 1985). Na porção de leste do Atlântico Sul, assumimos que o influxo de água do Oceano Índico tem mais influência

no armazenamento de calor do que os ventos sobre essa região. Segundo Bernardo and Sato (2020), existe outro fator que influencia a taxa de formação da AMSTAS2 além do fluxo de calor, e a quantidade de calor transferida entre as bacias deve ser considerada como um possível fator. A influência do vento neste processo está na relação da posição latitudinal dos ventos do Hemisfério Sul com o aumento do Vazamento das Agulhas (Biastrich et al. 2009), e não necessariamente com a intensidade dos ventos, fator alterado nos experimentos.

Outra relação que merece destaque é que com o aumento no VV+, a AMSTAS1 tem maior ganho de espessura e a AMSTAS3 de área. Torna-se evidente quando olhamos para a Figura 96C, onde a região 1 tem maiores valores de rotacional do vento em magnitude do que a região 3, portanto, com o aumento da intensidade dos componentes do vento, o bombeamento vertical pode ser intensificado para baixo e a espessura tende a aumentar. A distância entre as isotermas mais frias ligadas a AMSTAS3 aumenta e, conseqüentemente, a área também. Isso está relacionado à direção e intensidade dos ventos observados na Figura 96D, assim como os resultados para o mesmo tipo no experimento OC+. O processo inverso acontece para a AMSTAS3 no VV-. Nesse, a região da AMSTAS1 ganha mais calor e se torna mais estratificada do que o oposto no VV+. Portanto, o efeito torna-se semelhante ao que ocorre no OC+.

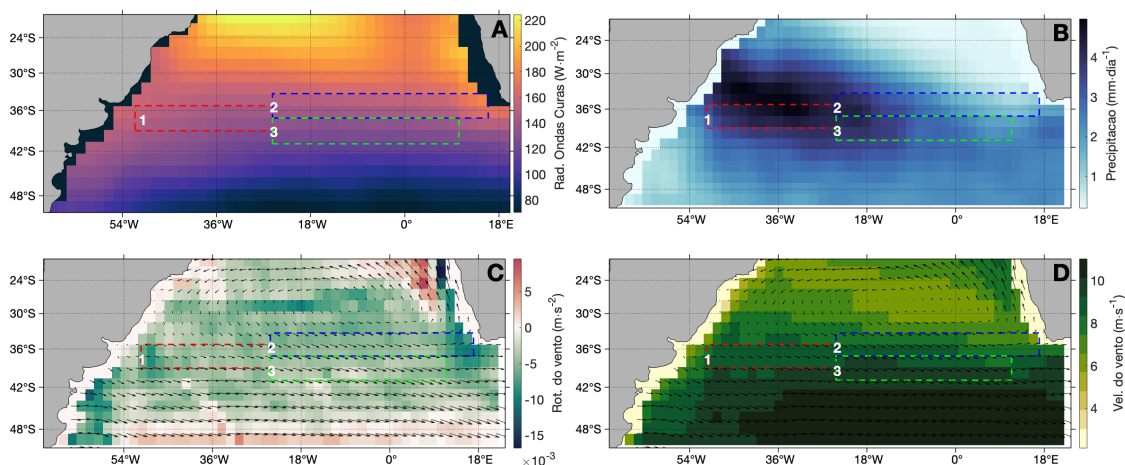


Figura 96: Mapas médios anuais para o Atlântico Sul dos dados de entrada do modelo NCAR - CESM. A. Radiação de Ondas Curtas de Superfície; B. Precipitação; C. Rotacional do vento estimado (cores) e vetor do vento; D. Velocidade do vento calculada (cores) e vetor do vento. Caixa vermelha (1): AMSTAS1; caixa azul (2): AMSTAS2; caixa verde (3): AMSTAS3.

10 Conclusão

As águas modais são camadas d'água marcadas por baixos gradientes verticais de temperatura e densidade, que refletem em uma homogeneidade marcante, em meio a outras camadas mais estratificadas. Sua formação ocorre em superfície, durante o período de inverno, após o rompimento da termoclina sazonal e o afloramento de isotermas típicas de subsuperfície. Devido ao período, a constituição da água modal é altamente governada pela perda de calor do oceano para a atmosfera, em conjunto a diversos processos que podem intensificar ou mitigar a intensidade do desenvolvimento dessa camada, como o vento, precipitação, passagem de vórtices, transporte e bombeamento de Ekman, entre outros. Depois desse processo, a camada de água modal torna-se mais densa que as águas em superfície, perde empuxo e começa afundar.

Até o fim da primavera, essa camada isola-se entre a termoclina sazonal e a permanente. Portanto, para a avaliação do processo de formação e investigação das principais características das águas modais, é necessário a utilização de campos 3D de temperatura e salinidade.

Podemos identificar três principais tipos de águas modais ao longo de todas as bacias: ‘Subtropical’, junto aos giros subtropicais das diferentes bacias; ‘Subantártica’, ao longo do oceano Austral, próxima a Frente Subantártica e as Frentes Subtropicais; ‘Subpolar’, no Hemisfério Norte, junto aos giros subpolares do Atlântico e Pacífico Norte. Cada uma dessas formações nas distintas bacias é marcada por um intervalo característico de temperatura, densidade, estado de estratificação, posição na coluna d’água e volume formado. Estudamos ao longo desse projeto a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS) (Provost et al. 1999), que pelo nome, já podemos compreender a região a ser estudada e as prováveis características termohalinas dessa formação.

A AMSTAS, no presente estudo, foi definida por um intervalo de temperatura entre 13°C e 16°C (12°C e 18°C para os dados Argo) vinculada à valores de vorticidade potencial menores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$. Essas duas variáveis foram utilizadas para identificarmos os perfis contendo a AMSTAS inicialmente nos perfis de temperatura e salinidade (ambas utilizadas para o cálculo da densidade e vorticidade potencial) dos dados Argo.

A investigação proposta para esses dados foi baseada inicialmente em mais de 190000 perfis, dentre esses, 6136 continham água modal subtropical, tanto em superfície quanto em subsuperfície. Em seguida, dividimos esses perfis em três tipos de AMSTAS (1, 2 e 3) através da aplicação de uma análise de *cluster*, onde cada tipo apresenta um intervalo típico de temperatura, salinidade, densidade e distribuição horizontal (Sato and Polito 2014). A descrição a seguir foi observada na identificação da AMSTAS em todos os dados e produtos avaliados. A AMSTAS1 encontra-se na porção oeste da bacia do Atlântico Sul, próxima a Confluência Brasil-Malvinas e a Recirculação da Corrente do Brasil, com valores de temperatura e densidade intermediárias entre os valores da AMSTAS2 e a 3. A AMSTAS2 está vinculada as maiores temperaturas e menores densidades dentre os três tipos, localizada na porção leste da bacia, junto a Retroflexão da Corrente das Agulhas até o centro da bacia. A AMSTAS3 é o tipo mais frio e denso, distribuída zonalmente ao longo de toda a bacia, ocupa uma faixa de 2° a 3°, ao sul da AMSTAS1 e 2, no limite sul do Giro Subtropical, ao norte da Frente Subtropical.

Os dados Argo foram utilizados para avaliarmos o pré-condicionamento da região típica de AMSTAS. Esse processo está relacionado ao estado do oceano anteriormente ao afloramento das isotermas de subsuperfície e o início da água modal em superfície. Para tanto avaliamos se existe relação entre as características dos perfis de pré-formação e as primeiras medidas dos ciclos de formação da AMSTAS. De forma geral, o oceano, na região típica de AMSTAS, encontra-se mais frio, mais salino, mais denso e menos estratificado do que o estado anterior. A camada de mistura também torna-se mais profunda e a influência dos processos que ocorrem na interface oceano-atmosfera atingem maiores profundidades, através de um processo convectivo mais profundo. Porém, ao avaliarmos o que ocorre por cada tipo, notamos que o efeito do início da formação é diferente para cada um. A temperatura apresenta maior alteração no caso da AMSTAS2 (redução em média de $[-0,25 \pm 0,08]^\circ\text{C}$), se comparada ao tipo 3, que reduz $(-0,05 \pm 0,07)^\circ\text{C}$ e a do tipo 1, que chega a ter a temperatura aumentada em $(0,06 \pm 0,11)^\circ\text{C}$. Para a AMSTAS1 e 3, a salinidade apresenta maior alteração no princípio da formação (média de $0,12 \pm 0,01$ e $0,08 \pm 0,01$, respectivamente), se comparada ao primórdio da AMSTAS2 ($0,01 \pm 0,01$). O resultado sobre a densidade e a vorticidade potencial é similar entre os tipos, sendo que para todos a densidade é acrescida

e a VP é reduzida.

Combinando as avaliações, percebemos que o resultado entre a pré-formação e o início da constituição das AMSTAS é similar: a camada superficial perde empuxo e fica mais homogênea. Porém, a relação com a variação das características termohalinas de cada área é diferente. Sendo essa, a primeira evidência de que a formação dos tipos de AMSTAS ocorre de maneira distinta. Sendo que o estado pré-formação do oceano em relação a salinidade e a densidade, possui correlação com a espessura do início da AMSTAS1 e 3, e não com a AMSTAS2.

Ainda sobre a utilização dos perfis Argo, investigamos uma quarta formação de água modal subtropical que é relacionada ao oceano Índico. Essa é definida como Água Modal Subtropical do Oceano Índico (AMSTOI) e é relacionada a um intervalo de temperatura mais restrito e quente (entre 17°C e 18°C). Essa formação transita para o Atlântico Sul através do vazamento das Agulhas e relaciona-se a região de formação da AMSTAS2 e 3. A classe de densidade vinculada a essa água modal do Índico ($26,0 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) intersecta com o valor médio da AMSTAS2 ($[26,0\pm 0,01] \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Portanto, entendemos que a entrada da AMSTOI, que é mais quente e estratificada, pode influenciar a AMSTAS2, alterando as suas características.

Em seguida, usamos campos médios mensais de temperatura e salinidade provenientes do conjunto de dados ISAS. A detecção da AMSTAS em cada perfil levou à determinação de uma série temporal da distribuição horizontal e vertical da camada de superfície e de subsuperfície e, conseqüentemente, do volume, com resolução mensal. A formação apresenta diferença entre a porção oeste e leste da bacia, sendo mais robusta e constante no lado oeste. Ao afundar, a camada de AMSTAS concentra-se a noroeste da região de estudo, devido a maior homogeneidade das águas modais de oeste e a configuração típica das isopícnais e da circulação do Atlântico Sul. O volume máximo em superfície é detectado sempre em Setembro, seguido sempre por um máximo em subsuperfície observado quase 3 meses depois, após a formação em superfície reduzir. O volume formado a cada ano apresenta nítida variabilidade interanual e relação entre a formação e o volume afundado.

Dividimos a AMSTAS em três tipos para observar as diferenças nas propriedades espaciais e temporais de cada tipo. De modo que a AMSTAS1 possui as maiores espessuras em superfície ($[228\pm 58] \text{ m}$), porém, a menor área ($[3,7\pm 2,7]\times 10^{11} \text{ m}^2$). A AMSTAS2 apresenta a maior área ocupada em superfície ($[5,4\pm 4,3]\times 10^{11} \text{ m}^2$), contudo, a menor espessura ($[163\pm 53] \text{ m}$) e as menores taxas de ocorrência. Esse balanço entre a espessura e a área ocupada gera volumes em superfície similares, entre $8,0\times 10^{13} \text{ m}^3$ e $8,8\times 10^{13} \text{ m}^3$. Em subsuperfície, as espessuras são similares entre os tipos (entre 131 m e 154 m), porém a área média ocupada pela AMSTAS1 ($17,0\times 10^{11} \text{ m}^2$) é maior do que a área do tipo 2 ($6,7\times 10^{11} \text{ m}^2$) e do tipo 3 ($10,8\times 10^{11} \text{ m}^2$). Por isso, o volume relacionado a AMSTAS1 é o mais robusto ($26,0\times 10^{13} \text{ m}^3$).

Essa avaliação nos levou a continuar a reflexão sobre a possibilidade de que para cada tipo de AMSTAS haja um processo distinto de formação relacionado a distintos processos na interface oceano-atmosfera. As interações estão diretamente relacionadas à dinâmica de cada região de formação, com diferentes causas e intensidades. Assim, avaliamos o fluxo de calor como a principal causa desta variabilidade e do volume formado mensalmente.

Estimamos a taxa de formação de água devido ao fluxo de calor, na faixa de temperatura de 13—16°C, através da metodologia de Walin (1982), e comparamos com a taxa de formação de volume estimada através dos dados ISAS. Através desse paralelo feito entre as duas taxas, observamos que em média a formação de AMSTAS é sempre menor do que a estimada pelo fluxo de calor, nos apontando para o

fato de que nem toda água transformada por fluxos de calor nesse intervalo de temperatura se torna água modal. No entanto, a avaliação permaneceu: A variabilidade do fluxo de calor apresenta o mesmo padrão para todos os três tipos?

Os resultados mostraram que o fluxo de calor domina apenas a formação dos Tipos 1 e 2. O tipo 2 apresenta menor formação em relação ao potencial de formação ($\text{Taxa Walin} \geq \text{ISAS}$) e a taxa do primeiro tipo está mais próxima do diagnosticado ($\text{Taxa Walin} \simeq \text{ISAS}$). Observamos que ocorre de maneira distinta com o Tipo 3: há mais AMSTAS se formando do que o esperado. Analisando esses resultados, entendemos que para os Tipos 2 e 3, existem outros fatores adicionados ao fluxo de calor (como o vento, passagem de vórtices e o fluxo através da Frente Subtropical) que provavelmente aumentam ou diminuem a formação da AMSTAS, impactando de forma diferente a variação interanual. Para o Tipo 1, aparentemente, o fluxo de calor controla grande parte de seu volume e de sua variação interanual.

Por fim, avaliamos a relação entre a formação dos diferentes tipos de AMSTAS com diferentes processos atmosféricos. O principal objetivo era investigar se há uma resposta distinta de cada tipo para um determinado processo. Para início da análise, examinamos se havia correlação significativa entre os valores de espessura dos tipos de AMSTAS, avaliados nos dados ISAS, com algumas variáveis atmosféricas, provenientes da reanálise ERA5, como: fluxo de calor pela superfície, evaporação, precipitação, velocidade do vento, bombeamento e transporte meridional de Ekman. Esse resultado nos motivou a avaliar a formação da AMSTAS em um modelo de circulação geral (NCAR CESM1.2.2), onde pudéssemos controlar a intensidade da forçante atmosférica nos dados de entrada para entendermos a resposta das características das águas modais.

A rodada controle gerada para comparação com os resultados dos experimentos simulou as características gerais da AMSTAS com alto grau de fidelidade. Assim, nos permitiu avaliar cada tipo de água modal subtropical separadamente e explorar as particularidades de cada processo de formação. Cada tipo de água modal apresenta uma composição termohalina distinta, diferentes ciclos de formação, períodos de afloramento e estruturas de estratificação vertical. Assim, nos dando uma dica de que cada formação deve ter uma relação diferente com os processos na interface. Experimentos de sensibilidade foram projetados onde a intensidade da radiação de ondas curtas, precipitação e magnitude das componentes do vento poderiam ser amplificadas ou reduzidas.

O AMSTAS1 apresentou aumento de volume em relação ao controle para a redução da incidência de radiação de ondas curtas (OC+), a redução da precipitação e o aumento da velocidade do vento, com valores de aumento próximos entre si ($18,2 \pm 0,4\%$). Quando o volume é reduzido, a AMSTAS1 sofre o maior impacto relacionada as mudanças na intensidade dos ventos e é menos sensível ao aumento da incidência de ondas curtas. A variação de volume da AMSTAS2 tem uma relação muito baixa com a precipitação, tendo uma relação maior com a variação da componentes do vento, principalmente para o caso onde há intensificação do vento (VV+). Portanto, os processos dinâmicos têm maior influência nesta água modal. A anomalia do volume da AMSTAS3 apresenta uma taxa menor nos experimentos de precipitação quando comparada aos demais. Se avaliarmos os experimentos de ondas curtas (OC) e da velocidade do vento (VV), notamos que a AMSTAS3 é a formação menos impactada em termos de estratificação da região, sendo que a área é sempre mais afetada do que a espessura. Portanto, AMSTAS3 é mais influenciado pela maior ou menor disponibilidade de água em temperaturas mais baixas (em relação ao limite de identificação da AMSTAS). Por ser uma região com perda de calor relativamente menor, essa entrada deve vir da porção mais ao sul do Atlântico Sul relacionada a Água Modal Subantártica (Tsuchiya

1986) ou um transporte através das frentes (Smythe-Wright et al. 1998).

Em suma, esses resultados nos apresentam um novo cenário sobre a AMSTAS e a relação entre o oceano superior e a atmosfera: diferentes processos controlam a formação de diferentes tipos de AMSTAS, impondo variações interanuais e mudanças particulares nas características físicas dessas águas. Nosso estudo forneceu informações sobre o efeito proveniente dos processos atmosféricos da interface para a formação das águas modais subtropicais no Atlântico Sul. Concluímos que as variações no volume de AMSTAS1 e 3 são principalmente impulsionadas por mudanças nos processos termodinâmicos, sendo a AMSTAS1 mais a influência do fluxo de calor. Enquanto a formação de AMSTAS2 é principalmente influenciada por processos dinâmicos, como alterações no vento ou a introdução de energia turbulenta no sistema do Atlântico Sul, proveniente do Oceano Índico.

Referências

- Alfultis, M. A. and P. Cornillon (2001). Annual and interannual changes in the North Atlantic STMW layer properties. *Journal of Physical Oceanography* 31(8), 2066–2086.
- Andersson, A. J., L. A. Krug, N. R. Bates, and S. C. Doney (2013). Sea–air CO₂ flux in the North Atlantic subtropical gyre: Role and influence of Sub-Tropical Mode Water formation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 57–70.
- Assireu, A., M. Stevenson, and J. Stech (2003). Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters. *Continental Shelf Research* 23(2), 145–157.
- Beal, L. M., W. P. De Ruijter, A. Biastoch, R. Zahn, et al. (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature* 472(7344), 429–436.
- Belkin, I. M. and A. L. Gordon (1996). Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101(C2), 3675–3696.
- Bernardo, P. S. and O. T. Sato (2020). Volumetric Characterization of the South Atlantic Subtropical Mode Water Types. *Geophysical Research Letters* 47(8), e2019GL086653.
- Bernardo, P. S., O. T. Sato, and A. S. Taschetto (under review). Simulated response of South Atlantic Subtropical Mode Water to air-sea processes.
- Biastoch, A., C. W. Böning, F. U. Schwarzkopf, and J. Lutjeharms (2009). Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature* 462(7272), 495.
- Billheimer, S. and L. D. Talley (2016). Annual cycle and destruction of Eighteen Degree Water. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121(9), 6604–6617.
- Bingham, F. M. (1992). Formation and spreading of subtropical mode water in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 97(C7), 11177–11189.
- Brion, E. and F. Gaillard (2012). ISAS-Tool Version 6: User’s manual. *IFREMER Rapport LPO 0*, 1–45.
- Carton, J. A., G. A. Chepurin, and L. Chen (2018). SODA3: A new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate* 31(17), 6967–6983.

- Cerovečki, I. and D. Giglio (2016). North Pacific Subtropical Mode Water volume decrease in 2006–2009 estimated from Argo observations: influence of surface formation and basin scale oceanic variability. *Journal of Climate* 29(6), 2177–2199.
- Cerovecki, I., L. D. Talley, and M. R. Mazloff (2011). A comparison of Southern Ocean air-sea buoyancy flux from an ocean state estimate with five other products. *Journal of climate* 24(24), 6283–6306.
- Cerovečki, I., L. D. Talley, M. R. Mazloff, and G. Maze (2013). Subantarctic mode water formation, destruction, and export in the eddy-permitting Southern Ocean state estimate. *Journal of physical oceanography* 43(7), 1485–1511.
- Cronin, M. and J. Sprintall (2009). Wind and buoyancy-forced upper ocean. *Elements of Physical Oceanography: A derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences 2nd Edition*, 237–245.
- Cushman-Roisin, B. and J.-M. Beckers (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*, Volume 101. Academic press.
- Da Silva, A. (1994). Algorithms and Procedures. Vol. 1, Atlas of Surface Marine Data. *NOAA Atlas NESDIS 6*, 74.
- da Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. Godoi, and Y. Ikeda (2000). A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. Bras. Ocean* 48(2), 171–183.
- Davis, X. J., F. Straneo, Y.-O. Kwon, K. A. Kelly, and J. M. Toole (2013). Evolution and formation of North Atlantic Eighteen Degree Water in the Sargasso Sea from moored data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 11–24.
- Davis, X. J., R. A. Weller, S. Bigorre, and A. J. Plueddemann (2013). Local oceanic response to atmospheric forcing in the Gulf Stream region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 71–83.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109(C12), 1–20.
- Deacon, S. G. E. R. and G. Britain (1937). *Note on the dynamics of the Southern Ocean*. University Press.
- Dong, S. and K. A. Kelly (2013). How Well Do Climate Models Reproduce North Atlantic Subtropical Mode Water? *Journal of Physical Oceanography* 43(10), 2230–2244.
- Donners, J., S. Drijfhout, and W. Hazeleger (2005). Water mass transformation and subduction in the South Atlantic. *Journal of physical oceanography* 35(10), 1841–1860.
- Douglass, E. M., S. R. Jayne, S. Peacock, F. O. Bryan, and M. E. Maltrud (2012). Subtropical mode water variability in a climatologically forced model in the northwestern Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 42(1), 126–140.
- Downes, S. M., N. L. Bindoff, and S. R. Rintoul (2009). Impacts of climate change on the subduction of mode and intermediate water masses in the Southern Ocean. *Journal of Climate* 22(12), 3289–3302.

- Escoffier, C. and C. Provost (1998). Surface forcing over the South West Atlantic according to NCEP and ECMWF reanalyses over the period 1979–1990. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(5), 537–542.
- Ferreira, M. B., O. T. Sato, P. S. Polito, and P. S. Bernardo (2019). Examining the Subtropical Mode Water in the Southwestern Atlantic from in situ observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124(4), 2513–2526.
- Fine, R. A., M. J. Warner, and R. F. Weiss (1988). Water mass modification at the Agulhas Retroflection: Chlorofluoromethane studies. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35(3), 311–332.
- Forget, G., G. Maze, M. Buckley, and J. Marshall (2011). Estimated seasonal cycle of North Atlantic eighteen degree water volume. *Journal of Physical Oceanography* 41(2), 269–286.
- Fratantoni, D. M., Y.-O. Kwon, and B. A. Hodges (2013). Direct observation of subtropical mode water circulation in the western North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 35–56.
- Gaillard, F., E. Brion, and R. Charraudeau (2009). ISAS–V5: Description of the method and user manual. *IFREMER Rapport LPO* 9, 04–34.
- Gaillard, F., T. Reynaud, V. Thierry, N. Kolodziejczyk, and K. von Schuckmann (2016). In situ–based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with ISAS: Variability of the heat content and steric height. *Journal of Climate* 29(4), 1305–1323.
- Gao, L., S. R. Rintoul, and W. Yu (2018). Recent wind-driven change in Subantarctic Mode Water and its impact on ocean heat storage. *Nature Climate Change* 8(1), 58–63.
- Garrett, C., K. Speer, and E. Tragou (1995). The relationship between water mass formation and the surface buoyancy flux, with application to Phillips’ Red Sea model. *Journal of physical oceanography* 25(7), 1696–1705.
- Gary, S., M. Lozier, Y.-O. Kwon, and J. Park (2014). The fate of North Atlantic subtropical mode water in the FLAME model. *Journal of Physical Oceanography* 44(5), 1354–1371.
- Garzoli, S. L. and A. Bianchi (1987). Time-space variability of the local dynamics of the Malvinas–Brazil confluence as revealed by inverted echo sounders. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92(C2), 1914–1922.
- Garzoli, S. L. and Z. Garraffo (1989). Transports, frontal motions and eddies at the Brazil–Malvinas Currents Confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36(5), 681–703.
- Gill, A. E. (2016). *Atmosphere—ocean dynamics*. Elsevier.
- Gong, X. and M. B. Richman (1995). On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies. *Journal of Climate* 8(4), 897–931.
- Goni, G. J. and I. Wainer (2001). Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106(C12), 31117–31128.
- Gordon, A. L. (1981). South Atlantic thermocline ventilation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 28(11), 1239–1264.

- Gordon, A. L. (1985). Indian-Atlantic transfer of thermocline water at the Agulhas Retroflection. *Science* 227(4690), 1030–1033.
- Gordon, A. L. (1989). Brazil-Malvinas Confluence–1984. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36(3), 359–384.
- Gordon, A. L. and C. L. Greengrove (1986). Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33(5), 573–585.
- Gordon, A. L., J. R. Lutjeharms, and M. L. Gruendligh (1987). Stratification and circulation at the Agulhas Retroflection. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 34(4), 565–599.
- Gould, J., D. Roemmich, S. Wijffels, H. Freeland, M. Ignaszewsky, X. Jianping, S. Pouliquen, Y. Desaubies, U. Send, K. Radhakrishnan, et al. (2004). Argo profiling floats bring new era of in situ ocean observations. *Eos* 85(19), 179–184.
- Hanawa, K. (1987). Interannual variations of the winter-time outcrop area of subtropical mode water in the western North Pacific Ocean. *Atmosphere-Ocean* 25(4), 358–374.
- Hanawa, K. and J. Kamada (2001). Variability of core layer temperature (CLT) of the North Pacific subtropical mode water. *Geophysical research letters* 28(11), 2229–2232.
- Hanawa, K. and L. D. Talley (2001). Mode waters. *International Geophysics* 77, 373–386.
- Hartin, C. A., R. A. Fine, B. M. Sloyan, L. D. Talley, T. K. Chereskin, and J. Happell (2011). Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water within the South Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 58(5), 524–534.
- Hautala, S. L. and D. H. Roemmich (1998). Subtropical mode water in the Northeast Pacific Basin. *Journal of Geophysical Research* 103, 13.
- Haynes, P. and M. McIntyre (1987). On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *Journal of the Atmospheric Sciences* 44(5), 828–841.
- Hazeleger, W. and S. Drijfhout (1998). Mode water variability in a model of the subtropical gyre: Response to anomalous forcing. *Journal of Physical Oceanography* 28(2), 266–288.
- Herraiz-Borreguero, L. and S. R. Rintoul (2011). Subantarctic mode water: distribution and circulation. *Ocean Dynamics* 61(1), 103–126.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146(730), 1999–2049.
- Holbrook, N. J. and A. M. Maharaj (2008). Southwest Pacific subtropical mode water: A climatology. *Progress in Oceanography* 77(4), 298–315.
- Holmes, R. M., J. D. Zika, and M. H. England (2019). Diathermal Heat Transport in a Global Ocean Model. *Journal of Physical Oceanography* 49(1), 141–161.
- Holte, J., L. D. Talley, J. Gilson, and D. Roemmich (2017). An Argo mixed layer climatology and database. *Geophysical Research Letters* 44(11), 5618–5626.
- Holte, J. W., L. D. Talley, T. K. Chereskin, and B. M. Sloyan (2012). The role of air-sea fluxes in Subantarctic Mode Water formation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C3), 1–17.

- Hong, Y., Y. Du, T. Qu, Y. Zhang, and W. Cai (2020). Variability of the subantarctic mode water volume in the South Indian Ocean during 2004–2018. *Geophysical Research Letters* 47(10), e2020GL087830.
- Hurrell, J. W., M. M. Holland, P. R. Gent, S. Ghan, J. E. Kay, P. J. Kushner, J.-F. Lamarque, W. G. Large, D. Lawrence, K. Lindsay, et al. (2013). The community earth system model: a framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94(9), 1339–1360.
- Joyce, T. M. (2011). New perspectives on eighteen-degree water formation in the North Atlantic. *New Developments in Mode-Water Research* 68, 41–48.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, et al. (1996). The NCEP/NCAR reanalysis 40-year project. *Bull. Am. Meteorol. Soc* 77(3), 437–471.
- Käse, R., W. Zenk, T. Sanford, and W. Hiller (1985). Currents, fronts and eddy fluxes in the Canary Basin. *Progress in Oceanography* 14, 231–257.
- Katsura, S. (2018). Properties, formation, and dissipation of the North Pacific Eastern Subtropical Mode Water and its impact on interannual spiciness anomalies. *Progress in Oceanography* 162, 120–131.
- Kay, J., C. Deser, A. Phillips, A. Mai, C. Hannay, G. Strand, J. Arblaster, S. Bates, G. Danabasoglu, J. Edwards, et al. (2015). The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society* 96(8), 1333–1349.
- Kelly, K. A. and S. Dong (2013). The contributions of atmosphere and ocean to North Atlantic Subtropical Mode Water volume anomalies. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 111–127.
- Kelly, K. A., R. J. Small, R. Samelson, B. Qiu, T. M. Joyce, Y.-O. Kwon, and M. F. Cronin (2010). Western boundary currents and frontal air–sea interaction: Gulf Stream and Kuroshio Extension. *Journal of Climate* 23(21), 5644–5667.
- Kouketsu, S., H. Tomita, E. Oka, S. Hosoda, T. Kobayashi, and K. Sato (2011). The role of meso-scale eddies in mixed layer deepening and mode water formation in the western North Pacific. In *New Developments in Mode-Water Research*, pp. 59–73. Springer.
- Kwon, E. Y. (2013). Temporal variability of transformation, formation, and subduction rates of upper Southern Ocean waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(11), 6285–6302.
- Kwon, Y.-O. and S. C. Riser (2004). North Atlantic Subtropical Mode Water: A history of ocean-atmosphere interaction 1961–2000. *Geophysical research letters* 31(19), 1–4.
- Large, W. G. and S. Yeager (2009). The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. *Climate dynamics* 33(2-3), 341–364.
- Legeckis, R. and A. L. Gordon (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland currents—1975 1976 and 1978. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29(3), 375–401.
- Lentini, C. A., G. J. Goni, and D. B. Olson (2006). Investigation of Brazil Current rings in the confluence region. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(C6), 1–17.

- Li, Z. (2012). Interannual and decadal variability of the subtropical mode water formation in the South Pacific Ocean. *Ocean Modelling* 47, 96–112.
- Luo, Y., Q. Liu, and L. M. Rothstein (2009). Simulated response of North Pacific Mode Waters to global warming. *Geophysical Research Letters* 36(23), 1–6.
- Luyten, J., J. Pedlosky, and H. Stommel (1983). The Ventilated Thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 13(2), 292–309.
- Maamaatuaiahutapu, K., C. Provost, C. Andrié, and X. Vigan (1999). Origin and ages of mode waters in the Brazil-Malvinas Confluence region during austral winter 1994. *Journal of Geophysical Research* 104(C9), 21051–21.
- Marshall, J. et al. (2005). CLIMODE: A mode water dynamics experiment in support of CLIVAR. *US Clivar Variations* 3(2), 8–14.
- Marshall, J., D. Jamous, and J. Nilsson (1999). Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46(4), 545–572.
- Marshall, J. and F. Schott (1999). Open ocean deep convection: Observations, models and theory. *Rev. Geophys* 37(1), 1–64.
- Marshall, J. C. and A. G. Nurser (1992). Fluid dynamics of oceanic thermocline ventilation. *Journal of physical oceanography* 22(6), 583–595.
- Marshall, J. C., R. G. Williams, and A. G. Nurser (1993). Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 23(7), 1315–1329.
- Masuzawa, J. (1969). Subtropical mode water. In *Deep sea research and oceanographic abstracts*, Volume 16, pp. 463–472. Elsevier.
- Maze, G., J. Deshayes, J. Marshall, A.-M. Tréguier, A. Chronis, and L. Vollmer (2013). Surface vertical PV fluxes and subtropical mode water formation in an eddy-resolving numerical simulation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 91, 128–138.
- Maze, G., G. Forget, M. Buckley, J. Marshall, and I. Cerovecki (2009). Using transformation and formation maps to study the role of air-sea heat fluxes in North Atlantic Eighteen Degree Water formation. *Journal of Physical Oceanography* 39(8), 1818–1835.
- Maze, G. and J. Marshall (2011). Diagnosing the observed seasonal cycle of Atlantic subtropical mode water using potential vorticity and its attendant theorems. *Journal of Physical Oceanography* 41(10), 1986–1999.
- McCartney, M. (1977). Subantarctic mode water. *A Voyage of Discovery: George Deacon 70th Anniversary Volume 0*, 103–119.
- McCartney, M. S. and L. D. Talley (1982). The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr* 12(11), 1169–1188.
- McDougall, T. J. and P. M. Barker (2011). Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox. *SCOR/IAPSO WG 127*, 1–28.

- Miranda, L. (1985). Forma de correlação TS de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) ea Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. *Bolm Inst. oceanogr., S Paulo* 33(2), 105–119.
- Moum, J. and W. Smyth (2001). Upper ocean mixing processes. *Encyclopedia of Ocean Sciences* 6, 3093–3100.
- Murray, R. J. (1996). Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. *Journal of Computational Physics* 126(2), 251–273.
- Nakamura, H. (1996). A pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central subtropical North Pacific: Its distribution and formation. *Journal of Oceanography* 52(2), 171–188.
- Nishikawa, S., H. Tsujino, K. Sakamoto, and H. Nakano (2013). Diagnosis of water mass transformation and formation rates in a high-resolution GCM of the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(3), 1051–1069.
- Oka, E., S. Kouketsu, K. Toyama, K. Uehara, T. Kobayashi, S. Hosoda, and T. Suga (2011). Formation and subduction of central mode water based on profiling float data, 2003–08. *Journal of Physical Oceanography* 41(1), 113–129.
- Oka, E. and B. Qiu (2012). Progress of North Pacific mode water research in the past decade. *Journal of oceanography* 68(1), 5–20.
- Oka, E., B. Qiu, Y. Takatani, K. Enyo, D. Sasano, N. Kosugi, M. Ishii, T. Nakano, and T. Suga (2015). Decadal variability of Subtropical Mode Water subduction and its impact on biogeochemistry. *Journal of oceanography* 71(4), 389–400.
- Old, C. and K. Haines (2006). North Atlantic subtropical mode waters and ocean memory in HadCM3. *Journal of climate* 19(7), 1126–1148.
- Olson, D. B. and R. H. Evans (1986). Rings of the agulhas current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33(1), 27–42.
- Olson, D. B., R. A. Fine, and A. L. Gordon (1992). Convective modifications of water masses in the Agulhas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 39, S163–S181.
- Pacanowski, R. C., K. Dixon, and A. Rosati (1991). The GFDL modular ocean model users guide. *GFDL Ocean Group Tech. Rep* 2, 142.
- Palter, J. B., M. S. Lozier, and R. T. Barber (2005). The effect of advection on the nutrient reservoir in the North Atlantic subtropical gyre. *Nature* 437(7059), 687–692.
- Peng, G., E. P. Chassignet, Y.-O. Kwon, and S. C. Riser (2006). Investigation of variability of the North Atlantic Subtropical Mode Water using profiling float data and numerical model output. *Ocean Modelling* 13(1), 65–85.
- Peterson, R. G. and L. Stramma (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in oceanography* 26(1), 1–73.
- Pezzi, L. P., R. B. d. Souza, M. S. Dourado, C. A. E. Garcia, M. Mata, and M. Silva-Dias (2005). Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters* 32(22), 1–4.

- Piola, A. R., E. J. Campos, O. O. Möller, M. Charo, and C. Martinez (2000). Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 105(C3), 6565–6578.
- Provost, C., C. Escoffier, K. Maamaatuaiahutapu, A. Kartavtseff, and V. Garçon (1999). Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean. *Journal of geophysical research* 104(C9), 21033–21.
- Provost, C., S. Gana, V. Garçon, K. Maamaatuaiahutapu, and M. England (1995). Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100(C6), 10655–10678.
- Qiu, B. and S. Chen (2006). Decadal variability in the formation of the North Pacific Subtropical Mode Water: Oceanic versus atmospheric control. *Journal of physical oceanography* 36(7), 1365–1380.
- Qiu, B., S. Chen, and P. Hacker (2007). Effect of mesoscale eddies on subtropical mode water variability from the Kuroshio Extension System Study (KESS). *Journal of Physical Oceanography* 37(4), 982–1000.
- Qiu, B., P. Hacker, S. Chen, K. A. Donohue, D. R. Watts, H. Mitsudera, N. G. Hogg, and S. R. Jayne (2006). Observations of the subtropical mode water evolution from the Kuroshio Extension System Study. *Journal of Physical Oceanography* 36(3), 457–473.
- Qu, T., S.-P. Xie, H. Mitsudera, and A. Ishida (2002). Subduction of the North Pacific mode waters in a global high-resolution GCM. *Journal of physical oceanography* 32(3), 746–763.
- Rae, D. (1991). Agulhas retroflection rings in the South Atlantic Ocean: an overview. *South African Journal of Marine Science* 11(1), 327–344.
- Rainville, L., S. R. Jayne, and M. F. Cronin (2014). Variations of the North Pacific subtropical mode water from direct observations. *Journal of Climate* 27(8), 2842–2860.
- Ribbe, J. and M. Tomczak (1997). On convection and the formation of subantarctic mode Water in the Fine Resolution Antarctic Model (FRAM). *Journal of Marine Systems* 13(1-4), 137–154.
- Richardson, P. L. (2007). Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 54(8), 1361–1389.
- Rintoul, S. R. and M. H. England (2002). Ekman transport dominates local air–sea fluxes in driving variability of Subantarctic Mode Water. *Journal of Physical Oceanography* 32(5), 1308–1321.
- Roemmich, D., O. Boebel, Y. Desaubies, H. Freeland, B. King, P.-Y. LeTraon, R. Molinari, B. Owens, S. Riser, U. Send, et al. (1999). Argo: The global array of profiling floats. *CLIVAR Exchanges* 13(4 (3)), 4–5.
- Roemmich, D. and B. Cornuelle (1992). The subtropical mode waters of the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 22(10), 1178–1187.
- Sato, O. and P. Polito (2014). Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(5), 2860–2881.
- Schneider, W. and L. Bravo (2006). Argo profiling floats document Subantarctic Mode Water formation west of Drake Passage. *Geophysical research letters* 33(16), 23–26.
- Silveira, I. C. A. d., M. B. de Miranda, and W. S. Brown (1994). On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.* 99, 22501–22512.

- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, and J. Holte (2010). Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water formation in the southeast Pacific: The role of turbulent mixing. *Journal of physical oceanography* 40(7), 1558–1574.
- Smythe-Wright, D., P. Chapman, C. M. Duncombe Rae, L. V. Shannon, and S. M. Boswell (1998). Characteristics of the South Atlantic subtropical frontal zone between 15°W and 5°E. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45(1), 167–192.
- Speer, K., S. R. Rintoul, and B. Sloyan (2000). The diabatic Deacon cell. *Journal of physical oceanography* 30(12), 3212–3222.
- Speer, K. and E. Tziperman (1992). Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 22(1), 93–104.
- Stammer, D., C. Wunsch, R. Giering, C. Eckert, P. Heimbach, J. Marotzke, A. Adcroft, C. Hill, and J. Marshall (2002). Global ocean circulation during 1992–1997, estimated from ocean observations and a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107(C9), 1–1.
- Stevens, S. W., R. J. Johnson, G. Maze, and N. R. Bates (2020). A recent decline in North Atlantic subtropical mode water formation. *Nature Climate Change* 10(4), 335–341.
- Stommel, H. (1965). *The Gulf Stream, A Physical and Dynamical Description* (2 ed.). University of California Press, Berkeley. 248 pp.
- Stommel, H. (1979). Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 76(7), 3051–3055.
- Stramma, L. and M. England (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104(C9), 20863–20.
- Stramma, L. and R. G. Peterson (1989). Geostrophic transport in the Benguela Current region. *Journal of Physical Oceanography* 19(10), 1440–1448.
- Stramma, L. and R. G. Peterson (1990). The South Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography* 20(6), 846–859.
- Suga, T. and K. Hanawa (1990). The mixed-layer climatology in the northwestern part of the North Pacific subtropical gyre and the formation area of Subtropical Mode Water. *Journal of Marine Research* 48(3), 543–566.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995). Interannual variations of North Pacific subtropical mode water in the 137 E section. *Journal of Physical Oceanography* 25(5), 1012–1017.
- Suga, T., K. Motoki, Y. Aoki, and A. M. Macdonald (2004). The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters. *Journal of Physical Oceanography* 34(1), 3–22.
- Suga, T. and L. D. Talley (1995). Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100(C7), 13441–13453.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, R. H. Fleming, et al. (1942). *The oceans: their physics, chemistry, and general biology*, Volume 1087. Prentice-Hall New York.
- Talley, L. and M. Raymer (1982). Eighteen degree water variability. *J. Mar. Res* 40, 757–775.

- Talley, L. D. (1988). Potential vorticity distribution in the North Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 18(1), 89–106.
- Talley, L. D. (1997). North Pacific Intermediate Water transports in the mixed water region. *Journal of physical oceanography* 27(8), 1795–1803.
- Talley, L. D. and M. S. McCartney (1982). Distribution and circulation of Labrador Sea Water. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 1189–1205.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Access Online via Elsevier.
- Thompson, R. O. and R. Edwards (1981). Mixing and water-mass formation in the Australian Subantarctic. *Journal of Physical Oceanography* 11, 1399–1406.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, and S.-P. Xie (2005). SST-induced surface wind variations over the Brazil–Malvinas confluence: Satellite and in situ observations. *Journal of climate* 18(17), 3470–3482.
- Tomczak, M. and J. Godfrey (1994). *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon.
- Toole, J. M. and B. A. Warren (1993). A hydrographic section across the subtropical South Indian Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40(10), 1973–2019.
- Toyama, K. and T. Suga (2010). Vertical structure of North Pacific mode waters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 57(13), 1152–1160.
- Toyoda, T., T. Awaji, Y. Ishikawa, and T. Nakamura (2004). Preconditioning of winter mixed layer in the formation of North Pacific eastern subtropical mode water. *Geophysical research letters* 31(17), 1–5.
- Tsuchiya, M. (1986). Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 16(4), 235–267.
- Tsuchiya, M., L. Talley, and M. McCartney (1994). Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *Journal of Marine Research* 52(1), 55–81.
- Tsuchiya, M. and L. D. Talley (1996). Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135W. *Journal of Marine Research* 54(3), 541–564.
- Uppala, S. M., P. Kållberg, A. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography* 131(612), 2961–3012.
- Walín, G. (1982). On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus* 34(2), 187–195.
- Warren, B. A. (1972). Insensitivity of subtropical mode water characteristics to meteorological fluctuations. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Volume 19, pp. 1–19. Elsevier.
- Webb, D. J., A. C. Coward, B. A. De Cuevas, and C. S. Gwilliam (1997). A multiprocessor ocean general circulation model using message passing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14(1), 175–183.

- Worthington, L. (1959). The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research (1953)* 5(2), 297–305.
- Worthington, L. V. (1972). Negative oceanic heat flux as a cause of water-mass formation. *Journal of Physical Oceanography* 2(3), 205–211.
- Worthington, L. V. (1976). *On the North Atlantic Circulation*. John Hopkins University Press.
- Wu, B., X. Lin, and L. Yu (2020). North Pacific subtropical mode water is controlled by the Atlantic Multidecadal Variability. *Nature Climate Change* 10(3), 238–243.
- Xie, S.-P., T. Kunitani, A. Kubokawa, M. Nonaka, and S. Hosoda (2000). Interdecadal thermocline variability in the North Pacific for 1958–97: A GCM simulation. *Journal of physical oceanography* 30(11), 2798–2813.
- Yasuda, T. and K. Hanawa (1997). Decadal changes in the mode waters in the midlatitude North Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 27(6), 858–870.

11 Apêndice A

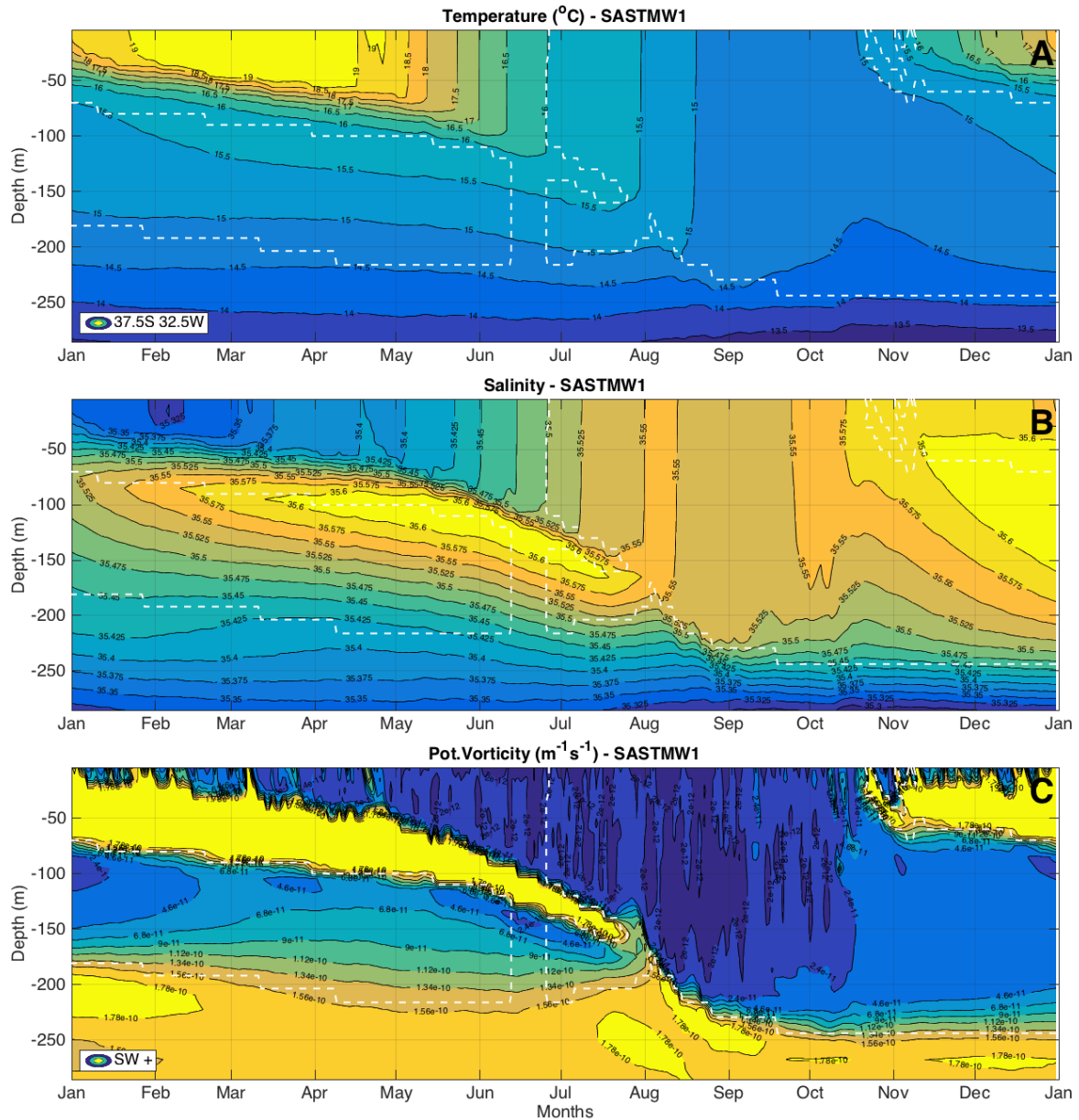


Figura A1: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

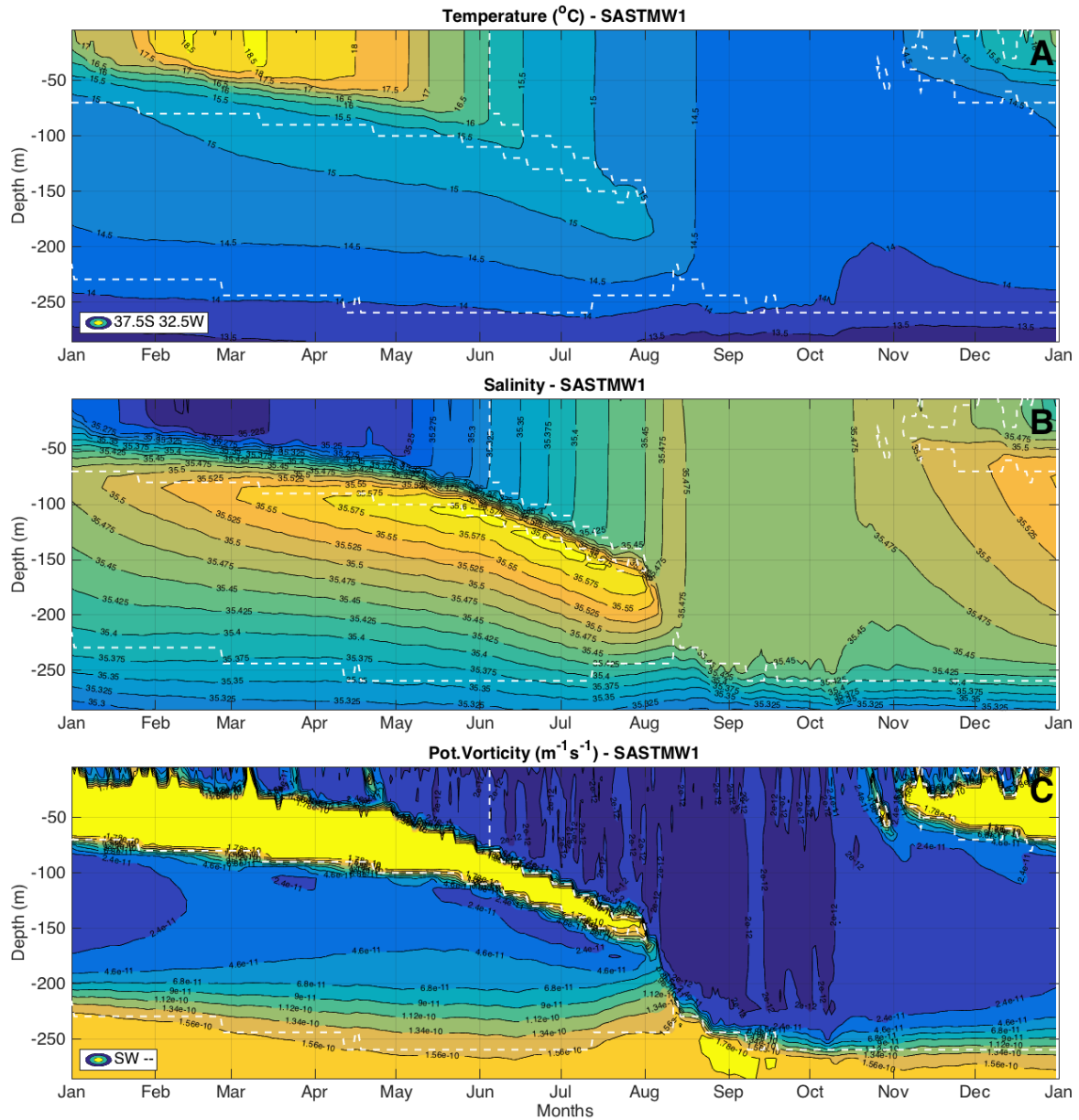


Figura A2: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} m^{-1} s^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

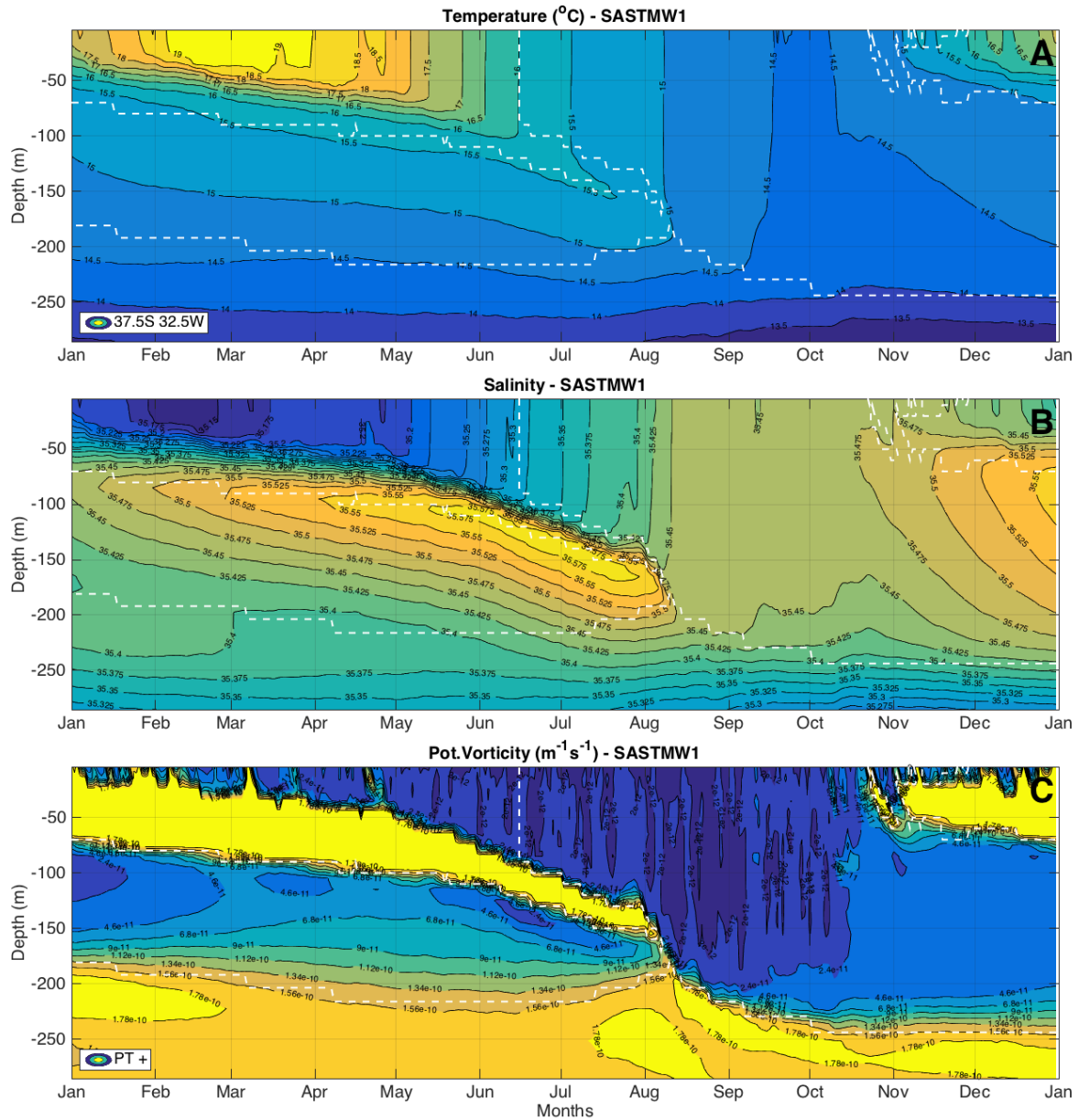


Figura A3: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

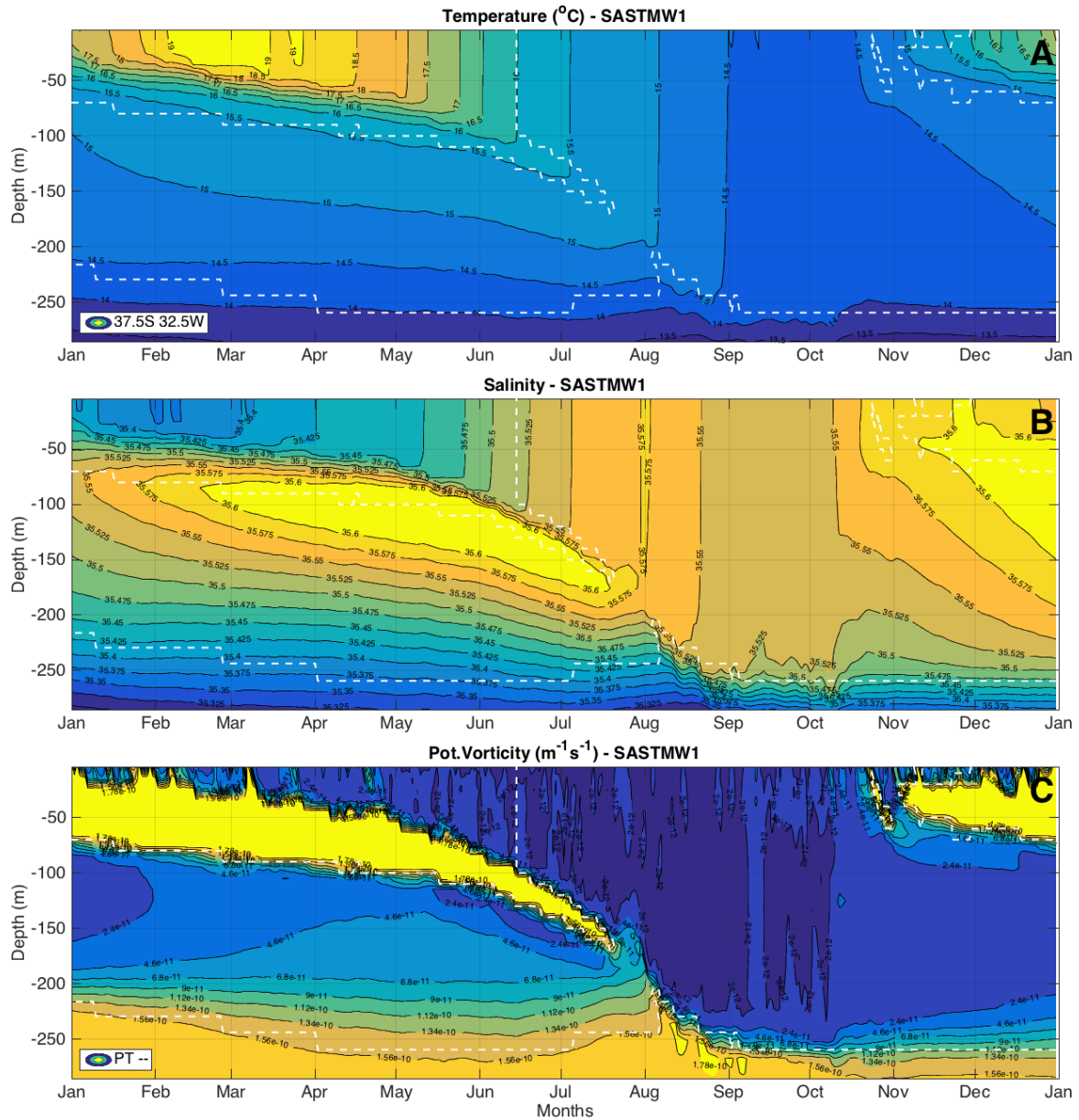


Figura A4: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

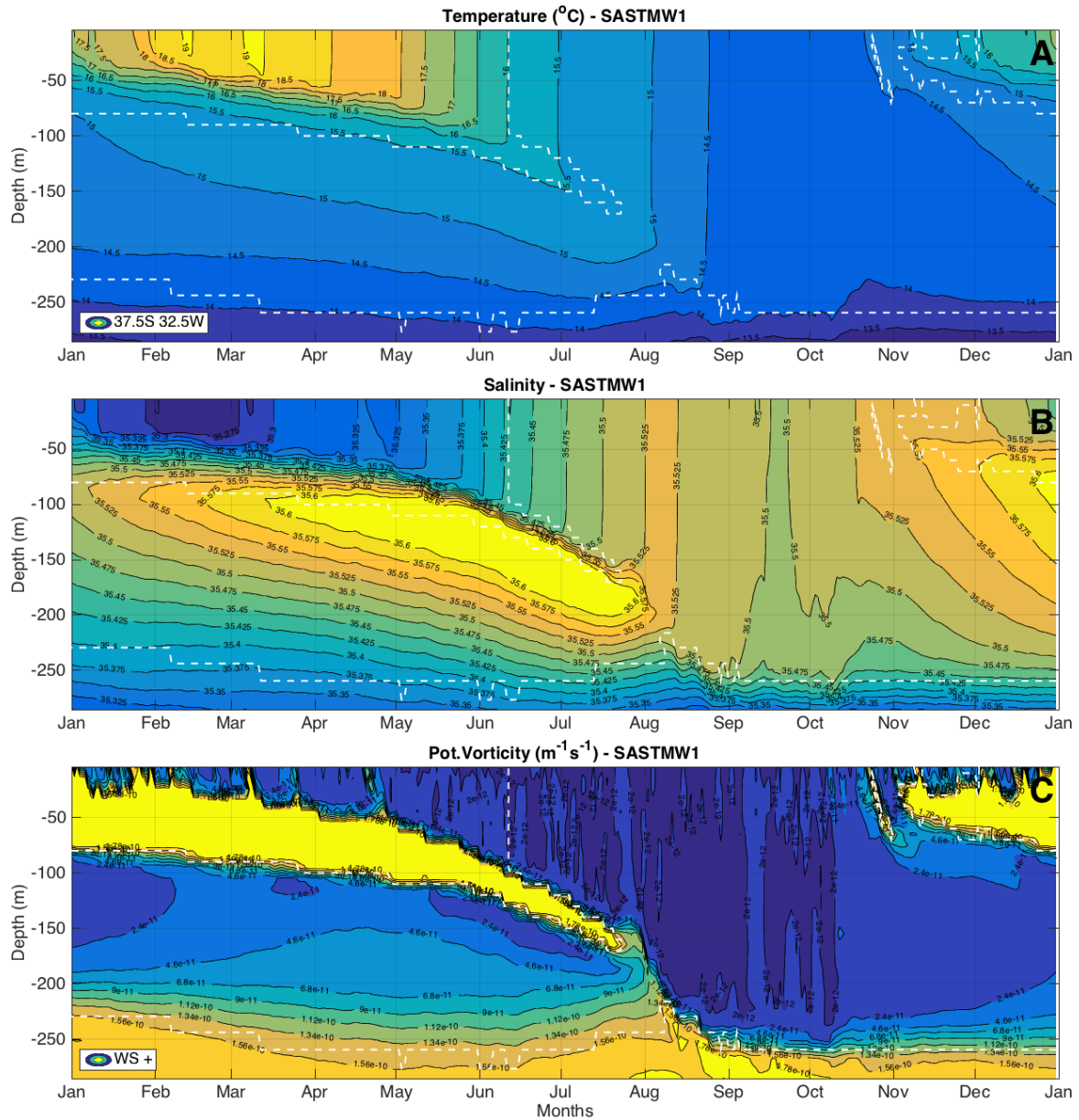


Figura A5: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

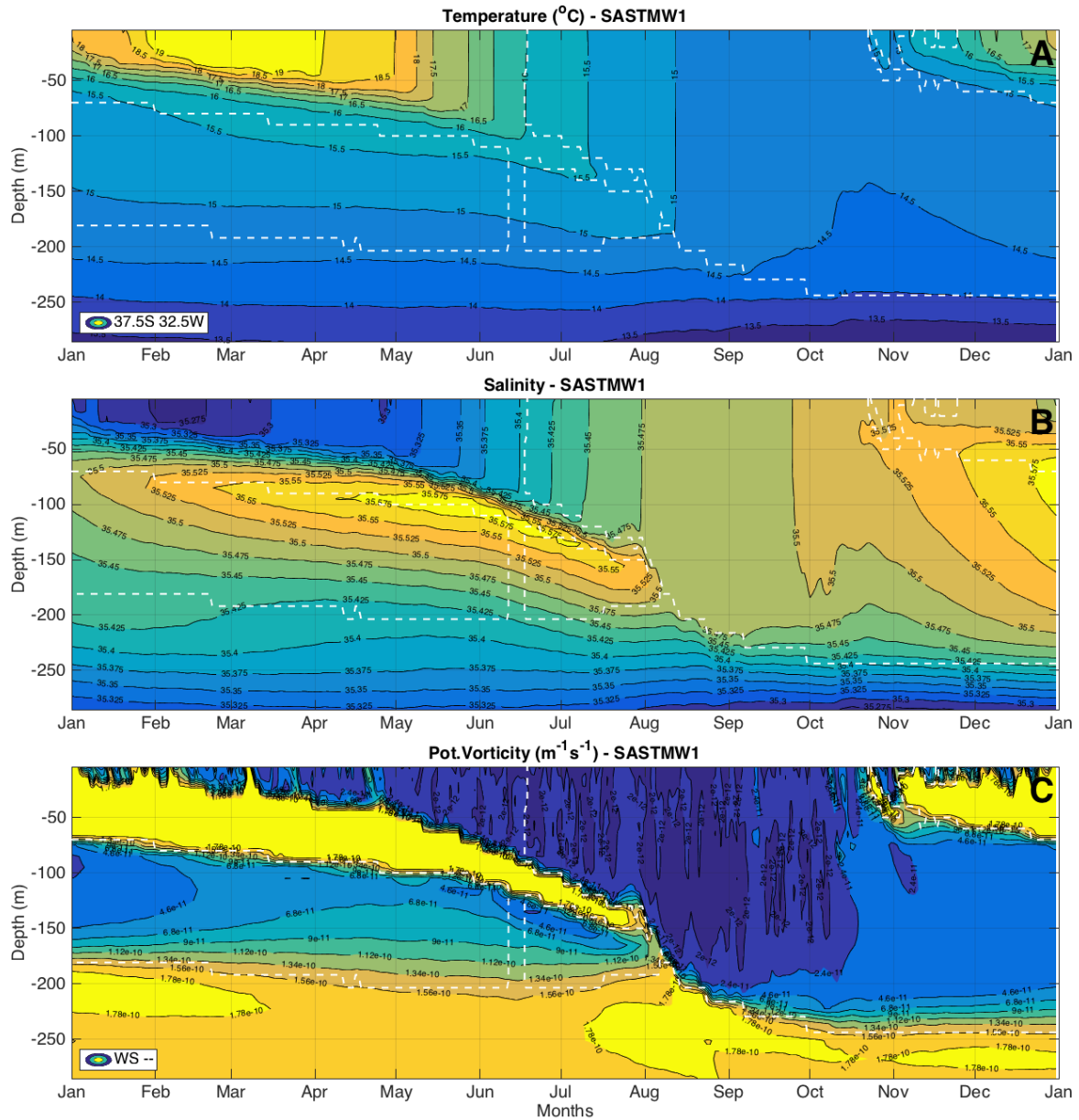


Figura A6: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37,5°S, 32,5°O no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAS1 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} m^{-1} s^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

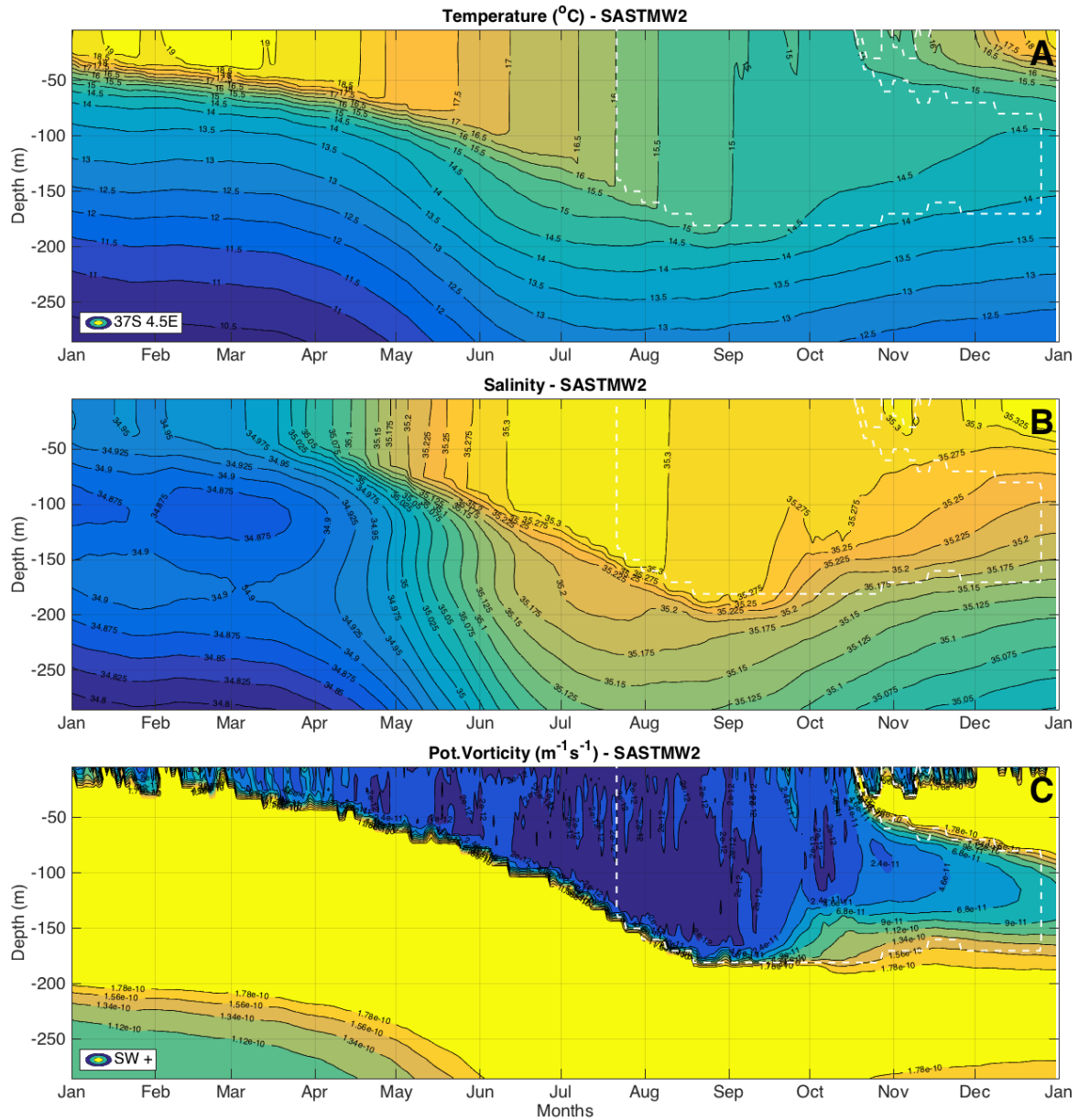


Figura A7: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

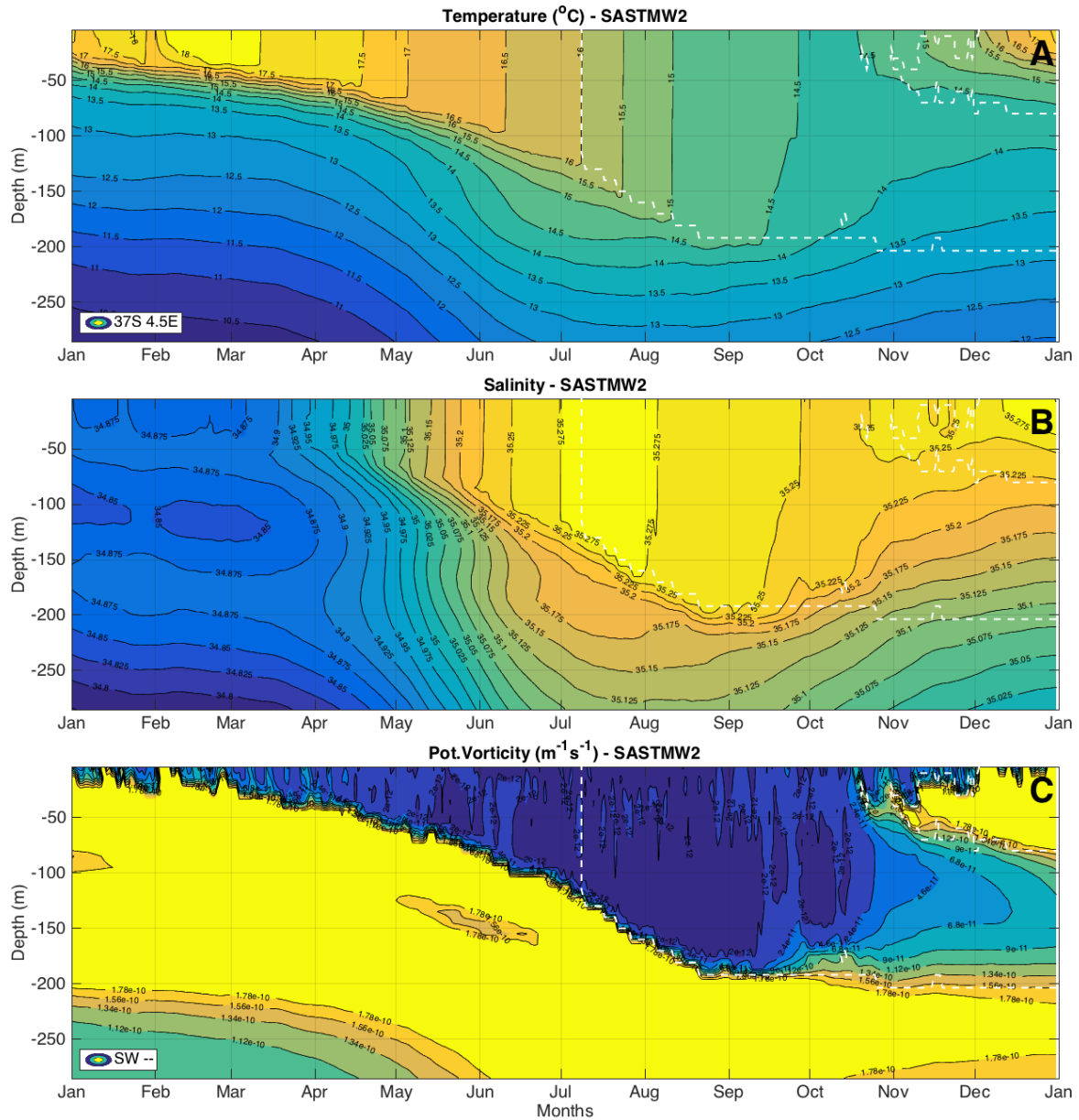


Figura A8: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

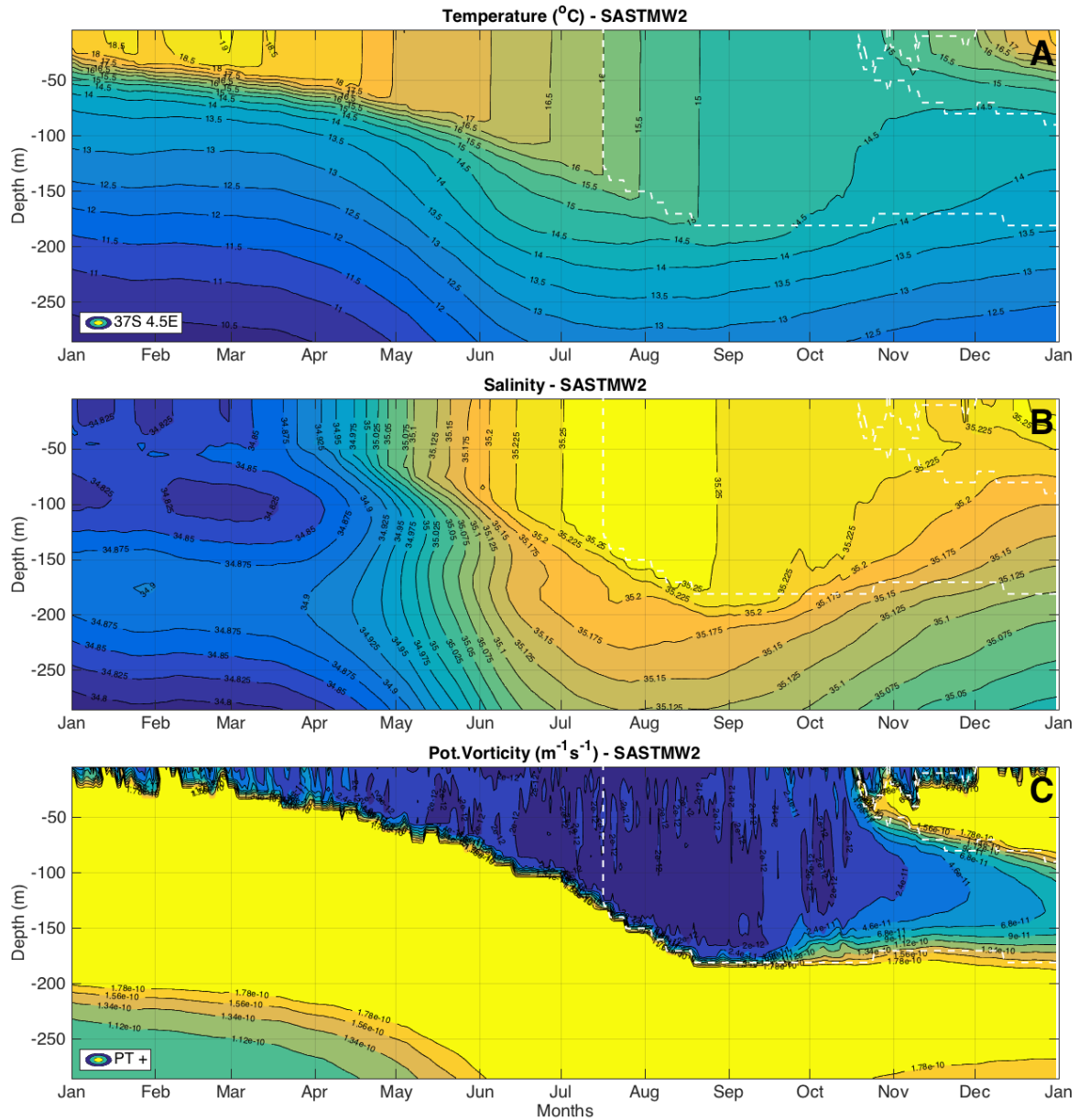


Figura A9: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

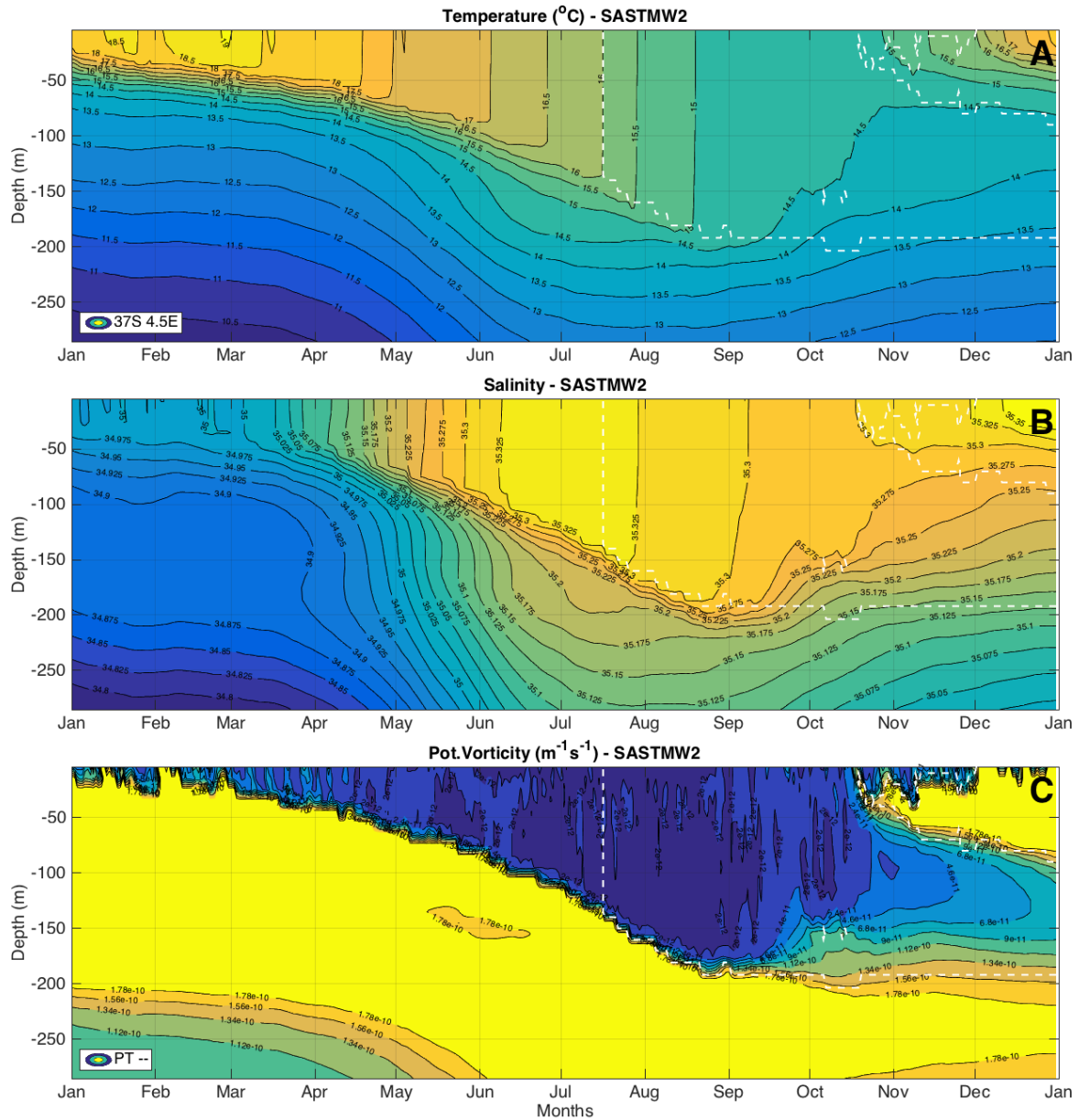


Figura A10: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

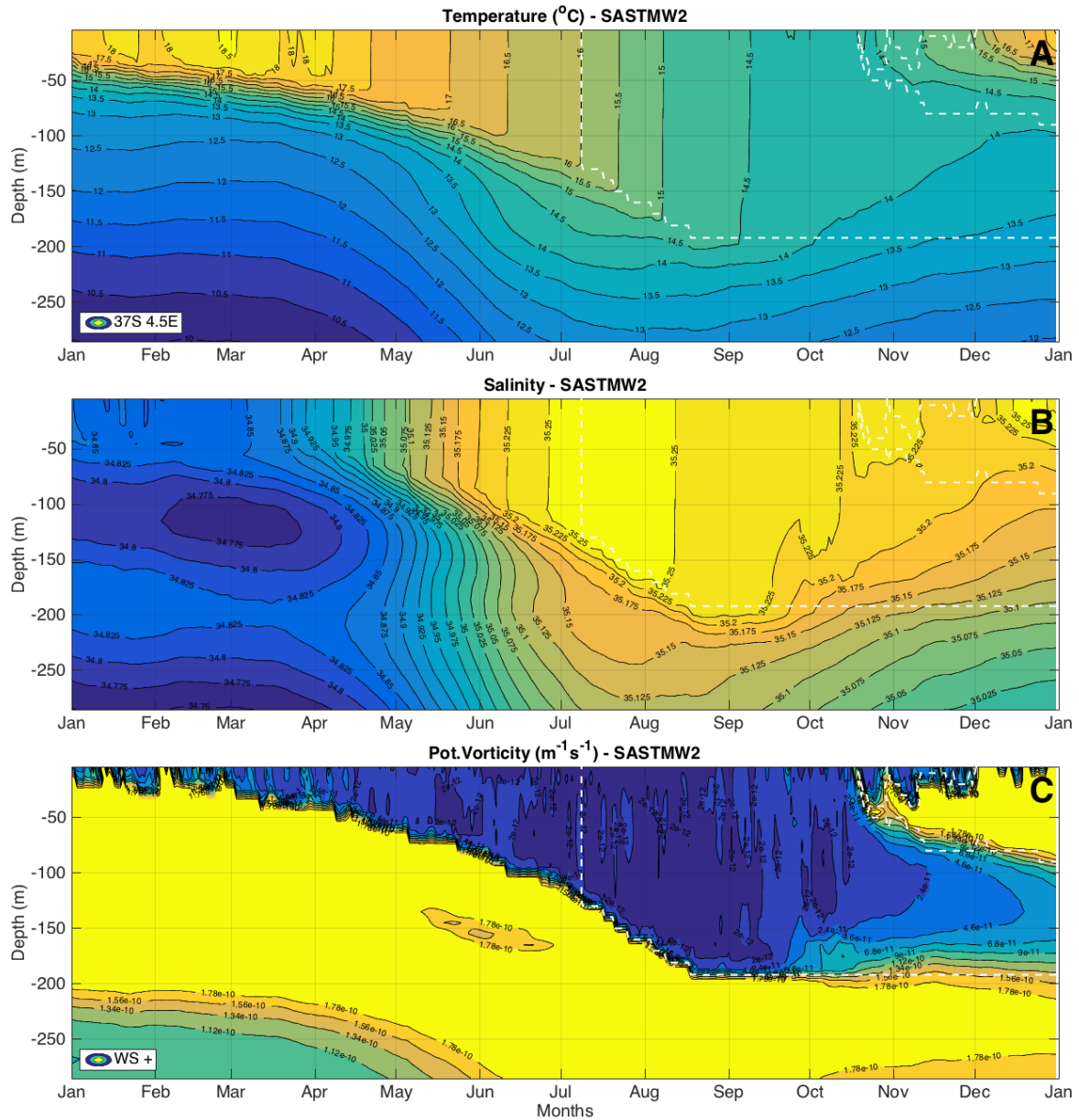


Figura A11: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

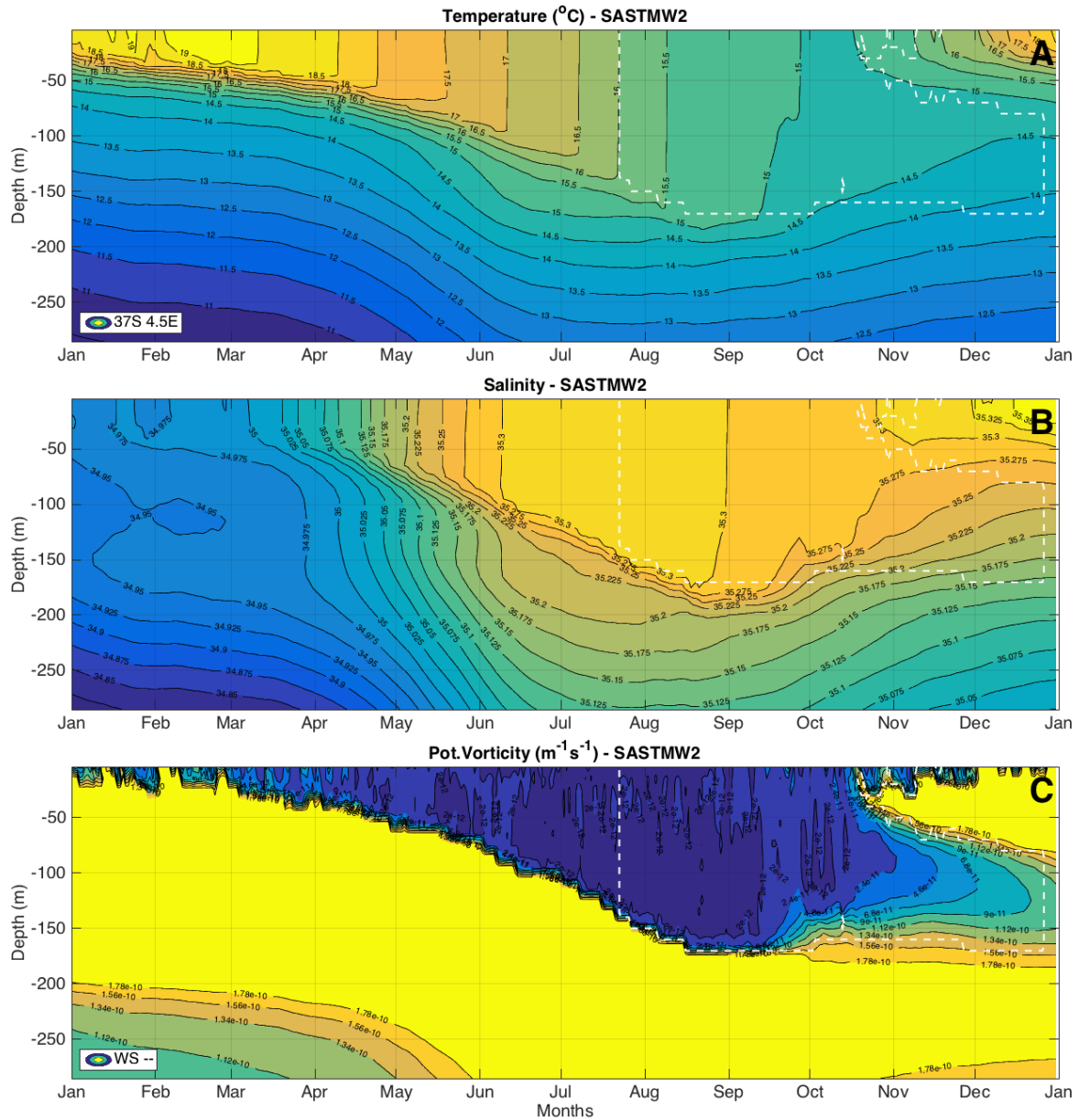


Figura A12: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 37°S, 4,5°L no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAs2 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

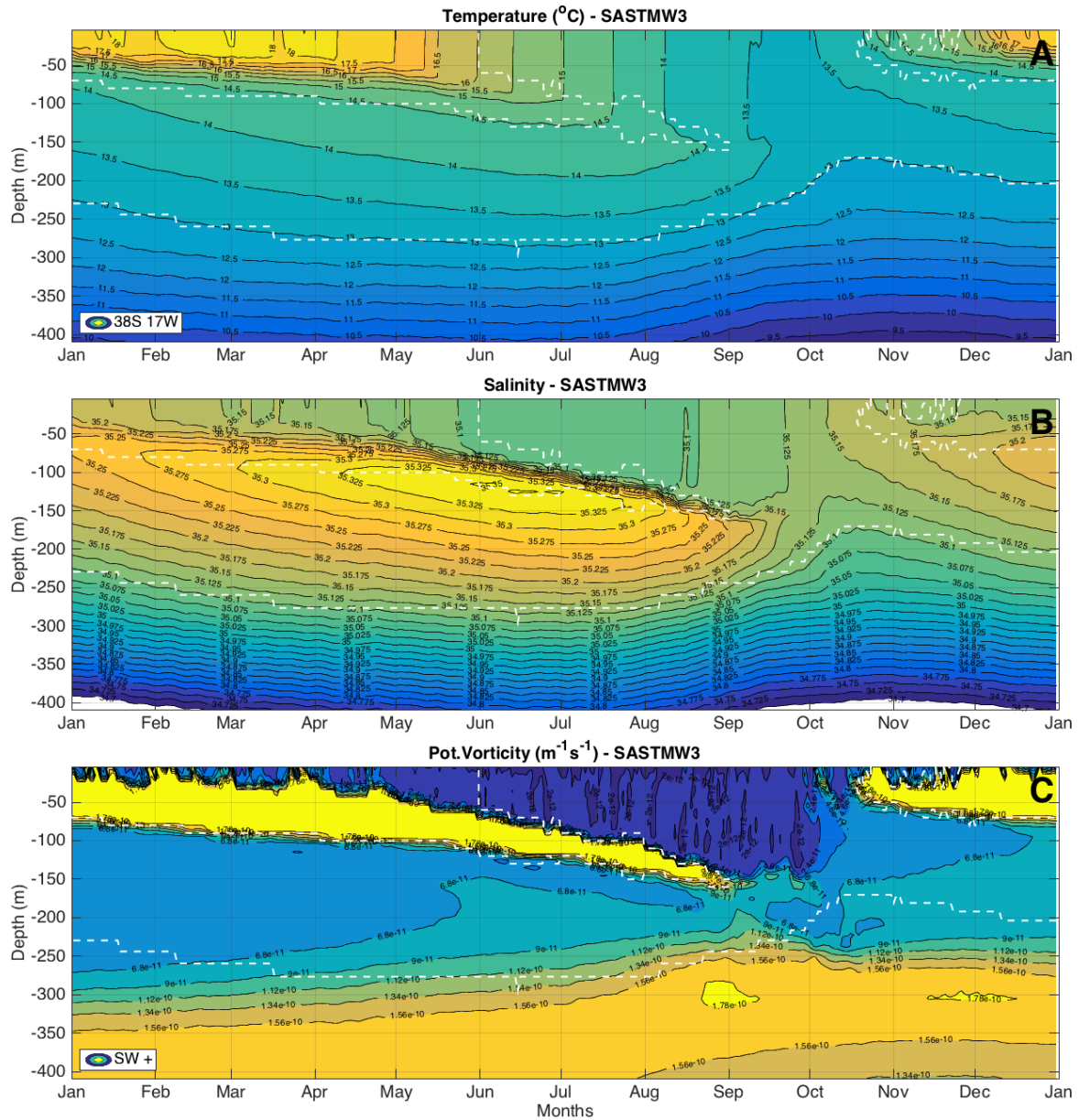


Figura A13: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM OC+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

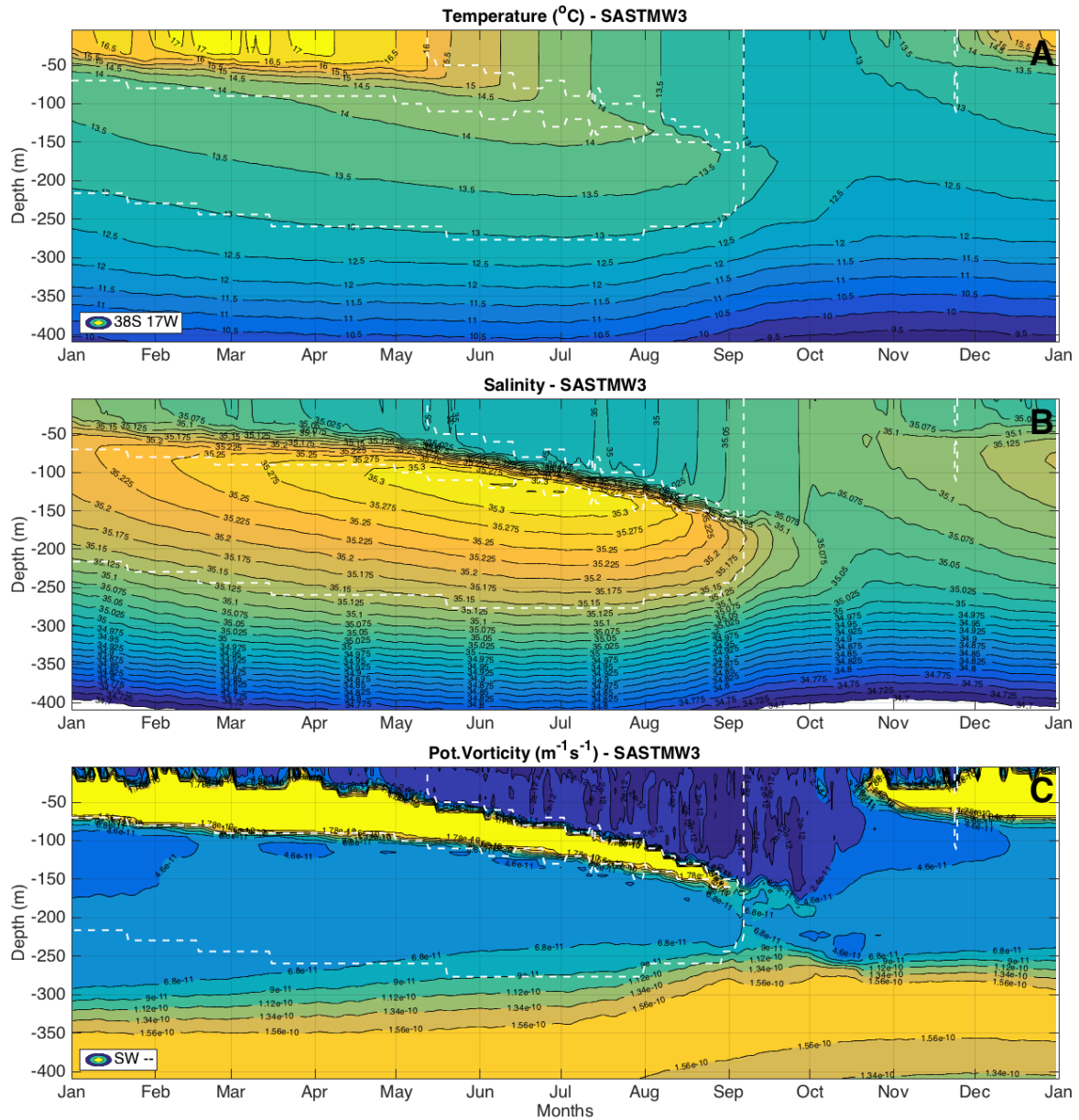


Figura A14: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM OC-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

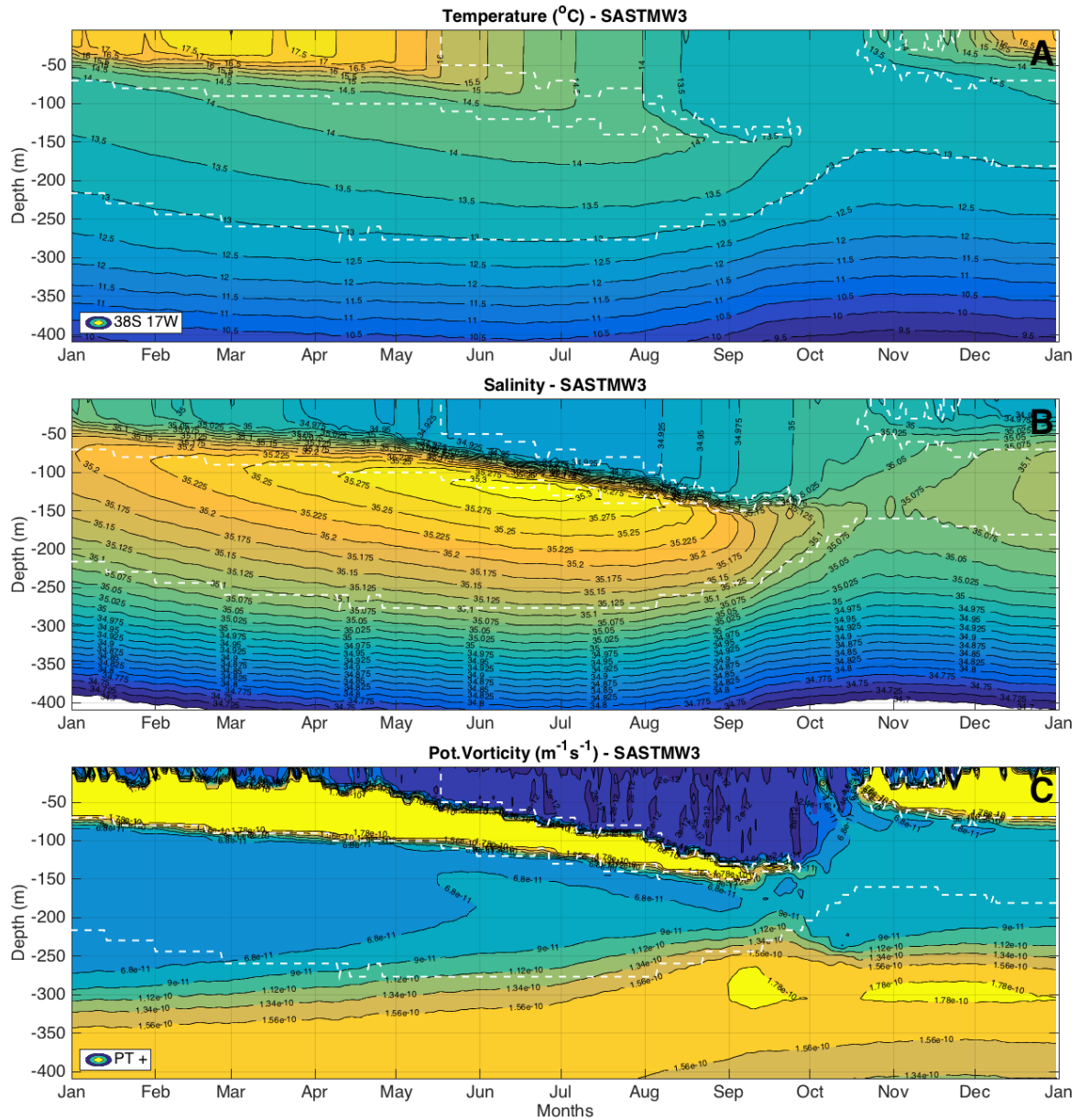


Figura A15: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM PT+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

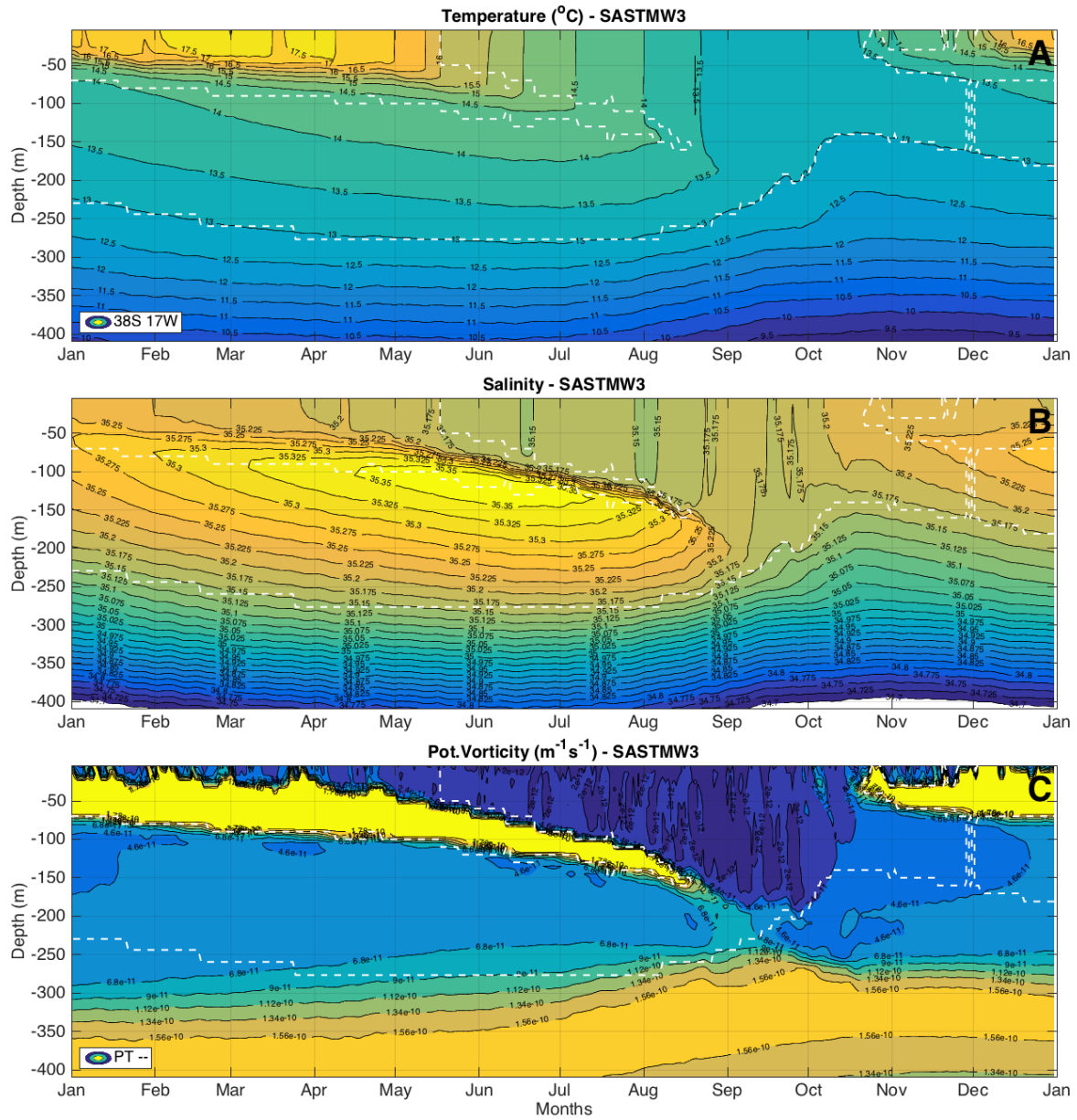


Figura A16: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM PT-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

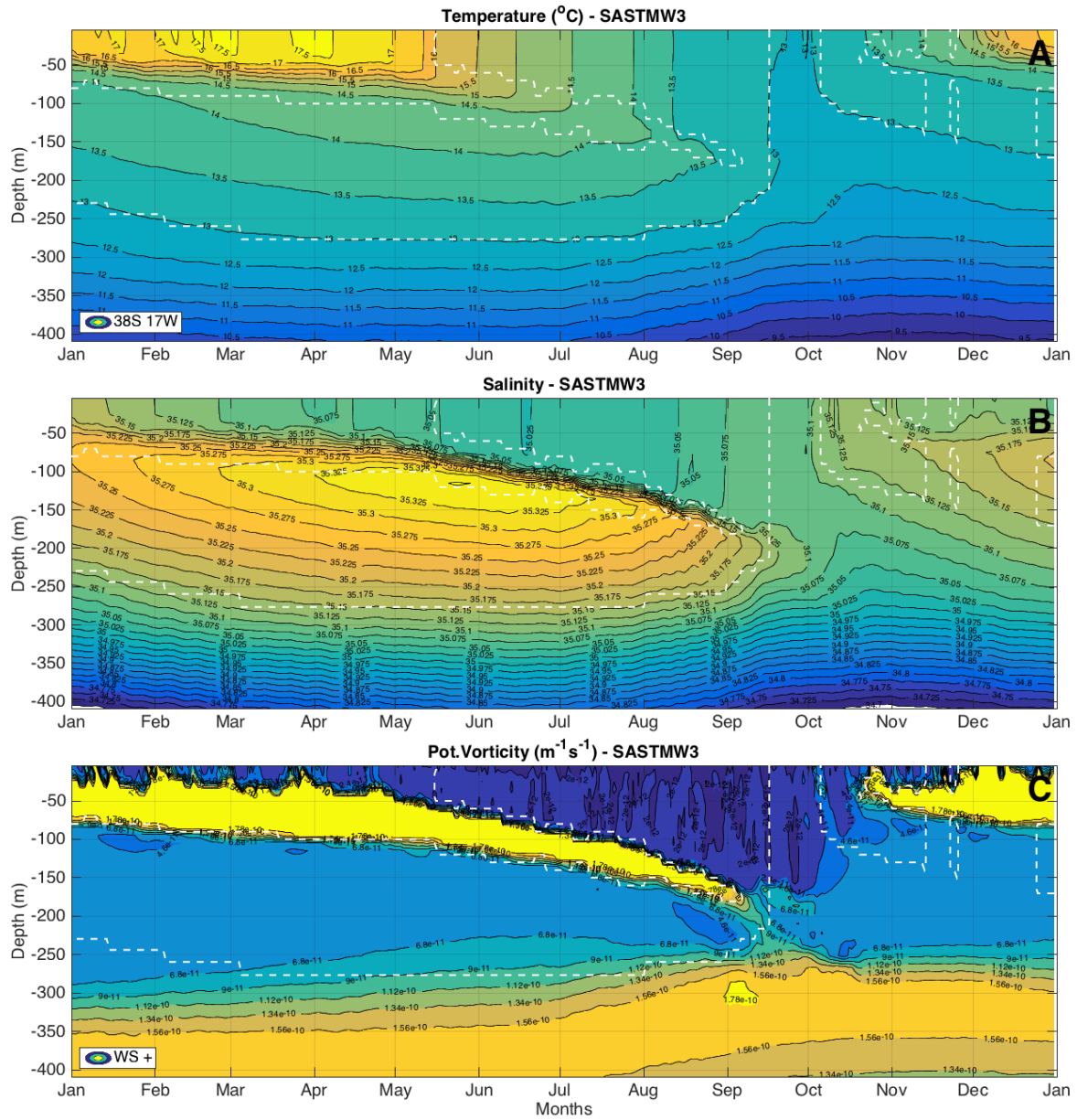


Figura A17: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM VV+. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.

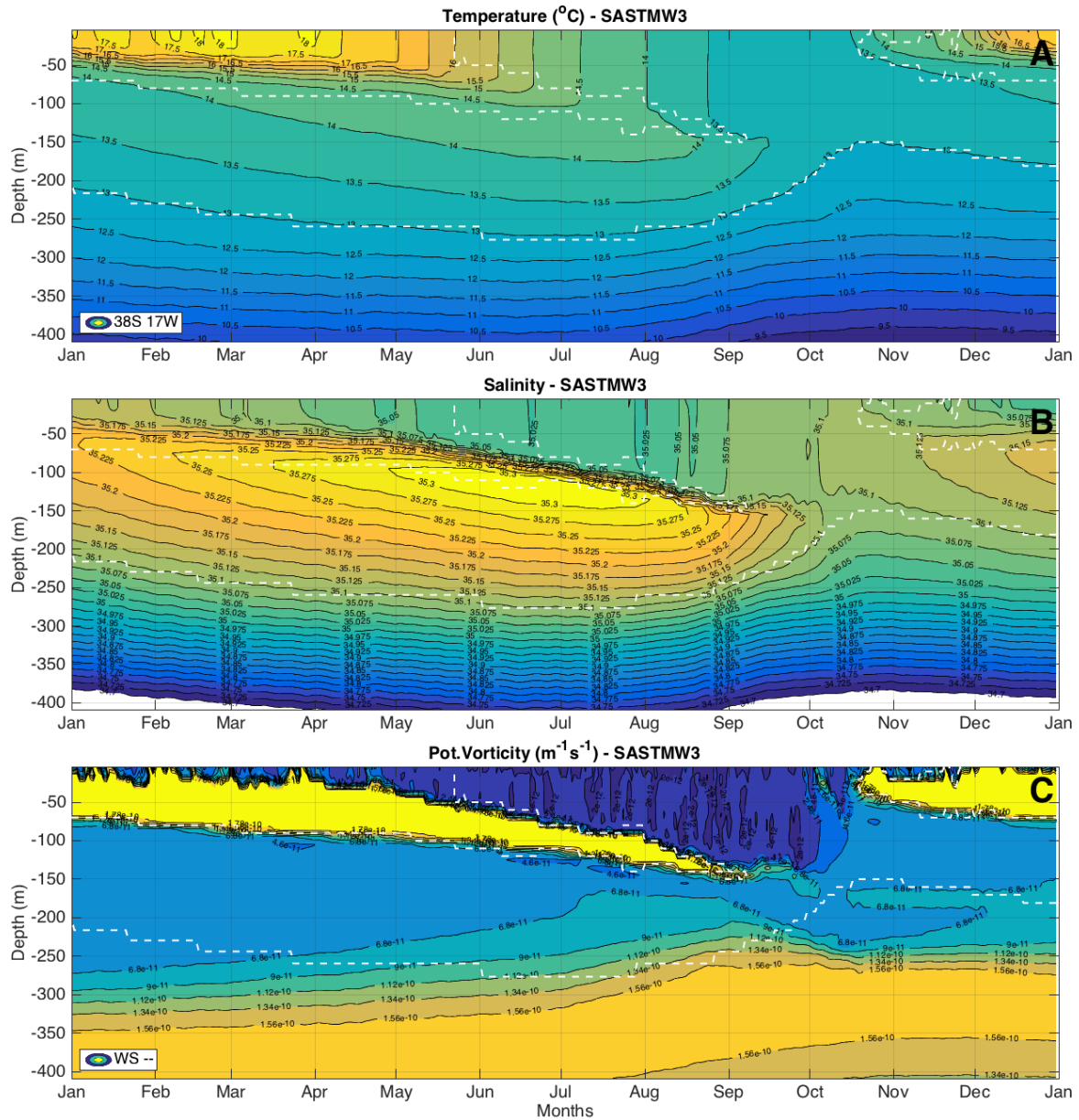


Figura A18: Temperatura (A), salinidade (B) e vorticidade potencial (C) ao longo de um ano, em 38°S, 17°O no experimento CESM VV-. O contorno branco representa a AMSTAS3 identificado ao longo do ciclo. Todos os valores de VP maiores que $1,5 \times 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ foram incluídos no contorno de valor máximo.