

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

**PRODUÇÃO E EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS
NO ENTORNO DO CONTINENTE ANTÁRTICO**

RODRIGO KERR DUARTE PEREIRA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Doutor.

Orientador: *Prof. Dr.* MAURICIO M. MATA

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Co-orientadora: *Professor* KAREN J. HEYWOOD

University of East Anglia (UEA), Reino Unido.

Rio Grande, RS, Brasil

Novembro 2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

PRODUÇÃO E EXPORTAÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS NO ENTORNO DO CONTINENTE ANTÁRTICO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física,
Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de
Doutor

por

RODRIGO KERR DUARTE PEREIRA

Rio Grande, RS, Brasil

Novembro 2010

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

KERR, RODRIGO

Produção e exportação de águas profundas no entorno do continente Antártico./ Rodrigo Kerr Duarte Pereira. – Rio Grande: FURG, 2010.

294 p.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande. Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica. Área de Concentração: Oceanografia Física.

1. Oceanografia. 2. Oceano Austral. 3. Água de Fundo Antártica. I. Título.

ATA DA DEFESA

“Pluralitas non est ponenda sine neccesitate.”

*(Se em tudo o mais forem idênticas as várias explicações
de um fenômeno, a mais simples é a melhor.)*

- William de Ockham (1288-1348)

AOS MEUS QUERIDOS, TIO ZÉ E TIA IVANIR (in memoriam).

Agradecimentos

Alcançar objetivos, concretizar sonhos e ser feliz pessoal e profissionalmente é, ou pelo menos deveria ser, uma constante busca na vida de qualquer pessoa. Com a finalização deste trabalho termino uma fase importante da minha vida profissional, que busquei de forma incessante desde o momento em que decidi que a Oceanografia estaria presente de forma contínua na minha vida. Novos sonhos, novos objetivos e metas começam a partir deste ponto. Entretanto, eu não poderia deixar de expressar meu imenso agradecimento a todos àqueles que de alguma forma colaboraram para a realização deste trabalho, e conseqüentemente, para a concretização de meus sonhos e objetivos. Assim, eu agradeço e deixo aqui o meu muito obrigado:

Aos meus pais, Francisco e Elizabeth, aos meus irmãos, Bruna, Rafael, Fernando e Francisco, e aos meus sobrinhos, João Pedro, Maria Eduarda e Luiza, que formam a minha base familiar e estiveram sempre ao meu lado em todos os momentos da minha vida.

Aos meus demais familiares pelos momentos felizes em conjunto, em especial as minhas avós Yolanda e Ana, que sempre me incentivaram e me ajudaram ao longo da minha trajetória acadêmica.

Ao meu orientador e amigo, Mauricio Mata, que sempre acreditou no meu potencial acadêmico-científico e, principalmente, por estender a mão nos momentos mais conturbados, sempre me mostrando que mesmo em adversidades podemos levantar e seguir em frente.

A minha co-orientadora, Karen Heywood, por me receber tão bem nas minhas duas passagens por Norwich e por me orientar nas mais diversas (e às vezes banais) dúvidas.

Ao amigo, Carlos Rafael, por me apresentar uma das melhores cidades do mundo, por dividir comigo uma casa, pelas viagens em conjunto, pelas pizzas degustadas, pelas conversas de horas no *skipe*, e por me auxiliar na fase final da tese, mas principalmente pela amizade verdadeira.

Às amigas, Priscila Giordano e Júlia Reisser, e a galera da “Holmes” por me ajudarem durante as minhas idas e vindas entre Rio Grande e Rio de Janeiro ao longo dos últimos 4 anos.

Aos amigos de sala, José Luiz Azevedo, Ricardo Acosta, Amábile Ferreira, Ana Dogliotti e Leopoldo Oliveira pelas conversas e momentos divididos, em especial ao Zé e a Amábile pela ajuda na reta final da tese.

À amiga Bárbara Franco, por ser sempre prestativa nas diversas solicitações de manuscritos, pelas conversas e pela amizade.

À Marina Azaneu e Ingrid Angel-Benavides, por serem "loucas" o suficiente em aceitar a minha "desorientação" em suas iniciações científicas, mas principalmente, pela ajuda incondicional nos diversos momentos solicitados.

Ao amigo Carlos Fujita, por me ajudar inúmeras vezes na solução dos problemas do computador.

Aos demais amigos e colegas do Laboratório de Oceanografia Física e do Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima: Vagner Duarte, Ana Cristina Freitas, Amália Detoni, Camila Marin, Lorena Collares, Mathias van Caspel, Ana Berger, Caio Fonteles, Renan Peixoto, Patrícia Baldasso, Juliana Marson, Igor Monteiro, Igor Carneiro, Giovanni Ruggiero, Fernando Hirata, Ella, Marcelo Almeida e Willian Marques, pela boa convivência diária e pela ajuda em determinados momentos.

Aos colegas do "The Beach": Gillian Damerrel, Jenny Grahlan, Matthew Thomas, Nick Earl, Ben Harden, Ben Webber, Stuart Hall e Cedric Chavanne, pela ajuda prestada nos momentos solicitados e pela convivência durante a minha passagem pela Inglaterra.

Ao secretário do Programa de Pós-Graduação, Clabisnei, por ser sempre prestativo quando solicitado.

Aos membros da banca, Dr. Carlos A. E. Garcia, Dra. Ilana Wainer, Dr. Luciano Pezzi e Dr. Jorge Arigony-Neto, por aceitarem em participar da mesma e por colaborarem para a finalização deste trabalho com sugestões, correções e idéias.

E finalmente, ao CNPq (SWE 201843/2008-0), ao INCT-Criosfera, a CAPES e ao POGO-SCOR pelas bolsas de estudo fornecidas durante o curso de Doutorado.

Índice

| | |
|--|-------|
| Agradecimentos | vii |
| Lista de Figuras | xiv |
| Lista de Tabelas | xxv |
| Lista de Acrônimos, Abreviações e Símbolos | xxvi |
| Resumo | xxx |
| Abstract | xxxii |
| Prefácio | 01 |
| Hipótese | 03 |
| Capítulo I: Introdução | 04 |
| 1.1. Objetivos | 10 |
| Objetivo geral | 11 |
| Objetivos específicos | 11 |
| Capítulo II: O oceano Austral | 12 |
| 2.1. Setores do oceano Austral | 13 |
| 2.2. Frentes e correntes do oceano Austral | 14 |
| 2.3. Setor Mar de Weddell | 19 |
| 2.4. Setor Oceano Índico | 24 |
| 2.5. Setor Oceano Pacífico Oeste | 28 |
| 2.6. Setor Mar de Ross | 31 |
| 2.7. Setor Mares de Bellingshausen e Amundsen | 35 |
| 2.8. Gelo marinho e plataformas de gelo permanente | 38 |

| | |
|--|-----------|
| 2.9. Alterações do oceano Austral e da Antártica | 43 |
| Capítulo III: Metodologia e Dados | 46 |
| 3.1. Dados históricos | 47 |
| 3.2. Modelo OCCAM | 48 |
| 3.3. Seções hidrográficas simuladas | 49 |
| 3.3.1. Seções hidrográficas transversais às margens continentais | 50 |
| 3.3.2. Seções hidrográficas paralelas às margens continentais | 54 |
| 3.4. Definição de águas profundas | 54 |
| 3.5. Definição das zonas oceânicas da margem continental Antártica a partir da Anomalia geopotencial | 56 |
| 3.6. Cálculo do transporte de volume | 57 |
| 3.7. Cálculo dos parâmetros médios e da temperatura e salinidade média ponderada pelo transporte de volume | 58 |
| 3.8. Diagrama de Taylor | 61 |
| 3.9. Análise de correlação cruzada | 62 |
| 3.10. Espectros de ondeletas | 64 |
| 3.11. Mapas de composição (<i>composites analysis</i>) | 66 |
| Capítulo IV: Representação do modelo oceânico global OCCAM 1/12° | 67 |
| 4.1. Seções hidrográficas simuladas | 68 |
| 4.1.1. Seções hidrográficas transversais às margens continentais | 68 |
| 4.1.2. Seções hidrográficas paralelas às margens continentais | 75 |
| 4.2. Massas de água | 79 |
| 4.3. Camadas representativas das águas-fontes da AABW | 90 |
| 4.4. Circulação oceânica | 94 |

| | |
|--|------------|
| 4.5. Gelo marinho | 104 |
| Capítulo V: Produção e exportação das águas profundas | 115 |
| 5.1. Transporte de volume de toda a coluna d'água | 116 |
| Setor Mar de Weddell | 116 |
| Setor Oceano Índico | 119 |
| Setor Oceano Pacífico Oeste | 120 |
| Setor Mar de Ross | 121 |
| Setor Mares de B&A | 122 |
| 5.2. Transporte de volume das águas profundas | 125 |
| Setor Mar de Weddell | 125 |
| Setor Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste | 128 |
| Setor Mar de Ross | 129 |
| 5.2.1. Validação do transporte de volume das águas profundas | 130 |
| 5.3. Variabilidade do transporte de volume das águas profundas | 133 |
| 5.3.1. Ciclo anual do transporte de volume | 133 |
| 5.3.2. Variabilidade interanual do transporte de volume | 136 |
| Setor Mar de Weddell | 138 |
| Setor Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste | 142 |
| Setor Mar de Ross | 146 |
| 5.4. Dinâmica do transporte de volume nas margens continentais | 148 |
| Setor Mar de Weddell | 152 |
| Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste | 152 |
| Setor Mar de Ross | 155 |

| | |
|--|-----|
| 5.5. Formação das águas profundas | 157 |
| Setor Mar de Weddell | 158 |
| Setor Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste | 162 |
| Setor Mar de Ross | 163 |
| Variabilidade das taxas de formação das águas profundas | 164 |
| Capítulo VI: Variedades regionais da AABW e fluxos de exportação | 169 |
| 6.1. Setor Mar de Weddell | 170 |
| 6.2. Setores Oceano Índico e Pacífico Oeste | 178 |
| 6.3. Setor Mar de Ross | 179 |
| 6.4. Variedades regionais da AABW | 187 |
| 6.5. Transporte lateral e fluxos de exportação da AABW para os oceanos globais | 191 |
| Capítulo VII: Variabilidade climática e os impactos na exportação da AABW | 195 |
| 7.1. Modos de variabilidade climática | 196 |
| 7.1.1. Modo Anular Sul (<i>Southern Annular Mode – SAM</i>) | 196 |
| 7.1.2. Oscilação Semi-Annual (<i>Semi-Annual Oscillation – SAO</i>) | 199 |
| 7.1.3. El Niño-Oscilação Sul (<i>El Niño-Southern Oscillation – ENSO</i>) | 200 |
| 7.1.4. Dipolo Antártico (<i>Antarctic Dipole</i>) | 202 |
| 7.2. Impacto da variabilidade temporal das propriedades das águas-fontes no transporte de volume da AABW | 205 |
| 7.3. Conexão entre o clima extrapolar e a exportação e produção da AABW | 220 |
| Capítulo VIII: Conclusões | 241 |
| Referências Bibliográficas | 248 |

| | |
|--|-----|
| Apêndice I: Tendências | 266 |
| Apêndice II: Médias climatológicas | 271 |
| Apêndice III: Séries temporais de θ e S | 274 |
| Apêndice IV: Mapas de composição | 283 |
| Produção Bibliográfica Associada | 294 |

Lista de Figuras

Figura II-1. Setores do oceano Austral (marcados pelas linhas brancas) e seus principais mares regionais e regiões continentais e oceânicas. Batimetria [m] em escala de cores. As linhas de cor preta e cinza referem-se, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. PA = Península Antártica, SWP = Bacia Sudoeste Pacífico, SEP = Bacia Sudeste Pacífico, PET = Depressão Princesa Elizabeth, P = Plataforma, C = Cordilheira. **13**

Figura II-2. Principais zonas, correntes oceânicas e frentes do oceano Austral. A posição das frentes é baseada em Orsi *et al.* [1995]. AZ = Zona Antártica, ACC = Corrente Circumpolar Antártica, ACoC = Corrente Costeira Antártica, PF = Frente Polar, PFZ = Zona da Frente Polar, RSP = Região subpolar, SACCF = Frente Sul da ACC, SAF = Frente Sub-Antártica, SAZ = Zona Sub-Antártica, SBDY = Frente do Limite Sul da ACC. *A AZ inclui também a RSP. **18**

Figura II-3. Esquema das trajetórias da Corrente Costeira Antártica (ACoC; amarelo), Frente de Talude Antártico (ASF, azul) e Frente de Weddell (WF, vermelho) na região norte do mar de Weddell de acordo com Heywood *et al.* [2004]. **19**

Figura II-4. Setor Mar de Weddell e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial do Giro de Weddell (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de exportação das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas amarelas) são baseados nos trabalhos de Gordon *et al.* [2001], von Gyldenfeldt *et al.* [2002] e Naveira Garabato *et al.* [2002]. As principais áreas de formação da AABW são indicadas pelos círculos azuis de acordo com Hay [1993]. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. PA = Península Antártica. **20**

Figura II-5. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mar de Weddell (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_θ ; kg m^{-3}). AASW = Água Superficial Antártica, BW = Água do Estreito de Bransfield, HSSW = Água de Plataforma de Alta Salinidade, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, MWDW = Água Profunda Cálida Modificada, WDW = Água Profunda Cálida, WSDW = Água Profunda do Mar de Weddell, e WSBW = Água de Fundo do Mar de Weddell. **23**

Figura II-6. Setor Oceano Índico e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial da região, da recirculação na Baía Prydz (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de saída das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de Mantyla & Reid [1995], Wong *et al.* [1998] e Meredith *et al.* [1999]. As linhas tracejadas de cor cinza e marrom referem-se, respectivamente, as variedades regionais da AABW formada no Setor Oceano Índico e no Setor Oceano Pacífico Oeste. As principais áreas de formação da AABW são indicadas pelos círculos azuis de acordo com Hay [1993]. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. PET = Depressão Princesa Elizabeth. **25**

Figura II-7. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Oceano Índico (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de

CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AABW = Água Antártica de Fundo, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, e MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada. **27**

Figura II-8. Setor Oceano Pacífico Oeste e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial da região (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de exportação das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de Rintoul [1998], Bindoff *et al.* [2000] e Williams *et al.* [2008]. As principais áreas de formação da Água de Fundo Antártica são indicadas pelos círculos azuis de acordo com Hay [1993]. As linhas tracejadas de cor marrom, azul e púrpura referem-se, respectivamente, as variedades regionais da AABW formada no Setor Oceano Pacífico Oeste, a variedade denominada ADLBW e a variedade mais densa da RSBW. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. **29**

Figura II-9. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Oceano Pacífico Oeste (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AASW = Água Superficial Antártica, ADLBW = Água de Fundo de Adelie, CDW = Água Profunda Circumpolar, MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada, SW = Água de Plataforma, e RSBW = Água de Fundo do Mar de Ross. **30**

Figura II-10. Setor Mar de Ross e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial do Giro de Ross (linha cheia vermelha), da recirculação na Plataforma de Gelo Ross e das principais trajetórias de exportação das águas profunda e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de Reid [1997], Assmann *et al.* [2003] e Ozaki *et al.* [2009]. A principal área de formação da AABW é indicada pelo círculo azul de acordo com Hay [1993]. As linhas tracejadas de cor púrpura, verde e azul referem-se, respectivamente, as variedades regionais de maior e menor salinidade da RSBW e a variedade advectada do Setor Oceano Pacífico Oeste denominada ADLBW. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. **32**

Figura II-11. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mar de Ross (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg.m^{-3}). AABW = Água Antártica de Fundo, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, HSSW = Água de Plataforma de Alta Salinidade, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada, e MSW = Água de Plataforma Modificada. **35**

Figura II-12. Setor Mares de Bellingshausen e Amundsen (B&A) e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial (linha cheia vermelha) é baseado nos trabalhos de Reid [1997, 1989, 1994], Klinck *et al.* [2004] e Assmann *et al.* [2005]. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. **36**

Figura II-13. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mares de B&A (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de

CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AABW = Água de Fundo Antártica, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, e MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada. **38**

Figura II-14. Climatologia mensal da área coberta por gelo marinho com concentração >50% de acordo com Walsh [1978] e Zwally *et al.* [1983], mostrando os meses de concentração máxima (Setembro; linha vermelha) e mínima (Fevereiro; linha azul). Batimetria [m] em escala de cor. **39**

Figura III-1. Setores do oceano Austral delimitados pelas linhas brancas e seções hidrográficas selecionadas para análise da exportação da Água de Fundo Antártica. As seções representadas por linhas cheias, tracejadas e pontilhadas referem-se, respectivamente, as margens do tipo ativa, passiva e nula de acordo com Baines & Condie [1998] – ver texto para detalhes. Os números indicam o número correspondente de cada seção hidrográfica transversal as margens continentais descrita na Tabela III-I. Batimetria [m] em escala de cor. A linha preta e cinza refere-se, respectivamente, às isóbatas de 500 m e 4000m. **51**

Figura III-2. Setores do oceano Austral delimitados pelas linhas brancas e seções hidrográficas selecionadas para análise da produção da Água de Fundo Antártica. Os números indicam o número correspondente de cada seção hidrográfica paralela a batimetria de 1000 m descrita na Tabela III-II. Batimetria [m] em escala de cor. A linha preta e cinza refere-se, respectivamente, às isóbatas de 500 m e 4000m. **53**

Figura III-3. Climatologia do mês de Setembro do modelo OCCAM 1/12° para o campo de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$; isolinhas) e densidade neutra (kg m^{-3} ; barra de cores) da Seção 1 do mar de Weddell. **56**

Figura IV-1. (a-t) Perfil batimétrico (cinza claro) representado pelo modelo OCCAM 1/12° e divisões das zonas oceânicas para as seções hidrográficas transversais as margens continentais Antárticas selecionadas nos respectivos setores do oceano Austral (Fig. III-1), conforme indicado. Painel superior: Anomalia geopotencial (linha preta) e gradiente da anomalia geopotencial (linha cinza). Painel inferior: zonas diferenciadas de acordo com a coloração, *i.e.* plataforma continental (cinza escuro), talude continental (cinza) e oceano profundo (branco). **69**

Figura IV-2. (a-g) Perfil batimétrico (cinza claro) representado pelo modelo OCCAM 1/12° e principais cânions oceânicos presentes nas seções hidrográficas paralelas às margens continentais Antárticas selecionadas nos respectivos setores do oceano Austral (Fig. III-2), conforme indicado. Painel superior: Anomalia geopotencial (linha preta) e gradiente da anomalia geopotencial (linha cinza). Painel inferior: batimetria de fundo. **77**

Figura IV-3. Diagrama θS dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° no Setor Mar de Weddell para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente as isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27, 28.40 kg m^{-3} . A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar. **81**

Figura IV-4. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia da camada de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) do Setor Mar de Weddell. Os pontos em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, a temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o

CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II. **83**

Figura IV-5. Assim como a Fig. IV-4, sendo que para a camada de água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$). **84**

Figura IV-6. Assim como a Fig. IV-4, sendo que para a camada de água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$). **85**

Figura IV-7. Diagrama θS dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Sul para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente as isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27, 28.40 kg m^{-3} . A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar. **86**

Figura IV-8. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia da camada de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. Os pontos em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, a temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II. **87**

Figura IV-9. Assim como a Fig. IV-8, sendo que para a camada de água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$). **88**

Figura IV-10. Assim como a Fig. IV-8, sendo que para a camada de água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$). **88**

Figura IV-11. Diagrama θS dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° nos Setores Mar de Ross e Mares de B&A para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente as isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27, 28.40 kg m^{-3} . A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar. **89**

Figura IV-12. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia das camadas de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$; pontos), água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$; quadrados) e água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$; estrelas) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) dos Setores Mar de Ross e Mares de B&A. Os valores em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, a temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II. **90**

Figura IV-13. Climatologia média dos campos de (esquerda) temperatura potencial [$^{\circ}\text{C}$] e (direita) salinidade, simulados pelo modelo OCCAM 1/12° na (a, b) camada de mistura superficial (SML) e na (c, d) camada intermediária (ILD). **91**

- Figura IV-14.** Climatologia média dos campos de (esquerda) temperatura potencial [°C] e (direita) salinidade, obtidos do banco de dados do WOCE SOA na (a, b) camada de 150 m e (c, d) 500 m. **92**
- Figura IV-15.** Circulação média [cm s^{-1}] do oceano Austral para o período simulado pelo modelo OCCAM para a (a) SML, (b) a ILD e para (c) a profundidade aproximada de 2000 m. As linhas azuis marcam as batimetrias de 1000 m e 4000 m. **95**
- Figura IV-16.** Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um zoom no Setor Mar de Weddell. **99**
- Figura IV-17.** Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um zoom no Setor Oceano Índico. **100**
- Figura IV-18.** Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um zoom no Setor Oceano Pacífico Oeste. **101**
- Figura IV-19.** Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um zoom no Setor Mar de Ross. **102**
- Figura IV-20.** Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um zoom no Setor Mares de B&A. **103**
- Figura IV-21.** Média climatológica mensal da concentração (SIC; %) e espessura (SIT; cm) do gelo marinho para cada setor do oceano Austral. **105**
- Figura IV-22.** Média climatológica da concentração de gelo marinho (SIC) para o mês de fevereiro dos períodos indicados para os dados do modelo OCCAM (a-c) e do sensor SSM/I (d-f) obtidos do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC). **106**
- Figura IV-23.** Média climatológica da concentração de gelo marinho (SIC) para o mês de setembro dos períodos indicados para os dados do modelo OCCAM (a-c) e do sensor SSM/I (d-f) obtidos do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC). **107**
- Figura IV-24.** (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mar de Weddell. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios. **110**
- Figura IV-25.** (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Oceano Índico. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios. **111**
- Figura IV-26.** (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Oceano Pacífico Oeste. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios. **112**
- Figura IV-27.** (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mar de Ross. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios. **113**

Figura IV-28. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mares de B&A. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios. **114**

Figura V-1. Transporte de volume [Sv] das águas de fundo padronizado em relação à média e ao desvio-padrão do período (linha preta) simulado pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observado por (direita) F95 e (esquerda) F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. **131**

Figura V-2. Velocidade da corrente [cm s^{-1}] das águas de fundo, perpendicular a seção e padronizada em relação à média e ao desvio padrão do período, (linha preta) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observada por F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. **132**

Figura V-3. Padrões estatísticos descrevendo a série temporal da velocidade (F01) e do transporte de volume (F95) da camada profunda simulada pelo modelo OCCAM 1/12° na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II. **132**

Figura V-4. Ciclo anual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. Os valores de transporte estão padronizados com relação à média e ao desvio-padrão. Os valores absolutos de cada mês são informados na tabela V-II. **134**

Figura V-5. Variabilidade interanual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. Os valores de transporte estão padronizados com relação à média e ao desvio-padrão. **137**

Figura V-6. Tendência decadal para as séries temporais de (esquerda) transporte de volume [Sv década^{-1}] e (direita) densidade neutra [$\text{kg m}^{-3} \text{ década}^{-1}$] das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. **138**

Figura V-7. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções do Setor Mar de Weddell (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv década^{-1}] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **139**

Figura V-8. Espectro de energia de ondeletas (considerando a ondeleta mãe Morlet) das séries de anomalia do transporte de volume das águas de fundo nas seções de exportação localizadas na região noroeste (*i.e.* Seção 1 & 2) e sul (*i.e.* Seção 3) do Setor Mar de Weddell. A área branca limita a região do cone de influência onde a variância é reduzida. Os contornos pretos delimitam as regiões com nível de significância superior a 90% para o processo de ruído vermelho com coeficiente de defasagem igual a 0.72. O painel da direita mostra o espectro de energia global para a série, onde a linha vermelha marca o limite de significância superior a 90%. **140**

Figura V-9. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas da região leste do Setor Mar de Weddell. **142**

Figura V-10. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **143**

Figura V-11. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Índico. **144**

Figura V-12. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Pacífico Oeste. **145**

Figura V-13. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **146**

Figura V-14. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **147**

Figura V-15. Média simulada do transporte de volume de toda a coluna d'água ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias e tracejadas marcam, respectivamente, o término da plataforma continental e do talude continental. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada zona oceânica ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção. **149**

Figura V-16. Média simulada do transporte de volume das águas profundas ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias e tracejadas marcam, respectivamente, o término da plataforma continental e do talude continental. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada zona oceânica ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção. **150**

Figura V-17. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **153**

Figura V-18. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **154**

Figura V-19. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **156**

Figura V-20. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **157**

Figura V-21. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções de produção do oceano Austral (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **159**

Figura V-22. Média simulada da produção das águas profundas no oceano Austral. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções de produção simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias marcam o limite entre os principais cânions da região. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada região ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção. **160**

Figura V-23. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° para a seção de produção adicional localizada dentro da plataforma continental oeste do mar de Ross, considerando a isóbata de 500 m. O valor em negrito reporta a tendência decadal [Sv década⁻¹] e o valor em itálico indica a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados. **164**

Figura V-24. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para a seção de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I). **165**

Figura V-25. Espectros preservando a variância das séries temporais do transporte de volume cumulativo das águas profundas para as seções de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I) e da região da Terra de Adelie do Setor Oceano Pacífico Oeste (Seção VI) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito (cinza) reportam o período de cada pico em anos (meses). A linha pontilhada marca o nível de significância de 95%. **166**

Figura V-26. Transporte de volume [Sv km⁻¹] de toda a coluna d'água padronizado em relação à média para cada par de estações normal a (linha azul) Seção I do modelo OCCAM 1/12° e a (linha vermelha) radial ilustrada em Muench & Gordon [1995]. A linha preta corresponde ao volume das águas profundas no modelo OCCAM 1/12°. Valores positivos indicam um transporte para leste. **168**

Figura VI-1. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **171**

Figura VI-2. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\times 10^{-3}$ década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **172**

Figura VI-3. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m⁻³] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [kg m⁻³ década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **173**

Figura VI-4. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da velocidade [cm s⁻¹] perpendicular a batimetria das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM

1/12°. Os valores em **negrito** reportam a tendência decadal [$\text{cm s}^{-1} \text{ década}^{-1}$] e os valores em *itálico* indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **174**

Figura VI-5. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em **negrito** reportam a tendência decadal [$^{\circ}\text{C década}^{-1}$] e os valores em *itálico* indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **175**

Figura VI-6. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em **negrito** reportam a tendência decadal e os valores em *itálico* indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **176**

Figura VI-7. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m^{-3}] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em **negrito** reportam a tendência decadal [$\text{kg m}^{-3} \text{ década}^{-1}$] e os valores em *itálico* indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados. **177**

Figura VI-8. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **181**

Figura VI-9. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **182**

Figura VI-10. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **183**

Figura VI-11. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. **184**

Figura VI-12. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **185**

Figura VI-13. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **185**

Figura VI-14. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **186**

Figura VI-15. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross. **186**

Figura VI-16. (a) Transporte de volume da AABW cruzando cada seção de exportação. Os números se referem à soma do transporte de volume de cada variedade da AABW definida em (b). As variedades da AABW são identificadas a partir do diagrama TS, linhas cinza indicam as superfícies de densidade neutra [kg m^{-3}] indicadas. A contribuição de cada variedade ao longo das seções de exportação é mostrada em (c). **188**

Figura VI-17. Esquema do transporte de volume da AABW ao longo do talude continental do oceano Austral baseado nas médias do transporte simulado pelo modelo OCCAM 1/12°. As linhas vermelhas, verdes e azuis se referem às seções de exportação analisadas, classificadas segundo Baines & Condie [1998],

respectivamente, como margens ativa, passiva e nula para o fluxo descendente de AABW. Os números e os vetores em preto, cinza e azul-escuro indicam, respectivamente, o transporte estimado pelo modelo no talude continental, o volume de água de fundo esperado para ser advectado da/para seção e o volume de AABW produzida para balancear o esquema do transporte lateral. Os círculos indicam as áreas-fonte de AABW de acordo com Hay [1993]. Os círculos cortados indicam ausência da AABW na região. A linha preta e cinza indica as isóbatas de 1000 m e 4000 m, respectivamente. A escala de cores representa a profundidade da região em metros. AP = Península Antártica, B&A = Bellingshausen & Amundsen, DDS = Mar Dumont D'Urville, LIS = Plataforma de Gelo Larsen, P = Plataforma, PB = Baía Prydz, PET = Depressão Princesa Elizabeth. **192**

Figura VII-1. Índice SAM entre 1988 e 2004. A linha preta corresponde a média móvel de 6 meses do índice. **197**

Figura VII-2. Esquema das alterações oceânicas e atmosféricas ocasionadas quando o índice SAM é positivo. Figura modificada de Hall & Visbeck [2002]. **198**

Figura VII-3. Esquema das mudanças de pressão e circulação atmosférica em fases de expansão e contração da Oscilação Semianual (SAO). Vetores tracejados mostram a localização das maiores mudanças no campo de pressão e os vetores cheios indicam a mudança da circulação associada por ocasião da contração. Figura modificada de van den Broeke [2000a]. **200**

Figura VII-4. Índice NINO3.4 entre os anos de (a) 1950-1986 e (b) 1986-2010. As barras pretas marcam o limite de $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ para consideração de ocorrência de eventos de (azul) El Niño e (vermelho) La Niña. **202**

Figura VII-5. Mapas de composições da anomalia da temperatura superficial do mar (SST; $^{\circ}\text{C}$) para (a) condição de El Niño e (b) condição de La Niña. Os mapas de composições são resultados da média da SST a partir do mês de maio anterior ao evento do ENSO totalmente desenvolvido até o mês de abril seguinte, e considerando cinco eventos de El Niño e La Niña, respectivamente. Esquemas do fluxo do jato subtropical (STJ) e polar (PFJ), dos centros anômalos e persistentes de baixa (L) e alta pressão (H) atmosférica e dos fluxos de calor anômalo devido à circulação meridional média são indicados sobre os mapas de composições da SST. SIC = concentração do gelo marinho. Figura modificada de Yuan [2004]. **203**

Figura VII-6. Mapas de correlação cruzada entre as médias mensais do transporte de volume da Seção 1 (linha cinza) do Setor Mar de Weddell com (a & b) a temperatura potencial e (c & d) salinidade da (a & c) SML e (b & d) ILD, lag-0. Coeficientes de correlação maiores que 0.5 em módulo são significantes em 99%. **206**

Figura VII-7. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para lag-5. **208**

Figura VII-8. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross. **212**

Figura VII-9. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross com lag-5. **213**

Figura VII-1. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell. **215**

Figura VII-10. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell com lag-5. **216**

- Figura VII-11.** Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross. **217**
- Figura VII-12.** Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross com lag-5. **218**
- Figura VII-13.** Mapas de diferenças da *de composições* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composições. **222**
- Figura VII-14.** Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross. **223**
- Figura VII-15.** Esquema dos impactos das condições dos eventos dos períodos de La Niña atuando sobre a circulação oceânica e as consequências sobre a exportação da AABW do oceano Austral durante longo período de atuação da forçante extrapolar. A situação oposta ocorrendo em eventos de El Niño. **225**
- Figura VII-16.** Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 10 do Setor Oceano Pacífico Oeste. **226**
- Figura VII-17.** Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção I do Setor Mar de Weddell. **228**
- Figura VII-18.** Índice NINO3.4 e relação com a exportação e produção da AABW na região noroeste do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas marcam o período da simulação. A linha tracejada marrom escura (clara) marca o início de períodos de exportação máxima (mínima). A linha tracejada cinza (preta) marca o início de períodos de produção máxima (mínima). As setas ascendente (descendente) marcam a tendência do índice NINO3.4 durante o início dos períodos de produção mínima (máxima) da AABW. A marcação em cinza delimita o período anômalo de produção da AABW por volta do ano 2000. **230**
- Figura VII-19.** Índices (linha laranja) SAM e (linha verde) NINO3.4 sobre as séries temporais de anomalias de produção e exportação da AABW, respectivamente, (painel superior) na Seção I e (painel inferior) e na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. **231**
- Figura VII-20.** Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell. **233**
- Figura VII-21.** Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross. **234**
- Figura VII-22.** Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 1 do Setor Mar de Weddell. **236**
- Figura VII-23.** Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 13 do Setor Mar de Ross. **237**
- Figura VII-24.** Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção I do Setor Mar de Weddell. **240**

Lista de Tabelas

Tabela III-I. Nomenclatura e posição das seções hidrográficas transversais as margens continentais selecionadas para cada setor do oceano Austral. **52**

Tabela III-II. Nomenclatura e posição das seções hidrográficas paralelas a isóbata de 1000 m selecionadas nas margens continentais de cada setor do oceano Austral. **53**

Tabela III-III. Percentual de dados negativos (N) nas séries do transporte de volume da camada de fundo para cada seção hidrográfica e para cada setor do oceano Austral. O número total de dados de cada seção é igual a 204 (*i.e.* médias mensais para os 17 anos simulados). **59**

Tabela IV-IV. Extensão total das zonas oceânicas das seções de exportação (*i.e.* 1-20) e produção (*i.e.* I-VII) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° e distância entre as estações ao longo da seção. **76**

Tabela V-V. Médias mensais (\pm desvio-padrão mensal) do transporte de volume cumulativo [Sv] de toda a coluna d'água perpendicular as seções de exportação e considerando todo o período da simulação do OCCAM utilizada. Valores positivos indicam sentido anti-horário (para oeste). Os valores destacados em vermelho (azul) marcam os meses de transporte máximo (mínimo) de cada seção. **124**

Tabela V-VI. Médias mensais (\pm desvio-padrão mensal) do transporte de volume cumulativo [Sv] da água profunda perpendicular as seções de exportação e considerando todo o período da simulação do OCCAM utilizada. Valores positivos indicam sentido anti-horário (para norte/oeste) e vice-versa. Os valores destacados em vermelho (azul) marcam os meses de transporte máximo (mínimo) de cada seção. **135**

Lista de Acrônimos, Abreviações e Símbolos

A

AABW – Água de Fundo Antártica
(*Antarctic Bottom Water*)

AAIW – Água Intermediária Antártica
(*Antarctic Intermediate Water*)

AASW – Água Superficial Antártica
(*Antarctic Surface Water*)

ACC – Corrente Circumpolar Antártica
(*Antarctic Circumpolar Current*)

ACoC – Corrente Costeira Antártica
(*Antarctic Coastal Current*)

ACW – Onda Circumpolar Antártica
(*Antarctic Circumpolar Wave*)

ADCP – Perfilador acústico de corrente
(*Acoustic Doppler Current Profiler*)

ADELIE – Projeto *Antarctic Drift Experiment Link to Isobaths and Ecosystems*

ADLBW – Água de Fundo de Adelie
(*Adelie Land Bottom Water*)

API – Ano Polar Internacional
(*International Polar Year*)

AR4 – Quarto relatório do IPCC

ASF – Frente de Talude Antártico
(*Antarctic Slope Front*)

AZ – Zona Antártica (*Antarctic Zone*)

B

B&A – Mares de Bellingshausen e Amundsen

BW – Água do Estreito de Bransfield
(*Bransfield Water*)

C

C – Cordilheira

CDW – Água Profunda Circumpolar
(*Circumpolar Deep Water*)

CRMSD – Diferença centrada do erro médio quadrático

CTD – Sistema Condutividade-Temperatura-Profundidade
(*Conductivity-Temperature-Depth*)

D

DBDB5 – Banco de dados batimétricos *Digital Bathymetric Data Base 5-minute*

DDS – mar Dumont D'Urville

E

EOF – Função empírica ortogonal

ENSO – El Niño-Oscilação Sul (*El Niño-Southern Oscillation*)

F

FT – Transformada de Fourier

F95 – Fahrbach *et al.* [1995]

F01 – Fahrbach *et al.* [2001]

G

GEBCO – Carta Batimétrica Geral dos oceanos (*General Bathymetric Chart of the Oceans*)

GOAL – Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes

H

HSSW – Água de Plataforma de Alta Salinidade (*High Salinity Shelf Water*)

I

iAnZone – *International Antarctic Zone*

IHO – Organização Hidrográfica Internacional (*International Hydrographic Organization*)

ILD – Camada intermediária (*Intermediate layer depth*)

IOC – Comissão Oceanográfica Internacional (*International Oceanographic Commission*)

IPCC – Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel of Climate Changes*)

ISW – Água de Plataforma de Gelo (*Ice Shelf Water*)

K

KPP – Parametrização da mistura vertical (*K-Profile Parameterization*)

L

LADCP – Perfiladores de corrente acústico (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*)

LCDW – Água Profunda Circumpolar Inferior (*Lower Circumpolar Deep Water*)

LIS– Plataforma de Gelo Larsen

LSSW – Água de Plataforma de Baixa Salinidade (*Low Salinity Shelf Water*)

M

MCDW – Água Profunda Circumpolar Modificada (*Modified Circumpolar Deep Water*)

M&G95 – Muench & Gordon [1995]

MOC – Célula global de revolvimento meridional (*Meridional Overturning Circulation*)

MSW – Água de Plataforma Modificada (*Modified Shelf Water*)

MWDW– Água Profunda Cálida Modificada (*Modified Warm Deep Water*)

N

NADW – Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water*)

NOCS – Centro Oceanográfico Nacional de Southampton, Reino Unido (*National Oceanography Center, Southampton*)

NODC – Banco de dados históricos do *National Oceanographic Data Center*

NSIDC– Banco de dados de gelo e neve (*National Snow and Ice Data Center*)

O

OCCAM – Modelo Avançado do Clima e da Circulação Oceânica (*Ocean Circulation and Climate Advanced Model*)

ODV – Programa *Ocean Data View*

P

P – Plataforma

PA – Península Antártica

PB – Baía Prydz

PBBW – Água de Fundo da Baía Prydz

PF – Frente Polar (*Polar Front*)

PFJ – Jato Polar

PFZ – Zona da Frente Polar (*Polar Front Zone*)

PET – Depressão Princesa Elizabeth (*Princess Elizabeth Trough*)

R

RSBW – Água de Fundo do Mar de Ross (*Ross Sea Bottom Water*)

RSP – Regime Subpolar (*Subpolar Regime*)

S

S – Salinidade

SACCF – Frente Sul da ACC (*South ACC Front*)

SAF – Frente Subantártica (*Subantarctic Front*)

SASSI – Projeto “*Synoptic Antarctic Shelf-Slope Interactions*”

SAM– Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode*)

SAO– Oscilação Semianual (*Semi-Annual Oscillation*)

SAZ – Zona Subantártica (*Subantarctic Zone*)

SBDY– Frente do Limite Sul da ACC (*Southern Boundary Front*)

SEP – Bacia Sudeste Pacífico (*Southeastern Pacific Basin*)

SIC – Concentração de gelo marinho (*Sea ice concentration*)

SIT – Espessura do gelo marinho (*Sea ice thickness*)

SLP – Pressão ao nível do mar (*sea level pressure*)

SML – Camada de mistura superficial (*Surface mixing layer*)

SOA – Banco de dados do projeto WOCE (*Southern Ocean Atlas*)

SOS-Climate – Projeto “*Southern Ocean Studies for Understanding Global-Climate Issues*”

SR4– Linha de repetição SR4 do programa WOCE

SSM/I – *Special Sensor Microwave/Imager*

STF – Frente Subtropical (*Subtropical Front*)

STJ – Jato subtropical

SST – Temperatura Superficial oceânica

S_{TW} – Salinidade ponderada pelo Transporte de Volume (*Transport-weighted mean salinity*)

SW – Água de Plataforma (*Shelf Waters*)

SWP – Bacia Sudoeste Pacífico (*Southwestern Pacific Basin*)

T

T_{TW} – Temperatura ponderada pelo Transporte de Volume (*Transport-weighted mean temperature*)

TS - diagrama temperatura-salinidade, considerando a T_{TW} e a S_{TW}

U

UCDW – Água Profunda Circumpolar Superior (*Upper Circumpolar Deep Water*)

W

WDW – Água Profunda Cálida (*Warm Deep Water*)

WF – Frente de Weddell (*Weddell Front*)

WOCE – Experimento de Circulação dos Oceanos Globais (*World Ocean Circulation Experiment*)

WOD05 – Banco de dados do *World Ocean Database 2005*

WSDW – Água Profunda do Mar de Weddell (*Weddell Sea Deep Water*)

WSBW – Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*)

WW – Água de Inverno (*Winter Water*)

DEMAIS ACRÔNIMOS, ABREVIÇÕES E SÍMBOLOS

θ – Temperatura Potencial

θS – Diagrama Temperatura-Salinidade

θSO – Diagrama Temperatura-Salinidade-Oxigênio dissolvido

Resumo

A interação entre a variabilidade das águas-fonte (águas de plataforma e em níveis intermediários) da Água de Fundo Antártica (AABW) e a produção e exportação destas águas profundas nas margens continentais Antárticas foi investigada utilizando-se a simulação do modelo geral de circulação oceânica OCCAM 1/12°. A variabilidade sazonal e interanual dos transportes de volume da AABW foram investigadas para os setores regionais do oceano Austral. A produção e exportação da AABW variam, principalmente, em períodos de escalas interanuais com períodos dominantes de 2-4 anos. As variedades regionais da AABW simuladas pelo modelo foram identificadas, sendo suas taxas de exportação para os oceanos globais em concordância com estudos observacionais. O mar de Weddell é a principal área exportadora ao redor do continente, contribuindo com 63% da AABW para os oceanos globais. Os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste contribuem juntos com 28%, enquanto o Setor Mar de Ross contribui apenas com 9% da AABW exportada da região Antártica. As frentes de talude possuem um papel importante para a exportação lateral da AABW ao redor das margens continentais. As alterações sofridas pelas águas-fonte, *e.g.* devido a longos períodos de dessalinização ou aquecimento, afetam a produção e a exportação da AABW significativamente. Maiores volumes de exportação de AABW a partir dos mares de Weddell e Ross são associados com as condições climáticas de eventos de La Niña, marcados pela presença do Dipolo Antártico no campo de gelo marinho, pela intensificação da Corrente Circumpolar Antártica e pela desaceleração dos giros ciclônicos associados aos mares de Ross e Weddell. Períodos positivos do índice do Modo Anular Sul (SAM) atuam por modular a intensidades da produção e exportação da AABW. Durante períodos de máxima exportação da AABW a densidade das águas profundas exportadas é, em geral, mais densa que a média, mostrando o link entre os processos costeiros de plataforma com o oceano profundo.

Palavras-chave: AABW, margens Antárticas, Oceano Austral, La Niña, Dipolo Antártico, SAM.

Abstract

This study focuses on the connections between the variability of Antarctic Bottom Water (AABW) source waters (shelf and intermediate waters) and deep water ($\sigma^{\theta} > 28.26 \text{ kg m}^{-3}$) production and export around the Antarctic coastal margins. To achieve this main goal, we have used the $1/12^{\circ}$ simulation of the OCCAM global ocean general circulation model, which was also used to estimate the seasonal and interannual variability of volume transports around the Antarctic continental margins. The production and export of AABW vary, mainly, at interannual and 2-4 years periods of variability. Regional AABW varieties simulated by the model were defined and investigated. Their export rates to the global oceans were in agreement with observational studies. The Weddell Sea is the main export area around the continent, exporting 63% of AABW to the global oceans. The Indian and Pacific Sectors of the Southern Ocean export together 28%, while the Ross Sea Sector contributes only with 9% of AABW. Moreover, our analysis reveals that the slope fronts have an important function to the export of AABW around the continent. AABW source waters changing due to long term periods of freshening and warming, significantly, affect the production and export of AABW from the regional seas. This study unveils that the large volume of AABW export from the Weddell and Ross Seas is associated with three factors: (i) La Niña conditions, marked by the presence of the Antarctic Dipole, (ii) the intensification of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), and (iii) the weakening of the cyclonic Weddell and Ross gyres. A positive Southern Annular Mode (SAM) index acts to model the intensity of the AABW production and outflow. During periods of large volume of AABW export the deep waters are normally denser than the general mean, highlighting the links between the coastal / shelf processes and the deep ocean.

Keywords: AABW, Antarctic margins, Southern Ocean, La Niña, Antarctic Dipole, SAM.

Prefácio

Durante a execução do IV Ano Polar Internacional (API¹; 2007-2008), a comunidade científica internacional dedicou especial atenção ao estudo das regiões polares do globo. Diversos países contribuíram para a elaboração e execução de projetos conjuntos durante o API. O projeto denominado *Synoptic Antarctic Shelf-Slope Interactions Study* (SASSI²) ficou responsável pelos estudos dos processos físicos e interações existentes nas zonas de transição das margens do continente Antártico, ou seja, a região de quebra entre a plataforma e o talude continental. O projeto SASSI conduziu cruzeiros oceanográficos de estudos multidisciplinares ao longo das margens Antárticas com a contribuição de diversos países³, onde foram realizadas várias sessões hidrográficas perpendiculares à zona de quebra de plataforma-talude continental. Além disso, os componentes do SASSI promoveram a colocação de fundeios oceanográficos em áreas específicas, propiciando uma amostragem *quasi* circumpolar e sinóptica.

¹ <http://www.ipy.org/>

² <http://sassi.tamu.edu/>

³ Alemanha, Austrália, Brasil, China, Estados Unidos da América, Espanha, França, Itália, Japão, Noruega, Reino Unido, Rússia.

A contribuição brasileira para o projeto SASSI foi realizada pelo Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL⁴) através do projeto denominado *Southern Ocean Studies for understanding Global-Climatic Issues* (SOS-CLIMATE⁵). Três cruzeiros oceanográficos foram realizados na região do entorno da Península Antártica entre os meses de fevereiro e março de 2008, 2009 e 2010. Em 2009, duas atividades inéditas em águas Antárticas marcaram a oceanografia polar brasileira: (i) o lançamento de três fundeios no Estreito de Bransfield e (ii) a colocação de bóias marcadoras da deriva de icebergs. Além disso, estudos de modelagem oceânica e climática complementaram os esforços observacionais do GOAL, fornecendo resultados úteis tanto para a oceanografia observacional como para a modelagem oceânica e climática.

Em síntese, o estudo a seguir abordará os processos físicos ocasionados devido à interação acoplada entre os sistemas do oceano, da atmosfera e da criosfera, e presentes na zona de transição entre a plataforma continental e o talude continental ao redor das margens continentais Antárticas. Uma visão circumpolar do oceano Austral é necessária para uma melhor caracterização regional das relações e processos existentes entre as zonas oceânicas costeiras e profundas. Neste estudo, grande relevância é dada ao entendimento da variabilidade da formação e exportação de águas profundas e de fundo. Isto se deve ao papel principal destas águas na regulação do clima global, desempenhado através da célula profunda de circulação de revolvimento meridional.

⁴ <http://www.goal.furg.br/>

⁵ <http://www.goal.ocfis.furg.br/sos.php>

Hipótese

Alterações significantes têm sido recentemente reportadas para as propriedades hidrográficas das águas-fonte da Água de Fundo Antártica durante as últimas décadas [e.g. [Jacobs et al. 2002](#), [Robertson et al. 2002](#), [Rintoul 2007](#), [Johnson 2009](#)]. As alterações observadas nas águas-fonte estão propagando seus sinais de variabilidade temporal para as águas profundas e de fundo do oceano adjacente, influenciando a produção e exportação destas águas.

Com base na hipótese acima algumas questões necessitam de elucidação e serão discutidas total ou parcialmente no decorrer deste estudo: (i) Ocorre de forma circumpolar? (ii) Em que escalas temporais? (iii) Há conexão com o clima extrapolar? De modo mais amplo: como a variabilidade da dinâmica oceânica e das propriedades hidrográficas nas margens continentais Antárticas atua e influencia a formação e exportação das águas profundas e densas do oceano Austral?

Capítulo I: Introdução

A execução do API voltou a atenção do mundo para as mudanças que estão sendo relatadas nas regiões polares do globo (e.g. aumento da temperatura atmosférica, aquecimento oceânico, alterações na formação de gelo marinho e perda de massa das geleiras), priorizando os estudos científicos no Ártico e na Antártica [e.g. [Mayewski et al. 2009](#), [Walsh 2009](#)]. Embora diversos estudos já tenham sido realizados nestas áreas e o recente e premiado relatório do *Intergovernmental Panel of Climate Changes* (IPCC) tenha relatado forte influência humana nas atuais e futuras alterações do clima, pouco ainda se sabe sobre as questões ligadas à variabilidade natural do sistema climático. Com isso, estudos quantitativos sobre os oceanos e, principalmente, aqueles relacionados às conexões existentes entre o sistema acoplado oceano, atmosfera e criosfera ainda necessitam de forte atenção por parte da comunidade científica internacional. Assim, as regiões polares do globo tornam-se elementos-chave para o atual entendimento das questões ligadas à variabilidade climática e às alterações globais.

O quarto relatório de validação (AR4) do IPCC [IPCC 2007] mostra que a atividade humana, através do lançamento de gases estufa na atmosfera, é uma das principais causas do aquecimento atmosférico global. Entretanto, sabe-se que períodos de variabilidade temporal que alternam entre fases de aquecimento e resfriamento (e.g. da temperatura atmosférica) podem ocorrer naturalmente em séries temporais de longo prazo (e.g. dezenas e/ou centenas de anos), que apresentem ou não uma tendência positiva. Isto se deve à variabilidade natural das forçantes do sistema climático, como por exemplo, a variabilidade associada à intensidade da radiação, explosões solares e erupções vulcânicas [Fyfe 2006]. Recentemente, Easterling & Wehner [2009] corroboraram as conclusões do AR4 a este respeito. Os autores mostraram ser naturalmente possível, que a variabilidade do sistema climático real produza longo período com tendências de resfriamento na temperatura atmosférica superficial, ou mesmo, indique a ausência de uma tendência significativa embutida em uma escala de longo período com tendência de aquecimento. Isto quer dizer que: em escalas temporais que podem variar entre interanuais e interdecadais, as mudanças na tendência das temperaturas superficiais da atmosfera, que são naturalmente induzidas por causas antrópicas, podem sim se sobrepor ao recente aquecimento reportado e prevalecer durante décadas.

Neste sentido e com o propósito de estimar possíveis mudanças futuras, Lean & Rind [2009] mostraram – decompondo a temperatura superficial atmosférica em componentes associadas ao El Niño-Oscilação Sul (ENSO; ver Capítulo VII para detalhes), atividades vulcânicas e solar, e influência antropogênica – que entre os anos de 2009 e 2014 a temperatura superficial global irá aumentar $\sim 0.15 \pm 0.03$ °C (*i.e.* cerca de 50% superior às projeções do

IPCC). Para tal, consideram as projeções em ascensão devido às influências antropogênicas e às alterações na irradiância solar. Entretanto, devido ao declínio da atividade solar nos anos seguintes, os autores mostram que a temperatura em 2019 será apenas 0.03 ± 0.01 °C superior que em 2014. Embora sejam apenas projeções, o estudo de [Lean & Rind \[2009\]](#) destaca que o clima irá continuar respondendo num futuro próximo aos mesmos fatores que influenciaram o mesmo num passado recente, e a resposta para estas mudanças poderá continuar de forma linear nas próximas décadas. Seguindo estas projeções, o primeiro sinal destas mudanças provavelmente ocorrerá em climas regionais e em regiões sensíveis a pequenas variações climáticas, onde se inclui as regiões polares do globo.

De fato, rápidas mudanças em escalas locais e regionais [[Vaughan et al. 2001](#), [2003](#), [Jacobs 2006](#), [Turner et al. 2009](#)] na temperatura atmosférica e oceânica [[Gille 2002](#), [Robertson et al. 2002](#), [Aoki et al. 2003](#), [Fahrbach et al. 2004](#), [Fyfe 2006](#)], no padrão do gelo marinho [[Fox & Cooper 1998](#), [Zwally et al. 2002](#)], no comportamento de glaciares e das plataformas de gelo [[Vaughan & Doake 1996](#), [Smith et al. 1999](#), [Scambos et al. 2003](#)] e, conseqüentemente, na salinidade e temperatura das águas profundas [[Aoki et al. 2005a](#), [Garcia & Mata 2005](#), [Rintoul 2007](#), [Johnson et al. 2008a](#), [Johnson 2009](#)] têm sido reportadas para a região Antártica – foco deste estudo. Estas alterações causam impacto regional a curto e longo prazo na biologia de espécies (e.g. plâncton marinho, aves e mamíferos marinhos [[Montes-Hugo 2009](#)]), além de impacto global a médio e longo prazo na circulação oceânica e no clima [[Johnson et al. 2008b](#)].

Sendo assim, uma melhor compreensão das mudanças locais e regionais reportadas para o oceano, atmosfera e criosfera ao redor do continente Antártico se torna importante e destaca-se, principalmente, devido ao significativo papel que as áreas polares (*i.e.* Ártico e Antártica) desempenham na formação de águas profundas e densas [Mantyla & Reid 1983, Reid 1994, Orsi *et al.* 1999]. Portanto, alterações nas taxas de formação e exportação destas águas irão influenciar conseqüentemente, a célula global de revolvimento meridional (*global ocean meridional overturning circulation*; MOC¹). Esta é a principal responsável pelo transporte oceânico de massa e balanço de calor e sal entre as altas e baixas latitudes [Rahmstorf 2006, Lumpkin & Speer 2007], necessário para a regulação do clima global.

Na Antártica, o processo de formação das águas densas e profundas ocorre ao redor das margens continentais (*i.e.* região de transição entre a plataforma continental e o talude continental ou a zona de quebra entre a plataforma continental e o talude continental), muitas vezes designadas como os limites laterais dos oceanos. O processo de formação da Água de Fundo Antártica (AABW) é resultado da mistura de diferentes águas-fonte² [Gill 1973, Carmack & Foster 1975a, Foldvik *et al.* 1985], envolvendo principalmente: (i) a formação e derretimento do gelo marinho, (ii) a liberação de salmoura (*brine rejection*³) para as camadas de água inferiores, (iii) abertura e fechamento de

¹ O termo MOC refere-se aos termos circulação termohalina (*thermohaline circulation*) ou cinturão de transporte global (*global conveyor belt*), ambos amplamente utilizados pela comunidade científica. Entretanto, atualmente é uma forma mais completa de descrever o padrão global da circulação oceânica, pois considera também a parte mecânica da circulação dirigida pelo vento e não somente a circulação gerada por gradientes de densidade devido aos fluxos de calor e sal.

² As águas-fonte (*source water types*) são águas precursoras das massas d'água, que possuem propriedades físicas e químicas específicas presentes em áreas de formação de massas d'água.

³ Durante o processo de formação do gelo marinho, à medida que as águas oceânicas começam a congelar, os sais dissolvidos nas mesmas são liberados para as camadas subjacentes.

polínias (*polynyas*⁴) costeiras, (iv) derretimento basal das plataformas de gelo permanentes (*ice shelves*), (v) processos de convecção profunda e (vi) injeção de águas provenientes de camadas com profundidades inferiores ou advectadas localmente (*entrainment waters*⁵). Entretanto, o local em que ocorre a ventilação⁶ das águas profundas em determinados períodos pode não corresponder exatamente à área de formação destas águas. Sendo assim, torna-se necessário entender os transportes laterais ao longo do talude continental e a ventilação direta do oceano profundo, através do fluxo descendente pelo talude continental [Hellmer & Beckmann 2001, Beckmann *unpublished*]. Neste sentido, os aspectos relativos à localização, taxas e trajetórias de espalhamento destas águas nos diversos mares regionais da Antártica tornam-se relevantes para o entendimento da contribuição do oceano Austral para a MOC.

O oceano Austral (*i.e.* área oceânica definida neste trabalho entre latitudes superiores a 50-60°S e o continente Antártico) é uma área de difícil acesso durante os meses de inverno do Hemisfério Sul devido à grande extensão e densidade do gelo marinho formado (ver Capítulo II para detalhes), sendo o acesso somente possível através de navios quebra-gelo, o que torna as amostragens históricas fortemente tendenciosas para os períodos de verão austral. Da mesma forma, uma amostragem sinóptica de todo o oceano Austral é praticamente impossível devido às dificuldades em logística e operação. Por outro lado, é somente a partir dos dados observados que podemos validar as

⁴ Polínias são áreas de águas abertas circundadas por gelo marinho. Ver Capítulo II para detalhes.

⁵ Termo que se refere à intrusão de águas de determinada camada de profundidade em outras, geralmente mais superficiais. Estas podem ser provenientes de camadas profundas da coluna d'água ou de outras camadas advectadas localmente.

⁶ Termo que se refere à injeção de águas, que recentemente tiveram contato com a atmosfera, em camadas mais profundas do oceano.

saídas de modelos climáticos e oceânicos, que resolvem de certo modo, as questões de tendência sazonal e de sinopticidade dos dados. Além disso, a representação e/ou parametrização de algumas características e processos envolvendo o sistema acoplado oceano, atmosfera e criosfera (e.g. tipo e comprimento das forçantes atmosféricas, presença de plataformas de gelo permanentes, peculiaridades da topografia e linhas de costa, etc.) em modelos oceânicos ainda encontra-se em desenvolvimento e discussão pela comunidade científica [Beckmann *unpublished*]. Como exemplo, Kerr *et al.* [2009a] mostram que as massas de água profundas na região do mar de Weddell (ver Fig. II-1 – Cap. II) não estão sendo bem representadas no modelo oceânico analisado devido à falta e/ou ausência de representação dos processos que envolvem a criosfera (e.g. representação das plataformas de gelo e de seus fluxos associados). Diversos trabalhos e grupos de pesquisas estão atualmente focando para tentar melhorar e solucionar estas questões [e.g. Losch *et al.* 2010]. Neste sentido, a utilização conjunta de saídas de modelos oceânicos e de dados reais observados torna-se imperativa nos estudos atuais. Sendo assim, este trabalho estuda as margens continentais Antárticas a partir de uma investigação sistemática das diferenças regionais e dos mecanismos físicos envolvidos na formação e exportação das águas profundas e densas, utilizando-se das saídas da simulação de um modelo de alta resolução espaço-temporal.

Na seção a seguir são indicados os objetivos propostos para o desenvolvimento deste trabalho. No capítulo seguinte (*Capítulo II – Oceano Austral*) é apresentada a área de estudo através de uma detalhada revisão bibliográfica. Além disso, é apresentada a divisão dos setores oceânicos do

oceano Austral utilizados no decorrer do presente estudo. O Capítulo III (*Dados e Métodos*) abordará sobre os dados observados históricos, o modelo oceânico escolhido e a simulação utilizada, além das metodologias e definições aplicadas no decorrer do estudo. Este é seguido pelo Capítulo IV (*Representação do modelo oceânico global OCCAM 1/12^o*), que discute e valida a representação hidrográfica do oceano Austral obtida pela simulação do modelo oceânico utilizado. O Capítulo V (*Exportação e produção das águas profundas*) apresenta e discute os resultados referentes ao transporte de volume e as taxas de produção da AABW, destacando-se os seus principais aspectos de variabilidade anual e interanual. O Capítulo VI (*Variedades regionais da AABW e fluxos de exportação*) descreve as variedades regionais da AABW e indica o percentual de contribuição de cada variedade para o oceano global. Os resultados e discussões sobre as interações existentes entre a variabilidade temporal das águas-fonte (presentes em regiões costeiras de plataforma e profundidades intermediárias) e as taxas de exportação da AABW (representando as zonas profundas do oceano) são apresentados no Capítulo VII (*Variabilidade climática e os impactos na exportação da AABW*). O Capítulo VIII (*Conclusões*) apresenta: (i) um sumário do estudo, onde se destaca as principais conclusões encontradas, (ii) as perspectivas futuras para continuidade do estudo e (iii) as questões que ainda necessitam de atenção por parte da comunidade científica.

1.1. Objetivos

Este estudo, com base na hipótese proposta, tem como meta compreender e explicar as questões específicas abaixo detalhadas. Os

objetivos deste trabalho encontram-se no âmbito dos principais objetivos propostos pelos projetos SASSI e SOS-CLIMATE.

Objetivo geral:

Investigar a formação e exportação das águas densas profundas nas margens Antárticas – região de conexão entre as zonas costeiras (*i.e.* plataforma continental e quebra de talude continental) e o oceano profundo.

Objetivos específicos:

- (i) Investigar como o modelo oceânico global de alta resolução espacial utilizado está representando as margens Antárticas;
- (ii) Investigar as diferenças regionais no oceano Austral nas taxas de formação e exportação das águas profundas;
- (iii) Estimar o transporte de águas densas profundas relacionadas à dinâmica das frentes de talude ao redor do continente Antártico;
- (iv) Investigar a transferência da variabilidade entre as águas-fonte de plataforma e em níveis de profundidade intermediária com as águas profundas e de fundo que formarão a AABW;
- (v) Elucidar sobre os principais modos climáticos que atuam na variabilidade da exportação das águas profundas e de fundo;
- (vi) Elucidar sobre os principais processos oceânicos que necessitam de parametrização e/ou uma melhor representação em futuras simulações oceânicas, de forma a aperfeiçoar a representação do oceano Austral e a formação de águas profundas e de fundo.

Capítulo II: O oceano Austral

Ao redor do continente Antártico e acima da latitude de 60°S encontra-se o oceano Austral (Fig. II-1). Este é formado por diversos mares regionais conectados entre si pelo sistema da Corrente Circumpolar Antártica (ACC). Devido à ausência de barreiras geográficas circundando o continente ao norte, o oceano Austral é conectado livremente com todas as demais bacias oceânicas do globo. Desta forma, possui extrema importância no transporte de massa e organismos marinhos, e nos fluxos de calor e sal entre os oceanos globais. A seguir é apresentada uma sucinta descrição de cada setor do oceano Austral considerado neste estudo (Fig. II-1). Destaca-se os aspectos regionais da hidrografia, circulação oceânica, concentração do gelo marinho, e as questões de variabilidade espaço-temporal intrínseca de cada setor. Devido às peculiaridades dos regimes costeiros e oceânicos, estes se referem, respectivamente, às zonas de plataforma e talude continental e ao oceano profundo com batimetria superior a 3000 m.

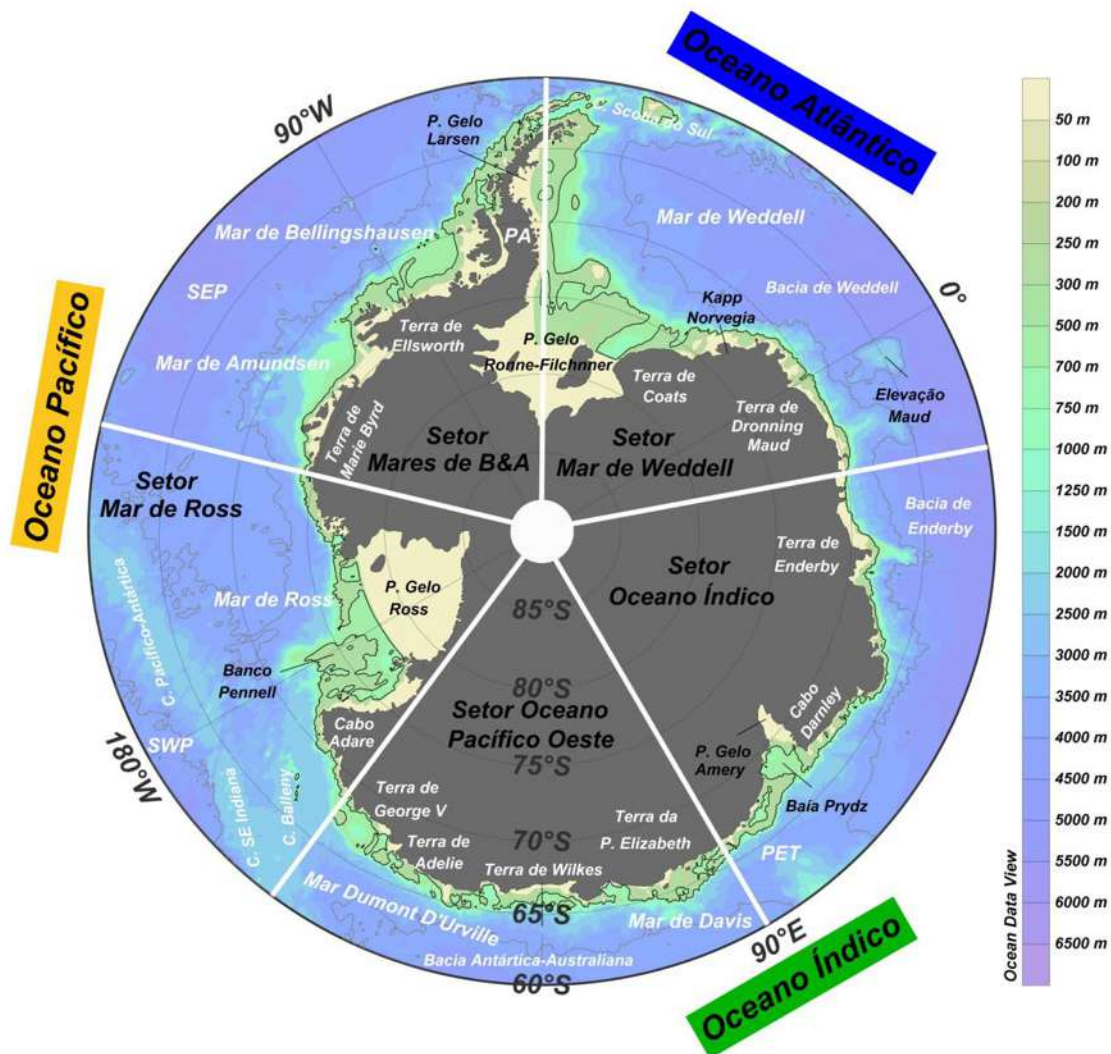


Figura II-1. Setores do oceano Austral (marcados pelas linhas brancas) e seus principais mares regionais e regiões continentais e oceânicas. Batimetria [m] em escala de cores. As linhas de cor preta e cinza referem-se, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. PA = Península Antártica, SWP = Bacia Sudoeste Pacífico, SEP = Bacia Sudeste Pacífico, PET = Depressão Princesa Elizabeth, P = Plataforma, C = Cordilheira.

2.1. Setores do oceano Austral

A Antártica é rodeada por três grandes bacias profundas: (i) bacia Weddell-Enderby, (ii) bacia Bellingshausen-Amundsen e (iii) bacia Antártica-Australiana. Os setores definidos para o oceano Austral (Fig. II-1) são baseados na subdivisão proposta inicialmente por Zwally *et al.* [2002] e utilizada recentemente por Cavalieri & Parkinson [2008] para caracterização da

estrutura e variabilidade do gelo marinho na região, sendo estes: (i) Setor Mar de Weddell – englobando o mar de Weddell entre 60°W e 20°E, (ii) Setor Oceano Índico – englobando desde a região leste da bacia de Enderby (20°E) até a zona do mar de Davis (90°E), (iii) Setor Oceano Pacífico Oeste – englobando a região do mar Dumont D’Urville entre 90°E e 160°E, (iv) Setor Mar de Ross – englobando a região do mar de Ross entre 160°E e 130°W, e (v) Setor Mares de Bellingshausen e Amundsen (B&A) – englobando a área dos mares de B&A entre 60°W e 130°W e a porção sul da Passagem de Drake próximo à Península Antártica. As principais frentes e correntes oceânicas do oceano Austral são brevemente descritas na subseção a seguir, enquanto que cada um dos setores acima definido é caracterizado hidrográfica e dinamicamente nas subseções subsequentes.

2.2. Frentes e correntes do oceano Austral

As frentes oceânicas são caracterizadas por acentuados gradientes horizontais das propriedades físico-químicas das águas (*e.g.* temperatura potencial (θ), salinidade (S), nutrientes, etc.), separando amplas áreas com diferentes massas de água ou diferentes estruturas verticais (estratificação). Estas ocorrem em diferentes escalas espaciais (*i.e.* de metros a milhares de quilômetros) e temporais (*i.e.* dias, persistência sazonal ou anual). A extensão vertical também é variável desde poucos metros até quilômetros. Vários fatores físicos podem formar tipos diversos de frentes, destacando-se: (i) frentes de correntes costeiras, estuarinas ou plumas, (ii) frentes de maré, (iii) frentes de quebra de plataforma e talude continental, (iv) frentes de ressurgência equatorial, costeira e topográfica, (v) frentes de correntes de contorno oeste e

leste, (vi) frentes de convergência subtropical, (vi) frentes de margem de gelo marinho, e (vii) frentes de massas de água [Belkin 2002, Belkin et al. 2009].

As águas superficiais do oceano Austral são separadas das águas relativamente quentes e salgadas da circulação subtropical a partir de um sistema de frentes oceânicas. Estas são caracterizadas basicamente por gradientes meridionais das propriedades físicas. Deacon [1937] denominou este limite hidrográfico como Convergência Subtropical, termo este recentemente alterado para Frente Subtropical (STF). A STF é marcada pela transição entre a Água Superficial Subantártica e a Água Superficial Subtropical, cujas características hidrográficas variam de 10°C para 12°C e 34.6 para 35 de salinidade em direção a baixas latitudes por volta de 100 m de profundidade. A STF encontra-se fora dos limites geográficos do oceano Austral estabelecidos neste trabalho, não sendo mais discutida.

Ao sul da STF, uma das principais características dinâmicas do oceano Austral é a presença da ACC (Fig. II-2) dirigida pelos ventos de oeste (*westerlies winds*). Devido à distribuição dos continentes, a ACC é a única conexão existente entre todos os principais oceanos globais. Esta se move de oeste para leste ao redor do continente Antártico interagindo com diferentes massas de água ao longo de sua trajetória. A ACC carrega a Água Profunda Circumpolar (CDW), massa de água mais volumosa do oceano Austral que se estende desde 200 m até profundidades de cerca de 4000 m em algumas regiões. A CDW é normalmente dividida entre: Água Profunda Circumpolar Superior (UCDW) – caracterizada por baixas concentrações de oxigênio dissolvido e alta concentração de nutrientes; e Água Profunda Circumpolar Inferior (LCDW) – caracterizada por salinidade elevada. A descrição das

características físico-químicas da CDW será apresentada separadamente para cada setor.

As frentes existentes entre o sistema da ACC e o regime subpolar (*i.e.* toda a região oceânica ao sul da ACC) do oceano Austral foram estudadas e detalhadas por Orsi *et al.* [1995], sendo estas de norte para sul (Fig. II-2): (i) Frente Subantártica (SAF), (ii) Frente Polar (PF), (iii) Frente Sul da ACC (SACCF), e (iv) Frente do Limite Sul da ACC (SBDY). As três primeiras são frentes profundas ocorrendo dentro do sistema da ACC. Estas frentes são caracterizadas por possuir amplos gradientes horizontais das propriedades e pronunciada inclinação das isopicnais em toda a coluna de água profunda, sendo encontradas normalmente em regiões com profundidade superior a 3500 m. As principais zonas delimitadas pelas frentes oceânicas são: (i) Zona Subantártica (SAZ) entre a SAF e PF, (ii) Zona da Frente Polar (PFZ) entre a PF e SACCF e (iii) Zona Antártica (AZ) entre a SACCF e o continente. Dentro da AZ pode-se ainda distinguir entre o regime subpolar (RSP), região ao sul da SBDY, e a zona continental marcada pela circulação e transporte associado à Corrente Costeira Antártica (ACoC) e às frentes de talude (*slope fronts*).

Partindo do pólo, a SBDY é determinada como o limite mais ao sul do fluxo para leste da ACC, sendo esta definida como a extensão mais ao sul da UCDW caracterizada por valores mínimos de oxigênio, $\theta > 1.5^{\circ}\text{C}$ e $S > 34.5$. Sendo assim, a ausência das características da UCDW constitui o limite da SBDY, marcando a extensão sul das águas encontradas unicamente no sistema da ACC e ausente no RSP. Além disso, a SBDY coincide com as observações dos limites norte dos giros ciclônicos dos mares de Weddell e Ross [Orsi *et al.* 1995]. A SACCF é definida como a frente mais ao sul da ACC

onde ainda é distinguível a presença da UCDW com $\theta > 1.8^{\circ}\text{C}$. Esta é a única frente que não é separada por massas de água superficiais distintas. A posição da PF é marcada pelo forte gradiente de temperatura mínima da Água Superficial Antártica (AASW), que diminui em direção ao norte. A posição da SAF é indicada pelo rápido afundamento em direção ao norte do núcleo mínimo de salinidade associado à Água Intermediária Antártica (AAIW), desde a superfície na PFZ ($S < 34$) até profundidades maiores que 400 m na SAZ ($S < 34.30$).

É no regime subpolar (Fig. II-2), que se observa a presença da ACoC. Os ventos de leste (*easterlies winds*) dirigem o fluxo circumpolar para oeste ao redor das margens continentais do oceano Austral entre a costa Antártica e o regime oceânico, sendo este dominado pelo transporte associado à ACoC e à Frente de Talude Antártico [ASF; [Jacobs 1991](#)]. A ACoC é caracterizada por um fluxo rápido e raso sobre a plataforma continental e próxima ao talude continental. Esta é geralmente associada à frente das plataformas de gelo [[Jacobs 1991](#)]. A ASF define o limite entre as águas frias e relativamente pouco salinas que preenchem a plataforma continental Antártica e as águas quentes e salinas presentes no regime oceânico em níveis intermediários [[Jacobs 1986, 1991](#)]. Esta é praticamente circumpolar seguindo a batimetria do talude continental. No mar de Weddell, encontra-se outra importante frente responsável pelo controle da dinâmica da exportação das águas desta região: a Frente de Weddell (WF; Fig. II-3). Esta foi caracterizada por [Heywood et al. \[2004\]](#) e marca o limite norte das águas características do interior do mar de Weddell e o limite sul da Confluência Weddell-Scotia [[Patterson & Sievers 1980](#)].

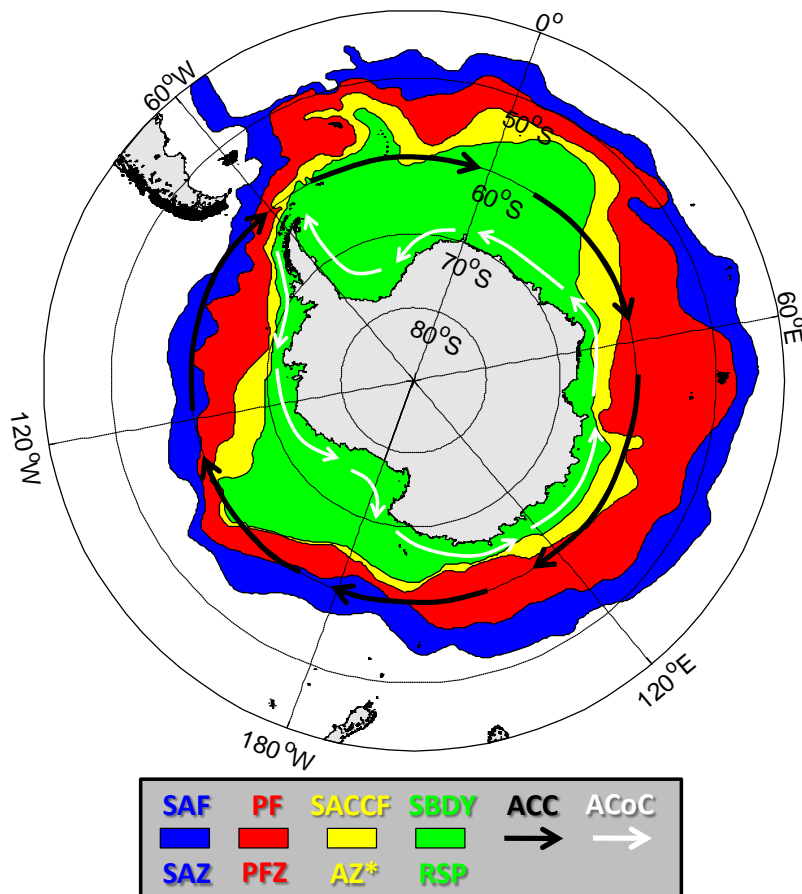


Figura II-2. Principais zonas, correntes oceânicas e frentes do oceano Austral. A posição das frentes é baseada em Orsi *et al.* [1995]. AZ = Zona Antártica, ACC = Corrente Circumpolar Antártica, ACoC = Corrente Costeira Antártica, PF = Frente Polar, PFZ = Zona da Frente Polar, RSP = Região subpolar, SACCF = Frente Sul da ACC, SAF = Frente Sub-Antártica, SAZ = Zona Sub-Antártica, SBDY = Frente do Limite Sul da ACC. *A AZ inclui também a RSP.

O padrão de ventos sobre o oceano Austral é responsável por determinar outra importante zona ao redor do continente Austral, além das frentes oceânicas já apresentadas. A região de transição entre os ventos médios predominantemente de oeste (*westerlies winds*) e leste (*easterlies winds*) é denominada como Divergência Antártica. Devido ao estresse do vento ser máximo nessa zona de transição, a Divergência Antártica é caracterizada por ser uma região de forte ressurgência das águas intermediárias e profundas. Esta ressurgência é normalmente interpretada como a área onde a temperatura

superficial mínima é encontrada em regiões mais rasas. A Divergência Antártica é encontrada normalmente entre os limites da SAACF e da SBDY (Fig. II-1).

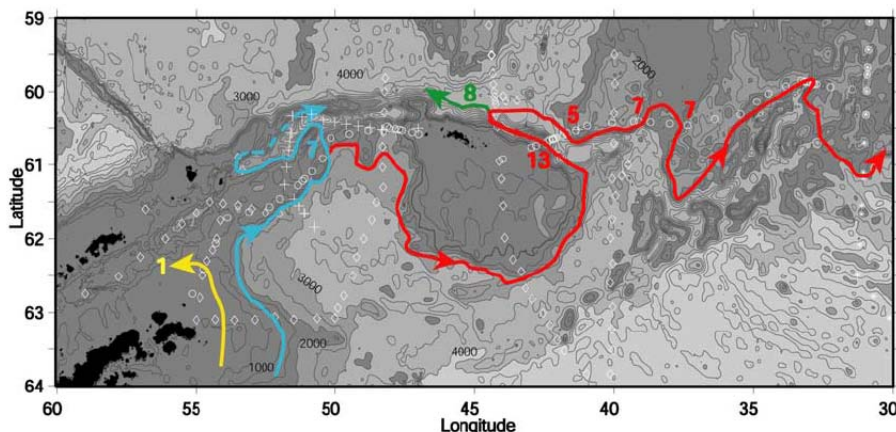


Figura II-3. Esquema das trajetórias da Corrente Costeira Antártica (ACoC; amarelo), Frente de Talude Antártico (ASF, azul) e Frente de Weddell (WF, vermelho) na região norte do mar de Weddell de acordo com [Heywood et al. \[2004\]](#).

2.3. Setor Mar de Weddell

O mar de Weddell estende-se desde a extremidade da Península Antártica até cerca de 20-30°W [[Gouretski & Danilov 1993](#), [Orsi et al. 1999](#)], englobando a bacia de Weddell e parte da bacia de Enderby (Fig. II-4). Possui uma circulação ciclônica, devido à presença de um centro de baixa pressão atmosférica sobre o oceano, denominado Giro de Weddell [[Deacon 1979](#)]. O limite sul é marcado pela presença das plataformas de gelo permanentes Ronne e Filchner (Ronne-Filchner) e o limite norte pelo sistema da Cordilheira Scotia do Sul e América-Antártica. A figura II-4 mostra as principais regiões, o padrão da circulação superficial do Giro de Weddell e as principais trajetórias de saída e áreas de formação da AABW no Setor Mar de Weddell.

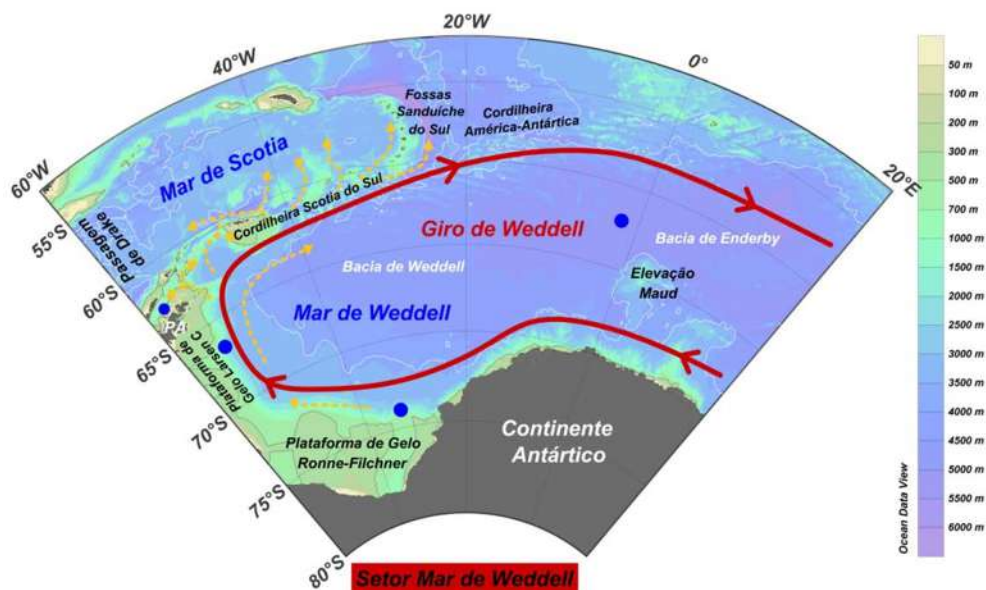


Figura II-4. Setor Mar de Weddell e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial do Giro de Weddell (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de exportação das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas amarelas) são baseados nos trabalhos de [Gordon et al. \[2001\]](#), [von Gyldenfeldt et al. \[2002\]](#) e [Naveira Garabato et al. \[2002a\]](#). As principais áreas de formação da AABW são indicadas pelos círculos azuis de acordo com [Hay \[1993\]](#). Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, às isóbatas de 500 m e 4000 m. PA = Península Antártica.

No regime costeiro as principais massas de água encontradas são denominadas como Água de Plataforma (SW), cuja temperatura é próxima ao ponto de congelamento da água. Estas são subdivididas em Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW), Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW) e Água de Plataforma de Gelo (ISW). A HSSW ($\theta < -1.7^{\circ}\text{C}$; $34.56 < S < 34.84$) é encontrada nas amplas plataformas continentais localizadas na região oeste do mar de Weddell, enquanto a LSSW ($\theta < -1.7^{\circ}\text{C}$; $34.30 < S < 34.40$) está presente nas plataformas curtas da região leste (Fig. II-5). A ISW ($\theta < -1.9^{\circ}\text{C}$; $34.20 < S < 34.70$; Fig. II-5) formada na região sul do mar de Weddell ocorre devido às interações entre a HSSW e a LSSW com a parte basal da Plataforma de Gelo Ronne-Filchner.

No regime oceânico a AASW ($\theta < 1^{\circ}\text{C}$; $33.0 < S < 34.50$; Fig. II-5) é definida pela sua localização na coluna d'água (acima de 200 m) e não por valores fixos de θ e S. Isto está relacionado com a alta variabilidade existente devido à diferença de aquecimento entre os meses de verão e inverno. No verão estas águas tornam-se relativamente mais quentes e menos salinas (devido à maior insolação nos pólos e ao derretimento do gelo marinho). Entretanto, as águas superficiais frias e mais salinas formadas por convecção no inverno persistem durante os meses de verão abaixo da camada superficial aquecida [Gordon & Huber 1984]. Esta água remanescente da camada de mistura mais profunda formada durante o inverno é denominada Água de Inverno (WW; $\theta < -1.7^{\circ}\text{C}$; $34.30 < S < 34.44$). Abaixo de 200 m de profundidade, a coluna d'água é preenchida em sua camada intermediária (entre 200-1500 m) pela Água Profunda Cálida (WDW; $0 < \theta < 1^{\circ}\text{C}$; $34.60 < S < 34.75$). A WDW é relativamente quente, salina e menos oxigenada (Fig. II-5) do que as demais massas de água da região. Isto se deve à origem da WDW, que é resultado da mistura entre a CDW, a WW e as camadas inferiores da AASW à medida que a CDW entra no mar de Weddell e segue a circulação do Giro de Weddell. Por sua vez, a CDW (basicamente formada pela LCDW que circula com a ACC) é oriunda da Água Profunda do Atlântico Norte [NADW; Mantyla & Reid 1983], o que marca seu sinal de alta salinidade. A WDW ainda pode sofrer outros processos de mistura com a AASW, WW e a SW próximo das margens continentais. Desta interação origina-se a Água Profunda Cálida Modificada (MWDW; $-1.7 < \theta < -0.7^{\circ}\text{C}$; $34.40 < S < 34.60$; Fig. II-5), outra importante massa de água envolvida na formação da AABW [Foster & Carmack 1976a, Carmack & Foster 1975b, 1977].

Abaixo da WDW, o mar de Weddell é preenchido por duas variedades distintas da AABW: (i) Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW; $-0.7 < \theta < 0^{\circ}\text{C}$; $34.62 < S < 34.68$; Fig. II-5) e (ii) Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW; $\theta < -0.7^{\circ}\text{C}$; $34.62 < S < 34.68$; Fig. II-5). A WSDW é menos densa do que a WSBW e está localizada logo abaixo e em contato direto com o fundo oceânico. A WSBW é formada nas margens continentais noroeste e sul do mar de Weddell através da mistura entre a HSSW ou ISW com a WDW ou MWDW. A WSDW é resultado da mistura entre a WSBW e a WDW ou MWDW à medida que a SW desce o talude continental em função da alta densidade adquirida. Entretanto, diversos trabalhos [e.g. Meredith *et al.* 2000] reportam a formação direta da WSDW dependendo das características apresentadas pelas águas-fonte (*i.e.* SW e WDW) ou ainda sua direta renovação devido à entrada de águas profundas menos densas provenientes de outras regiões ao redor do continente. Os dois processos principais de formação da WSBW são descritos em detalhes por Foster & Carmack [1976b] e Foldvik *et al.* [1985], cuja diferença principal reside na forma de resfriamento da HSSW e nas massas de água envolvidas. No processo descrito por Foster & Carmack [1976b], a HSSW torna-se mais fria e salina devido à intensificação no processo de formação de gelo, enquanto Foldvik *et al.* [1985] sugere que este resfriamento é ocasionado pelo derretimento líquido do gelo sob a calota da plataforma de gelo permanente. Os primeiros autores assumem a formação das águas de fundo através da mistura entre HSSW e MWDW, enquanto Foldvik *et al.* [1985] consideram a mistura entre ISW e WDW (ou MWDW). Em ambos os processos, a não linearidade da equação de estado da água do mar em baixas

temperaturas é importante para a manutenção do movimento de subsidência (afundamento) da água [Fofonoff 1956].

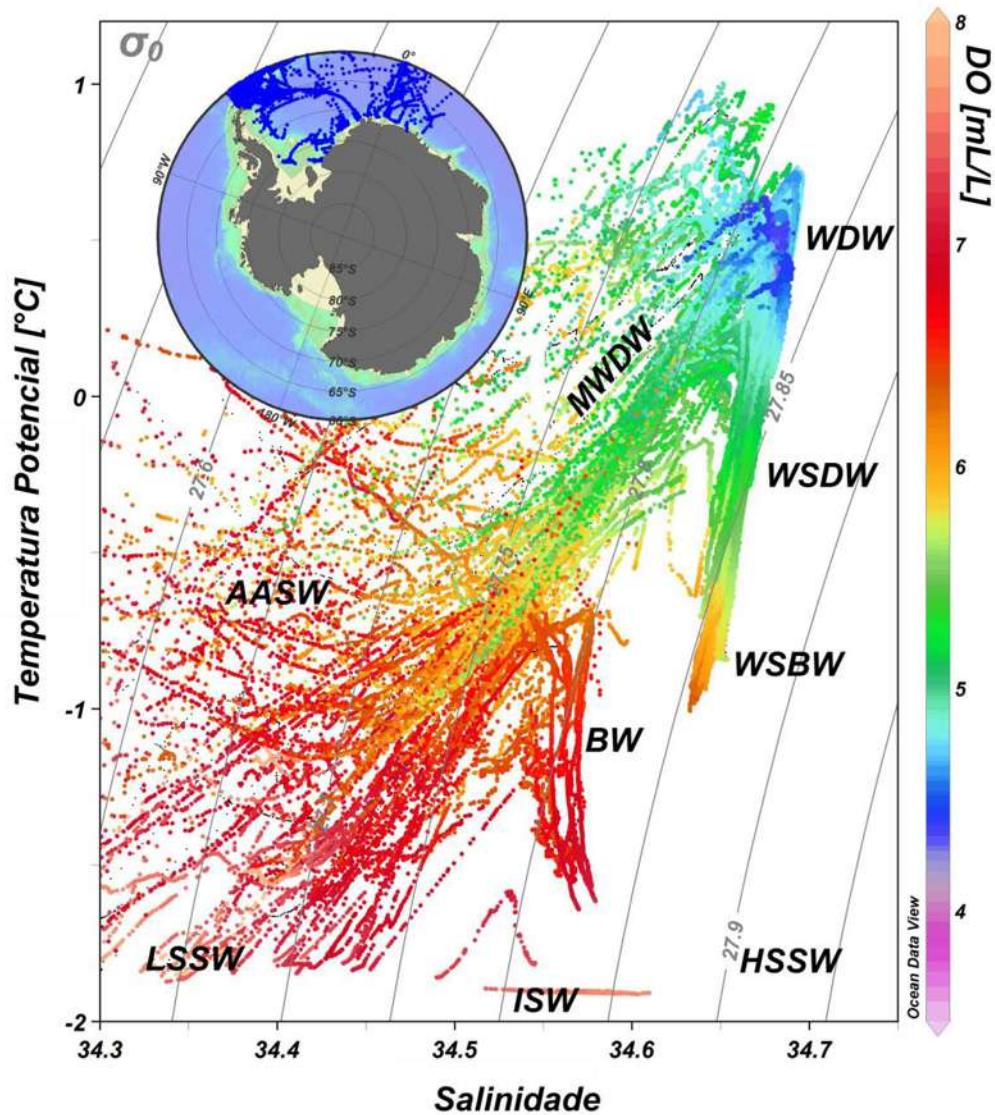


Figura II-5. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mar de Weddell (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopicnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AASW = Água Superficial Antártica, BW = Água do Estreito de Bransfield, HSSW = Água de Plataforma de Alta Salinidade, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, MWDW = Água Profunda Cálida Modificada, WDW = Água Profunda Cálida, WSDW = Água Profunda do Mar de Weddell, e WSBW = Água de Fundo do Mar de Weddell.

As duas variedades de águas profundas densas encontradas no mar de Weddell contribuem para a ventilação das camadas profundas da AABW nas demais bacias oceânicas do Setor Atlântico do oceano Austral. Entretanto, a WSBW normalmente fica restrita dentro da bacia de Weddell pelo fato de ser mais densa, enquanto a WSDW é exportada mais facilmente através das fendas profundas da Cordilheira Scotia do Sul. A direta exportação da WSBW só ocorre através de fossas oceânicas bastante profundas [Carmack & Foster 1975a], como as Fossas Sanduíche do Sul (Fig. II-4) localizadas a leste do arco das Ilhas Sanduíche do Sul. A mistura com a WSDW também é outra forma de exportação da WSBW. Todos os índices termohalinos acima descritos para as massas de água do mar de Weddell são provenientes das definições compiladas por Robertson *et al.* [2002] e baseadas nos trabalhos de Carmack & Foster [1977], Meredith *et al.* [2000] e Weppernig *et al.* [1996].

2.4. Setor Oceano Índico

O Setor Oceano Índico engloba a maior parte da bacia Enderby (Fig. II-6), é limitado a leste pelo Platô Kerguelen e mais ao norte pela Cordilheira Sudoeste Indiana, que separa a bacia Enderby da bacia Crozet presente no oceano Índico. A circulação oceânica de larga escala é dominada pela presença da ACC ao norte e da ACoC ao sul, e pela presença da inflexão para sul do Giro de Weddell marcando a extremidade oeste do setor. A figura II-6 mostra as principais regiões, o padrão da circulação superficial da região, a recirculação na Baía Prydz e as principais trajetórias de exportação e áreas de formação da AABW no Setor Oceano Índico.

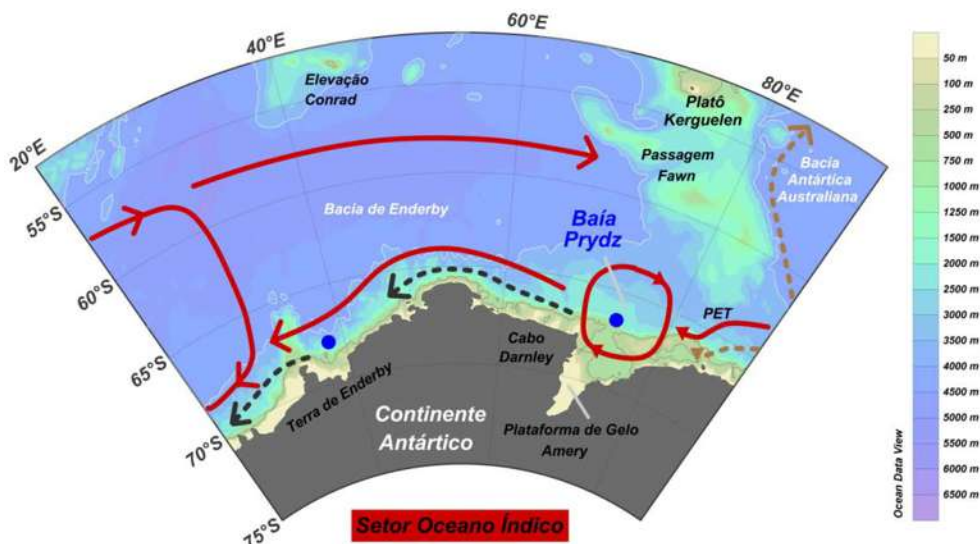


Figura II-6. Setor Oceano Índico e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial da região, da recirculação na Baía Prydz (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de saída das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de [Mantyla & Reid \[1995\]](#), [Wong et al. \[1998\]](#) e [Meredith et al. \[1999\]](#). As linhas tracejadas de cor cinza e marrom referem-se, respectivamente, as variedades regionais da AABW formada no Setor Oceano Índico e no Setor Oceano Pacífico Oeste. As principais áreas de formação da AABW são indicadas pelos círculos azuis de acordo com [Hay \[1993\]](#). Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m. PET = Depressão Princesa Elizabeth.

A presença do giro ciclônico na Baía Prydz foi evidenciado primeiramente por [Smith et al. \[1984\]](#) e sustentado por observações posteriores executadas por [Nunes Vaz & Lennon \[1996\]](#) e [Heywood et al. \[1999\]](#). O meandramento das frentes da ACC devido às peculiaridades topográficas da região (e.g. a presença do Platô Kerguelen) aproxima a SBDY do continente Antártico. Isto possui importantes implicações para os processos de formação da AABW no Setor Oceano Índico [[Orsi et al. 1995](#)], uma vez que a ACC carrega a CDW mais próxima das plataformas continentais. Com isso, a formação da AABW pode ser facilitada na região, sendo já evidenciada nas proximidades da Baía Prydz [[Jacobs & Georgi 1977](#), [Wong et al. 1998](#)].

As plataformas continentais da região são preenchidas pela LSSW ($\theta < -1.7^{\circ}\text{C}$; $34.5 < S < 34.6$; Fig. II-7), relativamente mais salina que a LSSW encontrada no mar de Weddell. Contudo, não possui uma salinidade bastante elevada para ser denominada como HSSW (ausente na região). A formação da LSSW nesta região pode estar associada a dois processos: (i) rejeição de sal durante a formação de gelo marinho no inverno e conseqüente acumulação de uma água mais salina sobre as plataformas ou (ii) uma mistura direta das águas sobre as plataformas com a CDW, sendo a mistura resultante resfriada durante o inverno [Wong *et al.* 1998]. Nas proximidades da Plataforma de Gelo Amery (Fig. II-6) observa-se a presença da ISW ($\theta < -2.0^{\circ}\text{C}$). A formação da ISW com temperaturas abaixo do ponto de congelamento (*supercooled*¹) deve-se à interação com a base da Plataforma de Gelo Amery.

A AASW nesta região pode variar de 40 m dentro da Baía Prydz para cerca de 80 m no domínio oceânico durante o verão, e as suas características termohalinas dependem da estação do ano considerada. A WW ($-1.9^{\circ}\text{C} < \theta < -1.5^{\circ}\text{C}$; $34.2 < S < 34.5$), localizada abaixo da camada superficial, por sua vez, aumenta em espessura entre o domínio oceânico de 30 m para cerca de 300 m próximo à plataforma continental [Wong *et al.* 1998]. Entre aproximadamente 300 m e 3000 m de profundidade no domínio oceânico a CDW é caracterizada pelo núcleo de temperatura e salinidade máximas, respectivamente, por $0^{\circ}\text{C} <$

¹ Uma água super-resfriada (*supercooled*) origina-se da seguinte forma: assumindo uma massa de água salina e com temperatura próxima ao ponto de congelamento (*e.g.* HSSW) entrando abaixo de uma plataforma de gelo, quando esta entrar em contato com a parte basal da plataforma começa a ocorrer derretimento de gelo devido às trocas de calor. A água originada (*e.g.* ISW) é menos densa do que a água-fonte e ascende na coluna d'água. Devido ao efeito de diminuição da pressão, à medida que a água formada ascende na coluna d'água o ponto de congelamento aumenta e esta pode então adquirir temperaturas abaixo do ponto de congelamento ficando super-resfriadas.

$\theta < 2^{\circ}\text{C}$ e $34.67 < S < 34.75$ (Fig. II-7). Sobre o talude continental, a interação da CDW com as águas superficiais e de plataforma produz a MCDW.

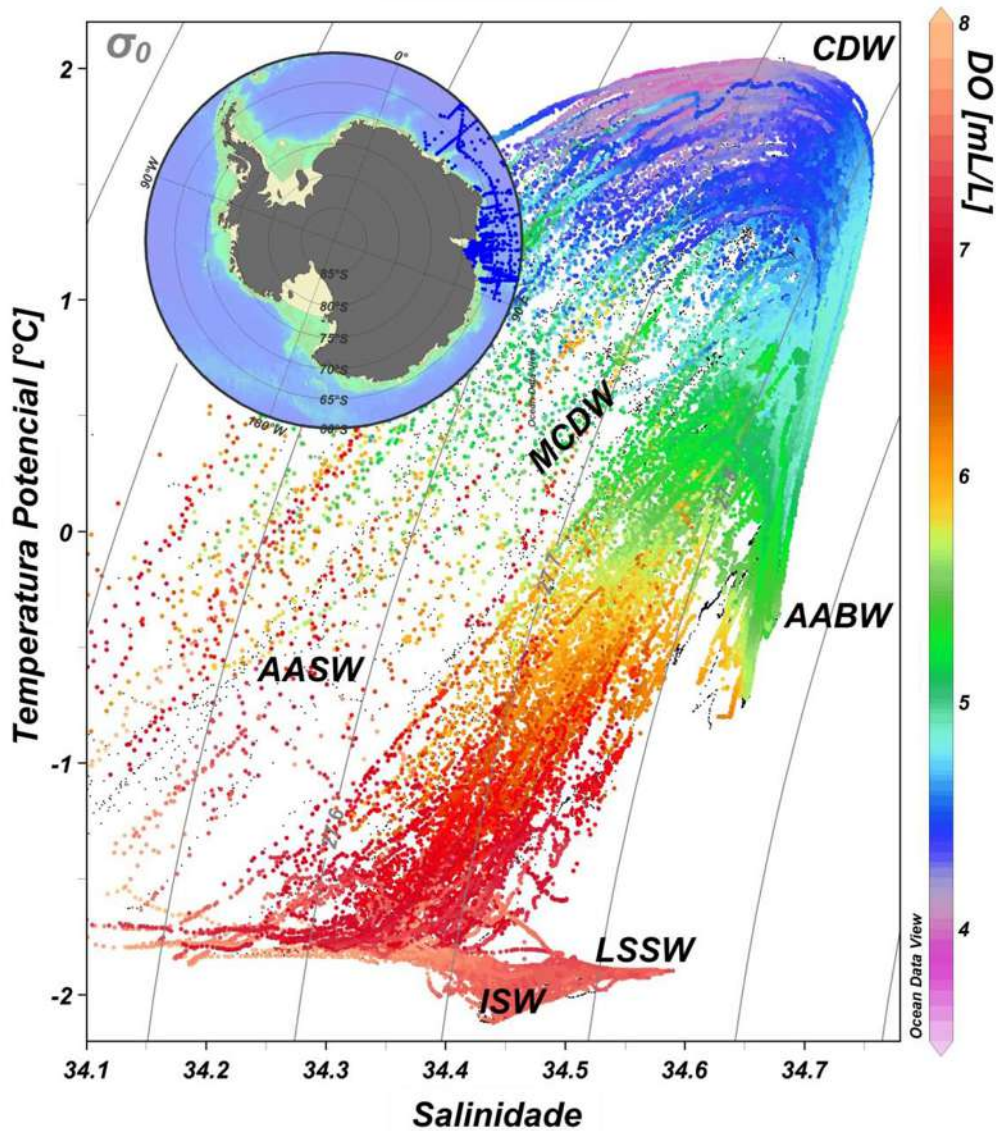


Figura II-7. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Oceano Índico (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AABW = Água Antártica de Fundo, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, e MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada.

Estudos pretéritos [Middleton & Humphries 1989] identificaram a camada mais densa da MCDW sobre o talude continental, com $\theta = 0^{\circ}\text{C}$ e $S = 34.65$, como sendo a Água de Fundo da Baía Prydz (PBBW). Entretanto, esta se refere às águas intermediárias. A AABW ($\theta < -0.3^{\circ}\text{C}$ e $34.66 < S < 34.71$; Fig. II-7) regional, presente no domínio oceânico da Baía Prydz, possui uma espessura de aproximadamente 500 m e pode ser separada em duas variedades de acordo com a salinidade, *i.e.* variedade mais salina ($S > 34.68$) e menos salina ($S < 34.68$). Acreditava-se que a AABW presente no Setor Oceano Índico era advectada de outras regiões, sendo proveniente do mar de Weddell, do mar de Ross e da Terra de Adelie através da Depressão Princesa Elizabeth (PET). Entretanto, Rintoul [1998] mostrou que o sinal de alta salinidade da AABW formada no mar de Ross é erodido devido à mistura com a AABW formada na região da costa Adelie. Além disso, a salinidade da AABW encontrada nas proximidades da Baía Prydz é superior à salinidade das águas de fundo encontradas mais a leste da região [Mantyla & Reid 1995], indicando a formação local da AABW na região [Wong *et al.* 1998].

2.5. Setor Oceano Pacífico Oeste

O Setor Oceano Pacífico Oeste é limitado ao norte e a leste pelo braço sul da Cordilheira Sudoeste Indiana e a oeste pelo Platô Kerguelen e pela PET. No regime costeiro possui importantes plataformas de gelo. Entretanto, em comparação com as demais bacias oceânicas, possui as plataformas continentais mais estreitas do oceano Austral (Fig. II-8). A figura II-8 mostra as principais regiões, o padrão da circulação superficial da região e a recirculação

ciclônica no mar de Davis, além das principais trajetórias de exportação e áreas de formação da AABW no Setor Oceano Pacífico Oeste.

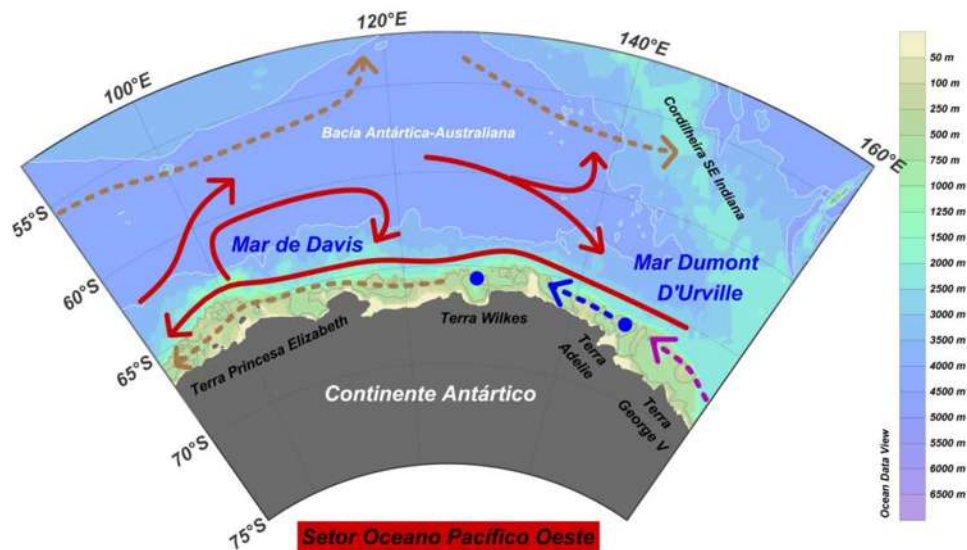


Figura II-8. Setor Oceano Pacífico Oeste e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial da região (linha cheia vermelha) e das principais trajetórias de exportação das águas profundas e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de [Rintoul \[1998\]](#), [Bindoff et al. \[2000\]](#) e [Williams et al. \[2008\]](#). As principais áreas de formação da Água de Fundo Antártica são indicadas pelos círculos azuis de acordo com [Hay \[1993\]](#). As linhas tracejadas de cor marrom, azul e púrpura referem-se, respectivamente, as variedades regionais da AABW formada no Setor Oceano Pacífico Oeste, a variedade denominada ADLBW e a variedade mais densa da RSBW. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m.

Assim como no Setor Oceano Índico, a aproximação da SBDY no Setor Oceano Pacífico Oeste em direção ao continente (Fig. II-8) favorece os processos de formação da AABW na região [[Orsi et al. 1995](#)]. De fato, diversas regiões neste setor são apontadas como áreas de formação da AABW (Fig. II-8), tais como: o mar de Davis [90°E-95°E; [Treshnikov et al. 1973](#)], a região da Plataforma de Gelo Shackleton [95°E-105°E; [Gordon 1974](#)], a região da costa Adelle [135°E-145°E; [Gordon & Tchernia 1972](#)], e entre 150°E-160°E na região da Terra George V [[Carmack & Killworth 1978](#)].

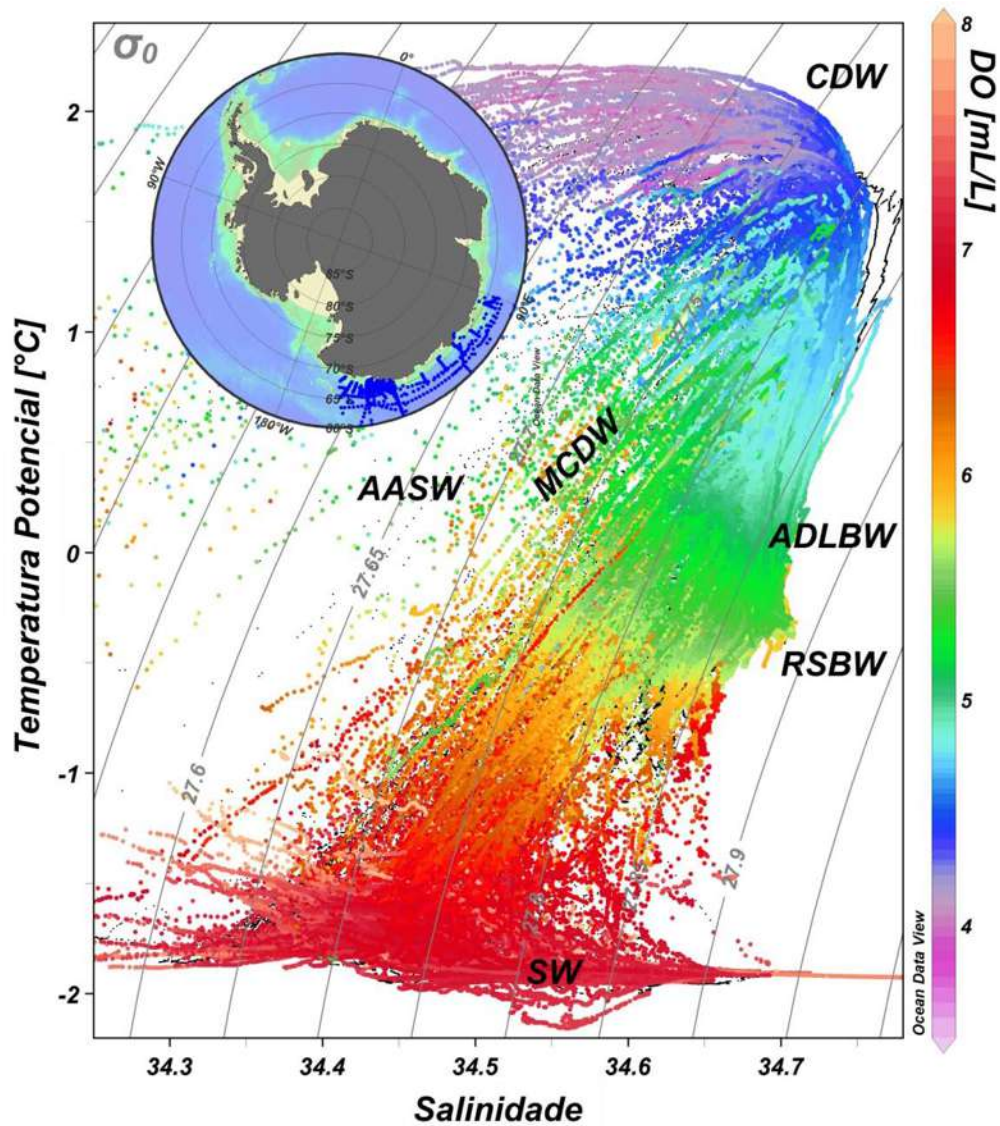


Figura II-9. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ SO) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Oceano Pacífico Oeste (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AASW = Água Superficial Antártica, ADLBW = Água de Fundo de Adélie, CDW = Água Profunda Circumpolar, MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada, SW = Água de Plataforma, e RSBW = Água de Fundo do Mar de Ross.

De acordo com Bindoff *et al.* [2000] a AASW na região é caracterizada por $-2^\circ\text{C} < \theta < -1.84^\circ\text{C}$ e $S > 34$. A SW é caracterizada por $\theta < -1.7^\circ\text{C}$ e $S < 34.72$. Na camada intermediária são encontradas a CDW ($\theta > 1.8^\circ\text{C}$ e $S \sim 34.72$) e a MCDW ($\theta < 1.8^\circ\text{C}$ e $S < 34.7$). Nas camadas profundas a AABW é

caracterizada por $-1.7^{\circ}\text{C} < \theta < 0^{\circ}\text{C}$ e $34.65 < S < 34.72$ (Fig. II-9). Diversas variedades locais e advectadas de outras áreas contribuem para a AABW encontrada na região. Duas variedades são mais importantes: (i) uma relativamente salina e quente ($\theta \sim -0.35^{\circ}\text{C}$ e $S \sim 34.71$) proveniente do mar de Ross é encontrada na região leste do setor, e (ii) outra local relativamente fria e menos salina formada na região da costa Adelie ($\theta \sim -0.55^{\circ}\text{C}$ e $S \sim 34.66$). As duas variedades de AABW são denominadas, respectivamente, como Água de Fundo do Mar de Ross (RSBW) e Água de Fundo de Adelie (ADLBW). A ADLBW é a massa de água profunda dominante na bacia Antártica-Australiana abaixo da densidade neutra² (γ^n) de 28.27 kg m^{-3} .

2.6. Setor Mar de Ross

O Setor Mar de Ross é caracterizado pela presença do Giro de Ross – uma circulação ciclônica que se estende entre 160°E e 140°W (Fig. II-10). O mar de Ross é limitado a leste e a oeste, respectivamente, pelo Cabo Colbeck (158°W) e Cabo Adare (170°E). O limite sul é caracterizado pela presença da Plataforma de Gelo Ross ao redor de 78.5°S . A figura II-10 mostra as principais regiões, o padrão da circulação superficial da região, o Giro de Ross e as principais trajetórias de exportação e áreas de formação da AABW no Setor Mar de Ross.

A ampla Plataforma de Gelo Ross se estende sobre mais da metade da plataforma continental, com aproximadamente 250 m de espessura na sua margem norte [Jacobs 1989]. Entretanto, esta limita apenas a circulação das

² Densidade Neutra – determinada a partir da temperatura, salinidade, pressão, latitude e longitude [Jackett & McDougall 1997]. Ver Capítulo III para detalhes.

camadas oceânicas mais superficiais, enquanto as águas densas e profundas circulam livremente abaixo da plataforma de gelo flutuante. A região oeste central do mar de Ross (Fig. II-10) é caracterizada pela alternância entre elevações e depressões na batimetria local, sendo em alguns casos mais profundas do que a margem da plataforma continental. Sendo assim, a topografia de fundo nesta área é bastante irregular, estando as zonas profundas da plataforma (~500 m de profundidade) isoladas da costa por cânions submarinos de profundidades de até 1000 m.

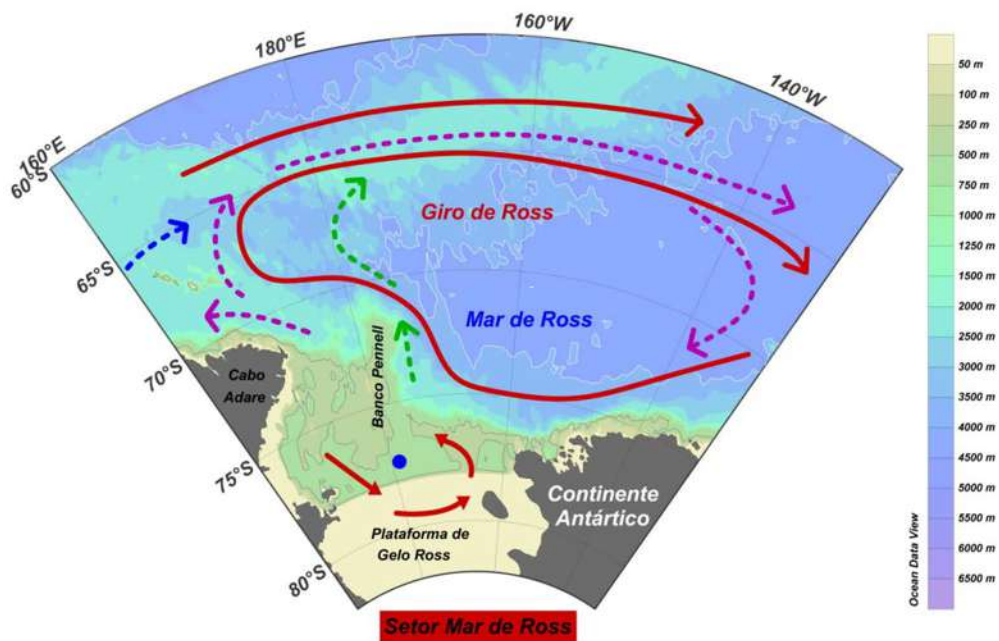


Figura II-10. Setor Mar de Ross e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial do Giro de Ross (linha cheia vermelha), da recirculação na Plataforma de Gelo Ross e das principais trajetórias de exportação das águas profunda e de fundo (linhas tracejadas) são baseados nos trabalhos de Reid [1997], Assmann *et al.* [2003] e Ozaki *et al.* [2009]. A principal área de formação da AABW é indicada pelo círculo azul de acordo com Hay [1993]. As linhas tracejadas de cor púrpura, verde e azul referem-se, respectivamente, as variedades regionais de maior e menor salinidade da RSBW e a variedade advectada do Setor Oceano Pacífico Oeste denominada ADLBW. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m.

As SW da região geralmente são encontradas com temperaturas próximas ao ponto de congelamento ($-1.95^{\circ}\text{C} < \theta < -1.75^{\circ}\text{C}$). A salinidade das plataformas a oeste é superior às salinidades encontradas a leste [Locarnini 1994]. Esta alta salinidade a oeste está associada à grande extensão de áreas de águas abertas (*i.e.* áreas de polínias livres de gelo marinho). Mesmo durante o inverno, as áreas de polínias permanecem, apesar da alta produção de gelo marinho na região, devido aos fortes ventos catabáticos³, que removem o gelo marinho recém formado [Kurtz & Bromwich 1985]. A HSSW presente na região oeste possui uma salinidade entre $34.75 < S < 35$ [Jacobs *et al.* 1985]. Recentemente, Orsi & Wiederwohl [2009] determinaram que a mistura entre as SW com a MCDW resultaria em uma Água de Plataforma Modificada (MSW), cujas características estariam entre os valores de suas águas-fonte. A ISW formada sobre a plataforma continental possui salinidade de ~ 34.7 e temperatura de $\sim -2.2^{\circ}\text{C}$ [Jacobs & Giulivi 1998]. A produção da ISW no mar de Ross é inferior à produção no mar de Weddell, provavelmente devido às plataformas de gelo permanentes mais finas. A espessura da Plataforma de Gelo Ross é de ~ 427 m contra ~ 650 m da Plataforma de Gelo Ronne-Filchner [Drewry *et al.* 1982].

As características das propriedades da AASW ($\theta < -1.5^{\circ}\text{C}$ e $S < 34.3$) no mar de Ross, assim como nos demais setores do oceano Austral, são extremamente variáveis geográfica e temporalmente [Jacobs *et al.* 1970, Orsi & Wiederwohl 2009], sendo aquecida nos meses do verão austral. A CDW, que ocupa as camadas intermediárias e profundas, possui temperatura superior a 1.6°C na margem norte do Giro de Ross. Dentro do regime subpolar, a CDW

³ Os ventos catabáticos (*katabatic winds*) se referem às massas de ar frias e densas que descendem das regiões montanhosas do continente por efeito de gradientes de densidade e pressão.

ocupa uma camada espessa da coluna d'água intermediária e profunda com temperatura de $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$. Nas bordas da plataforma continental seu núcleo de temperatura máxima se eleva de 300-900 m para 200-800 m, com temperaturas de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ [Orsi & Wiederwohl 2009]. A salinidade da sua forma modificada, *i.e.* MCDW, é ligeiramente abaixo de ~ 34.7 e sua temperatura máxima de $\sim 0.9^{\circ}\text{C}$ [Jacobs & Giulivi 1998]. O regime costeiro sobre a plataforma do mar de Ross é mais quente que no mar de Weddell em virtude das intrusões de MCDW e ao maior aquecimento do oceano superficial, que se encontra mais exposto com a atmosfera.

A AABW presente no mar de Ross é historicamente dividida em duas variedades distintas de RSBW, uma forma menos salina ($S < 34.7$ e $\theta \sim -0.1^{\circ}\text{C}$) e uma mais salina ($S > 34.7$ e $\theta \sim -0.7^{\circ}\text{C}$). A diferença na salinidade estaria associada com a sua área de formação, ou seja, a variedade menos salina oriunda da região central e leste e a variedade mais salina proveniente da região oeste do mar de Ross [Jacobs *et al.* 1970, Ozaki *et al.* 2009]. Entretanto, o recente estudo de Orsi & Wiederwohl [2009] mostra que, em algumas regiões de exportação, a variedade menos salina da RSBW não apresenta uma clara distinção no espaço θS quando comparada com a variedade mais densa da MCDW ($28.20 < \gamma^n < 28.30 \text{ kg m}^{-3}$). A variedade mais salina da RSBW flui para oeste da sua área de formação, onde se mistura com as águas profundas e de fundo do Setor Oceano Pacífico Oeste (*i.e.* ADLBW). Ambas as variedades da RSBW irão contribuir para a produção global da AABW no oceano Austral [Orsi & Wiederwohl 2009].

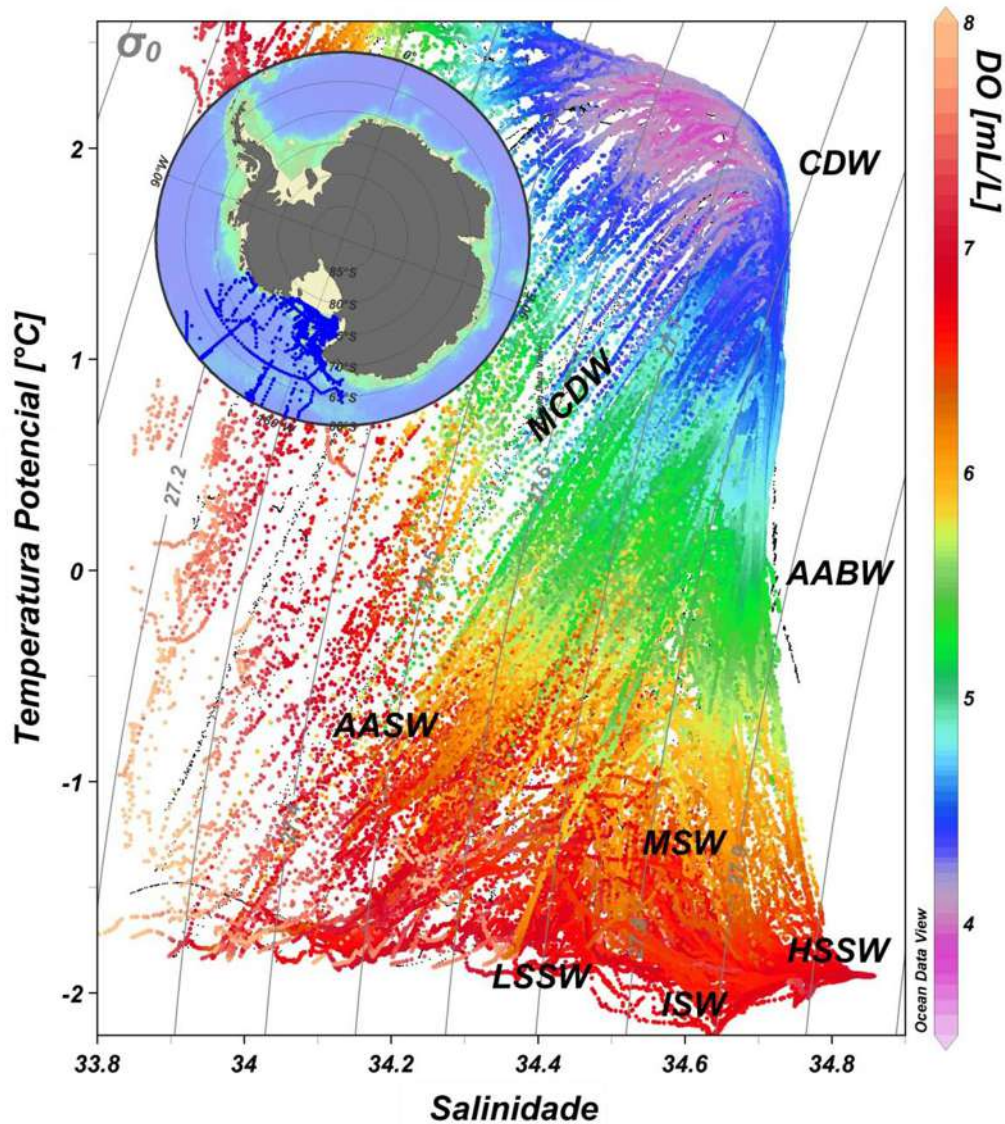


Figura II-11. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ_{SO}) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mar de Ross (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). AABW = Água Antártica de Fundo, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, HSSW = Água de Plataforma de Alta Salinidade, ISW = Água de Plataforma de Gelo, LSSW = Água de Plataforma de Baixa Salinidade, MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada, e MSW = Água de Plataforma Modificada.

2.7. Setor Mares de Bellingshausen e Amundsen (B&A)

O Setor Mares de B&A compreendem uma grande área oceânica fortemente influenciada pelo sistema da ACC. Este é limitado a leste pelo

estreitamento da Passagem de Drake e não possui limites geográficos ao norte e a oeste (Fig. II-12). Ao sul é marcado pela presença de diversos estreitos entre o continente e as ilhas da região. O mar de Bellingshausen e o mar de Amundsen são bastante similares em termos oceanográficos e fortemente diferentes dos demais mares regionais ao redor da Antártica. A figura II-12 mostra as principais regiões e o padrão da circulação superficial no Setor Mares de B&A.

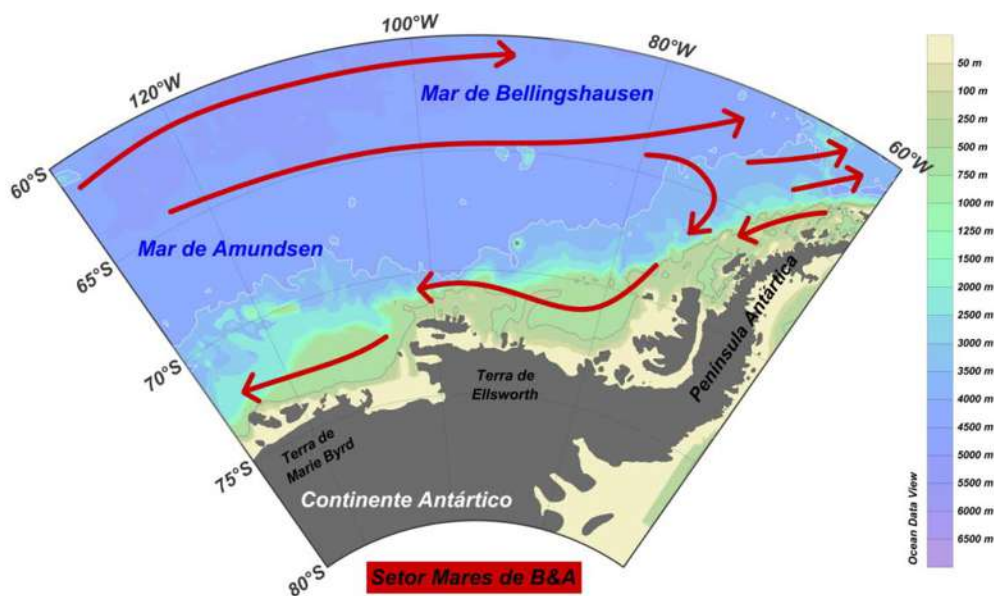


Figura II-12. Setor Mares de Bellingshausen e Amundsen (B&A) e suas principais regiões. O esquema do padrão de circulação superficial (linha cheia vermelha) é baseado nos trabalhos de Reid [1989, 1994, 1997], Klinck *et al.* [2004] e Assmann *et al.* [2005]. Batimetria [m] em escala de cor. As linhas de cor cinza e branca correspondendo, respectivamente, as isóbatas de 500 m e 4000 m.

A principal massa de água presente no regime oceânico é a CDW ($\theta > 1^\circ\text{C}$; $S \sim 34.70$). A UCDW ($1.5^\circ\text{C} < \theta < 2.0^\circ\text{C}$; $34.6 < S < 34.75$) é encontrada entre 200 e 800 m de profundidade e possui um importante papel na hidrografia da região [Sievers & Nowlin 1984]. No regime costeiro, a plataforma continental

é inteiramente preenchida pela forma modificada da UCDW ($1.0^{\circ}\text{C} < \theta < 1.4^{\circ}\text{C}$; $S \sim 34.60$) – aqui também denominada como MCDW – logo abaixo da sua mistura com a WW ($\theta \sim -1.5^{\circ}\text{C}$; $34.8 < S < 34.0$) e a AASW ($-1.8 < \theta < 1.0^{\circ}\text{C}$; $33.0 < S < 33.7$). A AASW é formada devido à interação com a atmosfera, enquanto a MCDW é originada da CDW (mais especificamente da UCDW) a partir da ACC, que flui afastada da quebra de plataforma com θ variando entre 1.6°C e 2.0°C . As intrusões subsuperficiais de MCDW tendem a ocorrer em regiões específicas ao longo da plataforma oeste da Península Antártica [[Hofmann & Klinck 1998](#), [Klinck et al. 2004](#)].

A leste do Giro de Ross, devido à extensão da ACC sobre o talude continental entre 55°W e 100°W (profundidade superior a 2500 m), o fluxo para leste da ACC é forçado na direção norte pela Península Antártica. Observações escassas na região do mar de Bellingshausen [[Potter & Paren 1984](#), [Talbot 1988](#)] confirmam a ausência de SW, uma das águas-fonte para produção de AABW. Assim, a produção de AABW nesta região é bastante improvável. A exata razão da não produção de SW densa não é conhecida, no entanto, pode estar relacionada às condições moderadas sobre a plataforma (*i.e.* ausência dos ventos catabáticos provenientes do continente) e ao balanço semelhante entre produção e derretimento do gelo marinho [[Hofmann & Klinck 1998](#)].

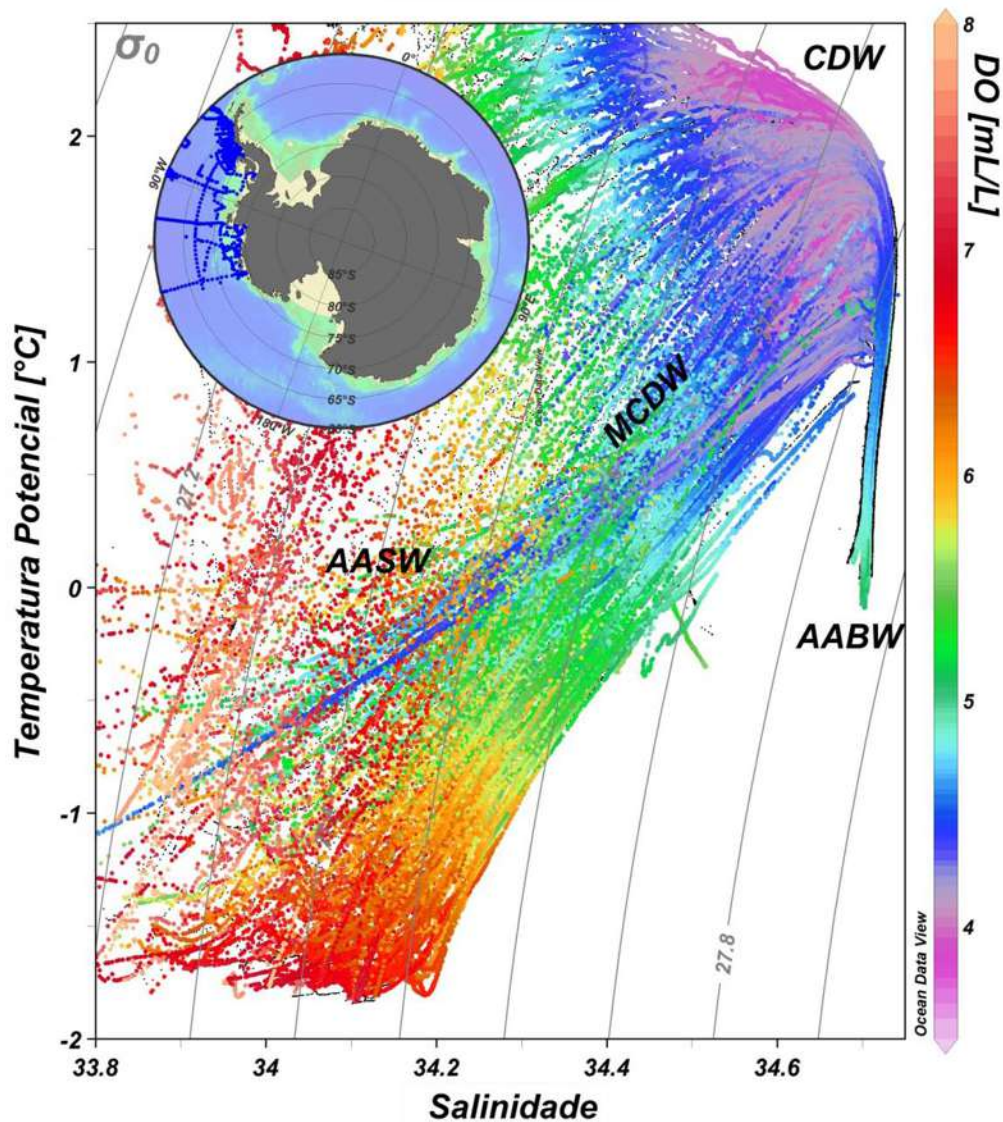


Figura II-13. Diagrama temperatura potencial-salinidade-oxigênio dissolvido (θ_{SO}) para as águas com profundidade superior a 200 m das estações hidrográficas do Setor Mares de B&A (figura inserida). Os dados são provenientes do conjunto de dados de CTD do WOD05 [Boyer *et al.* 2006]. As linhas de cor cinza indicam as superfícies isopícnais de densidade potencial com relação à superfície (σ_0 ; kg m^{-3}). AABW = Água de Fundo Antártica, AASW = Água Superficial Antártica, CDW = Água Profunda Circumpolar, e MCDW = Água Profunda Circumpolar Modificada.

2.8. Gelo marinho e plataformas de gelo permanente

O gelo marinho Antártico e as plataformas de gelo permanentes ao redor do continente (Fig. II-14) possuem um papel fundamental na formação das massas de água densa devido, respectivamente, à liberação de salmoura para

as camadas de água subjacente durante o processo de formação do gelo marinho e ao resfriamento das águas de plataforma devido ao derretimento da parte basal das plataformas de gelo permanentes. Estes processos são fundamentais para a formação das águas profundas e de fundo ao redor das margens Antárticas.

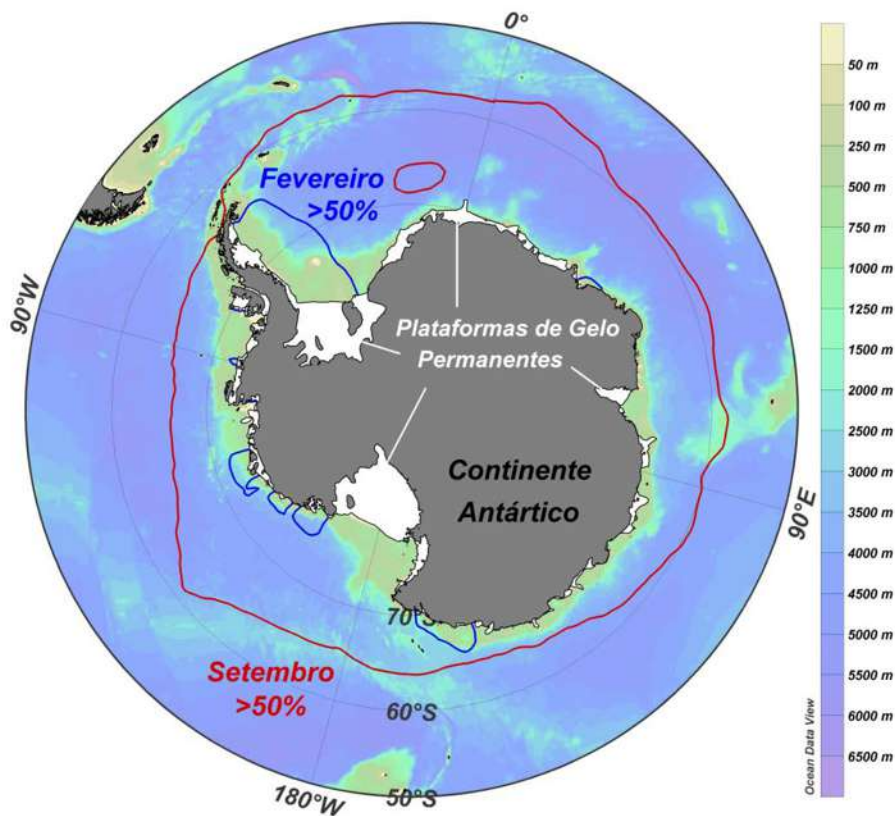


Figura II-14. Climatologia mensal da área coberta por gelo marinho com concentração >50% de acordo com Zwally *et al.* [1983], mostrando os meses de concentração máxima (Setembro; linha vermelha) e mínima (Fevereiro; linha azul). Batimetria [m] em escala de cor.

A média da extensão superficial do gelo marinho na Antártica varia tipicamente de 4×10^6 km² no verão austral para cerca de 21×10^6 km² durante o inverno [Carmack 1990], ou seja, cerca de 60% do oceano (Fig. II-14) ao sul da Convergência Antártica encontra-se coberto por gelo marinho no final

do inverno, enquanto, somente cerca de 12% da mesma área fica coberta por gelo ao final do verão [Deacon 1982].

O gelo marinho que circunda o continente Antártico modula e é um dos responsáveis por acoplar a interação entre os processos atmosféricos e oceânicos [Venegas & Drinkwater 2001]. Tanto os processos dinâmicos como termodinâmicos associados ao gelo marinho são responsáveis pelas trocas entre o sistema ar-gelo-oceano, ou seja, atuando sobre a variabilidade climática Antártica. Os processos termodinâmicos controlam a formação do gelo marinho, que recobre rapidamente as áreas de águas abertas (*open water regions*) devido às trocas de calor oceano-atmosfera. Por outro lado, os processos dinâmicos deslocam e reposicionam geograficamente o gelo marinho. Sendo assim, as aberturas e fechamentos da camada de gelo marinho, em resposta à variabilidade de seu movimento e formação, são responsáveis por regular as trocas de calor e momentum entre oceano e atmosfera.

As áreas de águas abertas são denominadas como *leads* e polínias. Denominam-se *leads* as áreas de águas abertas em forma de fendas entre diferentes placas de gelo marinho (*sea ice pack*). Por outro lado, as polínias são áreas extensas de águas abertas (normalmente em forma circular) entre placas e/ou no interior de placas de gelo marinho, ou ainda entre a cobertura de gelo marinho e a costa do continente. Sendo o primeiro caso denominado como polínias oceânicas e o segundo como polínias costeiras [Gordon & Comiso 1988]. As polínias oceânicas são formadas, normalmente, por processos termodinâmicos, como a ressurgência de águas intermediárias relativamente quentes, que derretem a camada de gelo marinho abrindo áreas

oceânicas livres de gelo e diretamente em contato com a atmosfera. As polínias costeiras, por outro lado, são formadas por processos dinâmicos, como o deslocamento das placas de gelo marinho para fora da costa (*offshore*) relacionado aos ventos catabáticos oriundos do continente. Estas não apresentam características permanentes e mudam constantemente de forma e tamanho, entretanto, as taxas com que estas feições são formadas podem ser suficientemente altas para elevar a salinidade das águas de plataforma [Fahrbach *et al.* 1994a].

A presença e a variabilidade destas regiões livres de cobertura de gelo marinho são fundamentais para os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera, que são responsáveis por determinar as taxas de formação do gelo marinho, que por sua vez determinará a concentração de sal liberado para as camadas oceânicas subjacentes. Portanto, são processos interligados que determinarão a densidade de águas precursoras das águas densas profundas e de fundo formadas no oceano Austral e intrinsecamente relacionado à variabilidade da formação (*i.e.* diferentes formas regionais, variação anual das propriedades físicas) e exportação das águas densas de fundo. Grandes polínias oceânicas foram observadas no centro do mar de Weddell durante os invernos austrais entre 1974 e 1976. A Polínia de Weddell (*Weddell Polynya*) e seus processos de formação foram fortemente estudados [Holland 2001a] e despertam interesse científico até aos dias atuais [e.g. Gordon *et al.* 2007]. Esta ocupou uma área superficial superior a 0.3×10^6 km² no centro do mar de Weddell [Kottmeier *et al.* 2003] e foi formada à medida que a formação do gelo marinho era inibida pela convecção oceânica, que injeta águas relativamente quentes de camadas mais profundas em camadas superficiais. Polínias menos

persistentes e menores são observadas corriqueiramente nesta região devido à ressurgência ligada à interação com a topografia da Elevação Maud, o que não caracteriza a recorrência da Polínia de Weddell [Holland 2001b].

As plataformas de gelo permanentes (Fig. II-14) são extensões flutuantes dos glaciares continentais e possuem aproximadamente 200-1000 m de espessura, sendo formadas quando as condições morfológicas locais são favoráveis e a temperatura média superficial anual é de no mínimo -5°C [van den Broeke *et al.* 2004]. Na Antártica, as plataformas de gelo permanentes circundam cerca da metade da linha de costa e constituem aproximadamente 15% da capa de gelo [Jacobs *et al.* 1979].

No Setor Mar de Weddell, as principais plataformas de gelo permanente são: (i) Plataforma de Gelo Ronne-Filchner localizada ao sul do mar de Weddell [Nicholls 1997, Nicholls *et al.* 2009] e (ii) Plataforma de Gelo Larsen localizada no noroeste do mar de Weddell. Esta última sofreu um forte processo de desintegração no início dos anos 2000 [Scambos *et al.* 2000]. Outras plataformas menos extensas são encontradas entre o limite leste do Setor Mar de Weddell e o Oceano Índico. Neste último, a principal plataforma de gelo encontrada é a Plataforma de Gelo Amery [Wong *et al.* 1998], que forma ~200 km da linha de costa da Baía Prydz. No Setor Oceano Pacífico Oeste as plataformas são também pouco extensas, sendo as mais importantes a Plataforma de Gelo Shackleton (95°E - 105°E) e aquelas localizadas entre a região da costa Adelie e da Terra George V [Bindoff *et al.* 2000]. Por outro lado, no Setor Mar de Ross a Plataforma de Gelo Ross [Drewry *et al.* 1982] é ampla e extremamente importante para a compreensão dos processos oceânicos da região [Jacobs *et al.* 1979].

2.9. Alterações do oceano Austral e da Antártica

Nos últimos anos diversos trabalhos [e.g. [van den Broeke et al. 2004](#), [Jacobs 2006](#)] reportaram alterações e mudanças de longo prazo nas propriedades das massas de água do oceano Austral, na temperatura atmosférica da Antártica, nas plataformas de gelo permanentes e glaciares que circundam o continente e na cobertura do gelo marinho. A seguir, as principais alterações reportadas para cada setor da região Antártica são brevemente elucidadas.

No Setor Mares de B&A, [Meredith & King \[2005\]](#) reportaram mudanças significantes de elevação ($\sim 1^{\circ}\text{C}$) na temperatura superficial do oceano na região de plataforma oeste da Península Antártica, acompanhada por uma forte salinização da camada superficial da região. As temperaturas médias da atmosfera na região aumentaram em média $\sim 3^{\circ}\text{C}$ desde 1951 [[Turner et al. 2005](#)], produzindo um profundo efeito nos glaciares da região. [Cook et al. \[2005\]](#) mostraram que a maioria dos glaciares retraíram entre 1945 e 2004 e que esta retração estaria sendo acelerada. De fato, [Shepherd et al. \[2002\]](#) já havia evidenciado uma rápida diminuição do gelo dos glaciares que drenam no mar de Amundsen entre 1991 e 2001, enquanto [Shepherd et al. \[2003\]](#) reportaram a retração e o colapso da Plataforma de Gelo Larsen no mar de Weddell entre 1992 e 2001. É no Setor Mares de B&A que se observa, também, forte decréscimo na concentração do gelo marinho entre os anos de 1979 e 2006 [[Zwally et al. 2002](#), [Cavalieri & Parkinson 2008](#)].

Considerando as mudanças temporais das massas de água do Setor Mar de Weddell, [Robertson et al. \[2002\]](#) identificaram uma tendência de

aquecimento de $\sim 0.012 \pm 0.007$ °C ano⁻¹ para a WDW na região de entrada no mar de Weddell entre 1975 e 2000, similar aos valores encontrados por [Smedsrud \[2005\]](#) na região do Meridiano de Greenwich entre 1977 e 2001. Por outro lado, [Farhbach et al. \[2004\]](#) mostra evidências de que este longo período de aquecimento da WDW estaria terminando. De fato, períodos alternados de aquecimento e resfriamento da WDW já foram reportados por [Gordon \[1982\]](#) durante a década de 1970 nesta região. A tendência de aquecimento da WDW corrobora com os resultados de [Gille \[2002\]](#), que mostrou que entre a década de 50 e 90 as águas intermediárias entre 700 m e 1000 m do oceano Austral apresentaram uma tendência de aquecimento de 0.01 °C ano⁻¹. Nenhuma tendência significativa foi encontrada por [Robertson et al. \[2002\]](#) para a WSDW e WSBW. Entretanto, [Fahrbach et al. \[1998\]](#) determinaram uma tendência de aquecimento de ~ 0.01 °C ano⁻¹ para a WSBW no centro do mar de Weddell entre 1989 e 2005. Adicionalmente, [Kerr \[2006\]](#) e [Kerr et al. \[2009b\]](#) mostram um decréscimo de 20% na contribuição da WSBW para a mistura total das águas profundas na bacia de Weddell entre os anos de 1984-1998.

No Setor Oceano Pacífico Oeste, [Aoki et al. \[2005a\]](#) reportaram que as águas de fundo da bacia Antártica-Australiana ficaram mais frias (~ 0.2 °C) e menos salinas (~ 0.03) entre os anos de 1994 e 2003. Isto foi corroborado por [Rintoul \[2007\]](#), que destacou uma rápida dessalinização (*freshening*⁴) da AABW entre 1995 e 2005. Isto indica que as águas de fundo estariam ficando menos salinas em função das mudanças do balanço de água doce nas

⁴ O processo descrito como “*freshening*” na literatura científica internacional consiste na tendência de longo período em que a salinidade das massas de água de determinada região se torna menos salina. Entretanto, a respectiva massa de água oceânica não se torna doce, como a tradução literária do termo informa. Aqui se propõe a utilização do termo dessalinização para caracterização de tal processo e utilização na língua portuguesa.

latitudes austrais e adquirindo rapidamente a assinatura das mudanças ocorridas no clima superficial. Por outro lado, [Aoki et al. \[2005b\]](#) reportaram um aumento de temperatura ($0.030 \pm 0.015 \text{ }^\circ\text{C ano}^{-1}$) e salinidade ($0.0022 \pm 0.0010 \text{ ano}^{-1}$) para a UCDW entre os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste entre a década de 50 e 90. Entretanto, os autores ressaltam que estas alterações podem ser explicadas apenas pela mistura da UCDW com águas superficiais mais quentes e menos salinas.

No Setor Mar de Ross, [Jacobs et al. \[2002\]](#) reportaram uma dessalinização de longo período para as SW da região. Entretanto, as razões para a ocorrência de tal tendência ainda encontram-se em debate. [Assmann & Timmermann \[2005\]](#) mostraram evidências, a partir de resultados de modelagem numérica, que o processo de dessalinização reportado por [Jacobs et al. \[2002\]](#) pode ser devido a amostragem irregular de um padrão oscilatório do sinal periódico. Por outro lado, [Rignot & Jacobs \[2002\]](#) sugeriram que um aumento na taxa de entrada de água doce, proveniente do derretimento basal das plataformas de gelo de regiões próximas ao mar de Ross, poderia explicar a dessalinização reportada na região. Adicionalmente, [Hellmer et al. \[2009\]](#) mostraram que a variabilidade decadal da salinidade da SW da região noroeste do mar de Weddell pode estar relacionada com as mudanças atmosféricas na periodicidade do Modo Anular Sul (SAM; ver Capítulo VII para detalhes).

Conforme esperado, as alterações descritas acima nas águas-fonte da AABW, em diferentes regiões do oceano Austral, de fato geram impactos nas propriedades das massas de água recentemente formadas e ventiladas ao redor do continente Antártico, como já constatado por [Aoki et al. \[2005a\]](#), [Johnson \[2009\]](#), [Ozaki et al. \[2009\]](#) e [Kerr et al. \[2009b\]](#).

Capítulo III: Dados e Métodos

Este estudo utilizou o modelo oceânico de circulação geral dos oceanos denominado *Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling* (OCCAM¹). A simulação do OCCAM utilizada possui uma elevada resolução espacial de 1/12°, com abrangência global e compreende um período de 17 anos. A simulação utilizada é descrita e detalhada abaixo, conjuntamente com as seções hidrográficas determinadas para as análises e cálculos das taxas de produção e exportação da AABW. As definições e os critérios empregados para delimitar as diferentes zonas oceânicas ao longo das margens continentais e para determinar a camada de água profunda também são apresentados a seguir. Detalham-se, ainda, as principais metodologias utilizadas para os cálculos de transporte de volume e para as análises da variabilidade temporal a partir das séries temporais obtidas. As principais técnicas empregadas foram: análise de correlação cruzada, elaboração de mapas de composição e transformada de ondeletas.

¹ <http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/>

3.1. Dados históricos

Os dados observacionais utilizados neste estudo provêm do banco de dados históricos do *National Oceanographic Data Center* (NODC) dos EUA conhecido como *World Ocean Database 2005*² [WOD05; Boyer *et al.* 2006]. Apenas os dados físicos adquiridos através de sensores do sistema *Contuctivity-Temperature-Depth* (CTD³) foram utilizados, o que limita a disponibilidade temporal entre a década de 80 e o ano de 2005. Entretanto, foram excluídos os dados antigos e aqueles considerados espúrios, onde a precisão e a acurácia dos mesmos são considerados duvidosos. Além disso, utilizaram-se apenas os dados classificados como de boa qualidade pelo programa *Ocean Data View*⁴ (ODV). Desta forma, este controle de qualidade prévio permitiu a identificação e exclusão de dados duvidosos considerando-se a precisão instrumental e/ou erros de medidas. Aos dados históricos foram adicionados os dados dos cruzeiros do GOAL, estendendo-se o período total de dados observados até o ano de 2009⁵. Os dados observados foram utilizados para: (i) elaboração de figuras características das regiões do oceano Austral (ver Capítulo II) e (ii) validação e comparação com os dados simulados pelo modelo OCCAM (ver Capítulo IV), ou seja, nenhuma análise foi executada no decorrer deste estudo diretamente a partir deste conjunto de dados.

² <http://www.nodc.noaa.gov/>

³ O sistema CTD é uma ferramenta essencial para a aquisição de dados físicos das propriedades da água do mar. É constituído por um conjunto de pequenos sensores acoplados a um sistema metálico denominado Roseta (*Rosette*), onde garrafas de coleta de água do mar também se encontram fixadas.

⁴ <http://odv.awi.de/>

⁵ O banco de dados do GOAL engloba essencialmente as regiões noroeste do mar de Weddell e do Estreito de Bransfield, compreendendo os anos de 2003, 2004, 2005, 2008, 2009.

3.2. Modelo OCCAM

O modelo OCCAM [Coward & de Cuevas 2005] foi rodado no *National Oceanography Center, Southampton* (NOCS⁶). O OCCAM é um modelo oceânico da circulação global do tipo Bryan-Cox-Semtner [Bryan 1969, Semtner 1974, Cox 1984] acoplado a um modelo dinâmico-termodinâmico de gelo marinho [Aksenov 2002], sendo a termodinâmica baseada em Semtner [1976] e a dinâmica na reologia elástico-viscoso-plástica de Hunke & Dukowicz [1997]. As plataformas de gelo permanentes não são representadas em suas configurações, assim como a parametrização dos fluxos associados. Existem 66 níveis verticais de profundidade, cujas espessuras aumentam de cerca de 5 m nas camadas superficiais para aproximadamente 210 m nas camadas profundas. A menor profundidade é de 2.5 m e a maior de 6365 m. A batimetria do modelo é construída de acordo com Smith & Sandwell [1997] e com o banco de dados *Digital Bathymetric Data Base 5-minute*⁷ [DBDB5 1983]. O modelo oceânico utiliza uma grade Arakawa-B, onde o campo de velocidade horizontal é deslocado em relação aos pontos da grade. A mistura vertical é calculada através do modelo KPP (*K-Profile Parameterization*) de Large *et al.* [1994]. O esquema de mistura isopicnal baseia-se em Griffies *et al.* [1998], originalmente baseado em Pacanowski [1995] e adaptado por Pacanowski & Griffies [1998].

Neste estudo foram utilizadas as climatologias mensais da simulação obtida com a versão *eddy-resolving*⁸ de alta resolução espacial⁹ (1/12°) do OCCAM, denominada rodada 401 (*run 401*). Os padrões de vento e as

⁶ <http://www.noc.soton.ac.uk/>

⁷ http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_DBDB5.html

⁸ O modelo numérico tem resolução espacial suficiente para que os vórtices oceânicos (mesoescala) associados à região de estudo possam ser amostrados.

⁹ 1/12 avos de grau corresponde a distância aproximada de 9.25 km em latitude, 8.81 km em longitude a 60°S e 5.2 km em longitude a 65°S.

forçantes de fluxo de calor seguem os trabalhos prévios de [Kalnay et al. \[1996\]](#) e [Large et al. \[1997\]](#)¹⁰. A simulação foi rodada durante 20 anos compreendendo o período entre 1984 e 2004, entretanto, os quatro primeiros anos foram excluídos das análises. Maiores detalhes sobre o modelo OCCAM podem ser encontrados em [Webb et al. \[1998\]](#), [Coward & de Cuevas \[2005\]](#) e nos manuais do modelo disponíveis on-line. Uma validação detalhada da simulação 401 do modelo OCCAM 1/12° com relação à representação das propriedades físicas e deficiências do modelo na região do mar de Weddell foi realizada por [Renner et al. \[2009\]](#). Desta forma, as validações executadas neste estudo complementam o trabalho destes autores, considerando-se o escopo principal de análise das séries temporais do transporte de volume das águas profundas do oceano Austral. Por fim, a escolha do modelo OCCAM deve-se basicamente à sua alta resolução espaço-temporal, à livre disponibilização dos dados simulados e à boa representatividade das camadas profundas do oceano.

3.3. Seções hidrográficas simuladas

As seções hidrográficas do modelo foram definidas da seguinte forma: (i) foram determinadas as posições iniciais e finais de latitude e longitude das seções transversais e paralelas às margens continentais (Tab. III-I e III-II) de acordo com [Baines & Condie \[1998\]](#) e [Hay \[1993\]](#), (ii) a extensão total da seção foi dividida em 50 partes (estações) de distâncias iguais, (iii) os pontos da

¹⁰ A forçante de *momentum* foi fornecida pela tensão do vento climatológica e posterior tensão do vento de 6 em 6 horas do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Os dados de entrada de 1985-2003 foram fornecidos pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e são descritos em [Large et al. \[1997\]](#), Apêndice A]. As componentes zonal e meridional do vento a 10 m, de 6 em 6 horas, temperatura do ar a 2 m e umidade específica vêm da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* [NCEP; [Kalnay et al. 1996](#)].

grade do modelo mais próximos às posições latitude/longitude das estações foram selecionados para representar a seção hidrográfica simulada.

3.3.1. Seções hidrográficas transversais às margens continentais

Vinte seções hidrográficas, numeradas com algarismos arábicos de 1 a 20 e transversais à plataforma continental Antártica (Fig. III-1), foram selecionadas com base nos estudos de [Baines & Condie \[1998\]](#), para a determinação das taxas de exportação da AABW nos diferentes setores oceânicos. Os autores definem as margens antárticas em três tipos diferentes de acordo com a presença ou não do fluxo descendente (escoamento) de águas densas ao longo do talude continental. Estas podem ser: (i) Ativa – presença do escoamento de águas densas ocorrendo nos períodos de observação, (ii) Passiva – escoamento de águas densas não observado, contudo, as águas próximas ao término do talude continental indicam uma origem proveniente das plataformas continentais, o que indica um fluxo descendente ocorrendo em períodos ou lugares próximos das observações, e (iii) Nula – nenhuma evidência de fluxo descendente observada.

Sendo assim, para cada setor do oceano Austral foram selecionadas seções hidrográficas representativas de áreas costeiras com margens ativas, passivas e nulas ao redor do continente Antártico. A presença dos três tipos de margens nem sempre ocorre concomitantemente no mesmo setor oceânico. Desta forma, tentou-se selecionar, quando possível, os diferentes tipos de margens em cada setor oceânico e priorizaram-se aquelas seções onde o número de repetição temporal no banco de dados históricos do WOD05 era maior. A figura III-1 e a tabela III-I mostram, respectivamente, as seções

hidrográficas transversais à quebra de plataforma e talude continental definidas para análise neste estudo e uma síntese da nomenclatura utilizada no decorrer do texto, bem como a classificação dos tipos de margens de acordo com o estudo de [Baines & Condie \[1998\]](#).

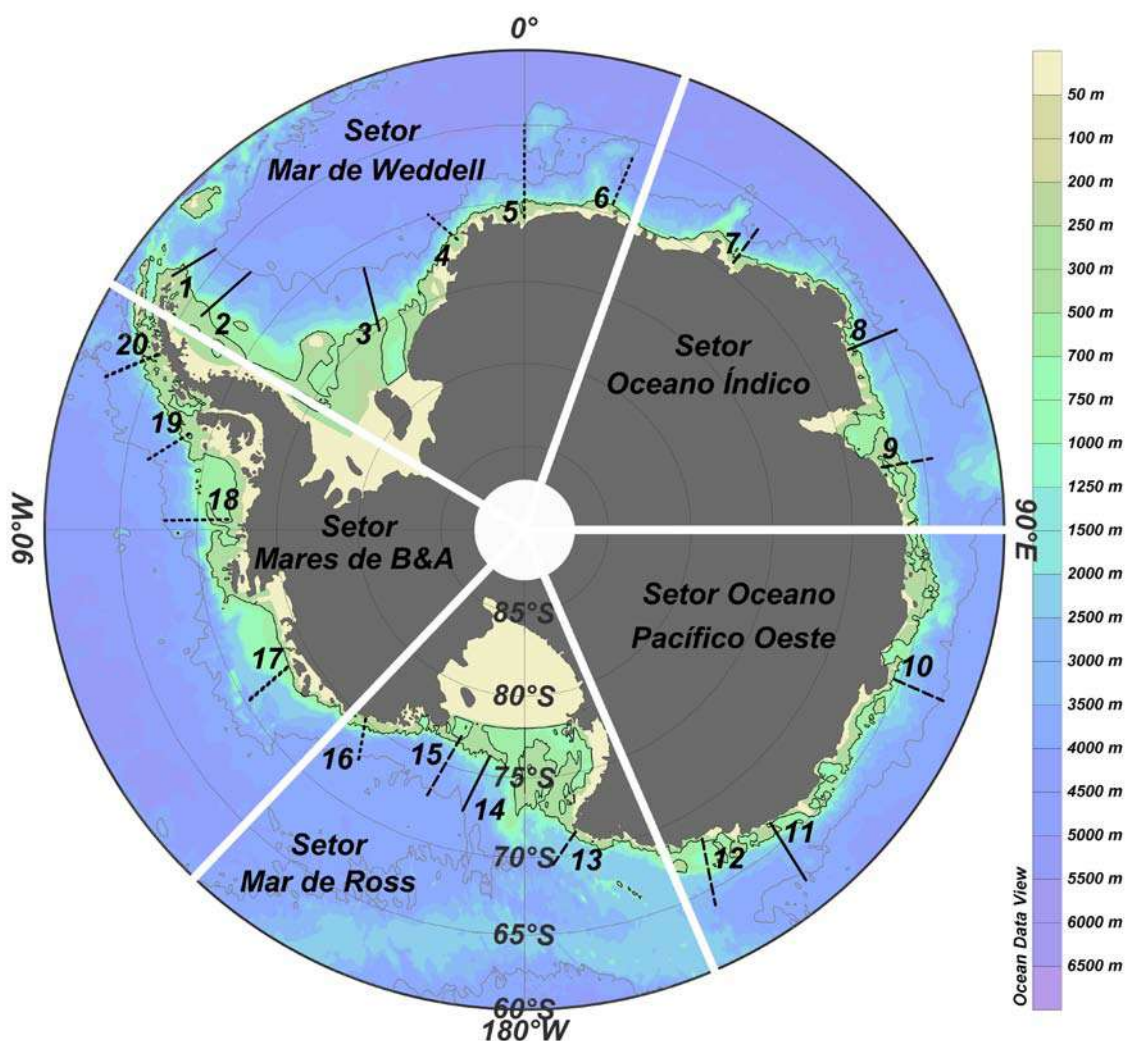


Figura III-1. Setores do oceano Austral delimitados pelas linhas brancas e seções hidrográficas selecionadas para análise da exportação da Água de Fundo Antártica. As seções representadas por linhas cheias, tracejadas e pontilhadas referem-se, respectivamente, às margens do tipo ativa, passiva e nula de acordo com [Baines & Condie \[1998\]](#) – ver texto para detalhes. Os números indicam o número correspondente de cada seção hidrográfica transversal às margens continentais descrita na Tabela III-I. Batimetria [m] em escala de cor. A linha preta e cinza refere-se, respectivamente, às isóbatas de 500 m e 4000m.

De modo geral, as seções iniciam-se na isóbata de 500 m e se prolongam até a isóbata de 4000 m. Exceção aplica-se às Seções 9, 12 e 13. Estas foram interrompidas ao atingir a isóbata de 3500 m devido à complexidade da batimetria na região e à grande distância da isóbata de 4000 m (em alguns casos com distâncias superiores a 10° de latitude). Algumas adaptações foram realizadas na posição inicial e final de algumas seções comparativamente à posição original analisada por [Baines & Condie \[1998\]](#), e.g. (i) quando a distância entre as isóbatas de 500 m e 4000 m era inferior a 100 km (*i.e.* Seções 4 e 7), estendeu-se as seções até uma posição final em que a distância total atingisse ~300 km, (ii) quando a batimetria ao redor da seção mostrava-se muito rasa devido à presença de elevações e/ou bancos rasos (*i.e.* Seção 14), deslocou-se a seção para leste. A Seção 5 foi estendida até as proximidades da Elevação Maud.

Tabela III-I. Nomenclatura e posição das seções hidrográficas transversais às margens continentais selecionadas para cada setor do oceano Austral.

| Setor Oceânico | Seção N° | Nome da Seção | Latitude (°S) Inicial / Final | Longitude Inicial / Final | Classificação* |
|-----------------------------|----------|----------------------|----------------------------------|------------------------------|----------------|
| Setor Mar de Weddell | 1 | WOCE SR4 Oeste | 63.10 / 64.23 | 54.16°W / 47.68°W | Ativa (46) |
| | 2 | Larsen | 66.18 / 66.92 | 56.45°W / 46.70°W | Ativa (47) |
| | 3 | Filchner | 75.10 / 71.30 | 36°W / 31.50°W | Ativa (53) |
| | 4 | Weddell Leste | 71.90 / 69.90 | 13°W / 17°W | Nula (57) |
| | 5 | Greenwich | 70 / 65 | 0°W / 0°W | Nula (n/a) |
| | 6 | Enderby Leste | 69.10 / 66.40 | 15°E / 16°E | Nula (2) |
| Setor Oceano Índico | 7 | Índico Oeste | 69.30 / 66.50 | 38°E / 37.80°E | Passiva (5) |
| | 8 | Índico Médio | 67.30 / 63.90 | 60.90°E / 61.70°E | Ativa (7) |
| | 9 | Baía Prydz | 67.90 / 64.60 | 80°E / 80°E | Passiva (8) |
| Setor Oceano Pacífico Oeste | 10 | Pacífico Oeste | 65.40 / 61.90 | 112°E / 112.20°E | Passiva (11) |
| | 11 | Pacífico Médio | 66.50 / 62.10 | 140°E / 141.20°E | Ativa (14) |
| | 12 | Pacífico Leste | 67.70 / 64.7 | 147.2°E / 149.6°E | Passiva (17) |
| Setor Mar de Ross | 13 | Ross Oeste | 71.58 / 69.52 | 170.37°E / 175.10°E | Passiva (23) |
| | 14 | Ross | 76.2 / 72.6 | 171.30°W / 167.10°W | Ativa (25) |
| | 15 | Ross Médio | 77 / 72.9 | 163°W / 159.90°W | Passiva (27) |
| | 16 | Ross Leste | 75.10 / 72.70 | 140°W / 144.40°W | Nula (29) |
| Setor Mares de B&A | 17 | Amundsen Oeste | 72.90 / 70.30 | 120°W / 121.60°W | Nula (31) |
| | 18 | Amundsen Leste | 72 / 68 | 88°W / 88.5°W | Nula (35) |
| | 19 | Bellingshausen Oeste | 68.70 / 66.50 | 74°W / 79.4°W | Nula (38) |
| | 20 | Bellingshausen Leste | 64.90 / 62.30 | 64.6°W / 69.8°W | Nula (45) |

*Número em parênteses referente ao número da seção correspondente em [Baines & Condie \[1998\]](#).

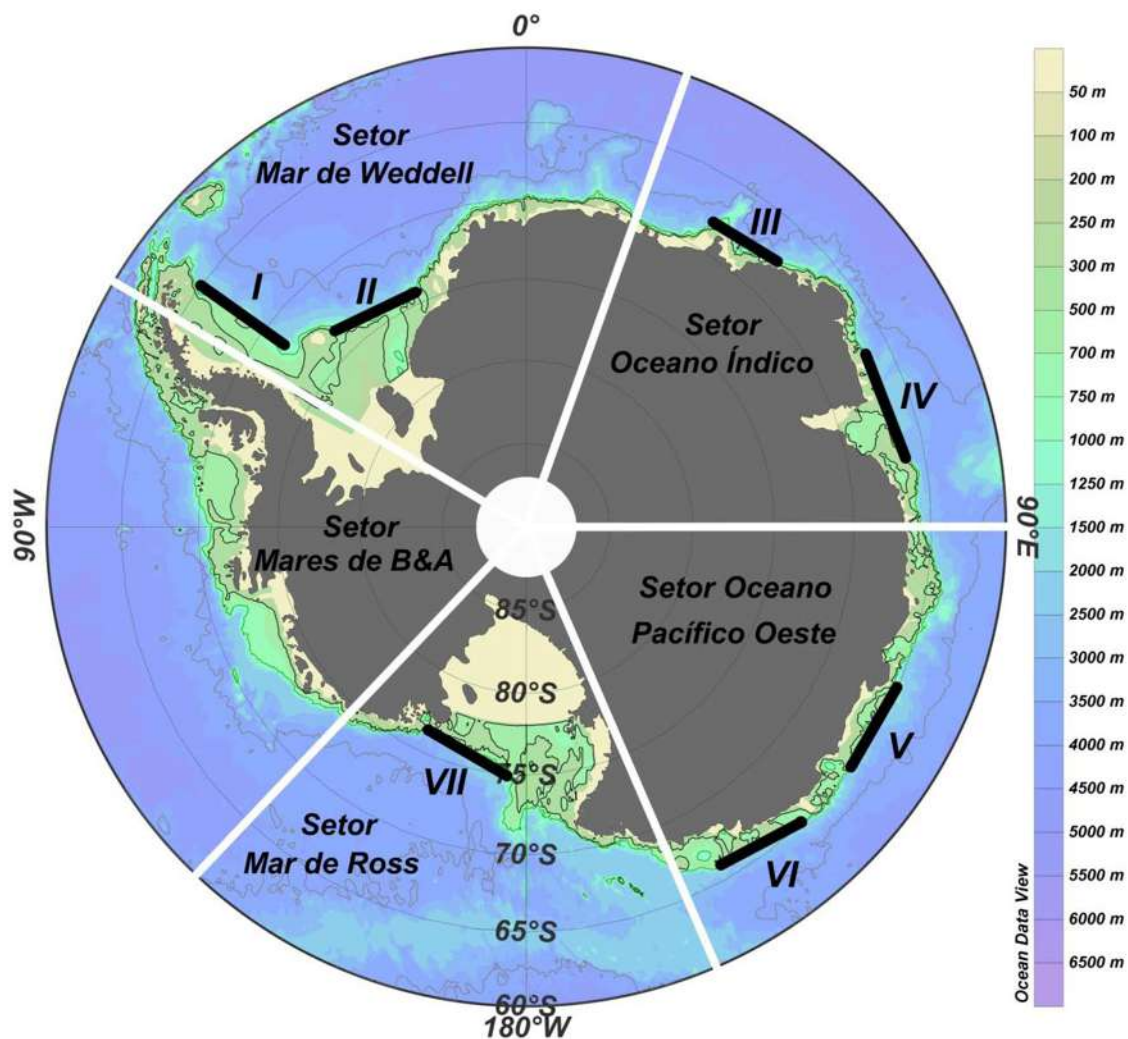


Figura III-2. Setores do oceano Austral delimitados pelas linhas brancas e seções hidrográficas selecionadas para análise da produção da Água de Fundo Antártica. Os números indicam o número correspondente de cada seção hidrográfica paralela a batimetria de 1000 m descrita na Tabela III-II. Batimetria [m] em escala de cor. A linha preta e cinza refere-se, respectivamente, às isóbatas de 500 m e 4000m.

Tabela III-II. Nomenclatura e posição das seções hidrográficas paralelas à isóbata de 1000 m selecionadas nas margens continentais de cada setor do oceano Austral.

| Setor Oceânico | Seção N° | Nome da Seção | Latitude (°S) Inicial / Final | Longitude Inicial / Final |
|-----------------------------|----------|--------------------------|----------------------------------|------------------------------|
| Setor Mar de Weddell | I | Zona Península Antártica | 65 / 71.60 | 53.40°W / 53°W |
| | II | Zona Ronne-Filchner | 73.40 / 74.30 | 44.30°W / 25.20°W |
| Setor Oceano Índico | III | Zona Terra de Enderby | 67.60 / 68.10 | 43.30°E / 31.50°E |
| | IV | Zona Baía Prydz | 66.30 / 66.60 | 79.70°E / 63°E |
| Setor Oceano Pacífico Oeste | V | Zona Terra de Wilkes | 65.10 / 65.10 | 113.40°E / 126.50°E |
| | VI | Zona Terra de Adelie | 65.10 / 66 | 137°E / 150.10°E |
| Setor Mar de Ross | VII | Zona Plataforma de Ross | 74.90 / 76.40 | 175.60°E / 154.20°E |

3.3.2. Seções hidrográficas paralelas às margens continentais

Sete seções hidrográficas, numeradas em algarismos romanos de I a VII e paralelas à isóbata de 1000 m (Fig. III-2), foram selecionadas em áreas de formação da AABW. Estas áreas foram identificadas de acordo com a compilação realizada por Hay [1993], sendo este baseado no estudo de Killworth [1977]. Exceção à adaptação realizada no mar de Ross, onde a seção não foi definida na isóbata de 500 m dentro da plataforma continental como sugerido por Hay [1993]. A Seção IV, selecionada na zona da Baía de Prydz, foi incluída devido aos recentes trabalhos reportando sobre a produção da AABW nesta região [e.g. Wong *et al.* 1998; Yabuki *et al.* 2006]. A figura III-2 e a tabela III-II mostram, respectivamente, as seções hidrográficas paralelas à quebra de plataforma e talude continental nas proximidades da isóbata de 1000 m definidas para análise da produção da AABW e uma síntese da nomenclatura utilizada no decorrer do texto.

3.4. Definição de águas profundas

Utilizou-se o conceito de densidade neutra [γ^n ; Jackett & McDougall 1997] para determinar as superfícies isopícnais entre as diferentes massas de água. A γ^n é uma medida análoga às superfícies de densidade potencial e fornece uma maneira simples para a caracterização da densidade potencial dos oceanos. Esta é uma função da temperatura, salinidade, pressão, longitude e latitude. A dependência espacial da γ^n é obtida para construir superfícies precisas de densidade neutra a partir de banco de dados hidrográficos. O conjunto de dados global é obtido a partir da climatologia global de dados hidrográficos baseada em Levitus [1982], com pequenas modificações para

assegurar a estabilidade e a correta representação das águas mais densas dos oceanos. A utilização das superfícies de densidade neutra possui uma acurácia maior do que as superfícies isopícnais normalmente utilizadas. As superfícies de densidade neutra são mais apropriadas para os cálculos e/ou análises executados a partir de modelos oceânicos. Maiores detalhes sobre o algoritmo de cálculo da densidade neutra poderão ser obtidos em [Jackett & McDougall \[1997\]](#).

Neste estudo as massas de água profunda e de fundo¹¹ de cada região não são diferenciadas entre si. Sendo assim, deste ponto em diante, exceto se outra definição seja claramente esclarecida, a camada de água profunda é definida como aquela que compreende a coluna de água abaixo da γ^n de 28.26 kg m⁻³, ou seja, englobando tanto a camada profunda como a camada de fundo. No talude continental e na zona oceânica profunda a superfície de $\gamma^n = 28.26$ kg m⁻³ é equivalente à isoterma de 0°C, que se aproxima da profundidade de 1500 m (Fig. III-3). Esta camada da coluna de água engloba todas as variedades regionais da AABW [[Orsi et al. 1999](#)] apesar das diferenças entre os valores locais das propriedades físicas entre cada área fonte do oceano Austral [[Whitworth et al. 1998](#)]. Adicionalmente, engloba as águas densas exportadas do mar de Weddell [[Naveira Garabato et al. 2002b](#)] e encontradas na zona da Confluência Weddell-Scotia [[Patterson & Sievers 1980](#)]. Essa camada da coluna de água é bem representada pelo modelo OCCAM ao longo das margens continentais Antárticas.

¹¹ No oceano Austral, as massas de água que ocupam a camada profunda do oceano (> 1500 m de profundidade) são diferenciadas em águas profundas e de fundo devido às diferentes características hidrográficas e idade apresentadas. Sendo assim, costuma-se separar a coluna de água profunda em camada profunda e camada de fundo, sendo a última aquela que está em contato direto com o fundo oceânico.

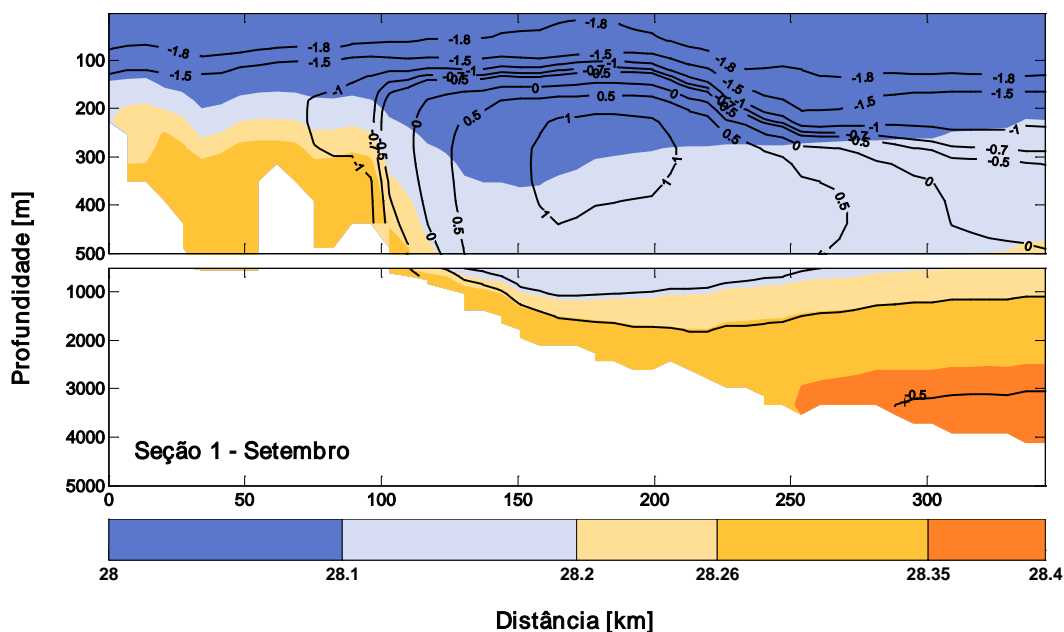


Figura III-3. Climatologia do mês de Setembro do modelo OCCAM 1/12° para o campo de temperatura potencial (°C; isolinhas) e densidade neutra (kg m^{-3} ; barra de cores) da Seção 1 do mar de Weddell.

3.5. Definição das zonas oceânicas da margem continental Antártica a partir da Anomalia geopotencial

A anomalia geopotencial¹² foi calculada para cada ponto da malha, ao longo das seções selecionadas, utilizando-se os dados simulados de temperatura potencial e salinidade, e integrando-se com relação ao fundo oceânico. O gradiente da anomalia geopotencial foi calculado e utilizado para delimitar as zonas de transição entre as regiões de plataforma continental, talude continental e oceano profundo. A estrutura em forma de “M” presente no gradiente da anomalia geopotencial foi utilizado para definir a região de quebra entre a plataforma continental e o talude continental. O limite em direção ao

¹² A quantidade $d\Theta = Mg dz$ é a quantidade de trabalho realizado (*i.e.* ganho de energia potencial) para elevar uma massa M em uma distancia vertical (dz) contra a força de gravidade (g ; ignorando a fricção). Assim, a quantidade chamada de geopotencial (Θ) é tal que, a mudança de geopotencial ($d\Theta$) sobre uma distância vertical dz é dada por $d\Theta = g dz$ ($\text{J kg}^{-1} = \text{m}^2 \text{s}^{-2}$; *i.e.* ganho de energia potencial por unidade de massa). Integrando esta equação entre os níveis z_1 e z_2 e em termos do volume específico da água do mar (considerando a equação hidrostática) se obtém a anomalia geopotencial.

oceano da plataforma continental foi estipulado como o local em que a estrutura “M” do gradiente de anomalia geopotencial começa a aumentar (e.g. Fig. IV-1a – Cap. IV). O término do talude continental foi definido de acordo com o mínimo no gradiente de anomalia geopotencial, o que corresponde aproximadamente a uma batimetria de 3500 m na maioria das seções. Esta padronização tornou-se necessária devido às diferenças na extensão total entre cada seção (Tab. III-I), permitindo uma melhor comparação entre os resultados, uma vez que, um critério robusto foi utilizado para delimitar as regiões de transição entre as zonas oceânicas rasas e profundas.

3.6. Cálculo do transporte de volume

Para o cálculo do transporte de volume (ϕ) utilizou-se as saídas mensais dos campos de velocidade perpendicular a seção hidrográfica. As saídas de velocidade foram rotacionadas para oeste (sentido anti-horário) com um ângulo α de forma a obter as componentes da velocidade normal (v) e paralela à seção hidrográfica (ou batimetria de fundo). Para cada par de estações hidrográficas multiplicou-se a componente da velocidade da corrente normal a seção pela área entre cada par de estações. Esta é obtida a partir da diferença de profundidade das camadas do modelo e da distância (Δx) entre os pontos da grade (*i.e.* de cada estação). O transporte de volume foi integrado da superfície (η) ao fundo (z) para cada estação, onde

$$\phi = \Delta x \int_z^\eta v_\alpha dz . \quad (1)$$

Assim, valores positivos (negativos) de transporte de volume indicam fluxos de volume no sentido oeste/norte (leste/sul). O transporte de volume (ϕ_c)

para cada seção foi obtido através da soma cumulativa dos valores de ϕ ao longo da seção.

O transporte de volume é expresso em unidades de Sverdrup (Sv), sendo que $1 \text{ Sv} \equiv 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Considerando-se apenas o transporte da camada profunda (ϕ_b) abaixo da superfície de $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ (z_1), a Eq. 1 é modificada de forma que:

$$\phi_b = \Delta x \int_z^{z_1} v_\alpha dz . \quad (2)$$

Da mesma forma, o volume cumulativo do transporte de volume da camada profunda (ϕ_{bc}) é dado pela soma cumulativa dos valores de ϕ_b ao longo da seção.

3.7. Cálculo dos parâmetros médios e da temperatura e salinidade média ponderada pelo transporte de volume

Para a determinação do fluxo de transferência profundo da temperatura (T^{13}) abaixo da superfície de $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$, foi determinada a temperatura média ponderada pelo transporte de volume (T_{TW}) da camada profunda. Esta é dada por

$$T_{TW} = \int_z^{z_1} \phi_b T dz / \int_z^{z_1} \phi_{bc} dz . \quad (3)$$

Da mesma forma, determinou-se a salinidade média ponderada pelo transporte de volume (S_{TW}) para determinação do fluxo de transferência profundo da salinidade (S) abaixo da superfície de $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$, sendo que

¹³ O acrônimo T refere-se à temperatura potencial (θ) em todas as fórmulas descritas, sendo utilizado para evitar possíveis confusões.

$$S_{TW} = \int_z^{z_1} \phi_b S dz / \int_z^{z_1} \phi_{bc} dz . \quad (4)$$

Dado que o conceito de T_{TW} e S_{TW} somente é válido para fluxos unidirecionais, os valores de sinais opostos (*i.e.* negativo em geral) ao sentido principal do transporte de volume foram ajustados para zero para produzir resultados fisicamente significantes. Entretanto, valores de sinais opostos ao sentido principal do transporte de volume de fundo ocorrem, respectivamente, somente em 7.4% e 18% dos dados totais analisados das seções transversais e paralelas as margens continentais (Tab. III-III).

Tabela III-III. Percentual de dados negativos (N) nas séries do transporte de volume da camada de fundo para cada seção hidrográfica e para cada setor do oceano Austral. O número total de dados de cada seção é igual a 204 (*i.e.* médias mensais para os 17 anos simulados).

| Seção | N | % por Seção | % por Setor |
|-------|-----|-------------|-------------|
| 1 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 6 | 3 | 0.25 |
| 5 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 0 | 0 | 0 |
| 7 | 3 | 1.5 | 0.5 |
| 8 | 54 | 26 | 9 |
| 9 | 22 | 11 | 4 |
| 10 | 0 | 0 | 0 |
| 11 | 83 | 40 | 14 |
| 12 | 24 | 12 | 4 |
| 13 | 16 | 8 | 2 |
| 14 | 6 | 3 | 0.7 |
| 15 | 10 | 5 | 1.2 |
| 16 | 18 | 9 | 2.2 |
| I | 4* | 2 | 1 |
| II | 39 | 19 | 9.5 |
| III | 118 | 58 | 29 |
| IV | 48 | 24 | 12 |
| V | 3 | 1.5 | 0.7 |
| VI | 9 | 4 | 2.2 |

*Valor referente aos dados positivos, visto que o fluxo principal nesta região tem sentido para leste.

Ao invés de uma simples média de temperatura e salinidade, os valores de T_{TW} e S_{TW} são mais representativos para a camada de água profunda considerada. Isto se deve ao fato de que a temperatura e salinidade das águas profundas são fortemente ponderadas nos locais de transporte máximo. Alterações do transporte de volume total não influenciam diretamente os cálculos de T_{TW} e S_{TW} , entretanto, mudanças no perfil do transporte sim [e.g. [Tillinger & Gordon 2010](#)].

A temperatura média (\bar{T}), salinidade média (\bar{S}), velocidade perpendicular média (\bar{v}), densidade neutra média ($\bar{\gamma}^n$) e o transporte de volume médio ($\bar{\phi}_{bc}$) da camada profunda foram determinados de acordo com a equação

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_{(i)} ; \quad (5)$$

sendo que a incógnita A refere-se ao respectivo parâmetro, onde n é o número total de observações simuladas a partir da superfície de $\gamma^n = 28.26 \text{ kg m}^{-3}$. Para a construção das séries temporais dos parâmetros de cada seção hidrográfica foi utilizado o valor médio mensal obtido para cada parâmetro, de acordo com a equação:

$$\overline{A(t)} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \bar{A}_{(i)} ; \quad (6)$$

onde N corresponde aos valores médios de cada escala de tempo t_i (i.e. mês). Os valores médios dos parâmetros representativos de cada seção foram obtidos a partir da média (Eq. 7) dos valores médios mensais (Eq. 8).

A tendência das séries temporais foi obtida a partir de um ajuste linear de mínimos quadrados. Embora a investigação das tendências esteja fora do

escopo deste trabalho, o teste estatístico *t-Student* foi aplicado para a verificação das tendências significativas ao longo do tempo (Apêndice I).

3.8. Diagrama de Taylor

Para a avaliação da representação das propriedades físicas na simulação do OCCAM 1/12^o utilizou-se o diagrama de Taylor [Taylor 2001]. O diagrama de Taylor fornece um resumo estatístico conciso sobre como os padrões estatísticos se ajustam uns aos outros em termos da correlação (R), da diferença centrada do erro médio quadrático ($CRMSD$) e da razão de suas variâncias (σ_{norm}). Desta forma, é possível uma análise do desempenho do modelo analisado em reproduzir a hidrografia observada nas margens continentais. As equações dos parâmetros estatísticos são indicadas abaixo, sendo x referente aos dados observados e y aos dados simulados, a barra indicando as médias, N o número total de dados e σ o desvio padrão. Sendo assim:

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum ((x - \bar{x})(y - \bar{y}))}{\sigma_x \sigma_y}; \quad (7)$$

$$CRMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum ((y - \bar{y})(x - \bar{x}))^2}; \text{ e} \quad (8)$$

$$\sigma_{norm} = \sigma_y / \sigma_x ; \quad (9)$$

sendo que,

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (x - \bar{x})^2}; \text{ e} \quad (10)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (y - \bar{y})^2}. \quad (11)$$

Devido à pouca amostragem de algumas regiões, tanto espacial como temporalmente, os dados do WOD05, dentro de um retângulo de 2° de longitude centrado sobre as seções de exportação, foram selecionados para comparação com a simulação do OCCAM 1/12°. Desta forma, foi possível elaborar uma climatologia para quase todas as seções de exportação analisadas. Foram exceções as áreas das Seções 15-18 e 20, que apresentavam uma amostragem insuficiente e, portanto, não foram utilizadas. Ressalta-se que, para a comparação da climatologia simulada com a climatologia observada, não foi levado em consideração o período de amostragem e que todos os dados disponíveis dentro da área de 2° × 2° foram ajustados para integrar a climatologia observada. Esta foi posteriormente utilizada para avaliação do modelo. Outras informações relativas à interpretação do diagrama de Taylor e à representação hidrográfica nas margens continentais Antárticas são abordadas no Capítulo IV.

3.9. Análise de correlação cruzada

A análise de correlação cruzada foi realizada entre as séries temporais de anomalias do transporte cumulativo da camada profunda $[x(t)]$ e as séries temporais de anomalias da temperatura potencial ou salinidade média $[y(t)]$ determinada para as camadas de profundidade representativas das águas-fonte da AABW (ver Capítulo IV). O coeficiente de correlação entre as séries temporais é dado por:

$$r_{xy} = \frac{cov(x,y)}{s_x s_y}; \quad (12)$$

onde $cov(x, y)$ é a covariância da amostra entre $x(t_i)$ e $y(t_i)$, de forma que:

$$cov(x, y) = \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n [(x(t_i) - \bar{x})(y(t_i) - \bar{y})]; \quad (13)$$

sendo a média temporal de $x(t_i)$ dada pela equação

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x(t_i), \quad (14)$$

o desvio-padrão de $x(t_i)$ igual a s_x e a variância representada por:

$$s_x^2 = \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n [(x(t_i) - \bar{x})^2]. \quad (15)$$

Após a remoção do ciclo anual (*i.e.* médias mensais), da tendência linear da série temporal e da aplicação do filtro passa-baixa para remoção das frequências inferiores a 12 meses, assumimos que:

$$x'(t_i) = x(t_i) - \bar{x}; \quad (16)$$

sendo que x' representa a série de anomalia dos parâmetros. Assim, o coeficiente de correlação passa a ser representado por:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n [x'(t_i) y'(t_i)]}{[\sum_{i=1}^n (x'(t_i))^2]^{1/2} [\sum_{i=1}^n (y'(t_i))^2]^{1/2}}. \quad (17)$$

O desvio padrão no denominador de r_{xy} (Eq. 20) normaliza a covariância, de forma que o coeficiente encontra-se entre -1 e 1. As séries são perfeitamente correlacionadas para $r_{xy} = 1$ e anti-correlacionadas para $r_{xy} = -1$. Para $r_{xy} = 0$ não existe relação linear entre as séries temporais, ou seja, as séries não são correlacionadas. Ressalta-se que as correlações não implicam necessariamente uma causa/efeito e fornecem apenas informação sobre associações entre as séries temporais em questão.

3.10. Espectros de ondeletas

A transformada de ondeletas foi aplicada nas séries temporais do transporte de volume cumulativo das águas profundas. O ciclo anual e a tendência linear das séries temporais do transporte de volume foram removidos antes da aplicação da transformada de ondeletas. A remoção do ciclo anual foi realizada a partir da subtração das médias climatológicas mensais, permitindo investigar a variabilidade em outras frequências. A tendência linear das séries foi também removida, visto que esta poderia estar sendo originada devido à deriva do modelo e, desta forma, contaminando os períodos de variabilidade a serem investigados.

A análise de ondeletas possui certas vantagens sobre a transformada de Fourier (FT) utilizada na análise espectral e sobre as técnicas de janelamento da FT [Lau & Weng 1995]. Duas questões são solucionadas com a aplicação da transformada de ondeletas, comparativamente com a aplicação da FT e/ou técnicas de janelamento: (i) tratamento inconsistente para diferentes frequências e, (ii) localização temporal da frequência. A análise do espectro de ondeletas revela não somente os modos dominantes de variabilidade, mas também como estes variam no tempo. Isto ocorre por que a transformada de ondeletas informa tanto a amplitude de qualquer sinal periódico da série temporal como a variação desta amplitude no tempo.

As ondeletas podem ser definidas como “pacotes” de ondas de duração finita e com uma frequência específica, que são usadas como uma “janela” para a análise da variância. A ondeleta mãe (*mother wavelet*) escolhida foi a função Morlet com comprimento de onda igual a 6 ($\omega_0=6$), que consiste numa

onda modulada pela função Gaussiana [Farge 1992]. A ondeleta mãe fornece o número de oscilações que será utilizado na análise. A escolha da função Morlet deve-se: (i) à sua maior aplicabilidade em outros estudos e (ii) ao melhor ajuste desta ondeleta às séries temporais analisadas [Torrence & Compo 1998]. As escalas usadas para a transformada de ondeletas foram:

(i) a menor escala (s_0) resolvível, que é dada por:

$$s_0 = 2\delta t ; \quad (18)$$

onde δt equivale ao intervalo temporal (*i.e.* neste estudo 1/12 anos).

(ii) o comprimento da escala (δj) igual a 0.125 – *i.e.* espaçamento entre as escalas discretas. A escolha de pequenas escalas depende do comprimento do espaço espectral da função de ondeleta. Diferentes valores de δj variando entre 0.1 e 0.5 foram testados na análise. Para a ondeleta de Morlet o máximo valor de δj que permite uma amostragem adequada é de 0.5, sendo que valores menores fornecem uma melhor resolução [Torrence & Compo 1998], explicando o valor escolhido.

(iii) a máxima escala (J) é dada por:

$$J = \delta j - 1 \log_2 (N\delta t/s_0) ; \quad (19)$$

fornecendo um total de 54 escalas variando de 0.16 até 17 anos.

O cone de influência foi determinado baseado nos processos de ruído vermelho (*red-noise*) com coeficiente de defasagem (*lag-1*) igual a 0.72 [Gilman *et al.* 1963]. Este indica as regiões do espectro de ondeletas em que os efeitos de margem são considerados relevantes e/ou onde os resultados são

relativamente duvidosos devido ao preenchimento final das séries temporais com zeros (*zero padding*). Os gráficos de ondeletas apresentados mostram os resultados da energia na forma de logaritmo de base 2. Maiores detalhes para a aplicação da transformada de ondeletas são obtidos em [Torrence & Compo \[1998\]](#)¹⁴.

3.11. Mapas de composições (*composites analysis*)

Para a elaboração dos mapas de composições, foram determinados os períodos em que ocorreram eventos de máximo e mínimo transporte de volume das águas profundas a partir das séries temporais de anomalias do transporte de volume das águas profundas. Os períodos de máximo e mínimo transporte correspondem, respectivamente, a um desvio padrão superior ou inferior à média. Desta forma, todos os meses da série temporal acima ou abaixo do desvio padrão foram utilizados para elaborar os mapas de composições médios para determinados parâmetros (*e.g.* concentração e espessura do gelo marinho, componentes zonal e meridional do estresse do vento). Os mapas de diferenças de composições correspondem à subtração (*i.e.* diferenças) entre os mapas de composições elaborados para os períodos de máximo e mínimo transporte de volume da AABW.

¹⁴ <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>

Capítulo IV: Representação do modelo oceânico global OCCAM 1/12°

A validação das simulações obtidas por modelos oceânicos é uma difícil tarefa a ser executada. Isto se deve, muitas vezes, à escassez de medições hidrográficas para determinadas regiões oceânicas do globo. As regiões oceânicas profundas (profundidade > 3000 m) e o oceano Austral são dois típicos exemplos onde a amostragem espaço-temporal ainda não é satisfatória, mesmo com todos os atuais esforços da comunidade científica. As dificuldades ocorrem não somente devido às questões prioritárias de cada nação e/ou ao interesse científico na exploração de determinada região, mas também devido às dificuldades de acesso local e de logística (e.g. difícil navegação durante os meses de inverno devido à grande extensão latitudinal atingida pela cobertura de gelo marinho). A seguir, as seções hidrográficas simuladas e selecionadas para estudo são descritas e comparadas com os dados observados históricos disponíveis e com a literatura existente.

Espera-se, com esta análise, proporcionar uma medida da robustez do modelo OCCAM no que diz respeito à representação da margem continental Antártica, objeto principal deste estudo.

4.1. Seções hidrográficas simuladas

4.1.1. Seções hidrográficas transversais às margens continentais

A figura IV-1 mostra o perfil batimétrico e a subdivisão em áreas de plataforma continental, talude continental e oceano profundo de todas as seções transversais às margens continentais Antárticas (Fig. III-1 – Cap. III). Estas são denominadas a partir deste ponto como seções de exportação da AABW. Resumidamente, a plataforma continental é definida como a continuação submersa da topografia e geologia visíveis do continente, o talude continental refere-se à inclinação que se segue à plataforma, e o oceano profundo é a zona oceânica sobre a planície abissal [Wright & Rothery 1998]. A região limite entre a plataforma e o talude continental, conforme já indicado, marca a região de quebra da plataforma continental.

Dois tipos principais de quebra entre a plataforma continental e o talude continental (*shelf-break region*) são observados no entorno do continente Antártico: (i) plataformas continentais amplas com um declive suave ao longo do talude continental e (ii) plataformas continentais curtas seguidas por um abrupto declive do talude continental em direção ao oceano profundo. De modo geral, o primeiro caso se aplica às seções ao longo da costa leste da Península Antártica no Setor Mar de Weddell e no interior do Setor Mar de Ross (Fig. III-1 – Cap. III), enquanto, o segundo caso é observado nas seções na região leste do Setor Mar de Weddell e nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico

Oeste (Fig. III-1 – Cap. III). A tabela IV-I sintetiza as características principais de cada seção hidrográfica e de cada zona oceânica, informando a extensão total das seções de exportação analisadas.

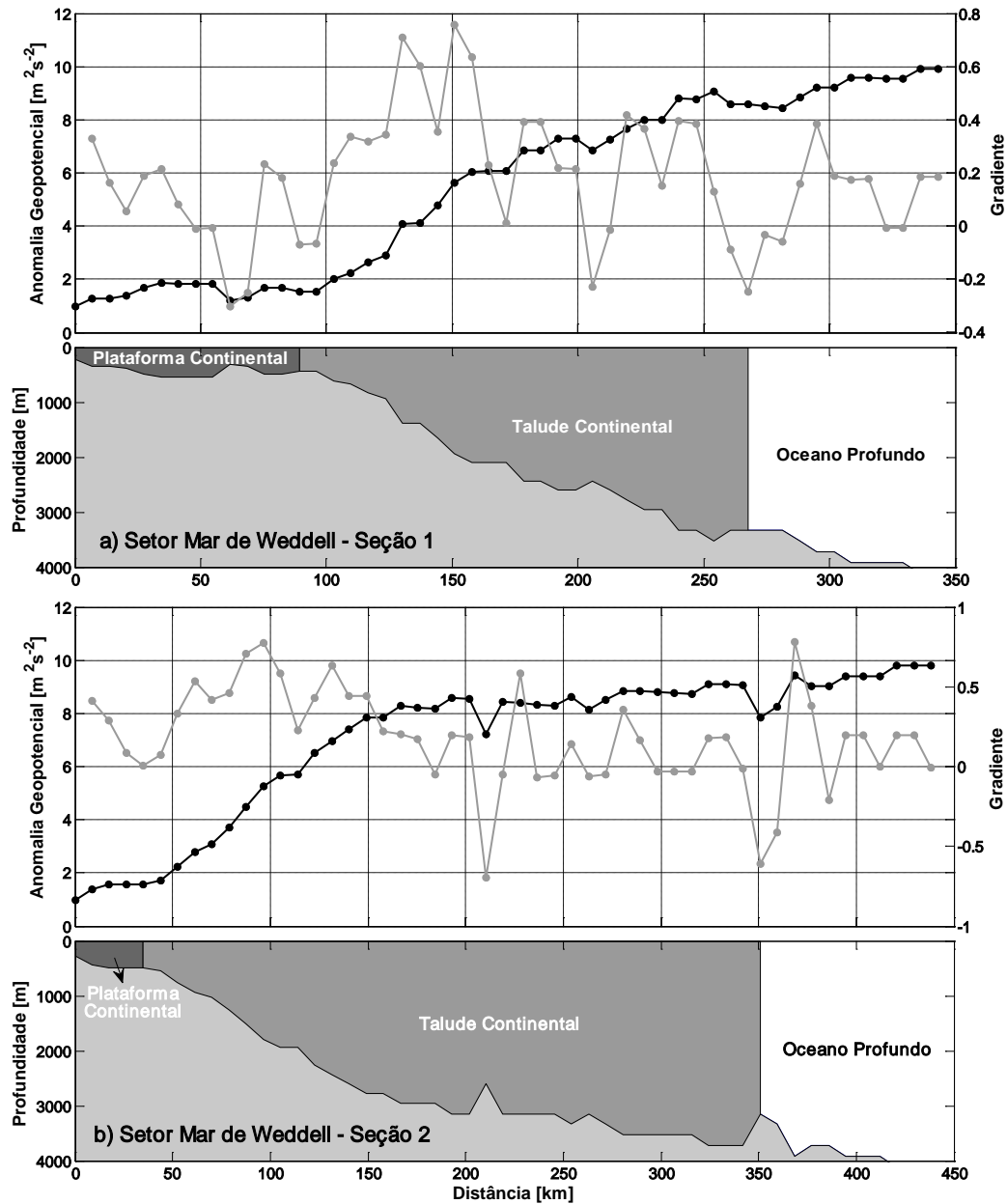


Figura IV-1. (a-t) Perfil batimétrico (cinza claro) representado pelo modelo OCCAM 1/12° e divisões das zonas oceânicas para as seções hidrográficas transversais às margens continentais Antárticas selecionadas nos respectivos setores do oceano Austral (Fig. III-1), conforme indicado. Painel superior: Anomalia geopotencial (linha preta) e gradiente da anomalia geopotencial (linha cinza). Painel inferior: zonas diferenciadas de acordo com a coloração, *i.e.* plataforma continental (cinza escuro), talude continental (cinza) e oceano profundo (branco).

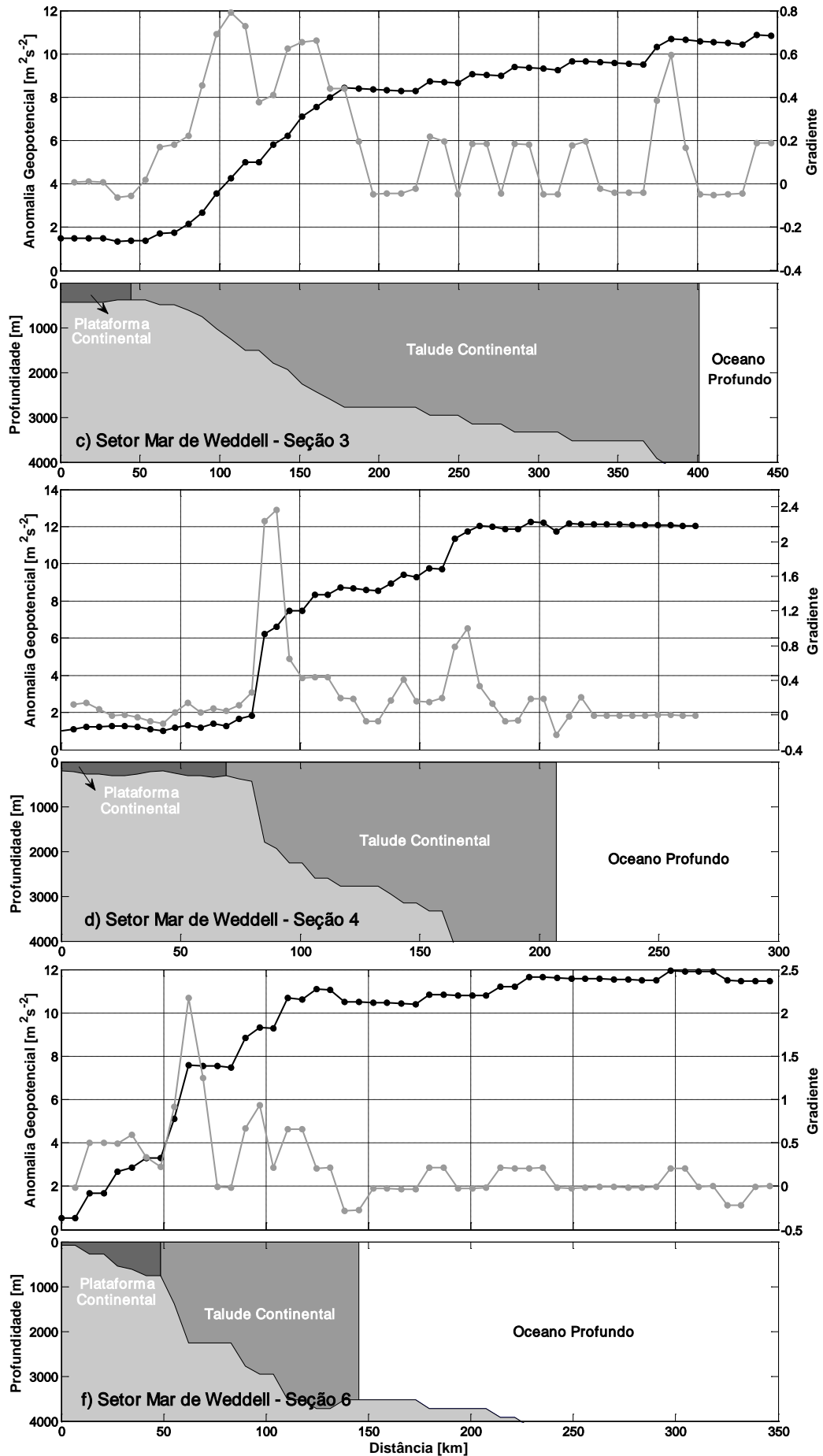


Figura IV-1. Continuação.

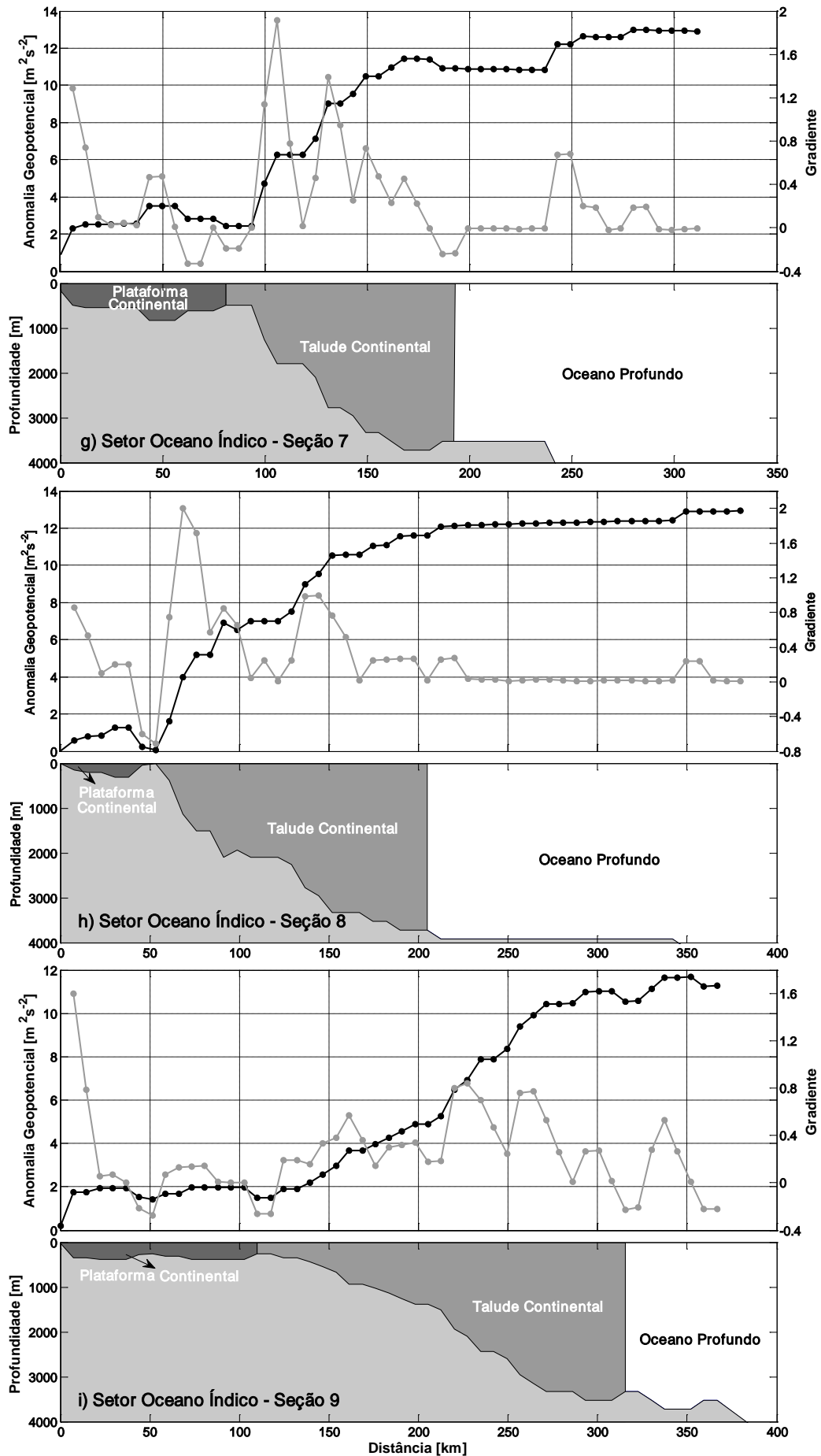


Figura IV-1. Continuação.

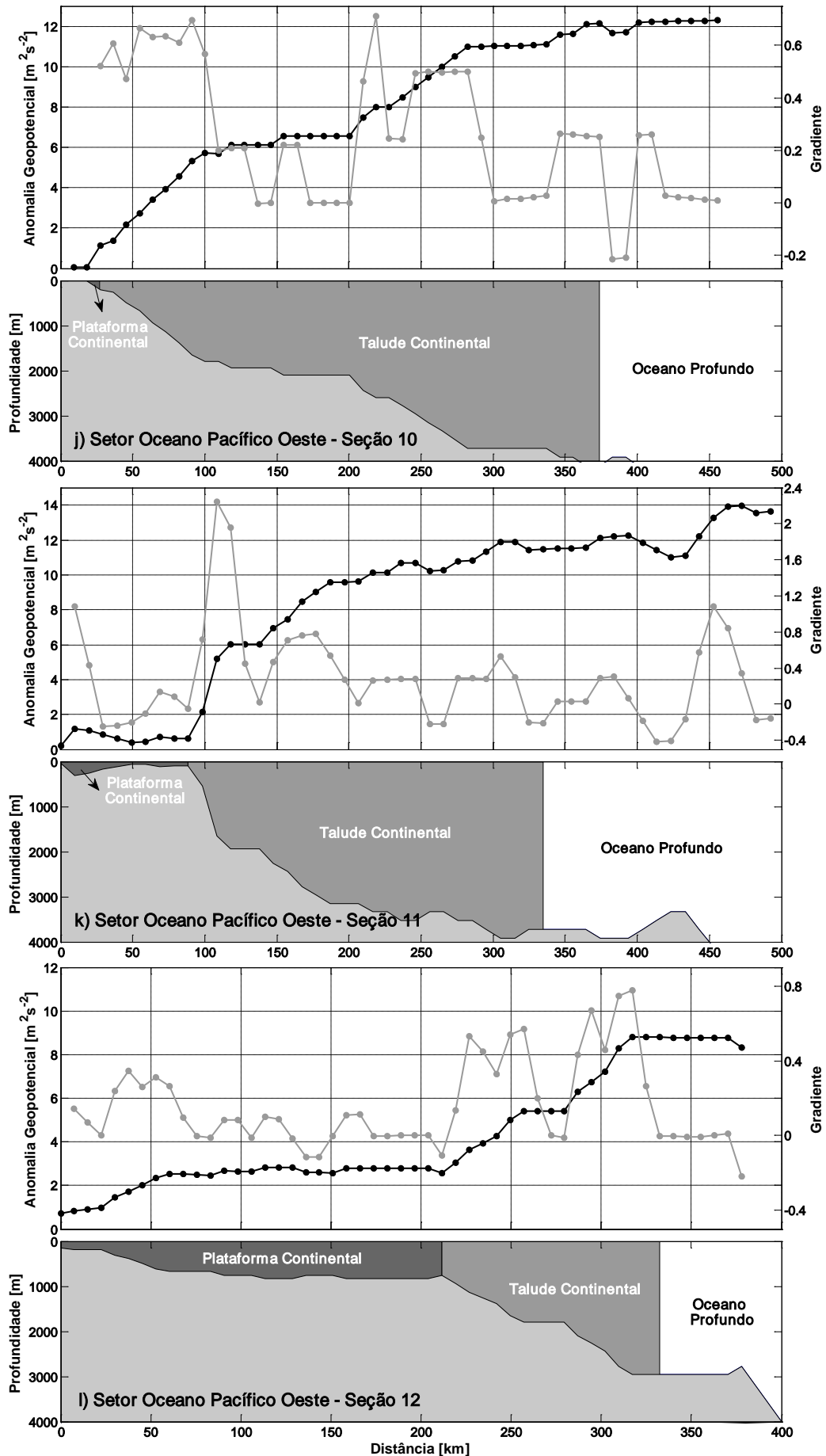


Figura IV-1. Continuação.

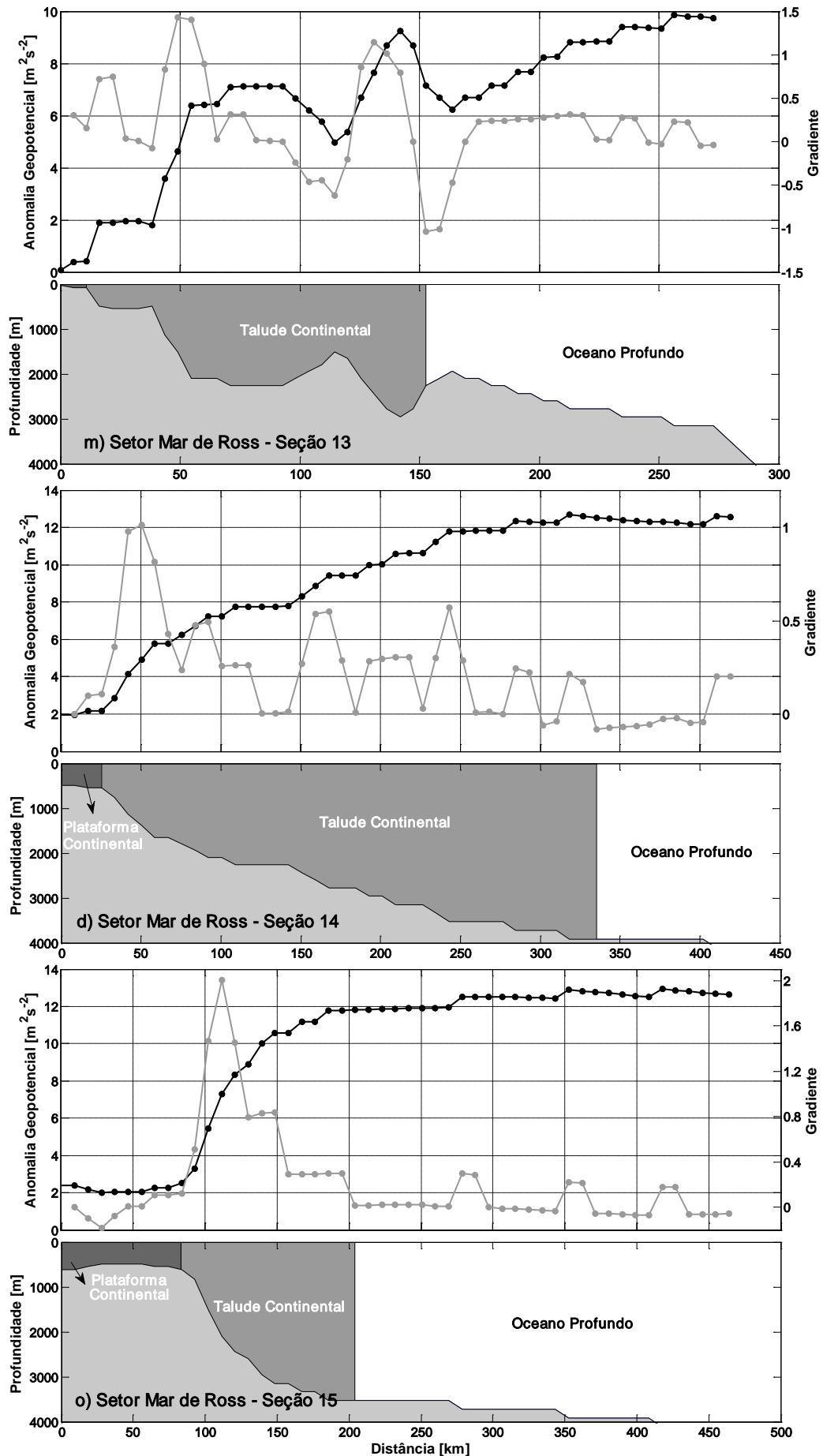


Figura IV-1. Continuação.

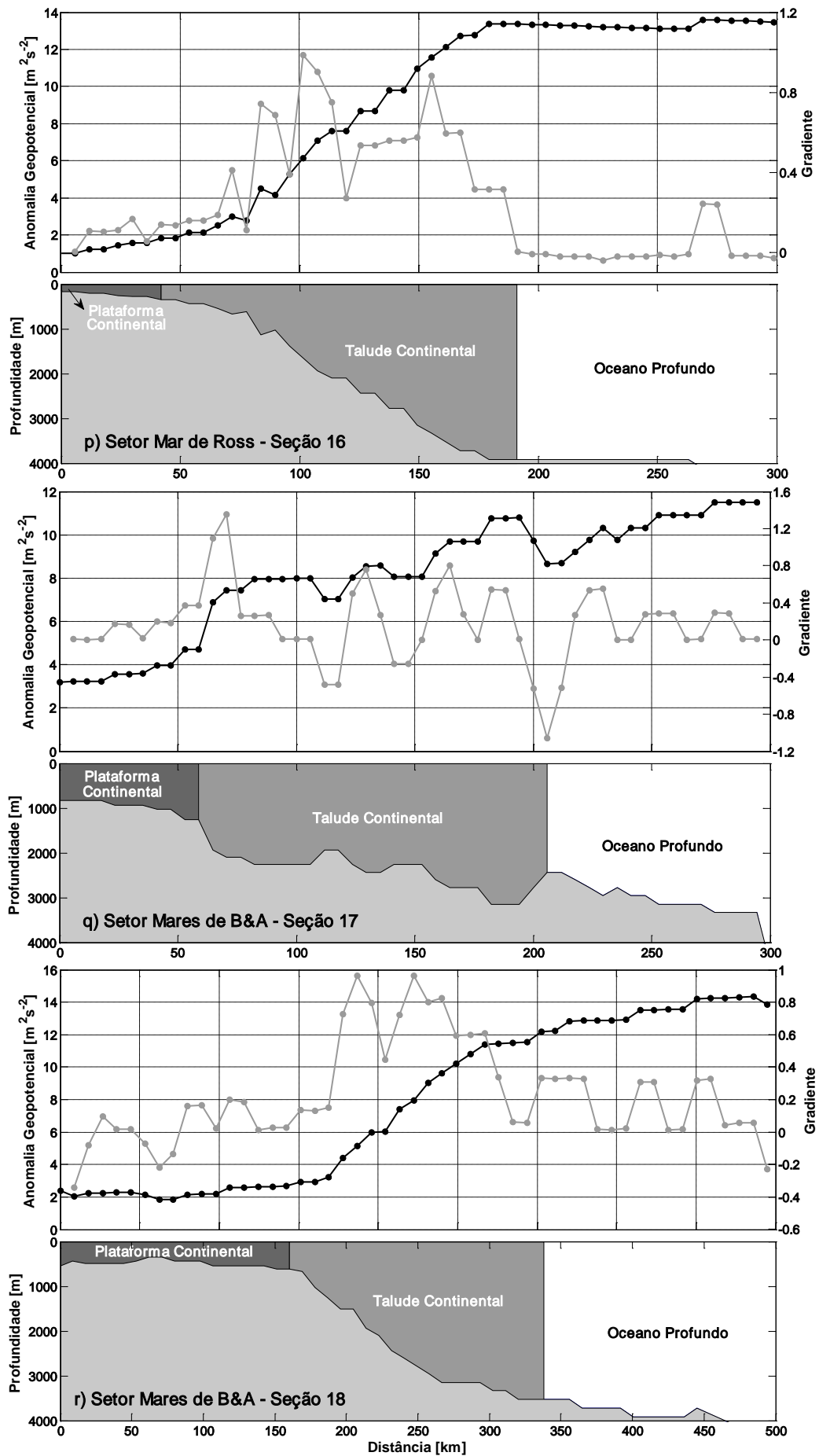


Figura IV-1. Continuação.

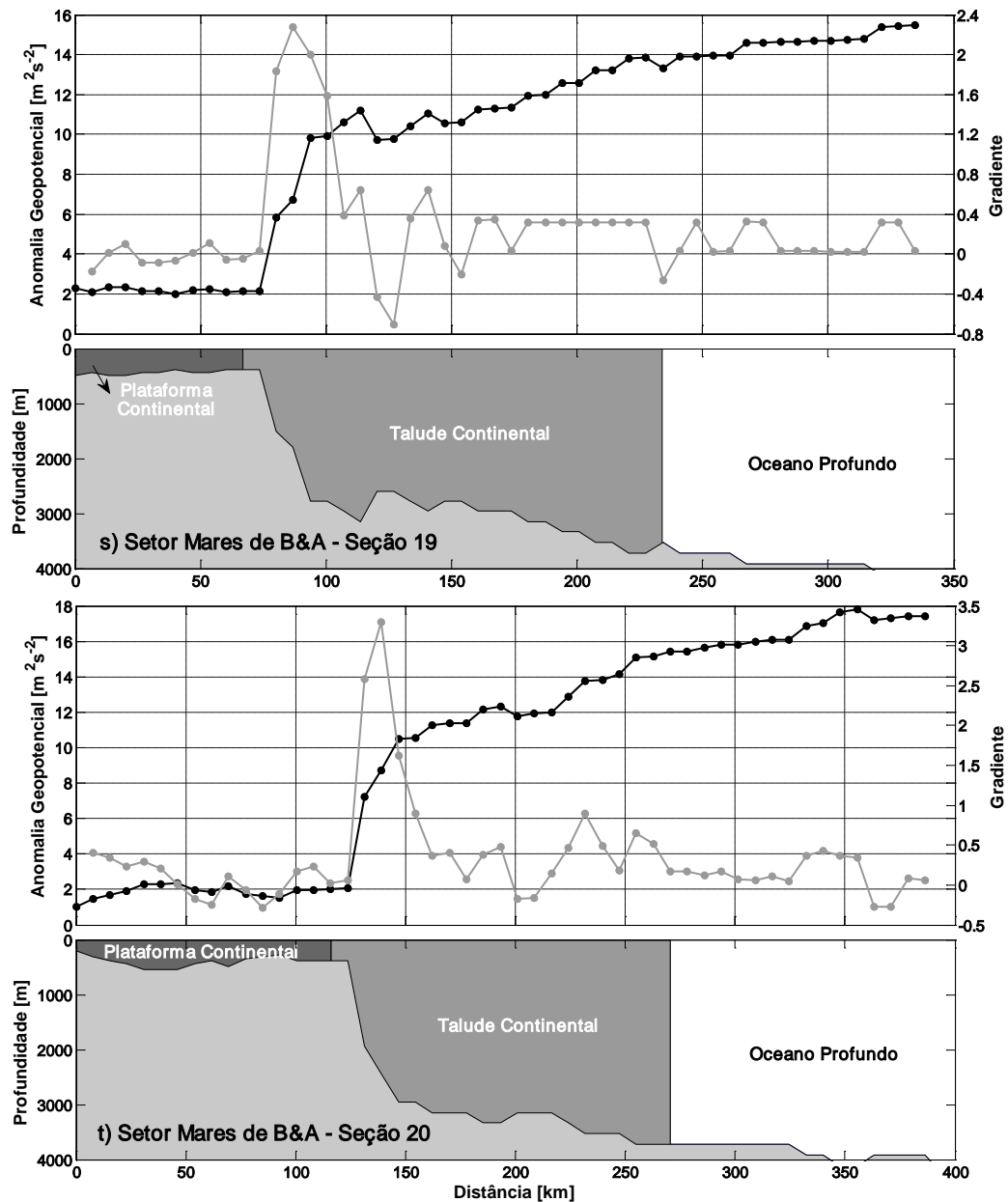


Figura IV-1. Continuação.

4.1.2. Seções hidrográficas paralelas às margens continentais

A figura IV-2 mostra o perfil batimétrico de todas as seções paralelas à isóbata de 1000 m ao longo das margens continentais Antárticas (Fig. III-2 – Cap. III). Estas são denominadas a partir deste ponto como seções de produção da AABW. Os principais cânions submarinos, por onde ocorre o escoamento da AABW para as bacias regionais do oceano Austral, são

indicados para cada seção de produção. A localização dos cânions submarinos é aproximada e baseada na carta batimétrica do oceano Austral N°5.18¹, assim como, a nomenclatura de cada cânion utilizada.

Tabela IV-I. Extensão total das zonas oceânicas das seções de exportação (*i.e.* 1-20) e produção (*i.e.* I-VII) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° e distância entre as estações ao longo da seção.

| Setor Oceânico | Seção N° | Extensão Plataforma Continental* [km] | Extensão Talude Continental [km] | Extensão Total [km] | Distância entre as estações [km] |
|-----------------------------|----------|---------------------------------------|----------------------------------|---------------------|----------------------------------|
| Setor Mar de Weddell | 1 | 89 | 178 | 343 | 6.87 |
| | 2 | 35 | 315 | 438 | 8.77 |
| | 3 | 44 | 356 | 446 | 8.92 |
| | 4 | 69 | 138 | 265 | 5.31 |
| | 5 | 80 | 213 | 666 | 13.33 |
| | 6 | 48 | 97 | 346 | 6.92 |
| | I | ** | ** | 734 | 14.67 |
| | II | ** | ** | 596 | 11.92 |
| Setor Oceano Índico | 7 | 81 | 112 | 311 | 6.22 |
| | 8 | 53 | 152 | 380 | 7.59 |
| | 9 | 110 | 201 | 367 | 7.33 |
| | III | ** | ** | 497 | 9.93 |
| | IV | ** | ** | 740 | 14.8 |
| Setor Oceano Pacífico Oeste | 10 | 27 | 374 | 456 | 9.11 |
| | 11 | 89 | 246 | 492 | 9.85 |
| | 12 | 211 | 120 | 350 | 7.0 |
| | V | ** | ** | 612 | 12.24 |
| | VI | ** | ** | 610 | 12.19 |
| Setor Mar de Ross | 13 | 11 | 142 | 273 | 5.46 |
| | 14 | 26 | 336 | 419 | 8.38 |
| | 15 | 83 | 121 | 464 | 9.28 |
| | 16 | 42 | 149 | 299 | 5.98 |
| | VII | ** | ** | 609 | 12.17 |
| Setor Mares de B&A | 17 | 59 | 147 | 294 | 5.88 |
| | 18 | 160 | 178 | 445 | 8.90 |
| | 19 | 67 | 167 | 334 | 6.69 |
| | 20 | 116 | 154 | 386 | 7.73 |

*a extensão total da plataforma continental refere-se à posição inicial definida para a seção.

**sem relação, seções de produção ao longo das margens continentais Antártica na isóbata de 1000 m.

¹ Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (*General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO*), Projeção Polar Estereográfica, Escala 1:6000000 em latitude 75°S. Publicada pelo *Canadian Hydrographic Service*, Ottawa, Canadá - com a supervisão do *International Hydrographic Organization (IHO)* e do *International Oceanographic Commission (IOC)* da UNESCO - 5ª edição, Agosto de 1980, reimpressão em Setembro de 1983.

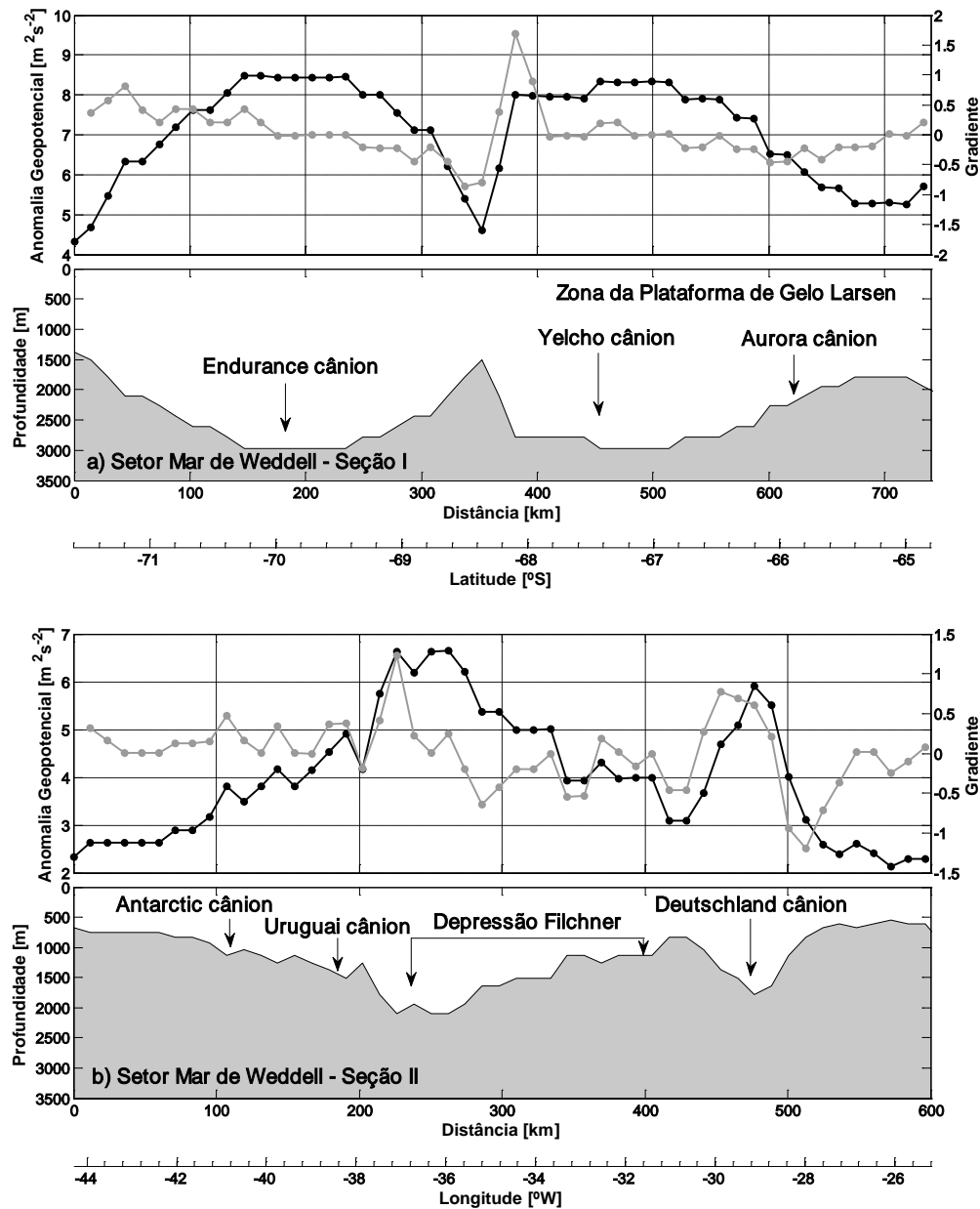


Figura IV-2. (a-g) Perfil batimétrico (cinza claro) representado pelo modelo OCCAM 1/12° e principais cânions oceânicos presentes nas seções hidrográficas paralelas às margens continentais Antárticas selecionadas nos respectivos setores do oceano Austral (Fig. III-2), conforme indicado. Painel superior: Anomalia geopotencial (linha preta) e gradiente da anomalia geopotencial (linha cinza). Painel inferior: batimetria de fundo.

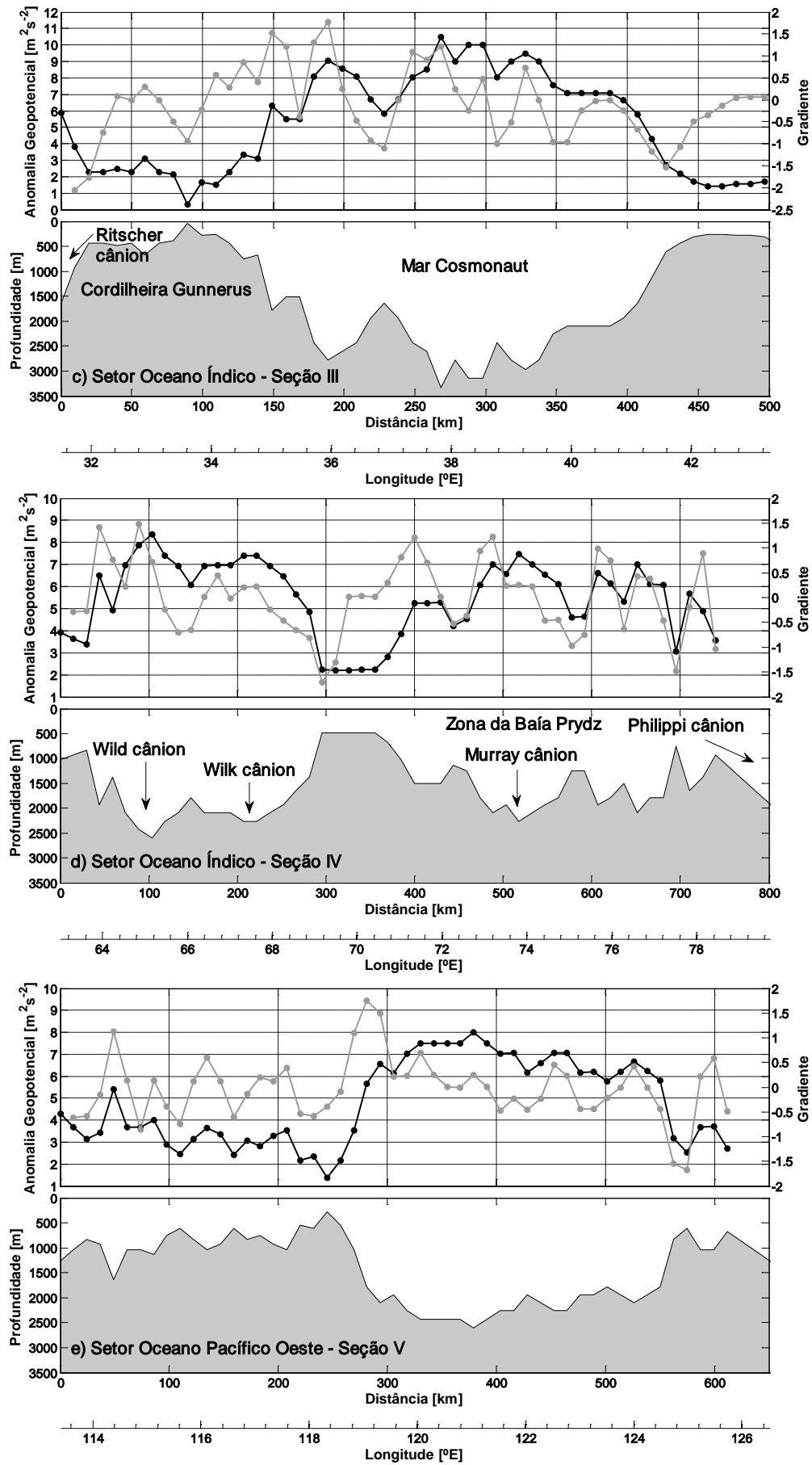


Figura IV-2. Continuação.

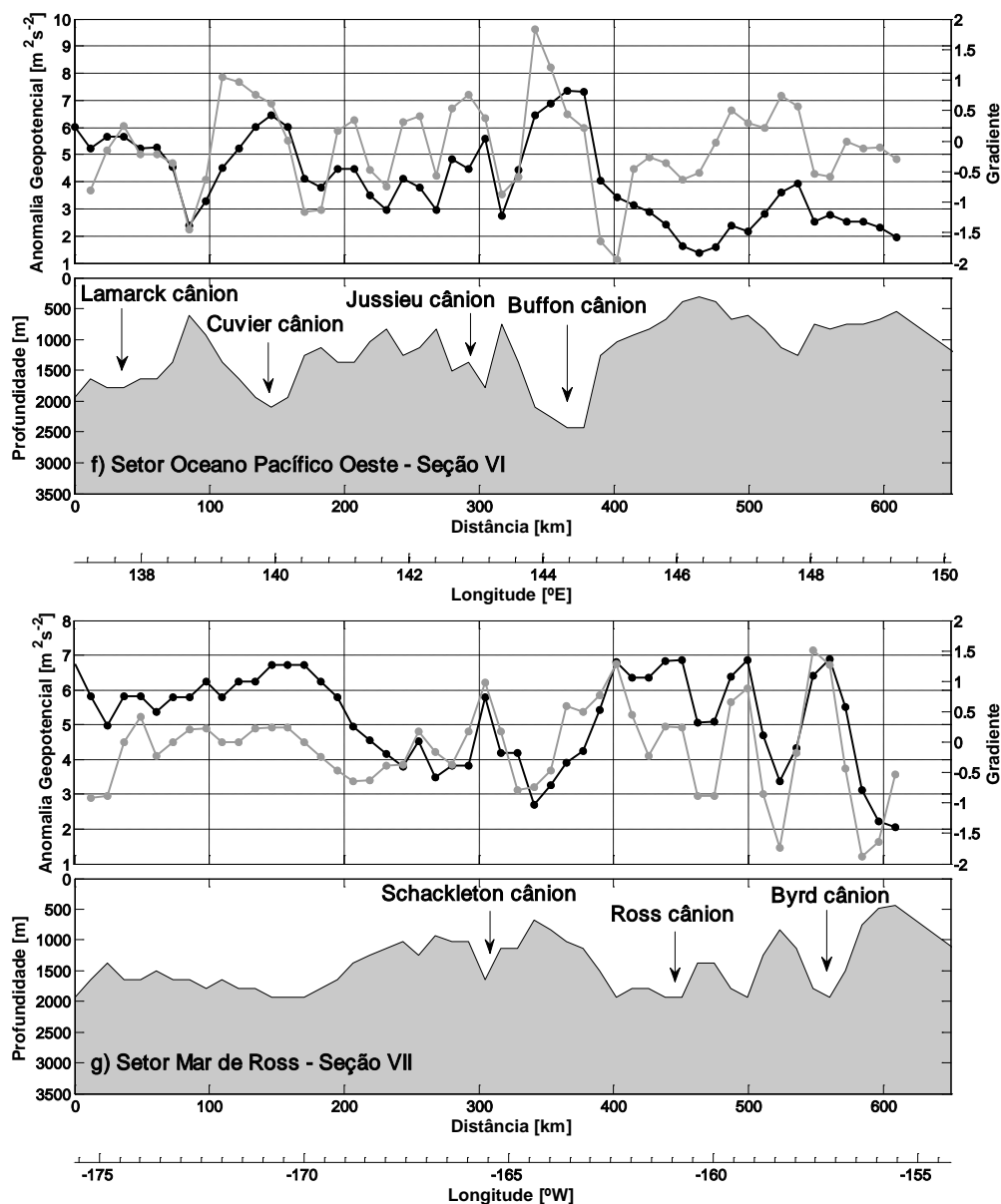


Figura IV-2. Continuação.

4.2. Massas de água

Os diagramas temperatura potencial-salinidade (θS) de cada seção hidrográfica (Fig. IV-3, IV-7 e IV-11) mostram como as massas de água regionais estão sendo representadas pelo modelo OCCAM ao longo das margens continentais Antárticas. De forma qualitativa, o padrão da hidrografia regional e da estrutura de massas de água das margens continentais ao redor

do continente Antártico está sendo bem representado (Fig. IV-3, IV-7 e IV-11). Os anos utilizados, referentes aos dados observados provenientes do WOD05 utilizados para a elaboração dos diagramas θS e para as comparações estatísticas nos diagramas de Taylor, são indicados no Apêndice II. As médias e os desvios das climatologias dos parâmetros observados e simulados são mostrados no Apêndice II. Para a validação e comparação entre a hidrografia simulada e observada, as seguintes camadas da coluna d'água foram consideradas: (i) camada superficial com $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$, (ii) camada intermediária entre $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ e (iii) camada profunda com $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$. Para esta validação, não se fez distinção entre as diferentes zonas oceânicas ao longo das margens continentais.

Antes da apresentação e discussão dos resultados, segue uma breve introdução sobre a interpretação do diagrama de Taylor.

O diagrama de Taylor tem por objetivo quantificar o quão próximo um campo de teste aproxima-se de um campo de referência [e.g. Renner *et al.* 2009]. No escopo deste trabalho, o campo de teste refere-se às propriedades simuladas pelo modelo OCCAM, enquanto o campo de referência se refere aos dados reais obtidos do WOD05. Os valores estatísticos são ilustrados em um gráfico em projeção polar (e.g. Fig. IV-4), onde “R” indica o valor de referência (*i.e.* aos dados observados) e os demais pontos os valores simulados. A distância radial a partir da origem nas abscissas “x” e “y” indica o desvio padrão. A posição azimutal indica o coeficiente de correlação entre os dois campos em comparação. As linhas tracejadas medem a distância a partir do ponto de referência, indicando o erro médio quadrático central (*i.e.* CRMSD).

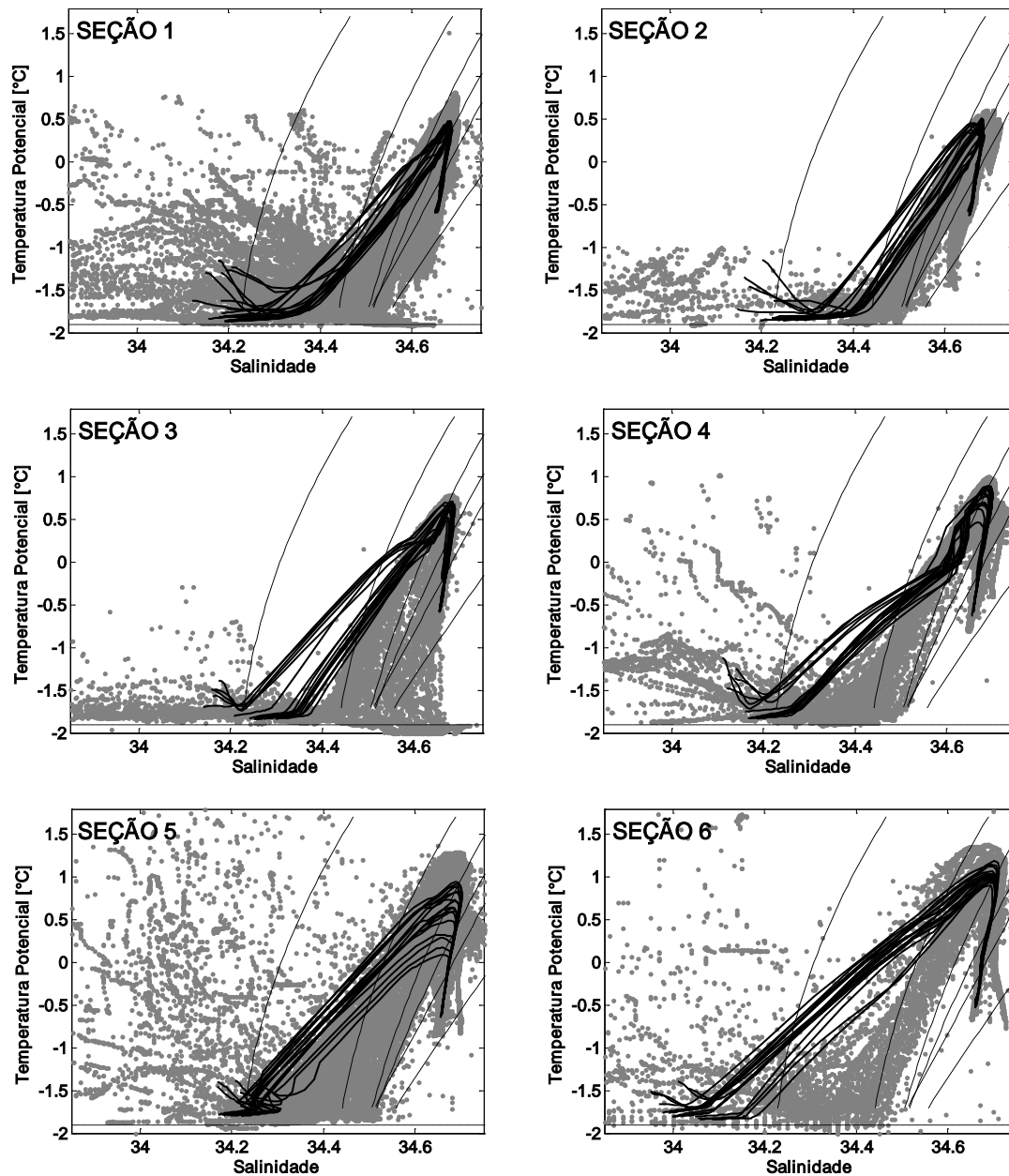


Figura IV-3. Diagrama θS dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° no Setor Mar de Weddell para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente às isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27 e 28.40 kg m^{-3} . A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar.

Os seguintes parâmetros hidrográficos foram comparados entre modelo e observação: θ , S e γ^n . Devido às diferentes unidades de medida dos parâmetros hidrográficos considerados, os parâmetros estatísticos foram

adimensionalizados para permitir que os mesmos fossem ilustrados em um único gráfico. Para normalizar os valores dos desvios simulados e observados, estes foram divididos pelo valor correspondente dos desvios padrão observados. Desta forma, o coeficiente de correlação permanece inalterado e o valor de referência normalizado estará sempre centrado a uma unidade de distância no eixo da abscissa, uma vez que é normalizado por si mesmo.

Em outras palavras, podemos dizer que quanto melhor a correlação dos dados simulados comparados aos observados, mais próximos da abscissa “x” estarão os pontos referentes aos dados simulados. Da mesma forma, quanto melhor o desvio padrão (*i.e.* a variabilidade) se ajusta ao valor observado, mais próximo da linha circular de desvio padrão igual a 1 estarão os pontos referentes aos dados simulados. Os semicírculos referentes ao CRMSD mostram o quão bem os dados simulados se ajustam igualmente em relação à correlação e à variabilidade.

No Setor Mar de Weddell podemos observar a falta da representação das SW nas margens sul e noroeste da região (Fig. IV-3). Da mesma forma, as águas mais densas, que compõem a camada de fundo próximo ao fundo oceânico, também não são muito bem representadas. Por outro lado, a WDW e suas variedades modificadas, que se encontra em níveis intermediários, estão sendo satisfatoriamente simuladas pelo modelo. Os diagramas de Taylor para os parâmetros hidrográficos das seções do Setor Mar de Weddell nos permitem uma melhor avaliação da simulação. As águas superficiais (Fig. IV-4), conforme esperado e devido à sua alta variabilidade temporal, estão sendo comparativamente mal representadas em todas as seções. Nota-se que os valores hidrográficos estão sendo subestimados (ver Apêndice II). Desta forma,

considerando que os valores de referência (*i.e.* observações) são tendenciosos aos períodos de verão austral, não podemos retirar conclusões concretas sobre a representação das águas superficiais simuladas no Setor Mar de Weddell.

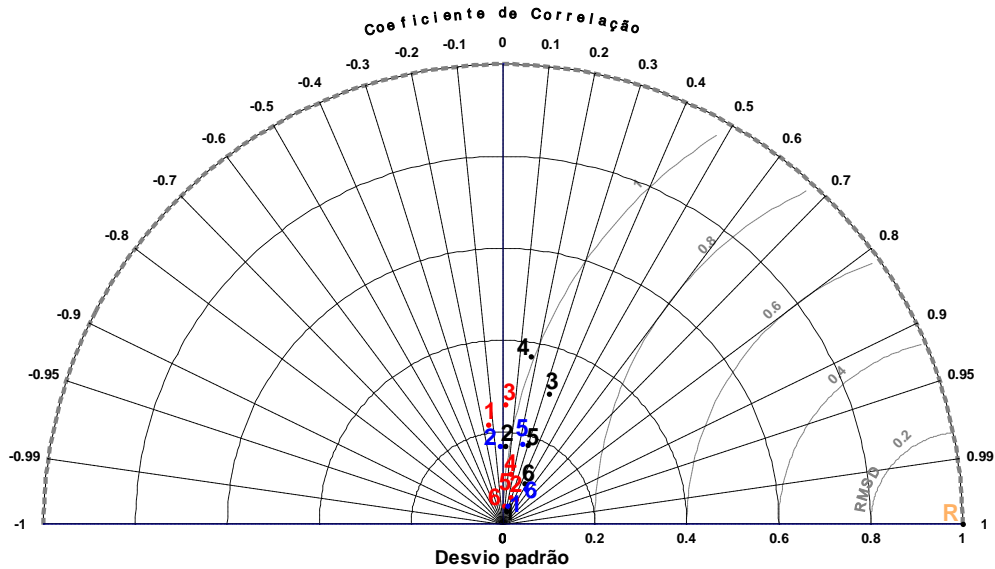


Figura IV-4. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia da camada de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) do Setor Mar de Weddell. Os pontos em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, à temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMDS. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II.

Em contrapartida, a camada intermediária e a variabilidade de suas propriedades estão sendo bem representadas pelo modelo (Fig. IV-5). Embora os valores de temperatura e salinidade apresentem um baixo coeficiente de correlação, nota-se claramente que a densidade desta camada se ajusta bem aos valores observados (Fig. IV-5) com coeficientes de correlação maior que 0.7 (exceto para a Seção 2). Ressalta-se, que a Seção 2 encontra-se nas proximidades da Plataforma de Gelo Larsen, que não é representada no modelo. Por outro lado, as águas amostradas e consideradas como os valores de referência nesta região sofrem influência de seus fluxos associados.

Adicionalmente, esta região é extremamente pouco amostrada devido à dificuldade de se alcançar tal região, em oposição à região da Seção 1 que apresentou a melhor representação para todos os parâmetros. Esta é uma das regiões mais amostradas da região noroeste do mar de Weddell por representar a parte oeste da linha de repetição SR4 do programa *World Ocean Circulation Experiment* [WOCE; [Fahrbach et al. 2004](#), [Kerr et al. 2009b](#)].

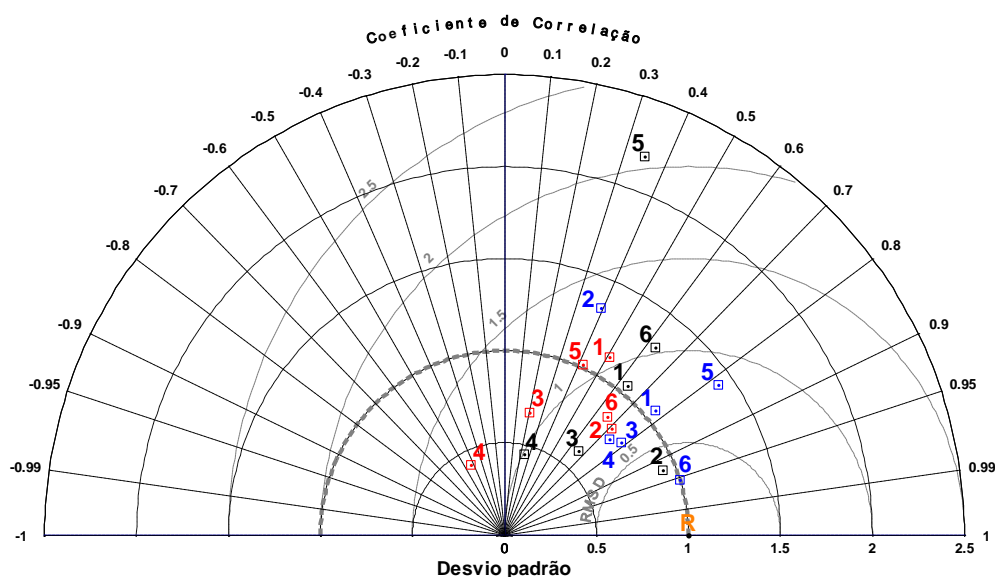


Figura IV-5. Assim como a Fig. IV-4, sendo que para a camada de água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$).

Assim como a camada intermediária (Fig. IV-5), a camada profunda (Fig. IV-6) também está sendo satisfatoriamente representada no modelo. Apesar dos valores de temperatura não corresponderem bem aos valores observados e da subestimação dos valores de salinidade (ver Apêndice II), a densidade das águas profundas se ajusta bem aos valores observados (Fig. IV-6). A fraca representação dos valores absolutos de temperatura e salinidade deve-se, principalmente, à ausência da estreita camada de fundo próximo ao fundo oceânico. Entretanto, o bom ajuste da densidade, com coeficientes de correlação superior a 0.6 (Fig. IV-6), mostra que as águas profundas estão

sendo bem simuladas. Sendo exceções as Seções 2 e 3, justamente aquelas regiões que são mais influenciadas pelos fluxos de água e sal provenientes das plataformas de gelo permanentes das regiões sul e noroeste do mar de Weddell.

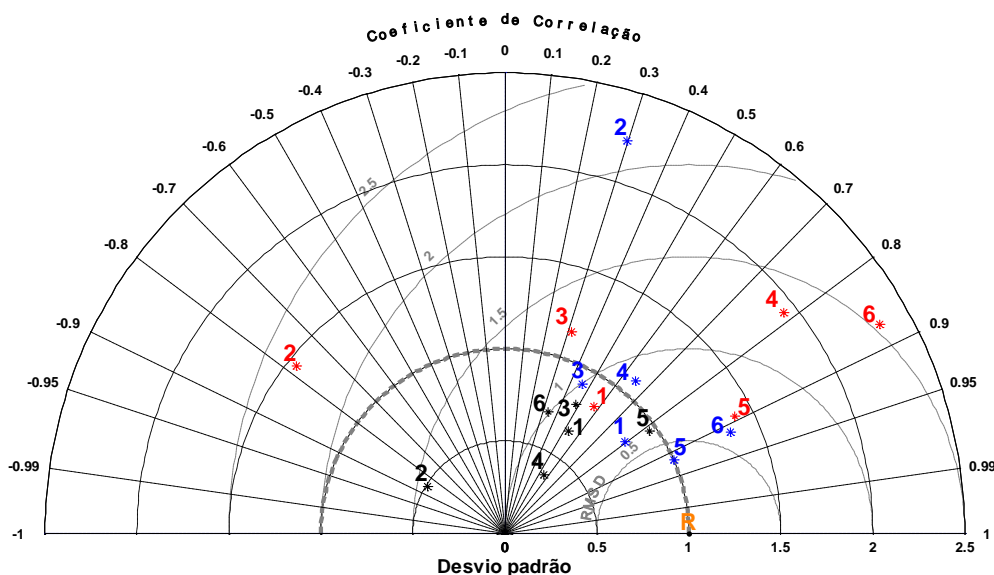


Figura IV-6. Assim como a Fig. IV-4, sendo que para a camada de água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$).

Os diagramas θS dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Sul mostram um bom ajuste ao padrão hidrográfico da região (Fig. IV-7). Assim como no mar de Weddell, os parâmetros hidrográficos das águas superficiais são subestimados (Fig. IV-8). Entretanto, mesmo com a melhor representação da variabilidade superficial, quando comparada às seções do mar de Weddell, as mesmas considerações anteriores devem ser avaliadas para este setor. A camada intermediária está sendo melhor simulada pelo modelo (Fig. IV-9), quando comparada com a camada intermediária do mar de Weddell. A dispersão no diagrama para os parâmetros hidrográficos é menor e o coeficiente de correlação, em geral, é superior a 0.8. Assim, conclui-se que tanto os valores absolutos quanto a variabilidade das águas intermediárias

nestas regiões se aproximam mais da realidade. Sendo importante para a caracterização da região devido à aproximação das frentes da ACC nesta área do oceano Austral.

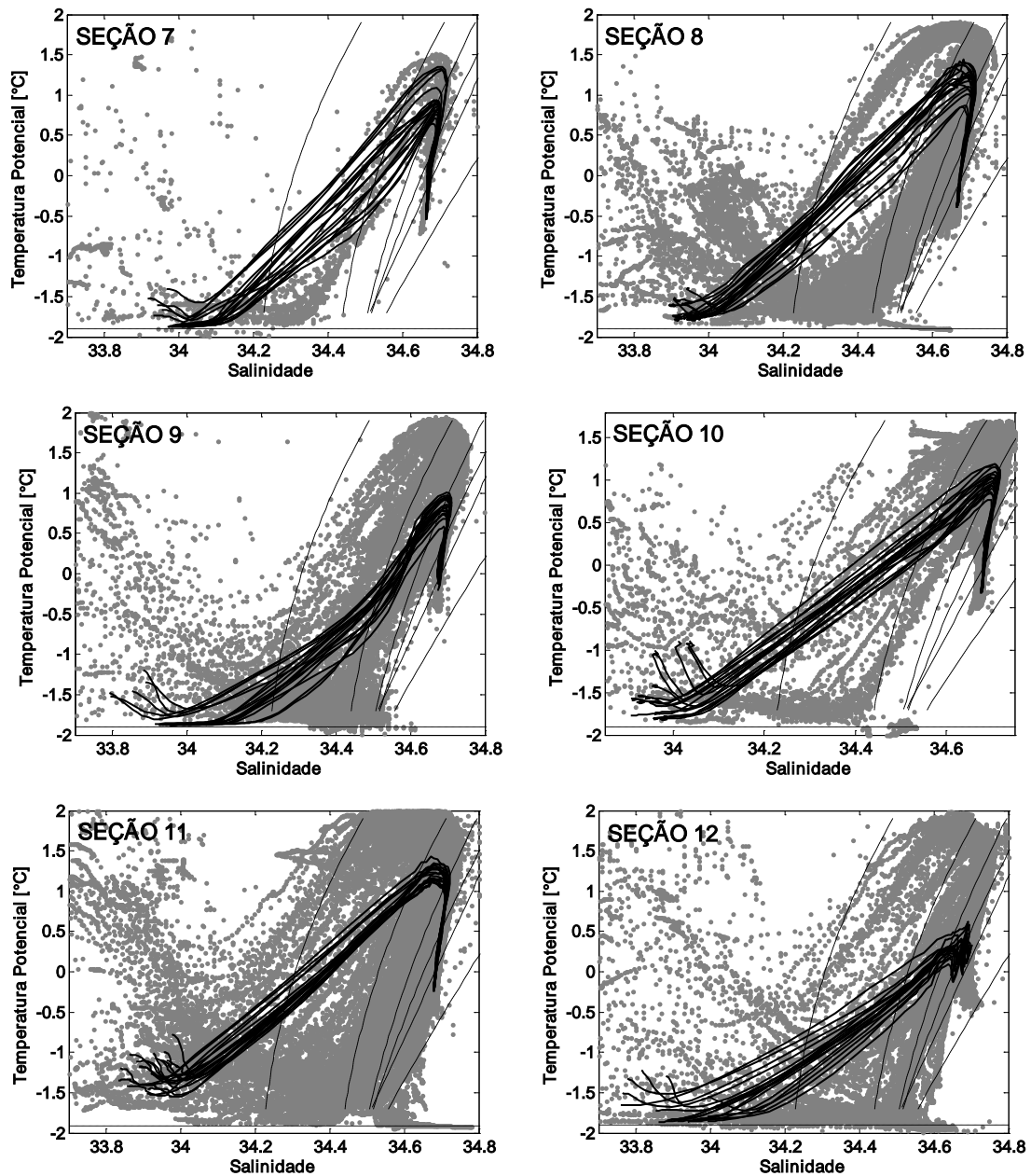


Figura IV-7. Diagrama θ S dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Sul para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente às isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27 e 28.40 kg m⁻³. A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar.

Com relação às águas de fundo, podem-se observar dois padrões de representação para a densidade das simulações (Fig. IV-10). Em geral, a salinidade é subestimada para todas as seções, sendo que a Seção 7 possui a melhor representação. Adicionalmente, a boa representação do campo de temperatura das Seções 8, 9 e 10 podem ser a causa da boa simulação da densidade das Seções 7, 8 e 10, enquanto nas seções 9, 11 e 12 a densidade é também subestimada pelo modelo (Fig. IV-10).

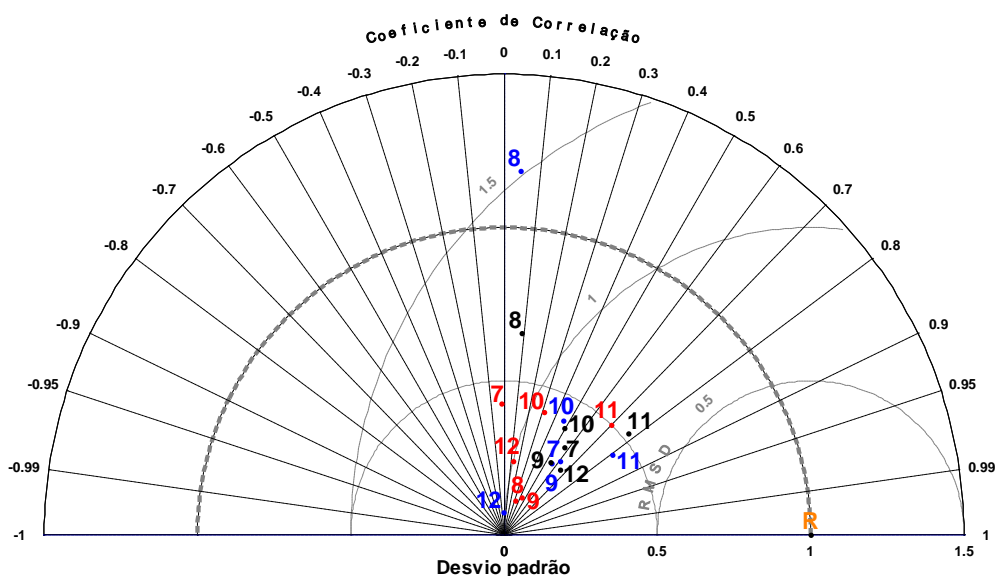


Figura IV-8. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia da camada de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. Os pontos em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, à temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II.

Assim como nos demais setores, nos Setores Mar de Ross e Mares de B&A os diagramas θS mostram que a estrutura de massas de água é bem representada (Fig. IV-11) pela simulação do OCCAM 1/12°. As mesmas conclusões dos outros setores do oceano Austral são consideradas para a

camada superficial dos Setores Mar de Ross e Mares de B&A (Fig. IV-12). As camadas intermediárias também são bem simuladas pelo modelo nos dois setores (Fig. IV-12), comparativamente às demais regiões. Por outro lado, a camada profunda no mar de Ross é subestimada nas duas seções analisadas, enquanto uma boa representação é observada para os mares de B&A.

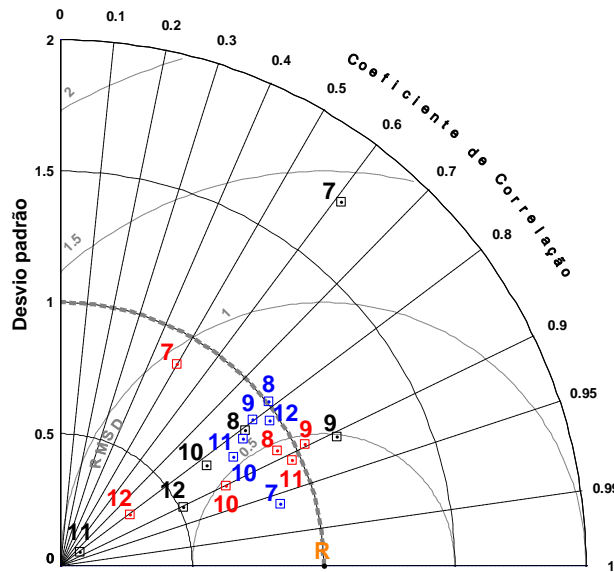


Figura IV-9. Assim como a Fig. IV-8, sendo que para a camada de água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$).

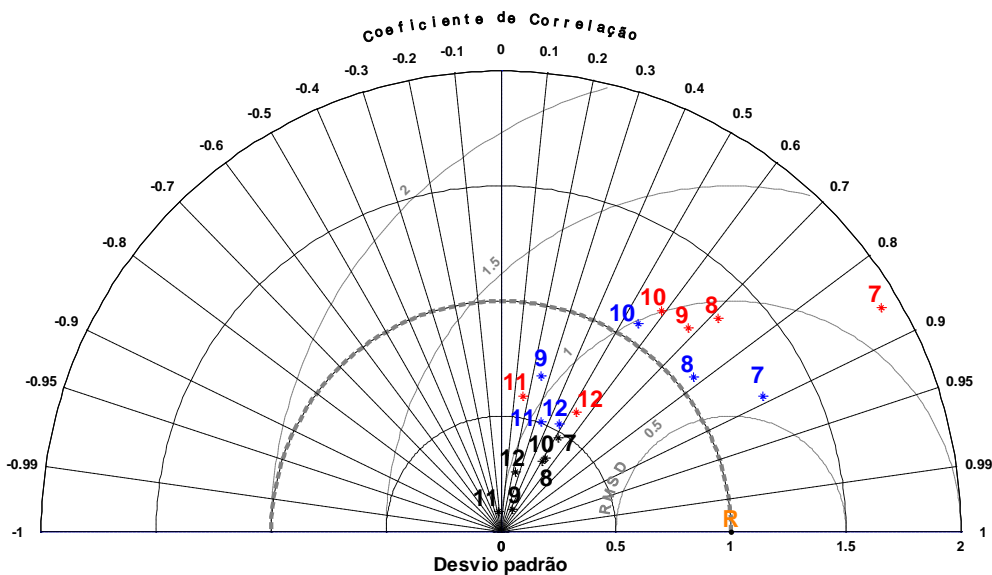


Figura IV-10. Assim como a Fig. IV-8, sendo que para a camada de água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$).

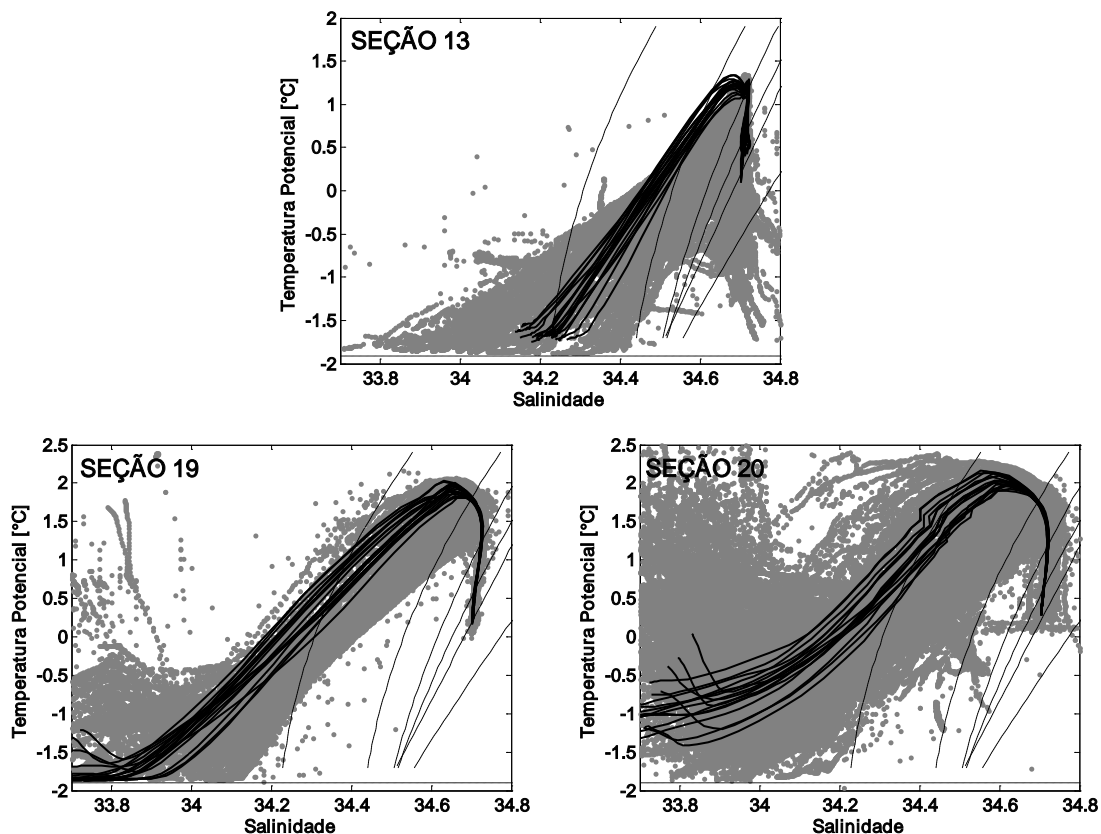


Figura IV-11. Diagrama θ S dos (pontos cinza) dados observados do WOD05 e das (linhas pretas) médias anuais simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° nos Setores Mar de Ross e Mares de B&A para as seções de exportação indicadas. As linhas tracejadas referem-se respectivamente às isolinhas de densidade neutra de 27.8, 28, 28.1, 28.27 e 28.40 kg m⁻³. A linha pontilhada indica o ponto de congelamento da água do mar.

A boa representação da estrutura hidrográfica apresentada pelos diagramas θ S (Fig. IV-3, IV-7 e IV-11) e as pequenas diferenças entre os valores absolutos dos parâmetros médios (ver Apêndice II) mostram a robustez da simulação utilizada em representar a estrutura de massas de água nas margens continentais Antárticas. Adicionalmente, a análise dos diagramas de Taylor [Taylor 2001] revela informações quantitativas sobre os parâmetros hidrográficos simulados, através da comparação dos parâmetros estatísticos dos campos observados e simulados (Fig. IV-4-6, IV-8-10 e IV-12).

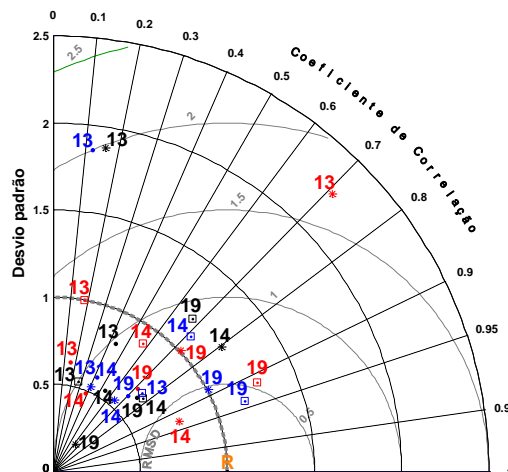


Figura IV-12. Padrões estatísticos descrevendo a climatologia das camadas de água superficial ($\gamma^n \geq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$; pontos), água intermediária ($28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$; quadrados) e água profunda ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$; estrelas) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° nas seções de exportação (indicadas pelos números) dos Setores Mar de Ross e Mares de B&A. Os valores em vermelho, preto e azul referem-se, respectivamente, à temperatura potencial, salinidade e densidade neutra. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência. Para maiores detalhes ver o texto e o Apêndice II.

4.3. Camadas representativas das águas-fonte da AABW

A seguir são descritas as características simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° para as camadas de águas-fonte da AABW, utilizadas nas análises de correlação (ver Capítulo VII para detalhes). A figura IV-13 mostra a representação climatológica dos campos de temperatura e salinidade para a camada de mistura superficial (SML) e para a camada intermediária (ILD) no modelo. A SML² foi determinada através das médias das camadas do modelo de profundidades entre ~100 m e ~150 m. A ILD³ foi determinada através das médias das camadas do modelo de profundidades entre ~400 m e ~600 m. A

² Média das camadas do modelo de número 15 a 18, de profundidades aproximadas de 108 m, 120 m, 133 m e 148 m. Totalizando aproximadamente 40 m da coluna d'água.

³ Média das camadas do modelo de número 28 a 31, de profundidades aproximadas de 438 m, 489 m, 545 m e 608 m. Totalizando aproximadamente 170 m da coluna d'água.

SML representa as SW do regime costeiro e a mistura entre a AASW e as águas intermediárias do talude continental e do regime oceânico profundo (*i.e.* MWDW e MCDW). Adicionalmente, a ILD representa as variedades mais densas da SW presentes sobre as amplas plataformas continentais oeste e sudoeste dos mares de Weddell e Ross, assim como, o núcleo das águas intermediárias que atingem as margens continentais (*i.e.* WDW e CDW). Como exemplo, o núcleo de θ máxima da WDW é encontrado em cerca de 500 m no mar de Weddell [Orsi *et al.* 1993].

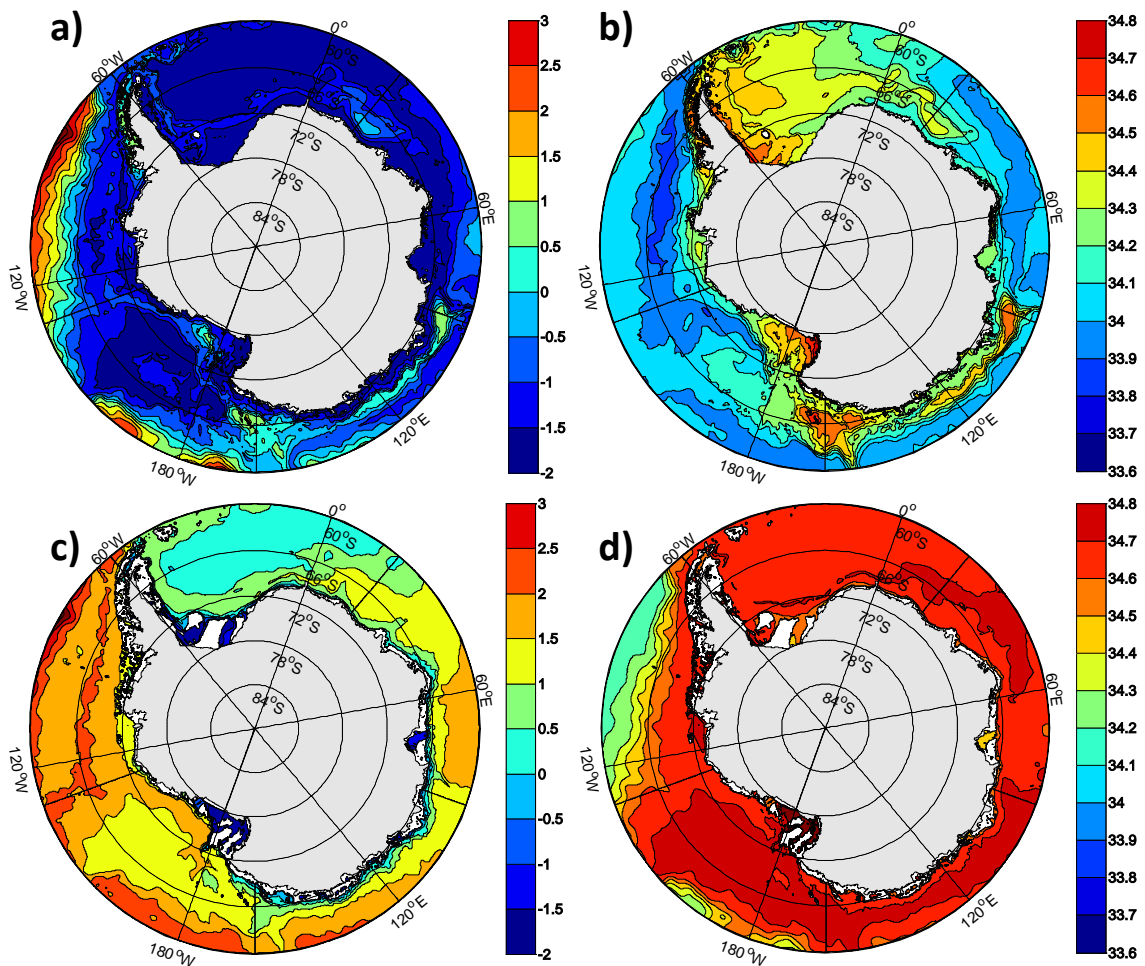


Figura IV-13. Climatologia média dos campos de (esquerda) temperatura potencial [°C] e (direita) salinidade, simulados pelo modelo OCCAM 1/12° na (a, b) camada de mistura superficial (SML) e na (c, d) camada intermediária (ILD).

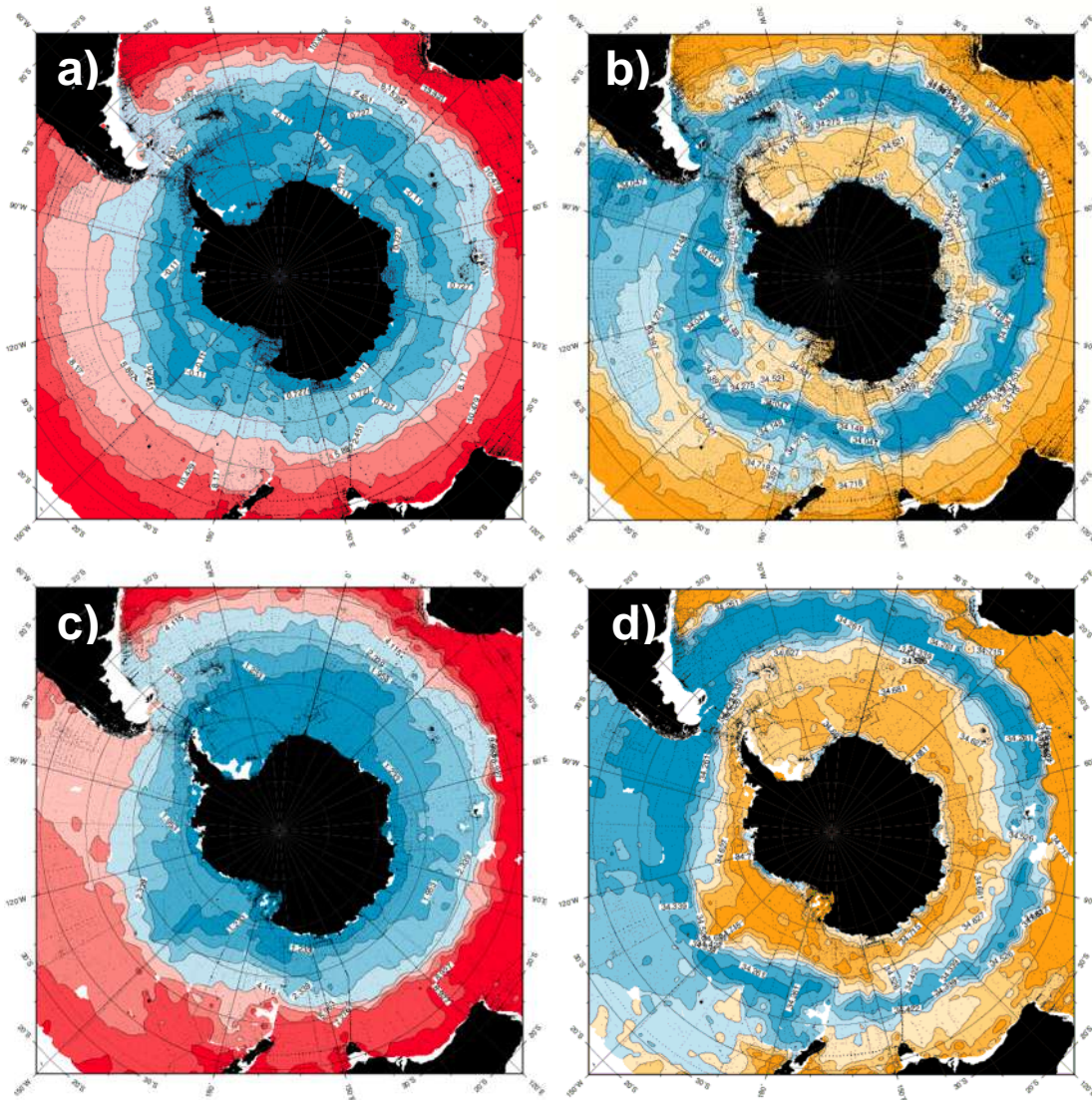


Figura IV-14. Climatologia média dos campos de (esquerda) temperatura potencial [°C] e (direita) salinidade, obtidos do banco de dados do WOCE SOA na (a, b) camada de 150 m e (c, d) 500 m.

Na SML a temperatura é de $\sim -1.5^{\circ}\text{C}$ no regime costeiro e no regime oceânico caracterizando, respectivamente, a SW e a WW. A temperatura aumenta ligeiramente para $\sim 0^{\circ}\text{C}$ sobre as margens continentais dos mares de Weddell e Ross (Fig. IV-13a), ocasionada devido à mistura com as águas intermediárias (*i.e.* WDW e CDW) que ressurgem sobre as margens continentais. As altas salinidades, que caracterizam as SW dos mares de

Weddell e Ross, são observadas no regime costeiro Antártico (Fig. IV-13b). Os valores extremos de salinidade sobre a plataforma continental oeste do mar de Ross são observados também até ~90°E no mar de Davis (Fig. IV-13b), sugerindo uma advecção do mar de Ross e a ressurgência direta da CDW nas margens do Setor Oceano Pacífico Oeste. Desta forma, esta situação contribui para a alta salinidade na região (Fig. IV-13b). O regime oceânico do mar de Weddell apresenta salinidade superficial superior àquelas encontradas no regime oceânico do Giro de Ross (Fig. IV-13b).

Na ILD (*i.e.* média das camadas do modelo entre ~400 m e ~600 m) a temperatura é encontrada próxima ao ponto de congelamento nas proximidades da costa Antártica (Fig. IV-13c), aumentando ligeiramente em direção ao oceano aberto para temperaturas ao redor de 0°C sobre as margens continentais. No regime oceânico, observa-se a forte influência da CDW com temperaturas >1°C nos Setores Oceano Índico, Oceano Pacífico Oeste, Mar de Ross e Mares de B&A (Fig. IV-13c). No mar de Weddell, a CDW é resfriada à medida que esta entra no Giro de Weddell e segue a circulação ciclônica, caracterizando a WDW com temperaturas entre 0°C e 0.5°C (Fig. IV-13c). Os altos valores de salinidade na ILD mostram a influência da CDW e WDW (sendo esta menos salina devido às interações com as águas superficiais), respectivamente, dentro dos mares de Ross e Weddell (Fig. IV-13d). Os campos de θ e salinidade das águas-fonte da AABW mostram que o regime oceânico simulado pelo modelo OCCAM 1/12° do mar de Weddell possui a SML e a ILD, respectivamente, mais salina e mais fria do que no mar de Ross. Por outro lado, ainda considerando os dados modelados, a ILD é mais salina no mar de Ross que no mar de Weddell. Propriedades similares são

encontradas para a AASW e para a SW nas plataformas continentais sul e sudoeste. Embora com valores absolutos de θ e salinidade diferentes, quando comparados os campos das propriedades das simulações do modelo (Fig. IV-13) e da climatologia de observação (WOCE SOA⁴; Fig. IV-14) do banco de dados do oceano Austral do projeto WOCE [Orsi & Whitworth 2007], as principais feições hidrográficas de larga escala reportadas para o modelo estão presentes na simulação do OCCAM 1/12°.

Neste momento, cabe ressaltar que a amostragem do programa WOCE é tendenciosa para os períodos de verão austral (*i.e.* com consequente subamostragem durante o inverno austral). Além disso, a Fig. IV-14 refere-se à média nas profundidades de 150 m e 500 m, impedindo uma comparação mais direta entre os valores absolutos das propriedades das águas entre as figuras IV-13 e IV-14.

4.4. Circulação oceânica

A circulação oceânica simulada pelo modelo OCCAM, de forma geral, representa bem a circulação circumpolar do oceano Austral. As feições dos giros ciclônicos da região do mar de Weddell e do mar de Ross são evidenciadas tanto na camada superficial como na camada intermediária (Fig. IV-15a e IV-15b). Além disso, as velocidades em níveis profundos nas principais zonas de exportação (*i.e.* noroeste do mar de Weddell e do mar de Ross, e a região leste do Platô Kerguelen) das águas profundas são intensificadas nas respectivas regiões (Fig. IV-15c).

⁴ <http://woceatlas.tamu.edu/>

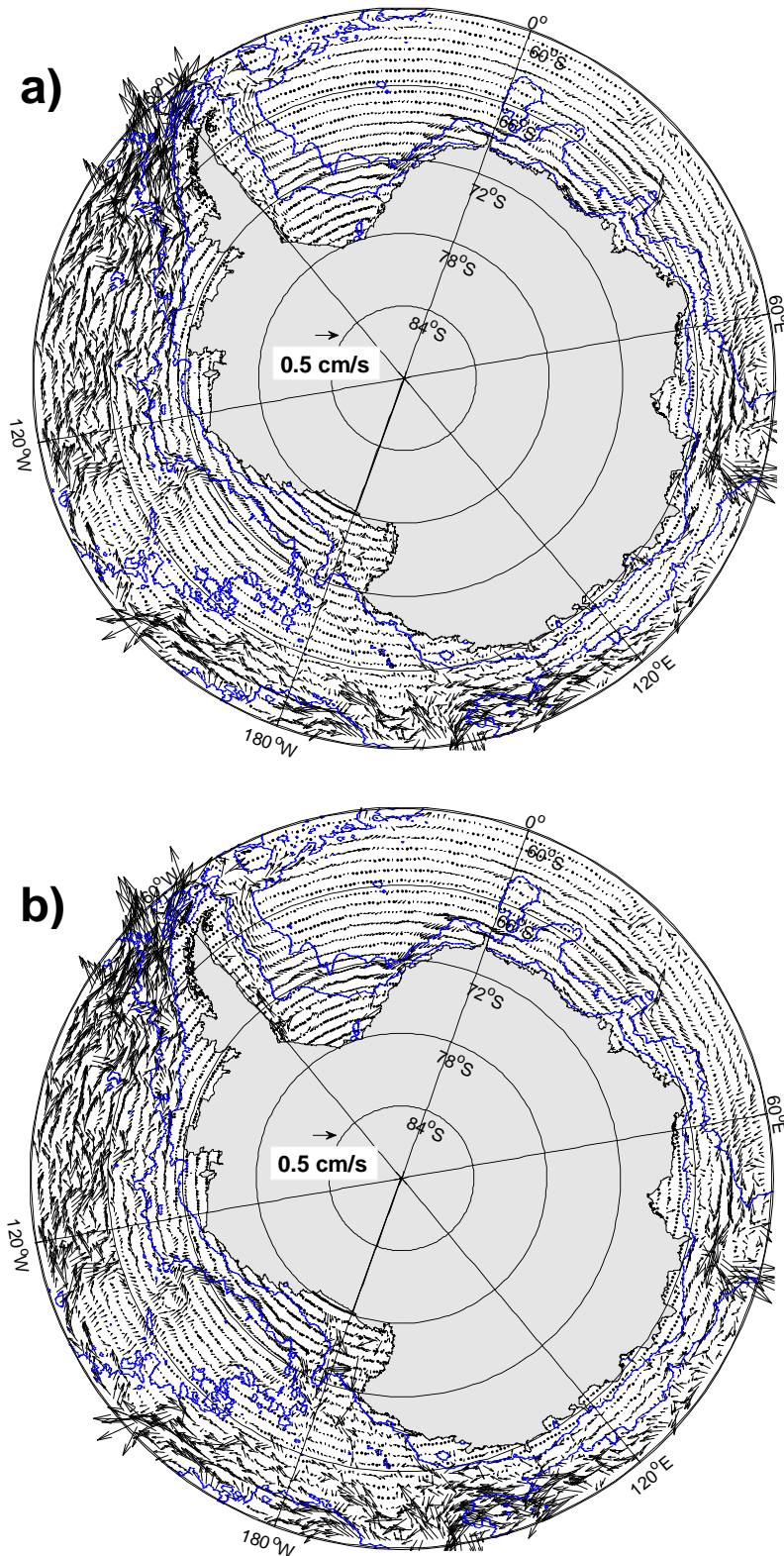


Figura VI-15. Circulação média [cm s^{-1}] do oceano Austral para o período simulado pelo modelo OCCAM para a (a) SML, (b) a ILD e para (c) a profundidade aproximada de 2000 m. As linhas azuis marcam as batimetrias de 1000 m e 4000 m.

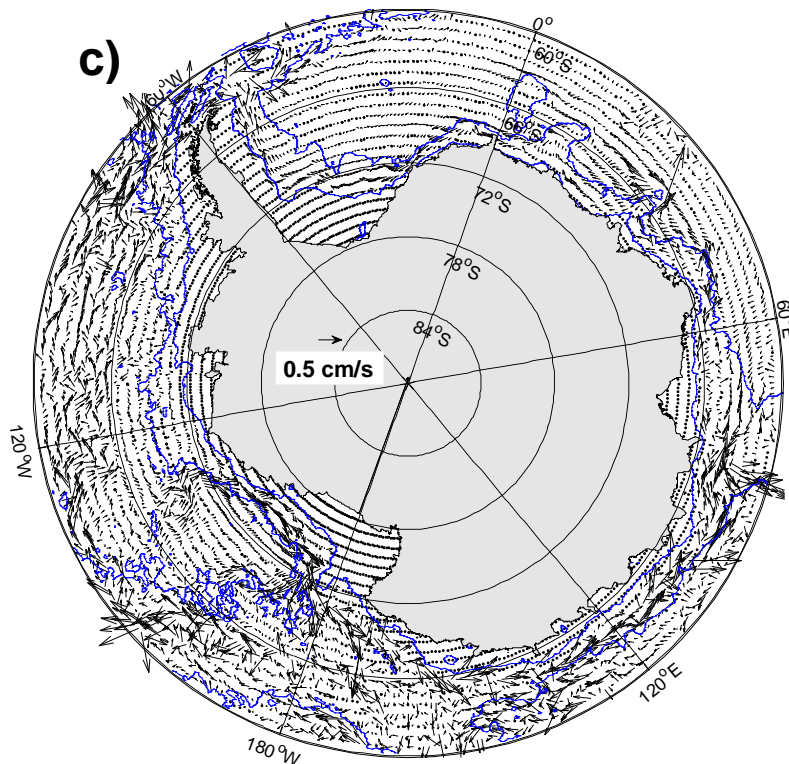


Figura IV-15. continuação.

Para uma melhor visualização da representação da circulação oceânica nos diferentes mares regionais, as figuras IV-16 a IV-20 mostram em destaque a circulação oceânica representada na Fig. IV-15 para cada setor oceânico. No Setor Mar de Weddell, nota-se a feição ciclônica do Giro de Weddell através da saída das águas da região na parte noroeste e a entrada em torno de 20°E-30°E. A ACoC é representada na região, fechando a circulação do giro ao sul. Nota-se também, que o modelo representa a recirculação das águas na bacia Powell em todos os níveis de profundidade (Fig. IV-16).

No Setor Oceano Índico o modelo representa a circulação para leste da ACoC e o fluxo principal da ACC para oeste em torno de 60°S. Destaca-se a representação da entrada de águas profundas através da PET, e a intensificação das velocidades ao norte da Baía Prydz nas proximidades do

Platô de Kerguelen (Fig. II-6). A recirculação observada na Baía Prydz não é claramente representada no modelo (Fig. IV-17). Assim como no Setor Oceano Índico, no setor Oceano Pacífico Oeste a circulação da ACoC e da ACC são representadas. Observa-se a entrada das águas profundas provenientes do mar de Ross (Fig. IV-18c) e o deslocamento para norte das águas da ACC em níveis superficiais e intermediários devido à presença da Cordilheira Balleny (Fig. IV-18a e IV-18b).

A batimetria do Setor Mar de Ross mostra-se mais complexa do que em outras regiões. Contudo, ambas as feições da ACoC e da ACC são representadas no modelo. Destaca-se a representação da extensão do Giro de Ross até ~150°E em níveis superficiais e intermediários (Fig. IV-19a e IV-19b) e a representação da entrada de águas provenientes do mar de Amundsen seguindo o fluxo da ACoC. A aproximação da ACC em direção ao continente é evidenciada através da intensificação das velocidades entre 60°S e 70°S no Setor Mares de B&A (Fig. IV-20). Por outro lado, a circulação da ACoC não é representada na região, sendo o fluxo dominante para leste.

Embora os padrões de circulação de meso e larga escala estejam sendo bem representados pelo modelo, Renner [2009] mostra que a velocidade média da circulação superficial e subsuperficial é inferior no Setor Mar de Weddell quando comparada com observações, gerando uma subestimação dos campos de correntes da região. A autora analisou as velocidades e correntes superficiais e mostrou que as fracas correntes simuladas pelo OCCAM 1/12° no mar de Weddell estão de acordo com a baixa diferença da altura superficial oceânica, o que indicaria que o Giro de Weddell simulado é relativamente mais fraco. Por outro lado, a análise de Renner [2009] evidencia que a intensificação

em níveis profundos da ASF na simulação do OCCAM 1/12° é, provavelmente, resultante de uma produção de AABW mais realística dentre todos os modelos analisados em seu estudo. Isto se deve ao fato da formação da AABW nas margens continentais e do seu fluxo descendente sobre o talude continental nas margens oeste e sul do mar de Weddell [e.g. [Muench & Gordon 1995](#), [Baines & Condie 1998](#)] serem responsáveis por maiores velocidades perpendiculares às seções definidas na região (*i.e.* Seção 1 e 2).

[Renner \[2009\]](#) ainda destaca que a falta de variabilidade sazonal das correntes superficiais e subsuperficiais no modelo está relacionada à extensiva cobertura de gelo marinho na região (ver a seção 4.5 a seguir). Desta forma, as altas concentrações de gelo marinho (inclusive no verão austral) previnem a influência sazonal dos campos de vento sobre o oceano superficial [e.g. [Fahrbach et al. 1992](#), [von Gyldenfeldt et al. 2002](#)], estabilizando as correntes na região.

Adicionalmente, [Marson \[2010\]](#) analisou a tendência e a variabilidade de longo período da ACoC simulada pelo OCCAM 1/12°. A autora mostrou que, em geral, tanto a evolução temporal quanto os campos médios simulados de elevação do nível do mar correspondem ao observado em campo e ao descrito pela literatura. Ainda segundo a autora, os maiores erros de representação da circulação oceânica são encontrados na faixa costeira que abrange desde o mar de Amundsen até a extremidade da Península Antártica.

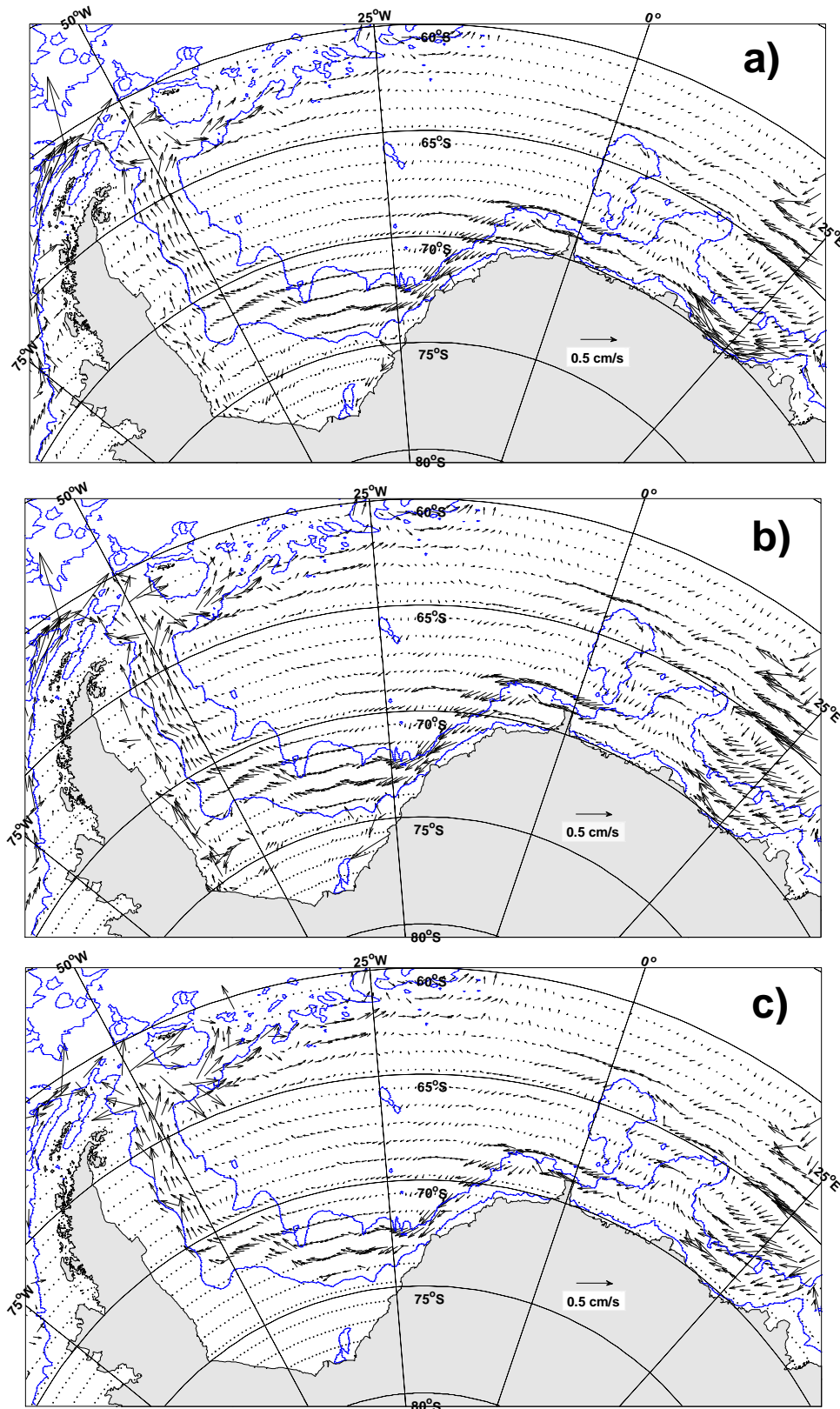


Figura IV-16. Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um detalhe no Setor Mar de Weddell.

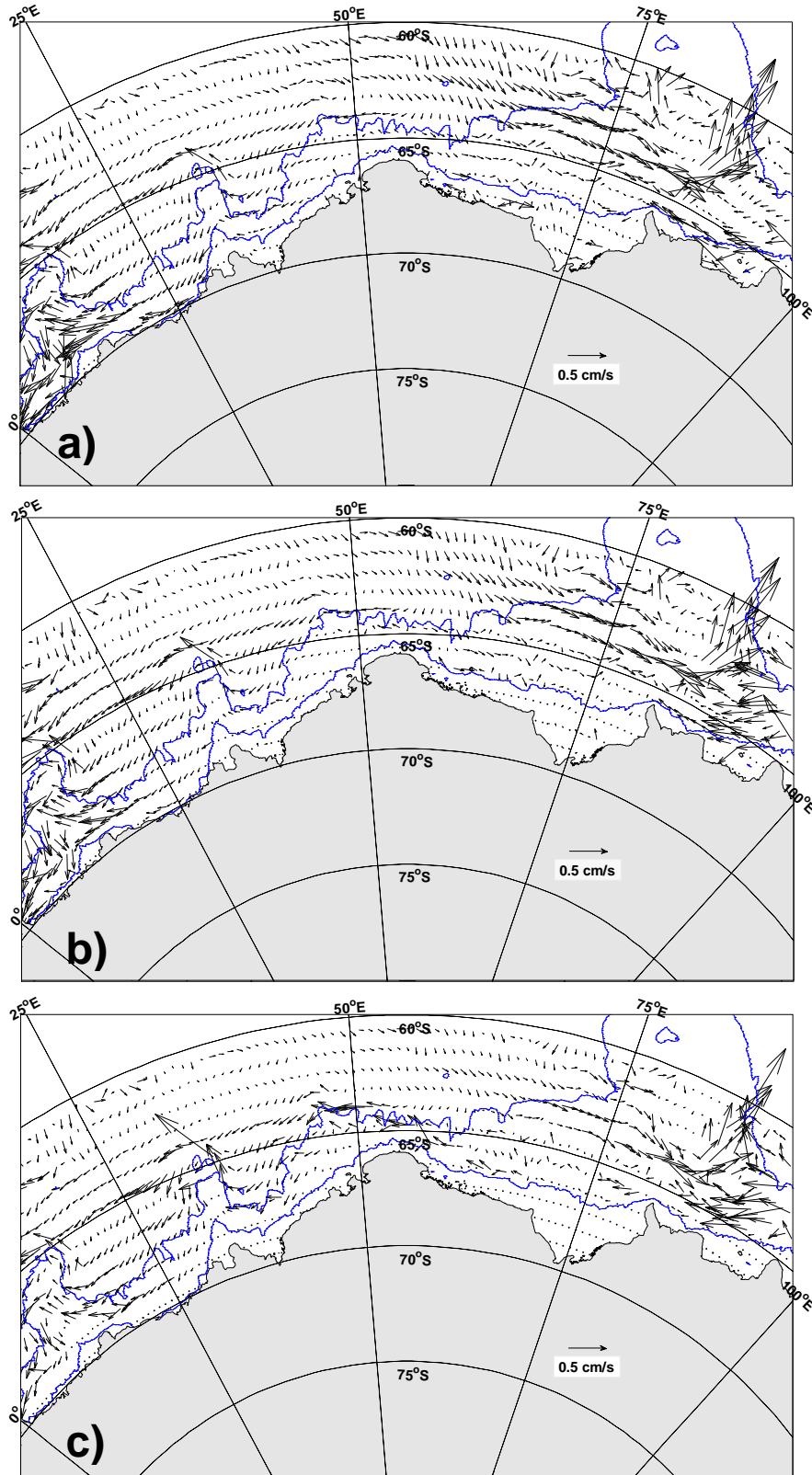


Figura IV-17. Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um detalhe no Setor Oceano Índico.

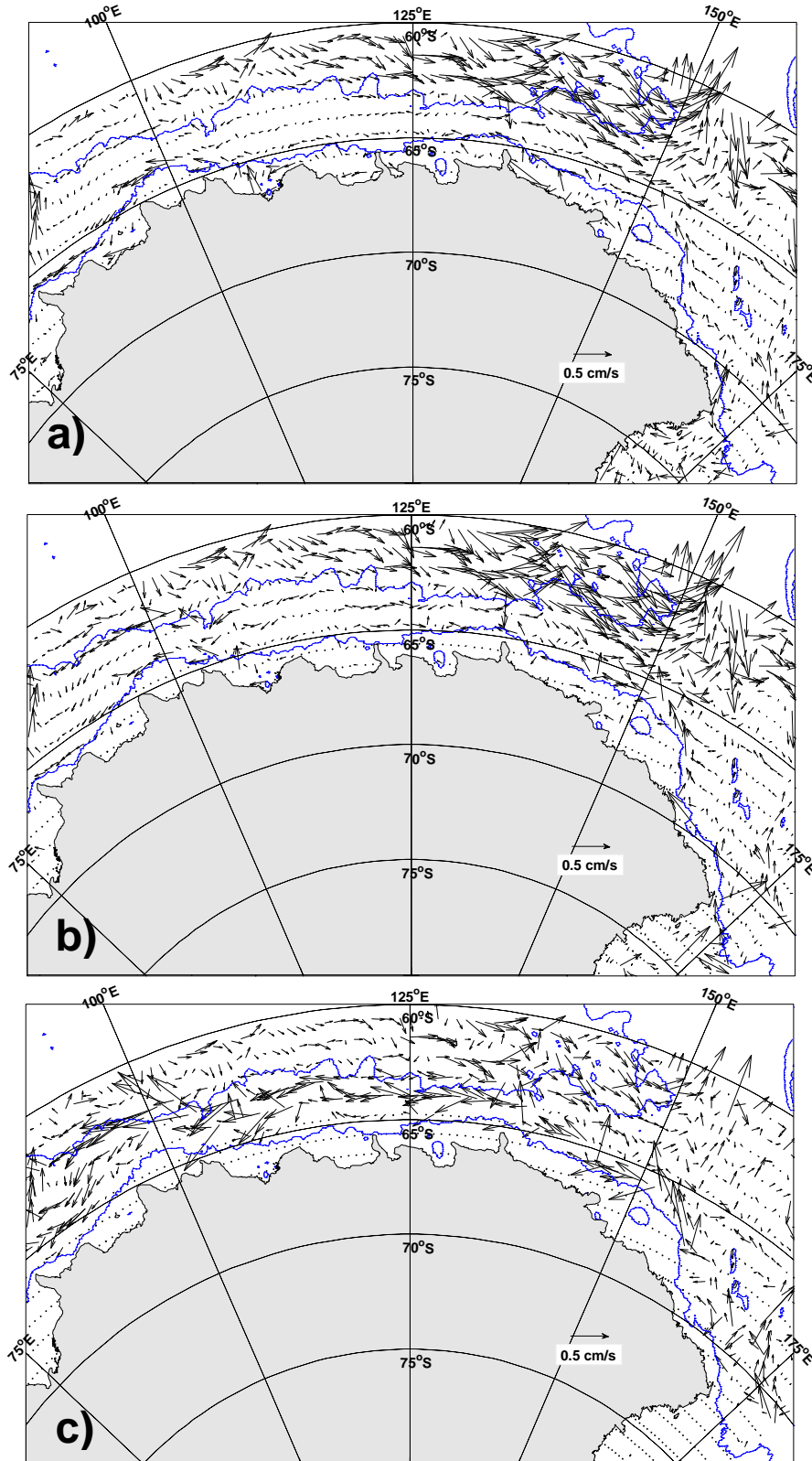


Figura IV-18. Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um detalhe no Setor Oceano Pacífico Oeste.

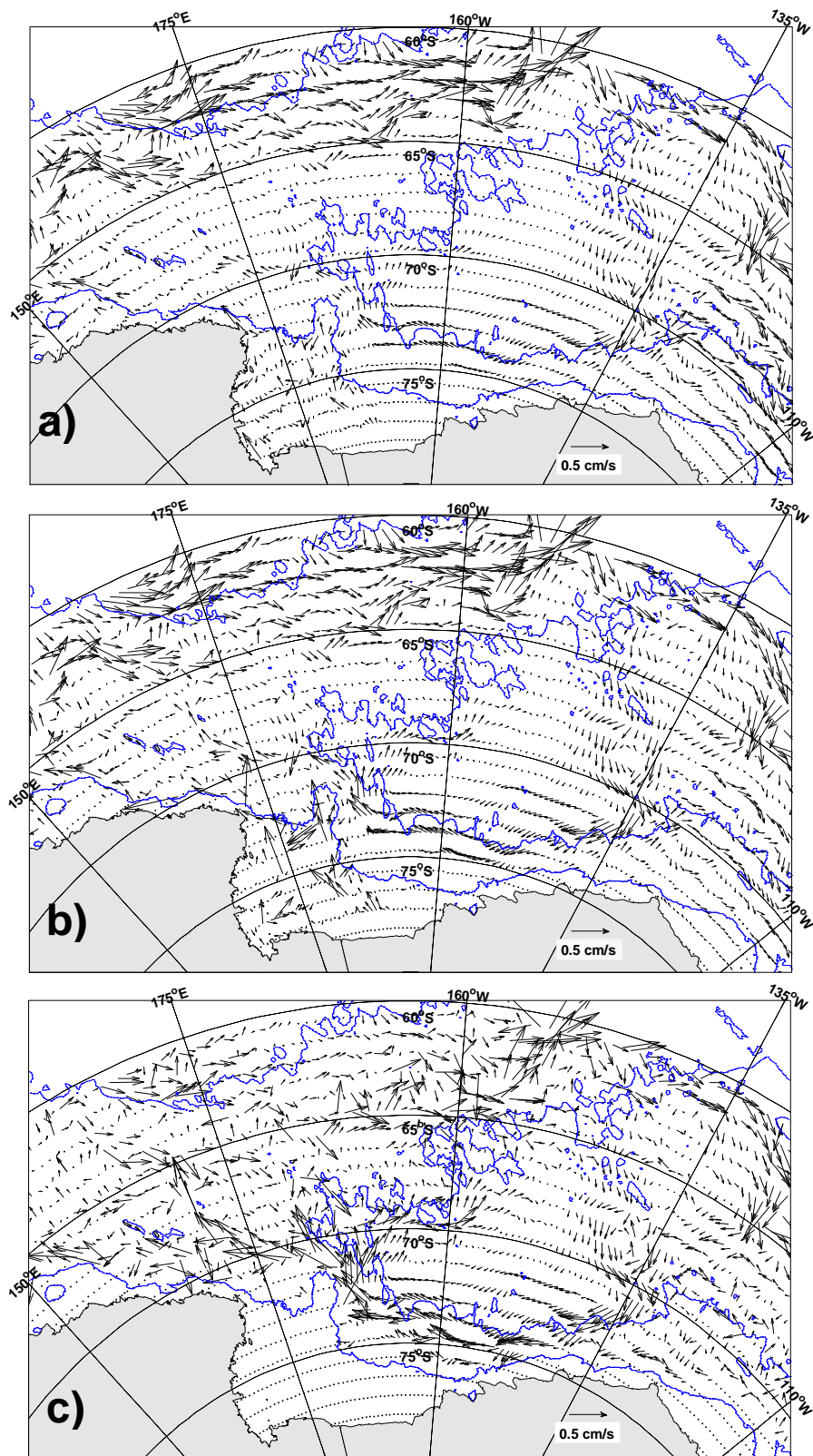


Figura IV-19. Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um detalhe no Setor Mar de Ross.

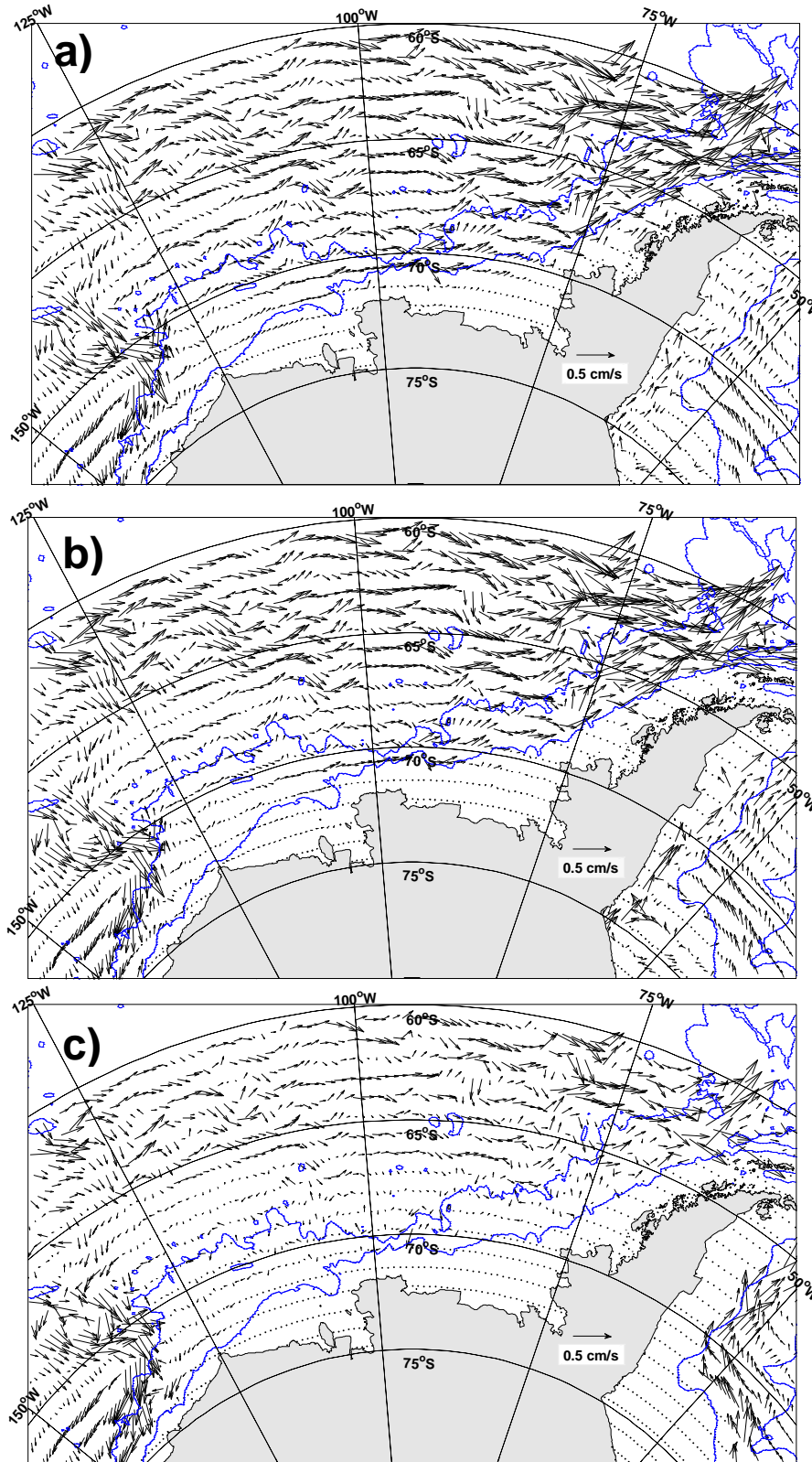


Figura IV-20. Assim como a Figura IV-14, sendo que mostrando um detalhe no Setor Mares de B&A.

4.5. Gelo marinho

A representação da concentração (SIC) e espessura (SIT) do gelo marinho simulados no modelo OCCAM 1/12° para cada setor do oceano Austral são apresentadas a seguir. A validação do modelo com dados reais não foi executada neste trabalho, visto que [Renner et al. \[2009\]](#) e [Marson \[2010\]](#) realizaram recentemente tais procedimentos. [Renner et al. \[2009\]](#) mostra que a simulação do OCCAM 1/12° superestima a extensão do gelo marinho no mar de Weddell durante o verão, quando comparada com a climatologia das imagens obtidas pelo sensor SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*). [Marson \[2010\]](#) corrobora os resultados de [Renner et al. \[2009\]](#). Por outro lado, mostra que a variabilidade da cobertura de gelo marinho é bem representada pelo modelo apesar da superestimativa das concentrações, tanto em termos de uma maior cobertura como de uma maior duração desta.

No Setor Mar de Weddell, a climatologia mensal da SIC mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de agosto e janeiro (Fig. IV-21a), ou seja, ocorre um mês antes das médias máximas (setembro) e mínimas (fevereiro) da climatologia observadas por [Cavalieri & Parkinson \[2008\]](#) entre os anos de 1979 e 2006. A climatologia mensal da SIT no modelo mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de setembro e março (Fig. IV-21b). No Setor Oceano Índico, a climatologia mensal da SIC mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de setembro e fevereiro (Fig. IV-21a), enquanto a climatologia observada por [Cavalieri & Parkinson \[2008\]](#) mostra a extensão máxima em outubro e a mínima em fevereiro. A climatologia mensal da SIT no modelo mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de outubro e março (Fig. IV-21b).

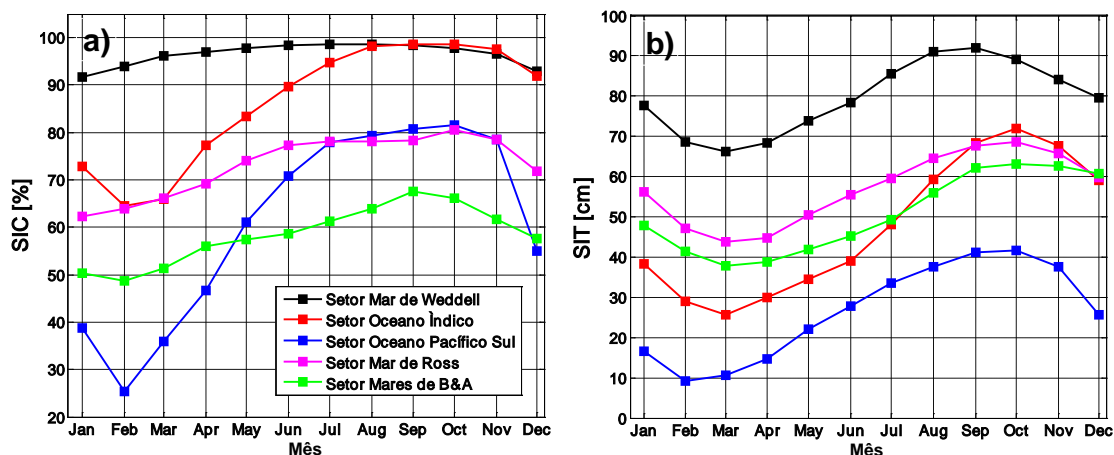


Figura VI-21. Média climatológica mensal da concentração (SIC; %) e espessura (SIT; cm) do gelo marinho para cada setor do oceano Austral.

No Setor Oceano Pacífico Oeste, a climatologia mensal da SIC mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de setembro e fevereiro (Fig. IV-21a), cujos períodos se encontram de acordo com a climatologia observada por Cavalieri & Parkinson [2008]. A climatologia mensal da SIT no modelo mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de outubro e fevereiro (Fig. IV-21b). No Setor Mar de Ross, a climatologia mensal da SIC mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de outubro e janeiro (Fig. IV-21a), enquanto Cavalieri & Parkinson [2008] reportam os meses de outubro e fevereiro como aqueles de máxima e mínima extensão a partir da climatologia analisada. A climatologia mensal da SIT no modelo mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de outubro e março (Fig. IV-21b). No Setor Mares de B&A, a climatologia mensal da SIC mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de setembro e fevereiro (Fig. IV-21a), corroborando com o estudo de Cavalieri & Parkinson [2008]. A climatologia mensal da SIT no modelo mostra concentrações máximas e mínimas nos meses de outubro e março (Fig. IV-21b).

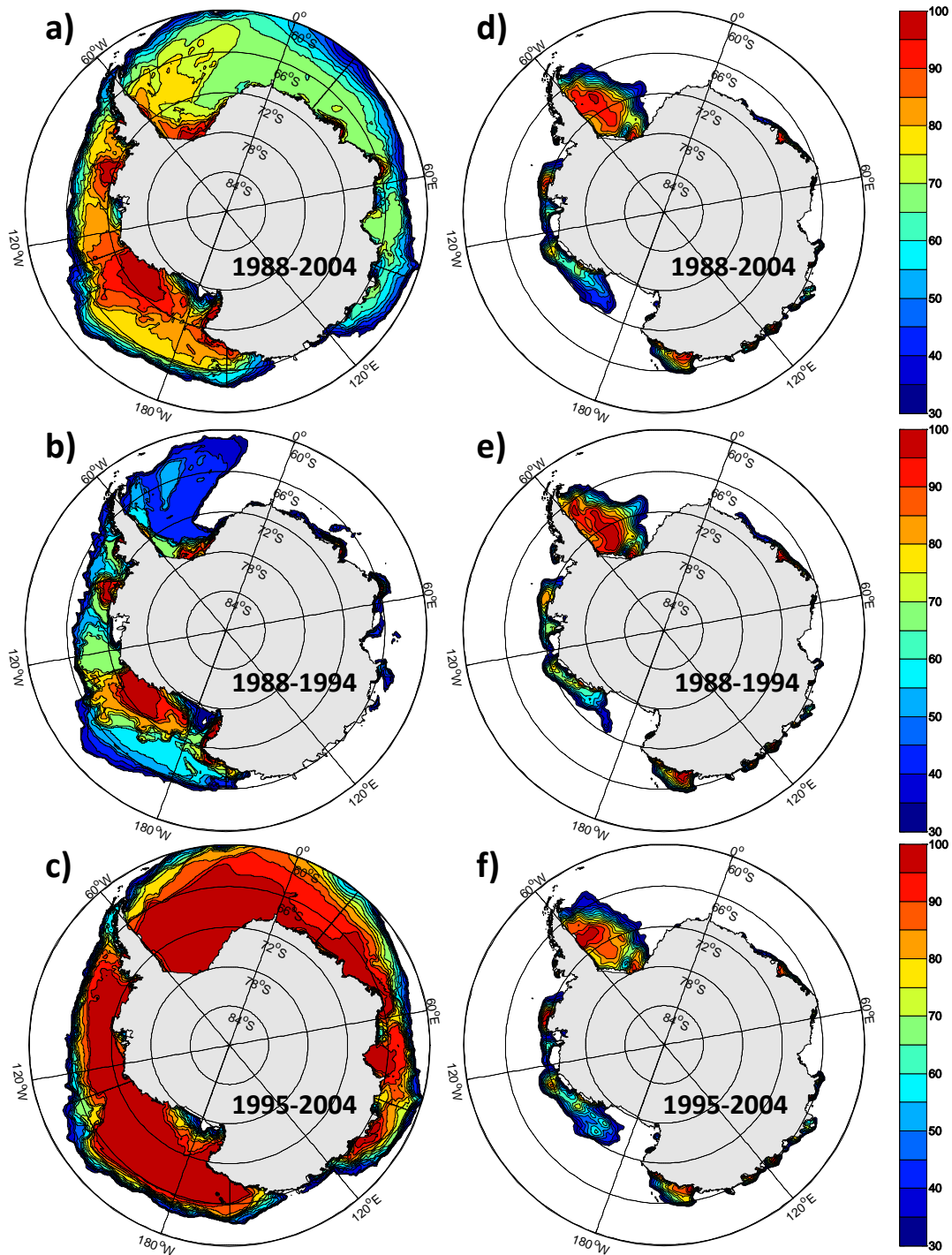


Figura IV-22. Média climatológica da concentração de gelo marinho (SIC) para o mês de fevereiro dos períodos indicados para os dados do modelo OCCAM (a-c) e do sensor SSM/I (d-f) obtidos do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC).

Apesar dos períodos de máxima e mínima cobertura de gelo marinho no modelo diferir de no máximo um mês à frente ou atrás da climatologia do SSM/I

para alguns setores, em geral, o ciclo anual da SIC representada pelo modelo está temporalmente de acordo com a climatologia mensal reportada por Cavalieri & Parkinson [2008] para a extensão do gelo marinho.

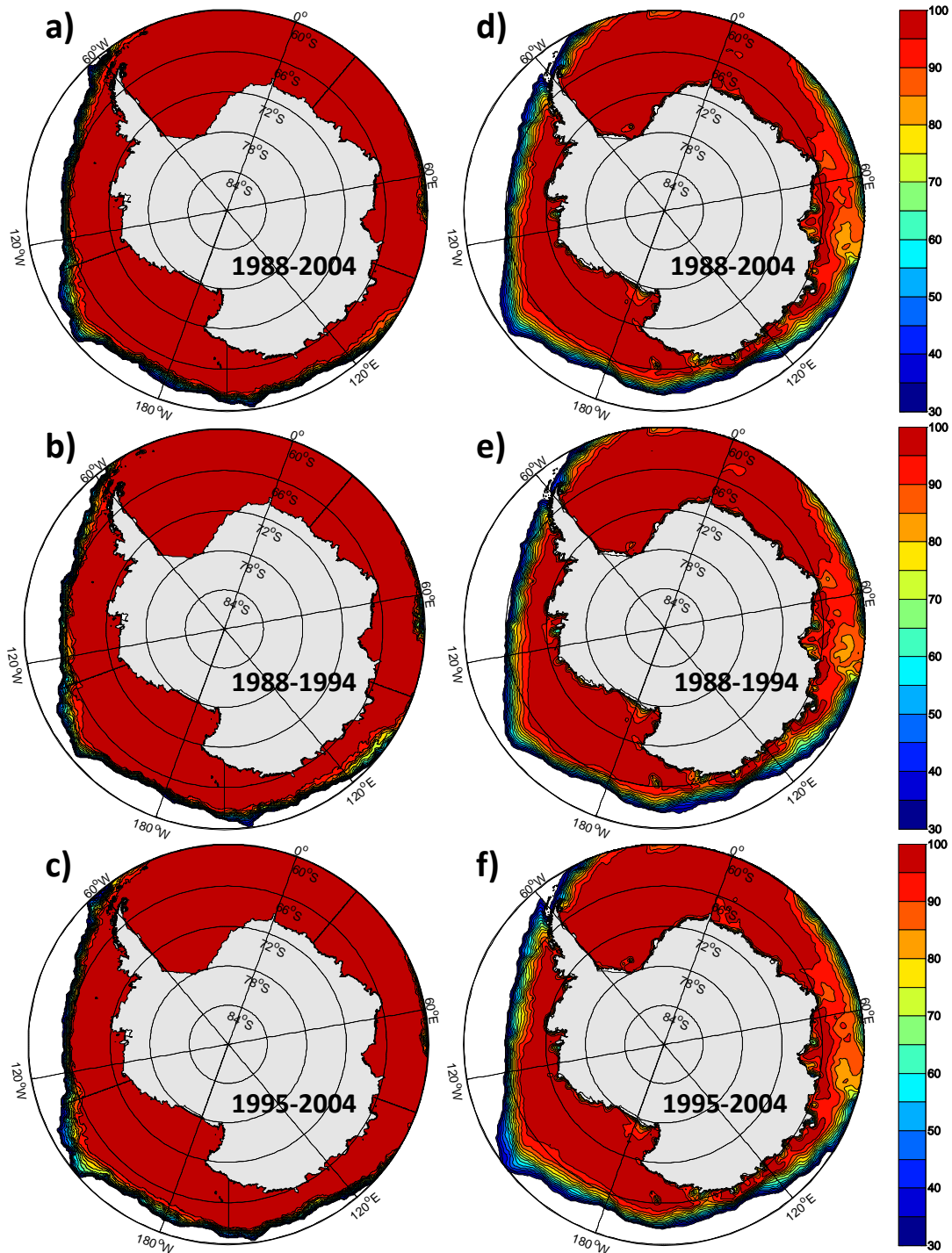


Figura IV-23. Média climatológica da concentração de gelo marinho (SIC) para o mês de setembro dos períodos indicados para os dados do modelo OCCAM (a-c) e do sensor SSM/I (d-f) obtidos do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC).

A climatologia mensal da SIT no modelo mostra que os períodos de máxima e mínima espessura ocorrem em outubro e março, com algumas poucas exceções. Por outro lado, a variabilidade interanual do modelo é completamente diferente antes e após 1994 (Fig. IV-22 e IV-23). Como destacado por [Renner et al. \[2009\]](#), após 1994 as variações sazonais são pequenas e a concentração e extensão do gelo permanecem extremamente elevadas mesmo no verão na região do mar de Weddell (Fig. IV-24). Durante o inverno, as concentrações atingem o valor máximo permitido pelo modelo (*i.e.* 99%). Apenas na borda do gelo marinho e nas proximidades da extremidade da Península Antártica e das Ilhas Shetland do Sul a densidade da cobertura de gelo é menor [[Renner et al. 2009](#)].

As figuras IV-22 e IV-23 mostram as comparações entre o modelo e os dados observados para os meses de máxima (setembro) e mínima (fevereiro) SIC. A SIC durante o verão é superestimada em todo o oceano Austral após 1994 (Fig. IV-22c), e não somente no mar de Weddell [*e.g.* [Renner et al. 2009](#)]. Não há nenhuma referência no manual do modelo de gelo [[Aksenov 2002](#)] que indique alguma alteração na simulação ao redor deste período. Antes de 1994, a representação do modelo de gelo aproximava-se mais da realidade (Fig. IV-22b). Por outro lado, o mesmo modelo super ou subestima tanto a concentração como a extensão do gelo marinho em diversos locais ao redor da Antártica. Sendo assim, a média geral da SIC para o verão austral é superestimada pelo modelo (Fig. IV-22a). No entanto, mesmo a SIC sendo superestimada, a maior concentração média da SIC encontra-se nas áreas esperadas (*e.g.* leste da Península Antártica, oeste do mar de Ross e na região costeira do mar de Amundsen). Finalmente, a simulação média para o período

de inverno não mostra diferenças significantes antes e depois de 1994 (Fig. IV-23). Neste caso, o modelo de gelo falha principalmente na representação dos valores absolutos da SIC nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste; e nas bordas da extensão do gelo marinho.

A observação das séries temporais das médias mensais da SIC dos setores do oceano Austral (Fig. IV-24 até IV-28) confirma que há, realmente, uma superestimação da cobertura do gelo marinho com valores próximos ao limite permitido na simulação durante os meses de verão. Entretanto, a diferença sazonal entre os meses de verão e inverno é mais acentuada nos Setores Mares B&A, Oceano Índico, Oceano Pacífico Oeste e Mar de Ross do que no Setor Mar de Weddell. A espessura do gelo marinho aumenta após 1994, provavelmente em função da superestimação da SIC no oceano Austral após este período. Em contrapartida, a análise das tendências significantes dos desvios temporais da SIC e da SIT (ver Apêndice I) mostram uma diminuição da concentração e espessura apenas no Setor Mares de B&A e um aumento para os demais setores, o que se encontra de acordo com as tendências de longo período reportadas por [Cavalieri & Parkinson \[2008\]](#) entre 1979 e 2006 a partir dos dados do SSM/I.

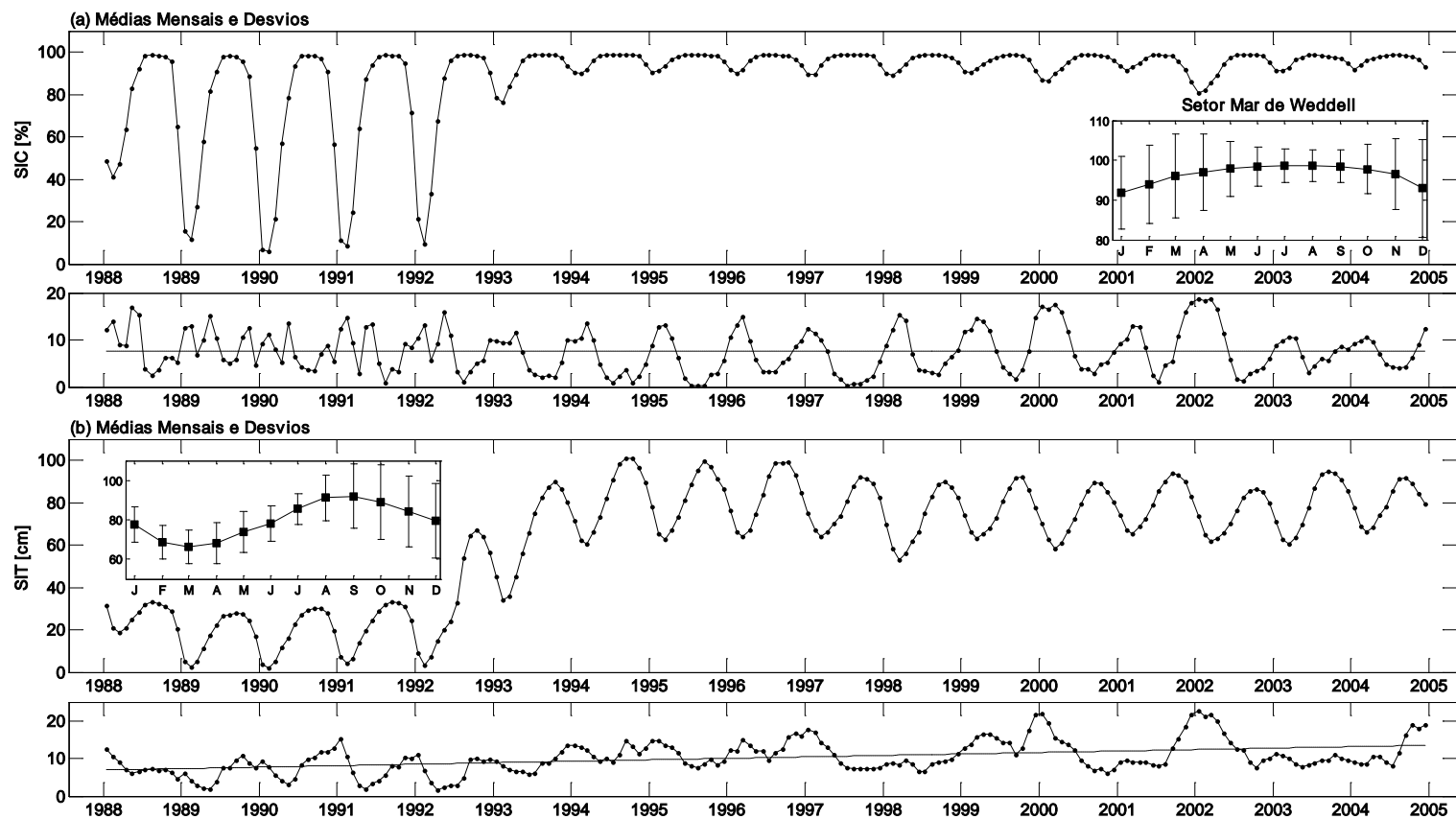


Figura IV-24. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mar de Weddell. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios.

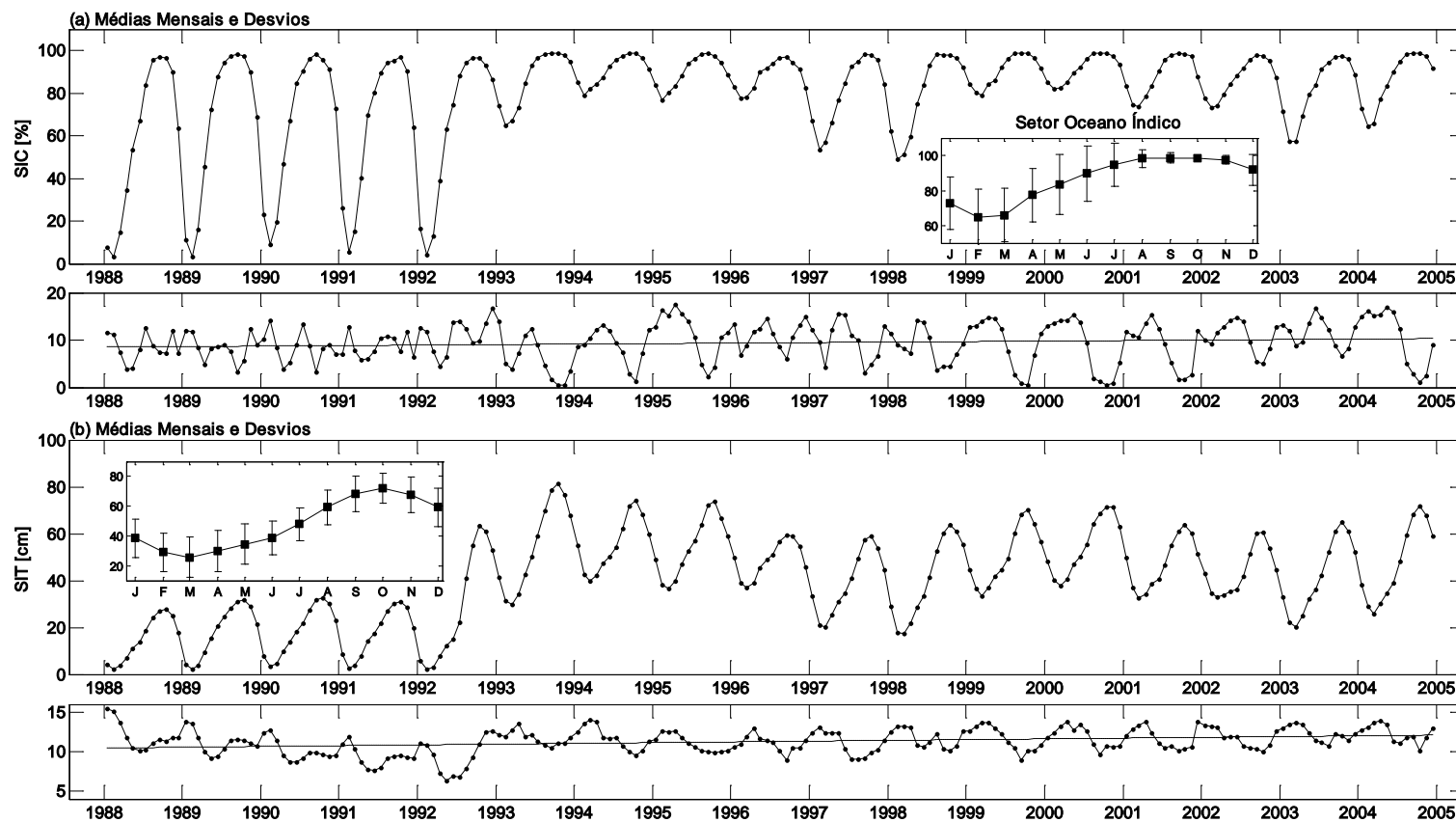


Figura IV-25. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Oceano Índico. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios.

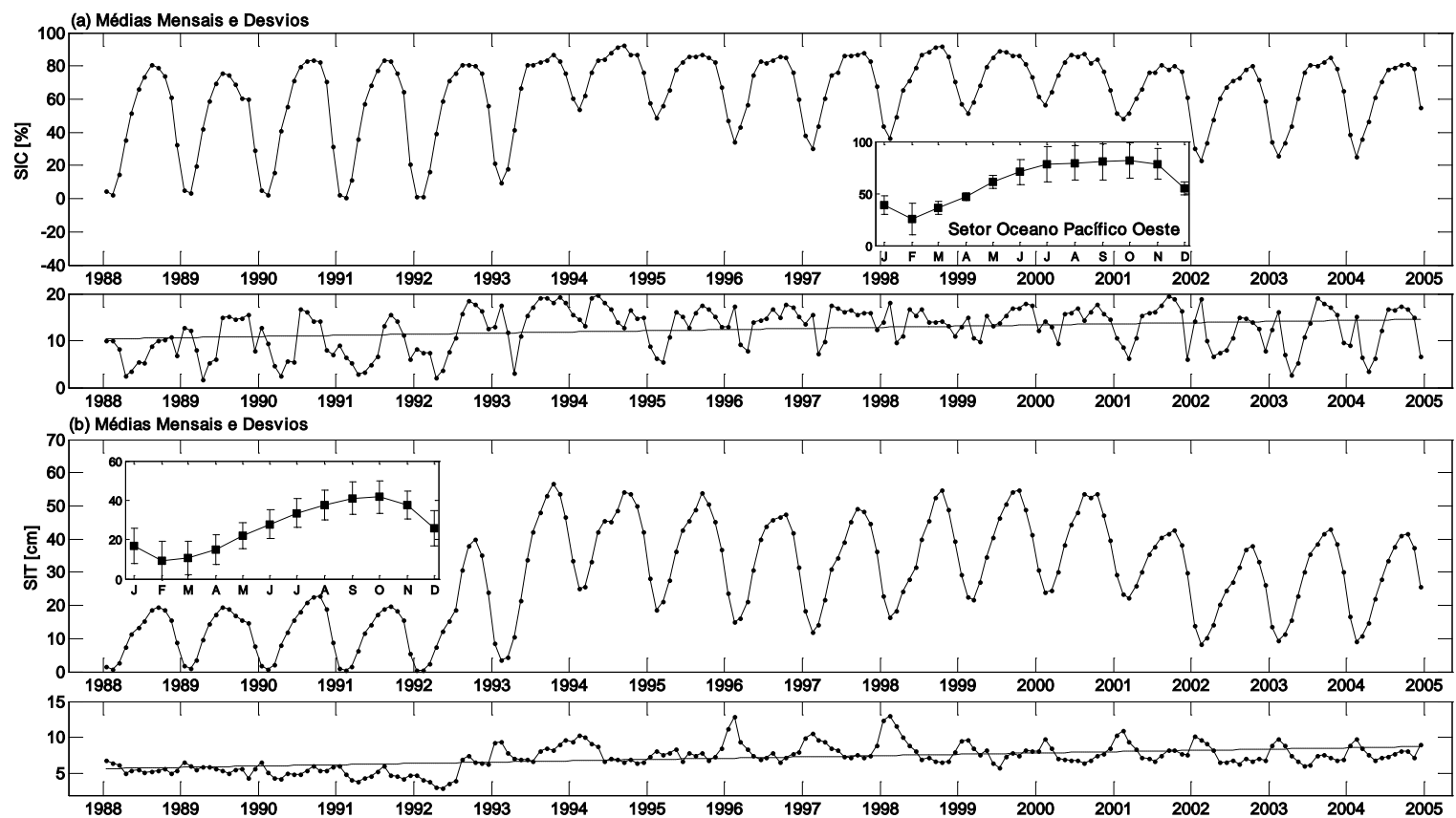


Figura IV-26. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Oceano Pacífico Oeste. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios.

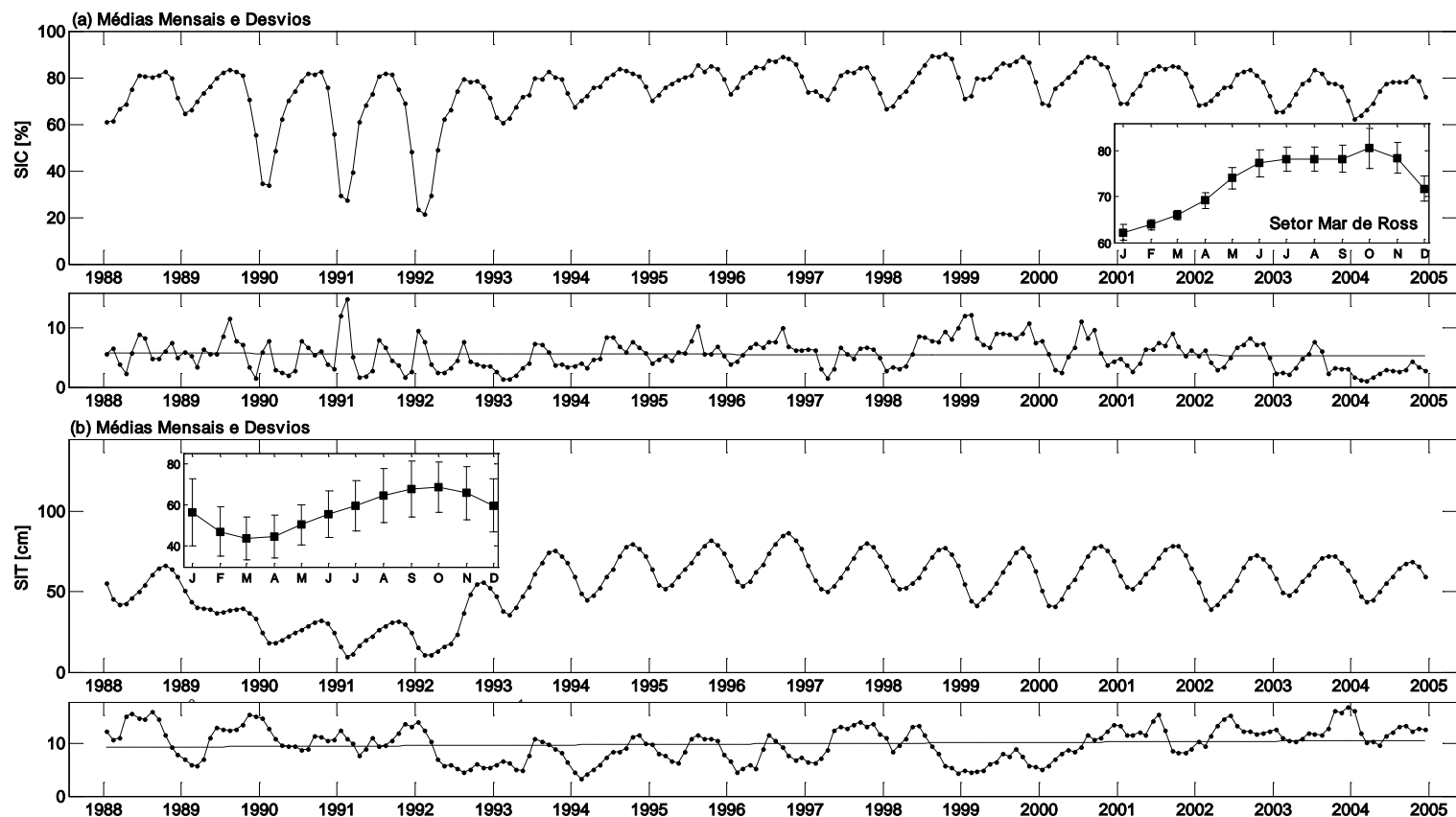


Figura IV-27. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mar de Ross. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios.

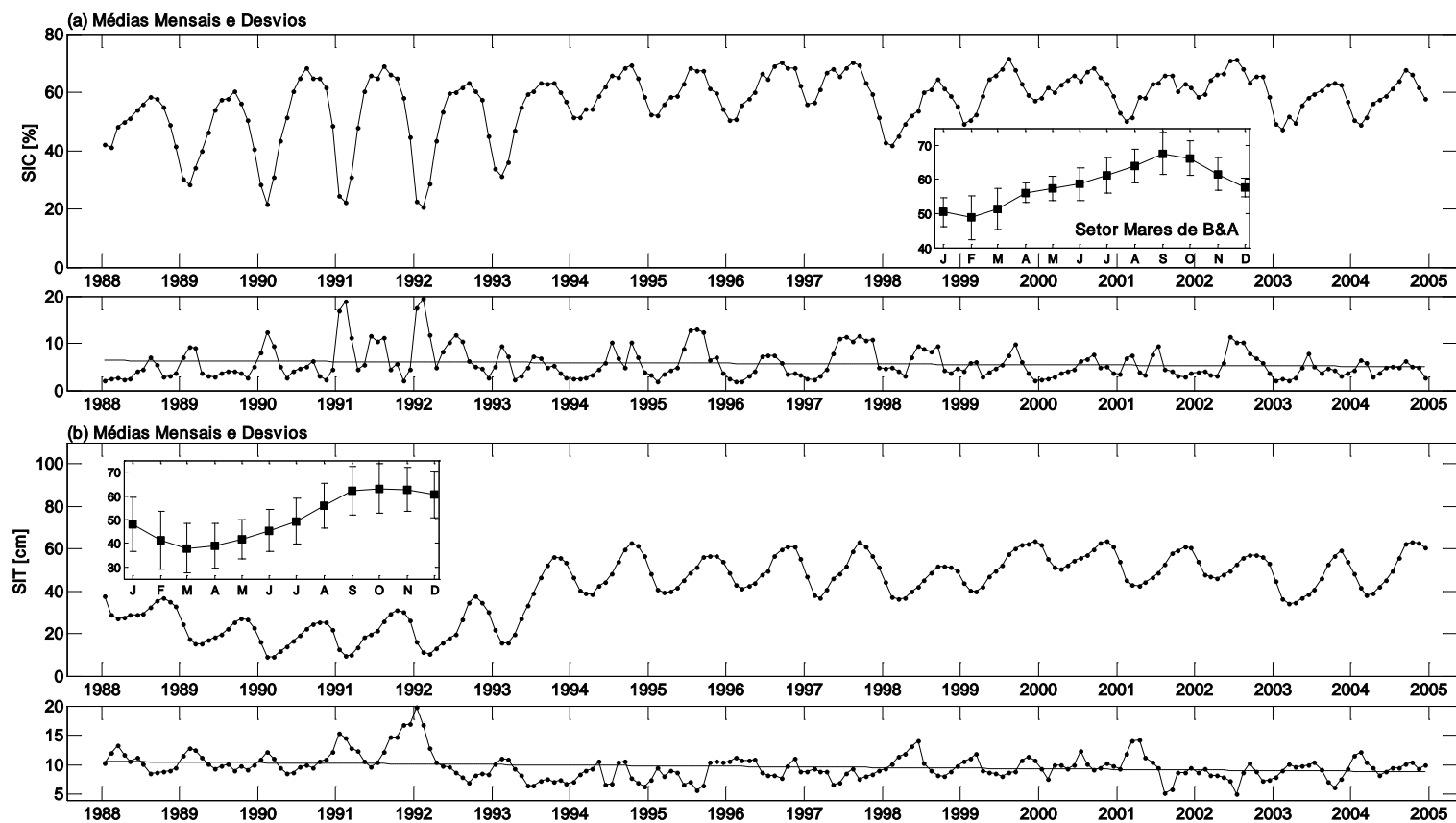


Figura IV-28. (painel superior) Médias mensais e (painel inferior) desvios da (a) concentração [%] e (b) espessura [cm] do gelo marinho no Setor Mares de B&A. As figuras inseridas mostram a média climatológica mensal para todo o período de simulação do OCCAM 1/12°. As linhas tracejadas nos painéis inferiores mostram a tendência dos desvios.

Capítulo V: Produção e exportação das águas profundas

Neste capítulo são investigadas as taxas de produção e de exportação da AABW representadas pelo modelo OCCAM, respectivamente, nas principais regiões de formação da AABW e ao redor das margens continentais de cada setor definido no oceano Austral. Os resultados médios obtidos do transporte de volume de toda a coluna d'água e somente das águas profundas (*i.e.* $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$) são contrastados com aqueles reportados na literatura. A variabilidade interanual e o ciclo anual das séries temporais do transporte de volume das águas profundas são investigados. Uma validação da série temporal do transporte de volume da AABW simulado pelo modelo OCCAM foi realizada a partir da comparação com dados observados disponíveis da região noroeste do mar de Weddell, fornecendo uma maior confiabilidade para o uso das séries temporais de transporte de volume da AABW nas análises e inferências apresentadas nos capítulos seguintes.

5.1. Transporte de volume de toda a coluna d'água

O transporte de volume de toda a coluna d'água simulada pelo modelo OCCAM nos principais mares regionais do oceano Austral encontra-se, em geral, de acordo com as observações reportadas na literatura. A seguir, estes são comparados com os valores reportados na literatura em cada setor oceânico.

Setor Mar de Weddell

No Setor Mar de Weddell, o valor médio do transporte de volume total da coluna d'água obtido através da simulação do OCCAM (Tab. V-I) está de acordo com os valores reportados na literatura. O transporte de volume médio simulado para toda a coluna d'água encontrado na região noroeste do mar de Weddell, principal área de exportação das águas profundas, é de ~30 Sv para norte. Na região sul e leste do mar de Weddell o fluxo total para oeste decai para cerca de ~20 Sv. Próximo ao limite oeste do Giro de Weddell (*i.e.* Seção 6), o transporte de volume total apresenta um valor médio ligeiramente inferior (~12 Sv) aos reportados para as demais seções do Setor Mar de Weddell.

Os primeiros registros sobre o transporte do Giro de Weddell mostravam que este possuía uma forte componente barotrópica. [Carmack & Foster \[1975a\]](#) deduziram um transporte de 97 Sv para o giro a partir de séries curtas de correntes usadas para referenciar as medidas de velocidades geostróficas. Posteriormente, um valor aproximado de 76 Sv foi reportado por [Gordon *et al.* \[1981\]](#) a partir de campos de estresse do vento. Em oposição aos elevados transportes previamente reportados para o mar de Weddell, [Fahrbach *et al.*](#)

[1994b], usando medidores de corrente em uma seção cortando toda a extensão do Giro de Weddell entre a Península Antártica e o Kapp Noruegia, reportaram um transporte de 29.5 ± 9.5 Sv. Valores similares (*i.e.* 28.3 ± 8.1 Sv) foram encontrados por Muench & Gordon [1995] em uma seção hidrográfica cortando transversalmente a plataforma continental em 68° S. Em concordância, Gordon *et al.* [1993] estimaram um valor de ~ 40 Sv para o transporte total da corrente de contorno oeste, usando a velocidade média da corrente de fundo de 1.3 cm s^{-1} como referência. Em outra estimativa, Yaremchuk *et al.* [1998] estimaram o transporte do Giro de Weddell em 34 ± 2 Sv entre 1989-1992, através de um modelo inverso para análise de dados hidrográficos e de correntes.

Mais recentemente, Gordon *et al.* [2001] mostraram que o fluxo ciclônico na Bacia Powel (Fig. III-1 – Cap. III), região profunda ao norte da Seção WOCE SR4 Oeste, transporta um volume de 18 ± 6 Sv. Em concordância, Naveira Garabato *et al.* [2002b] estimaram um transporte para norte de 22 ± 7 Sv para toda a coluna d'água sobre a Cordilheira Scotia do Sul. Os transportes destes dois últimos estudos foram derivados a partir de perfiladores de correntes acústico LADCP (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*). No entanto, o transporte decaiu para 7 ± 6 Sv quando aplicado a dados não sinóticos e derivados a partir de um modelo inverso de caixa na região noroeste do mar de Weddell [Naveira Garabato *et al.* 2002b]. Conclui-se, portanto, que a região noroeste do mar de Weddell transporta um volume total que varia entre 20-40 Sv. Estes valores abrangem a média entre 20-30 Sv encontrada para o transporte de volume total simulado pelo modelo OCCAM na região.

No entanto, o transporte de volume médio total da coluna d'água encontrado no modelo OCCAM na região noroeste do Setor Mar de Weddell é relativamente inferior ao recente valor de 46 ± 8 Sv reportado por [Thompson & Heywood \[2008\]](#). Os autores estimaram o transporte na mesma região da Seção WOCE SR4 Oeste durante o verão austral de 2007 na campanha do projeto *Antarctic Drift Experiment Link to Isobaths and Ecosystems* (ADELIE). A diferença principal comparada aos trabalhos pretéritos deve-se ao fato de que o projeto ADELIE resolveu o sistema de correntes frontais com maior acurácia do que estudos anteriores, derivando o transporte tanto a partir de dados de LADCP como através de uma alta resolução espacial entre as estações hidrográficas. Por outro lado, o transporte simulado pelo modelo OCCAM refere-se à média do transporte de volume considerando-se os 17 anos de simulação, enquanto que os valores observados são estimados a partir de períodos instantâneos (*i.e. snapshots* referentes à época de realização dos cruzeiros) ou a partir de séries temporais de curto período (*e.g.* < 3 anos). Sendo assim, os valores médios simulados estão sujeitos a incorporar: (i) variabilidade de curto período, (ii) tendências de longo período e (iii) situações de eventos extremos na exportação do volume total da coluna d'água.

Na região leste do mar Weddell ($\sim 72^\circ\text{S}/15^\circ\text{W}$), [Heywood *et al.* \[1998\]](#) estimaram um transporte total para sudoeste de 14 ± 3 Sv na base do talude continental, derivando o mesmo a partir de perfiladores acústicos de correntes ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) e dados hidrográficos. Assim como a região noroeste do mar Weddell, o transporte de volume observado na região leste do mesmo por [Heywood *et al.* \[1998\]](#) está de acordo com a média dos valores médios (*i.e.* ~ 17 Sv) encontrados entre as Seções Weddell Leste e

Enderby Leste (Tab. V-I). Os valores inferiores de transporte na Seção Enderby Leste (~12 Sv) corroboram com os resultados de Reid [1989, 1994], que mostram um transporte de ~10 Sv próximo à costa desta região, que delimita o contorno oeste do Giro de Weddell.

Setor Oceano Índico

Considerando os dados simulados pelo OCCAM, o Setor Oceano Índico apresenta uma variação maior no transporte de volume de toda a coluna d'água entre as seções selecionadas ao longo da margem continental Antártica (Tab. V-I). Próximo ao limite com o Setor Mar de Weddell, o transporte de volume máximo simulado para a Seção Índico Oeste (*i.e.* ~11 Sv) equivale aos valores médios de ~12 Sv encontrados na região da Seção Enderby Leste. As demais seções apresentam um transporte de volume máximo ligeiramente inferior variando entre 5 e 8 Sv. Enquanto na Seção Índico Oeste o transporte médio de volume total da coluna d'água é de 7 Sv, na Seção Baía Prydz este valor decai para cerca de 2 Sv.

Reid [2003] mostra que o transporte de volume total da coluna d'água decai para aproximadamente zero, próximo da costa Antártica entre 40°E e 60°E. Isto se deve, principalmente, devido à extensão do Giro de Weddell até ~30°E e abaixo de 60°S, explicando os baixos valores (Tab. V-I) encontrados para a Seção Índico Médio e caracterizando a inversão no sentido do fluxo médio (-0.4 ± 5.0 Sv). Por outro lado, considerando a Seção Baía Prydz os valores máximos simulados de ~8 Sv (2.1 ± 6.1 Sv) para oeste diferem bastante das estimativas realizadas a partir de observações. Speer & Forbes [1994] obtiveram um transporte total para leste de ~8 Sv, contudo não

consideraram em suas estimativas a componente barotrópica do fluxo. [Heywood et al. \[1999\]](#) estimaram um transporte absoluto para oeste de 34 ± 10 Sv na região da PET entre 62°S e 66°S , diferindo fortemente do valor de 19 Sv para leste obtido pelos mesmos considerando o nível de referência profundo de 2000 dbar. Considerando somente a região ao sul da PET entre 65°S e 66°S (*i.e.* equivalente a Seção Baía Prydz), [Heywood et al. \[1999\]](#) determinaram um transporte total para oeste de 45 ± 6 Sv para toda a coluna d'água. Por outro lado, quando considerado apenas o fluxo em torno de 63°S , [Heywood et al. \[1999\]](#) determinaram um transporte para oeste de 16 ± 4 Sv para toda a coluna d'água. Este último valor é mais próximo aos valores máximos reportados pelo OCCAM (~ 8 Sv) na região, embora ainda bastante inferior ao valor mínimo observado (~ 12 Sv). Estas diferenças devem-se ao fato da seção amostrada por [Heywood et al. \[1999\]](#) encontrar-se ligeiramente a leste ($\sim 5^\circ$) da Seção Baía Prydz e estender-se $\sim 3^\circ$ ao norte. Além disso, a região é dinamicamente ativa devido à aproximação e ao meandramento da Frente Sul da ACC (SACCF) e da Frente do Limite Sul (SBDY; Fig. II-2 – Cap. II). Adicionalmente, a Seção Baía Prydz definida para análise, por sua vez, localiza-se próximo à inflexão para sul e oeste do Giro da Baía Prydz.

Setor Oceano Pacífico Oeste

Assim como no Setor Oceano Índico, o transporte de volume de toda a coluna d'água simulado pelo OCCAM é bastante variável nas regiões selecionadas no Setor Oceano Pacífico Oeste (Tab. V-I). Na Seção Pacífico Oeste o transporte médio máximo para oeste é de ~ 16 Sv. Este valor decresce

a leste na Seção Pacífico Leste para ~7 Sv. Na Seção Pacífico Médio o fluxo inverte de sentido e transporta um volume máximo de ~14 Sv.

O transporte de volume da coluna d'água neste setor é bastante subestimado pelo modelo. Utilizando dados de ADCP como referência para os dados de CTD, [Bindoff et al. \[2000\]](#) estimaram um transporte total para oeste de 29.4 ± 14.7 Sv na região entre 80°E e 115°E. Valores de mesma magnitude (~20 Sv) foram reportados por [Reid \[1997, 2003\]](#) entre as Seções Pacífico Oeste e Pacífico Leste. Entretanto, o transporte de volume máximo reportado na Seção Pacífico Oeste (~16 Sv) é equivalente ao transporte mínimo de 14.7 Sv reportado por [Bindoff et al. \[2000\]](#) na região.

Por outro lado, [McCartney & Donohue \[2007\]](#) baseando-se em dados observados determinaram um transporte de 76 ± 26 Sv referindo-se ao fluxo para oeste da ASF, que fecha o giro ciclônico da bacia Antártica-Australiana ao sul. O fluxo para oeste determinado por [McCartney & Donohue \[2007\]](#) é bastante superior às estimativas de [Bindoff et al. \[2000\]](#) e, conseqüentemente, ao transporte simulado pelo OCCAM. Adicionalmente, [McCartney & Donohue \[2007\]](#) sugeriram que o giro ciclônico da bacia Antártica-Australiana injetaria até ~40 Sv no Giro de Ross a partir da região do meridiano de 150°E, valor próximo das estimativas do fluxo total do giro ciclônico da região.

Setor Mar de Ross

Assim como o Setor Mar de Weddell, o Setor Mar de Ross apresenta valores médios do transporte de volume total da coluna d'água (Tab. V-I) simulados pelo modelo OCCAM em concordância com os valores reportados

na literatura. Nas seções localizadas dentro do Giro de Ross o transporte máximo simulado é de ~18 Sv. Contudo, no interior do giro as Seções Ross e Ross Médio transportam ~18 Sv, enquanto próximo ao limite leste do giro (*i.e.* Seção Ross Leste) este valor decai para cerca ~11 Sv. A região da Seção Ross Oeste é a principal área de exportação das águas profundas, sendo o transporte médio máximo para toda a coluna d'água de ~16 Sv. Reid [1986] mostra que o Giro de Ross transporta ~20 Sv. Esta estimativa encontra-se em concordância com seu trabalho subsequente [Reid 1997], que mostra a circulação do giro transportando entre 10-20 Sv. Valores similares variando entre 15-30 Sv foram encontrados por Chu & Fan [2007] usando um método inverso para estimar o transporte de volume a partir de medições do vento e de dados hidrográficos. Outros modelos oceânicos indicam um transporte similar às estimativas de transporte de volume reportadas para as seções internas do Setor Mar de Ross, *e.g.* Timmermann *et al.* [2002] demonstram um transporte máximo para o Giro de Ross de 23 Sv. Valores com a mesma ordem de magnitude (*i.e.* 10-20 Sv) foram reportados por Assmann & Timmermann [2005] em estudos de simulação numérica da região.

Setor Mares de B&A

O transporte de volume de toda a coluna d'água no Setor Mares de B&A é predominantemente para leste (Tab. V-I), o que mostra a forte influência da ACC no transporte simulado na região em detrimento à circulação costeira. O transporte é intensificado na Seção Bellingshausen Leste (~42 Sv) devido ao estreitamento e aproximação da Passagem de Drake. Nas seções intermediárias (*i.e.* Seções Amundsen Leste e Bellingshausen Oeste) o

transporte médio é de ~ 8 Sv. Próximo ao limite com o Setor Mar de Ross, o transporte total decai para ~ 1 Sv. O transporte de volume total da coluna d'água para leste nos mares de B&A demonstra que o modelo não representa bem a circulação costeira da ACoC neste setor.

O transporte de volume na região é intensificado devido ao estreitamento da Passagem de Drake. Reid [1986, 1989] estimou um transporte total para leste de ~ 50 Sv em 60°S . Em concordância com seus estudos pretéritos, Reid [1997] determinou um transporte total de 130 Sv, integrado a partir da Antártica, na região da Passagem de Drake entre os oceanos Pacífico e Atlântico. Deste, 40 Sv fluindo ao longo de 60°S e 20 Sv entre 65°S e 63°S . Mais recentemente, Cunningham *et al.* [2003] determinou o transporte baroclínico (relativo à profundidade de 3000 m) médio de 107.3 ± 10.4 Sv entre 1975 e 2000, constatando que nos últimos 25 anos o transporte baroclínico da Passagem de Drake encontrava-se sem grandes alterações. O transporte baroclínico total encontrado em relação ao fundo entre 1993 e 2000 foi de 136.7 ± 7.8 Sv. Considerando as frentes da região, Cunningham *et al.* [2003] mostram que 9.3 ± 2.4 Sv, 57.5 ± 5.7 Sv e 53 ± 10 Sv do transporte total ocorre, respectivamente, entre a Antártica e SACCF (*i.e.* na Zona Antártica), na Zona da Frente Polar (PFZ) e na Zona Subantártica (SAZ; Fig. II-2 – Cap. II). Considerando que o modelo não representa bem a circulação costeira neste setor e que as Seções Amundsen Leste e Bellingshausen Oeste encontram-se quase exclusivamente dentro da AZ, o transporte médio de ~ 8 Sv simulado pelo modelo OCCAM está de acordo com a literatura (*i.e.* 9 Sv). Da mesma forma, o transporte simulado na Seção Bellingshausen Leste de ~ 42 Sv é bastante próximo do transporte observado de ~ 50 Sv em 60°S .

Tabela V-I. Médias mensais (\pm desvio-padrão mensal) do transporte de volume cumulativo [Sv] de toda a coluna d'água perpendicular às seções de exportação e considerando todo o período da simulação do OCCAM utilizada. Valores positivos indicam sentido anti-horário (para oeste). Os valores destacados em vermelho (azul) marcam os meses de transporte máximo (mínimo) de cada seção.

| Seção N° | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Mai | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro | Média* |
|----------|-------------------|------------|------------|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------|------------------|------------|-----------------|------------------|------------|
| 1 | 24.8±2.1 | 25.6±1.8 | 27.1±2.0 | 28.4±1.2 | 30.1±1.8 | 31.4±2.1 | 31.1±2.0 | 31.1±2.0 | 28.9±2.0 | 28.2±1.7 | 27.8±1.7 | 25.8±1.9 | 28.5±2.9 |
| 2 | 25.0±2.7 | 26.0±2.3 | 27.5±2.8 | 28.8±1.8 | 30.5±2.2 | 31.5±2.4 | 31.2±2.4 | 31.2±2.6 | 30.0±2.4 | 29.3±2.1 | 27.9±2.5 | 26.1±2.4 | 28.8±3.2 |
| 3 | 17.7±2.1 | 18.9±2.6 | 20.4±2.7 | 22.1±2.9 | 24.0±3.1 | 24.5±3.1 | 23.8±2.9 | 23.3±2.9 | 21.9±3.0 | 21.1±3.2 | 19.8±3.1 | 18.1±2.6 | 21.3±3.6 |
| 4 | 13.9±7.2 | 15.0±7.6 | 16.4±7.5 | 17.3±7.7 | 19.0±8.2 | 19.6±7.7 | 18.6±6.8 | 18.6±6.6 | 17.4±6.3 | 16.7±7.1 | 15.4±7.1 | 13.9±7.0 | 16.8±7.3 |
| 5 | 18.9±5.8 | 20.4±6.5 | 22.0±5.6 | 23.9±6.3 | 26.5±6.0 | 26.8±6.1 | 25.3±6.4 | 23.5±5.7 | 22.2±5.1 | 21.5±5.5 | 19.4±4.9 | 18.1±4.9 | 22.4±6.2 |
| 6 | 9.1±3.8 | 9.8±3.9 | 11.1±3.5 | 12.9±4.3 | 14.7±4.5 | 15.5±4.9 | 15.0±4.7 | 13.7±4.1 | 12.9±3.8 | 11.8±3.9 | 10.1±3.7 | 8.9±3.3 | 12.1±4.5 |
| 7 | 2.9±2.6 | 3.4±2.5 | 4.7±2.6 | 7.7±3.8 | 10.0±3.8 | 11.3±4.2 | 10.6±3.2 | 9.0±2.8 | 8.6±2.5 | 6.7±2.9 | 4.3±2.3 | 3.2±2.4 | 6.9±4.2 |
| 8 | -4.6±2.9 | -4.7±2.8 | -3.5±2.7 | -0.1±4.5 | 3.0±4.8 | 4.8±5.3 | 3.3±3.5 | 2.3±3.3 | 2.3±4.1 | -0.3±4.4 | -3.0±2.6 | -3.9±3.8 | -0.4±5.0 |
| 9 | -1.0±4.4 | -0.5±5.0 | 1.7±5.7 | 4.0±6.4 | 5.0±6.1 | 5.5±7.6 | 4.4±7.0 | 3.5±6.4 | 2.6±5.3 | 1.0±5.6 | -0.5±4.1 | -0.9±4.4 | 2.1±6.1 |
| 10 | 6.5±3.1 | 7.3±3.2 | 8.2±2.8 | 11.8±4.0 | 14.6±5.8 | 12.8±4.2 | 13.6±4.8 | 13.9±5.5 | 13.7±4.2 | 10.5±3.0 | 6.2±3.4 | 6.2±3.8 | 10.4±5.3 |
| 11 | -10.5±4.1 | -10.6±5.6 | -10.5±3.8 | -7.9±4.6 | -6.0±6.4 | -7.4±5.7 | -8.1±5.6 | -7.2±4.7 | -6.0±5.2 | -8.8±4.8 | -10.4±6.4 | -10.8±6.0 | -8.7±5.5 |
| 12 | 3.8±3.5 | 3.5±3.6 | 3.1±2.6 | 4.7±2.8 | 6.6±3.2 | 5.7±3.3 | 4.7±3.0 | 3.7±2.3 | 5.6±3.0 | 4.1±2.2 | 3.1±2.7 | 3.0±3.0 | 4.3±3.1 |
| 13 | 10.3±4.5 | 10.7±4.7 | 11.6±5.1 | 11.4±5.2 | 11.6±5.4 | 11.4±4.7 | 11.6±4.6 | 11.5±4.0 | 11.6±4.1 | 10.9±4.1 | 10.2±3.8 | 10.0±4.2 | 11.1±4.5 |
| 14 | 17.4±1.9 | 17.6±2.0 | 19.1±2.6 | 19.5±1.9 | 19.3±2.1 | 19.1±2.6 | 19.5±2.6 | 19.3±2.4 | 18.8±2.2 | 17.7±2.0 | 17.0±1.6 | 16.6±1.7 | 18.4±2.3 |
| 15 | 17.3±1.8 | 17.5±1.7 | 19.3±2.0 | 20.1±1.7 | 19.6±2.2 | 19.6±2.8 | 19.8±2.9 | 19.7±2.6 | 19.1±2.1 | 17.8±1.9 | 17.2±1.7 | 16.6±1.5 | 18.6±2.4 |
| 16 | 9.6±2.1 | 9.8±2.3 | 11.2±2.7 | 12.3±2.1 | 11.8±2.6 | 12.0±2.1 | 11.8±3.0 | 11.2±3.0 | 10.6±2.7 | 10.0±2.5 | 9.9±2.0 | 9.1±2.1 | 10.8±2.7 |
| 17* | -1.1±1.4 | -1.0±1.3 | -0.9±1.4 | -0.7±1.3 | -0.7±1.5 | -0.4±1.3 | -0.6±1.3 | -0.8±1.5 | -1.1±1.4 | -1.2±1.7 | -1.3±1.4 | -1.4±1.4 | -0.9±1.4 |
| 18* | -6.7±2.0 | -6.5±2.5 | -6.6±2.3 | -6.8±2.5 | -6.5±2.9 | -5.5±2.7 | -6.2±3.0 | -6.9±2.9 | -7.5±2.4 | -7.4±3.1 | -6.9±3.1 | -7.2±2.9 | -6.7±2.7 |
| 19* | -8.4±3.3 | -9.8±5.3 | -8.4±4.0 | -9.1±3.9 | -9.4±4.7 | -7.0±5.5 | -8.3±5.2 | -9.6±4.3 | -11.3±5.1 | -10.9±4.7 | -9.6±5.3 | -9.8±5.0 | -9.3±4.7 |
| 20* | -38.4±13.0 | -42.3±15.6 | -45.4±10.7 | -46.2±14.1 | -42.6±12.08 | -42.2±10.8 | -39.4±13.2 | -38.6±15.4 | -42.2±16.3 | -44.8±13.9 | -42.7±12.5 | -42.1±11.9 | -42.2±13.3 |

*Média e desvio-padrão para todo o período simulado

5.2. Transporte de volume das águas profundas

A seguir, o transporte de volume das águas profundas (*i.e.* $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$) será comparado com a literatura. Ressalta-se que o limite de densidade neutra utilizado para a camada profunda neste trabalho equivale aproximadamente à isoterma de 0°C e a profundidade de 1500 m no regime oceânico (Fig. III-3 – Cap. III). A grande dificuldade na comparação entre os valores simulados pelo OCCAM e os observados na literatura deve-se às diferentes definições de águas profundas e de fundo utilizadas em trabalhos pretéritos. A comparação qualitativa da representação hidrográfica dos dados simulados (descritos no capítulo anterior), conjuntamente com a validação do transporte simulado das águas profundas apresentadas em seguida, nos fornece confiabilidade na utilização e análise das séries temporais de transporte de volume utilizadas neste trabalho.

Setor Mar de Weddell

O transporte de volume médio simulado para as águas profundas na região noroeste do mar de Weddell é de ~11 Sv para norte (Tab. V-II). Na região sul o transporte para oeste ao longo da Seção Filchner decai para cerca de 4 Sv (Tab. V-II). Na região leste do mar de Weddell o transporte médio para oeste é de ~3 Sv entre as Seção Weddell Leste e Enderby Leste (Tab. V-II). O valor médio de 4.7 Sv encontrado para a Seção Greenwich, ligeiramente superior à média encontrada para a região, deve-se provavelmente a expansão da seção até as proximidades da Elevação Maud (Fig. II-4 – Cap. II). Assumindo que as definições aplicadas neste estudo incluem o transporte tanto

da WSDW como da WSBW, as estimativas encontradas para o mar de Weddell são equivalentes aos transportes reportados na literatura, como evidenciado a seguir.

[Locarnini et al. \[1993\]](#) estimaram um transporte geostrófico para norte de 1.5 Sv de AABW relativo à profundidade de 1500 m (profundidade equivalente à profundidade da isoterma de 0°C), através das passagens profundas da Cordilheira Scotia do Sul. Valores similares foram encontrados por [Farhbach et al. \[1994b\]](#), que mostraram um transporte de 2.6 Sv e 1.2 Sv obtidos a partir de dados de fundeios, respectivamente para a WSDW e WSBW fluindo na região da Ilha Joinville (extremidade da Península Antártica). Considerando a definição de águas profundas aplicadas no estudo, temos um transporte de ~4 Sv correspondendo à exportação da AABW nesta região. [Farhbach et al. \[1995\]](#) mostraram, também através de dados de fundeios, que o fluxo de saída da WSBW varia significativamente entre escalas anuais e interanuais de 1 Sv a 4 Sv, valores que corroboram os pequenos transportes de volume das águas de fundo reportados previamente na região. Por outro lado, [Muench & Gordon \[1995\]](#) reportaram valores ligeiramente maiores variando entre 5 Sv e 6 Sv para o fluxo de saída das águas de fundo nas margens oeste do mar de Weddell. Mais recentemente, [Farhbach et al. \[2001\]](#) deduziram um fluxo médio de 1.3 ± 0.4 Sv para a pluma das águas de fundo na região noroeste do mar de Weddell, a partir de estações hidrográficas e longas séries temporais de fundeios de cerca de 10 anos. Devido : (i) à alta variabilidade de exportação da AABW na região em diferentes e desconhecidas escalas temporais [[Gordon et al. 2010](#)], (ii) à produção de AABW em pulsos [[Baines & Condie 1998](#)], e principalmente, (iii) às diferenças nas definições das propriedades das

camadas profundas e de fundo para estimar os transportes de volume, os valores previamente reportados para exportação da AABW a partir do mar de Weddell podem estar sendo subestimados, quando comparados com investigações mais recentes baseadas em séries temporais de longo período tanto a partir de simulações oceânicas como dados de observações reais.

Neste sentido, [Gordon et al. \[2001\]](#) mostraram para uma seção cruzando a porção noroeste do Giro de Weddell em 44°W um transporte para leste da AABW com temperatura inferior a 0°C (*i.e.* WSDW + WSBW) de ~30 Sv (25 + 5 Sv). Estes valores relativamente elevados incorporam não somente as águas profundas exportadas, mas também as águas profundas que recirculam dentro do Giro de Weddell. O transporte médio das águas profundas obtidos para todo o período de simulação do OCCAM na região noroeste do mar de Weddell (~11 Sv) é ligeiramente superior ao transporte da WSDW de 6.7 ± 1.0 Sv obtido por [Naveira Garabato et al. \[2002b\]](#) sobre a Cordilheira Scotia do Sul através de dados de LADCP. Os autores também aplicaram um método inverso para dados hidrográficos não sinópticos na região, obtendo uma redução no transporte para 4.7 ± 0.7 Sv. Assumindo estes resultados e considerando que os mesmos referem-se somente a WSDW, o transporte de volume nesta região variaria entre 4 Sv e 8 Sv, valores próximos ao mínimo (~8 Sv) estimado pelo OCCAM. O transporte de volume na região noroeste também está de acordo com as estimativas de [Franco et al. \[2007\]](#). Estes autores aplicaram um método inverso de caixa nas principais passagens da Cordilheira Scotia do Sul. Considerando os valores de extrapolação dentro dos triângulos de fundo e a variabilidade máxima, [Franco et al. \[2007\]](#) reportaram um fluxo para norte da WSDW de ~9 Sv durante o ano de 2000 e nenhuma mudança significativa para

o ano seguinte. Desta forma, a variação entre 8.5 Sv e ~15 Sv do transporte de volume médio estimado pelo OCCAM na região noroeste do mar de Weddell é sustentada pelas estimativas pontuais observadas na região do entorno. Outros modelos numéricos também sustentam as estimativas na região, e.g. [Schodlok et al. \[2002\]](#) obtiveram um transporte de 6.4 Sv para a WSDW.

Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste

O transporte de volume médio simulado para as águas profundas no Setor Oceano Índico é de 1.2 Sv para oeste (Tab. V-II), enquanto o valor médio máximo é de ~2 Sv. O valor médio para as Seções Índico Oeste e Índico Médio é de 1.4 Sv, enquanto a leste da Baía Prydz o transporte médio decai para 0.8 Sv (Tab. V-II). A variabilidade no transporte de volume na região é bastante elevada, chegando a ter a mesma magnitude dos valores médios encontrados na simulação do OCCAM.

O valor de transporte de volume da AABW encontrado em uma seção hidrográfica equivalente à Seção Baía Prydz por [Speer & Forbes \[1994\]](#) é ~2 Sv superior ao valor máximo simulado (*i.e.* 1.7 Sv) no modelo. Os autores, considerando a profundidade de 2500 m como nível de referência, determinaram um transporte geostrófico para oeste de 3.7 Sv para as águas profundas abaixo deste nível. Entretanto, ambos os valores reportados são bastante inferiores ao transporte total para oeste de AABW na região sul da PET (entre 65°S e 66°S) de 20 ± 3 Sv reportado por [Heywood et al. \[1999\]](#). Considerando apenas a região por volta de 63°S, onde o fluxo também é predominante para oeste, os autores estimaram um fluxo de 5 ± 1 Sv para as águas densas com temperatura inferior a 0°C.

O transporte de volume médio simulado para as águas profundas no Setor Oceano Pacífico Oeste é de 1.3 Sv para oeste (Tab. V-II), enquanto o valor médio máximo é de ~3 Sv. O valor médio para a Seção Pacífico Oeste é de 3.3 Sv. Por outro lado, o transporte de volume é bastante inferior para as demais seções, diminuindo para um valor médio de 0.3 Sv (Tab. V-II).

Poucos são os trabalhos que reportam sobre o transporte da AABW nesta região. [Fukamachi et al. \[2010\]](#) estimaram, recentemente, um transporte médio para norte de 12.3 ± 1.2 Sv para as águas de fundo com temperatura inferior a 0°C na região leste do Platô Kerguelen. Desta forma, mostrando a importância da região para a exportação da AABW para os oceanos globais, e a potencial subestimação do transporte da AABW pelo modelo OCCAM no Setor Oceano Pacífico Oeste.

Setor Mar de Ross

O transporte de volume médio simulado para as águas profundas no Setor Mar de Ross é de 0.7 Sv para oeste (Tab. V-II), enquanto o valor médio máximo é de ~1.4 Sv. O valor máximo médio para a Seção Ross Oeste localizada na região do Cabo Adare é de 1.7 Sv. No centro do giro o transporte máximo médio é de ~1.4 Sv. Na Seção Ross Leste, localizada próxima ao limite com o Setor Mares de B&A, o transporte máximo das águas profundas decai para ~1 Sv.

Os valores máximos do transporte de volume das águas profundas simulados na Seção Ross Oeste, principal região exportadora da AABW, e nas demais seções do centro do Giro de Ross são bastante próximos aos valores

observados. Whitworth & Orsi [2006] reportaram um transporte para as águas com temperatura inferior a 0°C de 1.95 ± 1.85 Sv, próximo à quebra de plataforma do Cabo Adare. Na mesma região, Gordon *et al.* [2009] determinaram em março de 2004 um fluxo de saída de 1.7 Sv correspondente à AABW.

5.2.1. Confiabilidade das séries do transporte de volume das águas profundas

Poucos são os trabalhos que reportam sobre a variabilidade de longo período do transporte de volume no oceano Austral. No entanto, dois trabalhos em especial permitiram uma comparação do transporte de volume das águas profundas na região noroeste do mar de Weddell. Fahrbach *et al.* [1995], deste ponto em diante denominado F95, mostraram que o fluxo de saída da AABW está sujeito a um ciclo sazonal com temperaturas mínimas e velocidades máximas durante o início do inverno austral. Da mesma forma, Fahrbach *et al.* [2001], deste ponto em diante denominado F01, produziu um dos primeiros estudos de longo período mostrando a variabilidade sazonal e interanual inerente aos processos de formação da AABW. O período temporal coberto nas análises de F95 (*i.e.* 1989-1993) e F01 (*i.e.* 1989-1998) está incluído no período total simulado pelo modelo OCCAM (*i.e.* 1988-2004), o que permitiu uma validação da representação da variabilidade do transporte de volume das águas profundas simuladas pelo mesmo.

A figura V-1 mostra que o transporte de volume das águas profundas se ajusta bem ($r = 0.6$; $p = 0.10$) aos transportes observados para o referido período. Considerando as diferenças entre os valores absolutos do transporte observado e simulado pelo modelo, basicamente devido à diferente definição

da camada profunda, as séries temporais simuladas seguem a mesma tendência das séries observadas na região noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seção 1) tanto em escala de variabilidade interanual como em variações mensais (Fig. V-1).

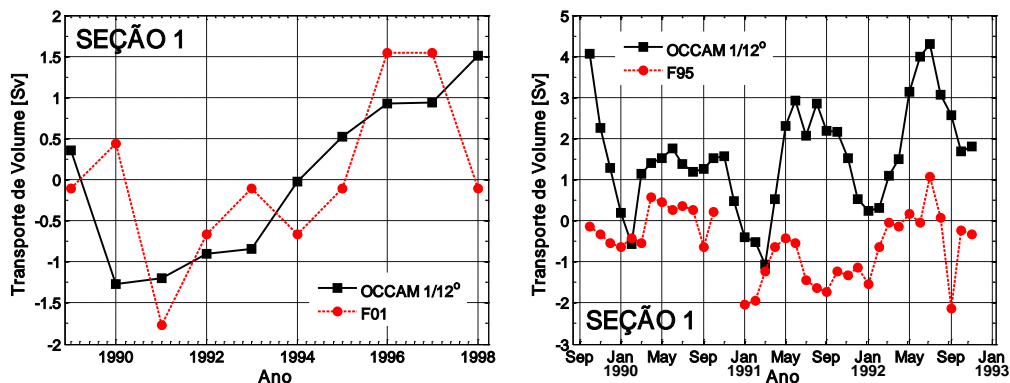


Figura V-1. Transporte de volume [Sv] das águas de fundo padronizado em relação à média e ao desvio-padrão do período (linha preta) simulado pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observado por (direita) F95 e (esquerda) F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

Além disso, os valores médios absolutos simulados (*i.e.* 3.92 cm s^{-1}) da velocidade da corrente perpendicular à seção hidrográfica estão em concordância com os valores observados (*i.e.* 3.45 cm s^{-1}) na região durante o período de 1989-1998 (Fig. V-2). Desta forma, a comparação entre as séries simuladas e observadas fornece forte confiabilidade para o uso das séries temporais do transporte de volume das águas profundas derivadas a partir do modelo OCCAM nas análises seguintes. Em adição, o diagrama de Taylor para as séries temporais da velocidade da camada de fundo e do transporte de volume mensal das águas profundas (Fig. V-3) mostra que a variabilidade das séries se aproxima bastante da variabilidade dos dados observados na região, respectivamente, por F01 e F95.

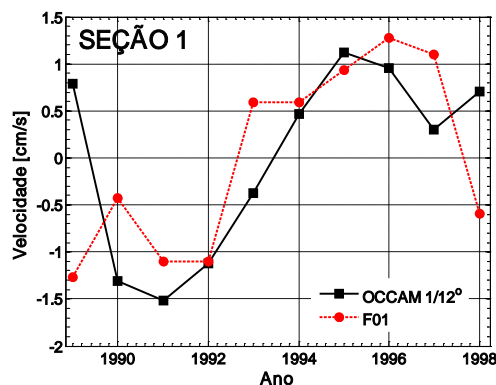


Figura V-2. Velocidade da corrente [cm s^{-1}] das águas de fundo, perpendicular à seção e padronizada em relação à média e ao desvio padrão do período, (linha preta) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observada por F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

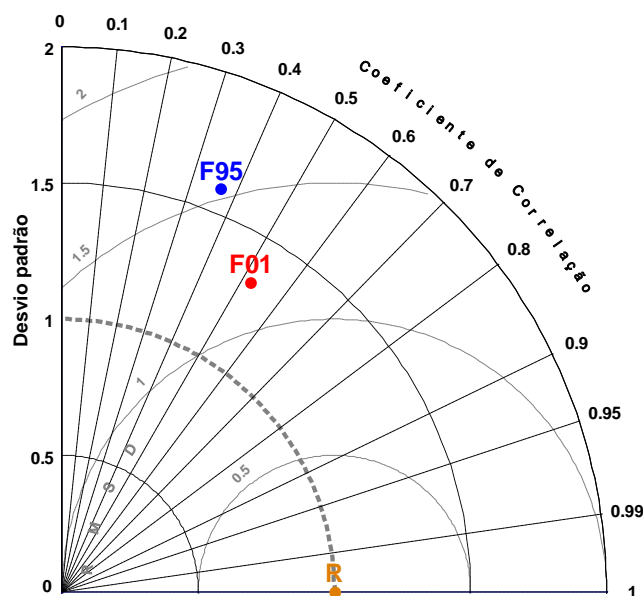


Figura V-3. Padrões estatísticos descrevendo a série temporal da velocidade (F01) e do transporte de volume (F95) da camada profunda simulada pelo modelo OCCAM 1/12° na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, o desvio padrão padronizado e o CRMSD. A linha tracejada cinza em destaque marca a região onde a variabilidade dos valores simulados melhor se ajusta aos observados. R = Referência.

5.3. Variabilidade do transporte de volume das águas profundas

Os resultados relacionados à variabilidade temporal do transporte de volume das águas profundas intrínseco de cada setor do oceano Austral são

apresentados e discutidos a seguir. Alguns aspectos comuns entre os setores do oceano Austral observados nos ciclos intra e interanuais no transporte das águas de fundo são apresentados inicialmente.

5.3.1. Ciclo anual do transporte de volume

Com exceção de algumas seções, o transporte de volume nas margens continentais do oceano Austral é máximo (mínimo) entre os meses de maio-julho (dezembro-janeiro), *i.e.* início do inverno (verão) Austral (Tab. V-II). No Setor Mar de Weddell podemos notar um claro ciclo anual, representado pela curva semelhante à distribuição Gaussiana, com máximo e mínimo transporte entre os meses de maio-junho e dezembro-janeiro, respectivamente (Fig. V-4a). Os transportes das águas de fundo no Setor Oceano Índico também seguem, em geral, o mesmo padrão apresentado no mar de Weddell, sendo que o transporte máximo ocorre entre junho-julho. Por outro lado, o ciclo anual no Setor Oceano Pacífico Oeste não é tão claro. Nesta região, cada seção apresenta um padrão particular no ciclo anual, sendo que o transporte máximo ocorre normalmente no mês de maio (Fig. V-4b). Dois padrões diferentes ocorrem no Setor Mar de Ross (Fig. V-4c). Considerando a principal região de exportação nas proximidades do Cabo Adare, o ciclo anual assemelha-se à curva de distribuição Gaussiana característica do mar de Weddell com máximo (mínimo) transporte das águas de fundo em junho (dezembro). Entretanto, no interior do Giro de Ross observa-se um ciclo sazonal aparentemente semianual com transportes máximos entre abril-maio e julho-agosto (Fig. V-4c). A presença de um ciclo semianual pode ser estranha nesta região, uma vez que a área é dominada por processos com ciclos anuais. Porém, alguns trabalhos

[e.g. Hellmer & Jacobs 1995, Jacobs & Giulivi 1998, Holland *et al.* 2003, Assmann *et al.* 2003] mostram evidências de um ciclo semianual em medições de correntes, no derretimento basal das águas de plataforma e na circulação oceânica dentro do domínio do Giro de Ross.

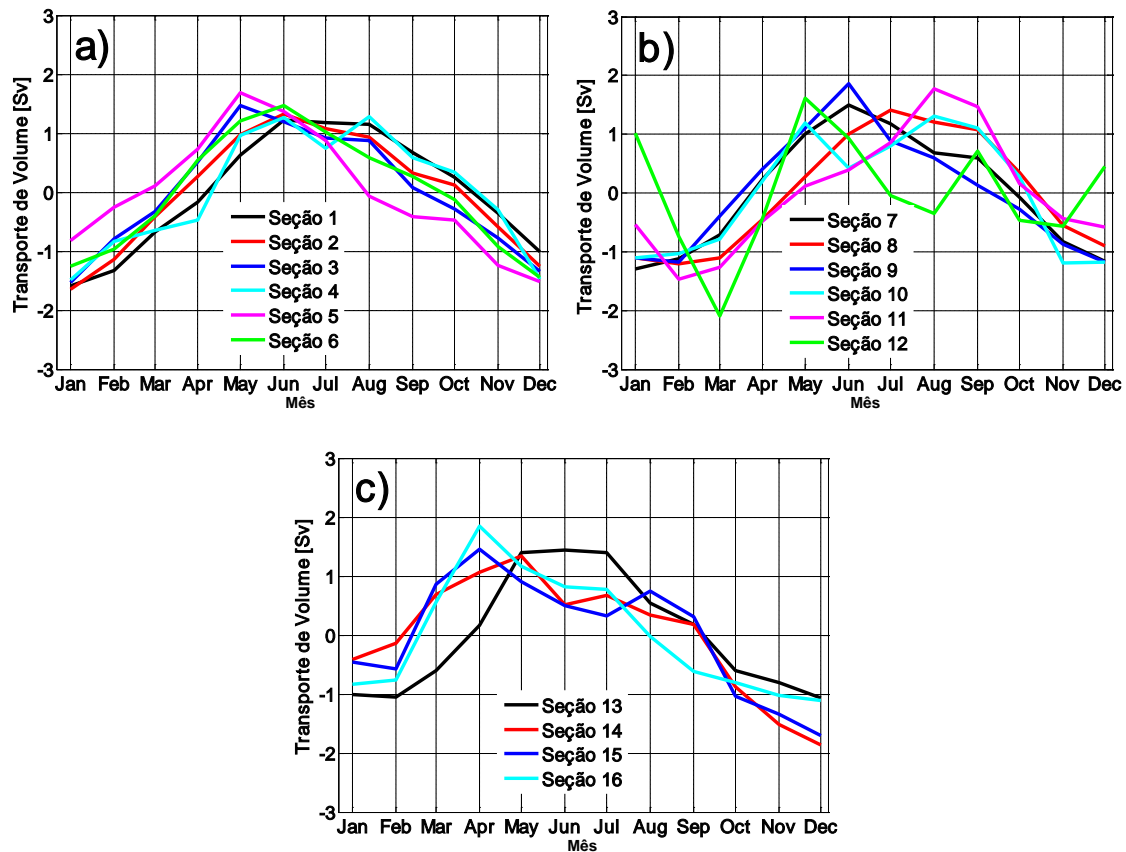


Figura V-4. Ciclo anual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. Os valores de transporte estão padronizados com relação à média e ao desvio-padrão. Os valores absolutos de cada mês são informados na tabela V-II.

Tabela V-II. Médias mensais (\pm desvio-padrão mensal) do transporte de volume cumulativo [Sv] da água profunda perpendicular às seções de exportação e considerando todo o período da simulação do OCCAM utilizada. Valores positivos indicam sentido anti-horário (para norte/oeste) e vice-versa. Os valores destacados em vermelho (azul) marcam os meses de transporte máximo (mínimo) de cada seção.

| Seção N° | Janeiro | Fevereiro | Março | Abril | Maió | Junho | Julho | Agosto | Setembro | Outubro | Novembro | Dezembro | Média* |
|----------|----------------|----------------|----------|----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------|----------|----------|----------------|----------|
| 1 | 9.5±2.8 | 9.8±3.1 | 10.7±3.3 | 11.4±2.9 | 12.4±2.9 | 13.2±3.0 | 13.1±2.9 | 13.1±3.0 | 12.5±2.9 | 11.9±2.8 | 11.1±2.6 | 10.3±2.8 | 11.6±3.1 |
| 2 | 9.0±2.7 | 9.5±2.8 | 10.2±3.0 | 10.9±2.4 | 11.7±2.5 | 12.1±2.6 | 11.8±2.6 | 11.6±2.8 | 11.0±2.7 | 10.8±2.4 | 10.1±2.4 | 9.4±2.5 | 10.7±2.7 |
| 3 | 2.7±0.6 | 3.2±0.8 | 3.5±0.7 | 4.1±0.7 | 4.8±0.9 | 4.6±0.8 | 4.4±0.7 | 4.4±1.0 | 3.8±0.8 | 3.6±0.9 | 3.2±0.7 | 2.8±0.5 | 3.7±1.0 |
| 4 | 2.1±2.8 | 2.3±2.7 | 2.4±2.7 | 2.5±2.4 | 3.0±3.1 | 3.1±2.7 | 2.9±2.0 | 3.1±1.9 | 2.9±2.0 | 2.8±2.3 | 2.5±3.3 | 2.1±2.0 | 2.6±2.4 |
| 5 | 4.1±2.3 | 4.5±2.5 | 4.8±2.3 | 5.3±2.3 | 6.1±2.1 | 5.8±2.0 | 5.4±2.1 | 4.7±1.6 | 4.4±1.4 | 4.4±1.7 | 3.7±1.2 | 3.5±1.4 | 4.7±2.0 |
| 6 | 1.8±0.7 | 1.9±0.7 | 2.1±0.6 | 2.5±0.9 | 2.7±0.8 | 2.8±1.0 | 2.7±0.8 | 2.5±0.7 | 2.4±0.6 | 2.2±0.7 | 1.9±0.6 | 1.7±0.5 | 2.3±0.8 |
| 7 | 0.7±0.6 | 0.8±0.5 | 1.1±0.6 | 1.7±0.8 | 2.2±0.8 | 2.5±1.0 | 2.3±0.7 | 2.0±0.6 | 1.9±0.6 | 1.5±0.6 | 1.0±0.5 | 0.8±0.7 | 1.6±0.0 |
| 8 | -0.2±0.8 | -0.3±0.6 | -0.2±0.7 | 0.6±1.0 | 1.5±1.3 | 2.4±1.4 | 2.8±0.9 | 2.6±0.8 | 2.4±1.2 | 1.6±1.1 | 0.5±0.7 | 0.1±1.2 | 1.2±1.5 |
| 9 | 0.4±0.6 | 0.4±0.6 | 0.7±0.8 | 0.9±0.9 | 1.1±1.1 | 1.4±1.6 | 1.1±1.2 | 1.0±0.9 | 0.8±0.7 | 0.7±0.8 | 0.5±0.5 | 0.4±0.6 | 0.8±0.9 |
| 10 | 2.4±0.8 | 2.5±0.7 | 2.7±0.8 | 3.5±1.0 | 4.2±1.5 | 3.6±1.0 | 3.9±1.1 | 4.3±1.3 | 4.2±1.0 | 3.5±0.8 | 2.3±0.7 | 2.4±1.0 | 3.3±1.2 |
| 11 | 0.1±0.8 | -0.3±1.0 | -0.2±0.8 | 0.1±1.1 | 0.4±1.2 | 0.5±1.1 | 0.7±1.0 | 1.1±1.1 | 0.9±1.0 | 0.4±0.7 | 0.2±1.0 | 0.1±1.1 | 0.4±1.0 |
| 12 | 0.3±0.5 | 0.1±0.4 | -0.1±0.3 | 0.1±0.4 | 0.4±0.4 | 0.3±0.5 | 0.2±0.3 | 0.1±0.3 | 0.3±0.3 | 0.1±0.2 | 0.1±0.4 | 0.2±0.4 | 0.2±0.4 |
| 13 | 0.1±0.1 | 0.1±0.1 | 0.4±0.4 | 0.8±1.0 | 1.5±1.3 | 1.5±1.3 | 1.5±1.3 | 1.0±0.9 | 0.8±0.9 | 0.4±0.4 | 0.3±0.3 | 0.1±0.1 | 0.7±1.0 |
| 14 | 0.8±0.5 | 0.9±0.5 | 1.1±0.7 | 1.1±0.6 | 1.2±0.6 | 1.0±0.7 | 1.1±0.8 | 1.0±0.7 | 1.0±0.6 | 0.7±0.5 | 0.6±0.5 | 0.5±0.4 | 0.9±0.6 |
| 15 | 0.7±0.5 | 0.7±0.5 | 1.0±0.7 | 1.1±0.6 | 1.0±0.7 | 0.9±0.8 | 0.9±0.9 | 1.0±0.7 | 0.9±0.6 | 0.6±0.6 | 0.5±0.5 | 0.5±0.3 | 0.8±0.6 |
| 16 | 0.4±0.3 | 0.4±0.3 | 0.6±0.4 | 0.7±0.4 | 0.6±0.4 | 0.6±0.5 | 0.6±0.5 | 0.5±0.4 | 0.4±0.3 | 0.4±0.3 | 0.4±0.3 | 0.3±0.3 | 0.5±0.4 |
| 17 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | ** |
| 18 | 0.1±0.1 | 0.1±0.1 | 0.1±0.1 | 0.1±0.1 | 0.0±0.1 | 0.0±0.1 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.1 | 0.1±0.1 | 0.1±0.1 | ** |
| 19 | 0.3±0.3 | 0.2±0.3 | 0.3±0.3 | 0.2±0.2 | 0.1±0.2 | 0.2±0.2 | 0.2±0.2 | 0.2±0.4 | 0.0±0.2 | 0.1±0.3 | 0.3±0.5 | 0.2±0.3 | ** |
| 20 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | 0.0±0.0 | ** |

* Média e desvio-padrão para todo o período simulado.

** A média do transporte de volume de águas profundas é inferior a 0.5 Sv. Desta forma, todas as seções do Setor Mares de B&A foram desconsideradas para a investigação seguinte sobre a variabilidade e exportação das águas profundas.

5.3.2. Variabilidade interanual do transporte de volume

No Setor Mar de Weddell as características mais marcantes nas séries temporais do transporte de volume das águas profundas são destacadas pela forte diminuição da exportação entre o período de 1990 e 1995, e o marcado decréscimo no ano 2000 (Fig. V-5a). Esse sinal de variabilidade interanual é distinguido mais facilmente na observação das séries de exportação das águas de fundo nas margens noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seções 1 e 2), sendo também evidenciado ao sul da região (*i.e.* Seção 3). Nas seções a leste (*i.e.* Seções 4 e 6) não notamos evidências destes decréscimos no transporte ao longo das margens continentais, apenas na Seção Weddell Leste onde é notado uma pequena evidência de diminuição no ano 2000.

Os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste apresentam uma maior variabilidade interanual. Podemos notar uma forte diminuição no transporte das águas de fundo em ambos os setores no ano de 1995 (Fig. V-5b), embora não evidente nas seções mais a oeste de cada setor (*i.e.* Seções 9 e 12). No Setor Oceano Pacífico Oeste observa-se, também, um marcado aumento no transporte de volume no ano de 1997 após o mínimo de 1995 (Fig. V-5b) e uma forte diminuição no ano 2000, tal como observado na região sul e noroeste do Setor Mar de Weddell. Este declínio no transporte de volume permanece até o ano 2002, diferentemente do que é apresentado nas seções do mar de Weddell. Esta diminuição característica em várias regiões do oceano Austral no ano 2000 não é observada no Setor Oceano Índico, ou seja, a variabilidade do transporte de volume da AABW nesta área do oceano Austral equivale àquela observada na região leste do Mar de Weddell.

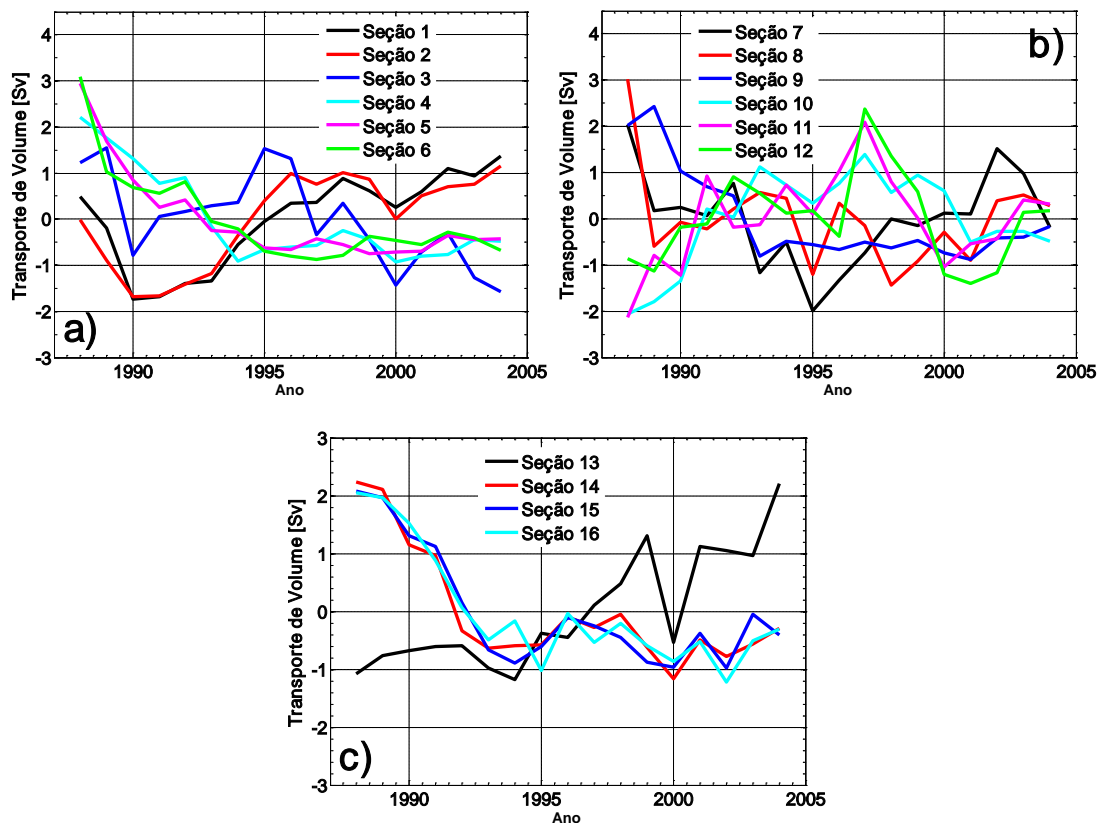


Figura V-5. Variabilidade interanual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. Os valores de transporte estão padronizados com relação à média e ao desvio-padrão.

No Setor Mar de Ross observa-se um forte declínio do transporte de volume em ambos os anos de 2000 e 2002 (Fig. V-5c). As seções internas do Giro de Ross (*i.e.* Seções 14, 15 e 16) mostram um comportamento similar àquelas apresentadas dentro do Giro de Weddell (*i.e.* Seções 4, 5 e 6), onde há uma forte diminuição até o ano de 1995 e uma aparente estabilização a partir deste ano (Fig. V-5a e V-5c).

Observa-se que a diminuição no transporte de volume ocasionada no ano 2000 ocorre em diversas áreas do oceano Austral, embora não totalmente circumpolar. Enquanto a diminuição do transporte de volume no ano de 2002

ocorre de forma mais regional, sendo evidenciado apenas nos setores do oceano Austral conectados diretamente ao oceano Pacífico Sul (*i.e.* Setores Oceano Pacífico Oeste e Mar de Ross). Por outro lado, a diminuição no transporte de volume das águas de fundo no ano de 1995 é evidenciada somente nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Sul.

Setor Mar de Weddell

As seções na região noroeste do mar de Weddell, principal região de exportação da AABW do Setor Mar de Weddell para os oceanos globais, apresentam uma tendência decadal de aumento de $\sim 0.15 \text{ Sv década}^{-1}$ no transporte de volume das águas profundas (Fig. V-6). Por outro lado, no sul e na região leste do mar de Weddell a tendência de aumento no transporte de volume das águas profundas é menor (Fig. V-6). As séries temporais do transporte de volume das águas profundas na região são apresentadas na figura V-7.

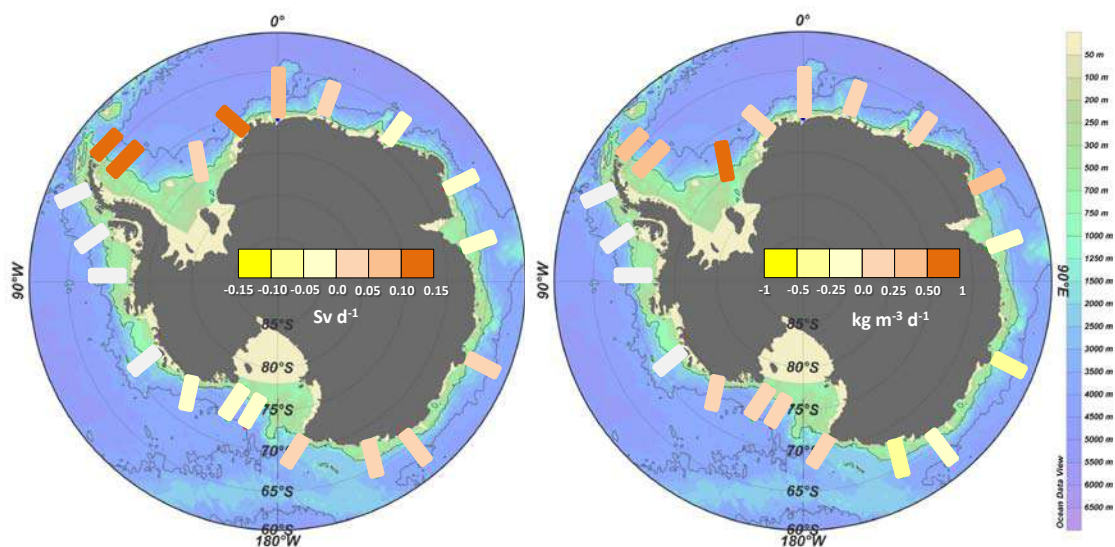


Figura V-6. Tendência decadal para as séries temporais de (esquerda) transporte de volume [Sv década^{-1}] e (direita) densidade neutra [$\text{kg m}^{-3} \text{ década}^{-1}$] das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°.

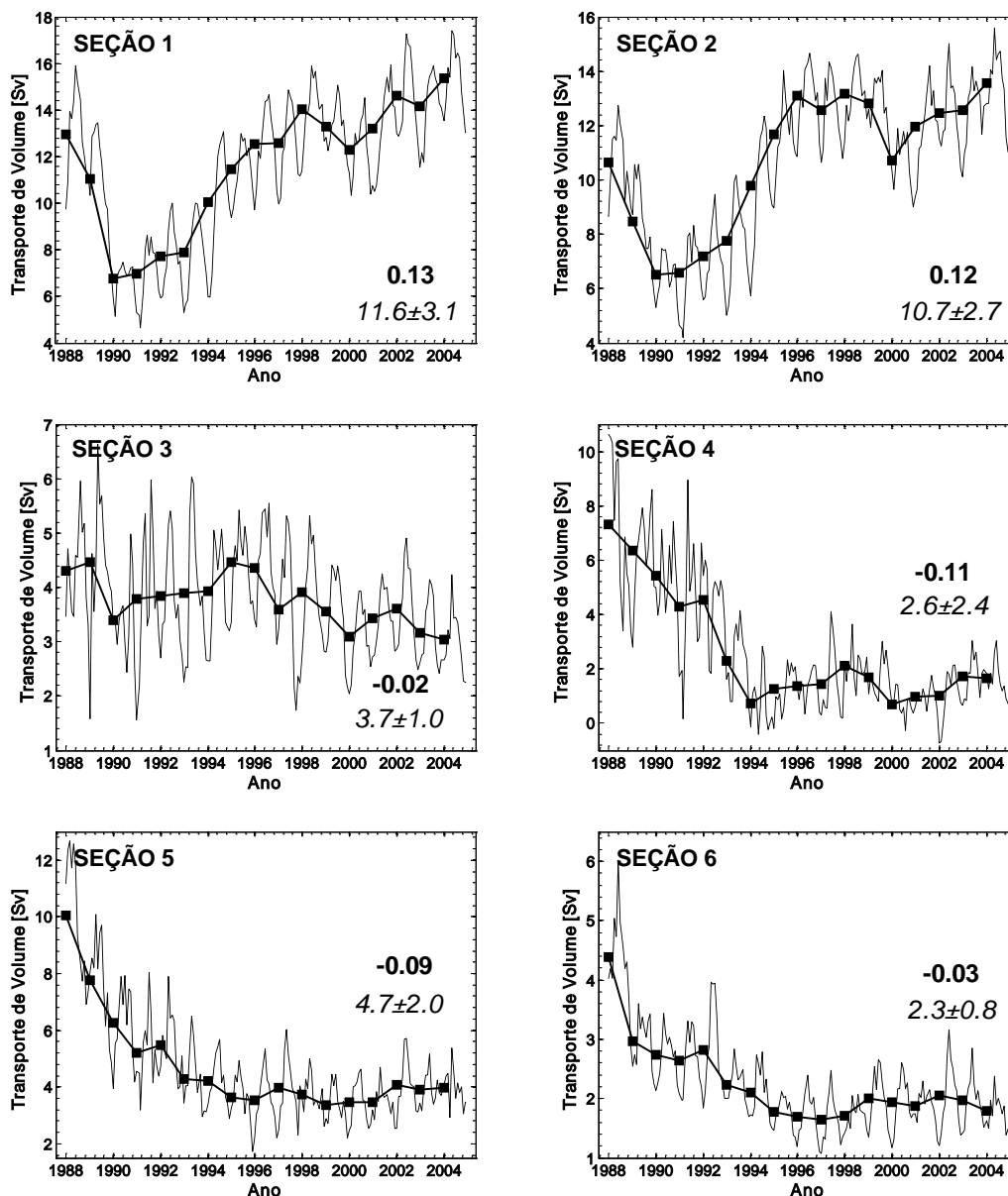


Figura V-7. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções do Setor Mar de Weddell (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

Os espectros de ondeletas (Fig. V-8 e V-9) mostram os principais períodos de variabilidade da exportação da AABW na região. Entretanto, podemos observar como esta variabilidade se altera no tempo, identificando os anos em que a variabilidade da exportação da AABW através da respectiva

seção é maior (*i.e.* períodos onde a amplitude dos eventos extremos de exportação é maior).

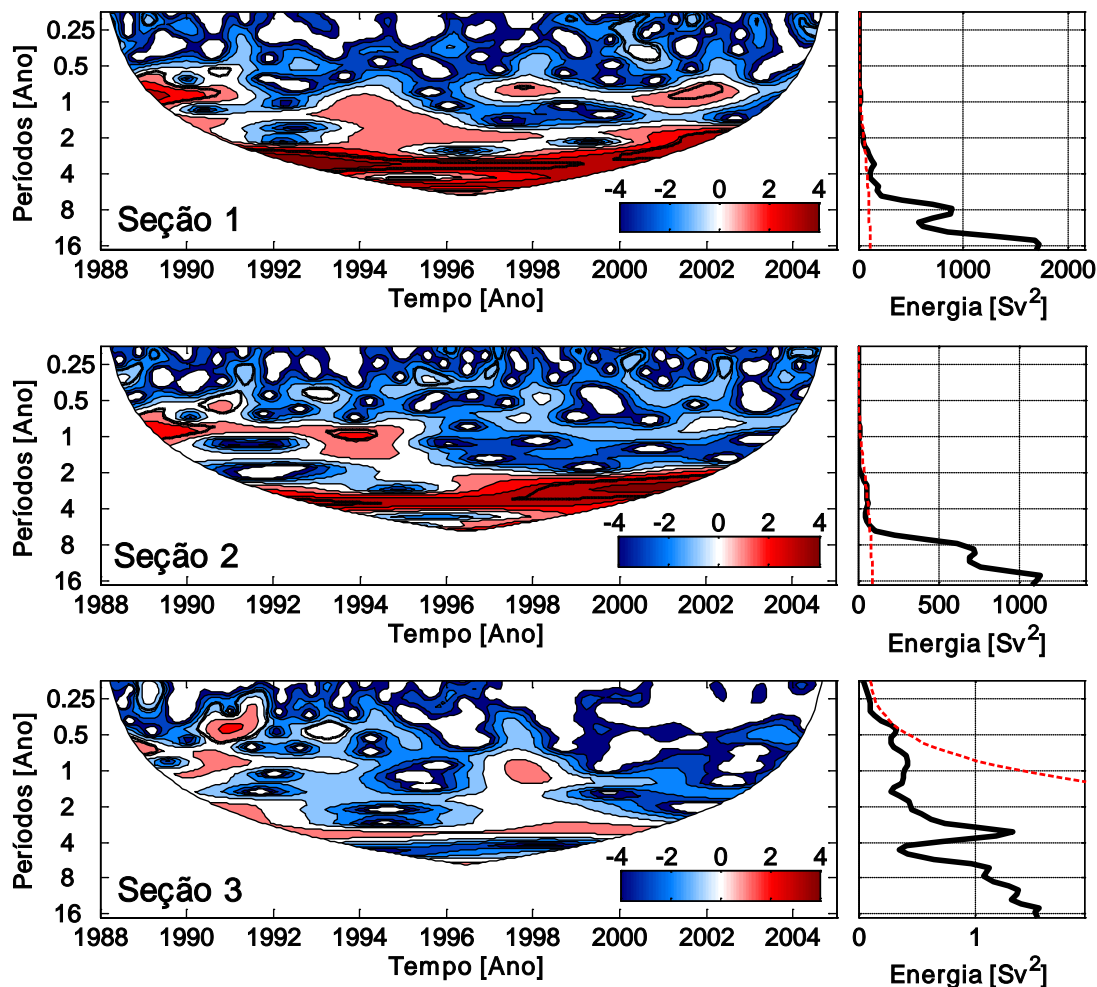


Figura V-8. Espectro de energia de ondeletas (considerando a ondeleta mãe Morlet) das séries de anomalia do transporte de volume das águas de fundo nas seções de exportação localizadas na região noroeste (*i.e.* Seção 1 e 2) e sul (*i.e.* Seção 3) do Setor Mar de Weddell. A área branca limita a região do cone de influência onde a variância é reduzida. Os contornos pretos delimitam as regiões com nível de significância superior a 90% para o processo de ruído vermelho com coeficiente de defasagem igual a 0.72. O painel da direita mostra o espectro de energia global para a série, onde a linha vermelha marca o limite de significância superior a 90%.

Nas seções da região noroeste do mar de Weddell a exportação das águas profundas varia principalmente entre escalas semianual e anual (Fig. V-

8). Na Seção WOCE SR4 Oeste podemos observar uma maior variabilidade de exportação concentrada nestes períodos ocorrendo entre os anos de 1989-1991, 1997-1999 e 2001-2003. Apesar da mudança de frequência entre os anos de 1991 e 1997, que mostra uma alta energia associada com períodos entre 1-2 anos, podemos observar que nesta região a variabilidade extrema da exportação das águas profundas varia a cada período de ~2 anos após um evento de variações mais intensas da exportação. Além disso, este período de maior variabilidade na exportação persiste por aproximadamente 3 anos. Na Seção Larsen pode-se notar eventos similares no início do período de simulação do modelo, com intensificação da variabilidade da exportação entre os anos de 1989-1991 e 1993-1995 (Fig. V-8). Na Seção Filchner este padrão da variabilidade da exportação não é observado (Fig. V-8). Os espectros de ondeletas mostram ainda um pico de energia ao longo de toda a série entre 2-4 anos. Além disso, fica evidente a variabilidade da exportação em baixas frequências com período dominante de 8 anos (Fig. V-8).

Nas seções da região leste do mar de Weddell os espectros de ondeletas não mostram padrões muito claros (Fig. V-9). Nas Seções Weddell Leste e Greenwich observa-se uma maior variabilidade da exportação das águas profundas em escala interanual no início do período de simulação do OCCAM. Na Seção Weddell Leste ainda é possível identificar a variabilidade da energia ao longo do tempo com intensificação da variabilidade da exportação entre 1996-1999, o que não é possível observar nas demais seções (Fig. V-9). A variabilidade de longo período é observada também nesta região, com picos de energia centrados em períodos de 8 anos (Fig. V-9).

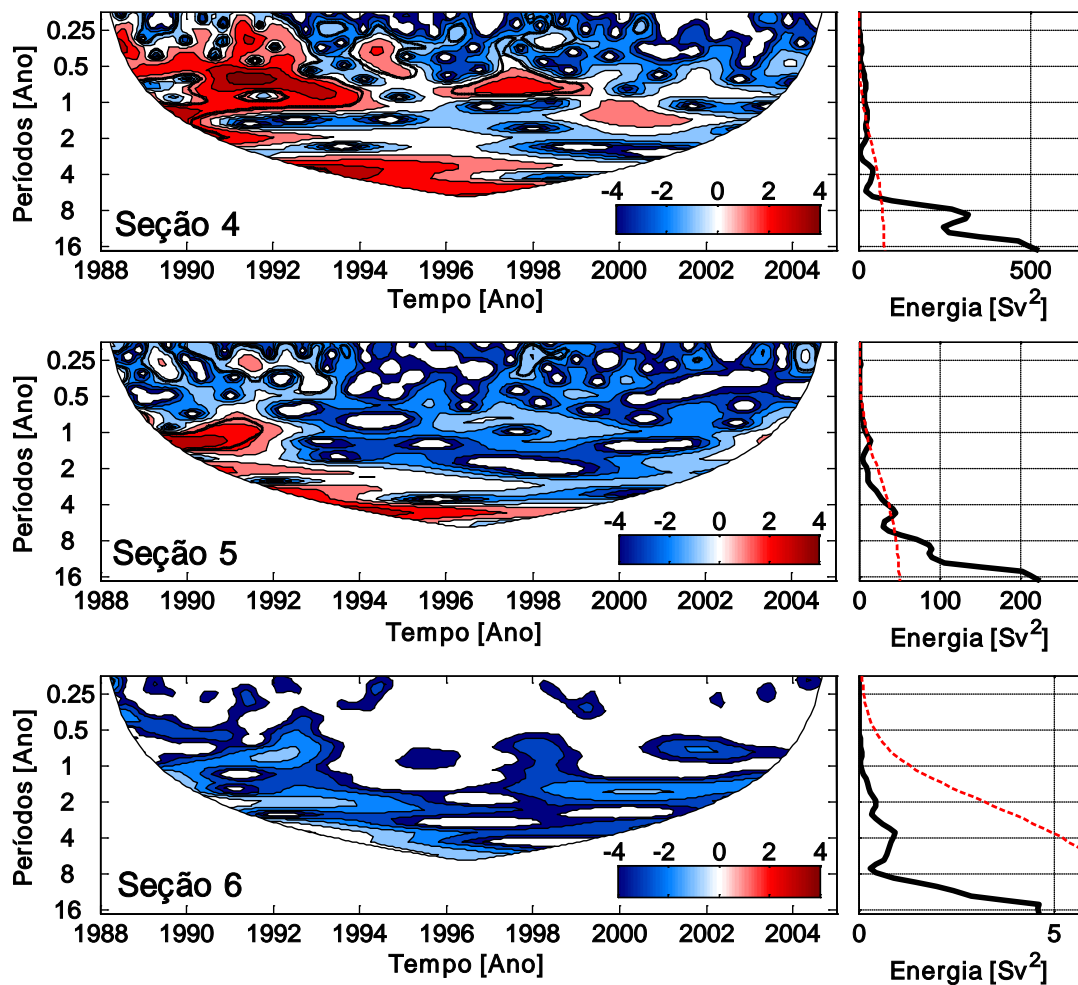


Figura V-9. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas da região leste do Setor Mar de Weddell.

Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste

As seções dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste apresentam uma tendência decadal de diminuição inferior a $0.05 \text{ Sv década}^{-1}$ no transporte de volume das águas profundas (Fig. V-6). As séries temporais do transporte de volume das águas profundas na região são apresentadas na figura V-10. Os espectros de ondeletas das seções dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste (Fig. V-11 e V-12) mostram a energia concentrada principalmente entre períodos semianual e anual. Entretanto, com períodos de variação da energia diferentes entre as diferentes seções.

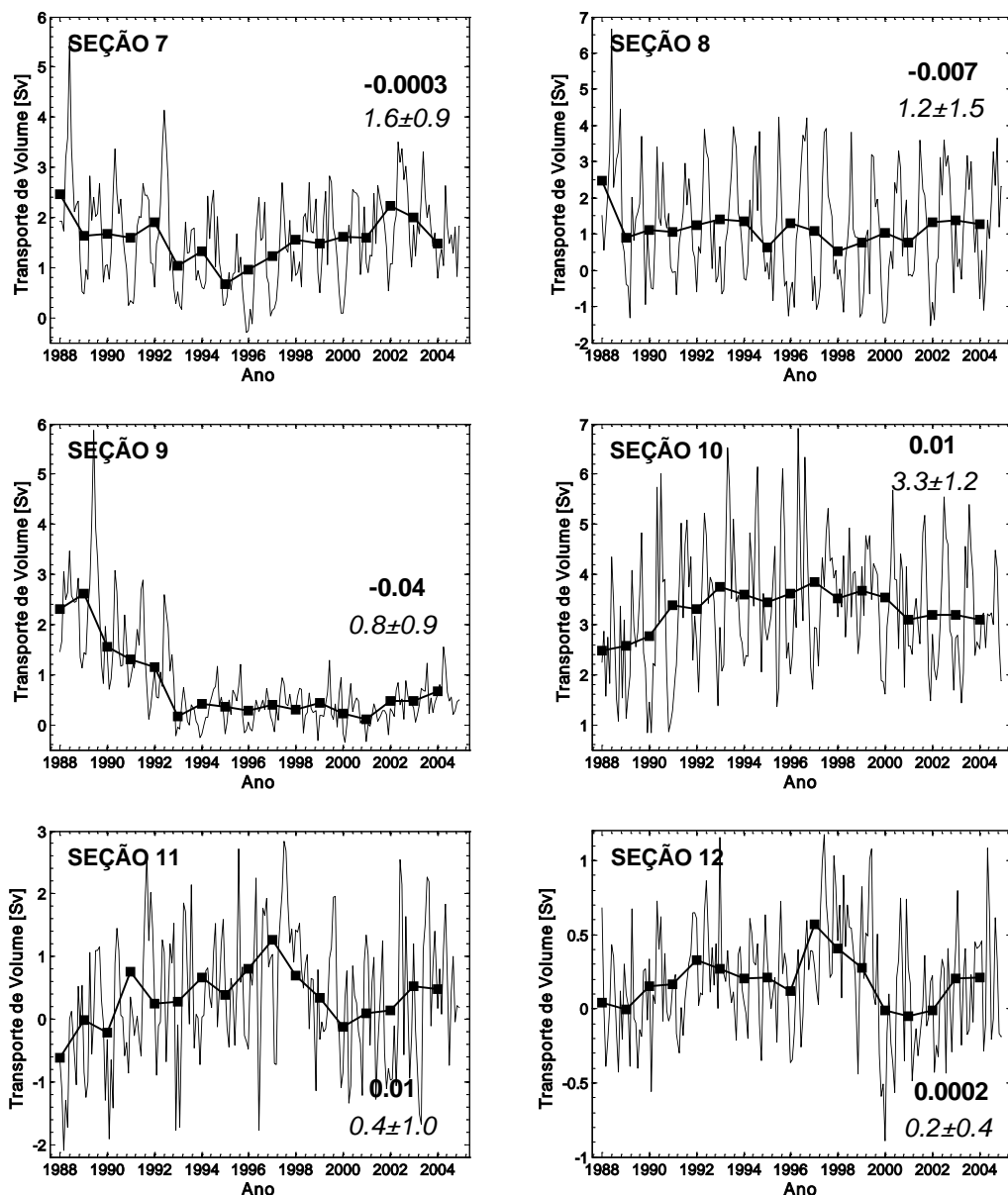


Figura V-10. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

Na Seção Índico Médio, os períodos de intensificação da variabilidade da exportação ocorrem entre 1988-1990, 1992-1993, 1995-1996 e 1997-1998, com intervalo de ~2 anos entre os eventos de maior amplitude de variabilidade da exportação (Fig. V-11), similar à variabilidade encontrada no mar de Weddell. Este período de maior variabilidade na exportação persiste somente

por ~1 ano. As demais seções do Setor Oceano Índico não apresentam períodos claros de intensificação da variabilidade da exportação da AABW.

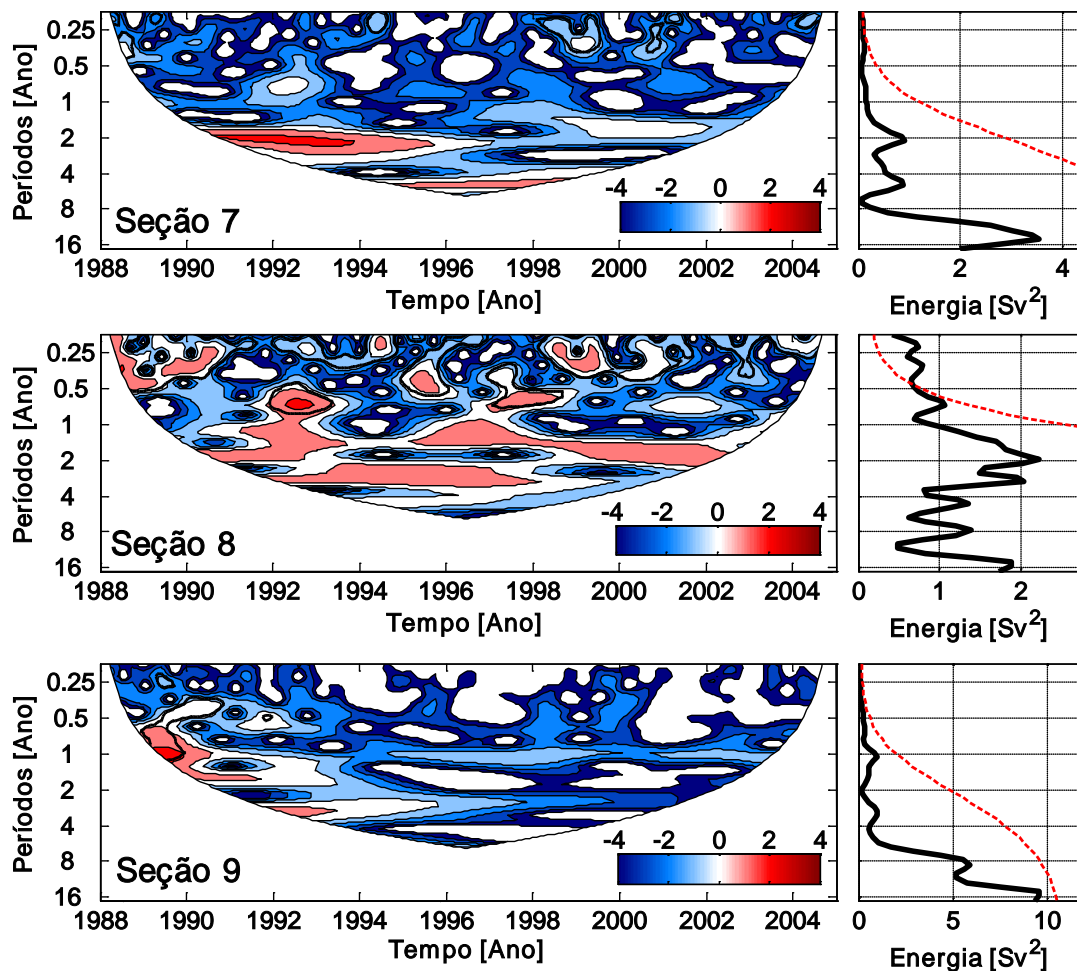


Figura V-11. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Índico.

Por outro lado, no setor Oceano Pacífico Oeste a variabilidade da exportação das águas profundas é bastante distinta nas Seções Pacífico Oeste e Pacífico Médio. Na Seção Pacífico Oeste, considerando as pequenas mudanças de frequência entre os períodos semianual e anual, os anos de maior variabilidade na exportação ocorrem entre 1989-1991, 1994-1996, 2000-2001 e 2002-2004 (Fig. V-12). Na Seção Pacífico Médio os anos com maior

variabilidade ocorrem entre 1990-1994, 1996-1998, 2000-2001 e 2002-2004 (Fig. V-12). Assim como nos setores previamente analisados, a variabilidade extrema da exportação das águas profundas varia a cada período de ~2 anos após um evento de variações mais intensas da exportação. O período de ocorrência da maior variabilidade na exportação é extremamente variável na região, variando entre 1 e 4 anos.

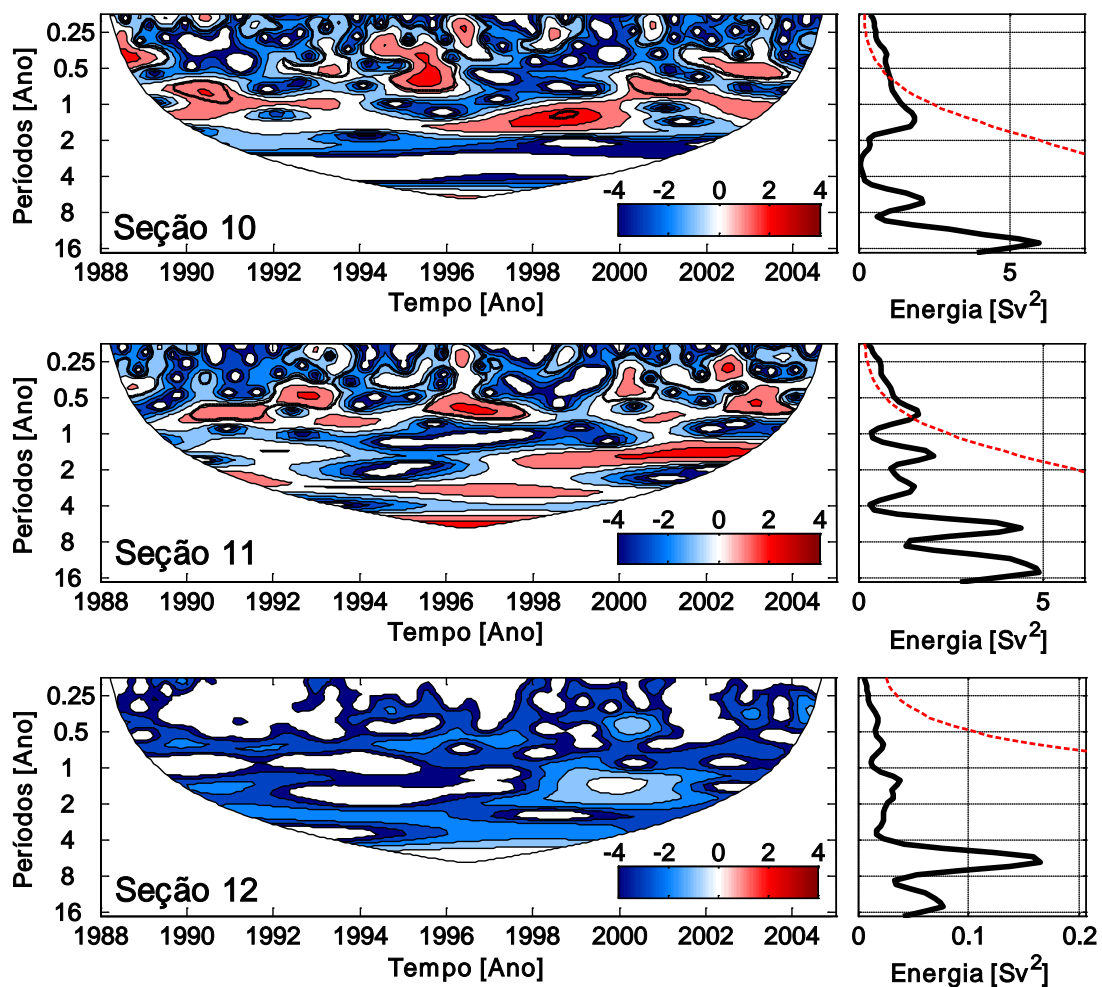


Figura V-12. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Pacífico Oeste.

Setor Mar de Ross

As seções internas do Setor Mar de Ross apresentam uma tendência decadal de diminuição inferior a $0.05 \text{ Sv década}^{-1}$ no transporte de volume das águas profundas, enquanto na região de exportação há uma tendência de aumento no transporte de volume (Fig. V-6). As séries temporais do transporte de volume das águas profundas na região são apresentadas na figura V-13.

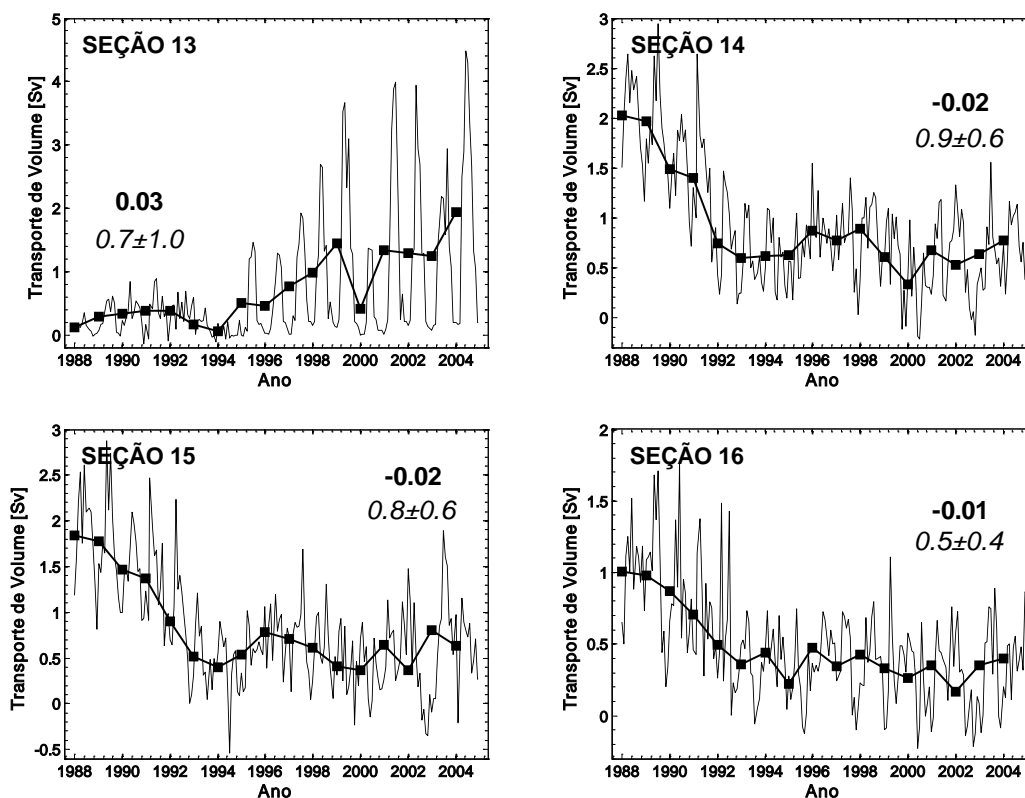


Figura V-13. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

O espectro de ondeletas na principal região de exportação da AABW do mar de Ross (*i.e.* Seção 13), mostra a exportação das águas profundas variando principalmente em escala anual (Fig. V-14). Nesta seção podemos observar uma maior variabilidade de exportação concentrada em períodos

anuais entre os anos de 1989-1995 e 1998-2004. A variabilidade extrema da exportação das águas profundas nesta região persiste por ~6 anos, sendo que estes períodos de maior variabilidade ocorrem após ~3 anos dos eventos de variações mais intensas da exportação.

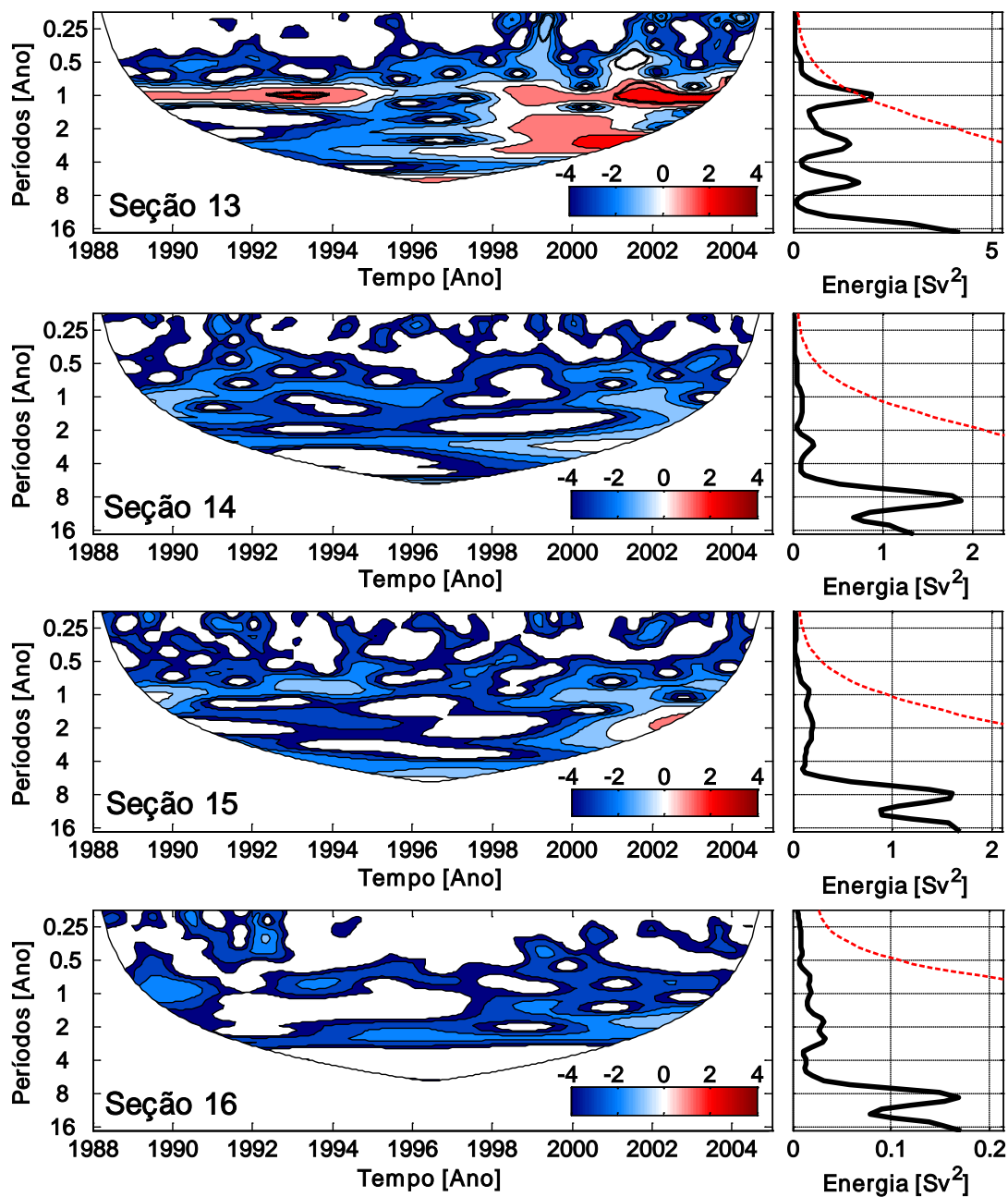


Figura V-14. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

As demais seções do Setor Mar de Ross não apresentam períodos claros de intensificação da variabilidade da exportação da AABW. Os espectros de ondeletas de todas as seções internas do mar de Ross mostram um pico de energia ao longo de toda a série com período dominante de 8 anos (Fig. V-14). Entretanto, ressalta-se que a energia centrada em tal período de variabilidade encontra-se fora dos limites de confiança da análise, diferentemente dos resultados análogos apresentados para o mar de Weddell.

5.4. Dinâmica do transporte de volume nas margens continentais

De modo a demonstrar como a dinâmica de cada região está influenciando a exportação das águas profundas ao redor do continente Antártico, apresenta-se o transporte de volume de toda a coluna d'água e das águas profundas. Este é integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções. Assim, revela-se a importância do sistema de frentes de talude do oceano Austral atuando na exportação das águas profundas. De modo geral, pequenos volumes de água são transportados na plataforma continental do oceano Austral (Fig. V-15 até V-20). Isto pode ser devido: (i) à posição inicial selecionada para as seções do modelo, que pode estar fora do eixo principal do fluxo da ACoC ou (ii) pela fraca representação dos processos costeiros e do campo de velocidade no modelo, como ressaltado por [Renner et al. \[2009\]](#) para a região noroeste do mar de Weddell. A seguir, os fluxos relacionados às frentes de talude das margens continentais ao redor do continente Antártico são analisados em cada setor oceânico definido no estudo.

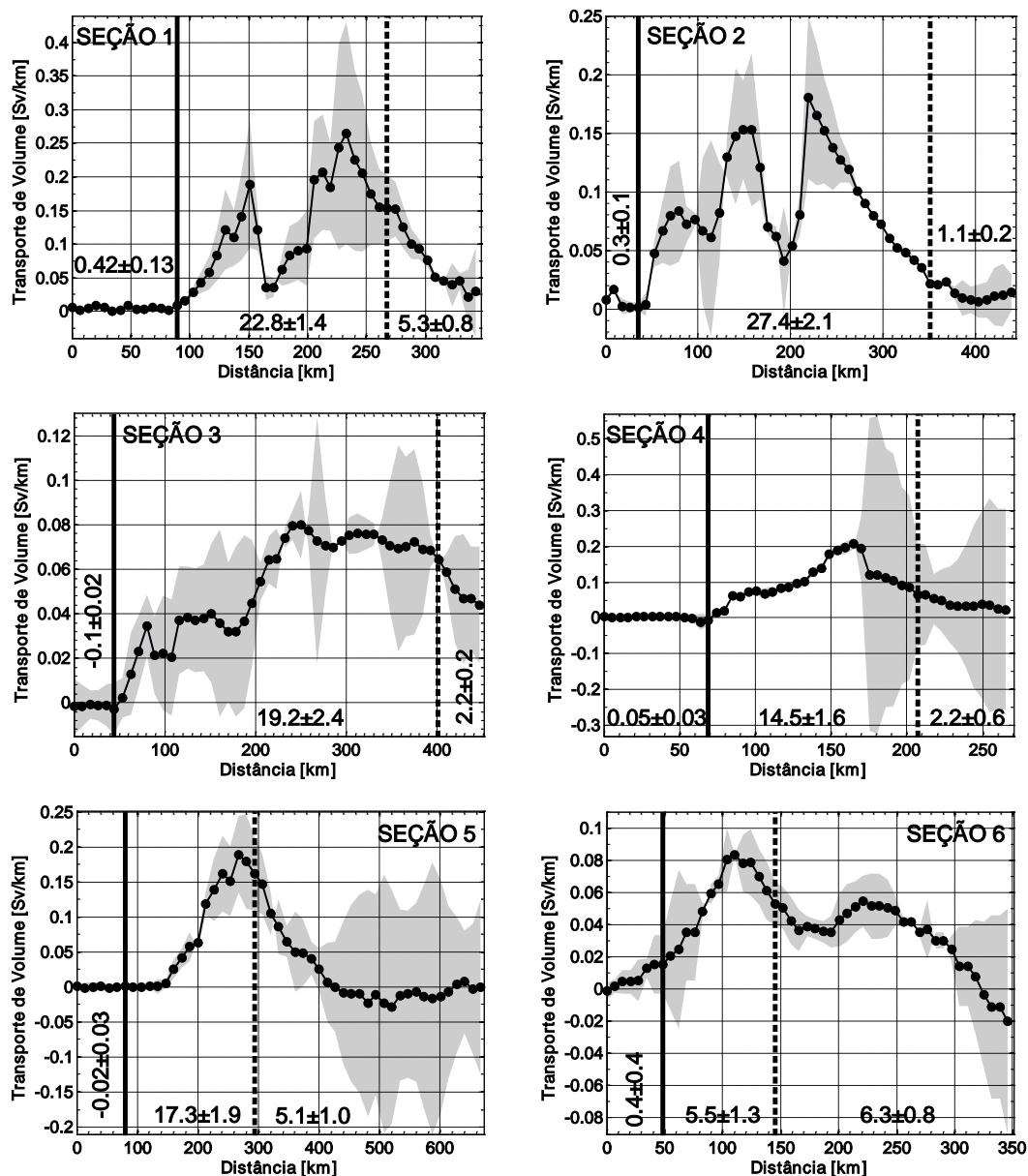


Figura V-15. Média simulada do transporte de volume de toda a coluna d'água ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias e tracejadas marcam, respectivamente, o término da plataforma continental e do talude continental. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada zona oceânica ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção.

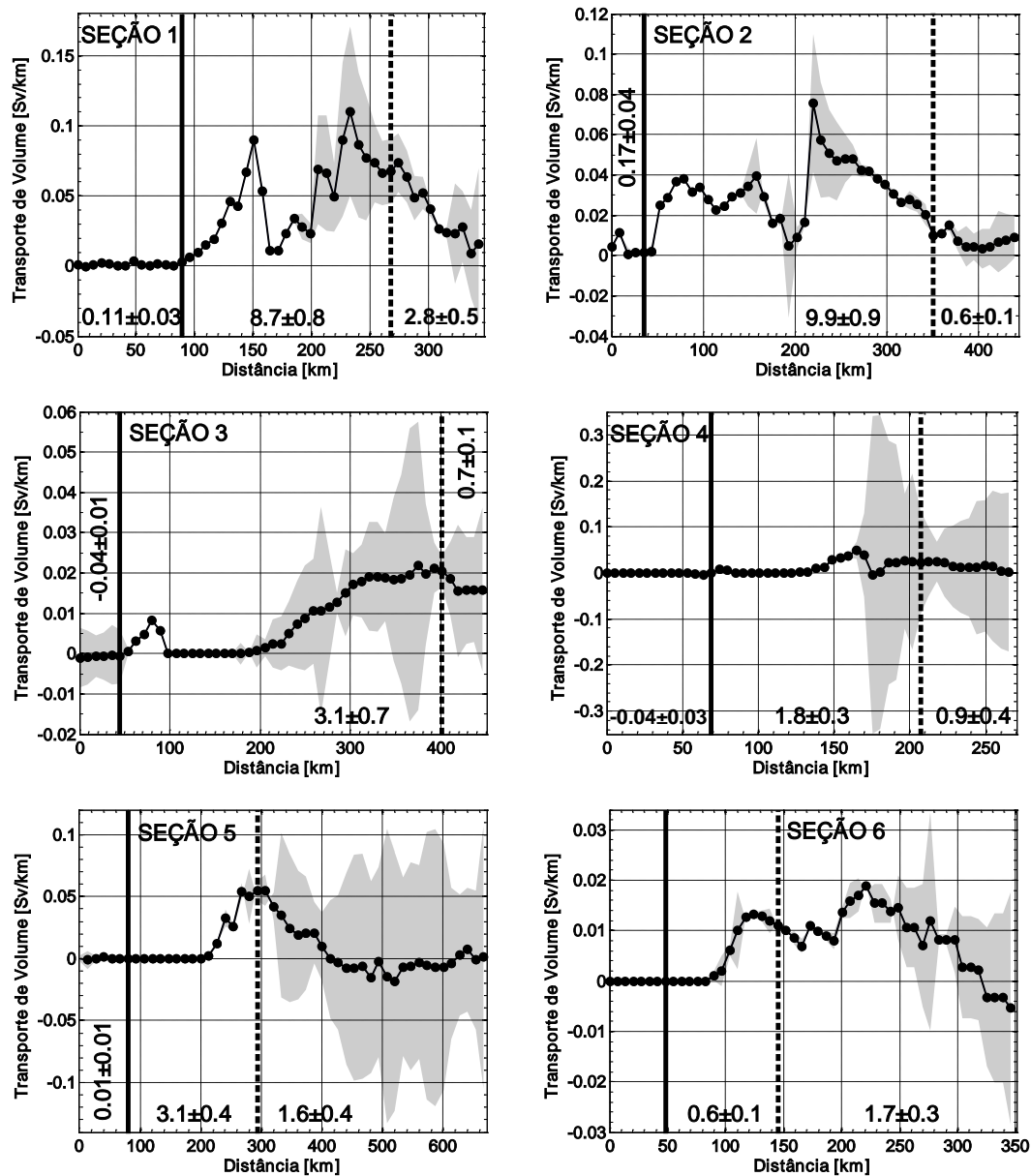


Figura V-16. Média simulada do transporte de volume das águas profundas ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias e tracejadas marcam, respectivamente, o término da plataforma continental e do talude continental. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada zona oceânica ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção.

Setor Mar de Weddell

Na principal região de exportação das águas profundas no mar de Weddell (*i.e.* Seção 1 e 2) podemos notar o forte fluxo associado à ASF e à WF (Fig. V-15). Considerando o núcleo da ASF na Seção WOCE SR4 Oeste, localizado em torno de 150 km de distância, observa-se um transporte médio de $\sim 0.2 \text{ Sv km}^{-1}$ para toda a coluna d'água. Por outro lado, o transporte de volume médio no núcleo da WF (por unidade de distância), localizado em ~ 235 km de distância da costa, é ligeiramente superior (*i.e.* $\sim 0.25 \text{ Sv km}^{-1}$). Entretanto, o transporte na WF possui uma maior variabilidade interanual, com valores extremos variando entre ~ 0.1 e 0.4 Sv km^{-1} (Fig. V-15). O valor do transporte cumulativo total considerando apenas a região do talude continental (*i.e.* onde se encontram ambas as frentes citadas) é de $22.8 \pm 1.4 \text{ Sv}$. Este valor é bem próximo ao transporte de $\sim 20 \text{ Sv}$ reportado por [Thompson & Heywood \[2008\]](#) para a mesma região.

A importância do transporte das águas profundas e de fundo relacionado às frentes de talude é destacada na região noroeste do mar de Weddell. Aproximadamente 38% do volume total da água transportada no talude continental possui densidade neutra superior a 28.26 kg m^{-3} , ou seja, trata-se de água profunda. Adicionalmente, nos núcleos de máximo transporte da ASF e da WF este percentual corresponde a 45% e 44% do fluxo total de toda a coluna d'água. Sendo assim, cerca de metade do fluxo de água total exportada através da seção é considerada água profunda (Fig. V-15 e V-16).

De fato, mesmo considerando o transporte ao longo de toda a seção, aproximadamente 41% e 37% do fluxo total é definido como água profunda nas

Seções WOCE SR4 Oeste e Larsen, respectivamente (Fig. V-15 e V-16). Este valor decresce quase que pela metade quando analisamos o fluxo de águas profundas nas demais seções do mar de Weddell. Nestas áreas apenas cerca de 16% a 21% do fluxo total da coluna d'água é relacionado ao transporte das águas profundas ao longo destas seções (Fig. V-15 e V-16). Uma vez que a ASF é praticamente circumpolar [e.g. Heywood *et al.* 2004], a diminuição do fluxo de água profunda relativo ao fluxo total pode ser devido: (i) ao não desenvolvimento completo da ASF ou (ii) a uma deficiente representação das águas profundas e de fundo nestas áreas. Adicionalmente, o transporte das águas profundas no talude continental corresponde a 75% (Seção 1) e 90% (Seção 2) do transporte total das águas de fundo ao longo das margens noroeste do mar de Weddell. Na região ao sul, este valor corresponde a 83% (Seção 3). O transporte da ASF é menos importante ao longo das margens continentais lestes, onde menos de 70% do transporte das águas profundas da região ocorrem sobre a região do talude continental (Fig. V-16).

Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste

Apenas nas Seções Índico Médio (*i.e.* Seção 8) e Pacífico Leste (*i.e.* Seção 12) dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste, respectivamente, observa-se a presença da ASF. Considerando o núcleo da ASF nestas seções em 70 km e 250 km de distância, respectivamente, observa-se um transporte médio de $\sim 0.06 \text{ Sv km}^{-1}$ para toda a coluna d'água em ambas as seções (Fig. V-17). Na seção do Setor Oceano Índico, 53% do fluxo no núcleo da ASF é de água profunda, menos de 5% deste é água

profunda no Setor Oceano Pacífico Oeste (Fig. V-18). A variabilidade interanual dos fluxos totais e de água profunda é bastante elevada nos dois setores.

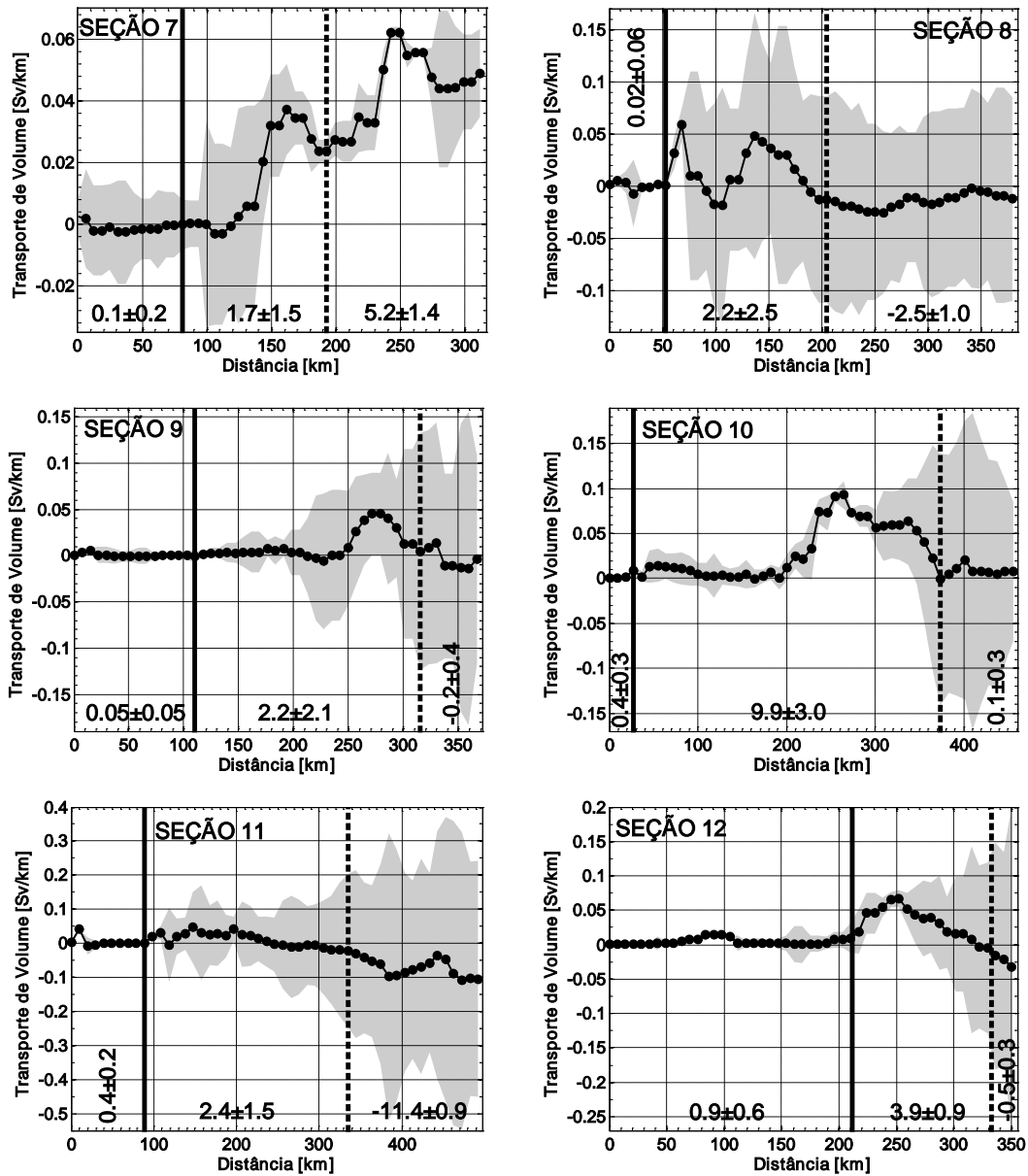


Figura V-17. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

Uma frente análoga a WF é observada na margem continental destas regiões próximo ao término do talude continental (Fig. V-17 e V-18). Esta é observada, em geral, associada à batimetria de 3000 m (Fig. IV-1).

Considerando o transporte ao longo de toda a seção, o percentual de água profunda transportada é relativamente baixo quando comparado ao transporte na região do mar de Weddell.

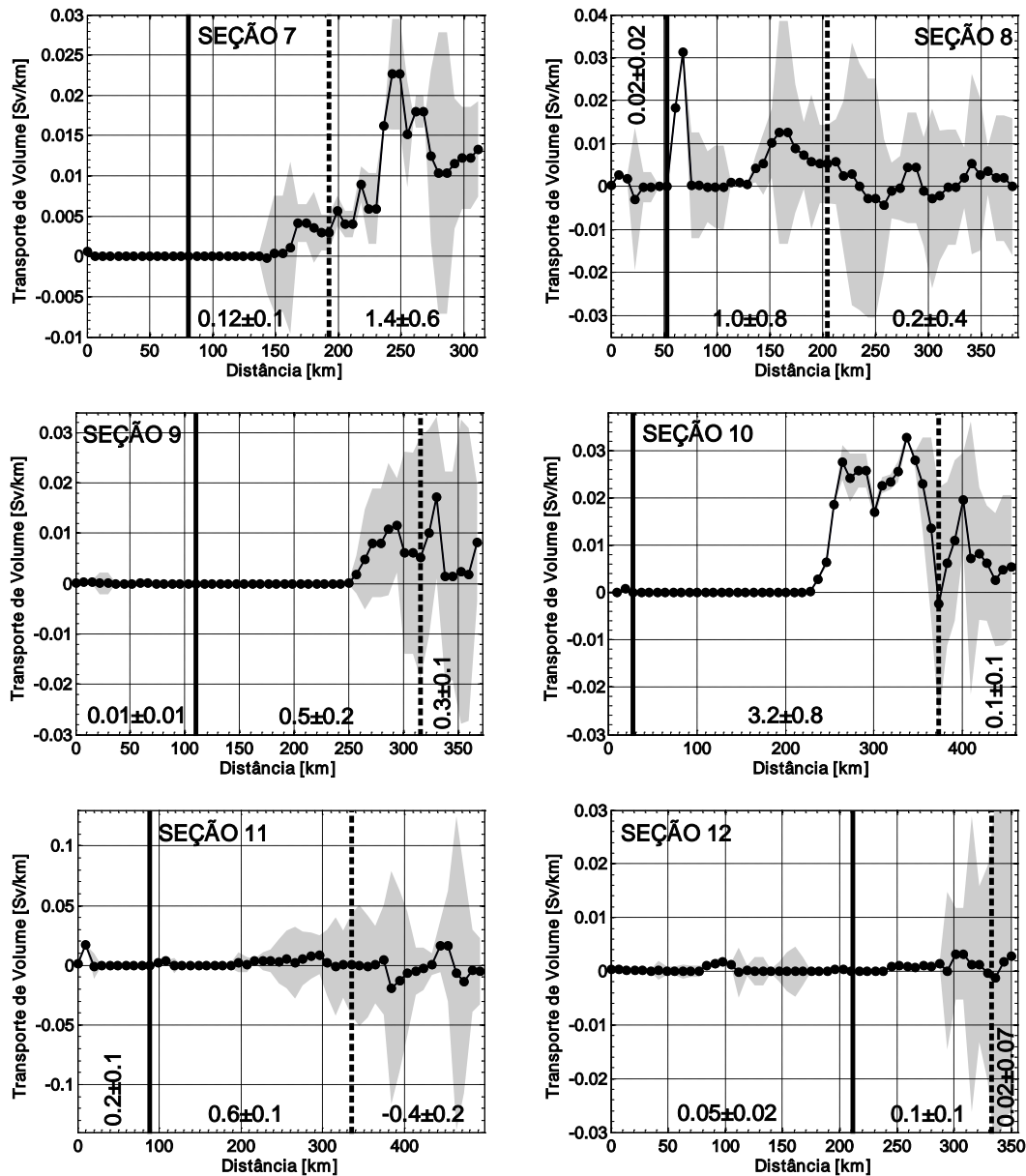


Figura V-18. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

De modo geral, menos de 40% das águas transportadas através das seções são equivalentes às águas profundas (Fig. V-17 e V-18), tanto

considerando o transporte transversal da seção ou, apenas, transversal à zona do talude continental. Entretanto, o transporte gerado através das frentes de talude mantém a sua importância na região. Em ambos os setores, o percentual médio do transporte das águas profundas que ocorre no talude continental equivale a 73% do transporte total das águas profundas através de toda a seção considerada. [Wong et al. \[1998\]](#) estimaram um transporte de volume de 0.1 Sv para a ACoC em 80°E (*i.e.* equivalente à Seção 9) e de 0.2 Sv em 68°E (*i.e.* equivalente à Seção 8). Desta forma, mesmo considerando os problemas relativos à determinação do fluxo da ACoC nas seções do modelo, os transportes na região de plataforma continental destas seções (Fig. V-17) equivalem aos valores reportados por [Wong et al. \[1998\]](#).

Setor Mar de Ross

No Setor Mar de Ross, a ASF é evidenciada apenas na Seção Ross Oeste (*i.e.* Seção 13; Fig. V-19). O transporte no núcleo da ASF (por unidade de distância) nesta região alcança $\sim 0.12 \text{ Sv km}^{-1}$ para toda a coluna d'água, do qual apenas 23% (*i.e.* $\sim 0.028 \text{ Sv km}^{-1}$) é relativo à exportação das águas profundas na região (Fig. V-20). Nesta região, a ASF transporta um volume total de $3.7 \pm 0.5 \text{ Sv}$ (Fig. V-19). Observa-se, também, uma alta variabilidade interanual após 60 km da quebra de plataforma, cujos valores variam de -0.17 Sv km^{-1} até 0.1 Sv km^{-1} . Devido à dinâmica da região, esta alta variabilidade ocasiona um decréscimo da média do transporte de volume total da coluna d'água para $2.6 \pm 0.6 \text{ Sv}$ (Fig. V-19). Este valor encontrado no modelo OCCAM para o transporte através do talude continental é bem próximo ao intervalo de valores entre 1.7 Sv e 2.6 Sv reportados por [Gordon et al. \[2004\]](#). A taxa de

exportação estimada por [Gordon et al. \[2004\]](#) corresponde ao fluxo da espessa camada de fundo na região do Cabo Adare, fluindo entre as isóbatas de 700 m e 1500 m. O volume de água profunda transportada pela ASF na região corresponde, apenas, a 18% do volume total transportado pela frente. Considerando toda o transporte pelo talude continental, 27% do transporte total é relativo ao fluxo de águas profundas. Adicionalmente, o transporte máximo de $\sim 0.03 \text{ Sv km}^{-1}$ encontrado em 50 km de distância (Fig. V-20) está de acordo com os resultados de [Whitworth & Orsi \[2006\]](#). Estes mostram um transporte de AABW (*i.e.* neste caso considerando a coluna d'água com temperatura inferior a 0°C) de $0.039 \pm 0.037 \text{ Sv km}^{-1}$ nas proximidades da quebra de plataforma do Cabo Adare, a partir de dados de fundeios.

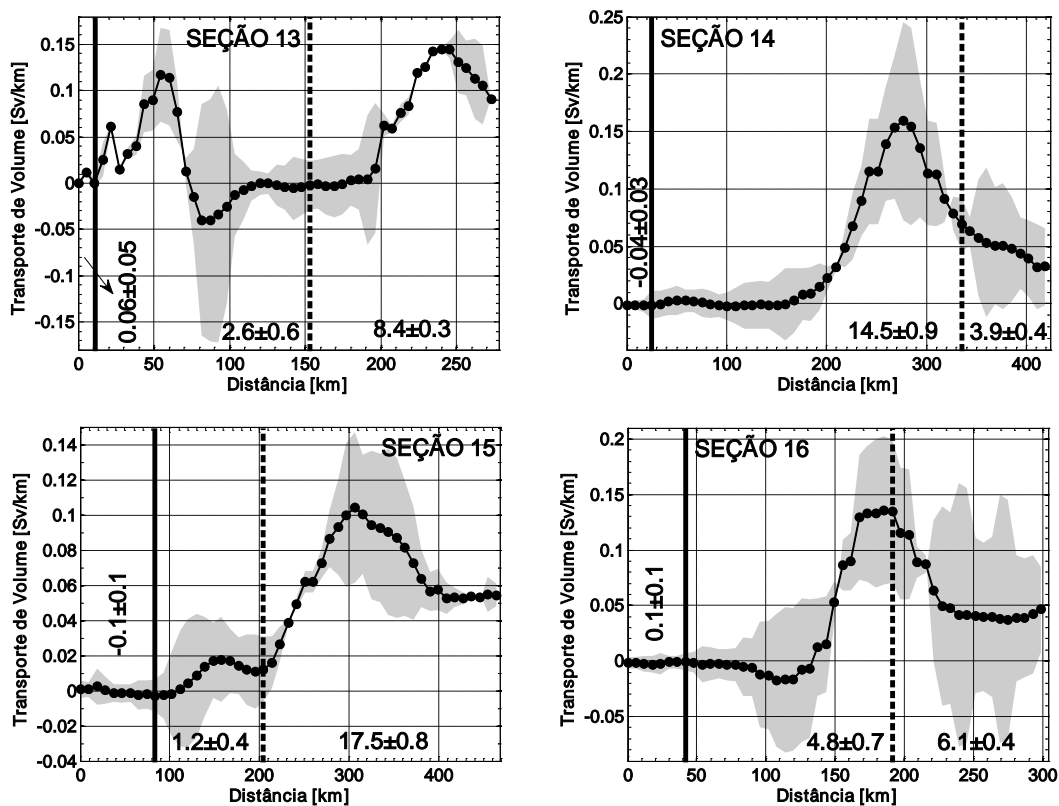


Figura V-19. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

Nas seções internas do Giro de Ross, não há evidência da presença da ASF associada a um fluxo mais intenso (Fig. V-19 e V-20). Nestas seções observa-se a frente de talude associada à batimetria da região e correspondendo a profundidades superiores a 3000 m. O transporte de volume de águas profundas equivale a menos de 5% do volume total transportado, tanto ao longo de toda a seção quanto através do talude (Fig. V-19 e V-20).

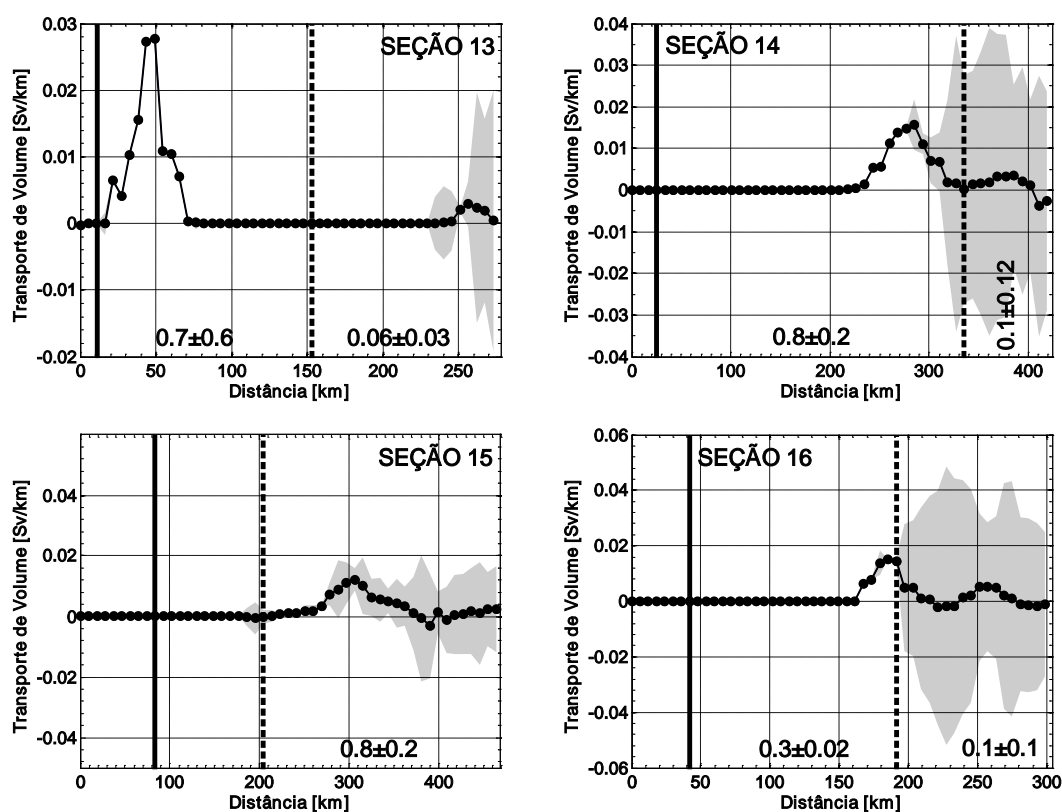


Figura V-20. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

5.5. Formação das águas profundas

Orsi *et al.* [1999] indicaram, através de análises de CFC-11, que a taxa de produção circumpolar das águas profundas ($\gamma^n \geq 28.27 \text{ kg m}^{-3}$) atinge um total de $\sim 10 \text{ Sv}$ no oceano Austral. Esta taxa foi corroborada por Hellmer &

Beckmann [2001] através de resultados de modelagem numérica. Estes autores destacam que a magnitude da taxa de produção poderia dobrar, se as taxas das variedades menos densas da AABW produzidas nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste fossem incluídas no volume total produzido. De modo geral, a produção da AABW é subestimada pelo modelo OCCAM 1/12° em todo o oceano Austral. Apenas na região noroeste do mar de Weddell e na região da Terra de Adelie (Fig. II-1 – Cap. II) a taxa de produção máxima da AABW simulada pelo OCCAM é superior a 0.5 Sv. A seguir as taxas médias de formação das águas profundas são apresentadas para cada setor, indicando as possíveis causas da fraca representação da formação da AABW pelo modelo em cada região.

Setor Mar de Weddell

Na região da Zona Península Antártica (*i.e.* Seção I), que engloba a região oeste da plataforma continental do mar de Weddell, observa-se uma produção média de 1.6 ± 1.0 Sv de AABW entre 1988-2004 (Fig. V-21). As taxas de produção da AABW nesta região são altamente variáveis, indicando uma produção por pulsos e períodos de interrupção quase total na produção. Entre os anos de 1988-1989, 1995-1999 e 2002-2004 foram observados pulsos de formação da AABW variando entre 2 e 3 Sv, com picos extremos de produção de ~ 4 Sv (Fig. V-21). Entretanto, a produção de AABW nesta região praticamente é zerada entre os anos de 1990-1994, e diminui fortemente para cerca de 0.5 Sv entre os anos de 2000-2001. Da produção média simulada, o escoamento principal ocorre através dos cânions submarinos localizados mais ao sul (*i.e.* Yelcho e Aurora cânions; Fig. IV-2 – Cap. IV). Estes contribuem com

~1.5 Sv de AABW para a bacia de Weddell (Fig. V-22). A produção mais ao norte é bastante inferior contribuindo com menos de 0.5 Sv (Fig. V-22).

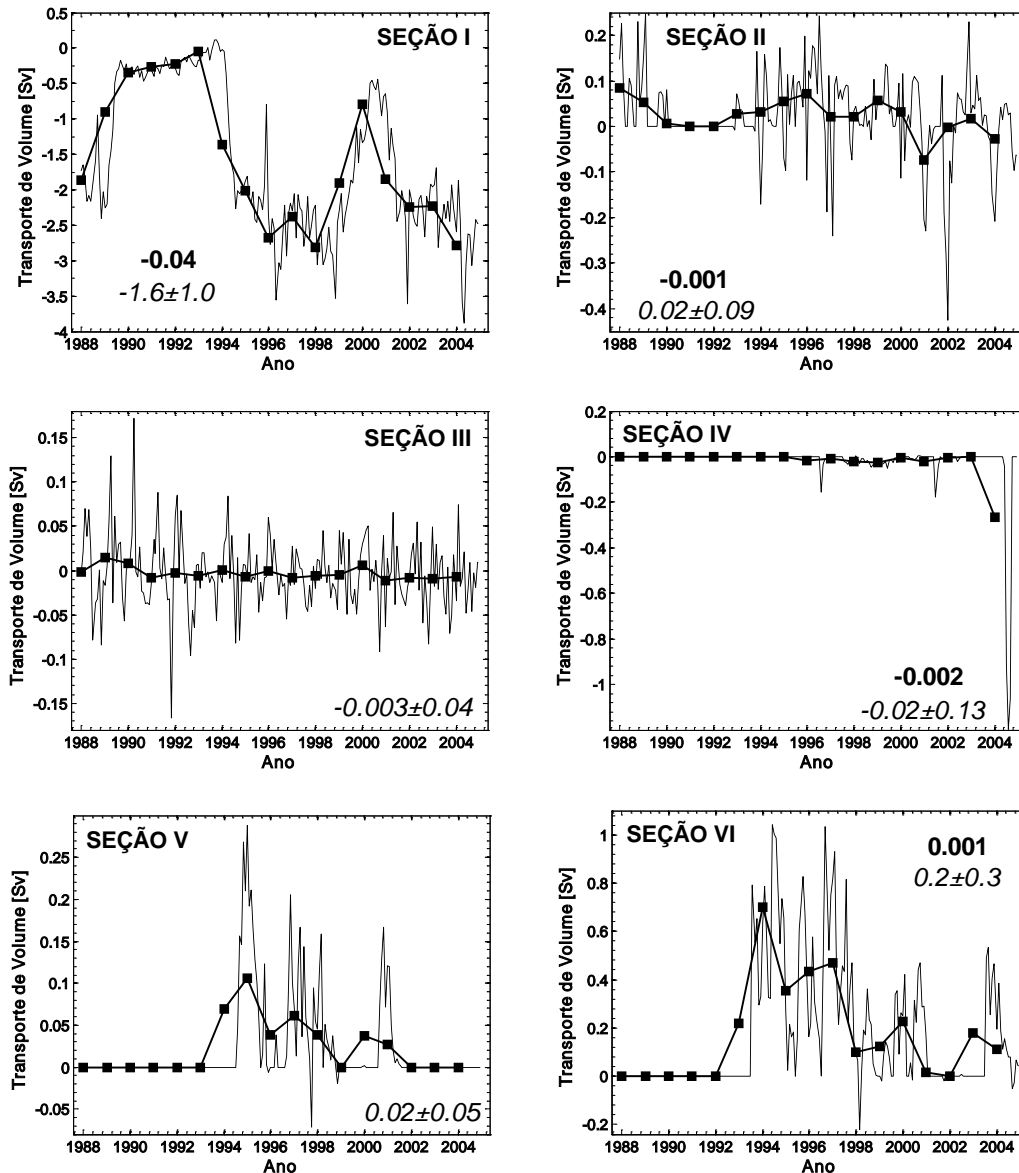


Figura V-21. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções de produção do oceano Austral (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv d⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

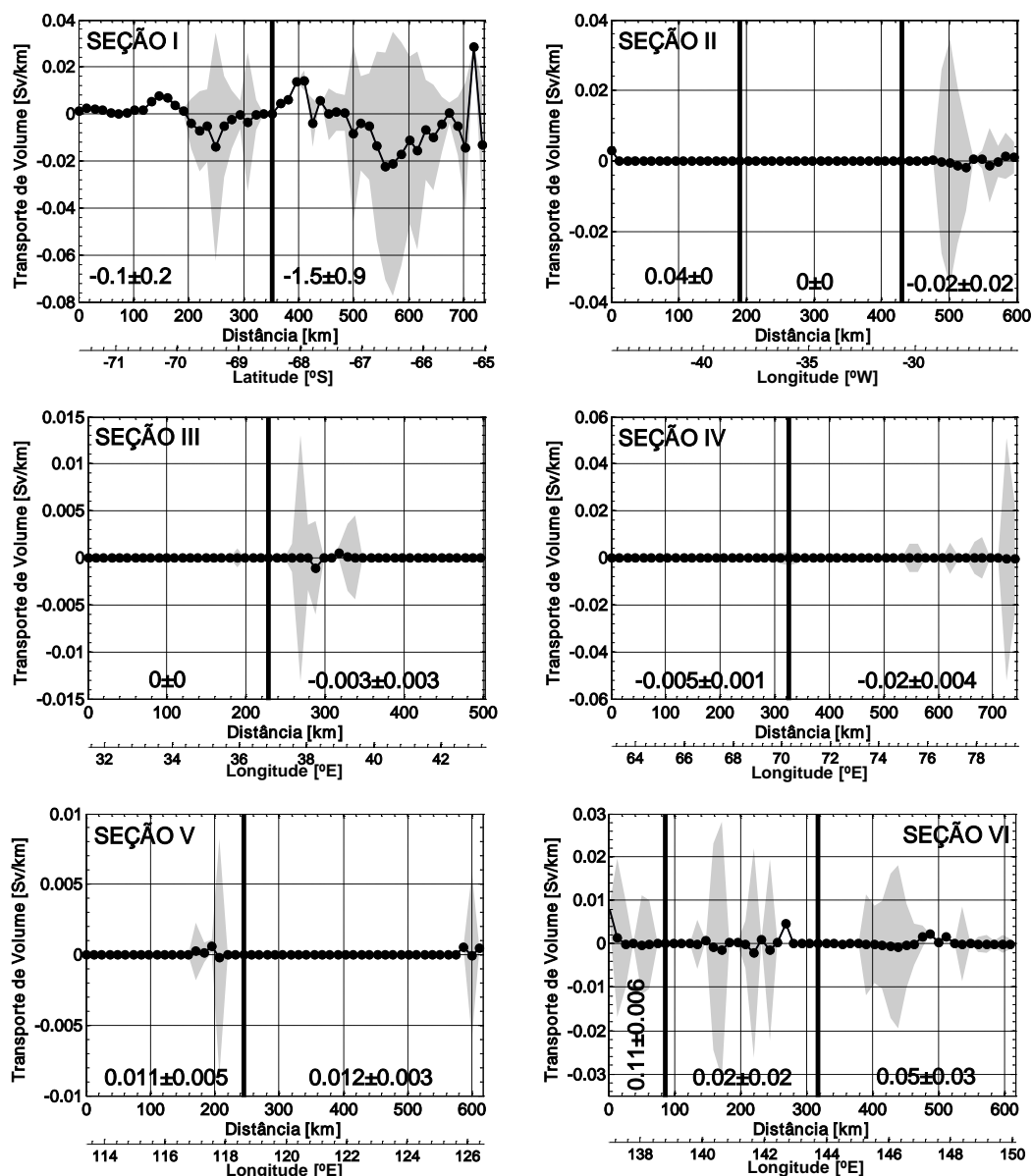


Figura V-22. Média simulada da produção das águas profundas no oceano Austral. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções de produção simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo o período simulado (*i.e.* períodos máximos e mínimos simulados). As barras verticais cheias marcam o limite entre os principais cânions da região. Os valores em negrito indicam a média e o desvio-padrão para todo o período simulado do transporte de volume cumulativo [Sv] de cada região ao longo da seção, se não mostrados indicam um transporte insignificante. Notar que as escalas verticais são diferentes para uma melhor visualização do transporte em cada seção.

A revisão realizada por [Orsi et al. \[1999\]](#) mostra que a taxa de produção da AABW no mar de Weddell foi estimada por diversos autores variando entre

2 Sv e 5 Sv. Em concordância, [Yaremchuk et al. \[1998\]](#) determinaram que uma entrada de 6.6 ± 1.1 Sv da WDW no mar de Weddell se converte em um valor de mesma magnitude em águas profundas. Recentemente, [Huhn et al. \[2008\]](#) estimaram uma taxa inicial de produção da AABW ($\theta \leq -0.7^\circ\text{C}$) de 1.1 ± 0.5 Sv na região noroeste do mar de Weddell. Assim, poderia ser constatado que a variabilidade da produção da AABW estaria sendo bem representada pelo modelo. No entanto, deve ser considerado que as definições usadas para a camada profunda e de fundo são diferentes entre o modelo e os trabalhos observacionais. A camada profunda representando a AABW simulada considera as variedades menos densas das águas de fundo da região, portanto, o modelo subestima os valores produzidos.

Na região da Zona Ronne-Filchner (*i.e.* Seção II) o modelo falha na representação da produção da AABW, indicando um valor médio de produção de 0.02 ± 0.09 Sv na região (Fig. V-21). As taxas variam fortemente de ano para ano, indicando um fluxo de entrada de águas profundas nas cavidades da Plataforma de Gelo Permanente Ronne-Filchner em certos períodos. A principal região de escoamento da ISW [precursora da AABW; [Nicholls et al. 2009](#)] nesta área é a Depressão Filchner, zona profunda de ~500 m conectando a Plataforma de Gelo Filchner e as margens continentais sul do mar de Weddell. A formação principal da AABW formada nesta região ocorre unicamente nos cânions presentes entre a Depressão Filchner, que apresenta transporte zero nesta região (Fig. V-22). Sabendo que as plataformas de gelo permanentes não são representadas pelo modelo OCCAM, os resultados não são surpreendentes. Estes apenas demonstram a falta que faz a representação destas feições oceânicas e a parametrização de seus fluxos associados para a

real representação das taxas de formação da AABW na região. Isto provavelmente ocorre devido à prevenção da formação da ISW na região.

Foldvik *et al.* [2004] reportaram que a taxa do fluxo de saída de ISW da Depressão Filchner é de 1.6 ± 0.5 Sv, o que implicaria uma taxa de formação da WSBW de 4.3 ± 1.4 Sv. Matsumura & Hasumi [2010] através da análise de experimentos numéricos de alta resolução mostraram uma taxa de produção da WSBW de 0.15 Sv, como resultado do fluxo descendente de ISW na região. Embora nesta área a produção de AABW no modelo OCCAM seja de 0.02 ± 0.09 Sv (Fig. V-21), cujo valor máximo de 0.11 Sv é próximo às taxas reportadas pelo modelo de Matsumura & Hasumi [2010], a média do fluxo de saída de AABW é zero próximo à margem da região da Depressão Filchner (Fig. V-22). Desta forma, fica também evidente, que a produção de AABW na região sul do mar de Weddell é subestimada no modelo.

Setor Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste

Assumindo que as plumas de águas densas descendo sobre o talude continental praticamente dobram o transporte das águas advectadas, Speer & Forbes [1994] determinaram que a quantidade de água densa que deixa a região de plataforma continental na Zona da Baía Prydz (*i.e.* Seção IV) equivale a aproximadamente 0.5 Sv (Fig. V-21). Mesmo considerando as baixas taxas de produção (inferiores a 1 Sv) na região do Setor Oceano Índico [Speer & Forbes 1994], ambas as seções de produção selecionadas na região da Zona Terra de Enderby (*i.e.* Seção III) e da Zona Baía Prydz são deficientes na produção da AABW. Estas produzem, respectivamente, uma média de 0.003 ± 0.04 Sv e 0.02 ± 0.13 Sv (Fig. V-22). Kushara *et al.* [2010] utilizando um

modelo global acoplado oceano-gelo determinaram uma taxa máxima de formação da AABW de 1.29 ± 0.53 Sv na região da Zona Baía Prydz e 2.13 ± 0.61 Sv a oeste da região do Cabo Danrley. Assim, os autores reportaram uma taxa total de produção da AABW nesta zona de 3.4 Sv. Assumindo que a Seção IV selecionada no modelo OCCAM engloba ambas as regiões definidas por [Kusahara et al. \[2010\]](#) e apresenta uma taxa de produção máxima de 0.15 Sv, é claro que as taxas de produção no modelo são subestimadas neste setor do oceano Austral.

No Setor Oceano Pacífico Oeste a taxa de produção da AABW na região da Zona Terra de Wilkes (*i.e.* Seção V) é de 0.02 ± 0.05 Sv e de 0.2 ± 0.3 Sv na Zona Terra de Adelie (*i.e.* Seção VI; Fig. V-21). Assim como no Setor Oceano Índico, a taxa de produção da AABW nestas regiões é subestimada quando comparada com os resultados do modelo de [Kusahara et al. \[2010\]](#). Os autores reportaram uma taxa de formação máxima da AABW nestas regiões, respectivamente, de 0.27 ± 0.11 Sv e de 1.97 ± 0.61 Sv. Da mesma forma, quando comparadas as estimativas reais, a taxa de produção também é subestimada. [Williams et al. \[2008\]](#) a partir de dados de fundeios estimaram uma produção indireta de AABW a partir do fluxo de SW variando entre 0.4 Sv e 2 Sv na região da Terra de Adelie.

Setor Mar de Ross

No Setor Mar de Ross, surpreendentemente não há evidências de produção da AABW nas proximidades do membro sul do Giro de Ross. Isto pode ser devido ao fato da produção de AABW nesta região ocorrer mais próximo ao regime costeiro nas proximidades da isóbata de 500 m. Sendo

assim, uma seção adicional foi selecionada no regime costeiro considerando esta restrição. Nesta região, a produção máxima de AABW foi estimada em ~ 0.5 Sv (Fig. V-23). Entretanto, esta taxa provavelmente inclui também a produção de SW do regime costeiro da região sudoeste do mar de Ross. Baseado nos valores de exportação da AABW reportados por [Whitworth & Orsi \[2006\]](#) e [Gordon et al. \[2009\]](#), a produção de AABW na região do Cabo Adare é de ~ 2 Sv. Assim, o modelo subestima a produção de AABW também na região do mar de Ross.

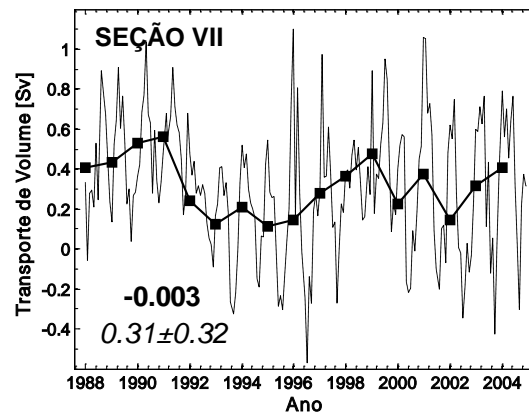


Figura V-23. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM $1/12^\circ$ para a seção de produção adicional localizada dentro da plataforma continental oeste do mar de Ross, considerando a isóbata de 500 m. O valor em negrito reporta a tendência decadal [Sv década^{-1}] e o valor em itálico indica a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados.

Variabilidade das taxas de formação das águas profundas

Conforme discutido anteriormente, o modelo falha na representação das águas profundas na maioria das regiões de formação. Somente na região noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seção I) e na região oceânica da costa Adelle (*i.e.* Seção VI) as taxas de produção máxima de AABW no período analisado

são superiores a 0.5 Sv (Fig. V-21). Portanto, somente estas regiões são investigadas para descrever os períodos de variabilidade da formação da AABW. O espectro de ondeletas da Seção I revela períodos de variabilidade de ~3 e 8 anos (Fig. V-24). Por outro lado, devido à baixa resolução espectral na análise de ondeletas da Seção VI (não apresentado), optou-se também por determinar o espectro de energia preservando a variância para as duas regiões (Fig. V-25).

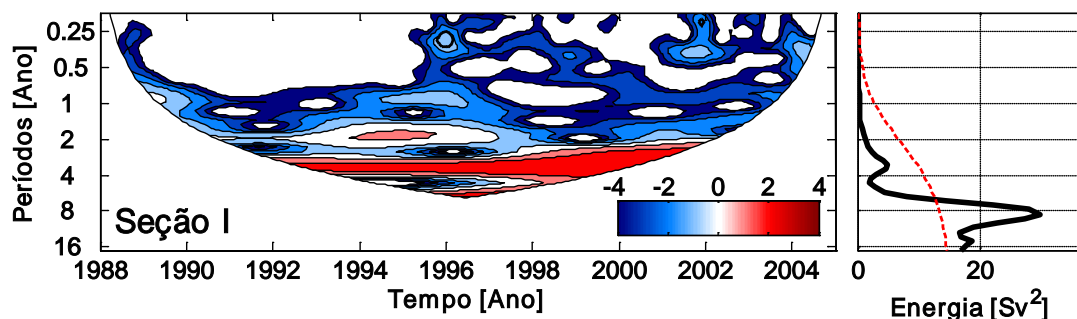


Figura V-24. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para a seção de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I).

Em ambas as regiões, a variabilidade de curto período concentra-se em ~2 e ~5 meses (Fig. V-25). A energia da variabilidade da produção da AABW concentrada em ~2 meses é provavelmente relacionada com as mudanças no campo de gelo marinho em resposta à variabilidade atmosférica. Yuan & Li [2008] mostram que o gelo marinho normalmente responde às anomalias atmosféricas de larga escala com um período de defasagem de ~2 meses. Além disso, as alterações de curto prazo na produção da AABW são provavelmente afetadas e controladas pelas mudanças no campo de vento. Jullion *et al.* [2010] reportaram, recentemente, que a exportação da AABW a partir do mar de Weddell é controlada pelo ajuste baroclínico do Giro de

Weddell às forçantes do vento em uma escala de defasagem temporal de ~5 meses.

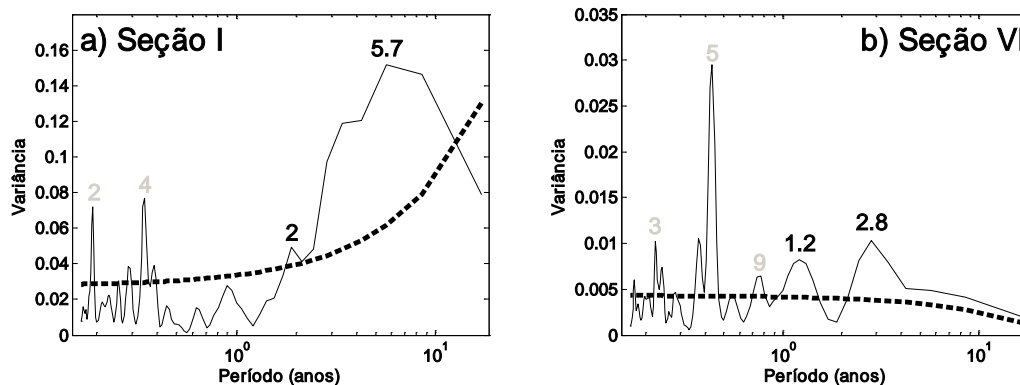


Figura V-25. Espectros preservando a variância das séries temporais do transporte de volume cumulativo das águas profundas para as seções de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I) e da região da Terra de Adelie do Setor Oceano Pacífico Oeste (Seção VI) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito (cinza) reportam o período de cada pico em anos (meses). A linha pontilhada marca o nível de significância de 95%.

A variabilidade de longo período na região da Zona Península Antártica é centrada em picos de energia significantes em períodos ente 2 e 6 anos (Fig. V-25). Por sua vez, na Zona Terra de Adelie as variações de baixa frequência são concentradas em períodos entre ~1 e ~3 anos (Fig. V-25). Os períodos de variabilidade acima citados são, provavelmente, devidos a alterações do campo de gelo marinho das regiões. [Venegas & Drinkwater \[2001\]](#) mostram que oscilações interanuais com períodos de 3-4 anos dominam a variabilidade do mar de Weddell. Padrões atmosféricos anômalos afetam periodicamente a circulação e a distribuição do campo de gelo marinho no mar de Weddell, devido às alterações de intensidade e direção dos ventos climatológicos. As alterações na exportação, produção e acumulação do gelo marinho irão afetar, tanto espacial quanto temporalmente, as áreas oceânicas livre de gelo marinho

e a liberação de sal para as camadas de água subjacentes. Desta forma, influenciando os processos de formação de polínias e, conseqüentemente, de mistura e produção de massas de água densas.

Embora os valores absolutos das taxas de produção da AABW sejam subestimados em todas as seções do modelo, as principais áreas de escoamento da AABW para as bacias regionais são concentradas em regiões dominadas por cânions submarinos (Fig. IV-2 – Cap. IV e V-22). Este fato destaca a importância da correta representação da topografia do fundo marinho nos modelos oceânicos, para uma melhor reprodução do fluxo descendente da AABW recentemente formada. [Muench et al. \[2009\]](#) enfatizaram a necessidade da consideração da topografia local de pequena escala para a modelagem dos fluxos densos que escoam das regiões formadoras da AABW.

Neste sentido, a batimetria do modelo OCCAM parece estar desempenhando o mesmo papel da realidade. [Muench & Gordon \[1995\]](#) reportaram o transporte de volume total da coluna d'água cruzando a mesma região da Seção I (*i.e.* região noroeste do mar de Weddell). A variação zonal do transporte de volume padronizado entre as estações observadas concordam com a variação espacial estimada pelo modelo OCCAM (Fig. V-26). Assim, confirma-se que o modelo está representando a variabilidade espacial do transporte de volume de forma satisfatória na região noroeste do mar de Weddell. Na figura V-26 pode-se notar, claramente, que a direção dos fluxos principais das massas de água na região segue a mesma direção do transporte reportado por [Muench & Gordon \[1995\]](#), inclusive quando se considera somente as águas profundas. As pequenas variações entre o transporte de

volume observado e simulado devem-se, basicamente, a diferenças de posição na determinação das respectivas seções.

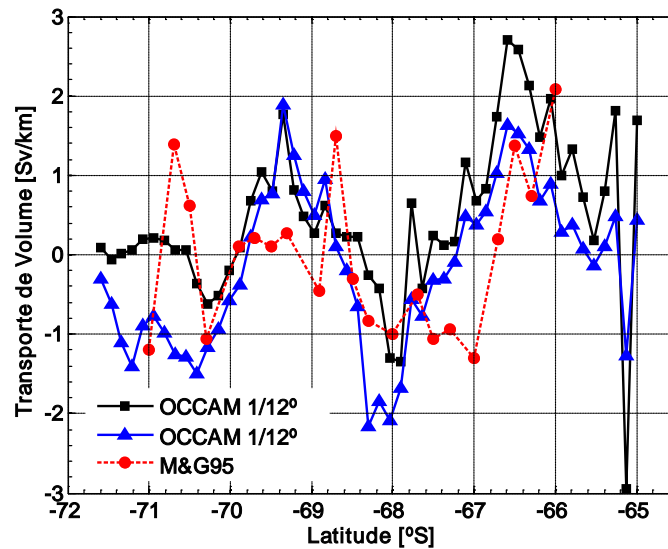


Figura V-26. Transporte de volume [Sv km^{-1}] de toda a coluna d'água padronizado em relação à média para cada par de estações normal a (linha azul) Seção I do modelo OCCAM $1/12^\circ$ e a (linha vermelha) radial ilustrada em Muench & Gordon [1995]. A linha preta corresponde ao volume das águas profundas no modelo OCCAM $1/12^\circ$. Valores positivos indicam um transporte para leste.

Capítulo VI: Variedades regionais da AABW e fluxos de exportação

As taxas de exportação lateral e os fluxos de saída para os oceanos globais da AABW ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$), que preenche o talude continental ao redor das margens do continente Antártico, são investigados a partir dos resultados do transporte de volume obtidos com o modelo OCCAM 1/12°. O transporte de volume da AABW está sendo bem representado pelo modelo (ver Capítulo V), possibilitando uma investigação circumpolar sobre como a AABW está se espalhando ao redor do continente. Primeiramente, as séries temporais das propriedades físicas (*i.e.* θ , salinidade, T_{TW} , S_{TW} , γ^n , velocidade da corrente) das águas profundas são apresentadas. As diferentes variedades regionais da AABW representadas pelo modelo foram definidas, sendo os índices termohalinos baseados nos valores médios de T_{TW} e S_{TW} . Seis variedades da AABW foram identificadas a partir da representação do modelo, possibilitando a investigação da contribuição regional de cada variedade e a contribuição da AABW de cada setor para o oceano global.

6.1. Setor Mar de Weddell

A T_{TW} das águas profundas no Setor Mar de Weddell varia entre -0.11°C e -0.30°C , enquanto a S_{TW} varia entre 34.66 e 34.67. As águas profundas mais quentes e salinas são encontradas na entrada do Giro de Weddell e as mais frias e menos salinas na região noroeste do setor (Fig. VI-1 e VI-2). A combinação dos índices termohalinos acarreta valores de densidade neutra para as águas profundas da região variando entre 28.31 kg m^{-3} e 28.41 kg m^{-3} (Fig. VI-3). As formas menos densas são encontradas na entrada do giro e as formas mais densas na região centro-sul do mar de Weddell. A densidade das águas exportadas para as demais regiões globais é de 28.32 kg m^{-3} . A velocidade da camada profunda varia entre 0.6 cm s^{-1} e 4.1 cm s^{-1} (Fig. VI-4). O fluxo mais forte é observado na principal zona de exportação das águas profundas (*i.e.* Seção 1). As características hidrográficas simuladas pelo modelo OCCAM $1/12^{\circ}$ identificam as águas profundas da região, que estão sendo lateralmente¹ exportadas, como a variedade menos densa da AABW presente na sua área de formação, *i.e.* a WSDW.

A análise das características da AABW produzida no mar de Weddell confirma a formação da AABW na região noroeste com as propriedades da WSDW. Para este caso, a média da T_{TW} é igual a $-0.18 \pm 0.08^{\circ}\text{C}$ (Fig. VI-5) e a média da salinidade igual a 34.66 ± 0.006 (Fig. VI-6), o que corresponde a uma densidade neutra média de 28.29 kg m^{-3} (Fig. VI-7). Por outro lado, na região sul do mar de Weddell a média da T_{TW} é igual a $-1.07 \pm 0.28^{\circ}\text{C}$ (Fig. VI-5) e a média da salinidade igual a 34.61 ± 0.03 (Fig. VI-6). Embora os índices de

¹ Neste Capítulo utiliza-se o termo lateral referente às margens continentais, ou seja, o transporte de água profunda fluindo paralelamente as margens continentais ou perpendicularmente as seções hidrográficas simuladas.

temperatura pudessem indicar a produção da WSBW na região, a salinidade relativamente baixa produz uma camada profunda com densidade média de 28.36 kg m^{-3} (Fig. VI-7), o que é ligeiramente inferior aos valores observados *in situ* de densidade neutra de 28.40 kg m^{-3} para a WSBW.

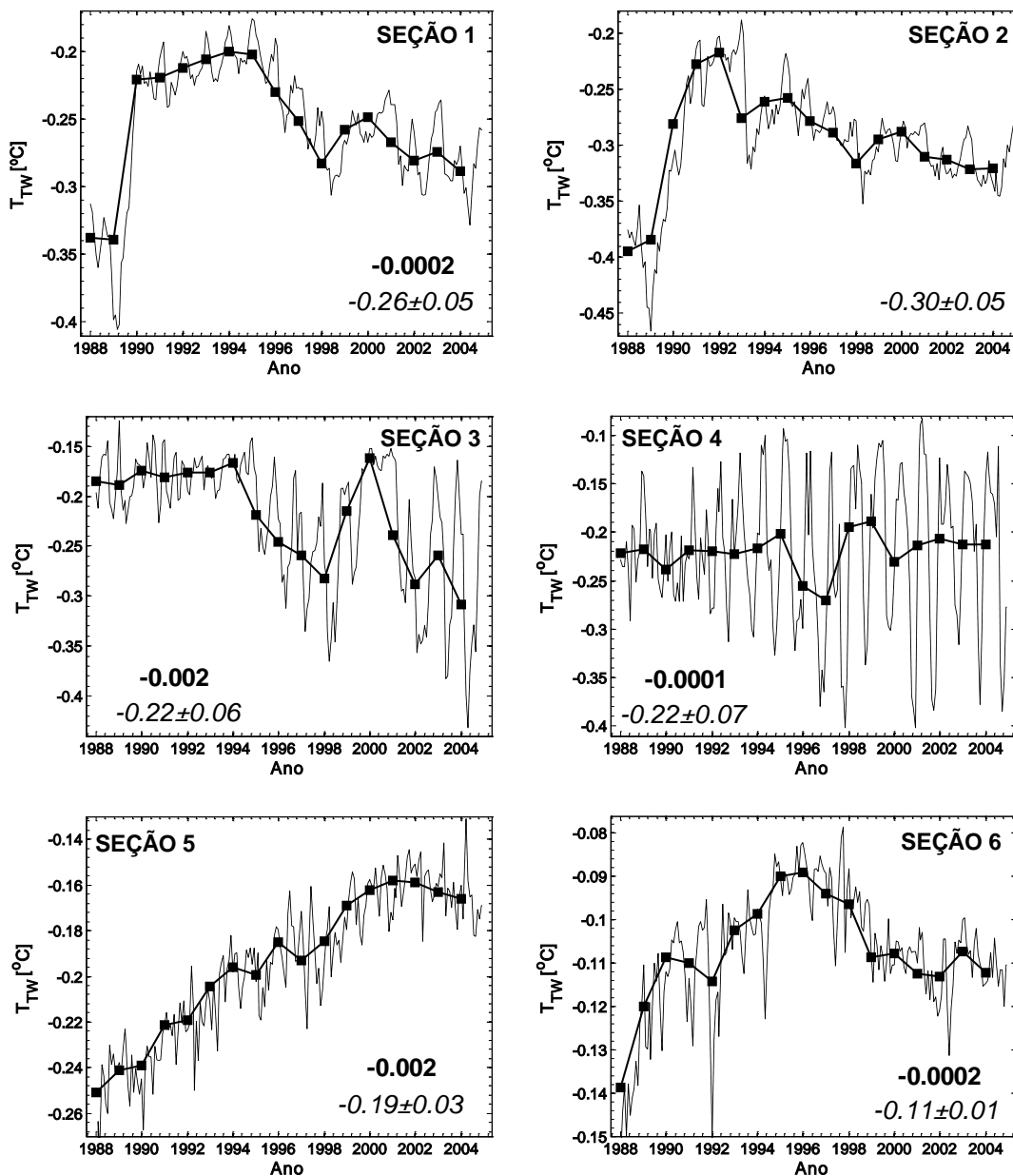


Figura VI-1. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

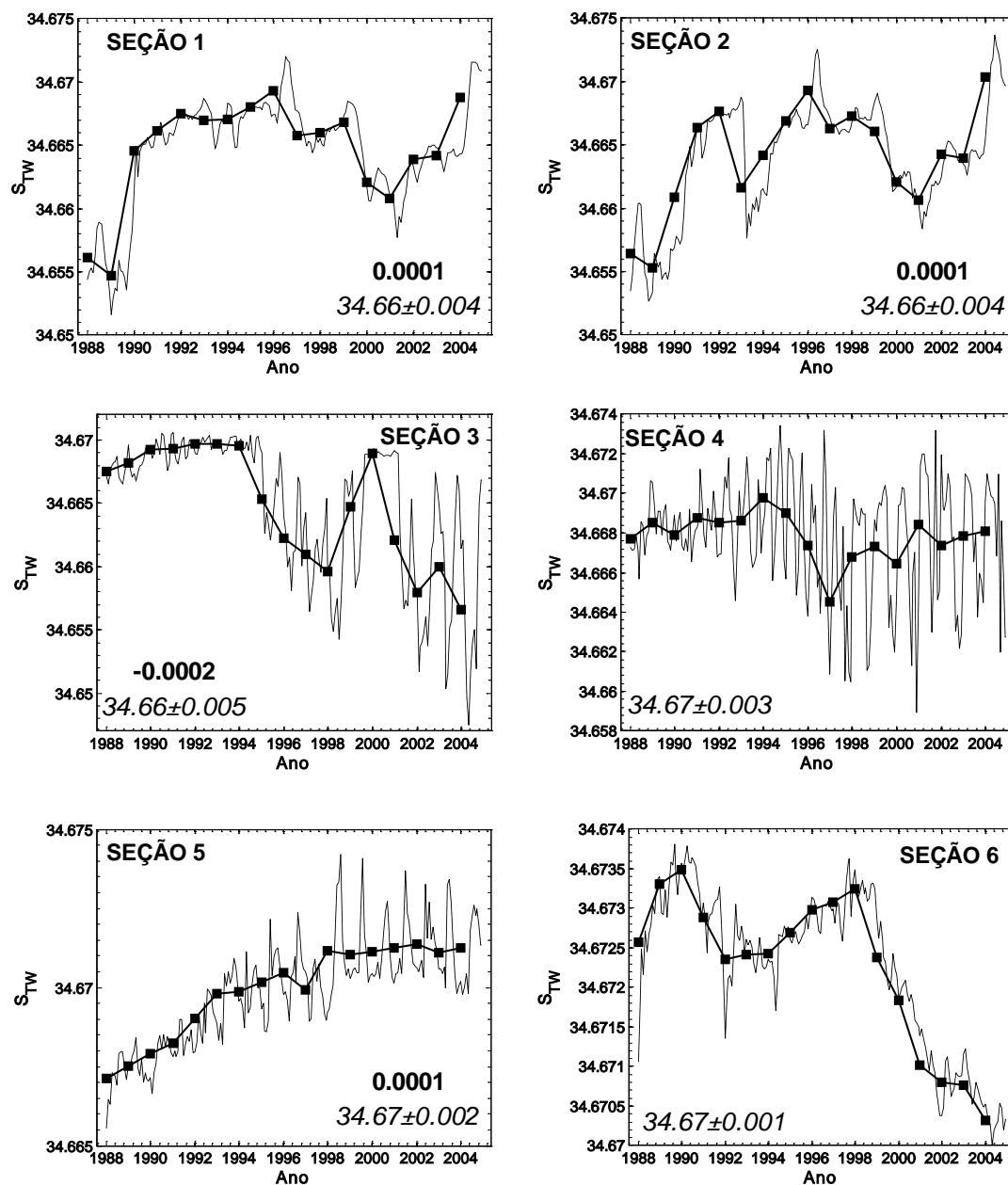


Figura VI-2. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\times 10^{-3} \text{ década}^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

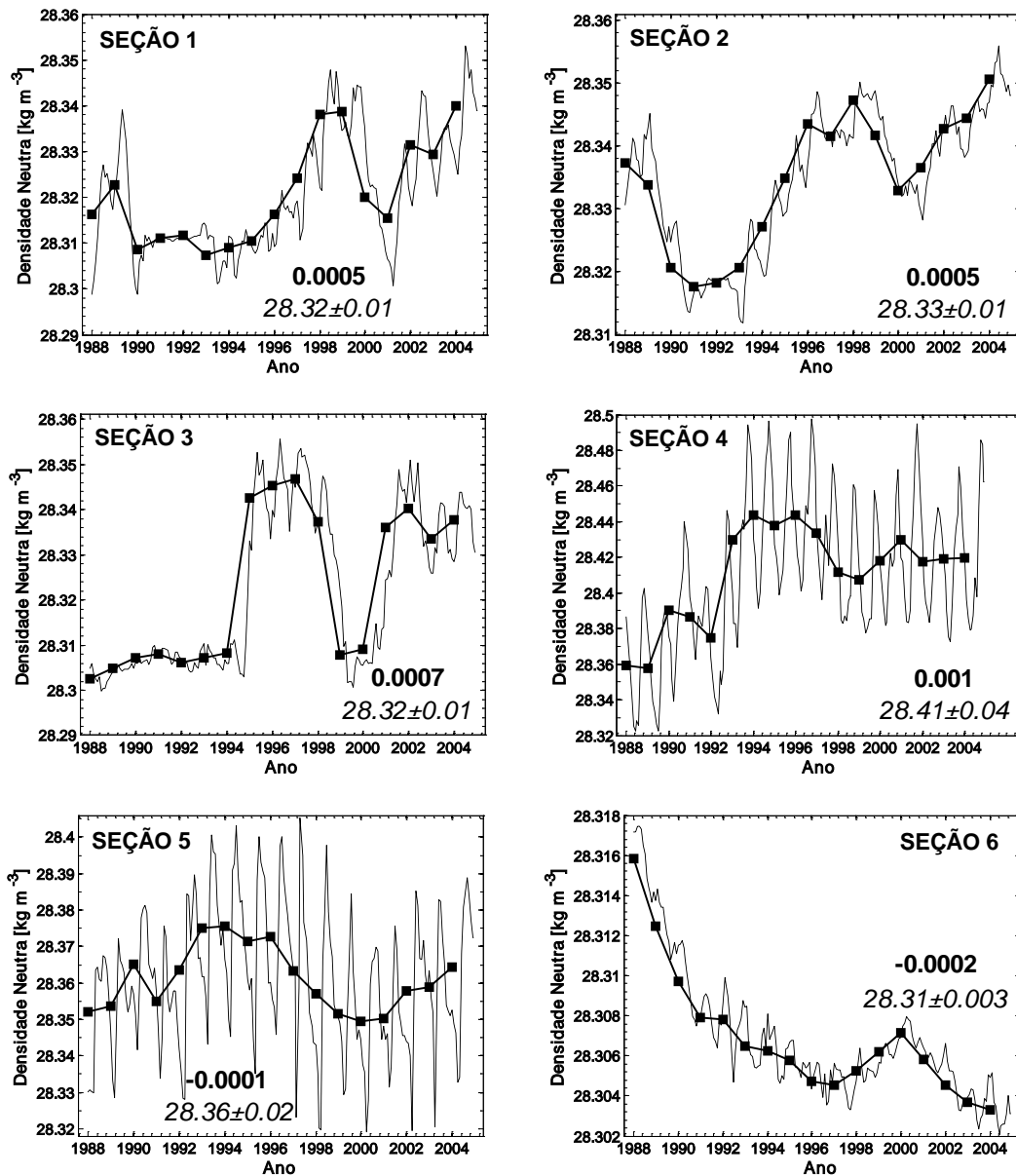


Figura VI-3. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m⁻³] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [kg m⁻³ década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

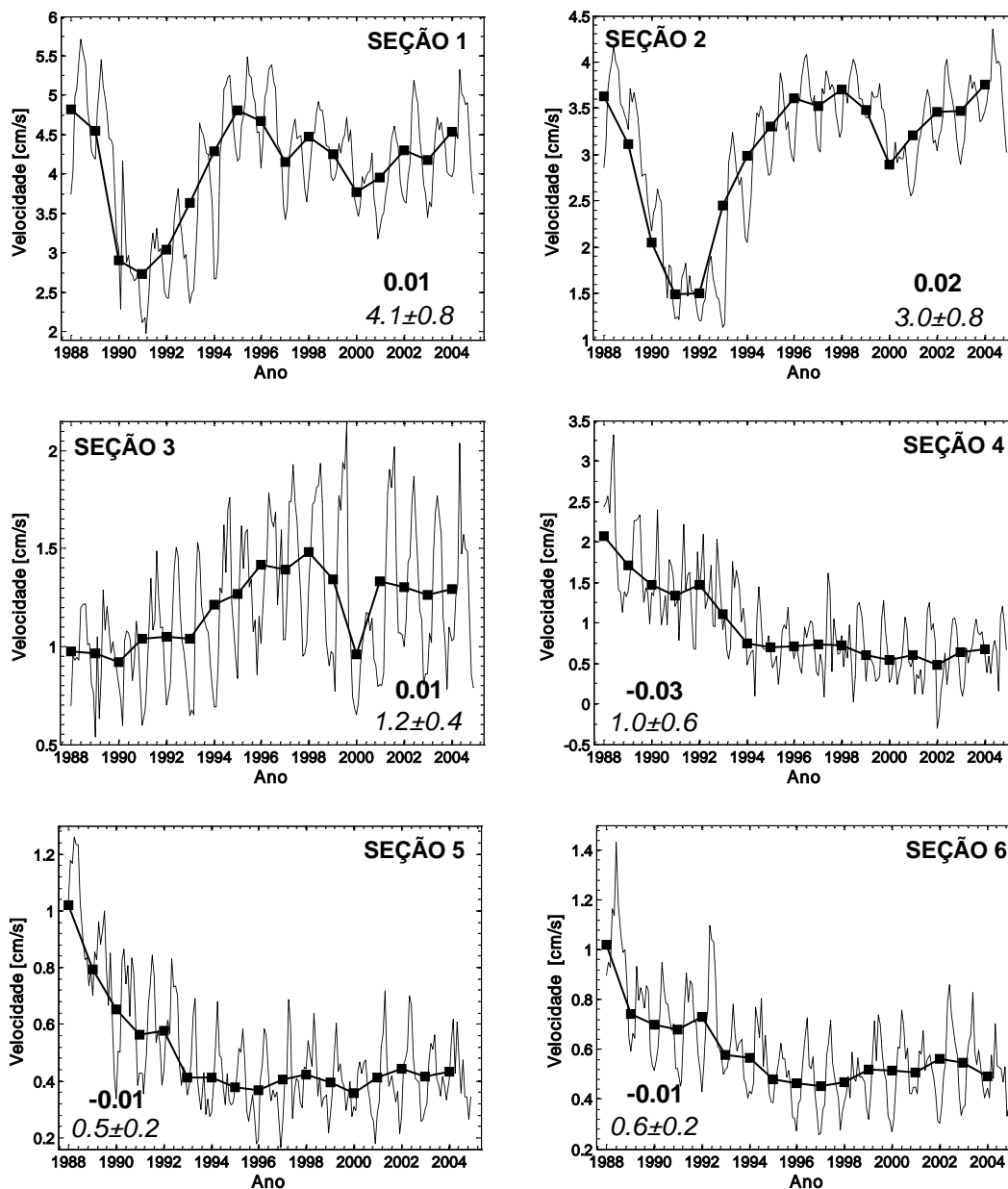


Figura VI-4. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da velocidade [cm s^{-1}] perpendicular a batimetria das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM $1/12^\circ$. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\text{cm s}^{-1} \text{ década}^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

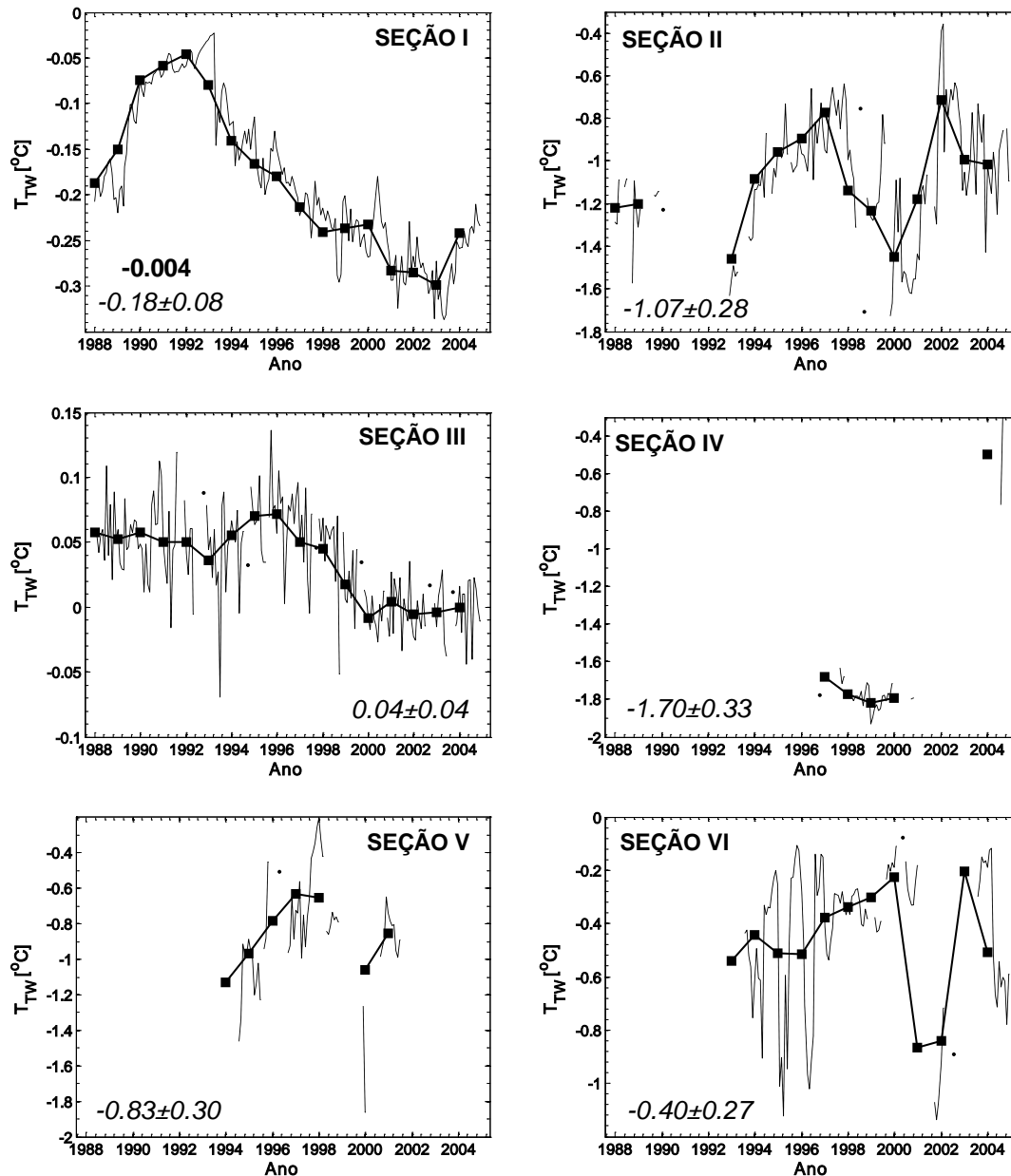


Figura VI-5. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

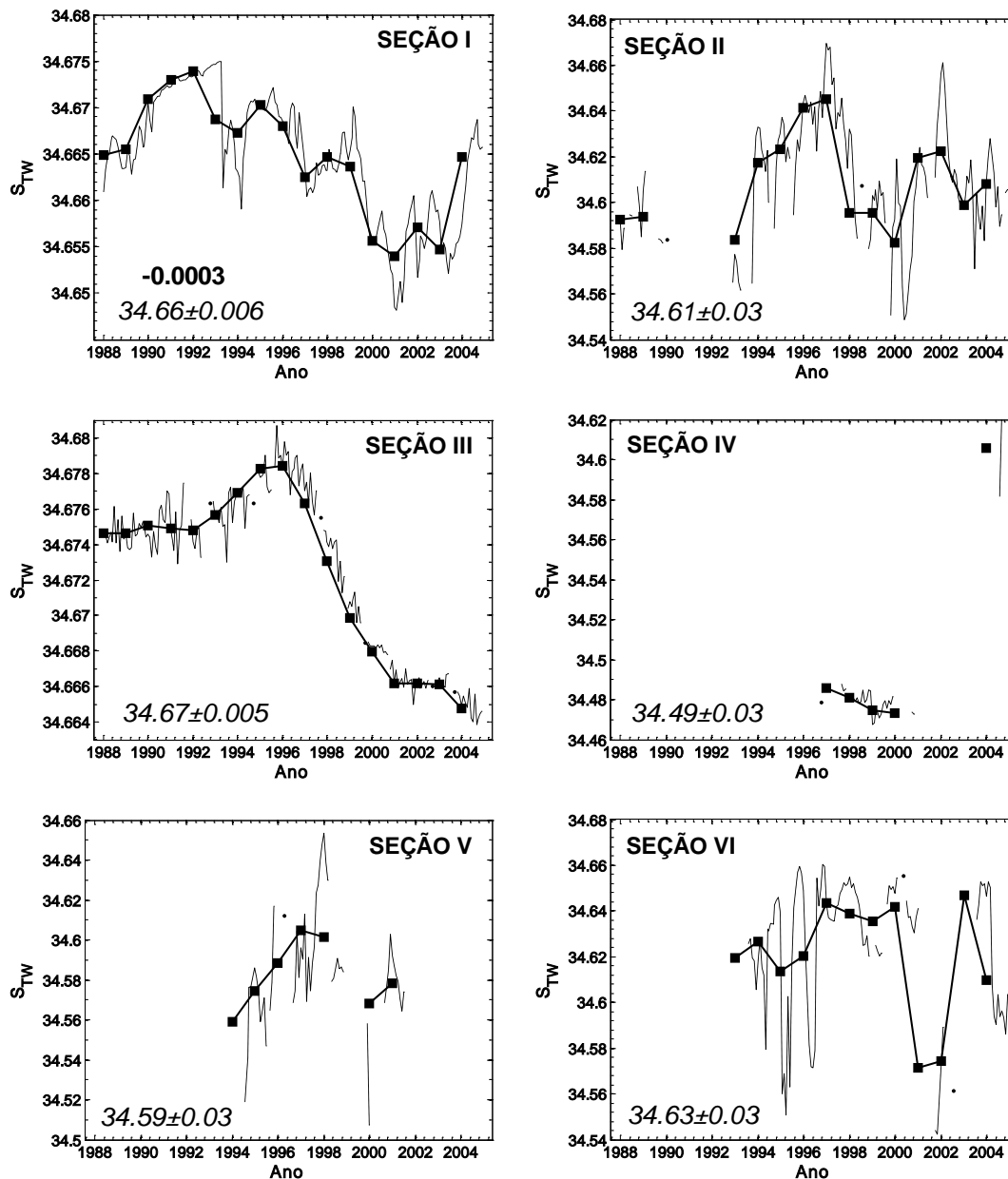


Figura VI-6. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

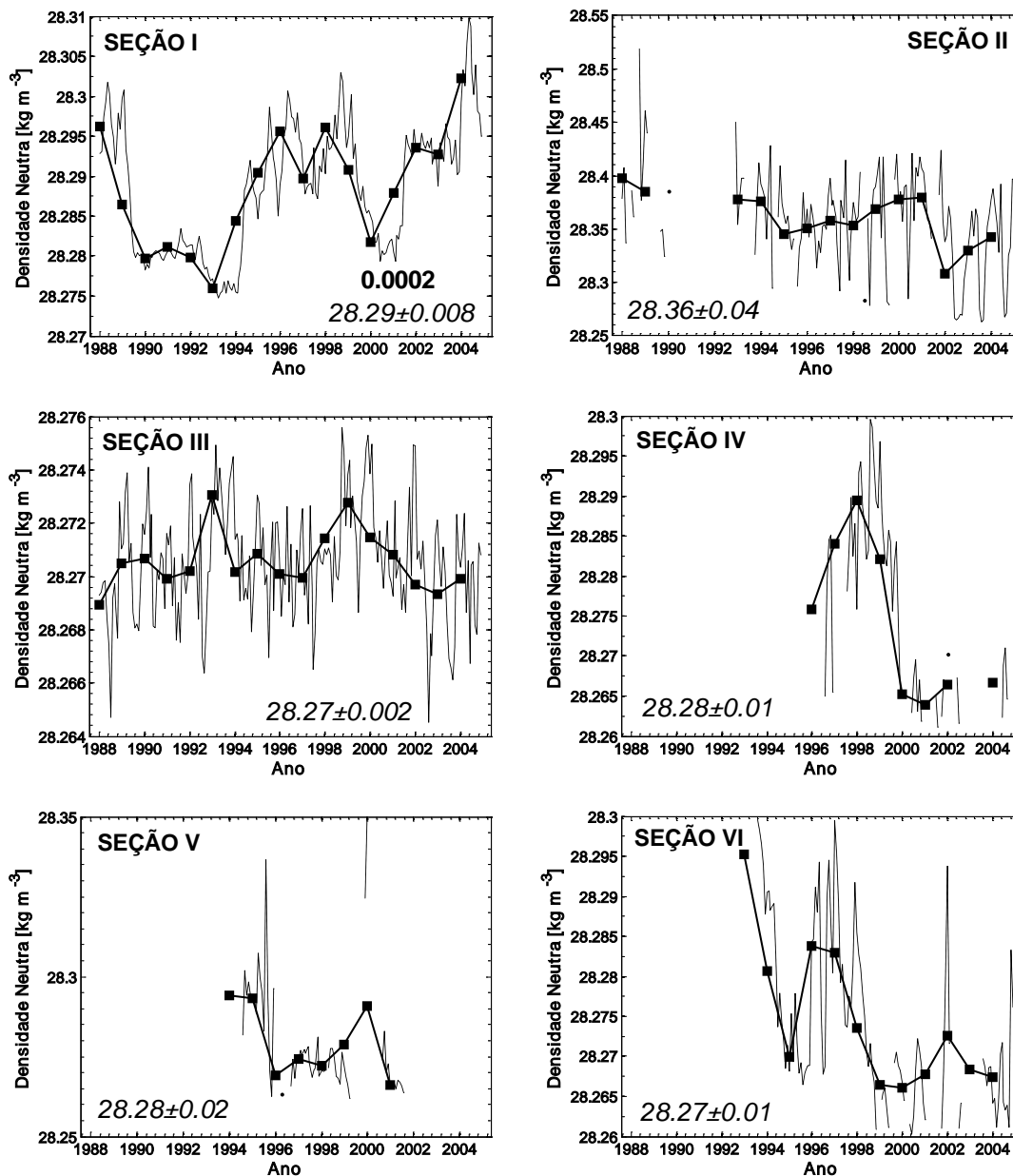


Figura VI-7. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m⁻³] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [kg m⁻³ década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

6.2. Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste

Nos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste a T_{TW} das águas profundas varia entre -0.01°C e -0.21°C , enquanto a S_{TW} varia entre 34.67 e 34.68 (Fig. VI-8 e VI-9). As águas profundas mais frias são encontradas nas proximidades da região da Terra de Adelie e Terra de George V no Setor Oceano Pacífico Oeste, e nas proximidades do Cabo Darnley no Setor Oceano Índico. As águas mais salinas, por sua vez, são encontradas na região limite entre os dois setores, *i.e.* entre a região da PET e do mar de Davis (Fig. II-1). A densidade neutra das águas profundas varia entre 28.29 kg m^{-3} e 28.33 kg m^{-3} (Fig. VI-10), sendo as águas mais densas encontradas nas proximidades do Cabo Darnley. A densidade das águas exportadas da principal região de exportação do Setor Oceano Pacífico Oeste é de 28.30 kg m^{-3} . A velocidade da camada profunda varia entre 0.4 cm s^{-1} e 1.5 cm s^{-1} (Fig. VI-11). Assim como na região do mar de Weddell, o fluxo mais forte é observado na principal zona de exportação das águas profundas (*i.e.* Seção 10). A água de fundo presente na Seção 7 do Setor Oceano Índico é caracterizada como WSDW, devido à proximidade da seção com a região final do Giro de Weddell. Enquanto, nas Seções 8 e 9 são encontradas, respectivamente, as variedades menos e mais salinas da AABW formada na região. No Setor Oceano Pacífico Oeste ocorre a predominância da ADLBW em todas as seções.

Embora com índices termohalinos diferentes para cada seção (Fig. VI-5 e VI-6), as produções da AABW nos dois setores do oceano Austral mostram que a densidade média da água profunda formada varia entre 28.27 kg m^{-3} e 28.28 kg m^{-3} (Fig. VI-7). Na Zona Terra de Enderby (*i.e.* Seção III) a densidade final é devido ao relativamente alto valor de temperatura da camada profunda

da região ($\sim 0^{\circ}\text{C}$), pois os valores de salinidade (~ 34.67) permitiriam a produção de águas mais densas. Por outro lado, na Zona Baía Prydz (*i.e.* Seção IV) são os baixos valores de temperatura ($\sim 1.7^{\circ}\text{C}$) que determinam a densidade da AABW produzida, visto que a salinidade é a menor (~ 34.49) encontrada para todos os setores. Na Zona Terra de Wilkes (*i.e.* Seção V) a baixa salinidade média (~ 34.59) é a responsável por determinar a densidade da AABW produzida, pois a temperatura da camada profunda varia de $-0.83 \pm 0.30^{\circ}\text{C}$. Por outro lado, na Zona Terra de Adelie (*i.e.* Seção VI) é a relativamente maior temperatura das águas profundas ($\sim -0.4^{\circ}\text{C}$) a responsável por determinar a densidade final da AABW produzida na região, visto que a salinidade das águas profundas varia entre 34.63 ± 0.03 .

6.3. Setor Mar de Ross

No Setor Mar de Ross a T_{TW} das águas profundas varia entre 0.04°C e 0.16°C , enquanto a S_{TW} varia entre 34.69 e 34.70 (Fig. VI-12 e VI-13). Entretanto, observam-se claramente as diferenças entre as águas profundas encontradas dentro do Giro de Ross e na principal região de exportação da região (*i.e.* Seção 13). No interior do giro encontram-se as águas profundas mais quentes (*i.e.* $T_{\text{TW}} \sim 0.15^{\circ}\text{C}$) e ligeiramente mais salinas (*i.e.* $S \sim 34.70$). Nas proximidades do Cabo Adare as águas profundas são mais frias variando de $0.04 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ e, embora a média encontrada seja menos salina (*i.e.* $S \sim 34.69$), são também mais salinas quando comparamos a variabilidade da S_{TW} (*i.e.* 34.69 ± 0.02). A variabilidade da salinidade no interior do Giro de Ross é muito pequena. Sendo assim, as águas profundas encontradas na região do

Cabo Adare (Fig. VI-14) são mais densas (*i.e.* 28.36 kg m^{-3}) que no interior do giro (*i.e.* 28.29 kg m^{-3}). A velocidade da camada profunda varia entre 0.5 cm s^{-1} e 5.3 cm s^{-1} (Fig. VI-15). Assim como nos demais setores, o fluxo mais forte é observado na principal zona de exportação das águas profundas (*i.e.* Seção 13). No interior do giro observa-se a variedade menos densa da RSBW, enquanto a variedade mais densa da RSBW é exportada através do Cabo Adare para as demais regiões do globo. Tal como observado por [Orsi & Wiederwohl \[2009\]](#), os índices termohalinos encontrados no interior do Giro do Ross não nos permitem distinguir entre a variedade menos salina da RSBW e a variedade mais densa da MCDW. Neste caso, iremos considerar a massa de água simulada como sendo a variedade menos salina na RSBW.

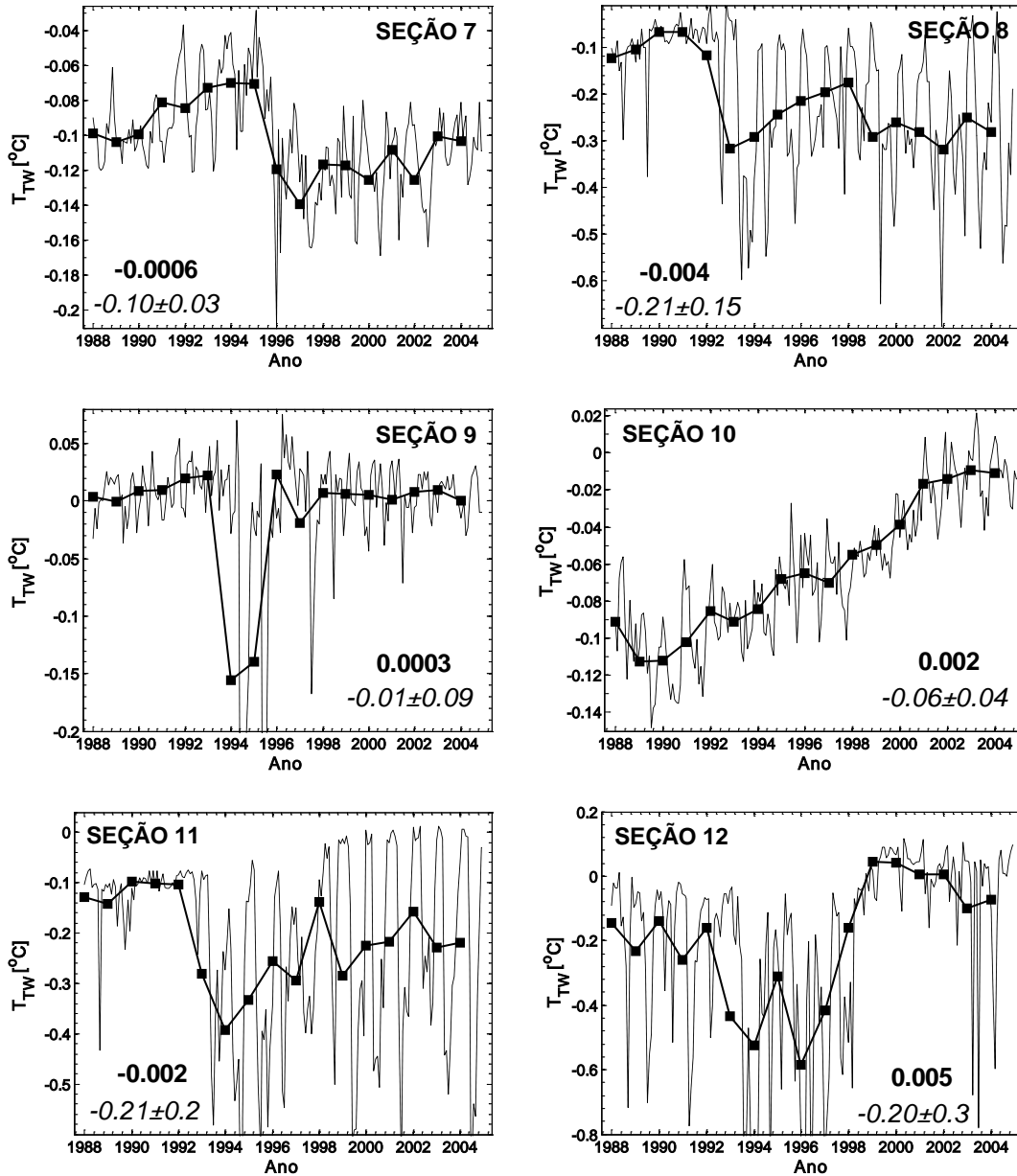


Figura VI-8. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

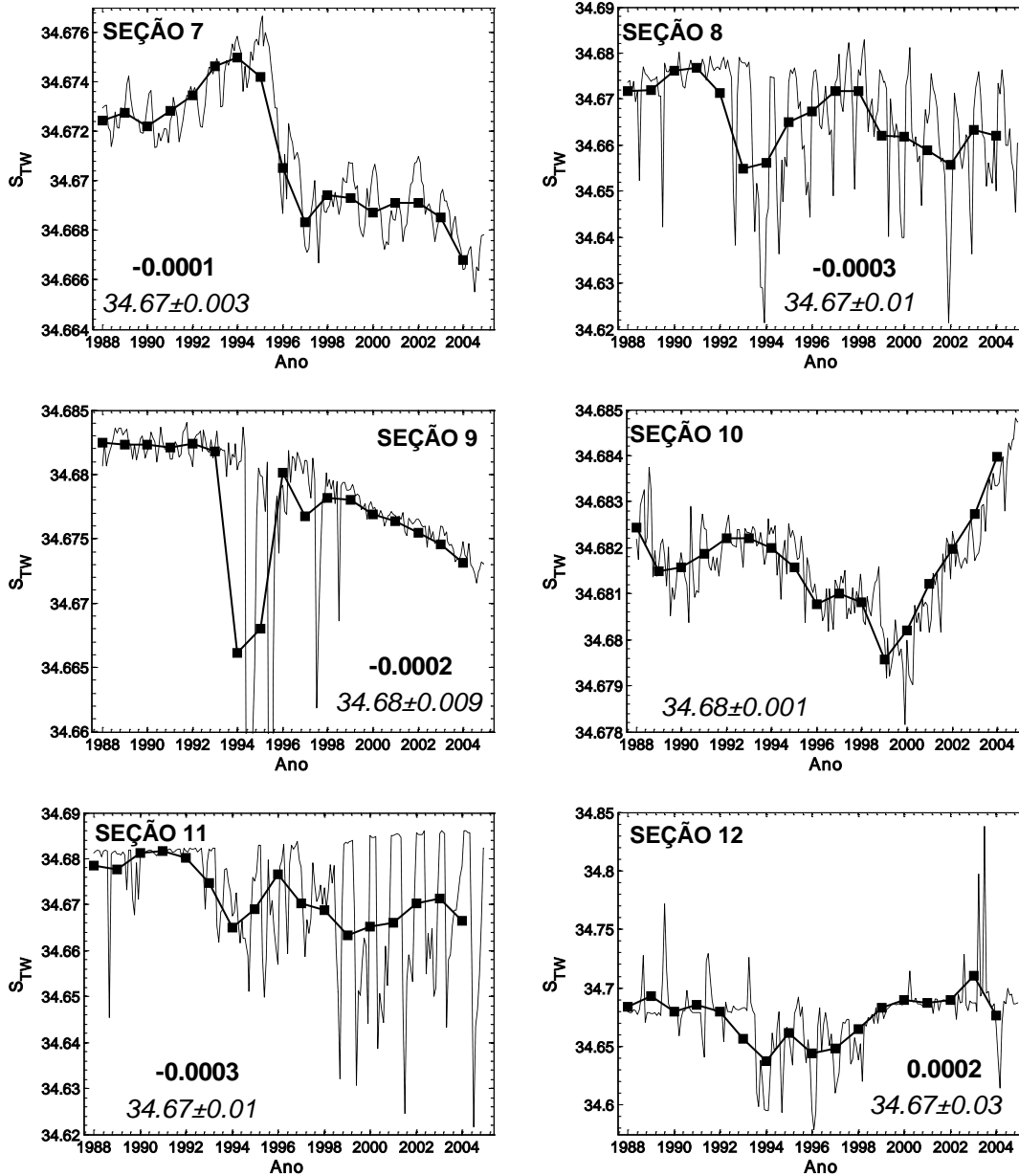


Figura VI-9. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

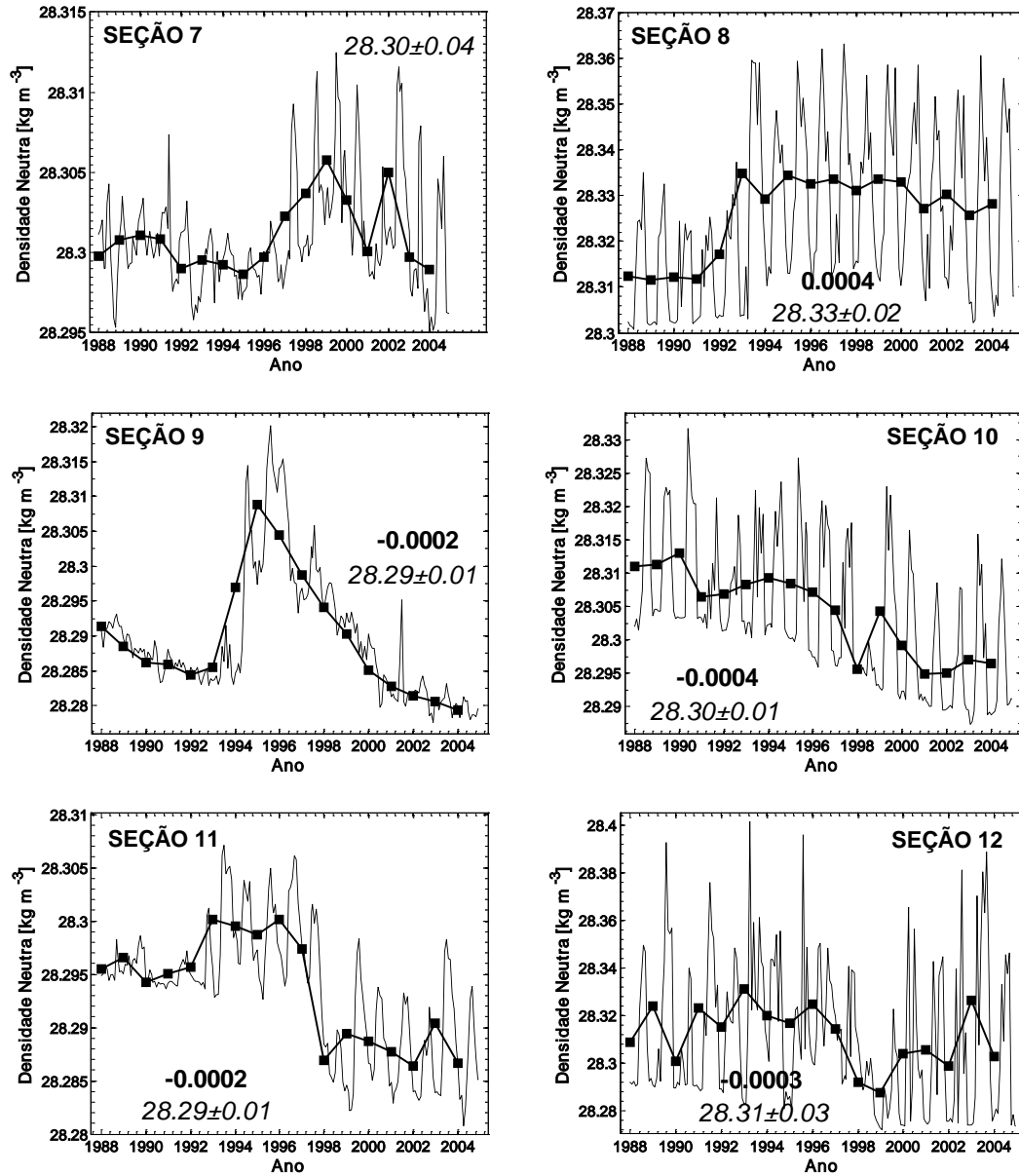


Figura VI-10. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

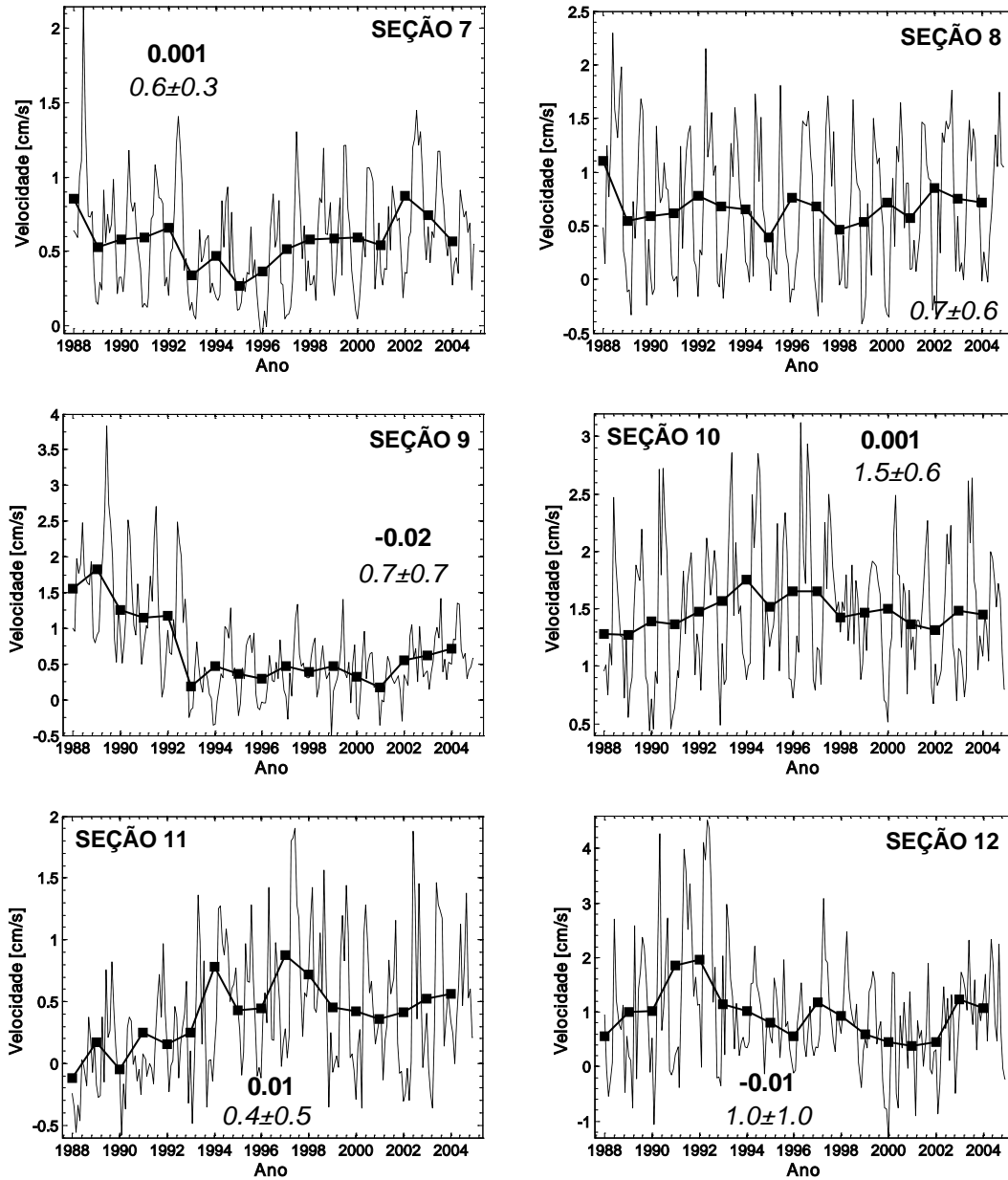


Figura VI-11. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

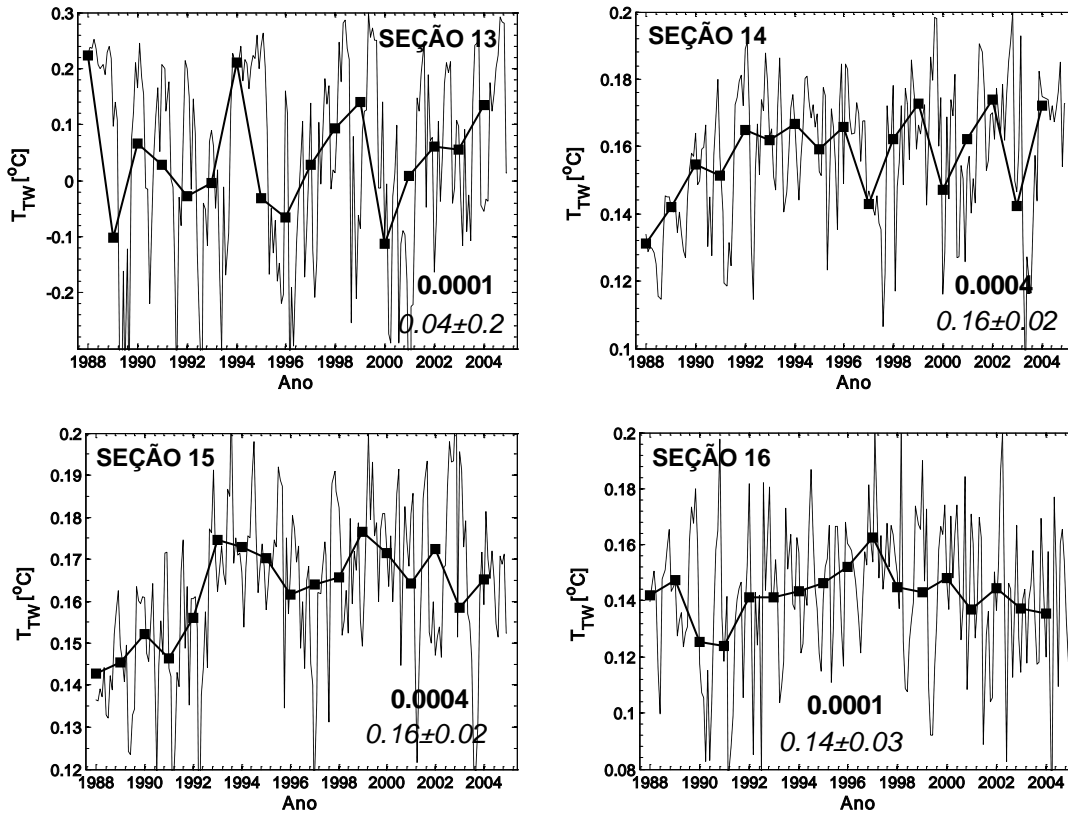


Figura VI-12. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

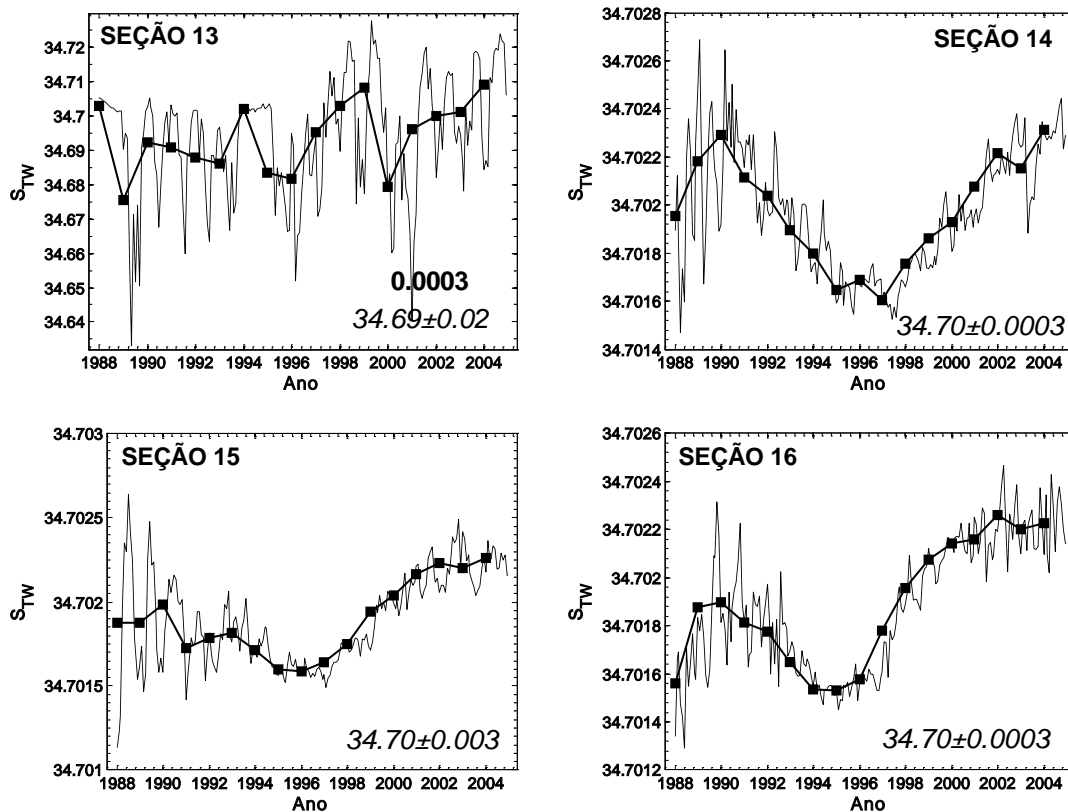


Figura VI-13. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

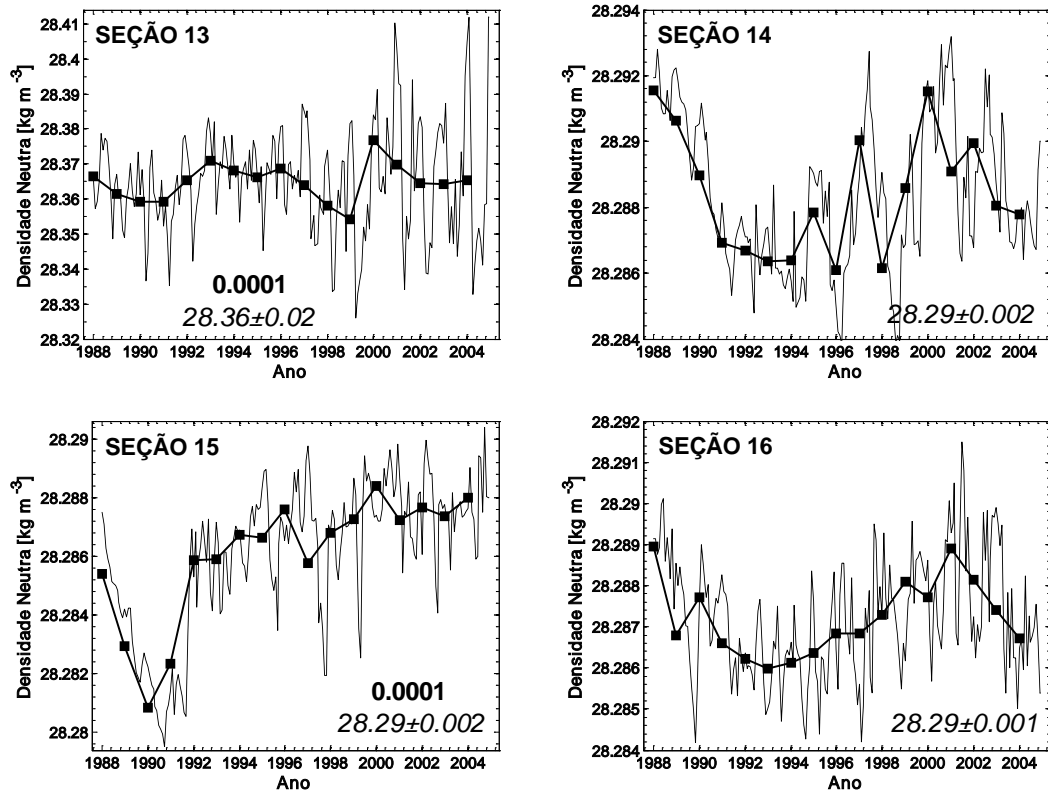


Figura VI-14. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

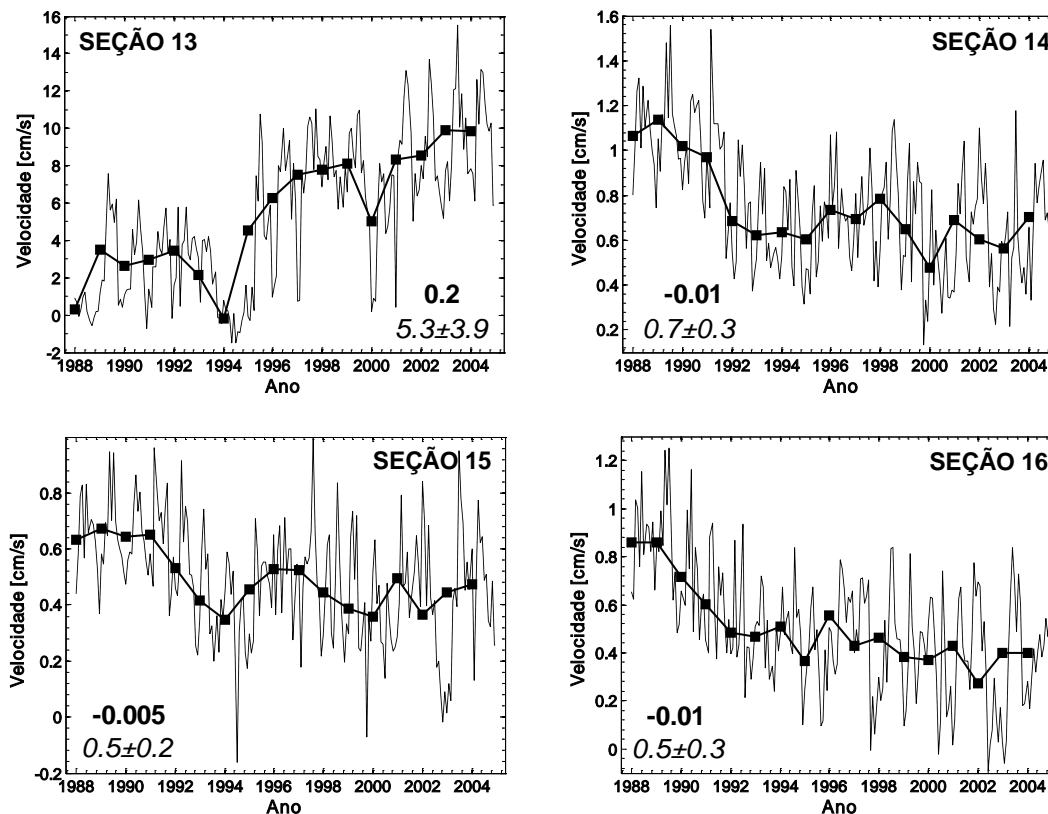


Figura VI-15. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

6.4. Variedades regionais da AABW

Seis variedades de AABW fluindo ao redor das margens continentais Antárticas foram identificadas e classificadas através dos diferentes índices de T_{TW} e S_{TW} encontrados, caracterizando diferentes classes TS^2 da AABW no modelo (Fig. VI-16). O número de variedades foi determinado de acordo com a salinidade das águas, sendo a temperatura utilizada apenas para diferenciar duas variedades de mesma salinidade. A grande maioria das variedades da AABW (*i.e.* classes TS) é unimodal, ou seja, aparecendo em apenas uma região da Antártica.

Para facilitar a discussão subsequente, foi utilizado um índice subscrito variando entre 1 e 6 para representar cada variedade da AABW ($AABW_{\text{índice}}$), entretanto, este se refere à classe TS ao invés da área regional. As propriedades médias da camada profunda de cada seção de exportação são apresentadas entre as figuras IV-1 e IV-15. Conforme já discutido, as maiores velocidades das correntes de fundo são encontradas nas principais regiões de exportação de cada setor, sendo representadas pelas Seções 1 e 2 no Setor Mar de Weddell, Seção 10 no Setor Oceano Pacífico Oeste e Seção 13 no Setor Mar de Ross. As variedades mais frias e mais quentes são encontradas, respectivamente, nos Setores Mar de Weddell e Mar de Ross, o que encontra-se de acordo com a literatura [Orsi & Whitworth 2007].

A variedade da AABW mais fria, menos salina e com maior transporte de volume ($AABW_1$; Fig. VI-16a), somando um total de 26 Sv, é encontrada nas

² Utilizamos TS ao invés de θS , pois estamos considerando os valores de T_{TW} e S_{TW} para a elaboração do diagrama temperatura-salinidade e não os índices termohalinos baseados puramente na temperatura potencial e salinidade.

margens sul e noroeste do mar de Weddell. A segunda variedade (AABW₂) é a única que possui propriedades similares em diversas regiões ao redor do oceano ao redor do continente Antártico (Fig. VI-16a). O transporte desta variedade é mais volumoso na região leste do mar de Weddell (7 Sv), mas também é responsável por caracterizar as águas profundas da região da Terra de Adelie no Setor Oceano Pacífico Oeste e da região do Cabo Darnley no Setor Oceano Índico, somando um total de 2 Sv nas duas regiões. De fato, a AABW₂ aparece como uma variedade transicional da AABW entre as variedades de maior transporte de volume encontradas no mar de Weddell, nas proximidades da Terra de Dronning Maud e no mar de Davis.

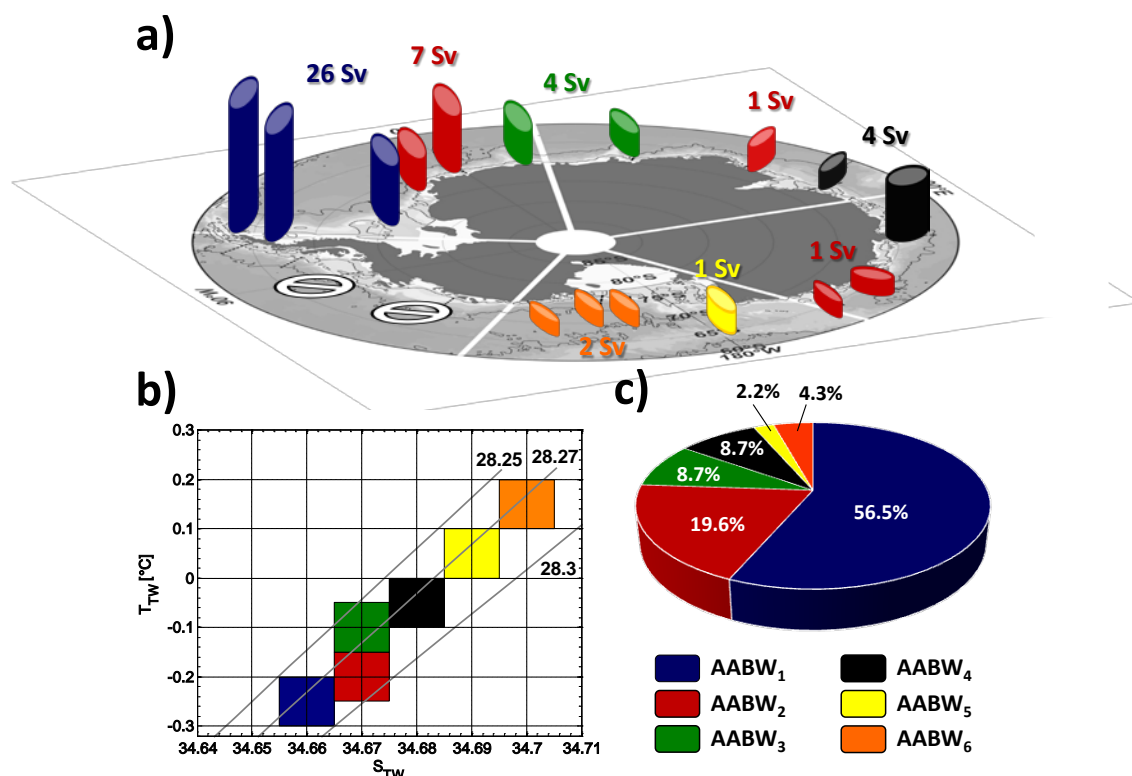


Figura VI-16. (a) Transporte de volume da AABW cruzando cada seção de exportação. Os números se referem à soma do transporte de volume de cada variedade da AABW definida em (b). As variedades da AABW são identificadas a partir do diagrama TS, linhas cinza indicam as superfícies de densidade neutra [kg m^{-3}] indicadas. A contribuição de cada variedade ao longo das seções de exportação é mostrada em (c).

A terceira variedade (AABW₃) possui o mesmo índice de salinidade da AABW₂ (Fig. VI-16b), mas é ~0.1°C ligeiramente mais quente. Esta variedade é encontrada na bacia Enderby ao redor das longitudes de 20°E e 30°E, que marcam a região de entrada da CDW na região (Fig. VI-16a). A quarta variedade (AABW₄) é encontrada no mar de Davis e na região da PET, entre os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste. A variedade AABW₃ e a variedade AABW₄ somam cada uma um transporte de volume de 4 Sv (Fig. VI-16a). As duas variedades restantes (AABW_{5&6}) são encontradas no regime do mar de Ross (Fig. VI-16a), sendo que a variedade AABW₅ representa a variedade mais densa da AABW exportada através da região do Cabo Adare, enquanto a variedade AABW₆ representa a variedade menos densa da AABW recirculando dentro do Giro de Ross. As duas variedades somam juntas um transporte de volume de 3 Sv.

Rintoul [1998] concluiu que 66% do volume total das águas mais frias que 0°C no oceano global são originadas no Setor Atlântico do oceano Austral (referenciando a WSDW), 25% no Setor Índico do oceano Austral (referenciando a ADLBW) e 7% no Setor Pacífico do oceano Austral (referenciando a RSBW). Assumindo, respectivamente, que a WSDW, a ADLBW e a RSBW são originadas no mar de Weddell, na região da Terra de Adelie e no mar de Ross, o transporte de volume das variedades da AABW estão em concordância com as estimativas de Rintoul [1998]. Embora haja pequenas diferenças nos valores absolutos simulados e observados para cada classe TS, a variedade AABW₁ possui as características equivalentes à variedade do mar de Weddell (*i.e.* WSDW) no modelo com ~56% do volume total fluindo ao redor do continente Antártico (Fig. VI-16c). A ADLBW é

comparável à $AABW_2$, que corresponde no modelo a ~20% do transporte de volume total (Fig. VI-16c), embora neste caso com origens não restritas somente à região da Terra de Adelie. As variedades do modelo equivalentes a RSBW (*i.e.* $AABW_{5\&6}$) correspondem a ~6% do transporte de volume total (Fig. VI-16c). Adicionalmente, ~17% da AABW circumpolar no modelo corresponde às variedades $AABW_{3\&4}$, que são encontradas na região da bacia Enderby e no Setor Oceano Índico e não foram consideradas nas estimativas de [Rintoul \[1998\]](#). As contribuições de todas as variedades da AABW no modelo também estão de acordo com as estimativas anteriores de [Carmack \[1977\]](#). O autor reportou que as águas profundas do oceano Austral mais fria que 0°C são compostas por 70% de WSBW, 6% de RSBW e 23% correspondendo à mistura das águas originadas no mar de Weddell e no mar de Ross (que produz características finais similares às águas profundas produzidas em outras regiões).

Para evitar confusão devido ao diferente comprimento das seções de exportação, foi determinada também a fração de cada variedade que flui somente no talude continental. Em geral, não há mudanças significativas nas contribuições de cada variedade. $AABW_1$, $AABW_2$, $AABW_4$, $AABW_{5\&6}$, correspondem, respectivamente, a 60%, 20.5%, 9.5% e 6.8%. A exceção é a variedade $AABW_3$, que decresce de 8.7% para 2.7%. Adicionalmente, considerando exclusivamente as áreas regionais do oceano Austral e o transporte de volume no talude continental, o Setor Mar de Weddell também aparece como a principal região transportando um volume de 27.2 Sv (78%), os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste aparecem como a segunda

região mais importante transportando um volume de 5.5 Sv (16%), e o Setor Mar de Ross contribuindo com um volume de 2 Sv (6%).

6.5. Transporte lateral e fluxos de exportação da AABW para os oceanos globais

Como todas as seções de exportação diferem no comprimento total, somente o transporte de volume fluindo sobre o talude continental foi considerado para estimar as taxas de exportação da AABW que deixa as áreas-fonte no oceano Austral em direção aos oceanos globais (Fig. VI-17). O fluxo da AABW ao longo do talude continental foi balanceado considerando-se as taxas máximas de produção da AABW em cada região e do transporte lateral fluindo perpendicular às seções de exportação. Uma vez que a produção da AABW é subestimada em todas as seções de produção (ver Capítulo V), foi assumido o valor de 0.5 Sv para a produção da AABW nas regiões em que a produção simulada é inferior a esta taxa. Neste caso, a taxa de produção da AABW pelo modelo é assumida em ~7 Sv, um valor bem próximo da taxa histórica de 10 Sv observada por [Orsi et al. \[1999\]](#).

O modelo mostra que 10 Sv (62.5%) da AABW são exportadas do mar de Weddell, 4.5 Sv (28.1%) dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Sul e, apenas, 1.5 Sv (9.3%) deixam a região do mar de Ross (Fig. VI-17). As taxas encontradas no modelo são equivalentes às estimativas de [Orsi et al. \[1999\]](#), que mostraram que 60% da AABW é originada do setor Atlântico do oceano Austral (*i.e.* Setor Mar de Weddell) e 40% originada dos setores Índico e Pacífico do oceano Austral (*i.e.* no caso do modelo incluindo as taxas

provenientes dos Setores Oceano Índico, Oceano Pacífico Oeste e Mar de Ross).

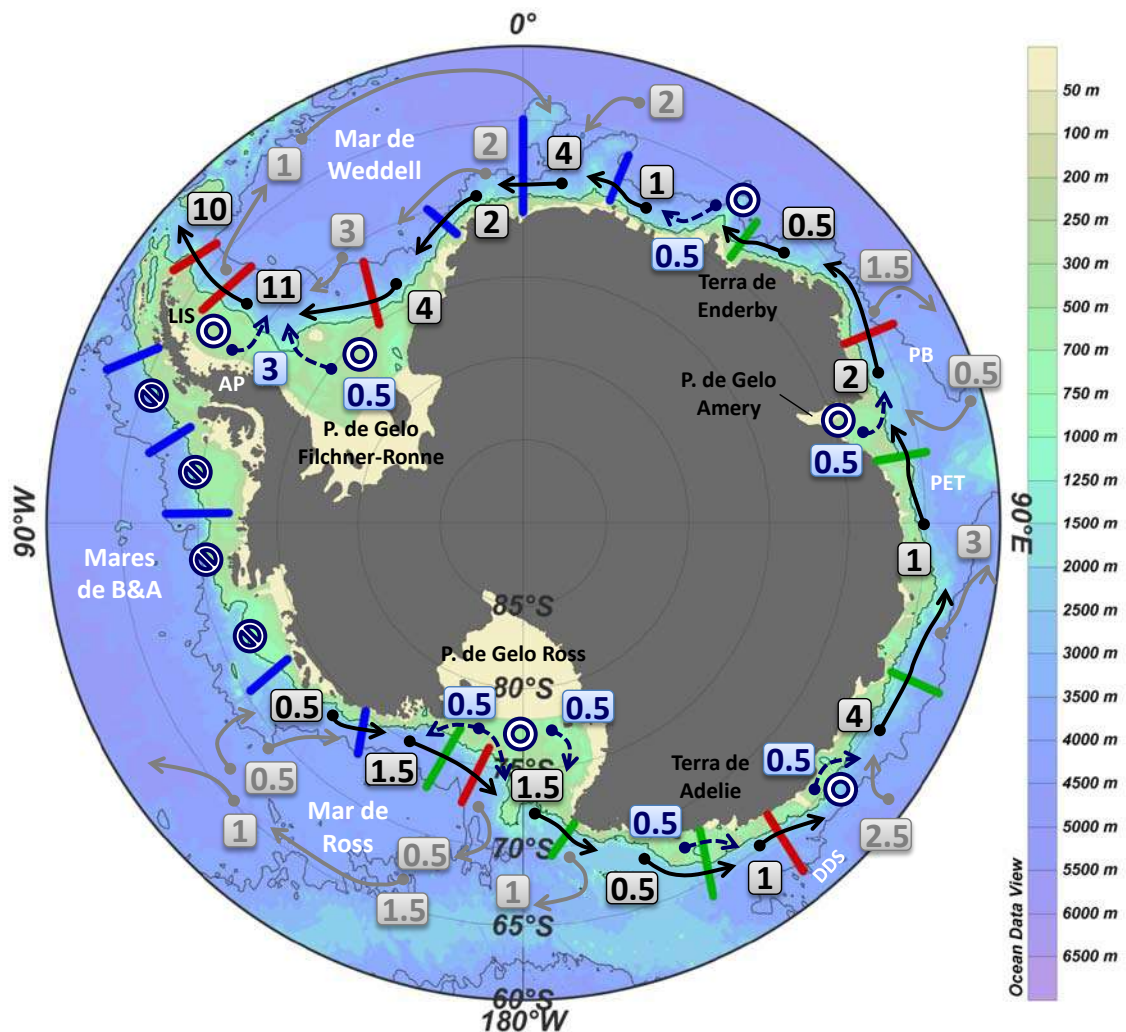


Figura VI-17. Esquema do transporte de volume da AABW ao longo do talude continental do oceano Austral baseado nas médias do transporte simulado pelo modelo OCCAM 1/12°. As linhas vermelhas, verdes e azuis se referem às seções de exportação analisadas, classificadas segundo [Baines & Condie \[1998\]](#), respectivamente, como margens ativa, passiva e nula para o fluxo descendente de AABW. Os números e os vetores em preto, cinza e azul-escuro indicam, respectivamente, o transporte estimado pelo modelo no talude continental, o volume de água de fundo esperado para ser advectado da/para seção e o volume de AABW produzida para balancear o esquema do transporte lateral. Os círculos indicam as áreas-fonte de AABW de acordo com [Hay \[1993\]](#). Os círculos cortados indicam ausência da AABW na região. A linha preta e cinza indica as isóbatas de 1000 m e 4000 m, respectivamente. A escala de cores representa a profundidade da região em metros. AP = Península Antártica, B&A = Bellingshausen & Amundsen, DDS = Mar Dumont D'Urville, LIS = Plataforma de Gelo Larsen, P = Plataforma, PB = Baía Prydz, PET = Depressão Princesa Elizabeth.

Setorialmente, observamos que ~10 Sv de AABW flui ao longo do talude continental na região noroeste do mar de Weddell. Este transporte de volume é intensificado, comparativamente com a região leste, devido à produção de ~3 Sv de AABW e à advecção de água de fundo recirculando com o Giro de Weddell (Fig. VI-17). O transporte de volume de AABW no talude continental das margens leste do mar de Weddell é inferior (*i.e.* ~3 Sv) ao observado a oeste (Fig. VI-17), provavelmente, devido às margens continentais serem mais curtas e à não produção de AABW nesta área do setor.

No Setor Oceano Índico, o transporte de volume médio ao longo do talude continental é de ~1 Sv (Fig. VI-17). A AABW transportada nesta região é suprida pela formação local de águas de fundo nas regiões da Terra de Enderby e da Baía Prydz, embora as taxas de produção sejam baixas (Fig. VI-17). As águas profundas formadas nesse setor contribuem com a ventilação da camada profunda do talude continental da costa leste do mar de Weddell, conforme já constatado pelas observações de [Meredith *et al.* \[2000\]](#) na região.

No Setor Oceano Pacífico Oeste, a produção local também é a grande responsável pela manutenção dos fluxos de AABW (*i.e.* ~1 Sv) ao longo do talude (Fig. VI-17). Na região do mar de Davis (Fig. II-1) o transporte de volume é intensificado para ~4 Sv devido à advecção de água de fundo proveniente do giro ciclônico da região (Fig. VI-17). Cerca de 3 Sv de AABW é exportado desta região ao longo da costa leste do Platô Kerguelen. Tendo em vista que esta região foi recentemente reportada como uma das principais contribuintes de AABW para os oceanos globais [[Fukamachi *et al.* 2010](#)], esperava-se taxas maiores de exportação na região na ordem de 10 Sv. Contudo, ressalta-se que

os fluxos reportados referem-se apenas a AABW fluindo sobre o talude continental.

No interior do mar de Ross e na região do Cabo Adare, o transporte de volume ao longo do talude continental é de ~ 1.5 Sv (Fig. VI-17). Este decai para ~ 0.5 Sv nos limites entre os mares de Ross e Amundsen. Aproximadamente 0.5 Sv da AABW exportada através da região do Cabo Adare contribui com as águas profundas que ventilam as margens continentais do Setor Oceano Pacífico Oeste, sendo o restante, incorporado ao Giro de Ross e exportado para fora da região (Fig. VI-17).

O modelo subestima as taxas de produção da AABW ao longo das margens continentais. Entretanto, a exportação lateral ao redor do continente e os fluxos de volume da AABW para os oceanos globais estão sendo realisticamente bem representados. A ausência das plataformas de gelo permanentes podem ser a causa da baixa produção da AABW na região de quebra de plataforma, enquanto a maior exportação lateral pode estar relacionada aos processos de convecção profunda que ocorrem no regime oceânico. Este processo provavelmente está relacionado à manutenção das características da AABW representada nos mares regionais do oceano Austral.

Tendo em vista que as taxas de exportação da AABW para os oceanos globais se aproximam bastante das taxas reais observadas, o capítulo seguinte investiga o efeito das mudanças temporais das propriedades das águas-fonte e do clima extrapolar sobre a variabilidade da produção e da exportação das águas profundas para os oceanos globais.

Capítulo VII: Variabilidade climática e os impactos na exportação da AABW

A variabilidade espaço-temporal observada na exportação e produção da AABW ao longo das margens continentais do continente Antártico é ocasionada devido às alterações, que ocorrem em diferentes escalas temporais, nos processos acoplados gerados entre atmosfera, oceano e criosfera. É extremamente complicado determinar quais os processos do sistema climático da Terra que estão realmente atuando para uma redução ou intensificação da exportação e produção da AABW, uma vez que as mudanças nestas taxas podem ser influenciadas e/ou geradas tanto devido à variabilidade climática polar quanto pelas mudanças ocorridas em regiões extrapolares. Neste capítulo os resultados apresentados são explorados através das inferências relativas às mudanças nas águas-fonte da AABW e às alterações relativas ao clima global extrapolar. Os impactos nas regiões dos mares de Weddell e Ross são analisados e explicados, enquanto as alterações nas demais regiões oceânicas são brevemente abordados.

A seguir, os principais modos de variabilidade climática que influenciam os processos acoplados no oceano Austral serão concisamente introduzidos. Assim como no capítulo anterior, as principais zonas de exportação da AABW para os oceanos globais, referentes aos diferentes setores do continente Antártico são: (i) região noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seção 1 e 2), (ii) região oeste do mar de Ross próximo ao Cabo Adare (*i.e.* Seção 13), e (iii) região oeste do Setor Oceano Pacífico Oeste nas proximidades do mar de Davis (*i.e.* Seção 10). Devido às limitações relatadas no capítulo anterior a respeito da produção da AABW pela simulação do OCCAM, apenas a produção da AABW na região noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seção I) é investigada.

7.1. Modos de variabilidade climática

7.1.1. Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode – SAM*)

O modo principal de variabilidade da circulação atmosférica extratropical em ambos os hemisférios é caracterizado por uma estrutura profunda e zonalmente simétrica, ou seja, uma estrutura anular com uma perturbação que exibe sinal oposto na altura geopotencial entre a região de capa polar ($\sim 60^\circ$) e o cinturão zonal ao redor de 45° de latitude [Thompson & Wallace 2000]. Isto permite a troca de massa atmosférica entre médias e altas latitudes. A circulação atmosférica em altas latitudes sul é dominada por um vórtice circumpolar oeste que se estende desde a superfície até a estratosfera. Este é denominado como Oscilação Antártica [Gong & Wang 1999], Modo de Alta Latitude [Kidson 1988] ou Modo Anular Sul [SAM; Thompson & Solomon 2002]. Neste trabalho utilizaremos a denominação SAM e a definição do índice

proposta por [Gong & Wang \[1999\]](#). Os autores definem o índice da SAM como sendo a diferença da pressão zonal ao nível do mar do primeiro modo EOF (Funções Empíricas Ortogonais) entre as latitudes de 40°S e 65°S (Fig. VII-1). O SAM é um padrão de variabilidade de larga escala que domina a circulação extratropical do Hemisfério Sul em escalas temporais que podem variar de semanas a meses [[Thompson & Wallace 2000](#)].

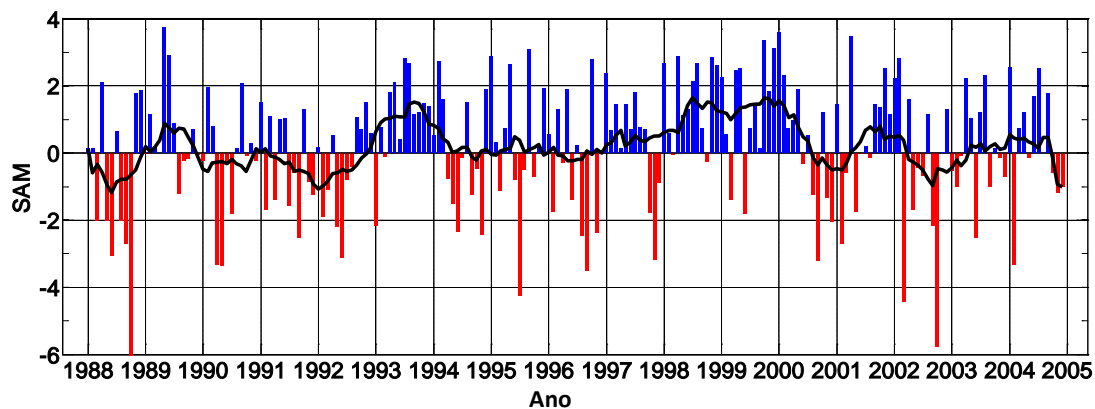


Figura VII-1. Índice SAM entre 1988 e 2004. A linha preta corresponde à média móvel de 6 meses do índice.

Os meses que correspondem a um índice SAM de polaridade altamente positiva são caracterizados por temperaturas polares mais frias, menor altura geopotencial sobre a capa polar no continente e um fluxo circumpolar muito mais intenso em torno de 60°S (Fig. VII-2). Enquanto para um índice negativo, temos as anomalias opostas. Em concordância com outros trabalhos, [Visbeck & Hall \[2004\]](#) determinaram que o SAM explica cerca de 20% da variância total do Hemisfério Sul. [Hall & Visbeck \[2001, 2002\]](#) acreditam que grande parte da variabilidade oceânica de larga escala, ao sul de 30°S, pode estar associada ao SAM. A geografia do Hemisfério Sul apresenta uma relativa uniformidade zonal que reforça a simetria zonal do fluxo atmosférico médio variável durante todas as estações do ano. Diversos trabalhos [e.g. [Hall & Visbeck 2001](#), [Liu et](#)

al. 2004, Simmonds & King 2004] destacam a importância do SAM na variabilidade oceânica e na variação do gelo marinho em diferentes escalas temporais. Adicionalmente, a literatura sugere uma tendência do SAM para uma fase positiva [e.g. Marshall 2003], ou seja, quando a pressão sobre a Antártica é relativamente menor quando comparada com a pressão nas médias latitudes. Esta tendência positiva ocasiona um fortalecimento do vórtice circumpolar e uma intensificação dos ventos de oeste que circundam a Antártica (Fig. VII-2).

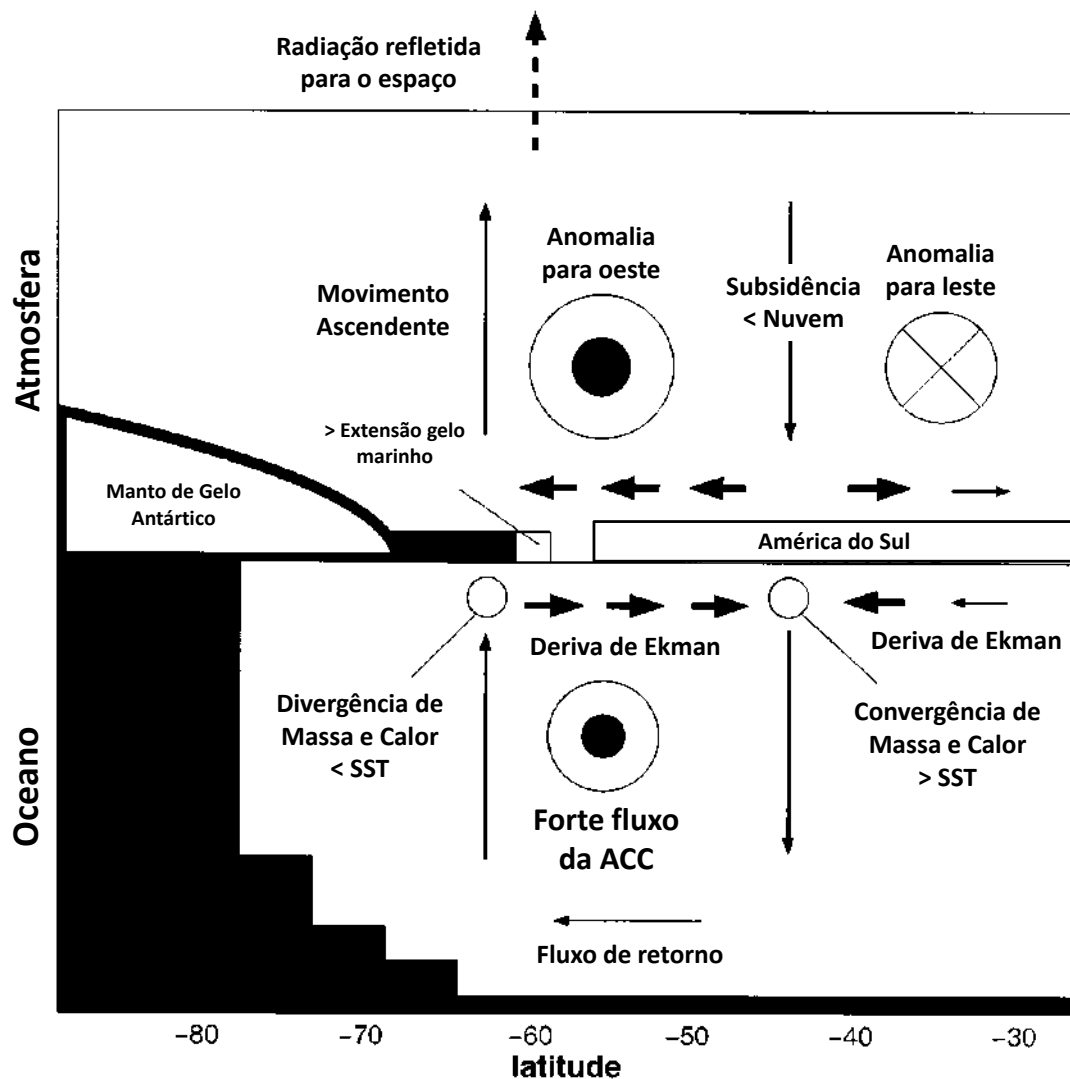


Figura VII-2. Esquema das alterações oceânicas e atmosféricas ocasionadas quando o índice SAM é positivo. Figura modificada de Hall & Visbeck [2002].

7.1.2. Oscilação Semianual (Semi-Annual Oscillation – SAO)

A pressão atmosférica ao nível do mar decresce em direção aos pólos a partir das altas subtropicais de cada oceano, atingindo uma zona de baixa pressão atmosférica ao redor do continente Antártico. O cavado de baixa pressão circumpolar é localizado mais ao sul e é mais intenso em março e setembro, posicionando-se mais ao norte nos meses de junho e dezembro (Fig. VII-3). O comportamento sazonal da pressão atmosférica ao nível do mar é um dos principais componentes climáticos do oceano Austral [[van Loon 1967](#)], sendo denominado como Oscilação Semianual (SAO).

A SAO consiste na contração e expansão do cavado de pressão circumpolar duas vezes ao ano. Isto ocorre devido às diferenças na absorção de energia entre o continente Antártico e o oceano em seu redor. Por exemplo, durante os períodos de máxima contração (março e setembro), a área de baixa pressão desloca-se para sudeste do mar de Amundsen até próximo à linha de costa na parte oeste do continente Antártico. Na fase de expansão (abril-julho e outubro-janeiro) esta área desloca-se para noroeste (Fig. VII-3). As alterações semianuais devido a SAO modulam os ciclos anuais de pressão e vento da região. Da mesma forma, a precipitação na região austral e o campo de gelo marinho também são afetados por esta alternância do campo de pressão [[van den Broeke et al. 2000b](#)]. A variabilidade da exportação da AABW em períodos semianuais é provavelmente resultante das alterações locais devido à SAO. Por outro lado, o SAM e a SAO descrevem diferentes aspectos do mesmo fenômeno. Ambos descrevem variações no fluxo circumpolar, entretanto, a SAO mostra variações na amplitude do ciclo anual, enquanto a SAM descreve a variabilidade deste ciclo [[Renfrew et al. 2005](#)].

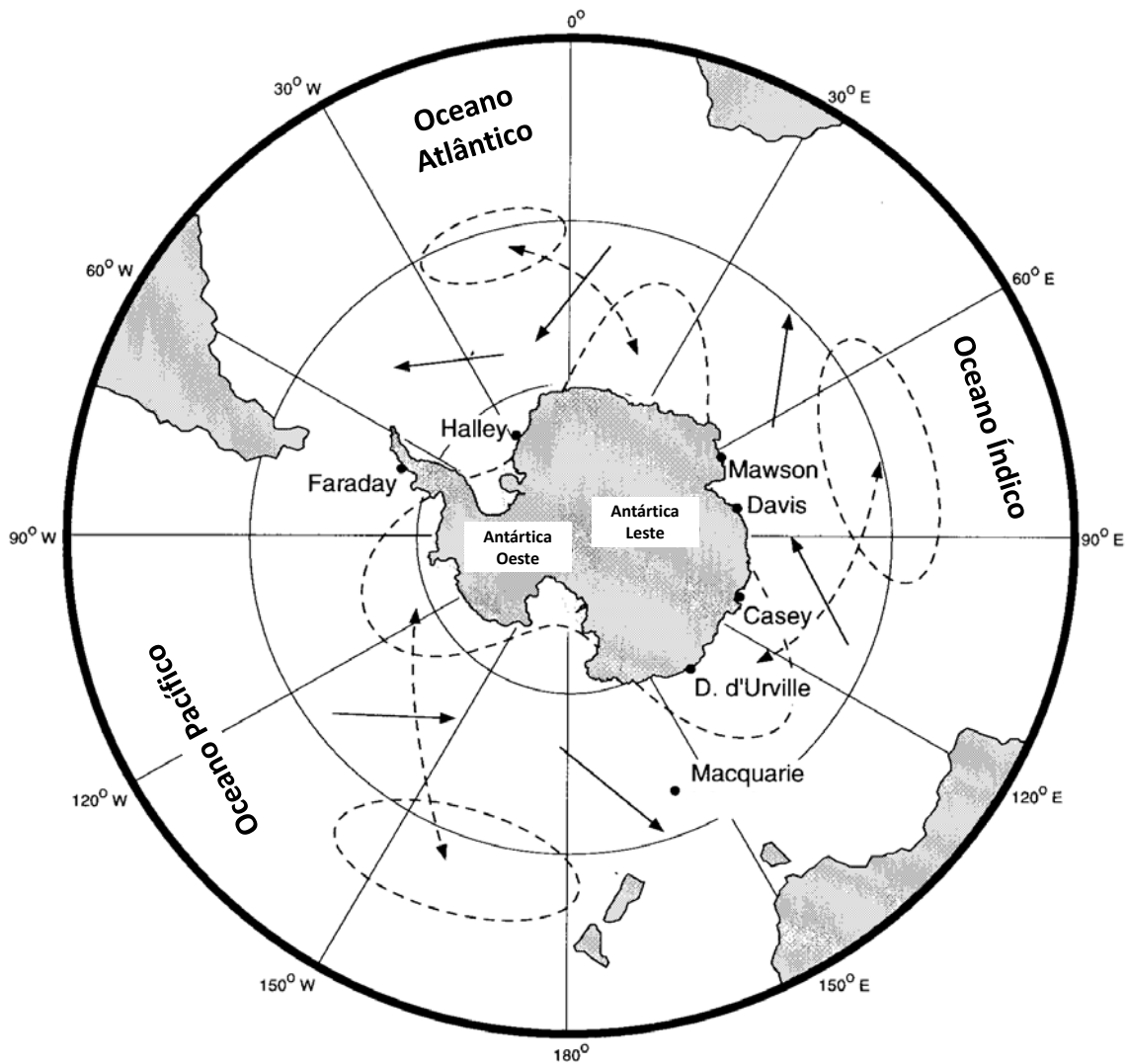


Figura VII-3. Esquema das mudanças de pressão e circulação atmosférica em fases de expansão e contração da Oscilação Semianual (SAO). Vetores tracejados mostram a localização das maiores mudanças no campo de pressão e os vetores cheios indicam a mudança da circulação associada por ocasião da contração. Figura modificada de [van den Broeke \[2000a\]](#).

7.1.3. El Niño-Oscilação Sul (El Niño-Southern Oscillation – ENSO)

O termo El Niño é amplamente utilizado pela sociedade e pela comunidade científica. No entanto, muitas vezes gera confusão em sua definição. [Trenberth \[1997\]](#) revisou a definição do termo para acabar com as ambiguidades existentes. Aqui iremos definir o termo El Niño de acordo com

Trenberth [1997] e conforme aplicado neste trabalho. Sendo assim, o leitor é direcionado ao trabalho citado para maiores detalhes.

O termo El Niño é utilizado para caracterizar o aquecimento anômalo das águas superficiais do oceano Pacífico tropical, sendo um fenômeno que ocorre em uma escala espacial que compreende toda a bacia oceânica. Neste sentido, o fenômeno pode ser associado com as anomalias dos padrões climáticos globais. A componente atmosférica relacionada às mudanças oceânicas durante o El Niño é chamada de Oscilação Sul (*Southern Oscillation*). A interação conjunta entre os fenômenos que ocorrem na atmosfera e no oceano é denominada como El Niño-Oscilação Sul (ENSO). Portanto, El Niño corresponde à fase quente do ENSO, ou seja, aquecimento anômalo das águas superficiais do oceano Pacífico tropical. A situação oposta, em que ocorre um resfriamento anômalo do oceano Pacífico tropical, é denominada como La Niña ou como a fase fria do ENSO.

Na quantificação do fenômeno do ENSO são utilizados diversos indicadores baseados na temperatura superficial oceânica (SST). O índice utilizado neste estudo é o NINO3.4, que consiste na anomalia da média da SST na região localizada entre 5°N-5°S e 170°W-120°W. Esta região possui uma maior variabilidade nas escalas temporais do El Niño quando comparada a outras áreas utilizadas para o cálculo de outros índices (e.g. NINO3, NINO4, NINO3.5). Um evento de El Niño ou La Niña é identificado quando a média corrida de 5 meses do índice NINO3.4 exceder em +0.4°C para El Niño ou -0.4°C para La Niña por pelo menos 6 meses consecutivos. A figura VII-4 mostra o índice NINO3.4 entre 1950 e 2009 indicando os períodos de ocorrência de eventos de El Niño e La Niña.

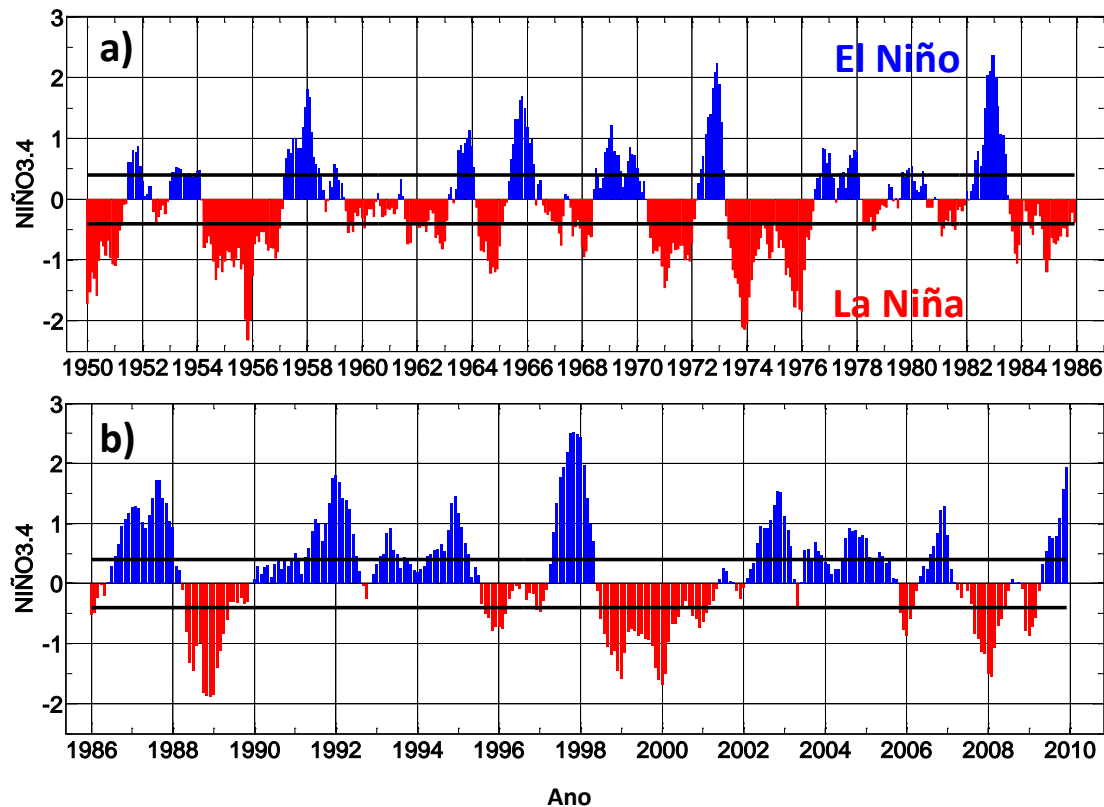


Figura VII-4. Índice NINO3.4 entre os anos de (a) 1950-1986 e (b) 1986-2010. As barras pretas marcam o limite de $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ para consideração de ocorrência de eventos de (azul) El Niño e (vermelho) La Niña.

7.1.4. Dipolo Antártico (*Antarctic Dipole*)

O Dipolo Antártico é a estrutura dominante da variância interanual observada nas margens do gelo marinho Antártico e nos campos de temperatura superficial do ar [Yuan & Martinson 2001], possuindo o mesmo comprimento de onda da Onda Circumpolar Antártica [ACW; White & Peterson 1996]. A ACW se propaga ao redor da Antártica com uma frequência de 4-5 anos, circundando o globo entre 8-10 anos, e sendo observada durante alguns anos na década de 90 [White & Peterson 1996]. Yuan [2004] mostra que o Dipolo Antártico é claramente ligado com os eventos tropicais do ENSO, que responde por 34% da variância da extensão do gelo marinho no Hemisfério Sul [Yuan & Martinson 2000]. Assim, uma teleconexão entre os processos de altas

latitudes e o ENSO em ambas as bacias dos setores austral dos oceanos Pacífico e Atlântico é sugerida. A figura VII-5, adaptada de Yuan [2004], sintetiza as informações sobre o ENSO nos trópicos, o Dipolo Antártico nas altas latitudes sul e o padrão da circulação atmosférica do ponto de vista observacional.

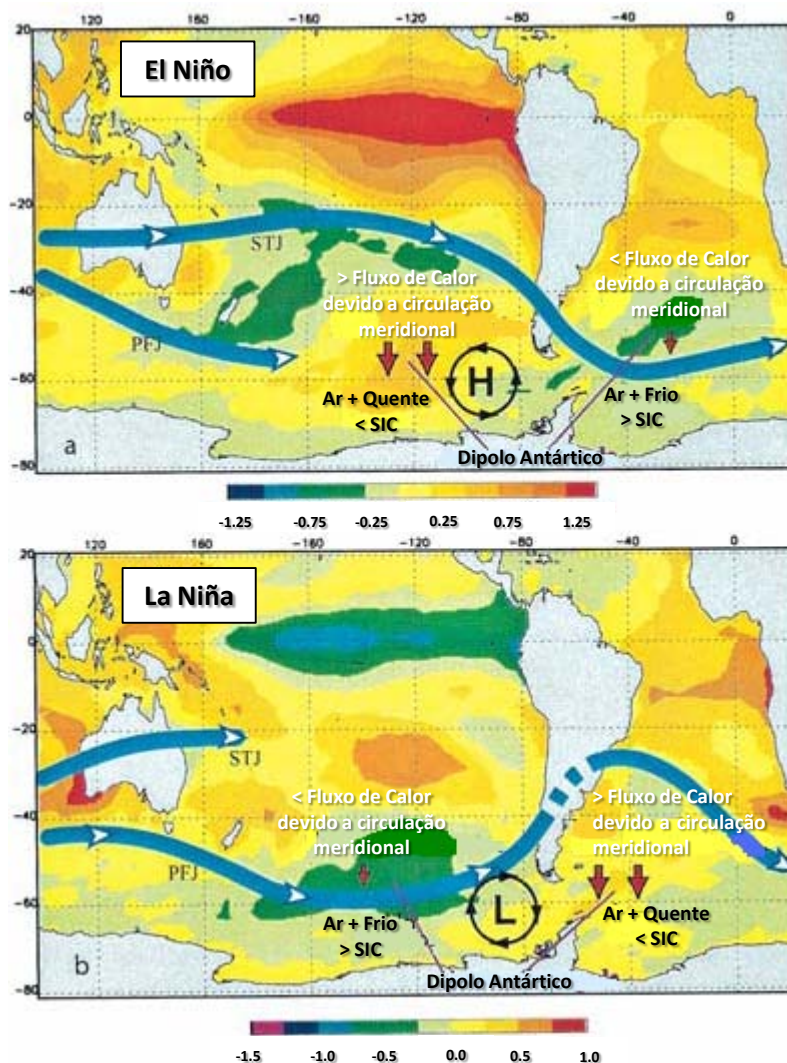


Figura VII-5. Mapas de composições da anomalia da temperatura superficial do mar (SST; °C) para (a) condição de El Niño e (b) condição de La Niña. Os mapas de composições são resultados da média da SST a partir do mês de maio anterior ao evento do ENSO totalmente desenvolvido até o mês de abril seguinte, e considerando cinco eventos de El Niño e La Niña, respectivamente. Esquemas do fluxo do jato subtropical (STJ) e polar (PFJ), dos centros anômalos e persistentes de baixa (L) e alta pressão (H) atmosférica e dos fluxos de calor anômalo devido à circulação meridional média são indicados sobre os mapas de composições da SST. SIC = concentração do gelo marinho. Figura modificada de Yuan [2004].

Considerando uma fase quente do ENSO (Fig. VII-5), maiores temperaturas na atmosfera e menores concentrações de gelo marinho (SIC) ocorrem no centro Pacífico do Dipolo Antártico, enquanto menores temperaturas e uma maior SIC ocorrem simultaneamente no centro Atlântico do Dipolo Antártico. [Martinson & Ianuzzi \[2003\]](#) mostram que a aceleração do Giro de Weddell é uma consequência dos impactos do ENSO. Um centro persistente de alta pressão atmosférica ocorre no mar de Bellingshausen acompanhando as anomalias do Dipolo Antártico nos campos de temperatura e gelo marinho para a fase quente do ENSO. No Pacífico Sul, o jato subtropical (STJ) é fortalecido e o jato polar enfraquecido (PFJ). Ao mesmo tempo, o forte fluxo do STJ oscila para sul sobre o oceano Atlântico Sul. Além disso, o fluxo de calor na direção do pólo proveniente da circulação meridional média da região é fortalecido no Pacífico Sul e enfraquecido no Atlântico Sul. No caso dos eventos de La Niña (Fig. VII-5), as anomalias do Dipolo Antártico e os padrões associados da circulação atmosférica são imagens contrárias àquelas que ocorrem durante os eventos de El Niño (Fig. VII-5).

[Yuan \[2004\]](#) destaca que o principal efeito do ENSO sobre a SIC ocorre nas bordas da extensão do gelo marinho. O campo correspondente das anomalias da pressão ao nível do mar (SLP) é caracterizado por um centro anômalo de alta (baixa) pressão no mar de Bellingshausen durante a fase quente (fria) do ENSO (Fig. VII-5). A predominância do centro de alta pressão durante a fase quente do ENSO transporta ar quente das baixas latitudes para a região polar a leste do mar de Ross e do mar de Amundsen, e ar frio do continente Antártico para a região de oceano aberto do mar de Weddell,

criando as anomalias do Dipolo Antártico nestas duas regiões simultaneamente. A situação oposta ocorre para a fase fria do ENSO.

7.2. Impacto da variabilidade temporal das propriedades das águas-fonte no transporte de volume da AABW

Os coeficientes de correlação entre as séries temporais das anomalias do transporte de volume das águas profundas para as seções indicadas e as séries temporais das anomalias das propriedades físicas (*i.e.* θ e S) na SML e na ILD são investigados e apresentados entre as figuras VII-6 e VII-13. Ressalta-se que o resultado não é sensível às camadas do modelo utilizadas para compor os estratos médios da coluna d'água representante de cada nível das águas-fonte (*i.e.* SML e ILD). Testes de sensibilidade (não apresentados) foram executados variando as camadas limite do modelo e escolhendo apenas um nível entre as camadas para realizar as correlações cruzadas. Entretanto, as alterações nos padrões de correlação foram consideradas insignificantes, preservando-se os padrões principais de correlação.

O transporte de volume das águas profundas na seção de exportação do mar de Weddell (*i.e.* Seção 1) é significativamente correlacionado ($r \geq 0.7$) com a temperatura e a salinidade da SML nas regiões de plataforma continental oeste e sul (Fig. VII-6a e VII-6c). As correlações são mais fortes com defasagem zero (lag-0) entre as séries, mostrando um padrão circumpolar correlacionado com as características das águas de plataforma do oceano Austral. O padrão é caracterizado por correlações positivas em todo o regime costeiro do oceano Austral e correlações negativas no regime oceânico, sendo mais evidente através do mapa de correlação com a salinidade na SML (Fig.

VII-6c). Isto mostra uma covariância entre o fluxo de exportação da AABW a partir do mar de Weddell e a variabilidade das propriedades físicas das águas de plataforma ao redor do continente Antártico.

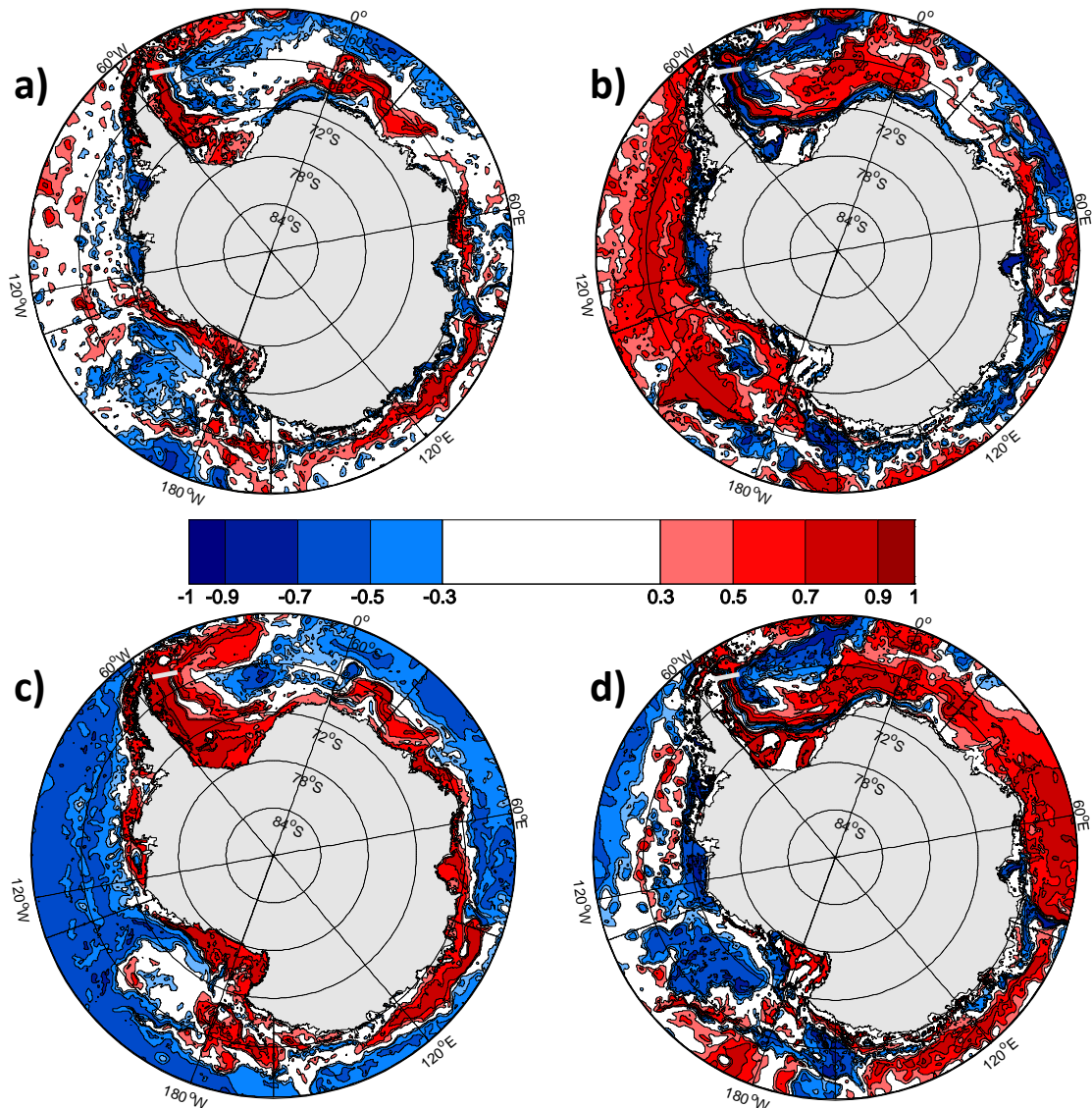


Figura VII-6. Mapas de correlação cruzada entre as médias mensais do transporte de volume da Seção 1 (linha cinza) do Setor Mar de Weddell com (a & b) a temperatura potencial e (c & d) salinidade da (a & c) SML e (b & d) ILD, lag-0. Coeficientes de correlação maiores que 0.5 em módulo são significantes em 99%.

O sinal de alta correlação no regime costeiro praticamente desaparece quando as séries temporais são defasadas até um período de 5 anos (lag-5;

Fig. VII-7a e VII-7c). Neste caso, as propriedades das águas de plataforma são correlacionadas negativamente ($r \leq -0.7$) com a exportação das águas profundas. Altas correlações positivas são somente encontradas com a salinidade da SML ao longo do talude continental das regiões oeste e sul do mar de Weddell, e na região de entrada da CDW ao redor de 20°W. Um padrão similar é observado para o campo de temperatura, contudo, menos marcado que no mapa de correlação com a salinidade. Este intervalo temporal de 5 anos é consistente com o tempo de residência de ~6 anos reportado para as águas de plataforma do mar de Weddell [Schlosser *et al.* 1991; Mensch *et al.* 1998].

Espera-se que a exportação da AABW seja positiva e negativamente correlacionada com a salinidade e a temperatura das águas de plataforma, pois uma maior concentração de sal e uma menor temperatura da água de plataforma implicariam uma produção de águas profunda e de fundo mais densas. De fato, uma forte correlação positiva é observada entre o transporte da AABW e a salinidade das águas de plataforma durante o tempo de residência sobre a plataforma continental. Sendo assim, demonstra-se que o processo de dessalinização destas águas, reportado para algumas regiões [e.g. Jacobs *et al.* 2002, Aoki *et al.* 2005, Rintoul 2007] do oceano Austral, impactaria diretamente a produção e a exportação da AABW em períodos menores que o tempo de residência das águas de plataforma.

Adicionalmente, a forte correlação positiva encontrada ao longo da margem continental e na região de entrada da CDW no mar de Weddell, quando considerado um período de defasagem de 5 anos entre as séries, demonstra a importância dos processos de mistura entre as águas de plataforma e a CDW nestas regiões. Uma vez que, as alterações de salinidade

da mistura das águas de plataforma e/ou AASW com a WDW são positivamente correlacionadas com a exportação da AABW em períodos de defasagem de até 5 anos, tanto as alterações de salinidade da água de plataforma e de sua mistura com as águas intermediárias afetariam diretamente a exportação da AABW.

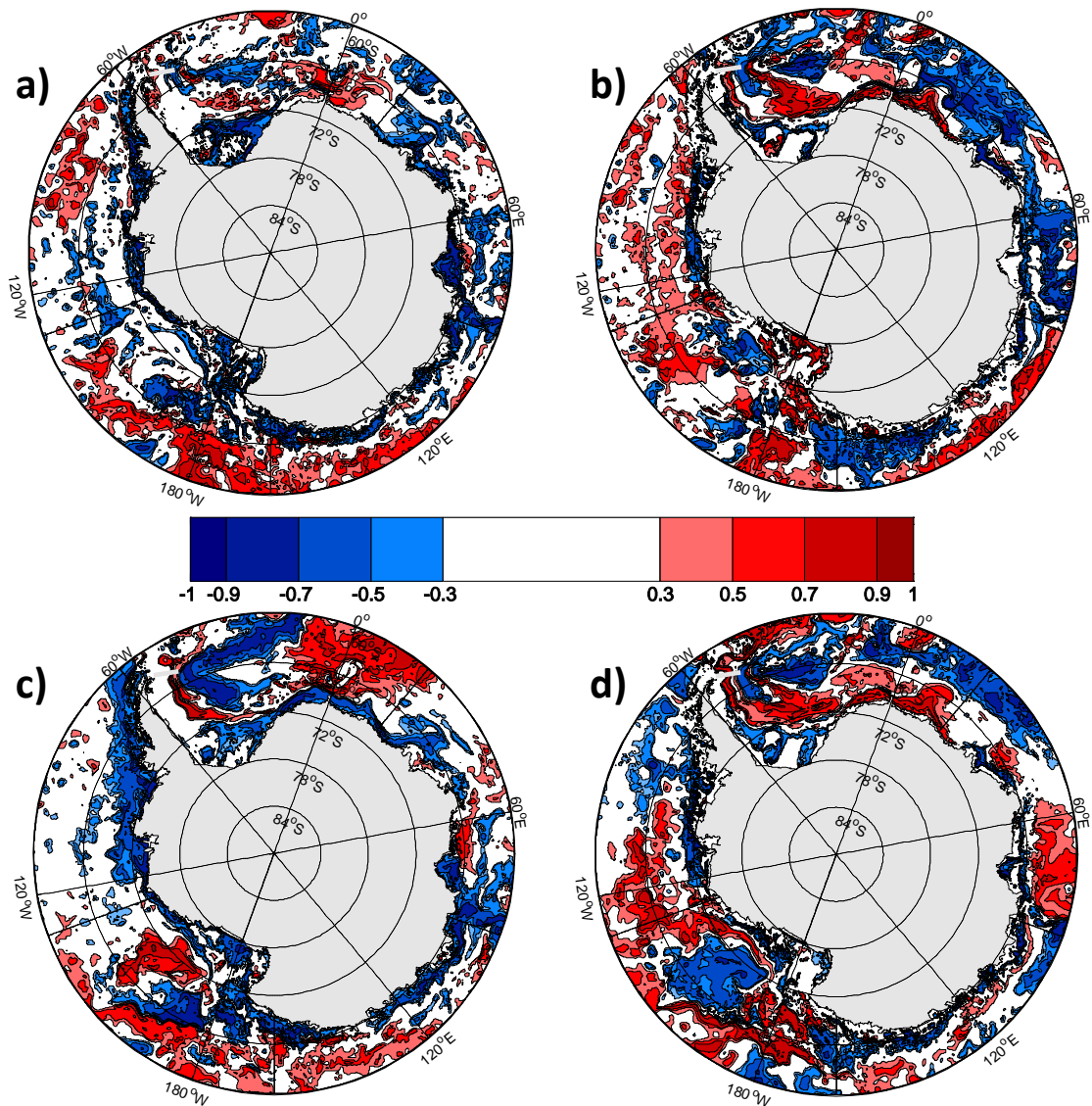


Figura VII-7. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para lag-5.

Entretanto, no primeiro caso teríamos um efeito direto sobre as águas recentemente exportadas em intervalos temporais relativos ao tempo de

residência das águas sobre a plataforma, enquanto no segundo, este efeito seria cumulativo (e.g. as alterações de salinidade sobre a plataforma continental devido aos processos de dessalinização estariam afetando a exportação juntamente com os processos de mistura sobre a quebra de plataforma) e persistente por períodos temporais maiores. De fato, o tempo de residência médio das águas no Giro de Weddell é de ~35 anos [Rutgers van der Loeff & Berger 1993]. No entanto, as alterações nas taxas de exportação da AABW devido às mudanças na mistura das águas-fonte provavelmente estariam sendo mascaradas pelas alterações decorrentes da variabilidade das águas intermediárias (e.g. WDW).

Por outro lado, correlações negativas entre a temperatura das águas de plataforma e a exportação da AABW só são observadas à medida que as séries são temporalmente defasadas (Fig. VII-7). De fato, a temperatura das águas de plataforma se encontra sempre próxima ao ponto de congelamento, ou seja, as alterações desta propriedade só iriam realmente afetar a produção e exportação da AABW em casos bruscos de aquecimento das mesmas, o que acarretaria na perda de suas características. O fato de possuir uma temperatura quase constante, explicaria de certa forma as correlações positivas ao invés de negativas quando as séries não são defasadas entre si. Além disso, a correlação positiva entre as águas de plataforma e a exportação da AABW poderia indicar que os fluxos de calor entre o oceano e o gelo marinho (ou a atmosfera), devido à maior temperatura das águas, estariam sendo responsáveis por manter esta área oceânica exposta às trocas com a atmosfera por períodos maiores. Assim, criam-se condições para a formação

de mais gelo marinho na região e, conseqüentemente, mais sal seria liberado para a coluna d'água.

Deve-se considerar, no entanto, que as correlações sem defasagem entre as séries temporais podem ser resultantes do fato de que, tanto as alterações nas taxas de exportação da AABW quanto às mudanças nas propriedades físicas das águas de plataforma e intermediárias estão sendo primariamente dirigidas pelo campo de ventos da região. Entretanto, sob o ponto de vista de processos costeiros espera-se que a formação de polínias costeiras e a produção de gelo marinho seja o principal condicionante para a formação das águas de plataforma (especialmente a HSSW). Estes eventos são dependentes dos ventos catabáticos e não devem alterar significativamente a temperatura das águas. Por outro lado, a salinidade das águas é fortemente influenciada por estes processos de troca de calor latente entre o oceano e a atmosfera.

Na ILD os padrões de correlação obtidos para as séries temporais de temperatura e salinidade são ligeiramente diferentes um do outro (Fig. VII-6 e VII-7). O fluxo de saída da AABW a partir do mar de Weddell é correlacionado ($r \geq 0.5$) com as propriedades da WDW que entra e segue a circulação do Giro de Weddell. Correlações significantes ($r \geq 0.7$) são encontradas com as águas intermediárias do talude continental da região oeste do mar de Weddell (Fig. VII-6b e VII-6d). Em geral, a exportação das águas profundas a partir do mar de Weddell é significativamente correlacionada com as características da CDW e da WDW. Em adição, alta correlação é observada com as variações da salinidade nas áreas mais profundas das plataformas continentais oeste e sul dos mares de Weddell e Ross (Fig. VII-6d).

Em oposição aos mapas de correlação cruzada na SML, as fortes correlações encontradas, quando não há defasagem (Fig. VII-6b e VII-6d) entre as séries temporais, são bem preservadas na ILD sobre as margens continentais a oeste do mar de Weddell quando as séries são defasadas em 5 anos (Fig. VII-7b e VII-7d). Este é o período aproximado para uma volta completa do Giro de Weddell dentro da bacia oceânica, cujo tempo de residência das águas superficiais relativo à entrada da WDW foi estimado em 2.9 ± 0.5 anos para o interior da região noroeste do mar de Weddell [Hoppema *et al.* 1999]. Embora este tempo de residência corrobore com os períodos de 2.5 anos encontrados por Gordon & Huber [1990], este é relativo aos anos analisados e aos dados utilizados nas estimativas [Hoppema *et al.* 2002]. Recentemente, Hoppema *et al.* [2010] analisaram a distribuição de bário (Ba) e determinaram um período de ~6 anos para a residência das águas no Giro de Weddell, considerando a área superficial do giro como a área de ocorrência da WSBW. De fato, Dellnitz *et al.* [2009] mostram através de simulação numérica que o tempo médio de residência das águas superficiais e de fundo do Giro de Weddell varia entre 1 e 5 anos; enquanto o período para as águas intermediárias e profundas é superior a 5 anos e varia sazonalmente entre 5 e 12 anos.

Os mapas de correlação na SML para a seção de exportação do mar de Ross (Fig. VII-8a e VII-8c) mostram um padrão similar com os mapas apresentados para a zona de exportação do mar de Weddell (Fig. VII-6a e VII-6c). O padrão de correlação é caracterizado por altas correlações positivas entre as propriedades da SML no regime costeiro e o transporte de volume das águas profundas. No entanto, as correlações são menores e não

completamente circumpolares como no mar de Weddell. O padrão de correlação quando as séries são defasadas em 5 anos (Fig. VII-9) também equivale ao reproduzido para o mar de Weddell (Fig. VII-7). Assim como reportado para o mar de Weddell, o tempo de residência de ~4 anos para as águas de plataforma do mar de Ross [Trumbore *et al.* 1991] revelam o período máximo da variabilidade das águas de plataforma afetando as propriedades das águas profundas em formação.

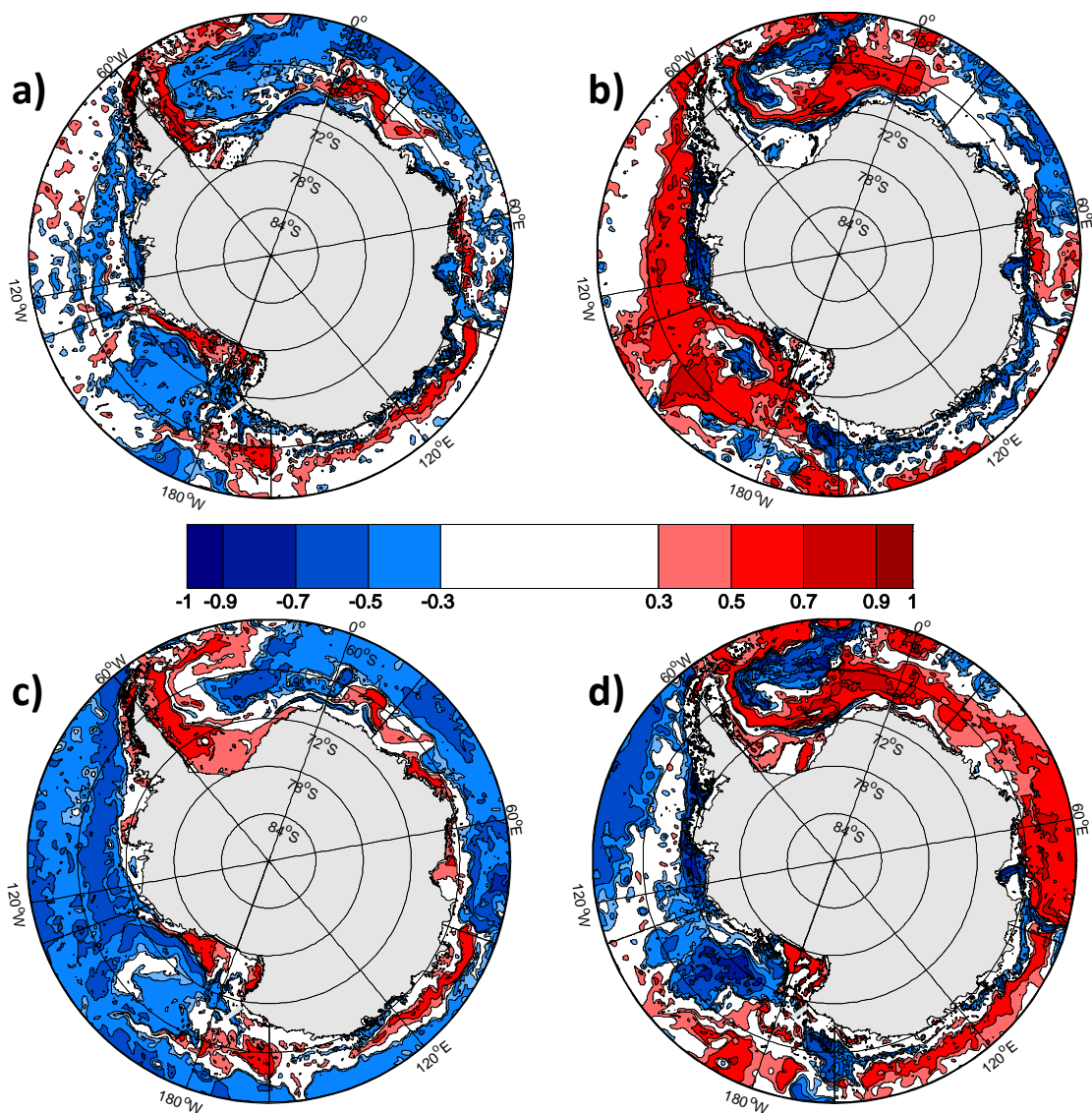


Figura VII-8. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross.

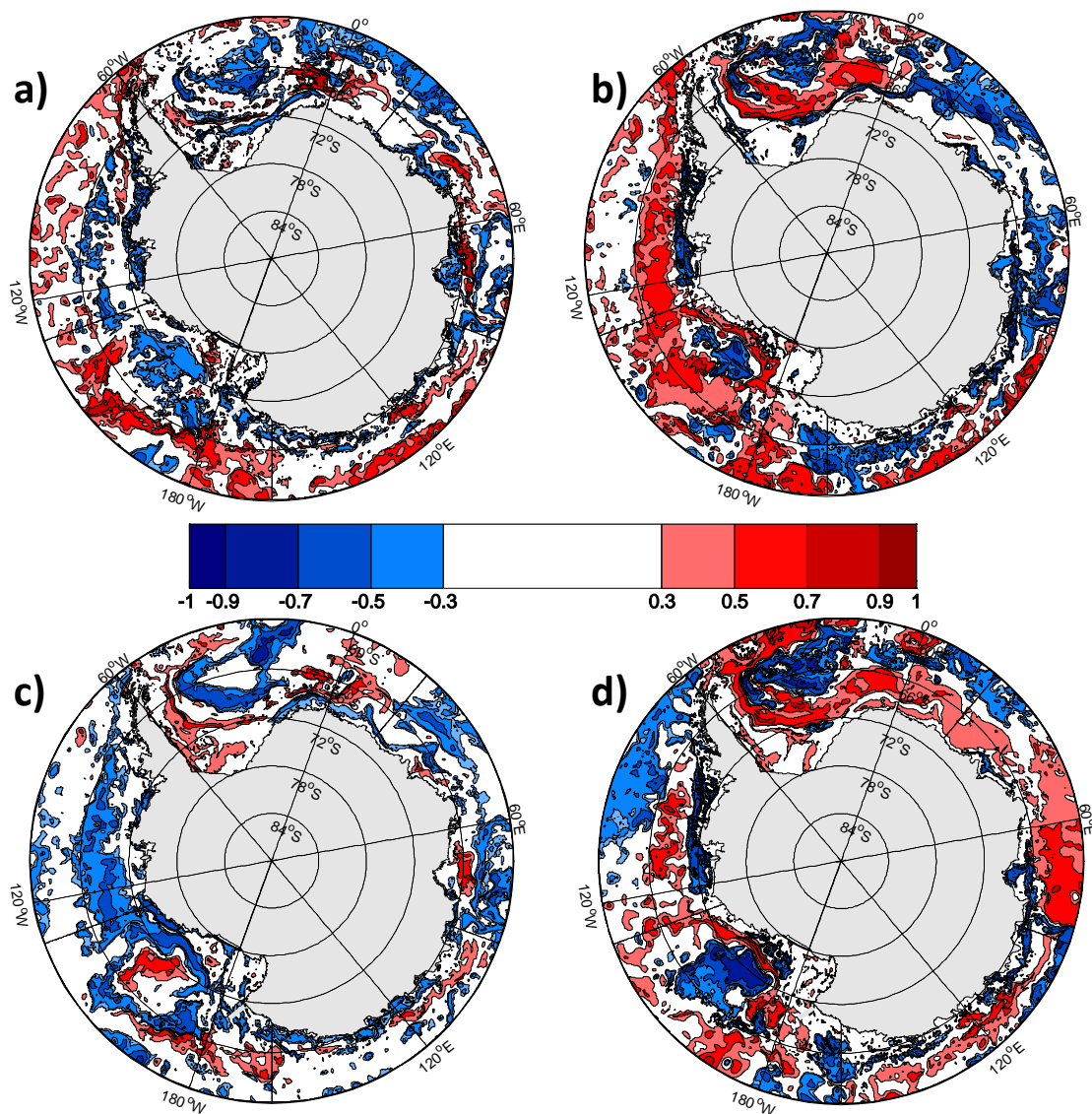


Figura VII-9. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross com lag-5.

Padrões similares de correlação também são encontrados entre as propriedades da ILD e a exportação da AABW a partir dos mares de Weddell (Fig. VII-6b e VII-6d) e Ross (Fig. VII-8b e VII-8d). Na situação do mar de Ross, entretanto, o padrão da correlação é caracterizado por correlações positivas com as propriedades da CDW que segue o giro ciclônico da região e com a salinidade dos níveis profundos do regime costeiro do mar de Ross. Em contraste com o mar de Weddell, no mar de Ross a influência da salinidade da

CDW, que é marcada pelas correlações positivas ao longo da circulação do giro, não é observada quando as séries temporais não estão defasadas (Fig. VII-8b e VII-8d). Esta correlação, no entanto, torna-se mais forte à medida que as séries temporais são defasadas em até 5 anos (Fig. VII-9b e VII-9d).

Os mapas de correlação cruzada entre a exportação das águas profundas na região interior do Giro de Weddell (*i.e.* Seção 3) e as propriedades das águas-fonte da AABW mostram uma correlação ($r \geq 0.5$) na costa leste do mar de Weddell (entre a Terra Coats e o Kapp Noruegia) e no centro do giro, tanto para as propriedades da SML como da ILD (Fig. VII-10). Isto evidencia a importância da variabilidade da WDW sobre a produção e exportação da AABW na região sul do mar de Weddell. Entretanto, uma vez que os processos e os fluxos relacionados às plataformas de gelo permanentes não são considerados no modelo, a influência da ISW afetando a produção local da AABW na região é subestimada. Por outro lado, a variabilidade das águas intermediárias nesta região atua somente em escalas temporais curtas, como revelado pela completa falta de um padrão de correlação à medida que as séries temporais são defasadas até um período de 5 anos (Fig. VII-11). É preciso considerar, também, que a circulação do Giro de Weddell provavelmente atua por mascarar a variabilidade no interior do giro, o que pode estar associado às baixas correlações entre as propriedades das águas-fonte e a exportação da AABW.

Em oposição às correlações no mar de Weddell, o transporte de volume no interior do Giro de Ross é fortemente correlacionado ($r \geq 0.7$) com as propriedades da SML dentro do giro (Fig. VII-12a e VII-12c). Adicionalmente, as correlações com a temperatura da SML são significantes nas áreas costeiras

dos mares de B&A sem defasagem entre as séries temporais (Fig. VII-12a). Considerando o padrão de correlação entre as propriedades da ILD, correlações positivas aparecem nas proximidades da Terra Marie Byrd, no regime costeiro dos mares de B&A e no interior do Giro de Ross (Fig. VII-12b e VII-12d). As correlações sem defasagem entre as séries são bem preservadas quando estas são defasadas em até 5 anos (Fig. VII-13b e VII-13d). Exceção para o sinal de correlação encontrado no regime costeiro dos mares de B&A entre a temperatura da SML e o transporte da AABW.

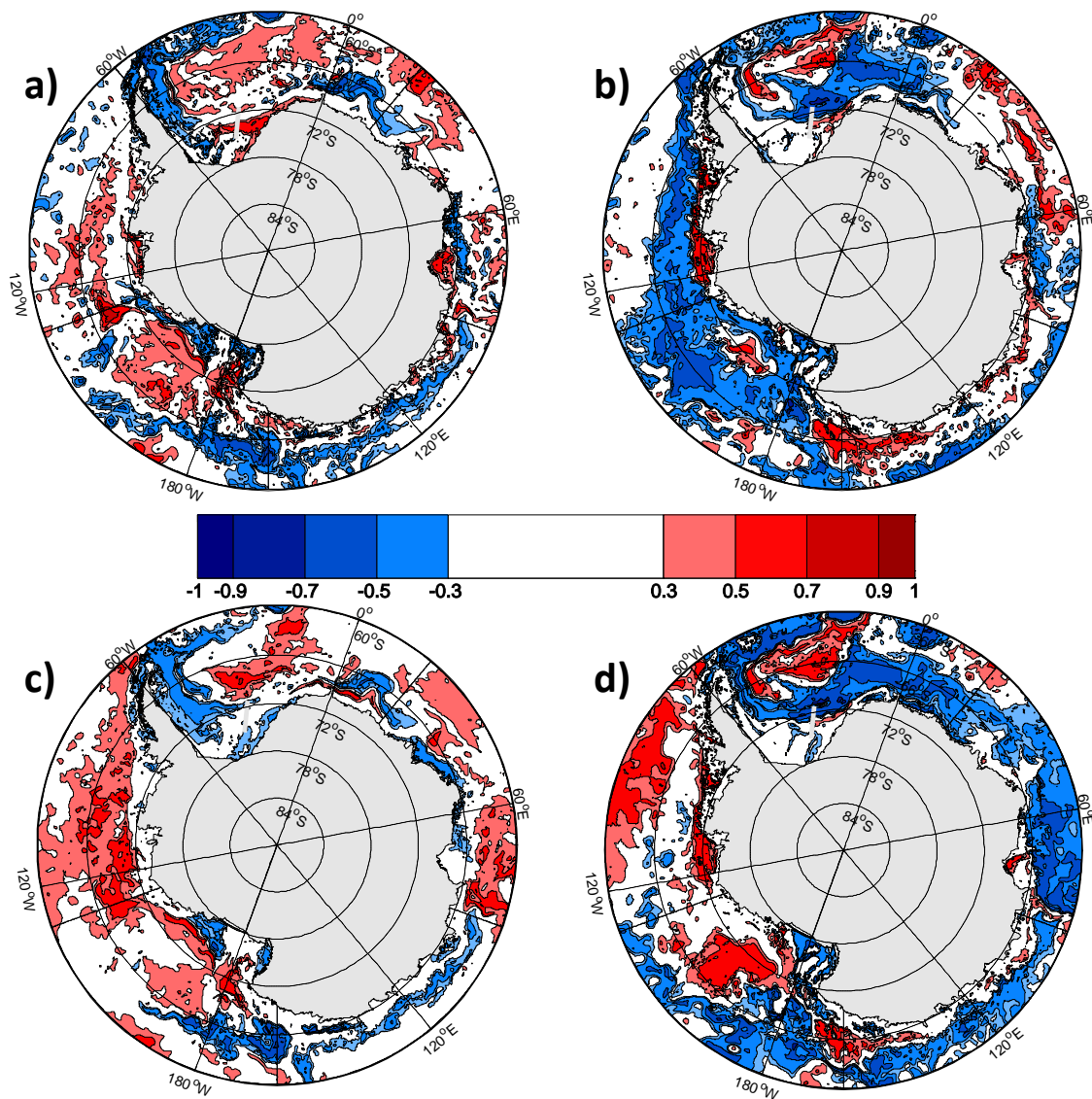


Figura VII-10. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell.

O padrão de correlação é caracterizado por valores altamente positivos com as propriedades da SML no Giro de Ross, com a temperatura da SML nos mares de B&A e com a salinidade da ILD no regime costeiro dos mares de B&A e na região do Giro de Ross (Fig. VII-12).

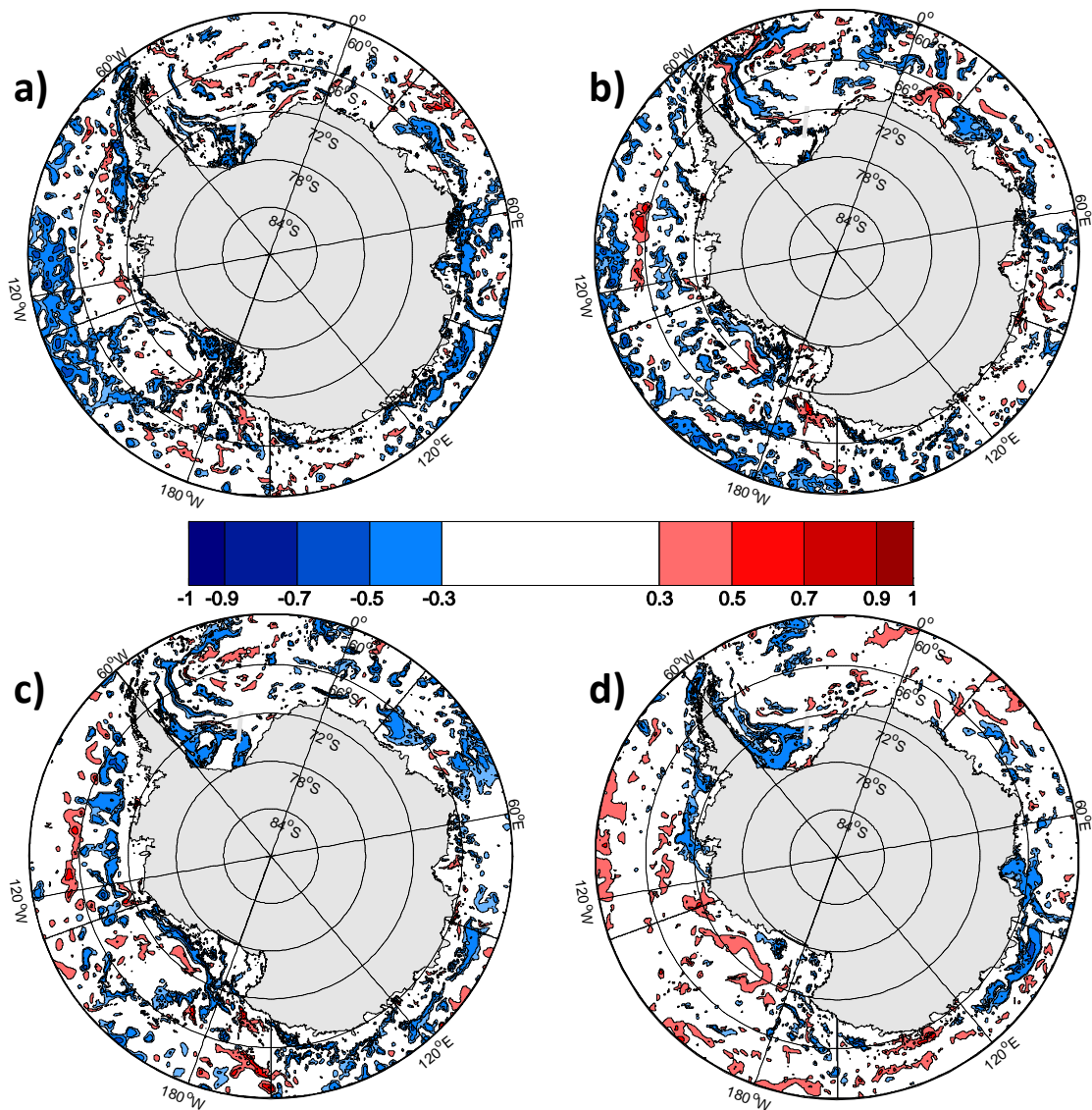


Figura VII-11. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell com lag-5.

Assmann & Timmermann [2005] identificaram, através de simulação numérica, que a variabilidade interanual das águas densas do mar de Ross é

controlada pelas variações do fluxo de entrada das águas de plataforma. Esta é representada através de um sinal subsuperficial de salinidade e de temperatura em níveis mais profundos originados no regime costeiro dos mares de B&A.

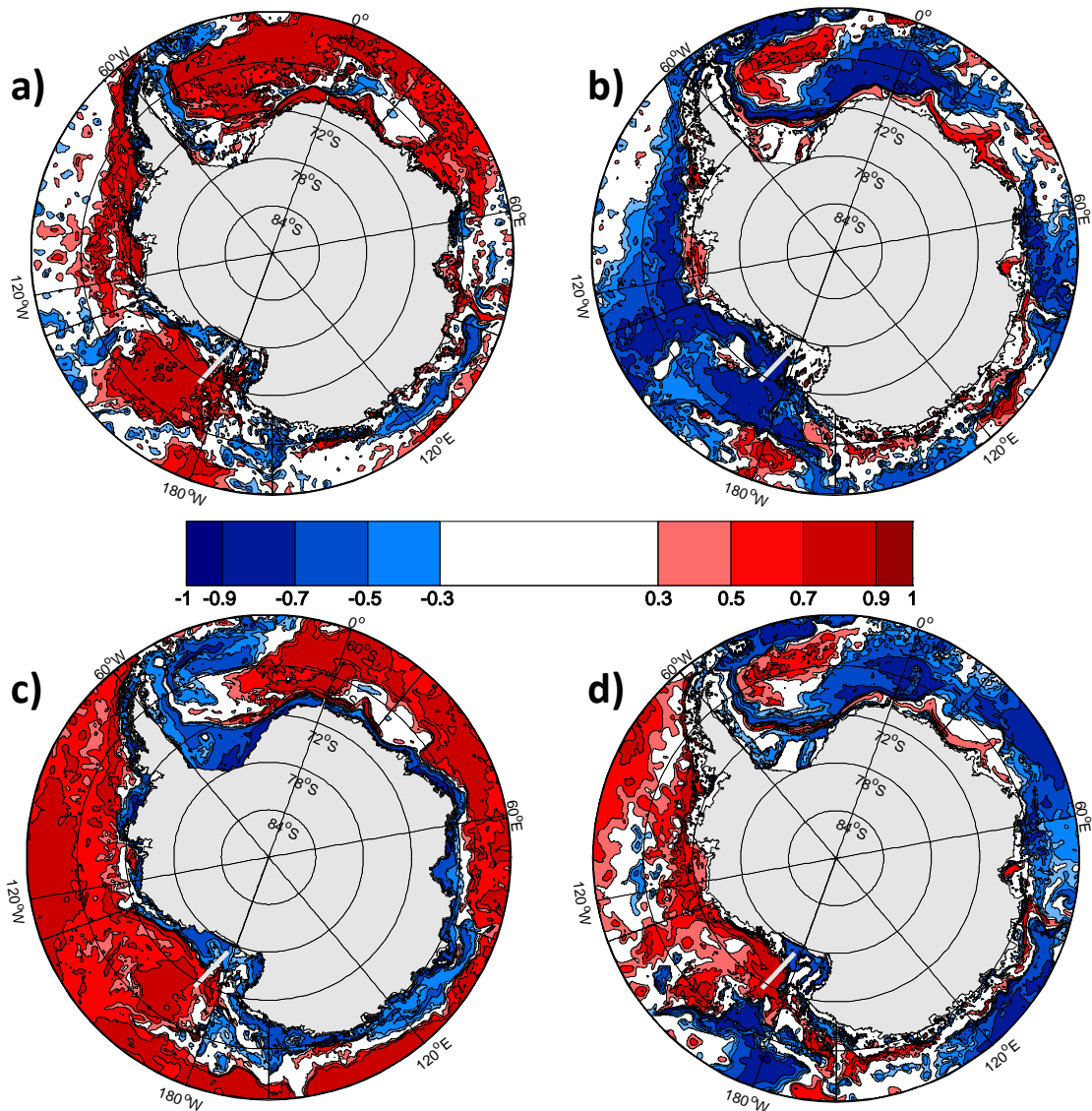


Figura VII-12. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross.

Os resultados obtidos neste estudo mostram que tanto a salinidade de subsuperfície, como em níveis profundos na região costeira dos mares de B&A, influenciam a variabilidade do transporte das águas profundas em escalas

temporais curtas e longas. Contudo, apenas a temperatura em subsuperfície na região costeira dos mares de B&A está correlacionada com as variações do transporte das águas profundas.

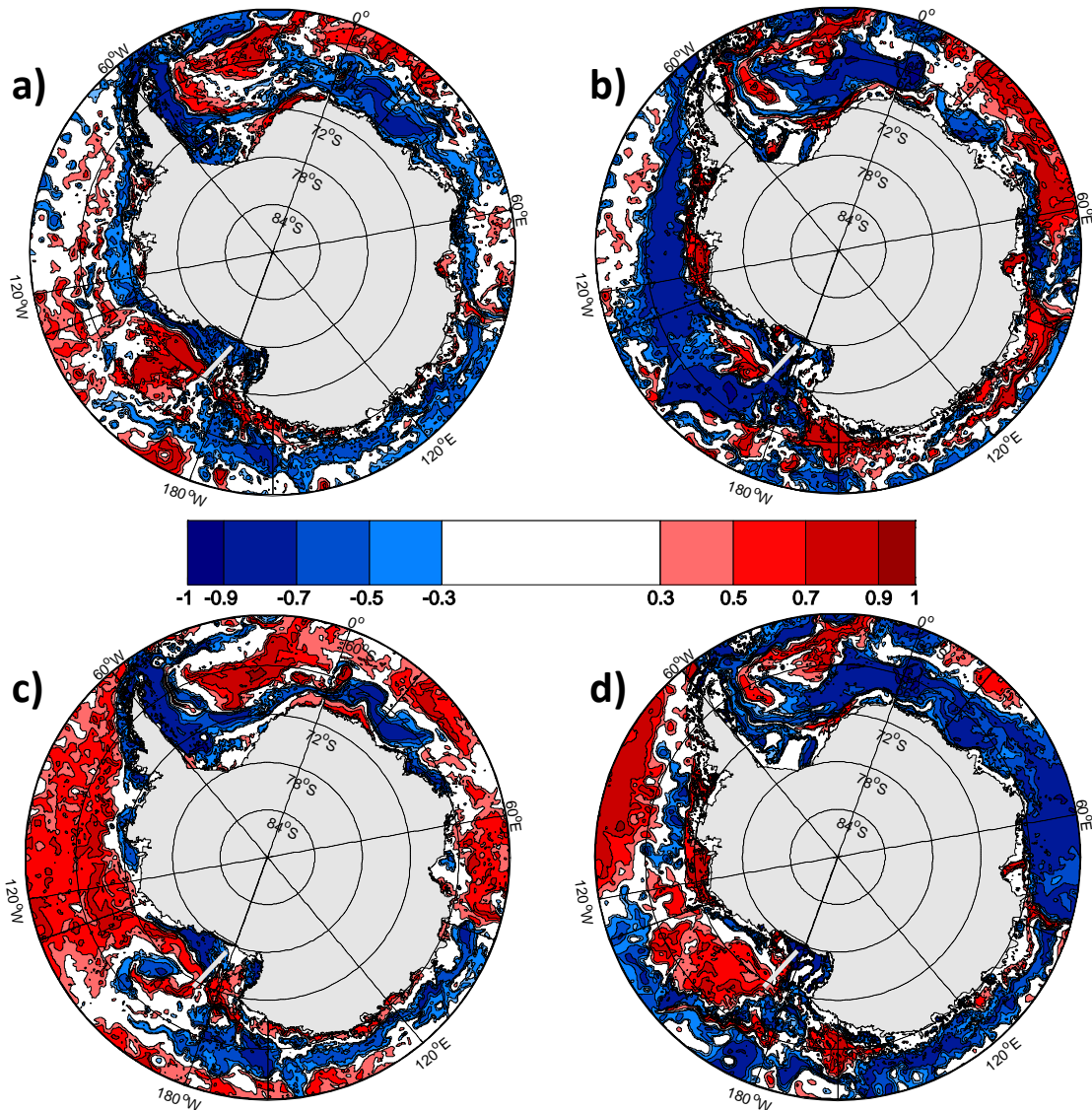


Figura VII-13. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross com lag-5.

Possivelmente a variabilidade das águas-fonte irá afetar a taxa de formação e as características das propriedades físicas da AABW recentemente formada, que pode ser densa o suficiente para atingir o fundo oceânico

diretamente ou, então, ventilar as camadas profundas em níveis superiores [Meredith *et al.* 2000]. Os resultados do modelo OCCAM mostram que os períodos, relativamente curtos, de residência das águas de plataforma nos mares de Weddell e Ross (~5 anos) podem indicar que a variabilidade das suas propriedades estão relacionadas com a exportação das águas profundas. Entretanto, alterações de longo período (e.g. variabilidade decadal) sobre as propriedades das águas de plataforma, afetando as taxas de exportação da AABW a partir de suas áreas-fonte, provavelmente seriam mascaradas devido ao curto período de residência sobre a plataforma. Da mesma forma, a mistura das águas de plataforma com as águas intermediárias sobre o talude continental estaria sendo encoberta pela variabilidade e tempo de residência, em escalas temporais maiores, das águas intermediárias.

Em oposição, a variabilidade das propriedades da CDW e da WDW (e de suas variedades modificadas) possui um efeito cumulativo ao longo do tempo sobre a exportação da AABW durante longos períodos de variabilidade (e.g. variabilidade decadal, secular) devido ao elevado tempo de residência dentro dos giros ciclônicos. Toggweiler & Samuels [1995] destacam que os fluxos de água doce provenientes do derretimento do gelo marinho são subestimados nos processos de formação das águas de fundo, propondo que a entrada de sal a partir das águas intermediárias possui também um papel importante nestes processos. Assim, a variabilidade do fluxo de entrada de sal pode ser causada por: (i) mudanças no fluxo de entrada da CDW dentro dos giros ciclônicos (*i.e.* mudança na taxa de entrada das águas intermediárias dirigida por intensificação/redução da circulação da ACC), e (ii) alterações nos processos de mistura entre as águas subsuperficiais e intermediárias que

produzem a WDW, a MWDW e a MCDW. Assim, os mecanismos descritos acima podem estar alterando as propriedades das águas intermediárias e estar diretamente relacionados com as variações de exportação das águas profundas.

Os mapas de correlação cruzada apresentados evidenciam que as mudanças sobre as propriedades físicas da ILD, como a tendência de aquecimento reportada durante os anos 90 [e.g. [Robertson et al. 2002](#)], podem influenciar a produção e a exportação da AABW tanto em escalas temporais curtas (*i.e.* influenciando a densidade final da AABW recentemente formada dentro do período de residência das águas de plataforma) quanto de longo período (*i.e.* alterando as características da AABW recentemente produzida e das águas que recirculam dentro dos giros ciclônicos em escalas superiores a 5 anos). Os resultados corroboram com o fato de que a relativa alta salinidade da AABW é causada principalmente devido à salinidade da CDW (e não devido à salinidade das águas de plataforma), que domina a mistura de massas de águas modificadas sobre as plataformas e taludes continentais [[Jacobs et al. 1985](#)].

7.3. Conexão entre o clima extrapolar e a exportação e produção da AABW

De forma a compreender os mecanismos que dirigem a variabilidade da AABW, foram investigadas a concentração (SIC) e a espessura (SIT) do gelo marinho, e as componentes zonal e meridional do estresse do vento no oceano Austral. Enquanto os dados de gelo marinho são oriundos do modelo de gelo

acoplado ao OCCAM, os dados de vento são provenientes da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* [NCEP; Kalnay *et al.* 1996]. Ressalta-se que o gelo marinho antártico é um importante componente do sistema climático do Hemisfério Sul devido: (i) à modulação dos fluxos de calor entre oceano e atmosfera, (ii) à influência sobre a circulação oceânica, e (iii) à liberação de sal na coluna d'água alterando a densidade das águas subjacentes. Adicionalmente, o estresse do vento sobre os oceanos é a forçante primária que atua e dirige a circulação oceânica. Todos estes processos que controlam os fluxos de calor, sal e momentum são direta ou indiretamente relacionados à formação e exportação das águas profundas e de fundo no oceano Austral.

Dois padrões diferentes são observados para os mapas de composições dos parâmetros analisados para as seções localizadas, respectivamente, nas principais regiões de exportação da AABW para os oceanos globais e no interior dos Giros de Weddell e Ross. Os mapas de composição para as demais seções são apresentados no Apêndice IV

O primeiro padrão (Fig. VII-14 e VII-15), que é relacionado com o transporte de volume das águas profundas nas principais regiões de exportação, é caracterizado durante os períodos de exportação máxima da AABW: (i) pela presença do Dipolo Antártico nas bordas do gelo marinho, com maiores concentrações de gelo marinho no mar de Amundsen (entre 60°S e 120°W) e no mar de Ross, e menores concentrações na margem norte do Giro de Weddell, (ii) pela acumulação de gelo marinho (*i.e.* gelo mais espesso) na região centro-sul do mar de Weddell e nas regiões costeiras do mar de Amundsen e oeste do mar de Ross, e (iii) pela intensificação circumpolar da

componente zonal do estresse do vento. A componente meridional não apresenta um padrão claro.

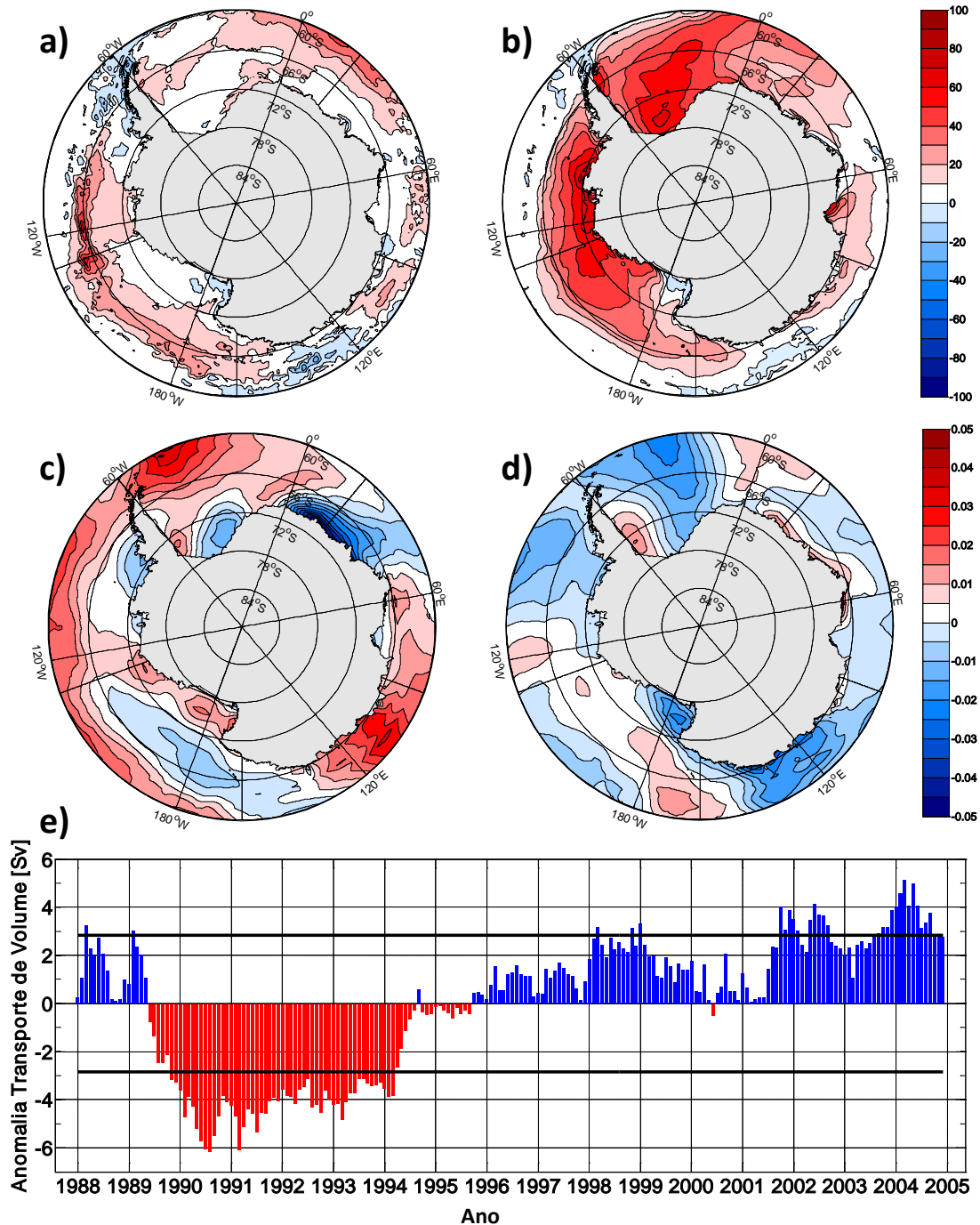


Figura VII-14. Mapas de diferenças das composições da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composições.

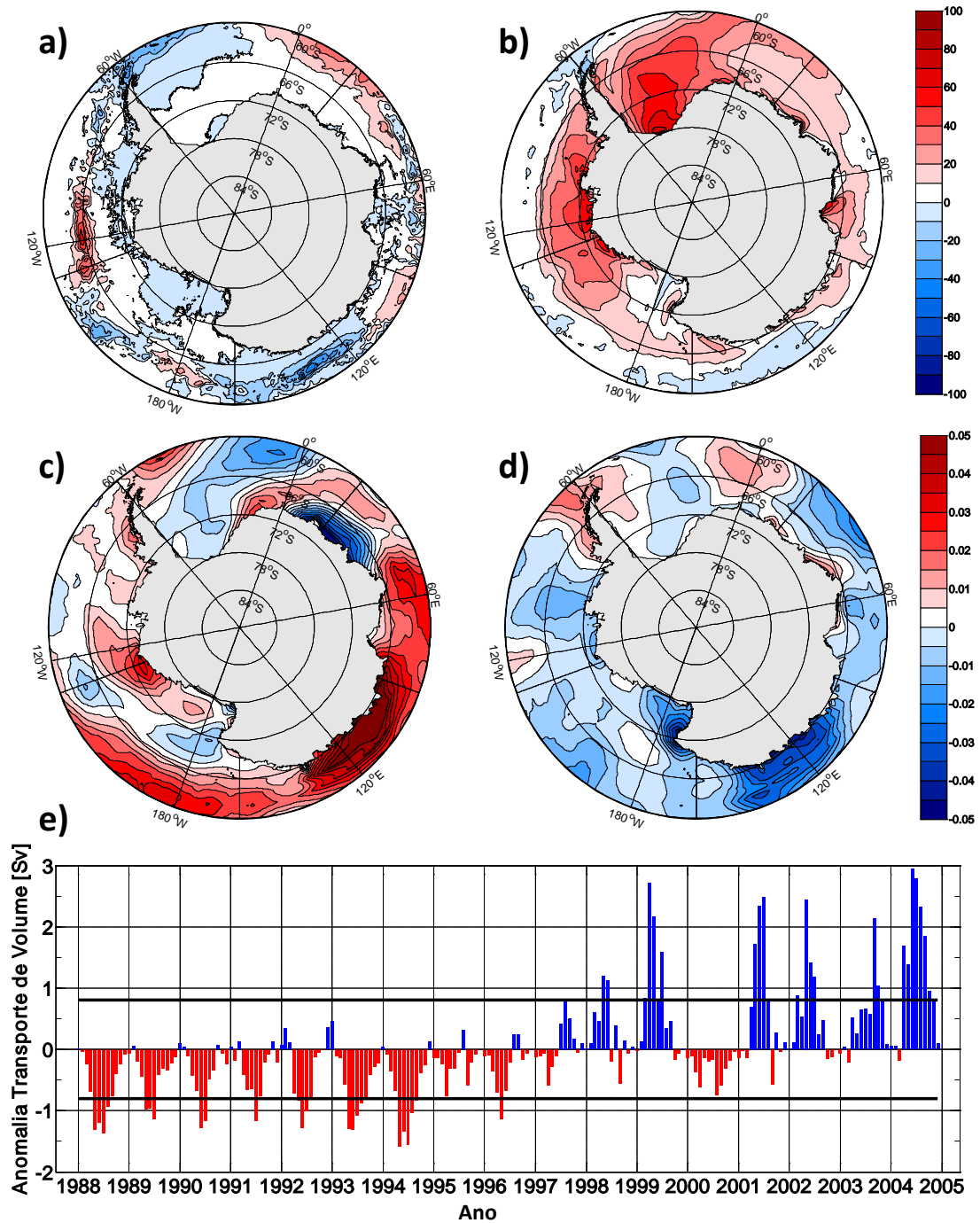


Figura VII-15. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross.

O padrão do Dipolo Antártico apresentado pelos mapas de composições da SIC (Fig. VII-14 e VII-15), que estão conectados com as anomalias de maior exportação da AABW dos mares de Weddell e Ross, é relacionado às condições extrapolar de eventos de La Niña (Fig. VII-5). Adicionalmente, a

intensificação da componente zonal do estresse do vento sobre o cinturão circumpolar de 60°S está relacionado com uma aproximação da ACC em direção aos pólos, que pode enfraquecer a circulação ciclônica devido ao estreitamento do giro e injetar mais água circumpolar dentro da região. De fato, durante as condições climáticas de La Niña, ar mais frio (mais quente) é deslocado para a região entre os mares de Ross e Amundsen (mar de Weddell), proporcionando uma maior (menor) concentração de SIC na região. O jato subtropical polar se intensifica, deslocando a ACC em direção ao continente e comprimindo a circulação ciclônica na região do Setor Mar de Ross e Mares de B&A.

Adicionalmente, [Martinson & Iannuzzi \[2003\]](#) reportam que durante os eventos de La Niña, o Giro de Weddell desacelera, enquanto a circulação do oceano Pacífico leste acelera (provavelmente em resposta a uma intensificação do jato subtropical polar). As alterações na circulação atmosférica e oceânica geram condições favoráveis para a acumulação de gelo marinho dentro do mar de Weddell e entre os mares de Ross e Amundsen devido à desaceleração da circulação oceânica, como observado nos mapas de composições da SIT. A figura VII-16 sintetiza as informações acima descritas, mostrando um esquema das alterações oceânicas resultantes das condições climáticas de eventos de La Niña e as respectivas consequências na distribuição do gelo marinho e na exportação da AABW dos mares de Weddell e Ross.

No entanto, estas considerações não são totalmente verdadeiras para a seção de exportação do Setor Oceano Pacífico Oeste (Fig. VII-17), pois o padrão do Dipolo Antártico não é facilmente distinguível e não observamos uma intensificação do padrão de circulação zonal dos ventos.

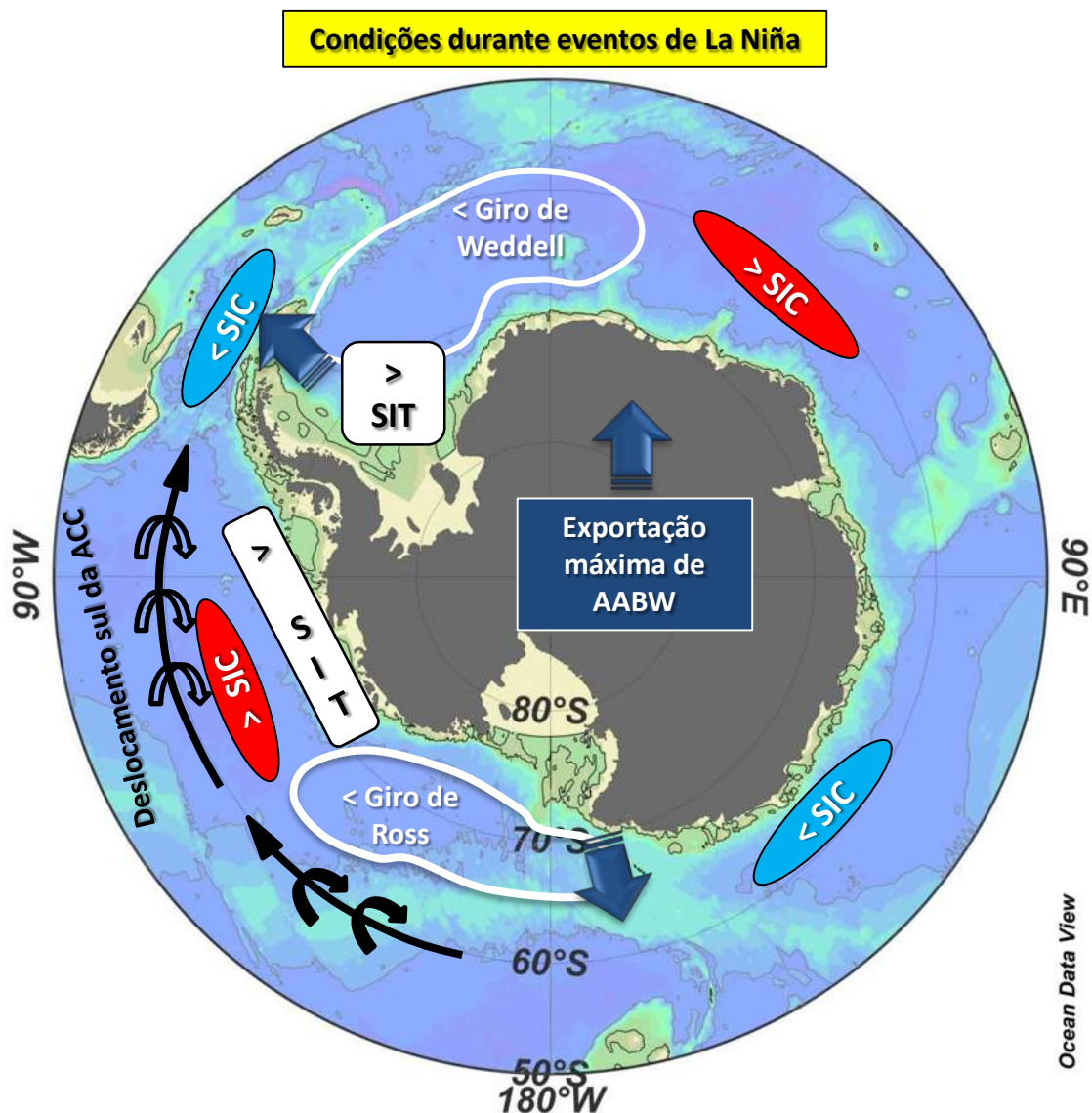


Figura VII-16. Esquema dos impactos das condições dos eventos dos períodos de La Niña atuando sobre a circulação oceânica e as consequências sobre a exportação da AABW do oceano Austral durante longo período de atuação da forçante extrapolar. A situação oposta ocorre em eventos de El Niño.

Por outro lado, devemos considerar que a posição da seção escolhida não corresponde exatamente à principal área de exportação da AABW desta região. Conforme destacado recentemente por Fukamachi *et al.* [2010], o forte fluxo de AABW é observado a leste do Platô Kerguelen. Este funcionaria como uma barreira semelhante à geografia da Península Antártica para dirigir o fluxo

de saída na região, sendo a segunda região mais importante para a exportação da AABW considerando todo o oceano Austral.

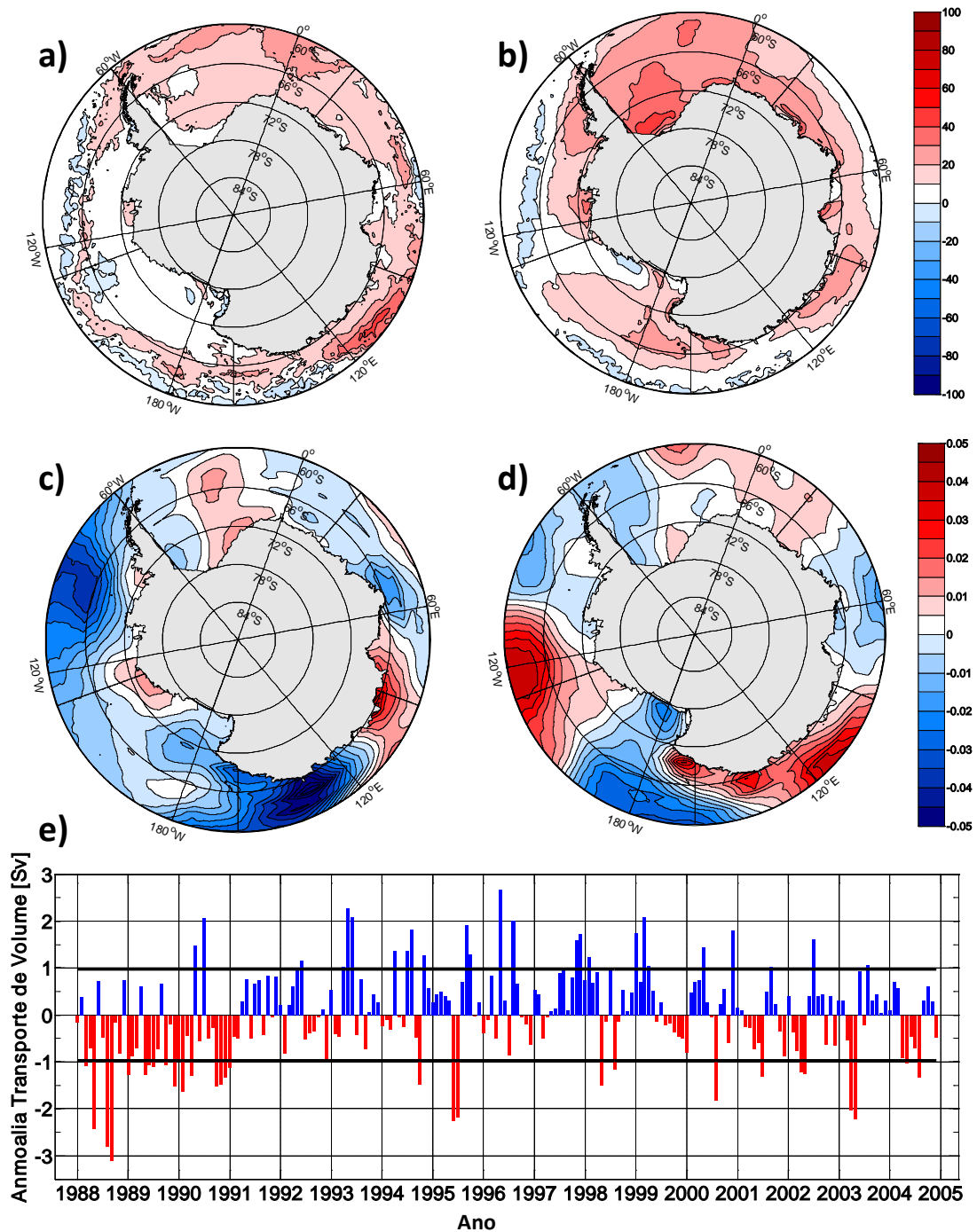


Figura VII-17. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 10 do Setor Oceano Pacífico Oeste.

Um padrão similar ao observado no Setor Oceano Pacífico Sul para o campo da SIC (Fig. VII-17) é encontrado considerando-se a seção de produção da AABW na região noroeste mar de Weddell. Contudo, diferentemente do que foi reportado para aquela região, os mapas de composições dos demais parâmetros correspondem aos mapas gerados nas zonas principais de exportação da AABW nos mares de Weddell e Ross (Fig. VII-18). Assim, indicando que tanto a produção nas margens noroeste do mar de Weddell, quanto a exportação das águas profundas dos mares de Weddell e Ross são influenciadas pelas alterações do clima extrapolar.

Resumidamente, os períodos de eventos de La Niña são caracterizados pelo resfriamento da superfície do oceano Pacífico tropical e pelo enfraquecimento dos giros ciclônicos do oceano Austral devido às mudanças da circulação atmosférica. O deslocamento para sul dos ventos de oeste gera uma aproximação da ACC em direção ao continente Antártico e, conseqüentemente, a contração dos giros ciclônicos e intensificação do giro do Pacífico leste. Estas mudanças na circulação oceânica criam boas condições para acumulação do gelo marinho (caracterizado aqui pela maior espessura do gelo marinho) no sul e no centro do mar de Weddell, bem como na costa do mar de Amundsen e leste do mar de Ross. O gelo marinho de maior espessura observado nestas regiões é, provavelmente, ligado com a advecção e retenção do gelo (devido à diminuição da intensidade do giro). A circulação oceânica superficial fornece mecanismos para diminuir o fluxo de saída de gelo marinho da região. Por outro lado, maiores concentrações do gelo marinho podem estar relacionados com uma maior produção de gelo marinho, conseqüentemente, produzindo águas profundas mais densas.

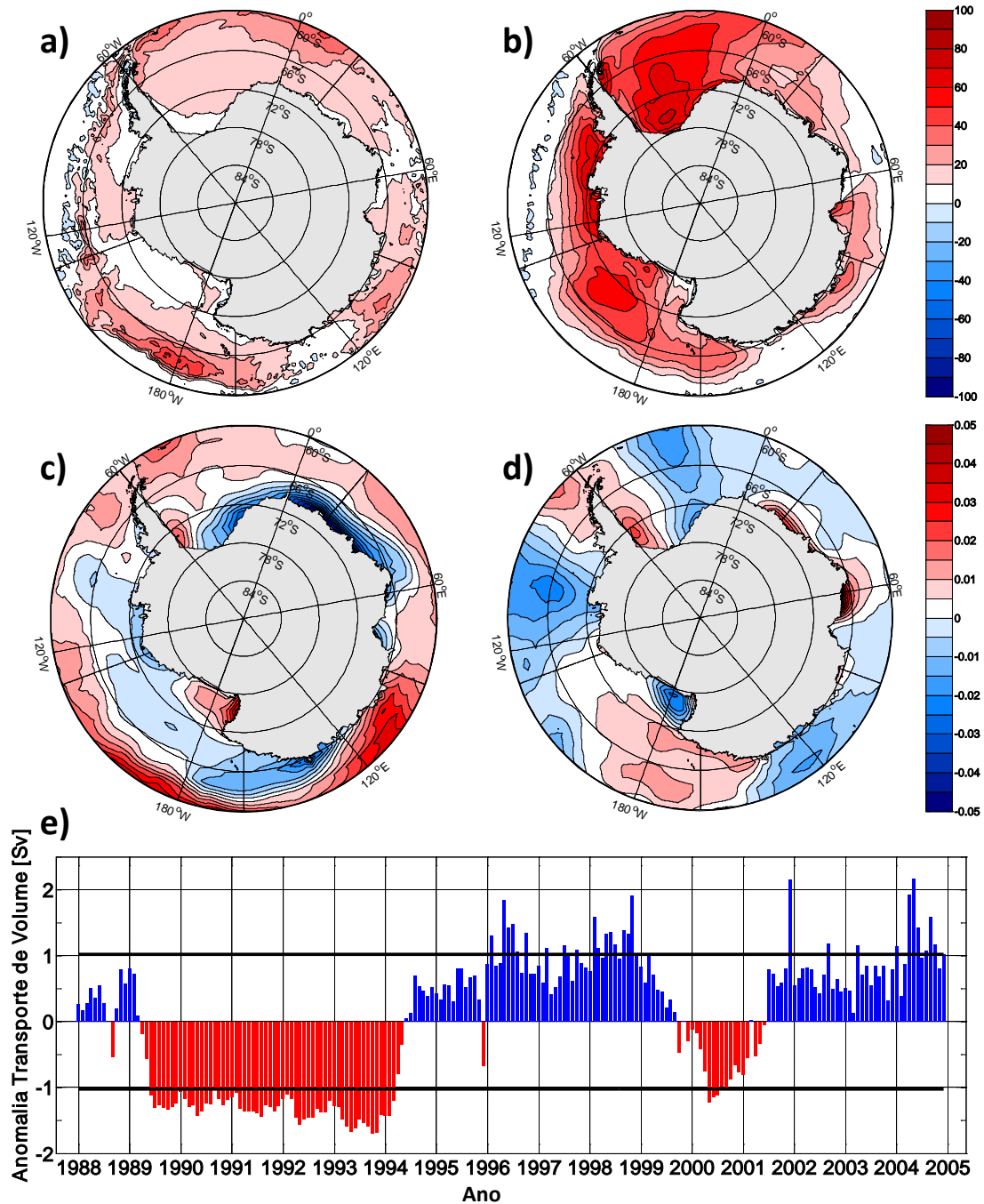


Figura VII-18. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção I do Setor Mar de Weddell.

Assim, o fluxo de exportação extremo da AABW associado a condições climáticas de La Niña, quando os giros ciclônicos estão diminuindo em velocidade, pode parecer estranho (Fig. VII-16). Entretanto, o oceano profundo responde às mudanças atmosféricas e às mudanças oceânicas superficiais

com certo período de defasagem temporal. Desta forma, sabendo que o fluxo de momentum é contínuo entre a atmosfera e o oceano profundo, ocorrendo mesmo que as forçantes primárias que regem a circulação ciclônica superficial estejam diminuindo em magnitude, o oceano profundo estará respondendo provavelmente a condições climáticas anteriores (e.g. eventos de El Niño onde os giros ciclônicos são intensificados).

Neste sentido, observamos através da Fig. VII-19 que os períodos anômalos de maior produção de AABW no mar de Weddell (Fig. VII-18) ocorre após as alternâncias de eventos de La Niña para condições de El Niño, sendo que durante a manifestação do período anômalo (*i.e.* fase de maior produção) as condições extrapolares são invertidas. Por outro lado, considerando uma produção inferior de AABW as situações que caracterizam as condições de ENSO são opostas às acima citadas. A exportação da AABW também responde de certa forma a esta mudança entre as condições climáticas extrapolar, como explicado abaixo.

Durante a mudança das condições climáticas de La Niña para El Niño observamos uma diminuição nas taxas de produção e exportação da AABW e vice-versa (Fig. VII-19), o que é ocasionado devido às condições climáticas extrapolares anteriores aos períodos de máxima ou mínima exportação e/ou produção da AABW. Sendo assim, o ENSO contribui por determinar uma maior ou menor exportação e/ou produção de AABW. O SAM, por outro lado, age sobre a exportação e produção da AABW modulando sua intensidade (Fig. VII-20). Assim, se ocorre eventos anômalos de máxima produção e/ou exportação, o gradiente positivo (negativo) do índice SAM acarreta na intensificação (diminuição) desta exportação/produção máxima da AABW. O mesmo

ocorrendo se a exportação/produção de AABW for mínima, ou seja, o gradiente positivo (negativo) do índice SAM acarreta na diminuição (intensificação) desta exportação/produção mínima da AABW.

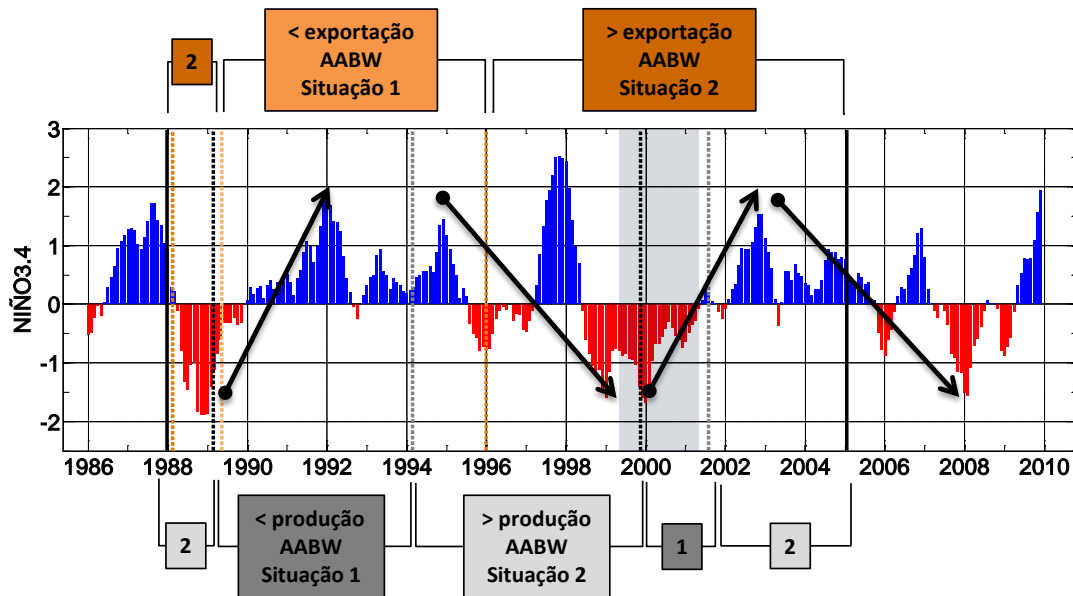


Figura VII-19. Índice NINO3.4 e relação com a exportação e produção da AABW na região noroeste do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas marcam o período da simulação. A linha tracejada marrom escura (clara) marca o início de períodos de exportação máxima (mínima). A linha tracejada cinza (preta) marca o início de períodos de produção máxima (mínima). As setas ascendente (descendente) marcam a tendência do índice NINO3.4 durante o início dos períodos de produção mínima (máxima) da AABW. A marcação em cinza delimita o período anômalo de produção da AABW por volta do ano 2000. As situações 1 e 2 referem-se, respectivamente, aos períodos de menor e maior produção (quadrados cinzas) /exportação (quadrados laranjas) de AABW no mar de Weddell.

Os padrões encontrados do gelo marinho e da circulação oceânica (Fig. VII-14 e VII-15) são consistentes com períodos de La Niña (Fig. VII-5). Os resultados reportados mostram que a exportação máxima das águas profundas é influenciada tanto pelo ENSO quanto pelo SAM. De fato, períodos de eventos de La Niña correspondem com períodos de máximo volume de AABW exportada, considerando as principais regiões de exportação (Fig. VII-20). Por

outro lado, a exportação máxima ou mínima da AABW é associada, respectivamente, com longos períodos decadais de ocorrência de eventos de La Niña e El Niño. Por exemplo, máxima exportação de AABW é observada nas zonas de exportação dos mares de Weddell e de Ross a partir de 1998 (Fig. VII-20), persistindo durante os anos 2000. Essa década é caracterizada por intensos eventos de La Niña (1998-2001), seguido por períodos moderados e fracos de eventos de El Niño (Fig. VII-4). O oposto (*i.e.* mínima exportação de AABW) é claramente observado no mar de Weddell (Fig. VII-20) durante períodos de intensos eventos de El Niño entre 1990-1995, sendo também observado para o mar de Ross durante os anos 90 (Fig. VII-14).

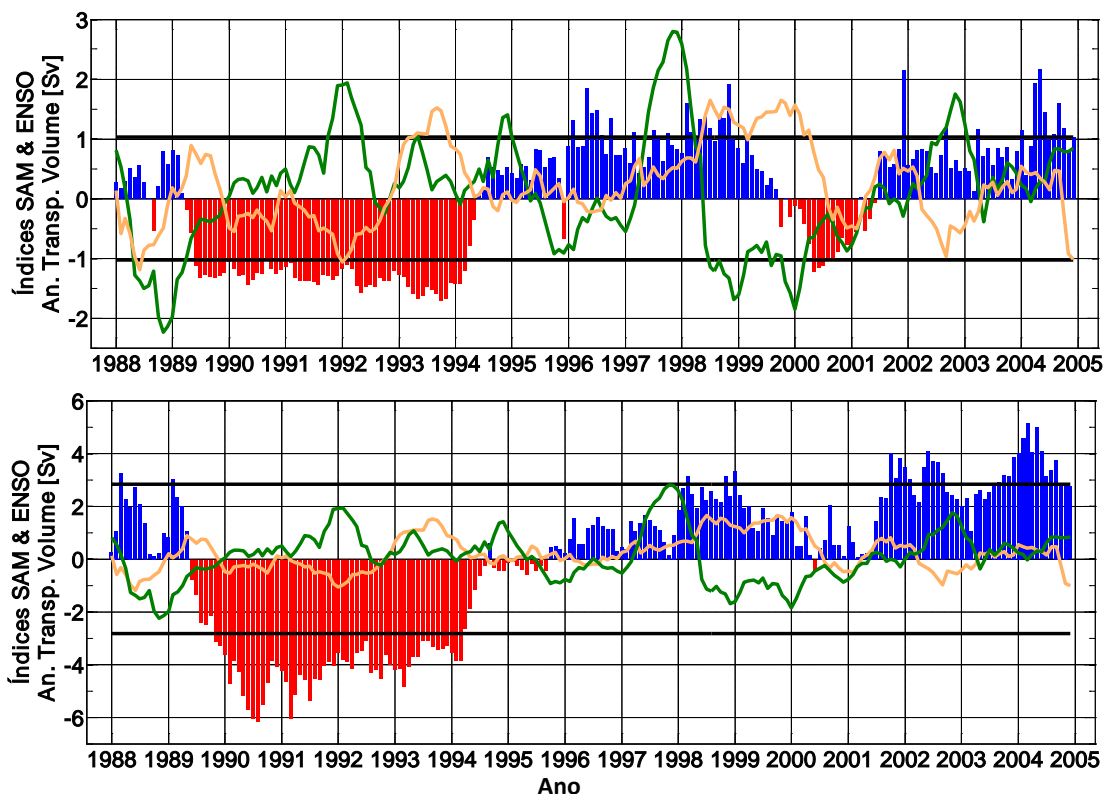


Figura VII-20. Índices (linha laranja) SAM e (linha verde) NINO3.4 sobre as séries temporais de anomalias de produção e exportação da AABW, respectivamente, (painel superior) na Seção I e (painel inferior) e na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

Assim, as séries temporais das anomalias do transporte de volume sustentam que a variabilidade de longo período (e.g. superior a 5 anos – ver Capítulo V) na produção da AABW domina os pulsos extremos de exportação da AABW a partir dos mares regionais do oceano Austral, sendo estes relacionados com as alterações do clima extrapolar (e.g. eventos frios e quentes do ENSO) e modulados pela variabilidade dos modos locais (e.g. SAO e SAM).

O segundo padrão (Fig. VII-21 e VII-22), que é relacionado com a exportação máxima no interior dos giros ciclônicos de Weddell e Ross, é caracterizado por: (i) baixa concentração de gelo marinho ao redor de todo o oceano Austral, *i.e.* com baixas concentrações próximo as bordas do gelo marinho entre 60°S e 66°S no mar de Amundsen - mesma região marcada por alta SIC durante as condições de La Niña - (ii) pela diminuição da espessura de gelo marinho em toda a região, sendo mais forte e evidente na região centro-sul do mar de Weddell e nas regiões costeiras do mar de Amundsen e leste do mar de Ross, e (iii) pela estrutura de intensificação dos ventos meridionais nas regiões do mar de Weddell, Terra de Adelie, mar de Amundsen e leste do mar de Ross. A componente zonal do estresse do vento não mostra um padrão semelhante, quando considerado a exportação nos mares de Weddell e de Ross. Esta situação parece estar relacionada com modos de variabilidade climática menos significantes (e.g. Modo 3), como destacado por [Martinson & Iannuzzi \[2003\]](#). Estes mostram uma co-variabilidade entre o campo de gelo marinho e o clima extrapolar sem a indicação do Dipolo Antártico.

[Venegas & Drinkwater \[2001\]](#) encontraram que as oscilações interanuais com períodos de 3-4 anos da SIC, da deriva do gelo marinho e da pressão do

nível do mar dominam a variabilidade do mar de Weddell, corroborando com o período de intensificação da variabilidade da exportação da AABW encontrado no modelo na região do mar de Weddell (Fig. V-8 e V-9 – Cap. V).

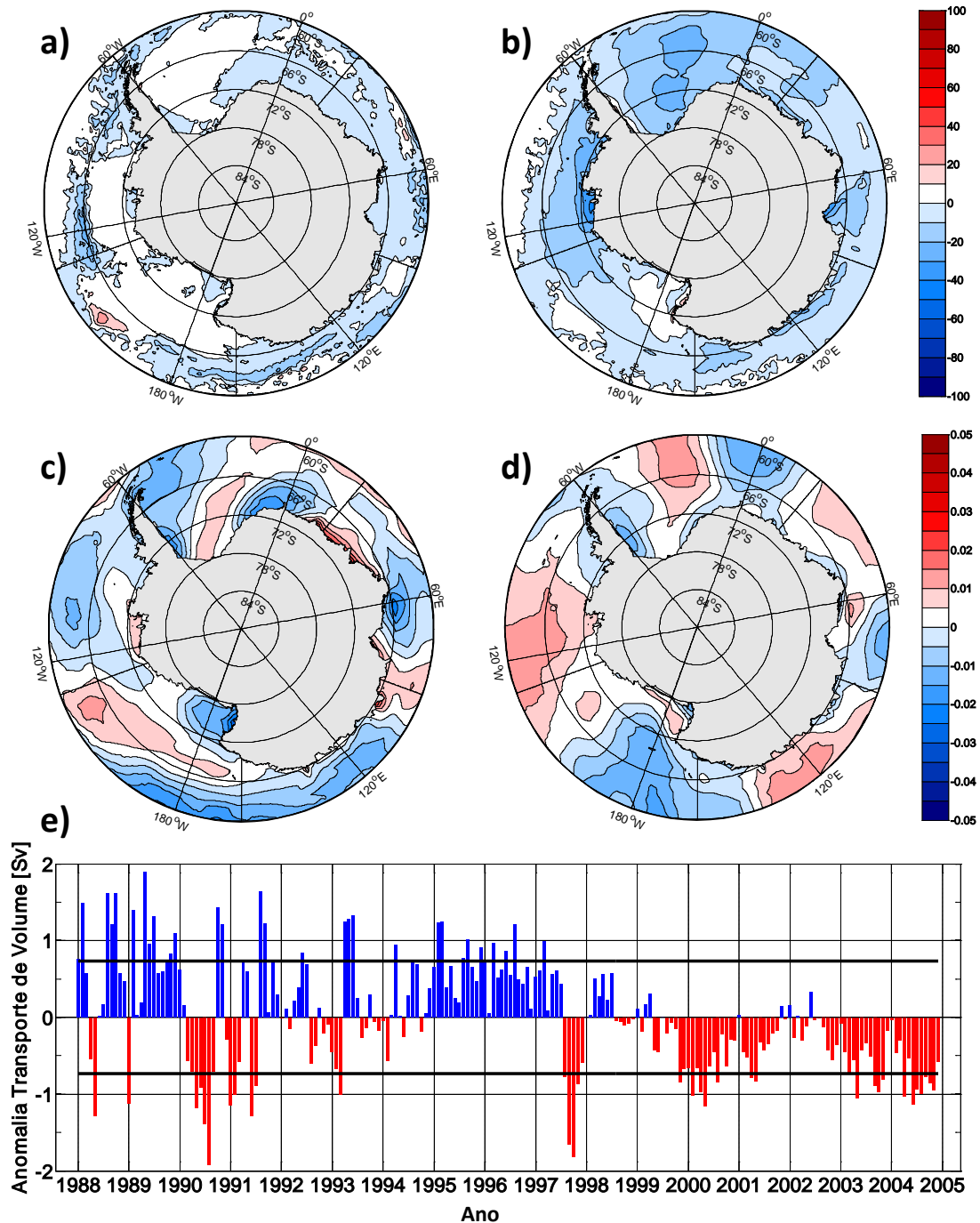


Figura VII-21. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell.

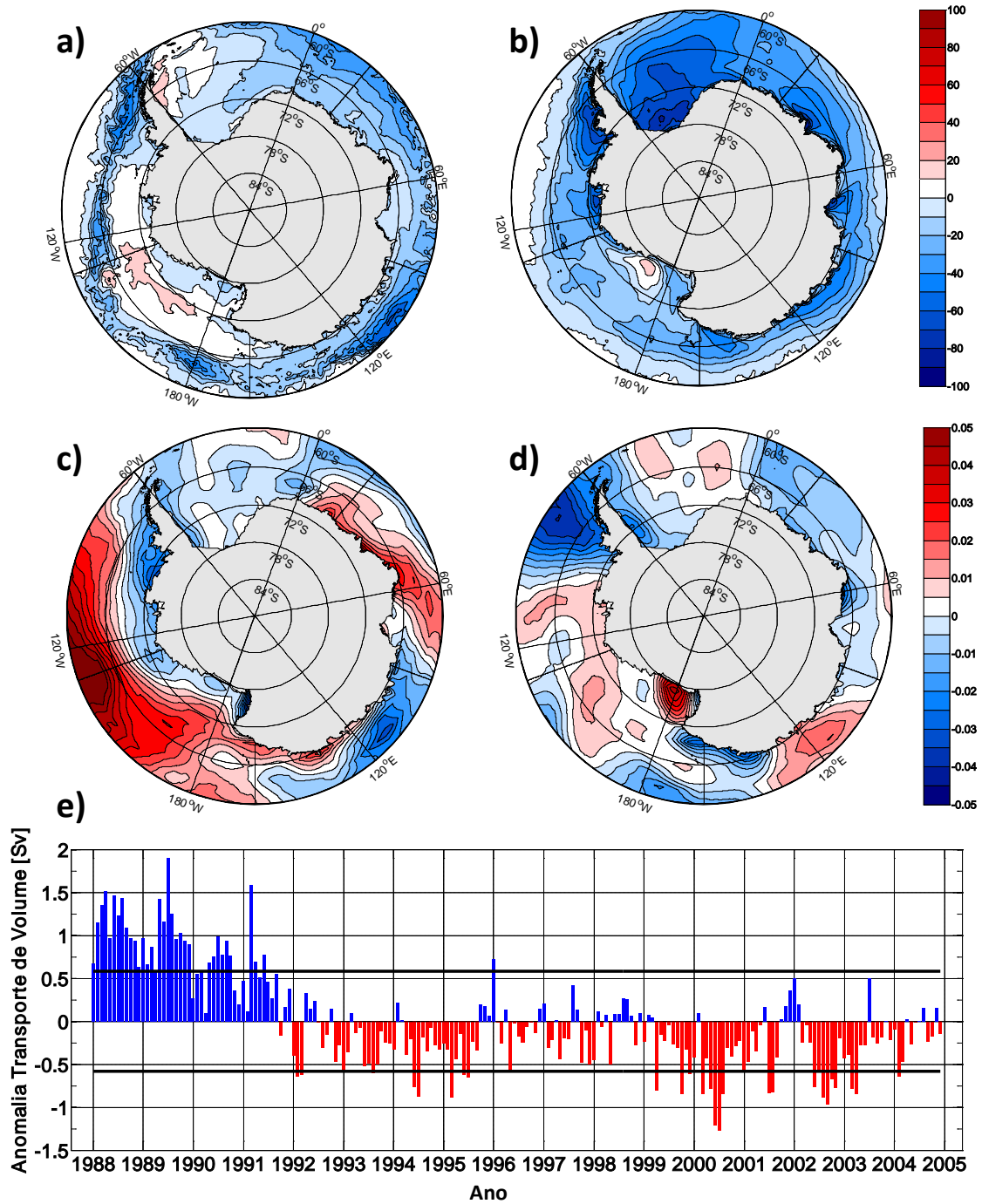


Figura VII-22. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross.

Venegas & Drinkwater [2001] ainda apontam que a variabilidade do gelo marinho entre 1979 e 1998 parece estar associada com as mudanças da forma e característica da circulação do Giro de Weddell por volta da década de 90. Adicionalmente, a acumulação do gelo marinho na região sudoeste do mar de

Weddell a cada 3-4 anos [Venegas & Drinkwater 2001], responde rapidamente às anomalias atmosféricas de larga escala com somente 2 meses de defasagem [Yuan & Li 2008].

Meredith *et al.* [2008] sugeriram que uma intensificação (enfraquecimento) do Giro de Weddell ocasionaria a exportação de WSDW menos densa/mais quente (mais densa/mais fria) através da Cordilheira Scotia do Sul. Este estudo encontra-se, de certa forma, de acordo com os resultados de Meredith *et al.* [2008]. Entretanto, o índice do ENSO e as anomalias da densidade neutra da AABW na seção de exportação do mar de Weddell não estão completamente em fase (Fig. VII-4 e VII-23). Durante os períodos de máxima exportação da AABW (*i.e.* períodos associados com condições climáticas de La Niña ocasionando um enfraquecimento da circulação dos giros polares) as águas profundas exportadas são as mais densas (Fig. VII-14e e VII-23). O oposto ocorre durante as situações de El Niño, ou seja, as águas profundas exportadas são menos densas durante os períodos de menor exportação da AABW (Fig. VII-14e e VII-23). Esta correlação entre as diferentes variedades da AABW (Fig. VII-24) e sua consequente exportação da região do mar de Ross (Fig. VII-15e) não é muito clara, pois as taxas de exportação da AABW apresentam uma variabilidade semianual muito forte (Fig. VII-15e). Entretanto, mudanças extremas da densidade das águas profundas concordam com os períodos de La Niña (*i.e.* uma circulação ciclônica enfraquecida e uma exportação máxima de AABW). De fato, longos períodos de eventos de ENSO possuem um maior efeito sobre a exportação da AABW e também sobre a variedade da densidade da AABW, relativamente a períodos extremos de ENSO (*e.g.* durante 1997-1998).

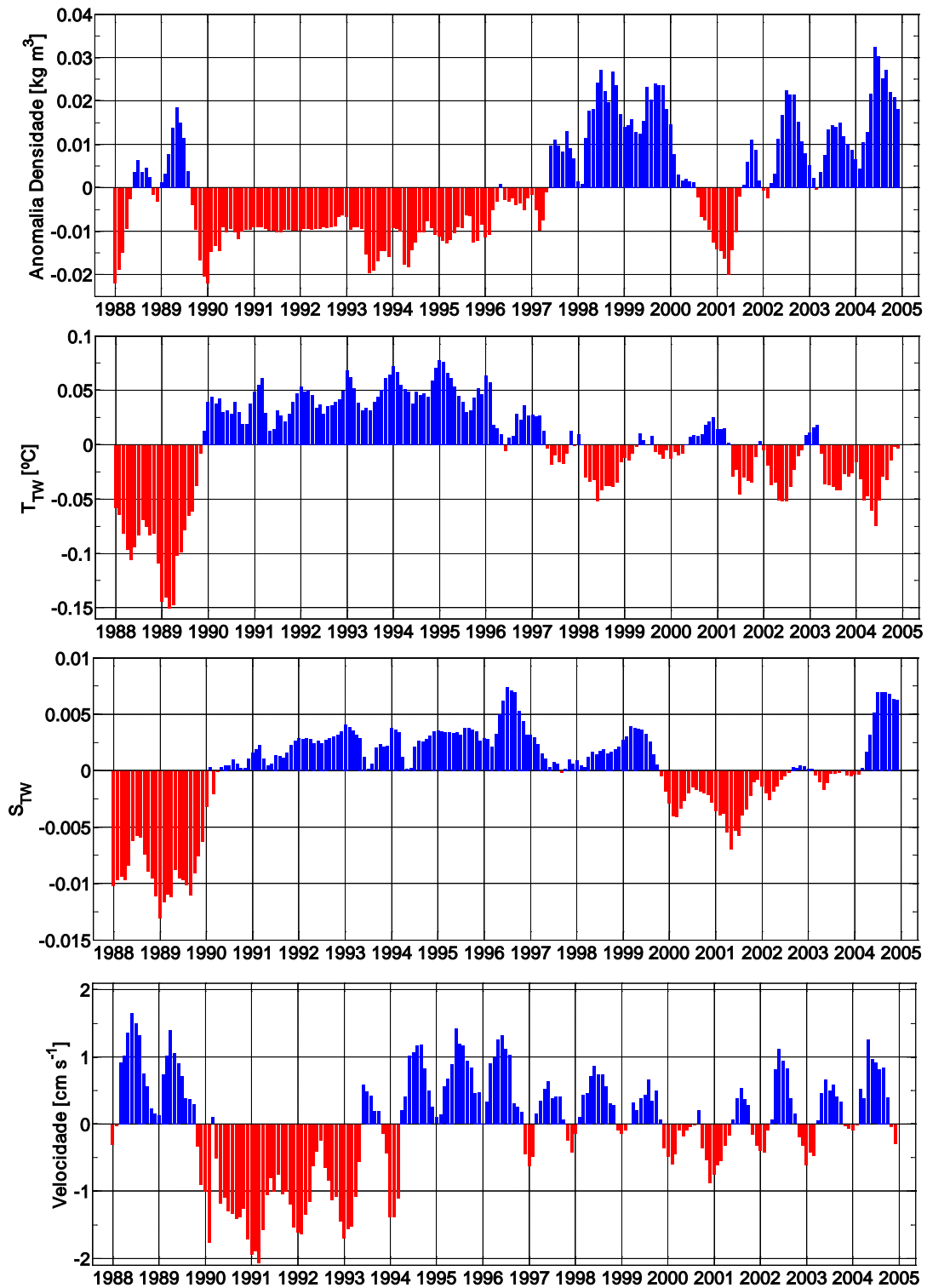


Figura VII-23. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

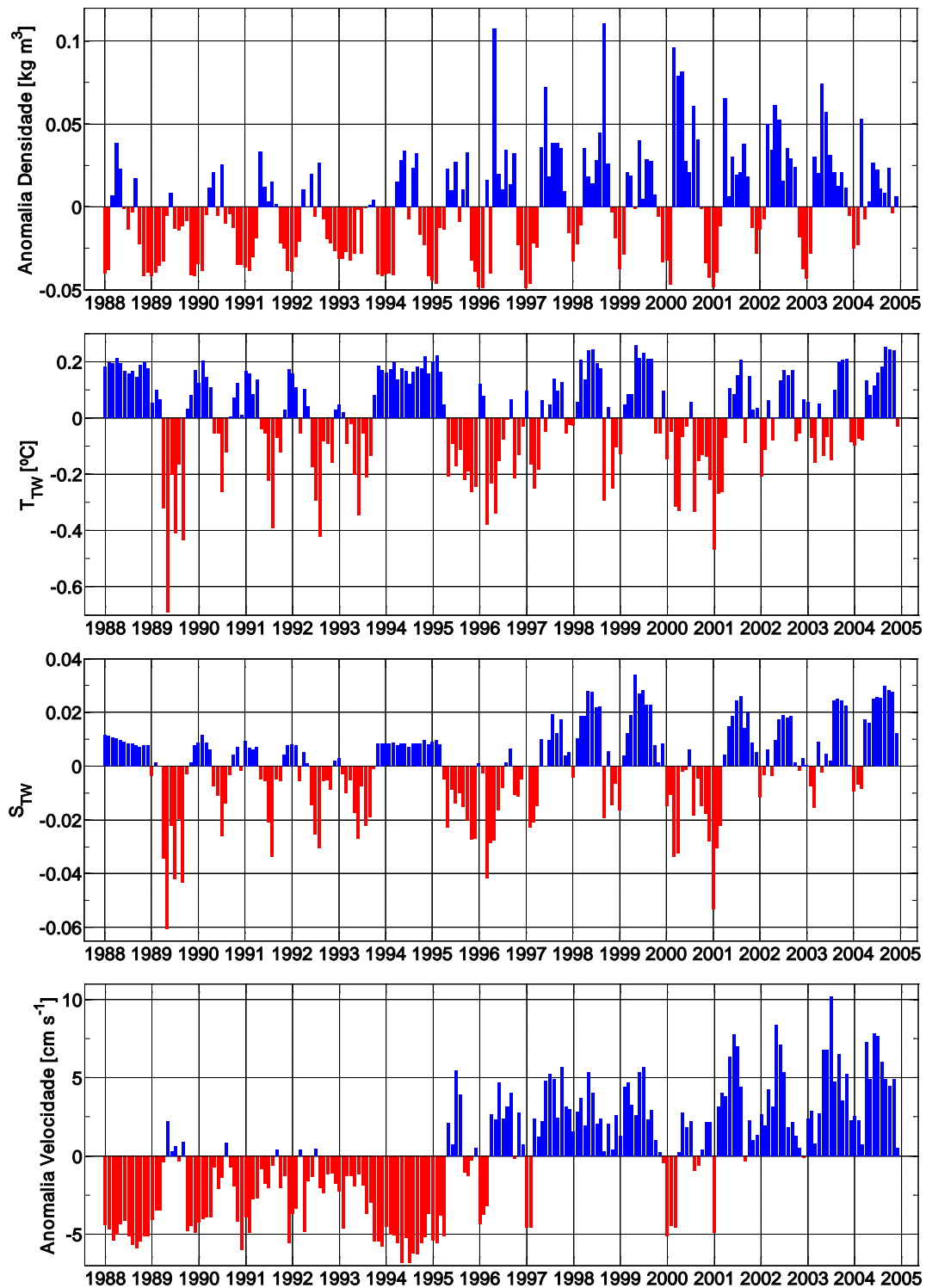


Figura VII-24. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 13 do Setor Mar de Ross.

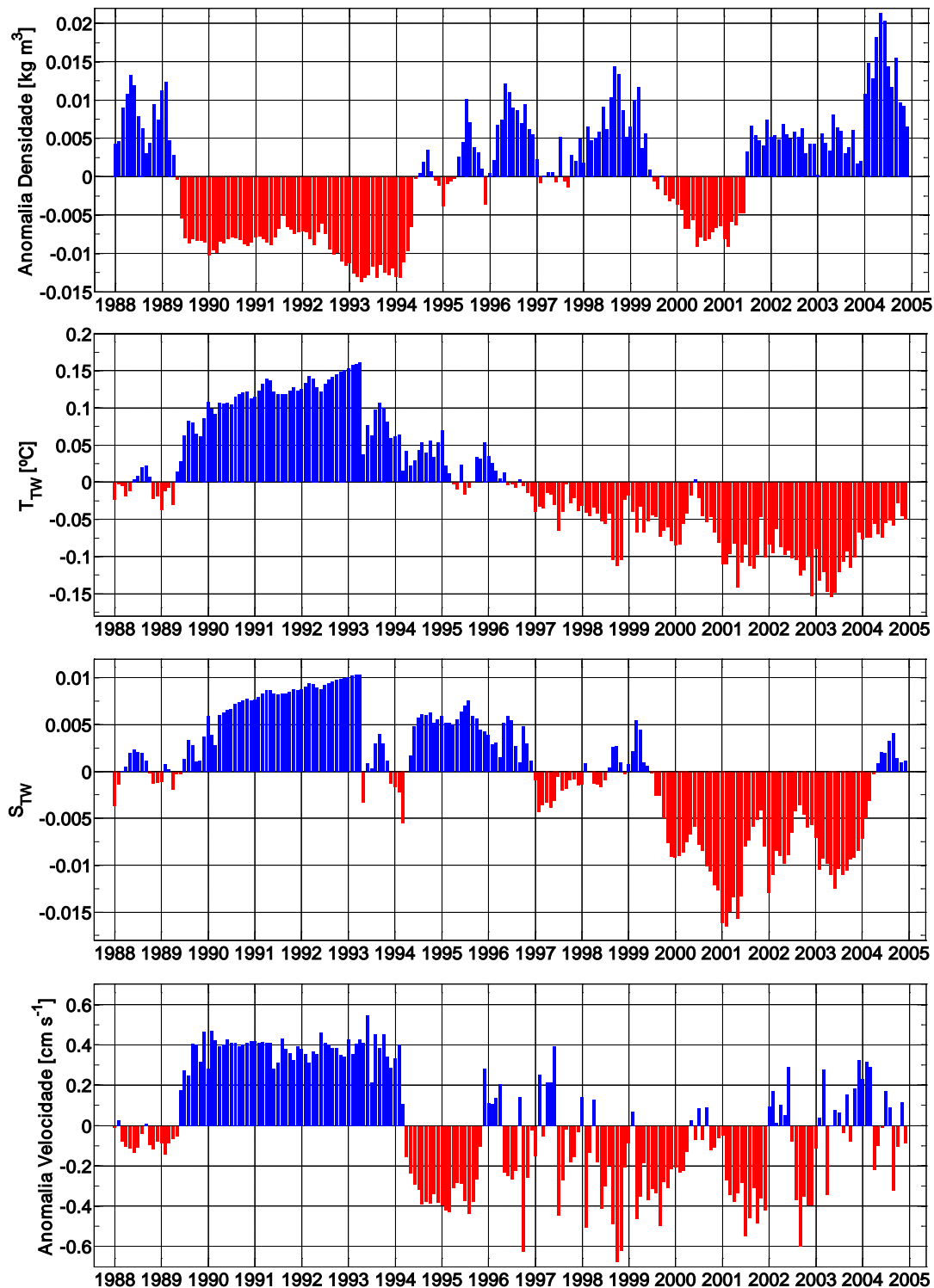


Figura VII-25. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção I do Setor Mar de Weddell.

Gordon *et al.* [2010] analisando dados de fundeios na região sul da Cordilheira Scotia do Sul detectaram pulsos de exportação de variedades mais frias da AABW em 1999 e 2002, com a ausência desta fase fria de exportação no ano 2000. De fato, as anomalias de T_{TW} (Fig. VII-23) na seção de exportação do mar de Weddell mostram este padrão para os anos analisados por Gordon *et al.* [2010]. Os autores inferem que estes pulsos anômalos de AABW mais fria seriam originados das águas oriundas das margens noroeste do mar de Weddell. No entanto, ao analisar as anomalias de T_{TW} (Fig. VII-25) simuladas nesta região (*i.e.* na zona de produção do mar de Weddell) não há diferença na temperatura das águas injetadas no oceano profundo que explicaria estes pulsos de águas frias. Entretanto, a partir de 1996 as águas injetadas no mar de Weddell são sempre mais frias que a média geral.

A densidade da AABW injetada no mar de Weddell é diferente nos anos de 1999, 2000 e 2002 (Fig. VII-25). Nos anos de 1999 e 2002 a AABW formada no noroeste do mar de Weddell é mais densa do que no ano 2000. As águas exportadas da região seguem este mesmo padrão, com águas mais densas (logo mais frias) saindo do mar de Weddell em 1999 e 2002 (Fig. VII-23). Logo, a resposta para os fluxos menos densos na região da Cordilheira Scotia do Sul no ano 2000 é devido à variedade da AABW exportada da área fonte, após mistura com as águas profundas e de fundo.

A produção da AABW ao longo das margens continentais Antárticas e os fluxos de exportação para os oceanos globais são afetados pela variabilidade temporal das características das suas águas-fonte, em diferentes escalas temporais associadas ao tempo de residência das mesmas nas áreas de formação. Isto deve-se ao fato das propriedades das águas-fonte (*e.g.* HSSW,

ISW, WDW, MWDW, CDW, MCDW) serem responsáveis por determinar as características das propriedades hidrográficas da AABW recentemente formada ao longo da quebra do talude continental e injetada em níveis profundos através de cânions submarinos. Da mesma forma, as mudanças das condições climáticas extrapolar e polar afetam tanto as taxas de produção como os fluxos de exportação da AABW. Todas as variações nos processos acoplados entre oceano, atmosfera e criosfera, que direta e indiretamente afetam as propriedades das águas-fonte e da AABW, resultarão em períodos com diferentes formações das variedades regionais da AABW. Assim, retroalimentando as alterações na circulação profunda global e as mudanças e alterações climáticas regionais e globais.

Capítulo VIII: Conclusões

Este estudo contribui para um melhor entendimento sobre a variabilidade da produção da AABW sobre as margens continentais Antárticas e de sua exportação para os oceanos globais, respondendo a alguns dos principais pontos investigados durante o API dentro do escopo dos projetos SASSI e SOS-CLIMATE, tais como:

- Obter a visão circumpolar sinóptica sobre a oceanografia das margens continentais Antárticas;
- Compreender a dinâmica do sistema das frentes de talude e da ACoC;
- Determinar como os modelos oceano-gelo marinho representam o sistema costeiro Antártico e sua variabilidade;
- Identificar os principais processos de plataforma e talude continental que necessitam de parametrização e/ou inclusão em modelos oceânicos e climáticos.

O transporte da AABW ocorre, principalmente, através das frentes de talude das margens antárticas, enquanto o escoamento desta pelo talude continental ocorre sobre a forma de pulsos e nas regiões de cânions submarinos. Entre 70% e 90% da AABW exportada lateralmente através das margens continentais ocorre sobre o talude continental. A ASF é a principal feição associada ao transporte e exportação da AABW a partir de suas áreas fontes.

A produção e exportação da AABW para os oceanos globais variam, principalmente, em períodos anuais e entre 2-4 anos. A variabilidade interanual é explicada em função do forte ciclo anual presente na região devido as alterações nos campos de pressão atmosférica e gelo marinho. Períodos de variabilidade da produção e exportação da AABW entre 2-4 anos corroboram com os principais períodos de variabilidade entre 3-4 anos na região do mar de Weddell, no que diz respeito às variações no campo de gelo marinho, nos processos atmosféricos e no oceano superficial [Venegas & Drinkwater 2001].

As taxas de exportação de AABW obtidas através do modelo OCCAM revelam que o mar de Weddell é a principal região exportadora de AABW (63%) para os oceanos globais, seguida dos Setores Oceano Índico e Pacífico Oeste (28%) e o mar de Ross (9%). Seis diferentes variedades regionais de AABW foram identificadas no modelo. Aproximadamente 56% do volume total que flui ao redor do continente Antártico possui as características das águas profundas do mar de Weddell (*i.e.* WSDW), 20% corresponde às características da variedade encontrada na região de Terra de Adelie (*i.e.* ADLBW) e 6% equivale às variedades das águas profundas do mar de Ross (*i.e.* RSBW).

Os processos de dessalinização reportados para as águas de plataforma do oceano Austral afetam diretamente a produção e a exportação da AABW em escalas temporais inferiores ao tempo de residência das mesmas. As alterações de longo período destas águas seriam mascaradas devido ao seu curto tempo de residência (~5 anos). Adicionalmente, a mistura das águas-fontes da AABW sobre a quebra de plataforma continental também afetaria a produção e a exportação da AABW. No entanto, a variabilidade e o tempo de residência das águas intermediárias em períodos superiores a décadas poderiam encobrir o efeito da variabilidade da mistura das águas-fontes sobre a exportação da AABW.

A variabilidade das propriedades das águas intermediárias e de suas variedades modificadas atua de forma cumulativa sobre a variação da produção e exportação da AABW. Isto ocorre devido ao tempo de residência dentro dos giros ciclônicos ser superior a 10 anos [Dellnitz *et al.* 2009], sendo reportado valores na ordem de ~30 anos [Rutgers van der Loeff & Berger 1993]. Assim, evidencia-se a importância das variações de longo prazo das propriedades das águas intermediárias sobre a produção e exportação da AABW. Entretanto, ressalta-se que a variabilidade das águas de plataforma, das águas intermediárias e da exportação da AABW podem estar respondendo às alterações dirigidas pelo campo de ventos da região.

A exportação máxima da AABW ocorre, principalmente, durante eventos de La Niña e/ou El Niño de intensidade fraca. A presença do Dipolo Antártico, a intensificação da ACC e o enfraquecimento da circulação dos giros ciclônicos indicam esta associação entre as exportações máximas da AABW e as fases frias do ENSO. Adicionalmente, o SAM atua por modular a intensidade dos

fluxos de exportação e produção, ou seja, durante fases positivas do índice ocorre uma intensificação das taxas máximas e uma diminuição das taxas mínimas de exportação e produção da AABW. Além disso, durante períodos de exportação máxima (mínima) a densidade das águas exportadas para os oceanos globais é maior (menor).

A produção e exportação da AABW são afetadas localmente por processos de dessalinização e aquecimento das águas-fonte. Os períodos de máxima e mínima exportação e produção de AABW são associados com as alterações climáticas extrapolares (*i.e.* ENSO), sendo sua intensificação modulada pelas variações locais dos campos de pressão atmosférica (*i.e.* SAO, SAM). Outros modos climáticos (não investigados) podem também explicar parte da variância relativa à produção e exportação da AABW.

A análise da simulação do modelo OCCAM 1/12^o, para a investigação dos processos físicos e da variabilidade das águas profundas, mostrou-se satisfatória. Considerando a importância global das regiões polares, o estudo regional do oceano Austral (a partir de uma simulação global) permitiu avaliar os principais processos locais que necessitam de atenção em simulações futuras. A inclusão do modelo de gelo marinho na simulação do OCCAM é apenas o primeiro passo para a real representação dos processos acoplados entre oceano, atmosfera e criosfera; sendo já verificado para outros modelos oceânicos globais [e.g. [Kerr et al. 2009a](#)]. Constate-se que o modelo é limitado na representação dos processos subgrid¹ e costeiros e na quantificação do gelo marinho em todo o oceano Austral, impactando diretamente a produção e a exportação da AABW para os oceanos globais.

¹ Relativo à resolução espacial do modelo de 1/12^o.

Conforme esperado, o modelo é deficiente na representação absoluta dos campos de temperatura e salinidade ao longo das margens continentais, principalmente, para as camadas superficiais. Considerando as camadas intermediárias e profundas, a representação dos campos termohalinos é mais satisfatória. A correta representação da estrutura de temperatura e salinidade da coluna d'água simulada em modelos de circulação oceânica global (OGCM) é extremamente importante. Isto se deve ao fato destes parâmetros serem os responsáveis por determinar a densidade das massas d'água de uma região e, também, daquelas que sofrem e estão em constantes processos de formação.

Neste sentido, e considerando que há diferenças regionais, o modelo representa o campo médio de densidade das águas profundas ($\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$) sobre as margens continentais Antárticas. Exceção aplica-se à representação da camada de fundo ($\gamma^n \geq 28.40 \text{ kg m}^{-3}$) que flui em contato direto com o fundo oceânico. Por outro lado, o modelo falha na representação das águas de plataforma (água-fonte das águas profundas e de fundo) sobre as regiões de plataforma continental, revelando a deficiência do modelo em representar os processos acoplados entre o oceano e a criosfera.

A boa representação hidrográfica das águas profundas do oceano Austral não se reflete em uma boa produção da AABW. Entretanto, as taxas de exportação da AABW para os oceanos globais encontram-se, em geral, de acordo com as médias históricas obtidas para diversas regiões. Por outro lado, as taxas de formação da AABW são subestimadas em todas as regiões ao redor do continente. A fraca produção de AABW, principalmente devido às deficiências de uma representação correta dos processos da criosfera, é suprida por processos de convecção em regiões oceânicas. Embora a

representação da concentração do gelo marinho não seja ideal em todo o oceano Austral, a variabilidade do campo de gelo é representada na simulação. Desta forma, facilita-se a formação de águas profundas em oceano aberto, o que poderia explicar as corretas taxas de exportação da AABW para os setores do oceano Austral. Sendo assim, a utilização do modelo OCCAM em contexto global, relativo às alterações de médio e longo prazo da AABW, é indicada para estudos futuros.

As deficiências observadas no modelo oceânico, para a correta representação das águas de plataforma e das águas profundas e de fundo, não são somente ocasionadas devido ao baixo desempenho do modelo de gelo marinho. A superestimação da concentração de gelo marinho pode ser responsável pelo impedimento da formação de polínias costeiras, que são importantes para a formação das águas de plataforma. Entretanto, visto que a sazonalidade temporal do campo de gelo marinho é mantida durante a simulação (embora com valores extremos de concentração), os fluxos de liberação de sal para a coluna d'água continuam. A ausência das plataformas de gelo permanente e de seus fluxos associados na simulação do OCCAM é, provavelmente, outra importante fonte de erros. Estes fluxos são importantes para a correta representação das águas de plataforma de gelo, *i.e.* uma das águas-fonte essenciais para a formação da AABW nas regiões sul dos mares de Weddell e Ross.

Finalmente, este trabalho mostra a importância que deve ser dada à continuidade dos estudos referentes ao monitoramento dos fluxos de exportação e das taxas de produção da AABW em regiões específicas ao longo das margens continentais Antárticas (*e.g.* noroeste dos mares de Weddell e

Ross, região leste do Platô Kerguelen). Da mesma forma, estudos de assimilação de dados junto a modelos oceânicos e climáticos são incentivados, visto que a representação do oceano Austral fica aperfeiçoada [e.g. [Kerr et al. 2010](#)]. Entretanto, para estudos futuros deve-se continuar priorizando a incorporação e representação dos processos relativos à criosfera (e.g. formação de ISW, processos de interação entre as plataformas de gelo e oceano subjacente, formação de polínias costeiras e oceânicas, fluxos de água doce devido ao derretimento das geleiras continentais, etc.), visto a importância destes para a correta representação hidrográfica dos oceanos profundos ao redor do continente Antártico e, conseqüentemente, o papel desempenhado pela AABW na manutenção dos padrões climáticos e da circulação termohalina global.

Referências Bibliográficas

- Aksenov, Y. (2002). The sea ice-ocean global coupled ARCICE project report part 1: description of dynamical-thermodynamical sea ice model. *SOC Research & Consultancy Report*, Southampton Oceanography Centre, 83pp.
- Aoki, S., Yoritaka, M. & Masuyama, A. (2003). Multidecadal warming of subsurface temperature in the Indian sector of the Southern Ocean, *Journal of Geophysical Research*, **108** (C4), 8081, doi:10.1029/2000JC000307.
- Aoki, S., Rintoul, S.R., Ushio, S., Watanab, S. & Bindoff, N.L. (2005a). Freshening of the Adelie Land Bottom Water near 140°E. *Geophysical Research Letters*, **32**, L23601, doi: 101029/2005GL024246.
- Aoki, S., Bindoff, N.L. & Church, J.A. (2005b). Interdecadal water mass changes in the Southern Ocean between 30°E and 160°E, *Geophysical Research Letters*, **32**, L07607, doi:10.1029/2004GL022220.
- Assmann, K., Hellmer, H.H. & Beckmann, A. (2003). Seasonal variation in circulation and water mass distribution on the Ross Sea continental shelf. *Antarctic Science*, **15**, 3-11, doi:10.1017/S0954102003001007.
- Assmann, K.M., Hellmer, H.H. & Jacobs, S.S. (2005), Amundsen Sea ice production and transport, *Journal of Geophysical Research*, **110**, C12013, doi:10.1029/2004JC002797.
- Assmann, K.M. & Timmermann, R. (2005). Variability of dense water formation in the Ross Sea, *Ocean Dynamics*, **55**, doi:10.1007/s10236-004-0106-7.
- Baines, P.G. & Condie, S. (1998). Observations and modelling of Antarctic downslope flows: A review. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (ed.). *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic continental margin*. *Antarctic Research Series*, **75**, Washington DC, AGU, 29–49 pp.
- Beckmann, A. (*unpublished*). Cross–Shelf Exchange Along the Antarctic Continental Margin: Modeling Results, 21-27.
- Belkin, I.M. (2002). Front. In: Nybakken, J.W., Broenkow, W.W. & Vallier, T.L. (ed.). *Interdisciplinary Encyclopedia of Marine Sciences*. Grolier, Danbury, CT, 433-436 pp.
- Belkin, I.M., Cornillon, P.C. & Sherman, K. (2009). Fronts in Large Marine Ecosystems. *Progress in Oceanography*, doi:10.1016/j.pocean.2009.04.015.
- Bindoff, N.L., Rosenberg, M.A. & Warner, M.J. (2000). On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150°E. *Deep Sea Research II*, **47**, 2299-2326.
- Boyer, T.P., Garcia, H.E., Johnson, D.R., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Pitcher, M.T., Baranova, O.K. & Smolyar, I.V. (2006). Levitus, S. (ed.). *World Ocean Database 2005*, NOAA Atlas NESDIS, 60, U.S. Gov. Print. Off., Washington D.C., 190 pp.

- Bryan, K. (1969). A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of Computational Physics*, **135**, 153-169.
- Carmack, E.C. (1977). Water Characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. In: *Voyage of Discovery*, 15-37 pp.
- Carmack, E.C. (1990). Large-scale Physical Oceanography of Polar Oceans. In: Smith Jr, W.O. (ed.). *Polar Oceanography, Part A: Physical Science*. Academic Press Inc., San Diego, 171-222 pp.
- Carmack, E.C. & Foster, T.D. (1975a). On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Research*, **22**, 711–724.
- Carmack, E.C. & Foster, T.D. (1975b). Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. *Deep Sea Research*, **22**, 77-90.
- Carmack, E.C. & Foster, T.D. (1977). Water masses and circulation in the Weddell Sea. In: Dunbar, M. (ed.). *Polar Oceans*, Arctic Institute of North America, Calgary, Alberta, Canadá, 151-164 pp.
- Carmack, E.C. & Killworth, P.D. (1978). Formation and interleaving of abyssal water masses off Wilkes Land, Antarctica. *Deep Sea Research*, **25**, 357-370.
- Cavaliere, D.J. & Parkinson, C.L. (2008). Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *Journal of Geophysical Research*, **113**, C07004, doi:10.1029/2007JC004564.
- Chu, P.C. & Fan, C. (2007). An inverse model for calculation of global volume transport from wind and hydrographic data. *Journal of Marine Systems*, **65**, 376–399.
- Cook, A.J., Fox, A.J., Vaughan, D.G. & Ferrigno, J.G. (2005). Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century, *Science*, **308**, 541– 544.
- Cox, M.D. (1984). A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. *GFDL Ocean Group Technical report N°1*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton University, Princeton, N.J. 08542.
- Coward, C.A. & de Cuevas, B.A. (2005). The OCCAM 66 Level Model: physics, initial conditions and external forcing. Tech. Rep. SOC Internal Report, N° 99, Southampton Oceanography Centre.
- Cunningham, S.A., Alderson, S.G., King, B.A. & Brandon, M.A. (2003). Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, *Journal of Geophysical Research*, **108** (C5), 8084, doi:10.1029/2001JC001147.
- DBDB5. (1983). U.S. Naval Oceanographic Office, and the U.S. Naval Ocean Research and Development Activity, Digital bathymetric Data Base-5 minute grid.

- Deacon, G.E.R. (1937). The hydrology of the Southern ocean. *Discovery Reports*, **15**, 1 124.
- Deacon, G.E.R. (1979). The Weddell Gyre. *Deep Sea Research*, **26A**, 981-995.
- Deacon, G.E.R. (1982). Physical and Biological Zonation in the Southern Ocean. *Deep Sea Research*, **29**, 01-15.
- Dellnitz, M., Froyland, G., Horenkamp, C., Padberg-Gehle, K., & Sen Gupta, A. (2009). Seasonal variability of the subpolar gyres in the Southern Ocean: a numerical investigation based on transfer operators. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **16**, 655–664.
- Drewry, D.J., Jordan, S.R. & Jankowski, E. (1982). Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Annals of Glaciology*, **3**, 83-91.
- Easterling, D.R., & Wehner, M.F. (2009). Is the climate warming or cooling?. *Geophysical Research Letters*, **36**, L08706. doi:10.1029/2009GL037810.
- Emery, W.J. & Thomson, R.E. (1998). *Data analysis methods in Physical Oceanography*. Pergamon, Grã-Bretanha, 634 pp.
- Fahrbach, E., Harms, S., Rohardt, G., Schröder, M. & Woodgate, R. A. (2001). Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C5), 2761-2778.
- Fahrbach, E., Hoppema, M., Rohardt, G., Schröder, M. & Wisorzki, A. (2004). Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dynamics*, **54**, 77-91.
- Fahrbach, E., Meyer, R, Rohardt, G., Schröder, M. & Woodgate, R.A. (1998). Gradual warming of the Weddell Sea deep and bottom water. Filchner-Ronne Ice Shelf Program, Report n°12, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, Germany, 24-34.
- Fahrbach, E., Peterson, R.G., Rohardt, G., Schlosser, P. & Bayer, R. (1994a). Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea. *Deep Sea Research I*, **41**, 389-411.
- Fahrbach, E., Rohardt, G. & Krause, G. (1992). The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea. *Polar Biology*, **12**, 171-182.
- Fahrbach, E., Rohardt, G., Schröder, M. & Strass, V. (1994b). Transport and structure of the Weddell Gyre. *Annales Geophysicae*, **12**, 840-855.
- Fahrbach, E., Rohardt, G., Scheele, N., Schröder, M., Strass, V. & Wisotzki, A. (1995). Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *Journal of Marine Research*, **53** (4), 515–538.
- Farge, M. (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **24**, 395-457.

- Fofonoff, N.P. (1956). Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water. *Deep Sea Research*, **04**, 32-35.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T., Østerhus, S., Fahrbach, E., Rohardt, G., Schröder, M., Nicholls, K.W., Padman, L. & Woodgate, R.A. (2004). Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea, *Journal of Geophysical Research*, **109**, C02015, doi:10.1029/2003JC002008.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T. & Törresen, T. (1985). Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (ed.). *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Research Series*, **43**, Washington DC, AGU, 5-20 pp.
- Foster, T.D & Carmack, E.C. (1976a). Temperature and Salinity structure in the Weddell Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 36-44.
- Foster, T.D & Carmack, E.C. (1976b). Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **23**, 301-317.
- Fox, A.J. & Cooper, A.P.R. (1998). Climate-change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, **27**, 636-642.
- Franco, B.C., Mata, M.M., Piola, A. & Garcia, C.A.E. (2007). Northwestern Weddell Sea deep outflow into the Scotia Sea during the austral summers of 2000 and 2001 estimated by inverse methods. *Deep Sea Research I*, **54**, 1815-1840.
- Fukamachi, Y., Rintoul, S.R., Church, J.A., Aoki, S., Sokolov, S., Rosenberg, M.A. & Wakatsuchi, M. (2010). Strong export of Antarctic Bottom Water east of the Kerguelen plateau. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NGEO842
- Fyfe, J.C. (2006). Southern Ocean warming due to human influence. *Geophysical Research Letters*, **33**, L19701. doi:10.1029/2006GL027247.
- Garcia, C.A.E. & Mata, M.M. (2005). Deep Water Variability in the Central Basin of the Bransfield Strait, Antarctica. *CLIVAR Exchanges*, 10 (4), 48-50.
- Gill, A.E. (1973). Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Research*, **20**, 111–140.
- Gille, S.T. (2002). Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, **295**, 1275-1277.
- Gilman, D.L., Fuglister, F.J., & Mitchell Jr., J. M. (1963). On the power spectrum of “red noise”. *Journal of Atmospheric Science*, **20**, 182-184.
- Gong, D. & Wang, S. (1999). Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters*, **26**, 459-462.

- Gordon, A.L. (1974). Varieties and Variability of Antarctic Bottom Water. Colloques Internationaux du C.N.R.S. No. 215 – Processus de Formation des Eaux Océaniques Profondes. 33-47 pp.
- Gordon, A.L. (1982). Weddell Deep Water variability. *Journal of Marine Research*, **40** (Suppl.), 199-217.
- Gordon, A.L. & Comiso, J.C. (1988). Polynyas in the Southern Ocean. *Scientific American*, **258**, 70-77.
- Gordon, A.L. & Huber, B.A. (1984). Thermohaline stratification below the Southern Ocean sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **89** (C1), 641-648.
- Gordon, A.L. & Huber, B.A. (1990). Southern Ocean winter mixed layer, *Journal of Geophysical Research*, **95** (C7), 11655-11672.
- Gordon, A.L., Huber, B.A., Hellmer, H.H. & Field, A. (1993). Deep and Bottom Water of the Weddell Sea's Western Rim. *Science*, **262**, 95-97.
- Gordon, A.L., Huber, B.A., Mckee, D. & Visbeck, M. (2010). A seasonal cycle in the export of bottom water from the Weddell Sea. *Nature Geoscience*, **3**, 551-556.
- Gordon, A.L., Martinson, D.G. & Taylor, H.W. (1981). The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. *Deep Sea Research*, **28A**, 151-163.
- Gordon, A.L., Orsi, A.H., Muench, R., Huber, B.A., Zambianchi, E. & Visbeck, M. (2009b). Western Ross Sea continental slope gravity currents. *Deep Sea Research II*, **56**, 796-817.
- Gordon, A.L. & Tchernia, P.T. (1972). Waters of the continental margin off Adelie Coast, Antarctica. In: Hayes, D.E. (ed.). Antarctic oceanography II: the Australian-New Zealand sector, *Antarctic Research Series*, **9**, Washington DC, AGU, 59-69 pp.
- Gordon, A.L.; Visbeck, M. & Comiso, J. (2007). A Possible Link between the Weddell Polynya and the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, **20**, 2558-2571, doi: 10.1175/JCLI4046.1.
- Gordon, A.L.; Visbeck, M. & Huber, B. (2001). Export of Weddell Sea Deep and Bottom water. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C5), 9005-9017.
- Gordon, A.L., Zambianchi, E., Orsi, A.H., Visbeck, M., Giulivi, C.F., Whitworth III, T. & Spezie, G. (2004). Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope. *Geophysical Research Letters*, **31**, L21302, doi:10.1029/2004GL020785.
- Gouretski, V.V. & Danilov, A.I. (1993). Weddell Gyre: structure of the eastern boundary. *Deep Sea Research I*, **40**, 561-582.

- Griffies, S.M., Gnanadesikan, A., Pacanowski, R.C., Larichev, V., Dukowicz, J.K. & Smith, R.D. (1998). Isoneutral diffusion in a z-coordinate ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 805–830.
- Hall, A. & Visbeck, M. (2001). Ocean and Sea ice response to the Southern Hemisphere Annular Mode: Results from a coupled climate model. *CLIVAR Exchanges*, **6** (4), 4-6.
- Hall, A. & Visbeck, M. (2002). Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the Annular Mode. *Journal of Climate*, **15**, 3043-3057.
- Hay, W.W. (1993). The role of deep water formation in global climate change. *Annual Reviews of Earth Planetary Science*, **21**, 227-254.
- Hellmer, H.H. & Beckmann, A. (2001). The Southern Ocean: A ventilation contributor with multiple sources. *Geophysical Research Letters*, **28**, 2927-2930.
- Hellmer, H.H. & Jacobs, S.S. (1995). Seasonal circulation under the eastern Ross Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 10 873–10 885.
- Hellmer, H. H., Kauker, F. & Timmermann, R. (2009). Weddell Sea anomalies: Excitation, propagation, and possible consequences. *Geophysical Research Letters*, **36**, L12605, doi:10.1029/2009GL038407.
- Heywood, K.J., Locarnini, R.A., Frew, R.D., Dennis, P.F. & King, B.A. (1998). Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. In: S.S. Jacobs & R. Weiss, (eds.). *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington DC, AGU, 203-214 pp.
- Heywood, K.J., Naveira Garabato, A.C., Stevens, D.P. & Muench, R.D. (2004). On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C06021, doi:10.1029/2003JC002053.
- Heywood, K.J., Sparrow, M.D., Brown, J. & Dickson, R.R. (1999). Frontal structure and Antarctic Bottom Water flow through the Princess Elizabeth Trough, Antarctica. *Deep Sea Research I*, **46**, 1181-1200.
- Hofmann, E.E. & Klinck, J.M. (1998). Thermohaline variability of the waters overlying the west Antarctic continental shelf. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (eds.). *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington DC, AGU, 67–81 pp.
- Holland, D.M. (2001a). Explaining the Weddell Polynya – a large ocean eddy shed at Maud Rise. *Science*, **292**, 1697-1700.
- Holland, D.M. (2001b). Transient sea ice polynya forced by oceanic flow variability. *Progress in Oceanography*, **48**, 403-460.
- Holland, D.M., Jacobs, S.S. & Jenkins, A. (2003). Modelling the ocean circulation beneath the Ross Ice Shelf. *Antarctic Science*, **15**, 13–23.

- Hoppema, M., de Baar, H.J.W., Richard, G.J. Bellerby, Fahrbach, E. & Bakker, K. (2002). Annual export production in the interior Weddell Gyre estimated from a chemical mass balance of nutrients. *Deep Sea Research II*, **49**, 1675-1689.
- Hoppema, M., Dehairs, F., Navez, J., Monnin, C., Jeande, I. C, Fahrbach, E. & de Baar, H.J.W. (2010). Distribution of barium in the Weddell Gyre: Impact of circulation and biogeochemical processes, *Marine Chemistry*, doi:10.1016/j.marchem.2010.07.005.
- Hoppema, M., Fahrbach, E., Stoll, M.H.C., De Baar, H.J.W., (1999). Annual uptake of atmospheric CO₂ by the Weddell Sea derived from a surface layer balance, including estimations of entrainment and new production. *Journal of Marine Systems*, **19**, 219–233.
- Huhn, O., Hellmer, H.H., Rhein, M., Rodehacke, C., Roether, W., Schodlok, M.P. & Schröder, M. (2008). Evidence of deep- and bottom-water formation in the western Weddell Sea, *Deep Sea Research II*, **55**, 1098–1116.
- Hunke, E. C. & Dukowicz, J. K. (1997). An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 1849–1867.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K & Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Jackett, S. S. & McDougall, T. J. (1997). A neutral density variable for the world's oceans. *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 237-263.
- Jacobs, S.S. (1986). The Antarctic Slope Front. *Antarctic Journal of United State*, **21**, 123– 124.
- Jacobs, S.S. (1989). Marine controls on modern sedimentation on the Antarctic continental shelf. *Marine Geology*, **85**, 121-153.
- Jacobs, S.S. (1991). On the nature and significance of the Antarctic Slope Front. *Marine Chemistry*, **35**, 9 –24.
- Jacobs, S.S. (2006). Observations of change in the Southern Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **364**, 1657–1681. doi:10.1098/rsta.2006.1794.
- Jacobs, S.S., Amos, A.F. & Bruchhausen, P.M. (1970). Ross Sea Oceanography and Antarctic Bottom Water formation. *Deep Sea Research*, **17**, 935-962.
- Jacobs, S.S., Fairbanks, R. & Horibe, Y. (1985). Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: Evidence from H₂¹⁸O/H₂¹⁶O ratios in seawater. In: Jacobs, S.S. (ed.). Oceanology of the Antarctic Continental Shelves, *Antarctic Research Series*, **43**, Washington DC, AGU, 59–85.

- Jacobs, S.S. & Georgi, D.T. (1977). Observations on the southwest Indian/Antarctic Ocean. In: Angel, M. (ed.). *A voyage of discovery*, G.E. Deacon 70th Anniversary Supplement to *Deep Sea Research*, 43-84 pp.
- Jacobs, S.S. & Giulivi, C.F. (1998). Interannual ocean and sea ice variability in the Ross Sea. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (eds.). *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margins*, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington DC, AGU, 135-150 pp.
- Jacobs, S.S., Giulivi, C.F. & Mele, P.A. (2002). Freshening of the Ross Sea during the Late 20th. *Science*, **297**, 386-389. doi:10.1126/science.1069574.
- Jacobs, S.S., Gordon, A.L. & Ardai Jr., J.L.. (1979). Circulation and Melting Beneath the Ross Ice Shelf. *Science*, **203**, 439-443.
- Johnson, G. (2009). Recent decadal warming and freshening of Antarctic-derived abyssal waters. In: *Climate Change: Global Risks, Challenges and decisions*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, **6**, 032006, doi:10.1088/1755-1307/6/3/032006.
- Johnson, G.C., Purkey, S.G. & Bullister, J.L. (2008a). Warming and freshening in the abyssal southeastern Indian Ocean, *Journal of Climate*, **21**, 5351–5363.
- Johnson, G.C., Purkey, S.G. & Toole, J.M. (2008b). Reduced Antarctic meridional overturning circulation reaches the North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **35**, L22601, doi:10.1029/2008GL035619.
- Jullion, L., Jones, S.C., Naveira Garabato, A.C. & Meredith, M.P. (2010). Wind-controlled export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Geophysical Research Letters*, **37**, L09609, doi:10.1029/2010GL042822.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L. et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77** (3), 437-471.
- Kerr, R. (2006). Distribuição, Mistura e Variabilidade das massas de água profundas do Mar de Weddell, Antártica. Dissertação de Mestrado, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Rio Grande, 146 pp. Disponível em: www.oceanfisquigeo.furg.br/producao
- Kerr, R., Wainer, I. & Mata, M.M. (2009a). Representation of the Weddell Sea Deep Water Masses in the ocean component of the NCAR-CCSM model. *Antarctic Science*, **21**(3), 301-312. doi:10.1017/S0954102009001825.
- Kerr, R., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (2009b). On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water Masses. *Antarctic Science*, **21**(4), 383-400. doi:10.1017/S0954102009001990.
- Kerr, R., Wainer, I., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (2010). Quantifying Antarctic deep waters in SODA reanalysis product. *Pesquisa Antártica Brasileira*, **5**.

- Kidson, J.W. (1988). Indices of the Southern Hemisphere Zonal Wind. *Journal of Climate*, **1**, 183-194.
- Killworth, P.D. (1977). Mixing on the Weddell Sea continental slope. *Deep Sea Research*, **24**, 427-448.
- Klinck, J.M., Hofmann, E.E., Beardsley, R.C., Salihoglu, B. & Howard, S. (2004). Water-mass properties and circulation on the west Antarctic Peninsula continental shelf in austral fall and winter 2001, *Deep Sea Research*, **51**, 1925–1946.
- Kottmeier, C., Frey, K., Hasel, M. & Eisen, O. (2003). Sea Ice growth in the eastern Weddell Sea in winter. *Journal of Geophysical Research*, **108** (C4), 3125, doi:10.1029/2001JC001087.
- Kurtz, D.D. & Bromwich, D.H. (1985). A recurring atmospherically forced polynyas in Terra Nova Bay. In: Jacobs, S.S. (ed.). *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Research Series*, **43**, Washington DC, AGU, 227-252 pp.
- Kusahara, K., Hasumi, H. & Tamura, T. (2010). Modeling sea ice production and dense shelf water formation in coastal polynyas around East Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, **115**, C10006, doi:10.1029/2010JC006133.
- Large, W.G., Danabasoglu, G., Doney, S.C. & McWilliams, J.C. (1997). Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: annual-mean climatology. *Journal of Physical Oceanographic*, **27** (11), 2418-2447.
- Large, W.G., McWilliams, J.C. & Doney, S.C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Review of Geophysics*, **32**, 363–403.
- Lau, K.–M, and Weng, H.–Y. (1995). Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76**, 2391-2402.
- Lean, J.L. & Rind, D.H. (2009). How will Earth's surface temperature change in future decades?. *Geophysical Research Letters*, **36**, L15708, doi:10.1029/2009GL038932.
- Levitus, S. (1982). *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA/ERL GFDL Professional Paper 13, Princeton, N.J., 173 pp. (NTISPB83-184093).
- Liu, J., Curry, J.A. & Martinson, D.G. (2004). Interpretation of recent Antarctic sea ice variability, *Geophysical Research Letters*, **31**, L02205, doi:10.1029/2003GL018732.

- Locarnini, R.A. (1994). *Water masses and circulation in the Ross Gyre and environs*, Phd Thesis, Dept. of Oceanography, Texas A&M University, College station, Texas, 86 pp.
- Locarnini, R.A., Whitworth III, T. & Nowlin Jr., W.D. (1993). The importance of the Scotia Sea on the outflow of Weddell Sea Deep Water. *Journal of Marine Research*, **51**, 135-153.
- Losch, M., Menemenlis, D., Campin, J-M., Heimbach, P. & Hill, C. (2010). On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations. *Ocean Modelling*, doi:10.1016/j.ocemod.2009.12.008.
- Lumpkin, R. & Speer, K. (2007). Global Ocean Meridional Overturning. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 2550-2562.
- Mantyla, A.W & Reid, J.L. (1983). Abyssal characteristics of the World Ocean waters. *Deep Sea Research*, **30**, 805-833.
- Mantyla, A.W & Reid, J.L. (1995). On the origins of deep and bottom waters of the Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C2), 2417-2439.
- Marshall, G. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyzes. *Journal of Climate*, **16**, 4134-4143.
- Marson, J.M. (2010). *Circulação Costeira Antártica: Variabilidade e Tendências a partir de Dados do Modelo OCCAM*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Rio Grande, 121 pp.
- Martinson, D. & Iannuzzi R. (2003). Spatial/temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate, *Journal of Geophysical Research*, 108 (C4), 8083, doi:10.1029/2000JC000538.
- Matsumura, Y. & Hasumi, H. (2010). Modeling ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea, *Journal of Geophysical Research*, 115, C10033, doi:10.1029/2009JC005841.
- Mayewski, P.A., Meredith, M.P., Summerhayes, C.P., Turner, J., Worby, A., Barrett, P.J., Casassa, G., Bertler, N.A.N., Bracegirdle, T., Naveira Garabato, A.C., Bromwich, D., Campbell, H., Hamilton, G.S., Lyons, W.B., Maasch, K. A., Aoki, S., Xiao, C. & van Ommen, T. (2009). State of the Antarctic and Southern Ocean Climate System. *Reviews of Geophysics*, **47**, 1-38, RG1003, 2007RG000231.
- McCartney, M.S. & Donohue, K.A. (2007). A deep cyclonic gyre in the Australian–Antarctic Basin. *Progress in Oceanography*, **75**, 675-750.

- Mensch, M., Simom, A. & Bayer, R. (1998). Tritium and CFC input functions for the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 15923–15937.
- Meredith, M.P., Heywood, K.J., Frew, R.D. & Dennis, P.F. (1999). Formation and circulation of the water masses between the southern Indian Ocean and Antarctica: Results from $\delta^{18}\text{O}$. *Journal of Marine Research*, **57**, 449–470.
- Meredith, M.P. & King, J.C. (2005). Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, **32**, L19604, doi: 10.1029/2005GL024042.
- Meredith, M.P., Locarnini, R.A., Van Scoy, K.A., Watson, A.J., Heywood, K.J. & King, B.A. (2000). On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 1093–1104.
- Meredith, M.P., Naveira Garabato, A.C., Gordon, A.L. & Johnson, G.C. (2008). Evolution of Deep and Bottom Waters of the Scotia Sea, Southern Ocean, during 1995–2005. *Journal of Climate*, **21**, 3327–3343. doi: 10.1175/2007JCLI2238.1.
- Middleton, J.H. & Humphries, S.E. (1989). Thermohaline structure and mixing in the region of Prydz Bay Antarctica. *Deep Sea Research*, **36**, 1255–1266.
- Montes-Hugo, M., Doney, S.C., Ducklow, H.W., Fraser, W., Martinson, D., Stammerjohn, S.E. & Schofield, O. (2009). Recent Changes in Phytoplankton Communities Associated with Rapid Regional Climate Change Along the Western Antarctic Peninsula, *Science*, **323**, 1470–1473.
- Muench, R.D., & Gordon, A.L. (1995). Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 18503–18515.
- Muench, R.D., Wahlin, A.K., Ozgokmen, T.M., Hallberg, R. & Padman, L. (2009). Impacts of bottom corrugations on a dense Antarctic outflow: NW Ross Sea, *Geophysical Research Letters*, **36**, L23607, doi:10.1029/2009GL041347.
- Naveira Garabato, A.C., Heywood, K.J. & Stevens, D.P. (2002a). Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea. *Deep-Sea Research I*, **49**, 681–705.
- Naveira Garabato, A.C., McDonagh, E.L., Stevens, D.P., Heywood, K.J. & Sanders, R.J (2002b). On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **49**, 4715–4742.
- Nicholls, K.W. (1997). Predicted reduction in basal melt rates of an Antarctic ice shelf in a warmer climate. *Nature*, **388**, 460–462.

- Nicholls, N. (2001). Commentary and analysis: The insignificance of significance testing, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82** (5), 981–986.
- Nicholls, K.W., Østerhus, S., Makinson, K., Gammelsrød, T., & Fahrbach, E. (2009). Ice-ocean process over the continental shelf of the southern Weddell Sea, Antarctica: a review. *Reviews of Geophysics*, **47**, RG3003, 2007RG000250.
- Nunes Vaz, R.A. & Lennon, G.W. (1996). Physical oceanography of the Prydz Bay region of Antarctic waters. *Deep Sea Research I*, **43**, 603-641.
- Orsi, A.H., Johnson, G.C. & Bullister, J.L. (1999). Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, **43**, 55-109.
- Orsi, A.H., Nowlin, W.D. & Whitworth, T. (1993). On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep Sea Research I*, **40**, 169-303.
- Orsi, A.H. & Whitworth III, T. (2007). Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) Volume 1: Southern Ocean, Department of Oceanography, Texas A&M University, College Station, Texas, U.S.A. Series editado por Michael Sparrow, Piers Chapman & John Gould.
- Orsi, A.H., Whitworth, T. & Nowlin, W.D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research I*, **42**, 641-673.
- Orsi, A.H. & Wiederwohl, C.L. (2009). A recount of Ross Sea waters. *Deep-Sea Research II*, **56**, 778-795.
- Ozaki, H., Obata, H., Naganobu, N. & Gamo, T. (2009). Long-Term Bottom Water Warming in the North Ross Sea. *Journal of Oceanography*, **65**, 235-244.
- Pacanowski, R. (1995). MOM 2 documentation, user's guide and reference manual. *GFDL Tech. Rep.* **3**, 123 pp.
- Pacanowski, R. & Griffies, S.M. (1998). MOM 3.0 Manual. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA.
- Patterson, S.L. & Sievers, H.A. (1980). The Weddell-Scotia Confluence. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 1584-1610.
- Potter J.R. & Paren, J.G. (1984). Interaction between ice shelf and ocean in George VI Sound, Antarctica. In: Jacobs, S.S. (ed). *Oceanology of the Antarctica Continental Shelf, Antarctic Research Series*, **43**, Washington DC, AGU, 35-58 pp..

- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline Ocean Circulation. In: Elias, S.A. (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Elsevier, Amsterdam, 1-10 pp.
- Reid, J.L. (1986). On the total geostrophic circulation of the South Pacific Ocean: Flow Patterns, Tracers and Transports. *Progress in Oceanography*, **16**, 1-61.
- Reid, J.L. (1989). On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, **23**, 149-244.
- Reid, J.L. (1994). On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, **33**, 1-92.
- Reid, J.L. (1997). On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, **39**, 263-352.
- Reid, J.L. (2003). On the total geostrophic circulation of the Indian Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, **56**, 137-186.
- Renfrew, I., Speer, K., Rintoul, S., Thompson, D. & Sparrow, M. (2005). The Modes of Southern Hemisphere Climate Variability Workshop. *CLIVAR Exchanges*, **10** (4), 2-4.
- Renner, A.H.H. (2009). Advection and dispersion of modelled drifters in the Weddell and Scotia seas. Phd Thesis, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, Norfolk, UK, 164 pp.
- Renner, A.H.H., Heywood, K.J. & Thorpe, S.E. (2009). Validation of global ocean models in the Weddell Sea. *Ocean Modelling*, **30** (1), 1-15 doi:10.1016/j.ocemod.2009.05.007.
- Rignot, E. & Jacobs, S.S. (2002). Rapid bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines. *Science*, **296**, 2020–2023.
- Rintoul, S.R. (1998). On the origin and influence of Adelie Land Bottom Water. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (eds.). Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington D.C., AGU, 151-171 pp.
- Rintoul, S. (2007). Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans, *Geophysical Research Letters*, **34**, L106606, doi:10.1029/2006GL028550.
- Robertson, R., Visbeck, M., Gordon, A.L. & Fahrbach, E. (2002). Long term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, **49**, 4791-4806.

- Scambos, T., Hulbe, C. & Fahnestock, M. (2003). Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula. In: Antarctic Peninsula climate variability: historical and paleoenvironmental perspectives. *Antarctic Research Series*, **79**, Washington D.C., AGU, 79-92 pp.
- Scambos, T., Hulbe, C., Fahnestock, M. & Bohlander, J. (2000). The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula, *Journal of Glaciology*, **46**, 516-530.
- Schlosser, P., Bullister, J.L. & Bayer, R. (1991). Studies of deep water formation and circulation in the Weddell Sea using natural and anthropogenic tracers. *Marine Chemistry*, **35**, 97–122.
- Schodlok, M.P., Hellmer, H.H. & Beckmann, A. (2002). On the transport and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. *Deep Sea Research II*, **49**, 4807-4825.
- Semtner, A.J. (1974). A general circulation model for the World Ocean. *Thechnical Report N°9*, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles.
- Semtner, A.J. (1976). A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 379-389.
- Shepherd, A.P., Wingham, D.J. & Mansley, J.A.D. (2002). Inland thinning of the Amundsen Sea sector, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, **29**, 1364, doi:10.1029/2001GL014183.
- Shepherd, A.P., Wingham, D.J., Payne, T. & Skvarca, P. (2003). Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. *Science*, **302**, 856-859.
- Simmonds, I. & King, J.C. (2004). Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, **16** (4), 401-413.
- Sievers, H.A. & Nowlin Jr., W.D. (1984). The stratification and water masses at the Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 10489-10514.
- Smedsrud, L.H. (2005). Warming of the deep water in the Weddell Sea along the Greenwich meridian: 1977-2001. *Deep Sea Research I*, **52**, 241-258.
- Smith, D.A., Hofmann, E.E., Klinck, J.M. & Lascara, C.M. (1999). Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf. *Deep Sea Research I*, **46**, 925-949.
- Smith, W.H.F. & Sandwell, D.T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**, 1957-1962.

- Smith, N.R., Zhaoqian, D., Kerry, K.R. & Wright, S. (1984). Water masses and circulation in the region of Prydz Bay, Antarctica. *Deep Sea Research*, **31**, 1121-1147.
- Speer, K.G. & Forbes, A. (1994). A deep western boundary current in the South Indian Basin. *Deep Sea Research I*, **41**, 1289-1303.
- Talbot, M.H. (1988). Oceanic environment of George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula, *Annals of Glaciology*, **11**, 161–164.
- Taylor, K.L. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 7183-7192.
- Timmermann, R., Beckmann, A. & Hellmer, H.H. (2002). Simulation of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea. Part I: model configuration and validation. *Journal of Geophysical Research*, **107** (C3), doi: 10.1029/2000JC000471.
- Thompson, A. F. & Heywood, K. J. (2008). Frontal structure and transport in the northwestern Weddell Sea. *Deep Sea Research I*, **55**, 1229-1251, doi:10.1016/j.dsr.2008.06.001.
- Thompson, D.W.J. & Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.
- Thompson, D.W.J. & Wallace, J.M. (2000). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, **13**, 1000-1016.
- Tillinger, T. & Gordon, A.L. (2010). Transport weighted temperature and internal energy transport of the Indonesian throughflow. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **50**, 224-232.
- Toggweiler, J.R. & Samuels, B. (1995). Effect of sea ice on the salinity of Antarctic Bottom Water. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 1980-1997.
- Torrence, C. and Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79** (1), 61-78.
- Trenberth, K.E. (1997). The Definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2771-2777.
- Trumbore, S., Jacobs, S.S. & Smethie Jr., W. (1991). Chlorofluorocarbon evidence for rapid ventilation of the Ross Sea, *Deep Sea Research*, **38** (7), 845-870.
- Turner, J., Bindshadler, R.A., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrback, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., and Summerhayes, C.P. (2009). *Antarctic Climate Change and the Environment: A contribution to the International*

- Polar Year 2007-2008*. SCAR, Cambridge, Reino Unido, ISBN 978-0-948277-22-1, 526 pp.
- Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A. & Iagovinka S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years, *International Journal of Climatology*, **25**, 279–294.
- Treshnikov, A.F., Girs, A.A., Baranov, G.I. & Yefimov, V.A. (1973). Preliminary programme of the Polar Experiment for the South Polar Region, Arctic and Antarctic Research Institute, Leningrad, U.S.S.R., 55 pp.
- van den Broeke, M.R. (2000a). The semi-annual oscillation and Antarctic Climate Part 3: The role of near surface wind speed and cloudiness. *International Journal of Climatology*, **20**, 117–130.
- van den Broeke, M.R. (2000b). The semi-annual oscillation and Antarctic Climate Part 4: A note on sea ice cover in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *International Journal of Climatology*, **20**, 455–462.
- van den Broeke, M.R., van Lipzig, M. & Marshall, G. (2004). On Antarctic climate and change. *Weather Royal Meteorological Society*, **59**, n° 1, 3-7.
- van Loon, H. (1967). The half-yearly oscillations in middle and high Southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Science*, **24**, 472-486.
- Rutgers van der Loeff, M.M. & Berger, G.W.(1993). Scavenging of ²³⁰Th and ²³¹Pa near the Antarctic polar Front in the South Atlantic. *Deep Sea research I*, **40**, 339-357.
- Vaughan, D.G. & Doake, C.S.M. (1996). Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, **379**, 328-331.
- Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., King, J.C. & Mulvaney, R. (2001). Climate Change: Devil in the Detail, *Science*, **293**, 1777-1779.
- Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D.A., King, J.C., Pudsey, C.J. & Turner, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, **60**, 243-274.
- Venegas, S.A. & Drinkwater, M.R. (2001). Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C8), 16747–16766.
- Visbeck, M. & Hall, A. (2004). Reply. *Journal of Climate*, **17**, 2255-2258.

- von Gyldenfeldt, A., Fahrbach, E., Garcia, M.A. & Schröder, M. (2002). Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep Sea Research II*, **49**, 4743-4766.
- Walsh, J.E. (2009). A comparison of Arctic and Antarctic climate change, present and future. *Antarctic Science*, **21** (3), 179–188, doi:10.1017/S0954102009001874.
- Webb, D.J., Coward, A.C., de Cuevas, B.A., Gwilliam, C.S. (1998). The first main run of the OCCAM global ocean model. *Internal Document No. 34*, Southampton Oceanography Centre.
- Weppernig, R., Schlosser, P., Khatiwala, S. & Fairbanks, R.G. (1996). Isotope data from Ice Station Weddell: Implications for deep water formation in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **101** (C10), 25723-25739.
- White, B.W. & Peterson, R.G. (1996). An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.
- Whitworth, T., III & Orsi, A.H. (2006). Antarctic Bottom Water production and export by tides in the Ross Sea. *Geophysical Research Letters*, **33**, L12609, doi:10.1029/2006GL026357.
- Whitworth, T., Orsi, A.H., Kim, S.J., Nowlin, W.D. & Locarnini, R.A. (1998). Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R.F. (eds.). *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington D.C., AGU, 1-27 pp.
- Williams, G.D., Bindoff, N.L., Marsland, S.J. & Rintoul, S.R. (2008). Formation and export of dense shelf water from the Adelie Depression, East Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C04039, doi:10.1029/2007JC004346.
- Wong, A.P.S., Bindoff, N.L. & Forbes, A. (1998). Ocean-ice shelf interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica. In: Jacobs, S.S. & Weiss, R. (eds.). *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series*, **75**, Washington D.C., AGU, 173-187 pp.
- Wright, J. & Rothery, D.A. (1998). *The Ocean Basins: Their Structure and Evolution*. Segunda edição, Butterworth-Heinemann e Open University, 185 pp.
- Yabuki, T.S., Suga, T., Hanawa, K., Matsuoka, K., Kiwada, H. & Watanabe, T. (2006). Possible Source of the Antarctic Bottom Water in the Prydz Bay Region. *Journal of Oceanography*, **62**, 649- 655.

- Yaremchuk, M.I., Nechaev, D.A., SchrSter, J. & Fahrbach, E. (1998). A dynamically consistent analysis of circulation and transports in the southwestern Weddell Sea, *Annals of Geophysics*, **16**, 1024-1038.
- Yuan, X. (2004). ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, **16** (4), 415-425, doi: 10.1017/S0954102004002238.
- Yuan, X. & Li, C. (2008). Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C06S91, doi:10.1029/2006JC004067.
- Yuan, X. & Martinson, D.G. (2000). Antarctic Sea Ice Extent Variability and its Global Connectivity, *Journal of Climate*, **13**, 1697-1717.
- Yuan, X. & Martinson, D.G. (2001). The Antarctic Dipole and its Predictability, *Geophysical Research Letters*, **28**, 3609-3612.
- Zwally, H.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Cavalieri, D.J. & Gloersen, P. (2002). Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. *Journal of Geophysical Research*, **107** (C5), 3041, doi: 10.1029/2000JC000733.
- Zwally, H.J., Parkinson, C.L. & Comiso, J.C. (1983). Variability of Antarctic sea ice and changes in carbon dioxide, *Science*, **220**, 1005–1012.

Apêndice I: Tendências

Para a verificação estatística das tendências obtidas foi utilizada a distribuição t de *Student* [Emery & Thomson 1998]. O teste de hipóteses é feito admitindo-se a hipótese nula (H_0) e alternativa (H_1), como se segue:

$H_0 : \rho = 0$ (Não há correlação linear significativa)

$H_1 : \rho \neq 0$ (Correlação linear significativa)

O valor t é calculado da seguinte forma:

$$t = r / \sqrt{1 - r^2 / N - 2};$$

onde r é o coeficiente de correlação de Pearson e N é o tamanho da série temporal. Se t for, em módulo, maior que o valor crítico estabelecido a certo nível de confiança (α), então rejeitamos a hipótese nula e dizemos que há evidência suficiente para apoiar a existência de uma correlação linear entre as variáveis. Para este estudo, considerando um $N = 204$ (202 graus de liberdade) temos que, para: $\alpha = 0.01$ (99%) o $t_{max} = 2.60$; $\alpha = 0.05$ (95%) o $t_{max} = 1.97$; $\alpha = 0.10$ (90%) o $t_{max} = 1.65$; $\alpha = 0.15$ (85%) o $t_{max} = 1.40$; $\alpha = 0.20$ (80%) o $t_{max} = 1.29$. Conforme destacado por Cavalieri & Parkinson [2008], o uso destes níveis arbitrários de significância estatística [Nicholls 2001] é utilizado somente para fornecer uma medida relativa da robustez da tendência para aquelas com baixos valores de correlação (r).

Tabela AI-I. Tendências mensal (me) e decadal (d), coeficiente de correlação (r), valor t e significância estatística para as séries temporais do transporte de volume (ϕ_{bc}) e densidade (γ^n) das águas profundas obtidas nas seções de exportação simuladas pelo OCCAM 1/12^o. NS = Não significativa considerando 90% de significância.

| Parâmetro | Seção | Tendência [unidade me ⁻¹] | Tendência [unidade d ⁻¹] | r | $ t $ | Significância |
|---|-------|--|---|-----------------------|-------|---------------|
| Transporte de Volume (ϕ_{bc}) [Sv] | 1 | 1.1×10^{-3} | 0.13 | 0.64 | 11.8 | 99% |
| | 2 | 1.0×10^{-3} | 0.12 | 0.67 | 12.7 | 99% |
| | 3 | -0.2×10^{-3} | -0.02 | -0.30 | 4.50 | 99% |
| | 4 | -0.9×10^{-3} | -0.11 | -0.68 | 13.1 | 99% |
| | 5 | -0.7×10^{-3} | -0.09 | -0.64 | 12.0 | 99% |
| | 6 | -0.3×10^{-3} | -0.03 | -0.60 | 10.9 | 99% |
| | 7 | -2.2×10^{-6} | -0.3×10^{-3} | -0.4×10^{-2} | 0.06 | NS |
| | 8 | -5.6×10^{-5} | -0.7×10^{-2} | -0.07 | 0.95 | NS |
| | 9 | -0.2×10^{-3} | -0.04 | -0.57 | 9.80 | 99% |
| | 10 | 7.9×10^{-5} | 0.01 | 0.12 | 1.65 | 90% |
| | 11 | 7.9×10^{-5} | 0.01 | 0.14 | 1.95 | 90% |
| | 12 | 1.6×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | 0.7×10^{-2} | 0.11 | NS |
| | 13 | 0.2×10^{-3} | 0.03 | 0.47 | 7.54 | 99% |
| | 14 | -0.2×10^{-3} | -0.02 | -0.59 | 10.4 | 99% |
| | 15 | -0.2×10^{-3} | -0.02 | -0.55 | 9.36 | 99% |
| | 16 | -0.1×10^{-3} | -0.01 | -0.51 | 8.42 | 99% |
| Densidade Neutra (γ^n) [kg m ⁻³] | 1 | 4.0×10^{-6} | 0.5×10^{-3} | 0.56 | 9.73 | 99% |
| | 2 | 3.9×10^{-6} | 0.5×10^{-3} | 0.64 | 11.8 | 99% |
| | 3 | 6.0×10^{-6} | 0.7×10^{-3} | 0.61 | 10.9 | 99% |
| | 4 | 9.5×10^{-6} | 0.1×10^{-2} | 0.42 | 6.63 | 99% |
| | 5 | -4.7×10^{-7} | -0.1×10^{-3} | -0.04 | 0.62 | NS |
| | 6 | -1.4×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.78 | 17.7 | 99% |
| | 7 | 3.6×10^{-7} | 4.4×10^{-5} | 0.18 | 2.67 | 99% |
| | 8 | 3.3×10^{-6} | 0.4×10^{-3} | 0.35 | 5.24 | 99% |
| | 9 | -1.3×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.26 | 3.75 | 99% |
| | 10 | -3.0×10^{-6} | -0.4×10^{-3} | -0.52 | 8.67 | 99% |
| | 11 | -1.8×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.55 | 9.47 | 99% |
| | 12 | -2.3×10^{-6} | -0.3×10^{-3} | -0.13 | 1.98 | 95% |
| | 13 | 6.3×10^{-6} | 0.1×10^{-3} | 0.36 | 5.23 | 99% |
| | 14 | -3.1×10^{-8} | -3.7×10^{-6} | -0.03 | 0.36 | NS |
| | 15 | 8.7×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.64 | 11.7 | 99% |
| | 16 | 1.0×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.13 | 1.83 | 90% |

Tabela AI-II. Tendências mensal (me) e decadal (d), coeficiente de correlação (r), valor t e significância estatística para as séries temporais de temperatura potencial (θ) e temperatura ponderada pelo volume (T_{TW}) das águas profundas obtidas nas seções de exportação simuladas pelo OCCAM 1/12^o. NS = Não significativo considerando 90% de significância.

| Parâmetro | Seção | Tendência [unidade me ⁻¹] | Tendência [unidade d ⁻¹] | r | $ t $ | Significância |
|--|-------|--|---|-------|-------|---------------|
| Temperatura Potencial (θ) [°C] | 1 | -1.9×10^{-5} | -0.2×10^{-2} | -0.25 | 3.62 | 99% |
| | 2 | -3.0×10^{-6} | -0.4×10^{-3} | -0.10 | 1.40 | NS |
| | 3 | -7.7×10^{-5} | -0.9×10^{-2} | -0.71 | 14.5 | 99% |
| | 4 | -3.1×10^{-5} | -0.4×10^{-2} | 0.02 | 0.32 | NS |
| | 5 | 7.4×10^{-6} | 0.1×10^{-2} | 0.25 | 3.78 | 99% |
| | 6 | 5.8×10^{-6} | 0.7×10^{-3} | 0.62 | 11.5 | 99% |
| | 7 | -9.6×10^{-6} | -0.1×10^{-2} | -0.53 | 8.92 | 99% |
| | 8 | -2.6×10^{-5} | -0.3×10^{-2} | -0.45 | 7.26 | 99% |
| | 9 | -2.1×10^{-5} | -0.2×10^{-2} | -0.12 | 1.70 | 90% |
| | 10 | 1.6×10^{-5} | 0.2×10^{-2} | 0.41 | 6.48 | 99% |
| | 11 | 1.4×10^{-6} | 0.2×10^{-3} | 0.04 | 0.59 | NS |
| | 12 | 1.6×10^{-5} | 0.2×10^{-2} | 0.11 | 1.53 | NS |
| | 13 | -5.5×10^{-5} | -0.6×10^{-2} | -0.41 | 6.47 | 99% |
| | 14 | -6.3×10^{-7} | -0.1×10^{-3} | -0.10 | 1.40 | NS |
| | 15 | -4.8×10^{-6} | -0.6×10^{-3} | -0.64 | 11.8 | 99% |
| | 16 | 2.0×10^{-7} | 0.2×10^{-4} | 0.05 | 0.66 | NS |
| T_{TW} [°C] | 1 | -1.8×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.07 | 0.97 | NS |
| | 2 | -2.9×10^{-7} | -0.3×10^{-4} | -0.01 | 0.15 | NS |
| | 3 | -1.8×10^{-5} | -0.2×10^{-2} | -0.52 | 8.66 | 99% |
| | 4 | 9.4×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.02 | 0.32 | NS |
| | 5 | 1.6×10^{-5} | 0.2×10^{-2} | 0.89 | 28.7 | 99% |
| | 6 | 1.9×10^{-6} | 0.2×10^{-3} | 0.24 | 3.49 | 99% |
| | 7 | -5.0×10^{-6} | -0.6×10^{-3} | -0.31 | 4.56 | 99% |
| | 8 | -3.6×10^{-5} | -0.4×10^{-2} | -0.43 | 6.73 | 99% |
| | 9 | 2.1×10^{-6} | 0.3×10^{-3} | 0.04 | 0.55 | NS |
| | 10 | 1.8×10^{-5} | 0.2×10^{-2} | 0.86 | 24.4 | 99% |
| | 11 | -1.7×10^{-5} | -0.2×10^{-2} | -0.17 | 2.43 | 95% |
| | 12 | 4.5×10^{-5} | 0.5×10^{-2} | 0.27 | 4.06 | 99% |
| | 13 | 1.2×10^{-6} | 0.1×10^{-3} | 0.01 | 0.17 | NS |
| | 14 | 3.0×10^{-6} | 0.4×10^{-3} | 0.26 | 3.88 | 99% |
| | 15 | 3.6×10^{-6} | 0.4×10^{-3} | 0.34 | 5.08 | 99% |
| | 16 | 8.3×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.06 | 0.82 | NS |

Tabela AI-III. Tendências mensal (me) e decadal (d), coeficiente de correlação (r), valor t e significância estatística para as séries temporais de salinidade e salinidade ponderada pelo volume (S_{TW}) das águas profundas obtidas nas seções de exportação simuladas pelo OCCAM 1/12°. NS = Não significativa considerando 90% de significância.

| Parâmetro | Seção | Tendência [unidade me ⁻¹] | Tendência [unidade d ⁻¹] | r | $ t $ | Significância |
|------------|-------|--|---|-------|-------|---------------|
| Salinidade | 1 | -1.8×10^{-7} | -0.02 | -0.03 | 0.45 | NS |
| | 2 | 1.4×10^{-6} | 0.20 | 0.45 | 7.19 | 99% |
| | 3 | -6.4×10^{-6} | -0.80 | -0.74 | 15.5 | 99% |
| | 4 | 1.4×10^{-6} | 0.20 | 0.23 | 3.41 | 99% |
| | 5 | 5.3×10^{-7} | 0.06 | 0.13 | 1.82 | 90% |
| | 6 | -1.1×10^{-7} | -0.001 | -0.30 | 4.45 | 99% |
| | 7 | -1.3×10^{-6} | -0.15 | -0.70 | 13.7 | 99% |
| | 8 | -1.7×10^{-6} | -0.20 | -0.38 | 5.88 | 99% |
| | 9 | -3.6×10^{-6} | -0.40 | -0.21 | 3.09 | 99% |
| | 10 | -1.1×10^{-7} | -0.01 | -0.04 | 0.59 | NS |
| | 11 | -6.8×10^{-7} | -0.08 | -0.25 | 3.66 | 99% |
| | 12 | 1.7×10^{-6} | 0.20 | 0.08 | 1.24 | NS |
| | 13 | -1.7×10^{-6} | -0.20 | -0.18 | 2.60 | 99% |
| | 14 | -1.7×10^{-7} | -0.02 | -0.67 | 12.8 | 99% |
| | 15 | -6.8×10^{-8} | -0.01 | -0.54 | 9.01 | 99% |
| | 16 | 1.2×10^{-7} | 0.01 | 0.85 | 23.0 | 99% |
| S_{TW} | 1 | 7.5×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.32 | 4.75 | 99% |
| | 2 | 1.1×10^{-6} | 0.1×10^{-3} | 0.44 | 6.89 | 99% |
| | 3 | -1.9×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.63 | 11.6 | 99% |
| | 4 | -2.3×10^{-7} | -0.3×10^{-4} | -0.14 | 2.08 | 95% |
| | 5 | 7.4×10^{-7} | 0.1×10^{-3} | 0.79 | 18.5 | 99% |
| | 6 | -4.1×10^{-7} | -0.5×10^{-4} | -0.74 | 15.6 | 99% |
| | 7 | -1.1×10^{-6} | -0.1×10^{-3} | -0.74 | 15.7 | 99% |
| | 8 | -2.4×10^{-6} | -0.3×10^{-3} | -0.33 | 5.03 | 99% |
| | 9 | -1.3×10^{-6} | -0.2×10^{-3} | -0.28 | 4.10 | 99% |
| | 10 | 1.0×10^{-8} | 0.1×10^{-5} | 0.02 | 0.24 | NS |
| | 11 | -2.6×10^{-6} | -0.3×10^{-3} | -0.35 | 5.31 | 99% |
| | 12 | 2.0×10^{-6} | 0.2×10^{-3} | 0.12 | 1.72 | 90% |
| | 13 | 2.4×10^{-6} | 0.3×10^{-3} | 0.25 | 3.68 | 99% |
| | 14 | 9.6×10^{-9} | 0.1×10^{-5} | 0.07 | 0.96 | NS |
| | 15 | 7.2×10^{-8} | 0.9×10^{-5} | 0.46 | 7.46 | 99% |
| | 16 | 1.0×10^{-7} | 1.2×10^{-5} | 0.68 | 13.1 | 99% |

Tabela AI-IV. Tendências mensal (me) e decadal (d), coeficiente de correlação (r), valor t e significância estatística para as séries temporais de velocidade das correntes das águas profundas obtidas nas seções de exportação simuladas pelo OCCAM 1/12^o. NS = Não significativa considerando 90% de significância.

| Parâmetro | Seção | Tendência [unidade me ⁻¹] | Tendência [unidade d ⁻¹] | r | $ t $ | Significância |
|-------------------------------------|-------|--|---|-------|-------|---------------|
| Velocidade [cm s ⁻¹] | 1 | 9.7×10^{-5} | 0.01 | 0.21 | 3.09 | 99% |
| | 2 | 2.0×10^{-4} | 0.02 | 0.47 | 7.49 | 99% |
| | 3 | 6.4×10^{-5} | 0.01 | 0.32 | 4.87 | 99% |
| | 4 | -2.0×10^{-4} | -0.03 | -0.66 | 16.6 | 99% |
| | 5 | -7.0×10^{-5} | -0.01 | -0.58 | 10.1 | 99% |
| | 6 | -5.7×10^{-5} | -0.01 | -0.52 | 8.69 | 99% |
| | 7 | 1.3×10^{-5} | 0.001 | 0.06 | 0.90 | NS |
| | 8 | 3.4×10^{-7} | 4.0×10^{-5} | 0.00 | 0.01 | NS |
| | 9 | -2.0×10^{-4} | -0.02 | -0.47 | 7.49 | 99% |
| | 10 | 1.3×10^{-5} | 0.001 | 0.05 | 0.58 | NS |
| | 11 | 9.1×10^{-5} | 0.01 | 0.31 | 4.58 | 99% |
| | 12 | -8.8×10^{-5} | -0.01 | -0.15 | 2.15 | 95% |
| | 13 | 1.5×10^{-3} | 0.20 | 0.70 | 13.8 | 99% |
| | 14 | -7.7×10^{-5} | -0.01 | -0.50 | 8.13 | 99% |
| | 15 | -4.1×10^{-5} | 0.005 | -0.35 | 5.32 | 99% |
| | 16 | -7.5×10^{-5} | -0.01 | -0.52 | 8.64 | 99% |

Tabela AI-V. Tendências mensal (me) e decadal (d), coeficiente de correlação (r), valor t e significância estatística para as séries temporais de concentração (SIC) e espessura (SIT) do gelo marinho obtidas nos setores oceânicos determinados no estudo. NS = Não significativa considerando 90% de significância.

| Setor | Parâmetro | Tendência [unidade me ⁻¹] | Tendência [unidade d ⁻¹] | r | $ t $ | Significância |
|--------------------------|-----------|--|---|-------|-------|---------------|
| Mar de Weddell | SIC [%] | 1.8×10^{-5} | 2.2×10^{-3} | 0.00 | 0.10 | NS |
| | SIT [cm] | 1.0×10^{-3} | 1.2×10^{-1} | 0.45 | 7.19 | 99% |
| Oceano Índico | SIC [%] | 2.9×10^{-4} | 3.5×10^{-2} | 0.12 | 1.76 | 90% |
| | SIT [cm] | 2.6×10^{-4} | 3.1×10^{-2} | 0.29 | 4.32 | 99% |
| Oceano Pacífico Oeste | SIC [%] | 6.7×10^{-4} | 8.0×10^{-2} | 0.27 | 3.93 | 99% |
| | SIT [cm] | 4.9×10^{-4} | 6.0×10^{-2} | 0.50 | 8.16 | 99% |
| Mar de Ross | SIC [%] | -6.9×10^{-5} | -8.3×10^{-3} | -0.05 | 0.70 | NS |
| | SIT [cm] | 2.2×10^{-4} | 2.7×10^{-2} | 0.12 | 1.78 | 90% |
| Mares de B&A | SIC [%] | -2.0×10^{-4} | -2.4×10^{-2} | -0.12 | 1.65 | NS |
| | SIT [cm] | -2.8×10^{-4} | -3.4×10^{-2} | -0.23 | 3.42 | 99% |

Apêndice II: Médias climatológicas

Neste Apêndice são apresentadas as médias climatológicas observadas do WOD05 e simuladas pelo modelo OCCAM de temperatura potencial (θ) e de salinidade das camadas de água superficial, intermediária e profunda para as seções de exportação dos diferentes setores definidos para o oceano Austral. Os anos de amostragem considerados para elaboração das médias climatológicas observadas são indicados na tabela All-I. A climatologia do OCCAM considerou o período de simulação utilizado no estudo, *i.e.* 1988-2004.

Tabela All-I. Anos de amostragem dos dados do WOD05 considerados para elaboração das médias climatológicas observadas.

| Seção | Anos de Observação |
|-------|---|
| 1 | 1976, 1978, 1980-81, 1985-87, 1989-93, 1996-99, 2005, 2008-09 |
| 2 | 1976, 1981, 1983, 1986, 1991-93 |
| 3 | 1973, 1983, 1987, 1995, 1997, 1999 |
| 4 | 1970, 1973, 1978, 1983, 1985-92, 1994-96, 2005 |
| 5 | 1977, 1980-81, 1983-84, 1986, 1989, 1991-92, 1996, 1998-2000, 2002, 2005 |
| 6 | 1971, 1975, 1977, 1980-83, 1991-92, 1994, 1999, 2002-03 |
| 7 | 1972-1974, 1978-1981, 1983-86, 1990, 1993-96 |
| 8 | 1973-75, 1979-1985, 1987, 1992-94, 1996-97, 2001, 2003, 2006 |
| 9 | 1971, 1973, 1976, 1979-1983, 1985, 1987, 1990-92, 1994, 1996, 2003, 2005-07 |
| 10 | 1970, 1983, 1995-1997, 1999, 2002, 2005, 2007 |
| 11 | 1970-71, 1978-79, 1981, 1983, 1988, 1991, 1993-96, 1998, 2000-02, 2004 |
| 12 | 1973, 1977, 1979, 1981, 1983-88, 1993, 1995-96, 2001-02 |
| 13 | 1970, 1972-73, 1975, 1978-79, 1981-82, 1984-86, 1988, 1992, 1995, 2003-05 |
| 14 | 1972, 1976-1979, 1984, 1992, 1994, 1996-99, 2003-04 |
| 19 | 1970, 1973-74, 1976, 1978, 1982, 1985, 1990, 1992-1994, 2001-02 |

Tabela AII-II. Média climatológica e desvio padrão da temperatura potencial e salinidade observada e simulada pelo OCCAM 1/12° das camadas superficial, intermediária e profunda para as respectivas seções de exportação dos Setores Mar de Weddell e Oceano Índico.

| Seção | Camada da coluna d'água | θ [°C] | | S | |
|-------|--|---------------|---------------|--------------|---------------|
| | | Média WOD05 | Desvio WOD05 | Média WOD05 | Desvio WOD05 |
| | | Média Modelo | Desvio Modelo | Média Modelo | Desvio Modelo |
| 1 | Superficial | -1.045 | 0.673 | 32.965 | 2.266 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.634 | 0.088 | 34.230 | 0.056 |
| | Intermediária | -0.237 | 0.760 | 34.616 | 0.079 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.017 | 0.782 | 34.625 | 0.078 |
| | Profunda | -0.369 | 0.342 | 34.649 | 0.022 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.395 | 0.328 | 34.653 | 0.029 |
| 2 | Superficial | -0.718 | 1.177 | 33.976 | 0.345 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.729 | 0.052 | 34.262 | 0.053 |
| | Intermediária | 0.376 | 0.719 | 34.670 | 0.061 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.149 | 0.878 | 34.614 | 0.090 |
| | Profunda | -0.123 | 0.317 | 34.667 | 0.021 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.368 | 0.293 | 34.660 | 0.017 |
| 3 | Superficial | -1.474 | 0.376 | 34.098 | 0.195 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.695 | 0.121 | 34.295 | 0.076 |
| | Intermediária | -0.142 | 0.771 | 34.618 | 0.084 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.373 | 0.525 | 34.654 | 0.057 |
| | Profunda | -0.450 | 0.625 | 34.664 | 0.038 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.240 | 0.165 | 34.667 | 0.005 |
| 4 | Superficial | -1.006 | 0.927 | 34.004 | 0.288 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.666 | 0.140 | 34.245 | 0.088 |
| | Intermediária | 0.182 | 0.587 | 34.636 | 0.068 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.589 | 0.279 | 34.674 | 0.034 |
| | Profunda | -0.121 | 0.193 | 34.670 | 0.016 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.285 | 0.220 | 34.667 | 0.006 |
| 5 | Superficial | -0.971 | 1.275 | 34.254 | 0.164 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.658 | 0.156 | 34.241 | 0.103 |
| | Intermediária | 0.421 | 0.531 | 34.674 | 0.045 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.543 | 0.282 | 34.677 | 0.035 |
| | Profunda | -0.165 | 0.153 | 34.663 | 0.008 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.274 | 0.195 | 34.667 | 0.006 |
| 6 | Superficial | -0.949 | 1.107 | 34.012 | 0.589 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.592 | 0.333 | 34.098 | 0.093 |
| | Intermediária | 0.504 | 0.399 | 34.677 | 0.040 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.752 | 0.332 | 34.682 | 0.029 |
| | Profunda | -0.104 | 0.168 | 34.672 | 0.016 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.180 | 0.168 | 34.670 | 0.004 |
| 7 | Superficial | -1.176 | 0.876 | 33.502 | 3.511 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.671 | 0.298 | 34.092 | 0.104 |
| | Intermediária | 0.828 | 0.414 | 34.696 | 0.026 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.614 | 0.347 | 34.669 | 0.043 |
| | Profunda | -0.141 | 0.182 | 34.661 | 0.014 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.146 | 0.178 | 34.670 | 0.003 |
| 8 | Superficial | -0.361 | 1.102 | 34.065 | 0.289 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.437 | 0.598 | 34.038 | 0.201 |
| | Intermediária | 0.896 | 0.627 | 34.698 | 0.049 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.755 | 0.509 | 34.685 | 0.040 |
| | Profunda | -0.060 | 0.232 | 34.665 | 0.019 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.128 | 0.154 | 34.674 | 0.004 |
| 9 | Superficial | -0.581 | 0.987 | 33.847 | 0.466 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.690 | 0.324 | 34.067 | 0.128 |
| | Intermediária | 0.784 | 0.861 | 34.691 | 0.071 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.486 | 0.648 | 34.658 | 0.073 |
| | Profunda | -0.188 | 0.601 | 34.654 | 0.048 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.006 | 0.089 | 34.679 | 0.002 |

Tabela AII-III. Média climatológica e desvio padrão da temperatura potencial e salinidade observada e simulada pelo OCCAM 1/12° das camadas superficial, intermediária e profunda para as respectivas seções de exportação dos Setores Oceano Pacífico Oeste, Mar de Ross e Mares de B&A.

| Seção | Camada da coluna d'água | θ | | S | |
|-------|--|-----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| | | Média WOD05 Média Modelo | Desvio WOD05 Desvio Modelo | Média WOD05 Média Modelo | Desvio WOD05 Desvio Modelo |
| 10 | Superficial | 0.707 | 1.237 | 34.195 | 0.285 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.423 | 0.416 | 34.052 | 0.139 |
| | Intermediária | 1.101 | 0.426 | 34.708 | 0.021 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.727 | 0.510 | 34.683 | 0.044 |
| | Profunda | -0.003 | 0.158 | 34.675 | 0.009 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.095 | 0.132 | 34.682 | 0.003 |
| 11 | Superficial | 0.473 | 1.236 | 34.230 | 0.296 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.036 | 0.623 | 33.998 | 0.173 |
| | Intermediária | 0.709 | 0.849 | 34.661 | 0.066 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.725 | 0.596 | 34.687 | 0.049 |
| | Profunda | -0.887 | 0.566 | 34.616 | 0.052 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.050 | 0.156 | 34.683 | 0.011 |
| 12 | Superficial | -0.791 | 1.160 | 33.882 | 0.465 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.557 | 0.316 | 34.046 | 0.171 |
| | Intermediária | 0.266 | 0.970 | 34.659 | 0.085 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.259 | 0.389 | 34.645 | 0.047 |
| | Profunda | -0.167 | 0.536 | 34.676 | 0.041 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.049 | 0.027 | 34.683 | 0.000 |
| 13 | Superficial | -1.021 | 0.501 | 34.270 | 0.162 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.535 | 0.275 | 34.237 | 0.060 |
| | Intermediária | 0.351 | 0.460 | 34.657 | 0.062 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.923 | 0.441 | 34.706 | 0.030 |
| | Profunda | -0.264 | 0.420 | 34.711 | 0.031 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.158 | 0.327 | 34.679 | 0.023 |
| 14 | Superficial | -0.967 | 0.555 | 34.207 | 0.174 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -1.430 | 0.589 | 34.141 | 0.147 |
| | Intermediária | 0.574 | 0.741 | 34.671 | 0.070 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.937 | 0.664 | 34.696 | 0.056 |
| | Profunda | -1.271 | 0.839 | 34.662 | 0.078 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.341 | 0.720 | 34.703 | 0.063 |
| 19 | Superficial | -0.748 | 0.978 | 34.013 | 0.454 |
| | $\gamma^n \leq 27.9 \text{ kg m}^{-3}$ | -0.867 | 1.256 | 33.995 | 0.280 |
| | Intermediária | 1.100 | 0.396 | 34.714 | 0.016 |
| | $28.0 \leq \gamma^n < 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 1.022 | 0.456 | 34.714 | 0.015 |
| | Profunda | 0.398 | 0.027 | 34.704 | 0.003 |
| | $\gamma^n \geq 28.26 \text{ kg m}^{-3}$ | 0.209 | 0.015 | 34.703 | 0.000 |

Apêndice III: Séries temporais de θ e S

Neste Apêndice são apresentadas as séries temporais da temperatura potencial (θ) e da salinidade média das águas profundas para as seções de exportação e produção dos diferentes setores definidos para o oceano Austral.

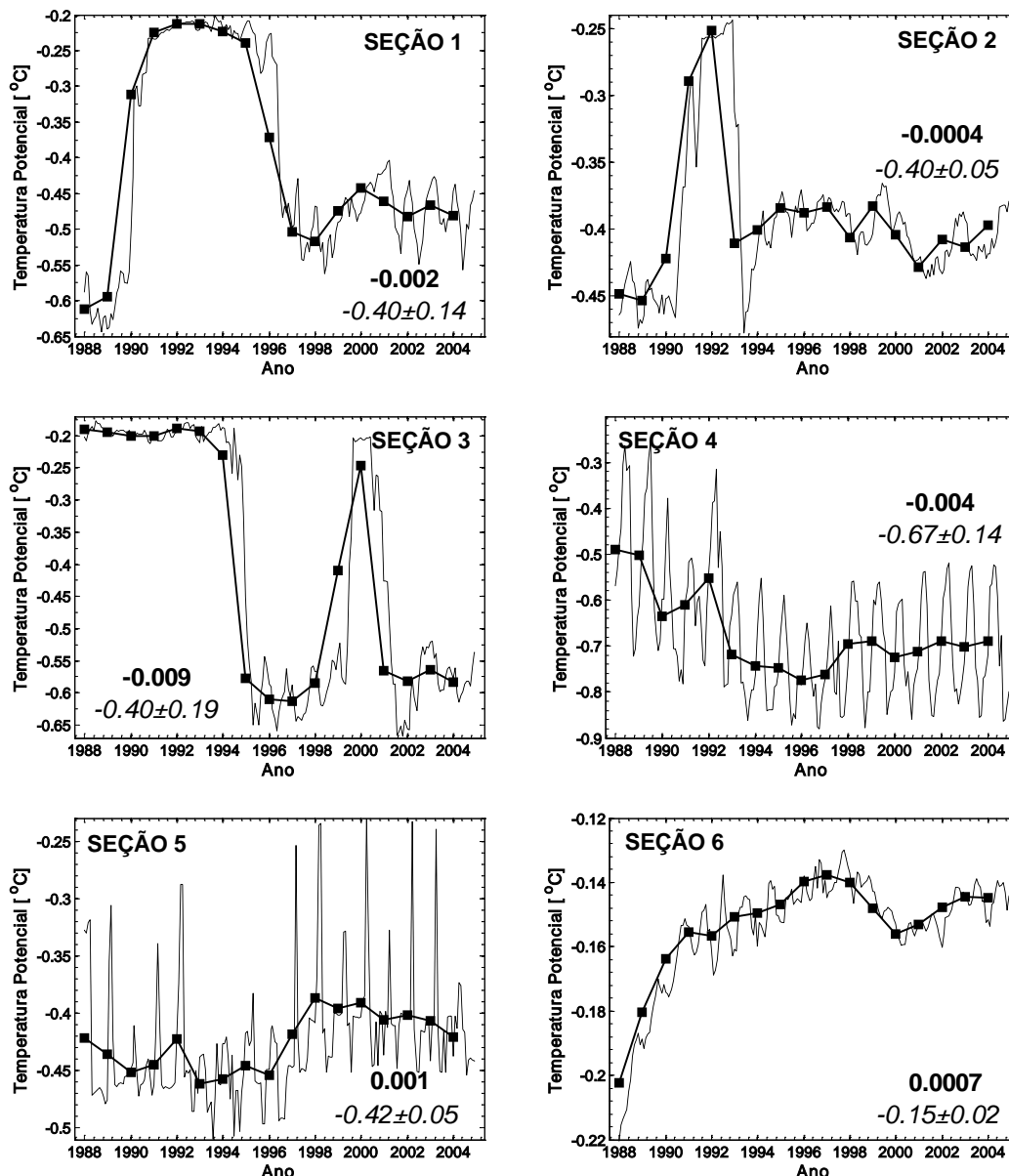


Figura AIII-1. Série temporal da média mensal e anual da temperatura potencial [°C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C d⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados.

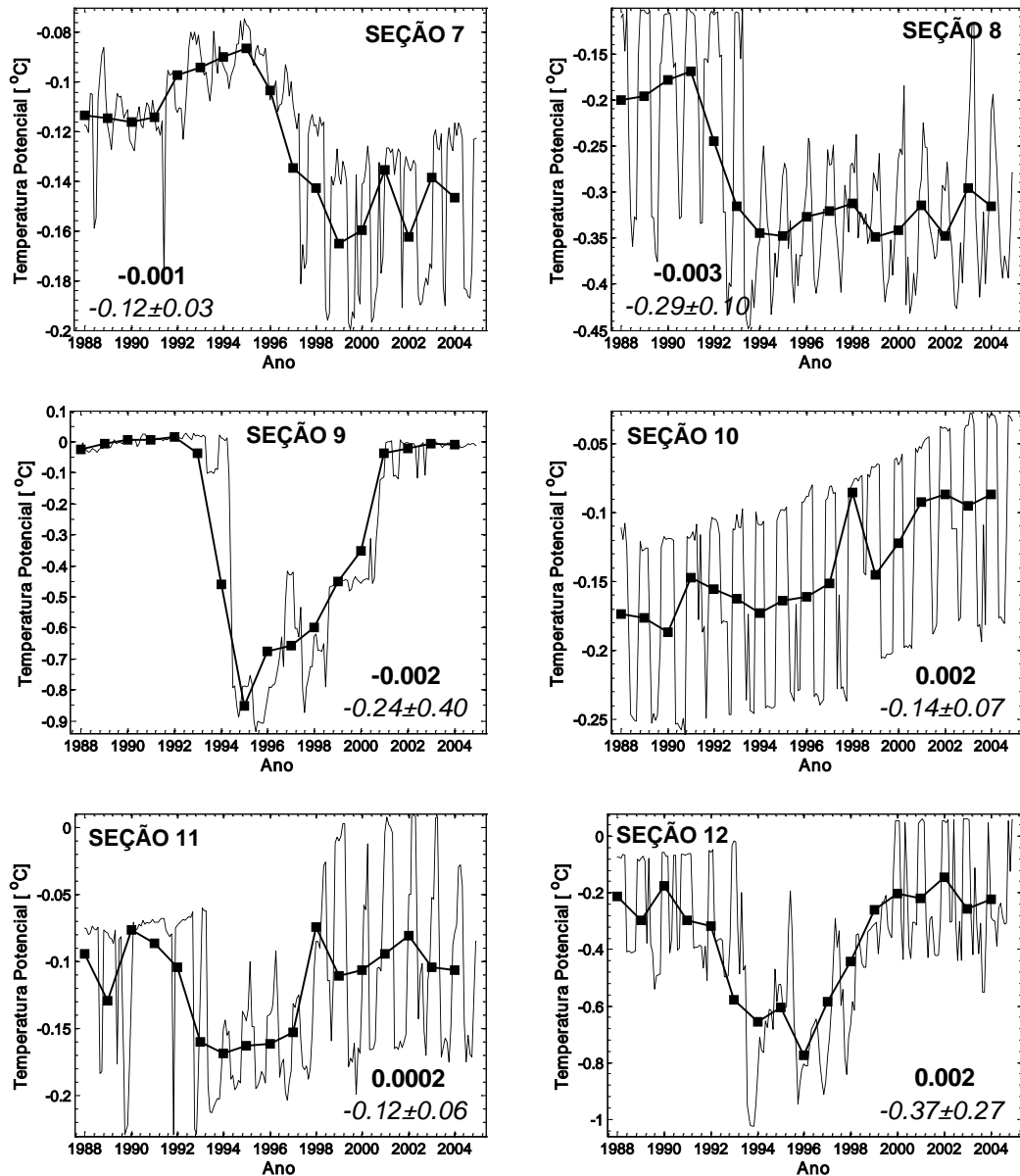


Figura AIII-2. Assim como a legenda da Figura AIII-1, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

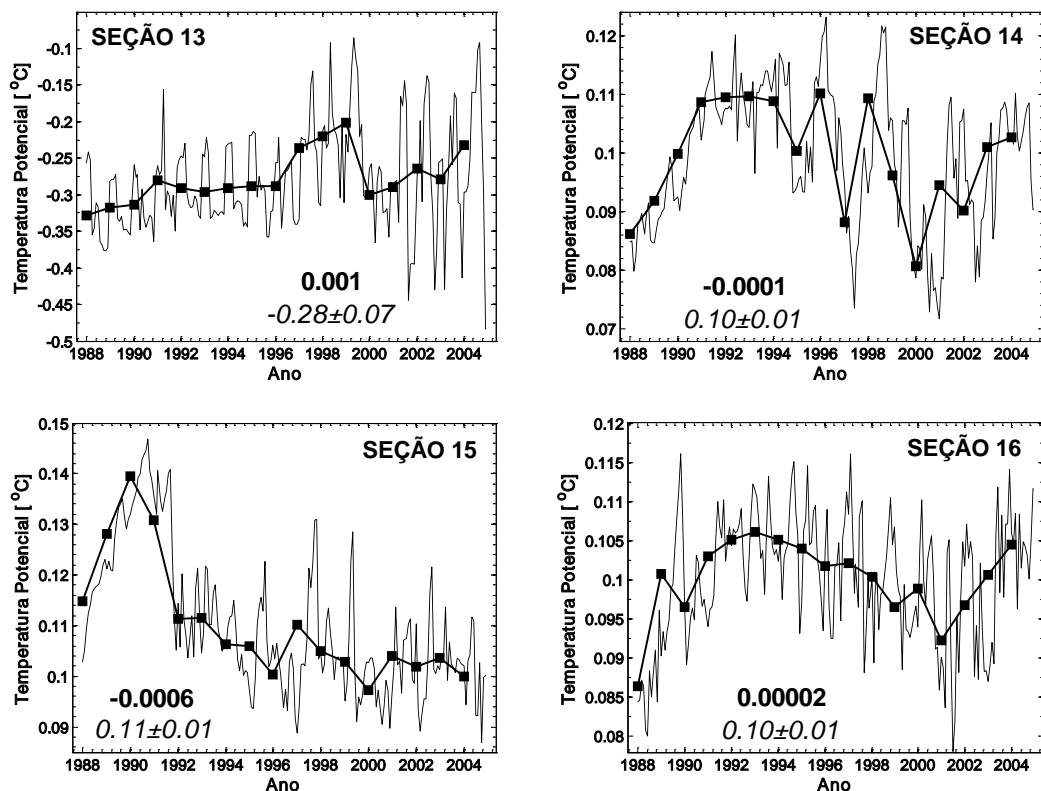


Figura AIII-3. Assim como a legenda da Figura AIII-1, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

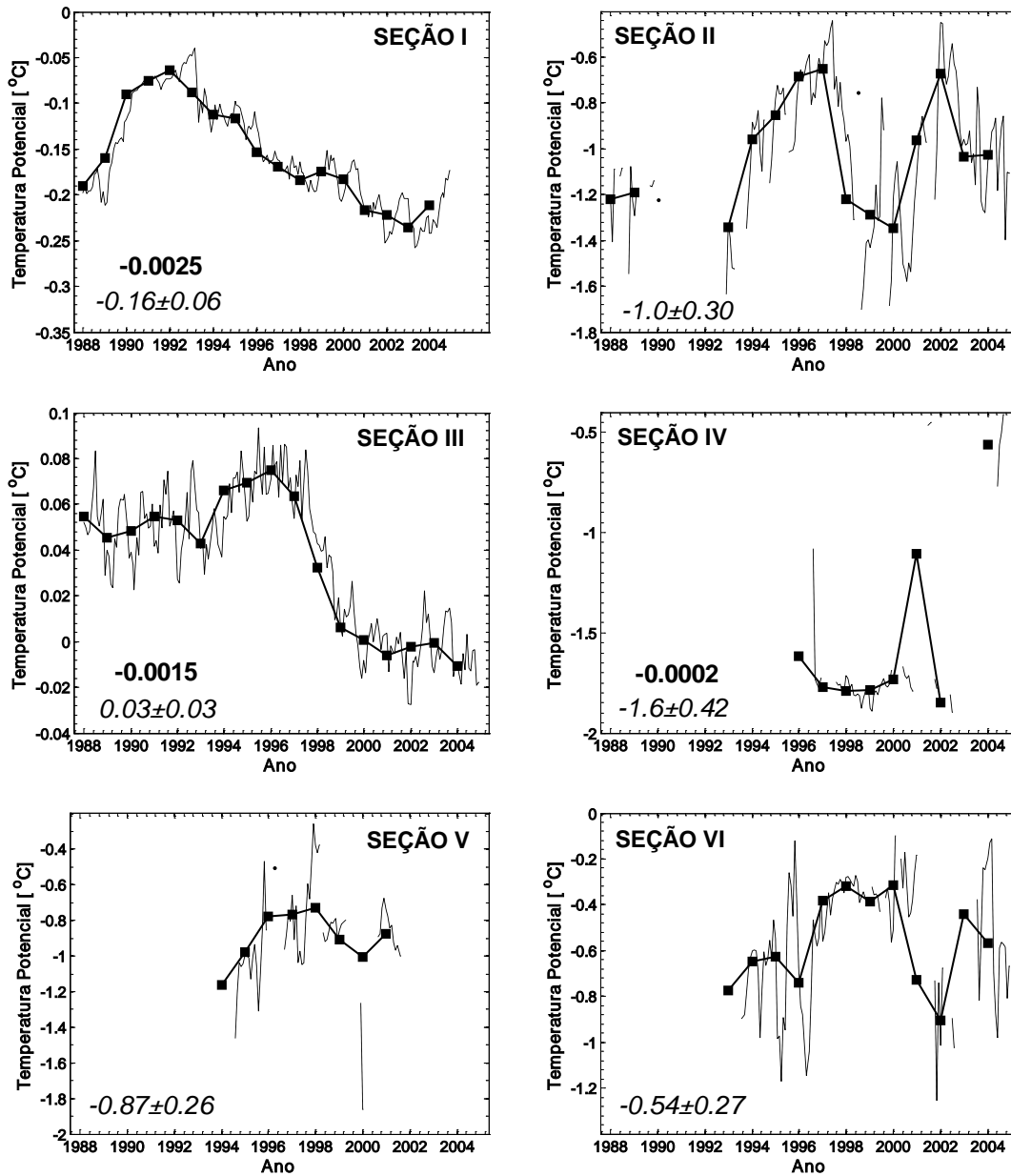


Figura All-4. Série temporal da média mensal e anual da temperatura potencial [°C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) de produção simulada a partir do modelo OCCAM 1/12° ao redor do oceano Austral. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados. A ausência dos valores de tendência em algumas seções deve-se a não produção de água profunda durante certos períodos simulados.

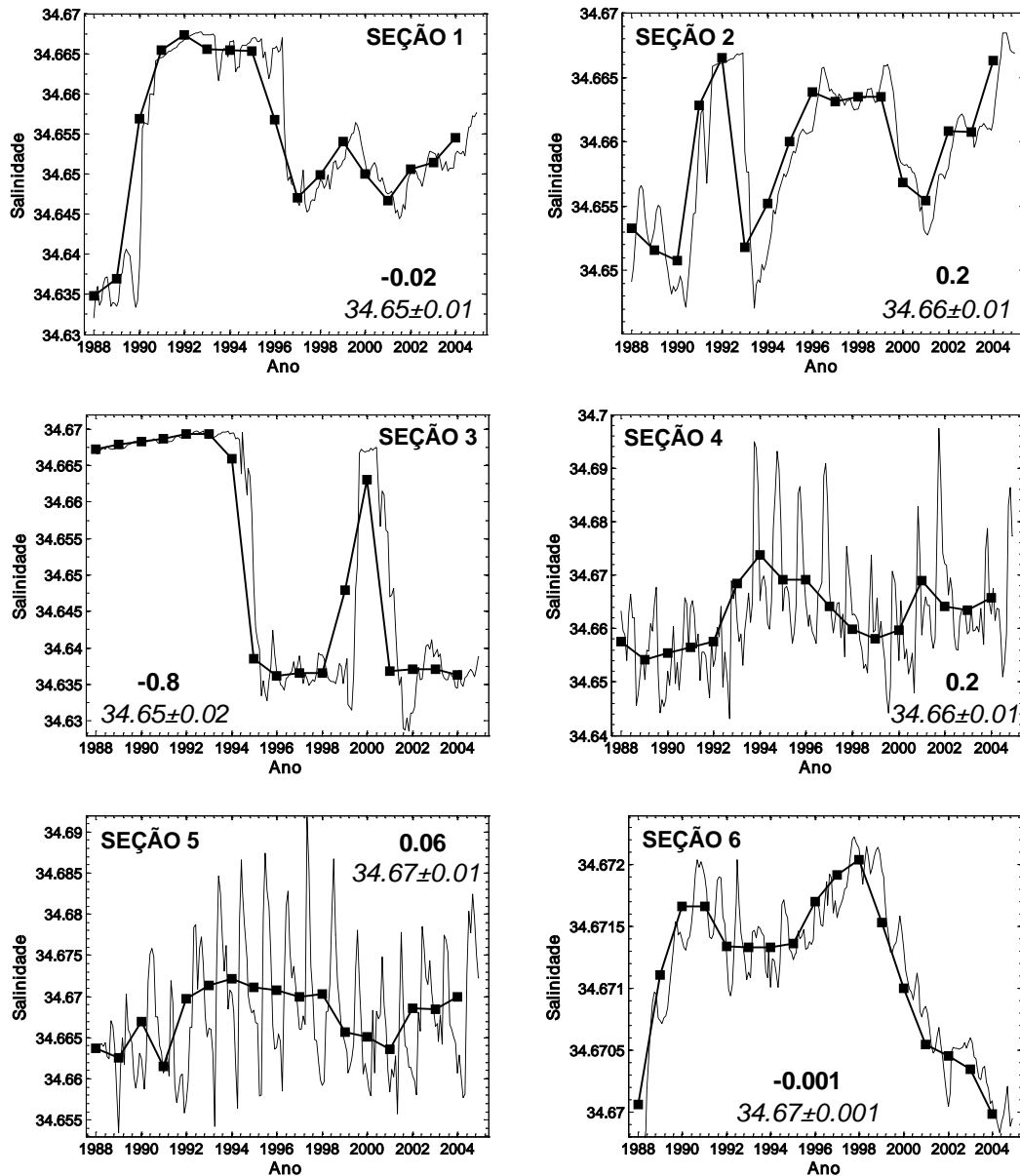


Figura AIII-5. Série temporal da média mensal e anual da salinidade das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM $1/12^\circ$. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\times 10^{-3}$ década $^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados.

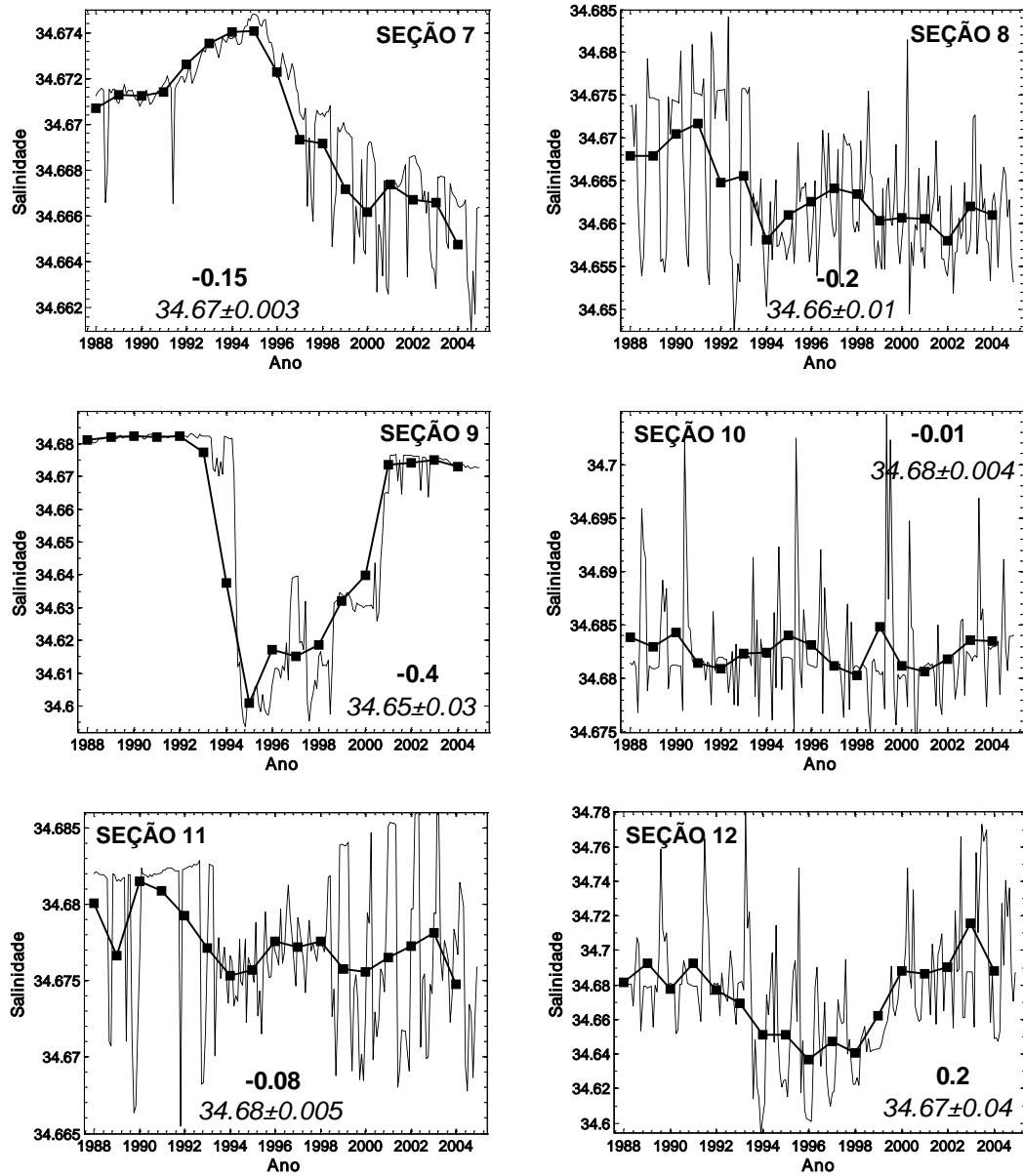


Figura AIII-6. Assim como a legenda da Figura AIII-5, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

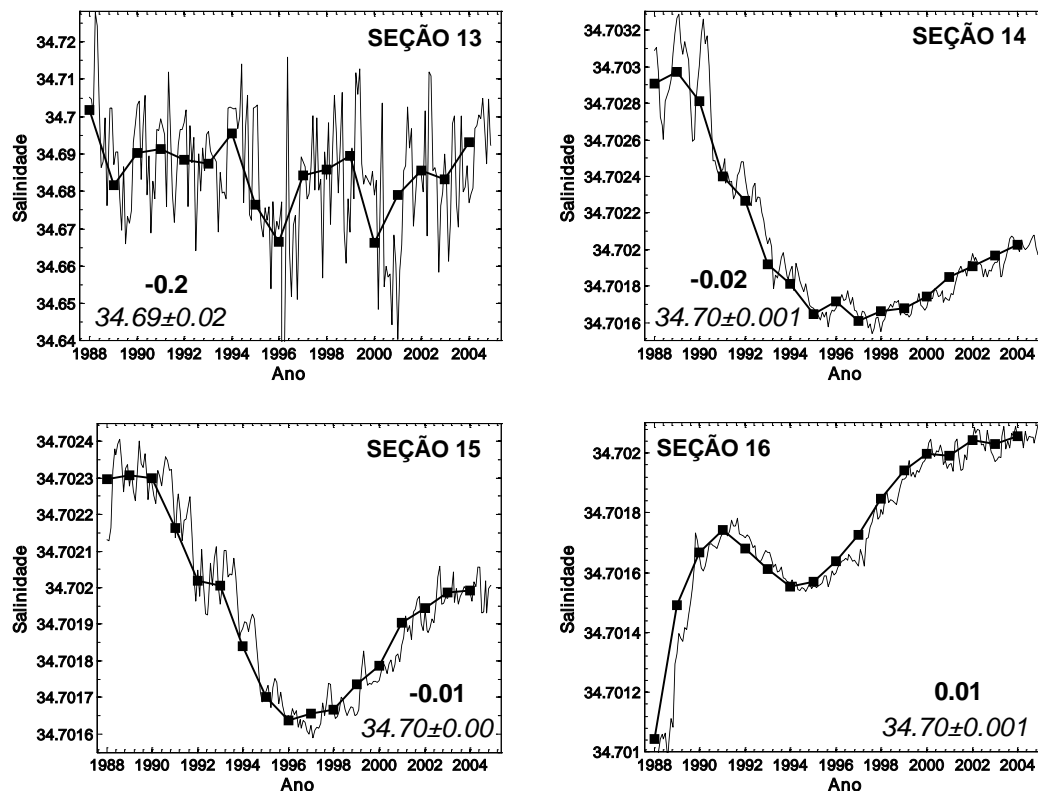


Figura AIII-7. Assim como a legenda da Figura AIII-5, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

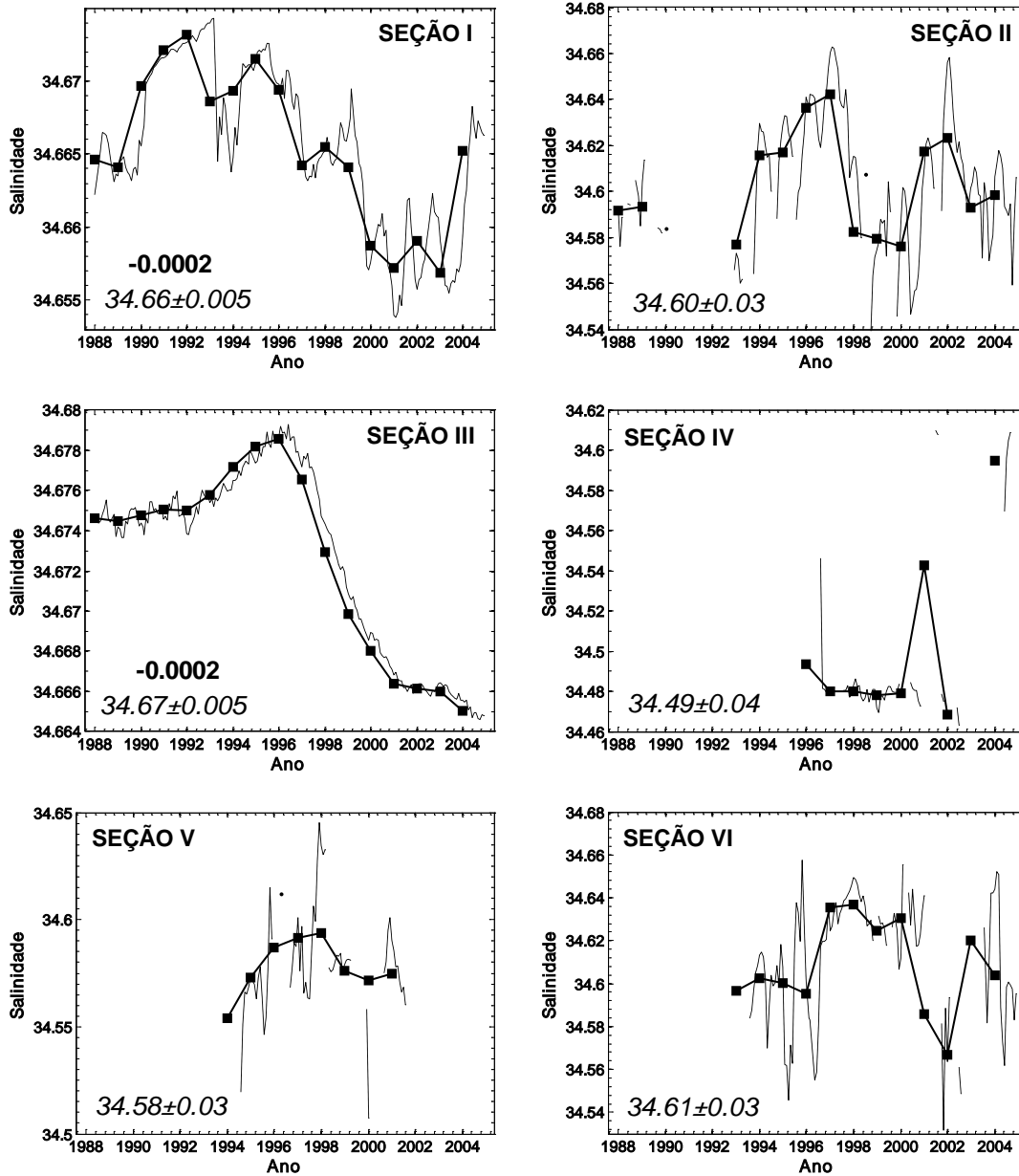


Figura AIII-8. Série temporal da média mensal e anual da salinidade das águas profundas para as seções (conforme indicado) de produção simulada a partir do modelo OCCAM 1/12° ao redor do oceano Austral. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados. A ausência dos valores de tendência em algumas seções deve-se a não produção de água profunda durante certos períodos simulados.

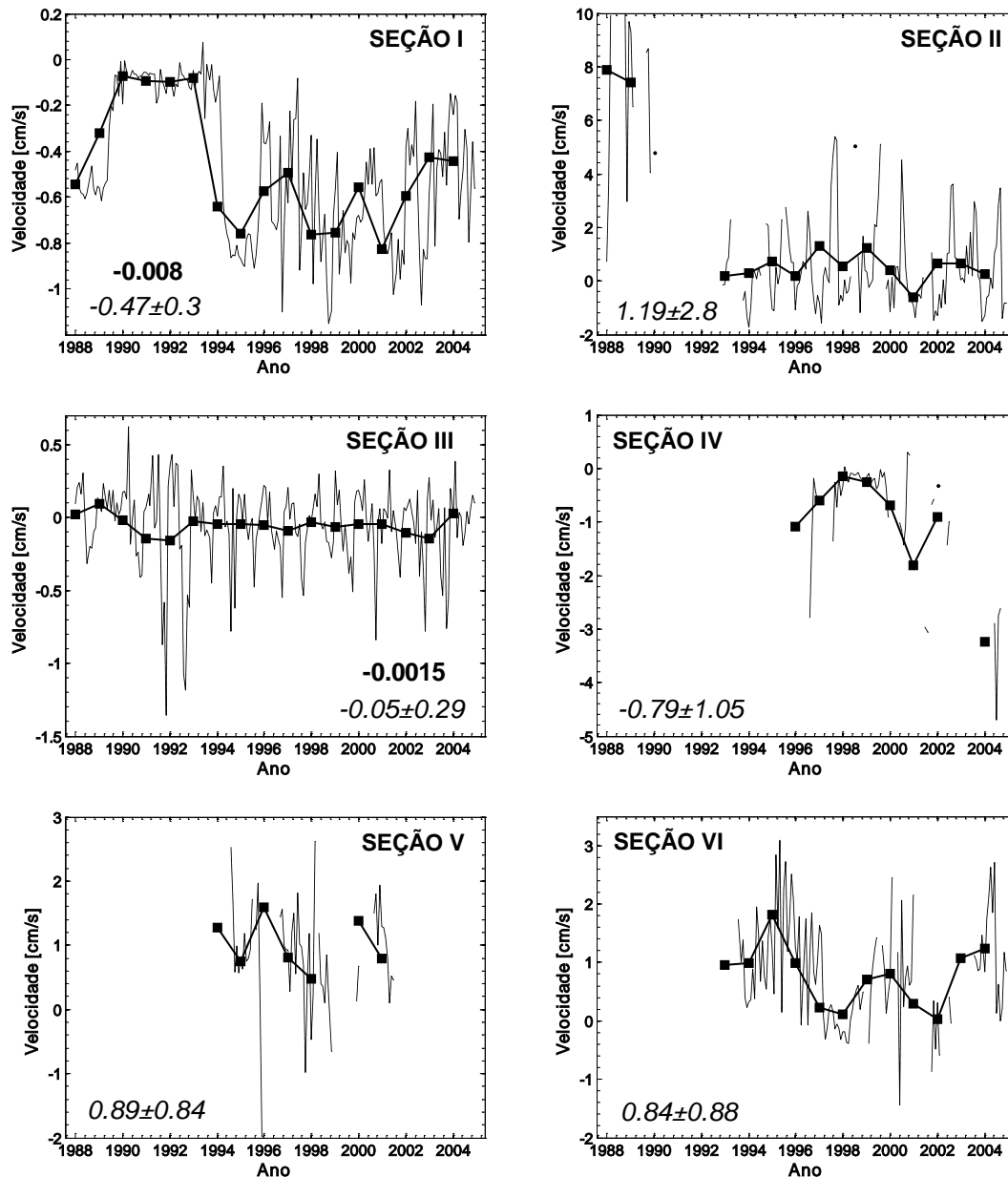


Figura AIII-9. Série temporal da média mensal e anual da velocidade [cm s⁻¹] perpendicular a batimetria das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [cm s⁻¹ década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

Apêndice IV: Mapas de composição

Neste Apêndice são apresentados os mapas de composição da SIC, da SIT, das componentes zonais e meridionais do estresse do vento e as anomalias do transporte de volume das águas profundas das seções de exportação de número 2, 4-9, 11-12 e 15-16.

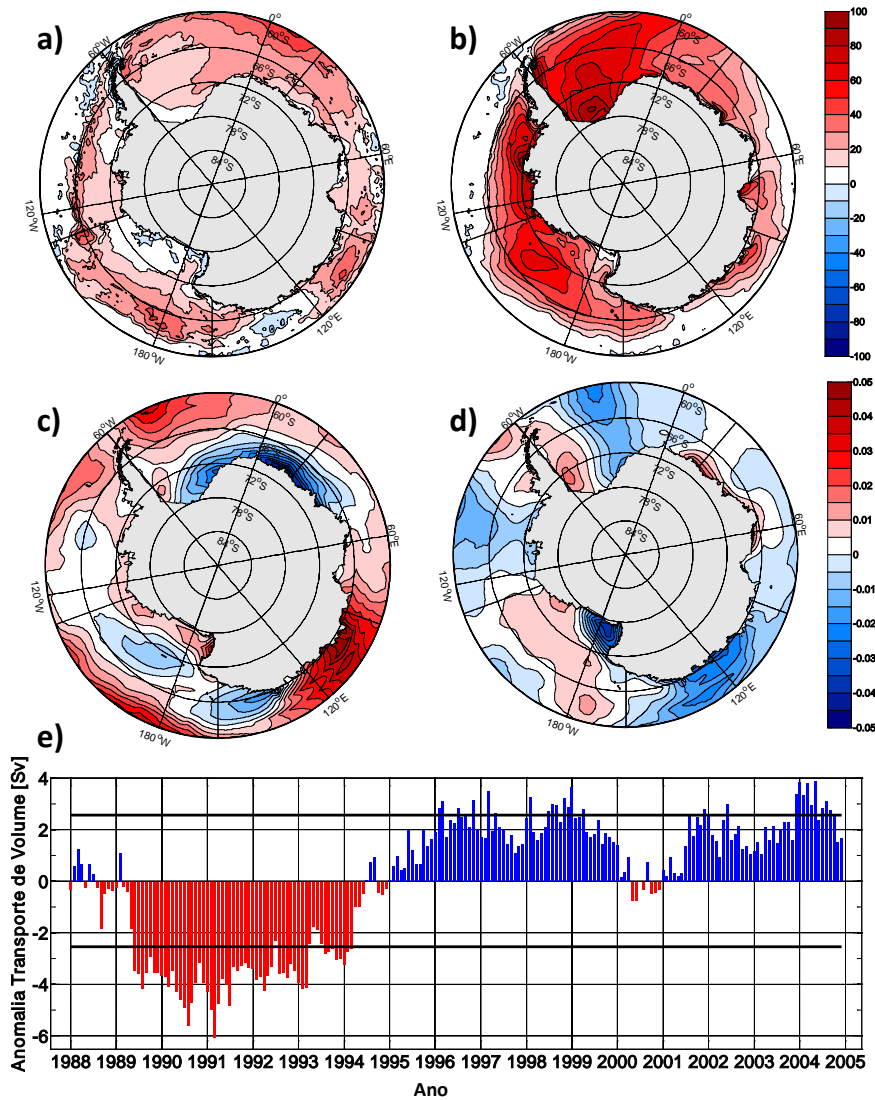


Figura AIV-10. Mapas de diferenças da composição da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 2 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

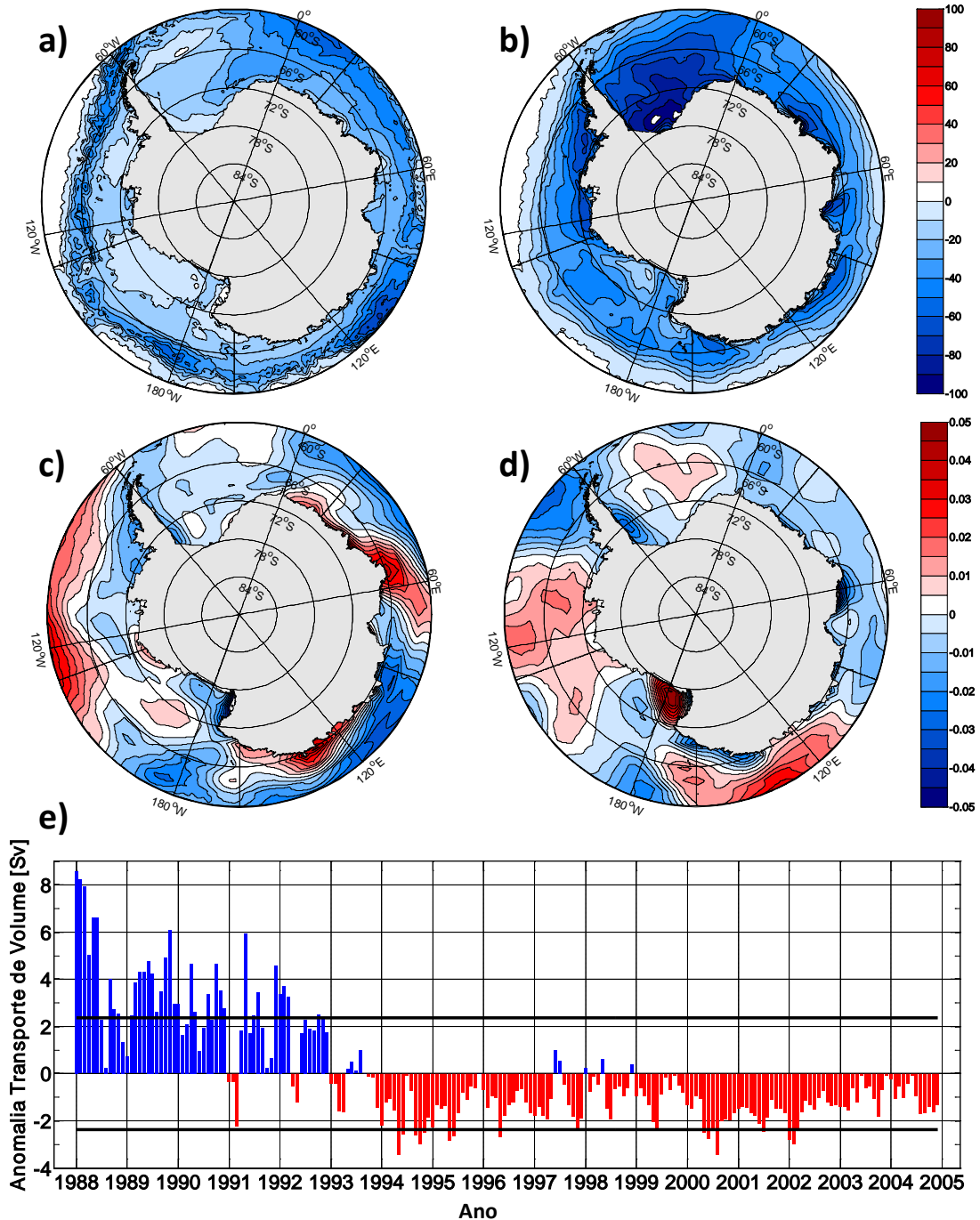


Figura AIV-11. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 4 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

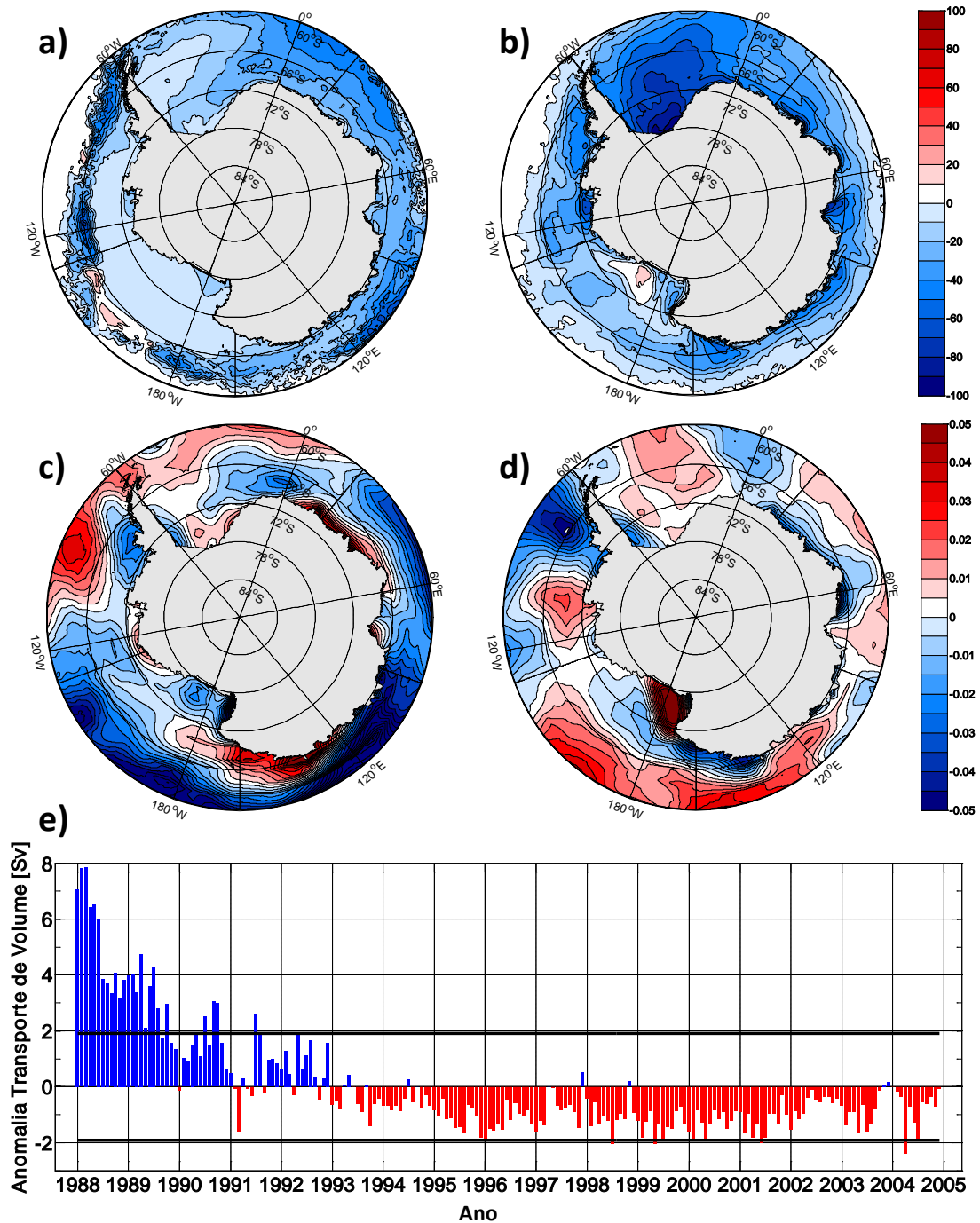


Figura AIV-12. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 5 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

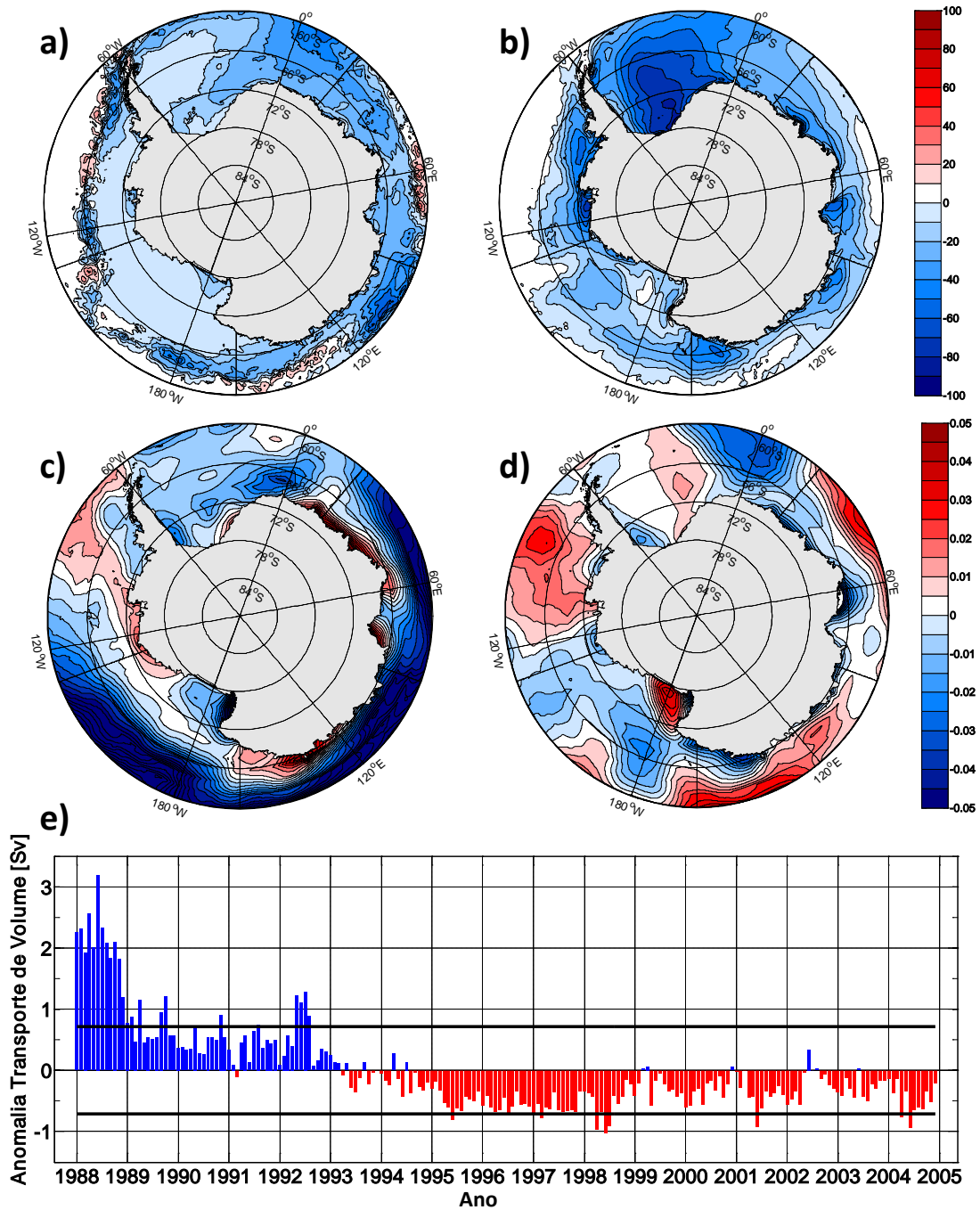


Figura AIV-13. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 6 do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

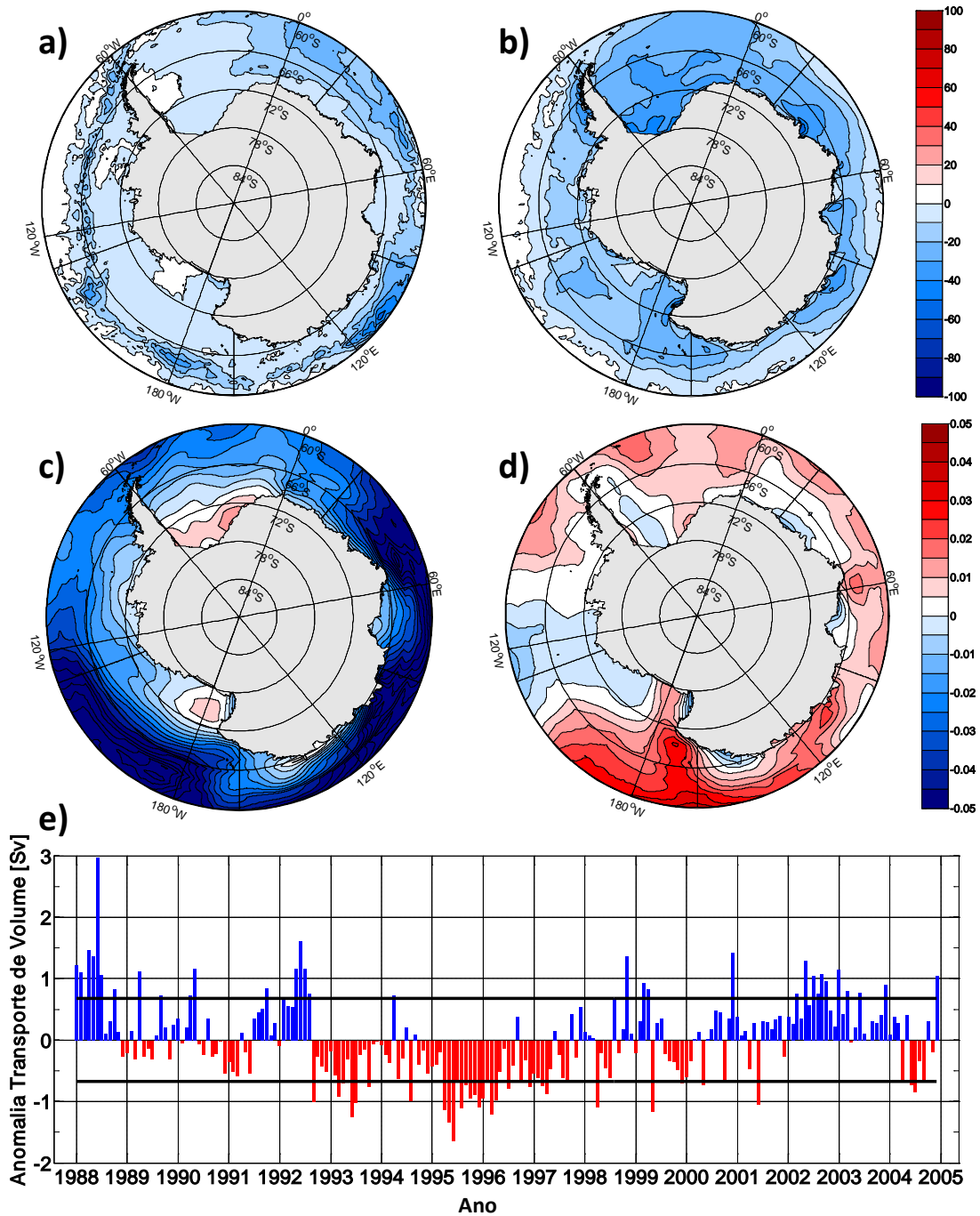


Figura AIV-14. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 7 do Setor Oceano Índico. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

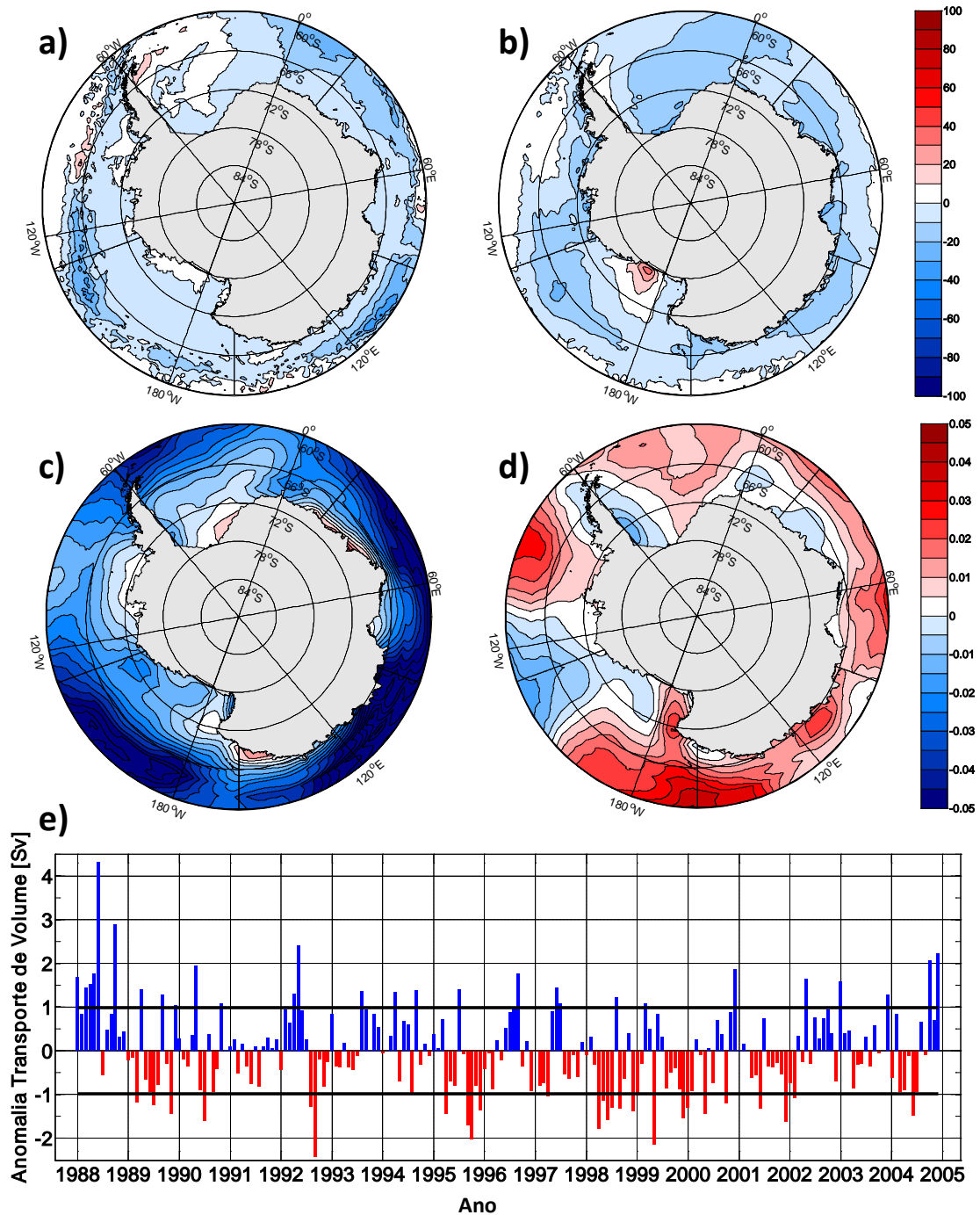


Figura AIV-15. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N\ m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 8 do Setor Oceano Índico. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

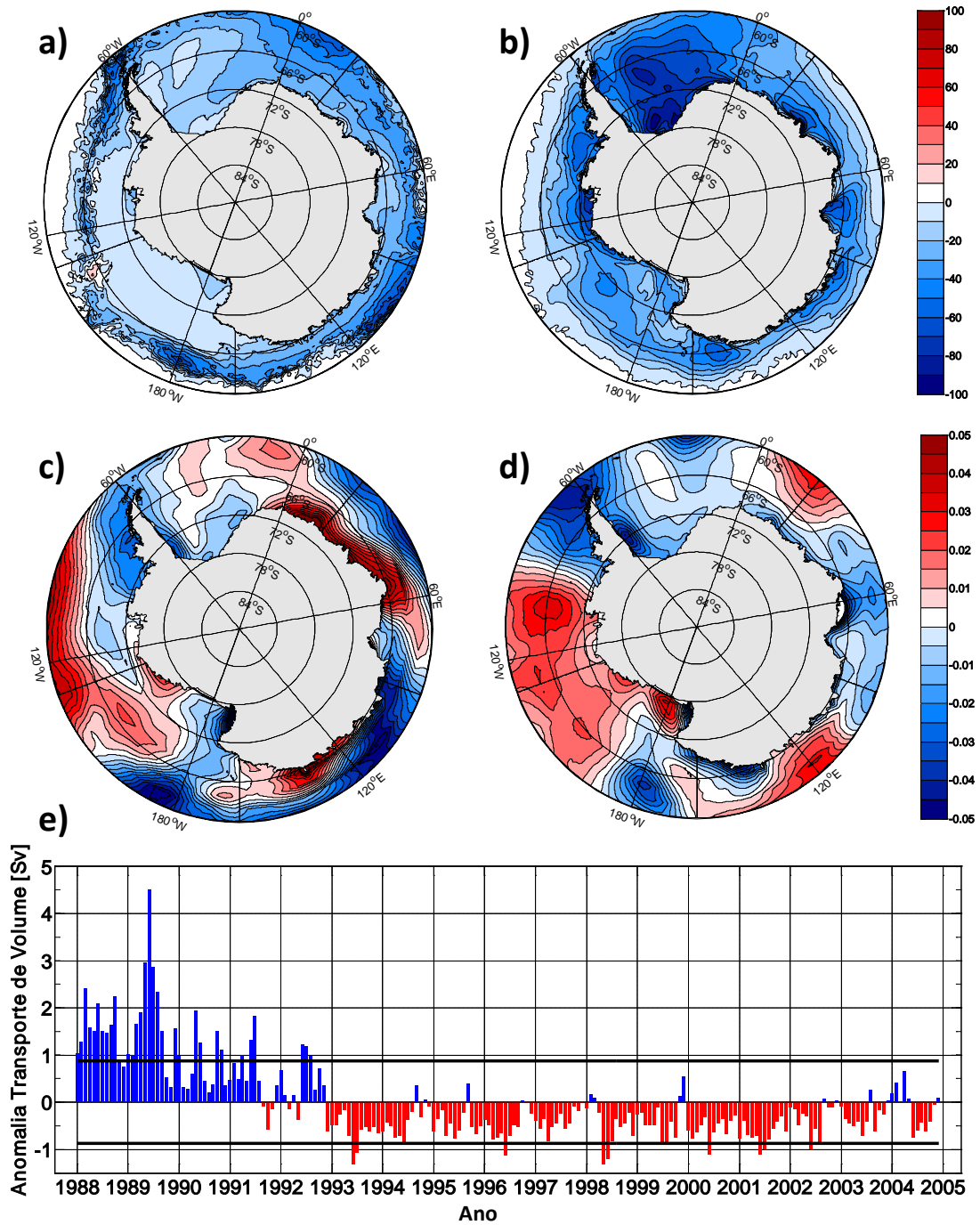


Figura AIV-16. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 9 do Setor Oceano Índico. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

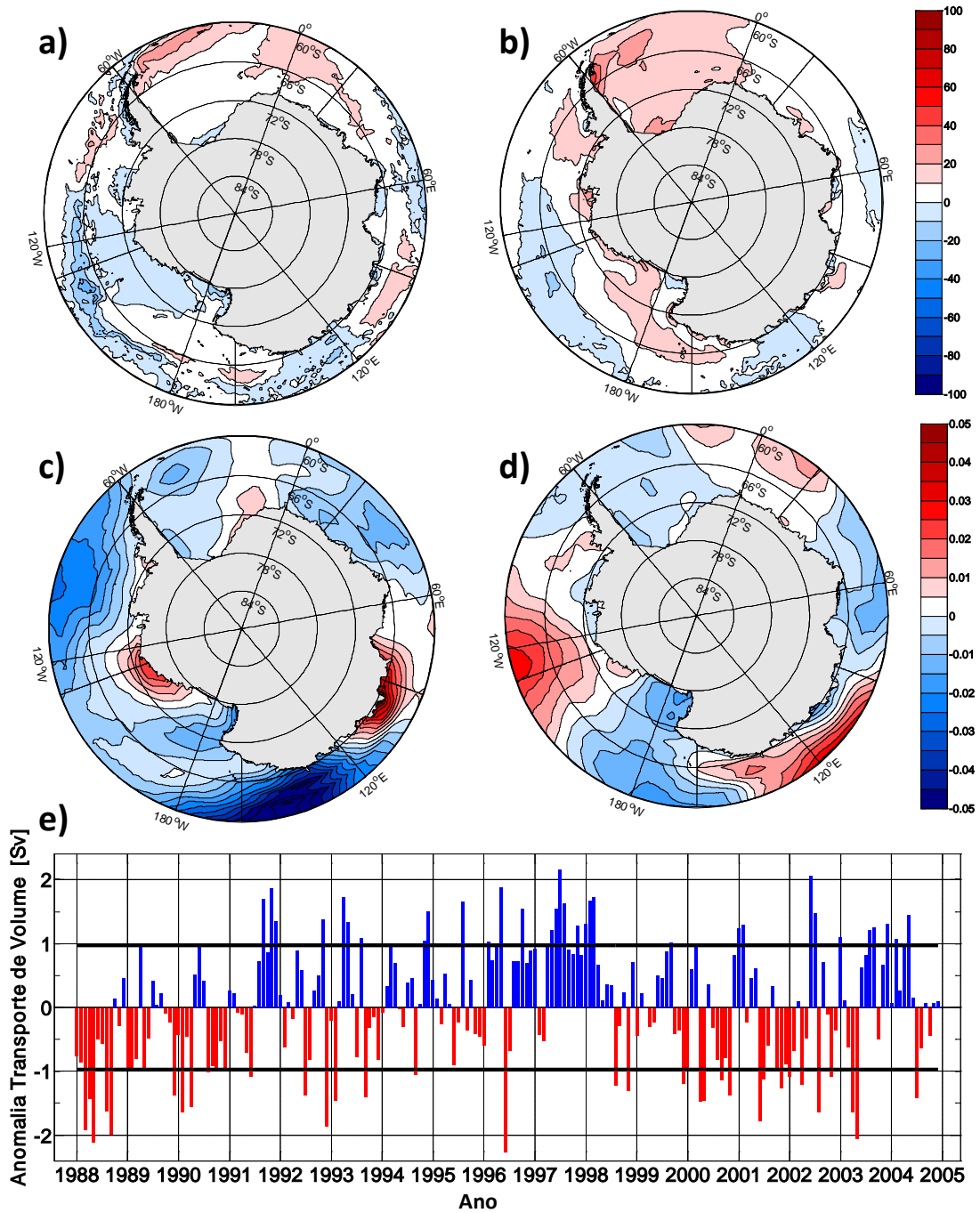


Figura AIV-17. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 11 do Setor Oceano Pacífico Oeste. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

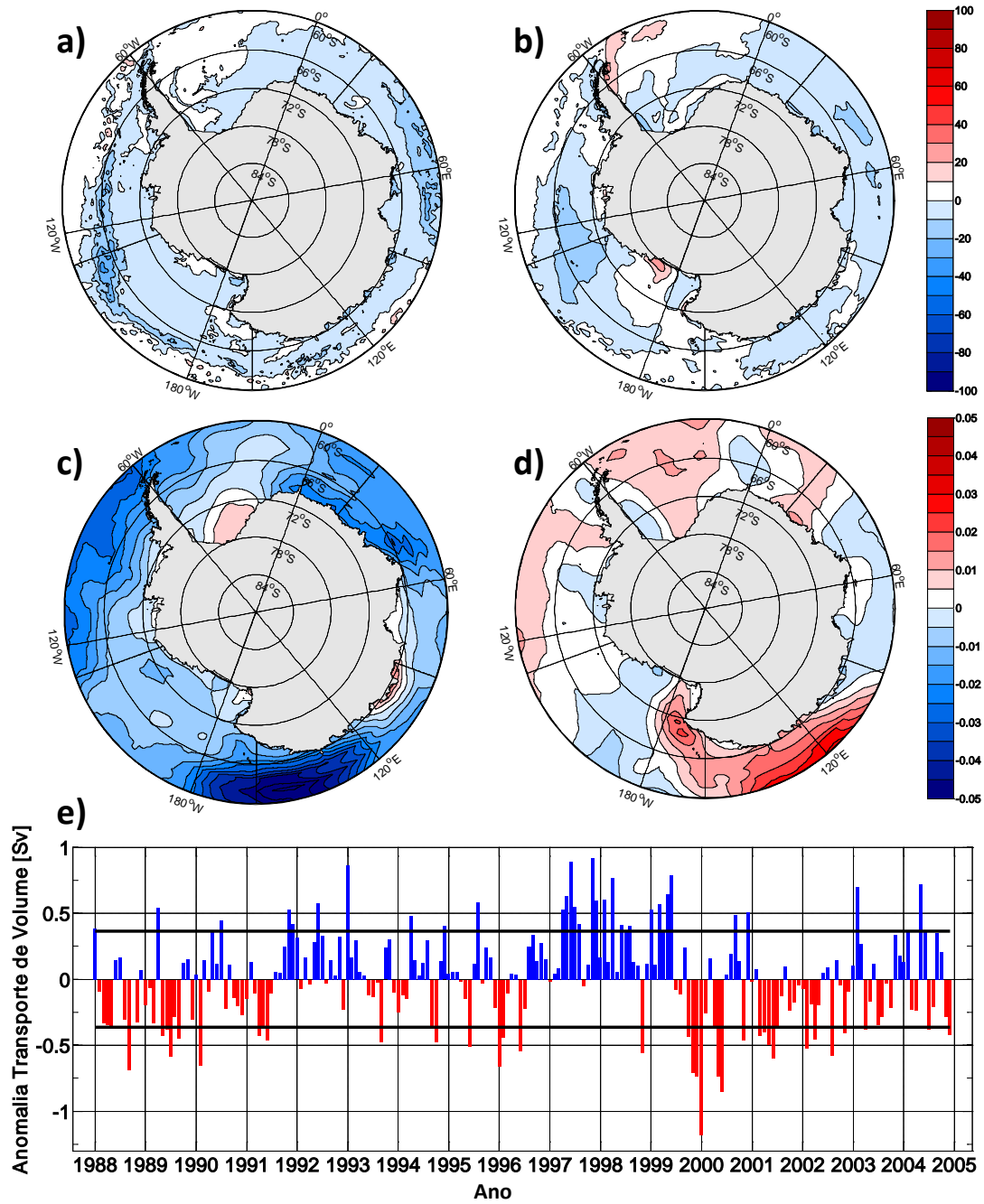


Figura AIV-18. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 12 do Setor Oceano Pacífico Oeste. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

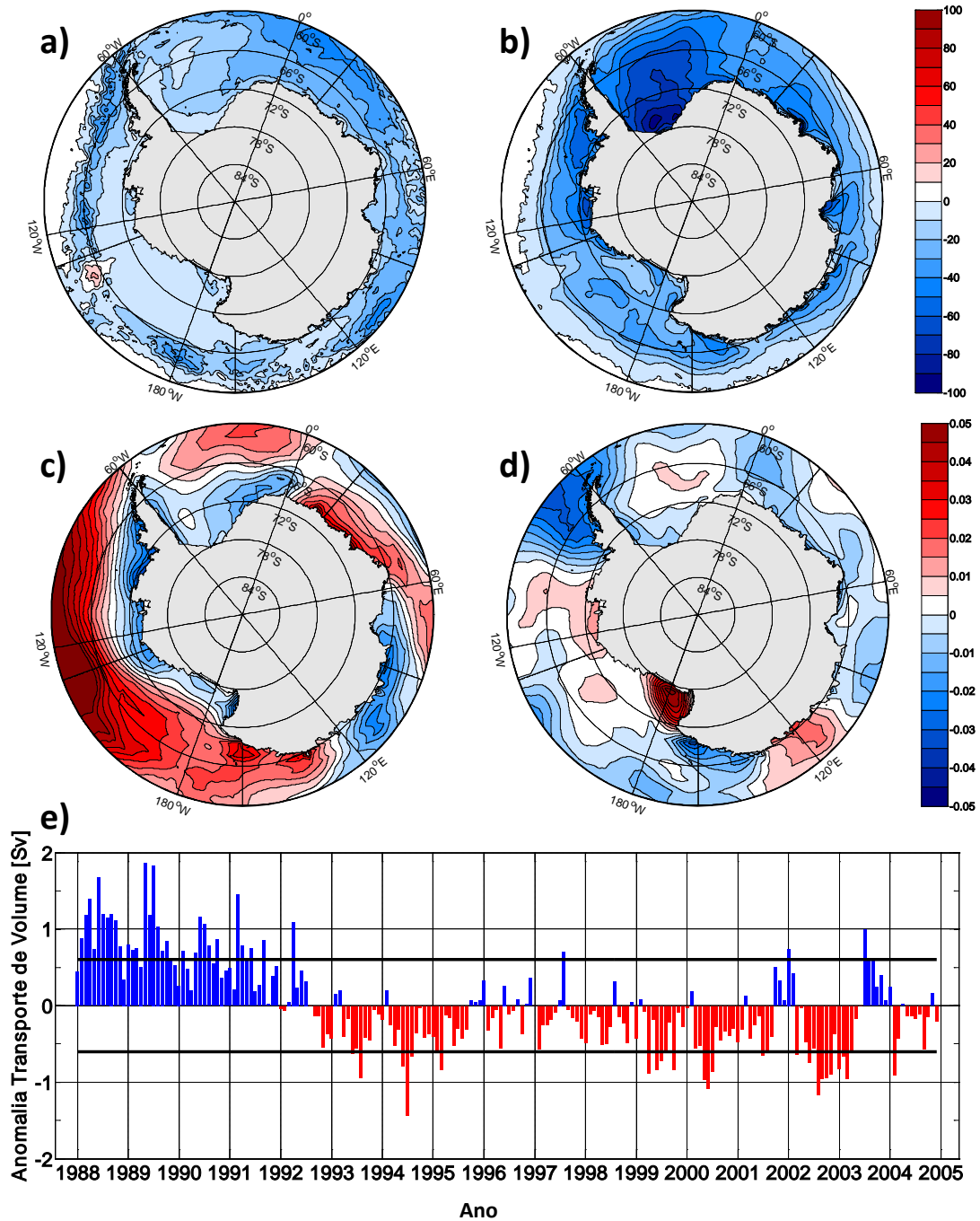


Figura AIV-19. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [N m^{-2}] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 15 do Setor Mar de Ross. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

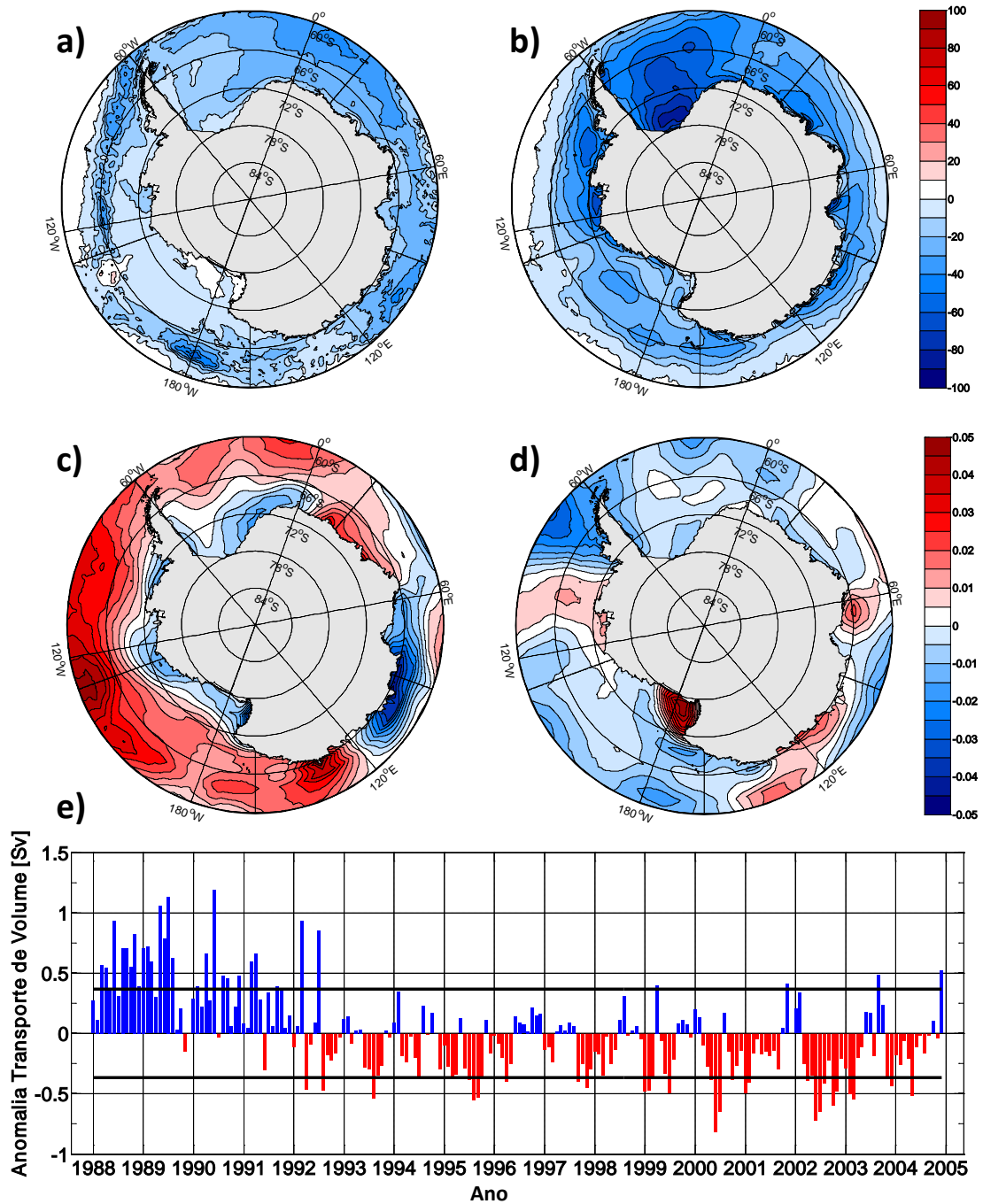


Figura AIV-20. Mapas de diferenças da *de composição* da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume da AABW na Seção 16 do Setor Mar de Ross. As linhas pretas em (e) marcam os períodos máximos e mínimos utilizados para elaboração dos mapas de composição.

Produção Bibliográfica Associada

Artigos científicos em preparação, submetidos e/ou aceitos dentro do contexto de estudo executado nesta Tese de Doutorado

Kerr, R., Heywood, K.J., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (a ser submetido para *Ocean Sciences – SASSI Especial Issue*). On the export of dense water from the Weddell and Ross Seas.

Kerr, R., Heywood, K.J., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (a ser submetido para *Geophysical Research Letters*). Lateral export and spreading of Antarctic Bottom Water regional varieties to the global oceans.

Kerr, R., Wainer, I. & Mata, M.M. (2009a). Representation of the Weddell Sea Deep Water Masses in the ocean component of the NCAR-CCSM model. *Antarctic Science*, **21**(3), 301-312. doi:10.1017/S0954102009001825.

Kerr, R., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (2009b). On the temporal variability of the Weddell Sea Deep Water Masses. *Antarctic Science*, **21**(4), 383-400. doi:10.1017/S0954102009001990.

Kerr, R., Wainer, I., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (aceito). Quantifying Antarctic deep waters in SODA reanalysis product. *Pesquisa Antártica Brasileira*, **5**.

Azaneu, M.V.C, Kerr, R., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (em preparação para submissão na *Geophysical Research Letters*). Antarctic Bottom Water changes during the last fifty years.

Angel-Benavides, I.M., Kerr, R., Wainer, I., Mata, M.M. & Garcia, C.A.E. (em preparação para submissão na *Paleoceanography*). Quantification of paleoclimate changes in intermediate and deep water masses structure in South Atlantic and Southern Oceans

Orientações durante o período de Doutorado

Acadêmica em Oceanologia Ingrid Milena Angel Benavides – Orientador do trabalho de Iniciação Científica intitulado “Hidrografia dos oceanos globais durante o Último Máximo Glacial”.

Acadêmica em Oceanologia Marina do Valle Chagas Azaneu – Orientador do trabalho de Conclusão de Curso intitulado “Variabilidade de longo período das águas profundas do oceano Austral”.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)