

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 das seções 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 exportação 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 das seções 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 decaiu 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.

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.

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 das seções 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 para oeste. 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 a partir de dados de observação. 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 observação 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 por F01 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).

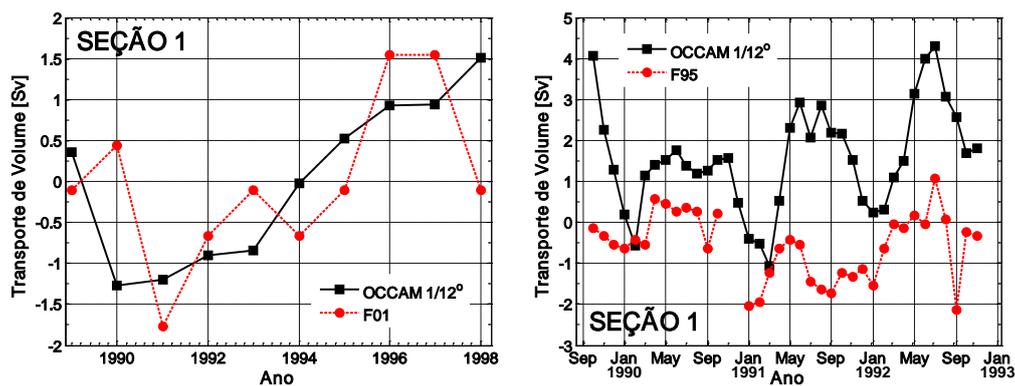


Figura V-1. Transporte de volume [Sv] das águas profundas padronizado em relação à média e ao desvio padrão do período (linha preta) simulado pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observado por (direita) F95 e (esquerda) F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

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 anual 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.

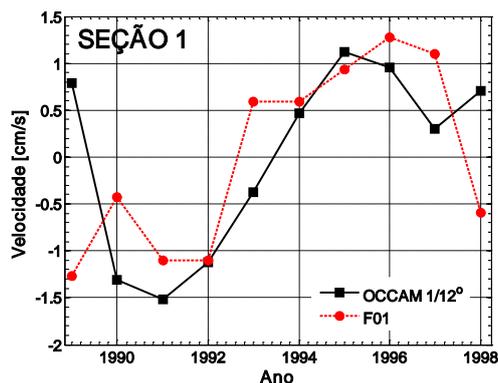


Figura V-2. Velocidade da corrente [cm s^{-1}] das águas de fundo, perpendicular à seção e padronizada em relação à média e ao desvio padrão do período, (linha preta) simulada pelo modelo OCCAM 1/12° e (linha vermelha) observada por F01 na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

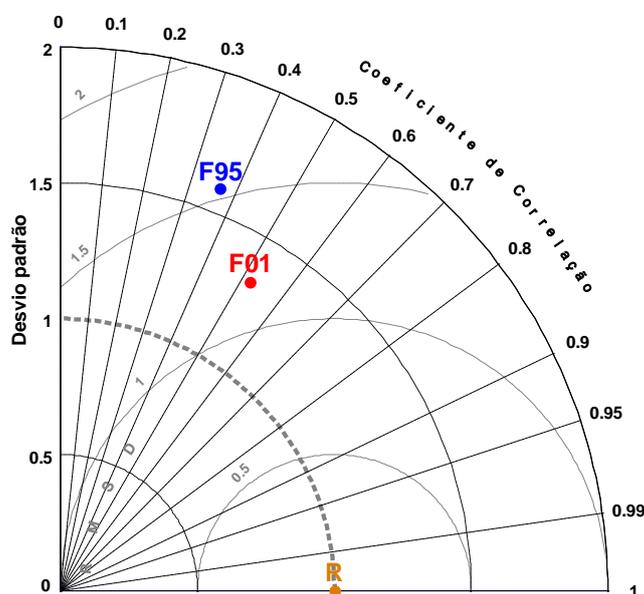


Figura V-3. Padrões estatísticos descrevendo a série temporal da velocidade (F01) e do transporte de volume (F95) da camada profunda simulada pelo modelo OCCAM 1/12° na Seção 1 do Setor Mar de Weddell. As linhas serrilhadas, pontilhadas e tracejadas indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação, 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.

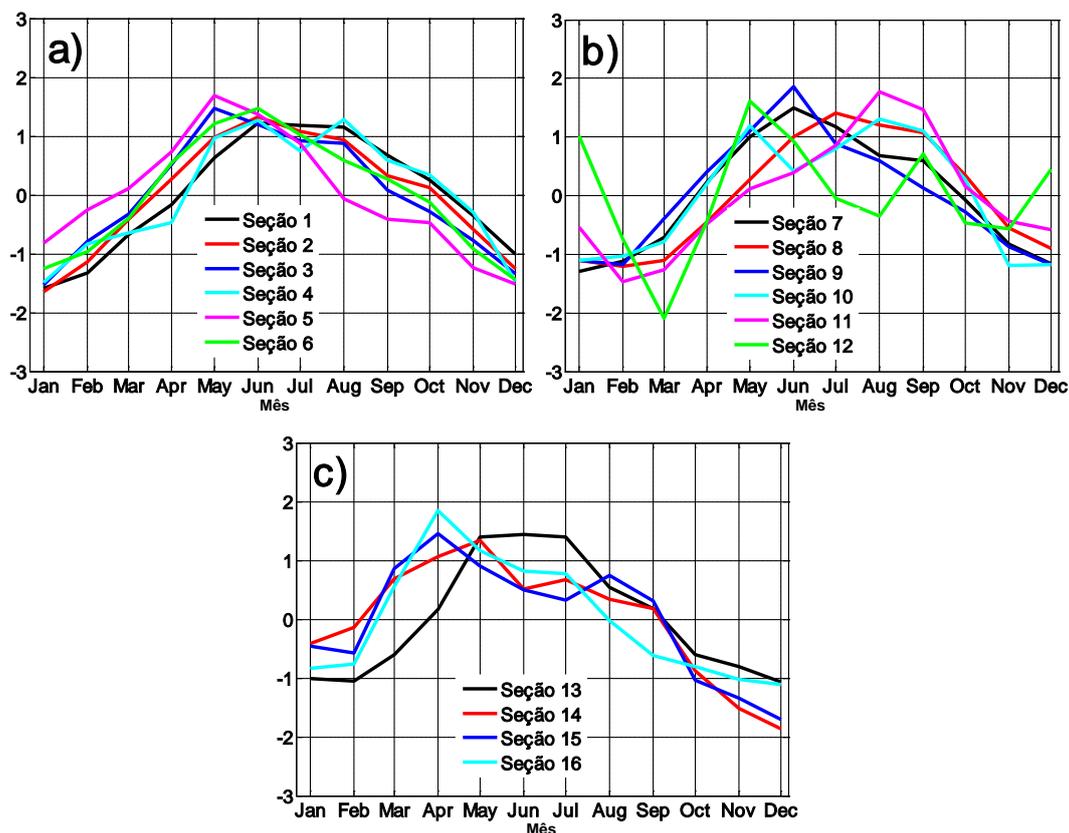


Figura V-4. Ciclo anual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. As unidades estão padronizadas e indicam o número de desvios padrão a partir da média geral. Os valores absolutos de cada mês são informados na tabela V-II.

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.

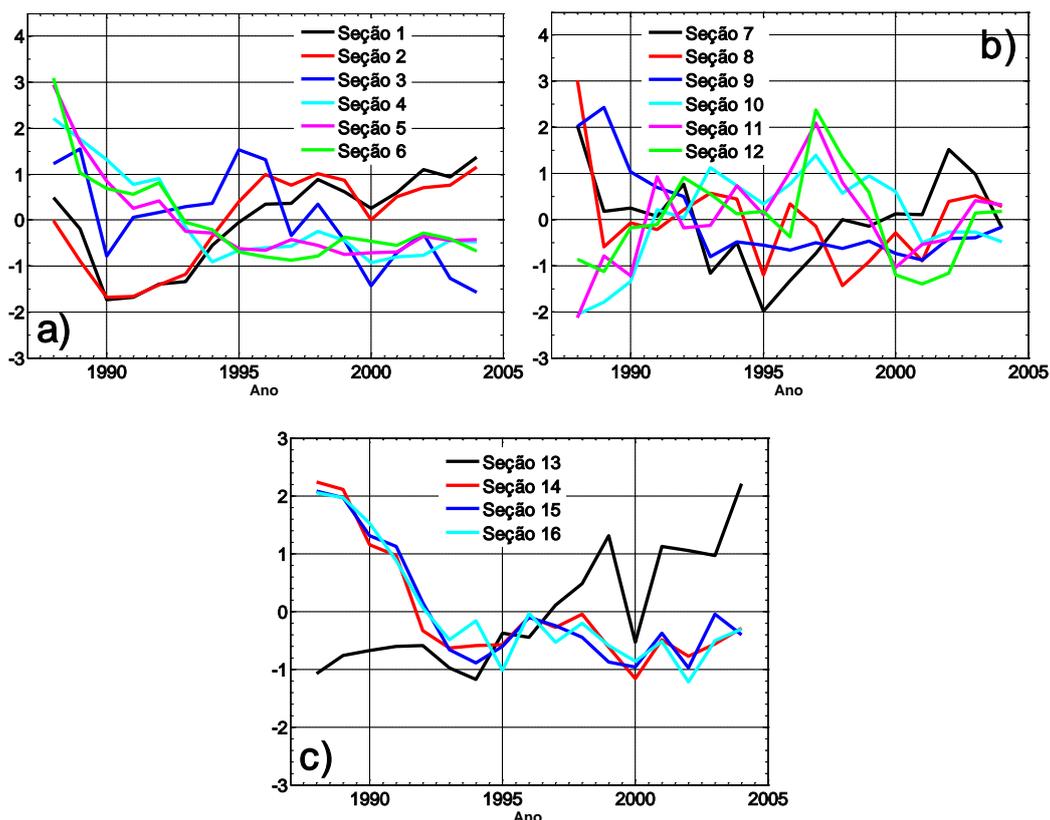


Figura V-5. Variabilidade interanual do transporte de volume cumulativo médio das águas profundas para as seções indicadas do (a) Setor Mar de Weddell, (b) Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste e (c) Setor Mar de Ross. As unidades estão padronizadas e indicam o número de desvios padrão a partir da média geral.

Os Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste apresentam maior variabilidade interanual do que o Setor Mar de Weddell. 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.

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 às aquelas 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). A seção de exportação do mar de Ross (*i.e.* Seção 13) mostra um padrão de variabilidade similar às seções noroeste do mar de Weddell (*i.e.* Seções 1 e 2).

Observa-se que a diminuição no transporte de volume ocasionada no ano 2000 ocorre em diversas áreas do oceano Austral, praticamente de forma 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. Como veremos a seguir (ver seção 5.5), uma redução da taxa de produção da AABW durante

estes anos é a provável fonte da diminuição do fluxo de exportação lateral das águas profundas.

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 ~ 0.15 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 ocorre uma tendência de diminuição 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-7.

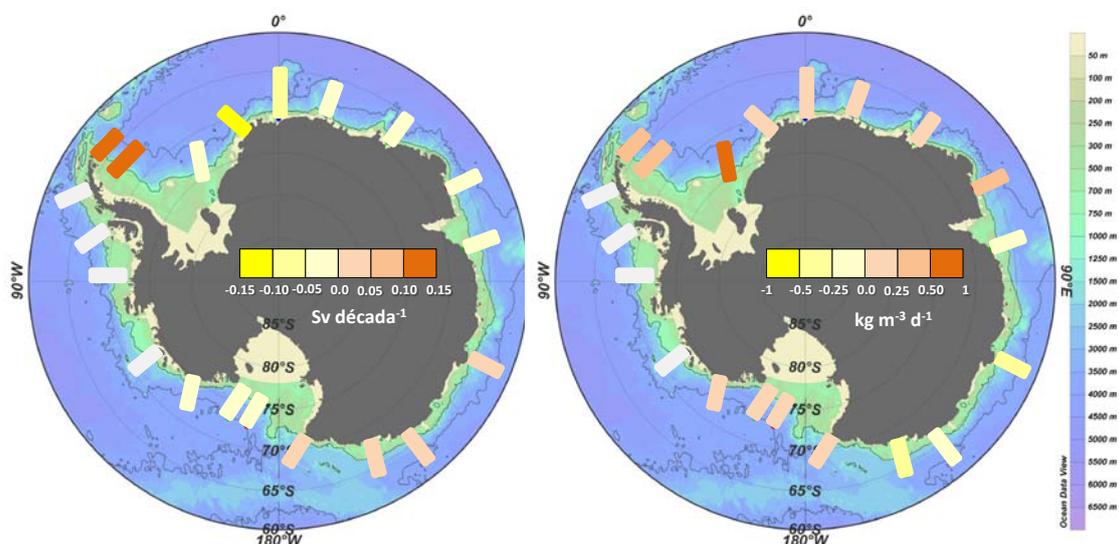


Figura V-6. Tendência decadal para as séries temporais de (esquerda) transporte de volume [Sv década⁻¹] e (direita) densidade neutra [kg m⁻³ década⁻¹] das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°.

Os espectros de ondeletas (Fig. V-8 e V-9) mostram os principais períodos de variabilidade da exportação da AABW na região. Os espectros mostram também 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).

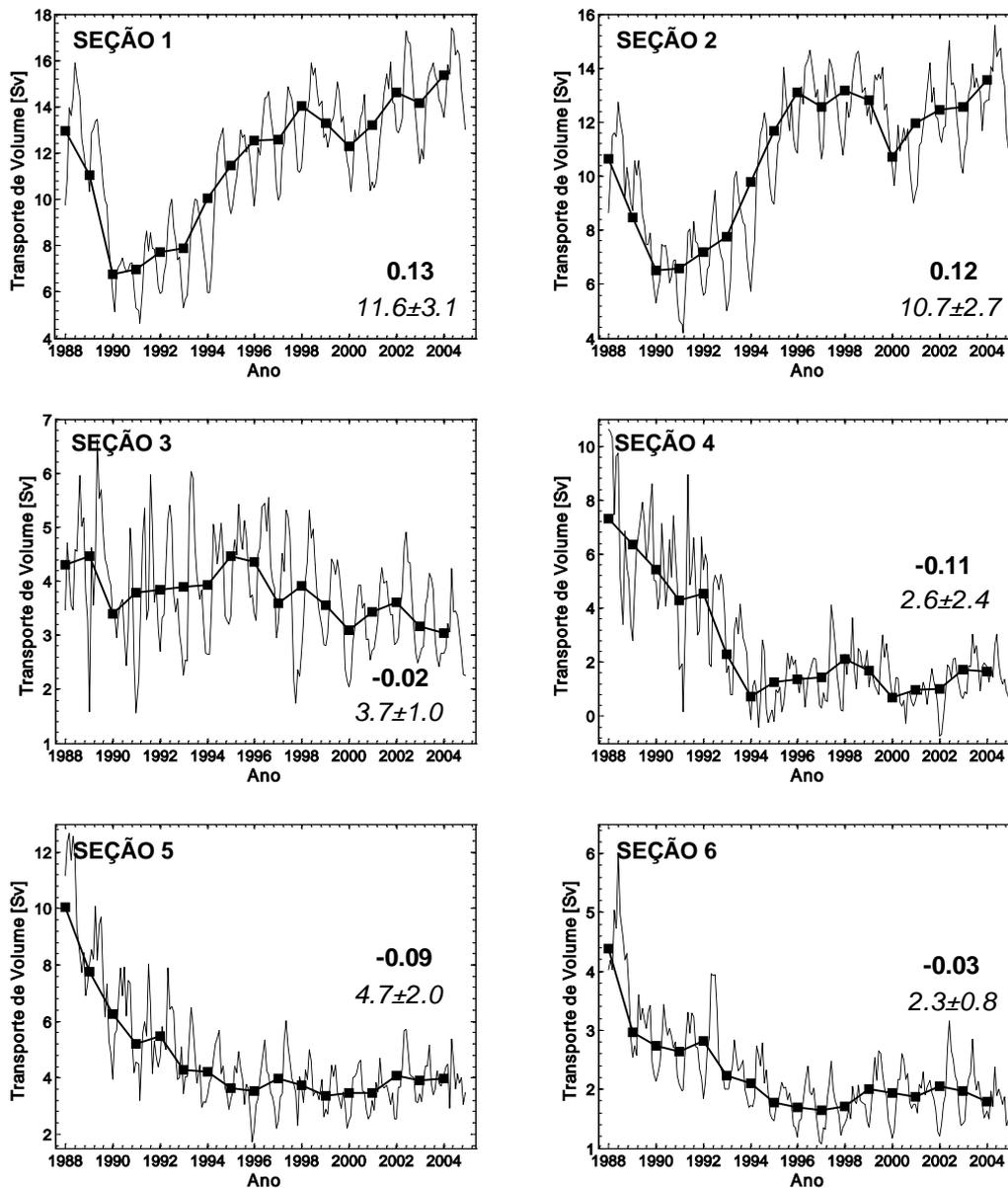


Figura V-7. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções do Setor Mar de Weddell (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv década⁻¹]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

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.

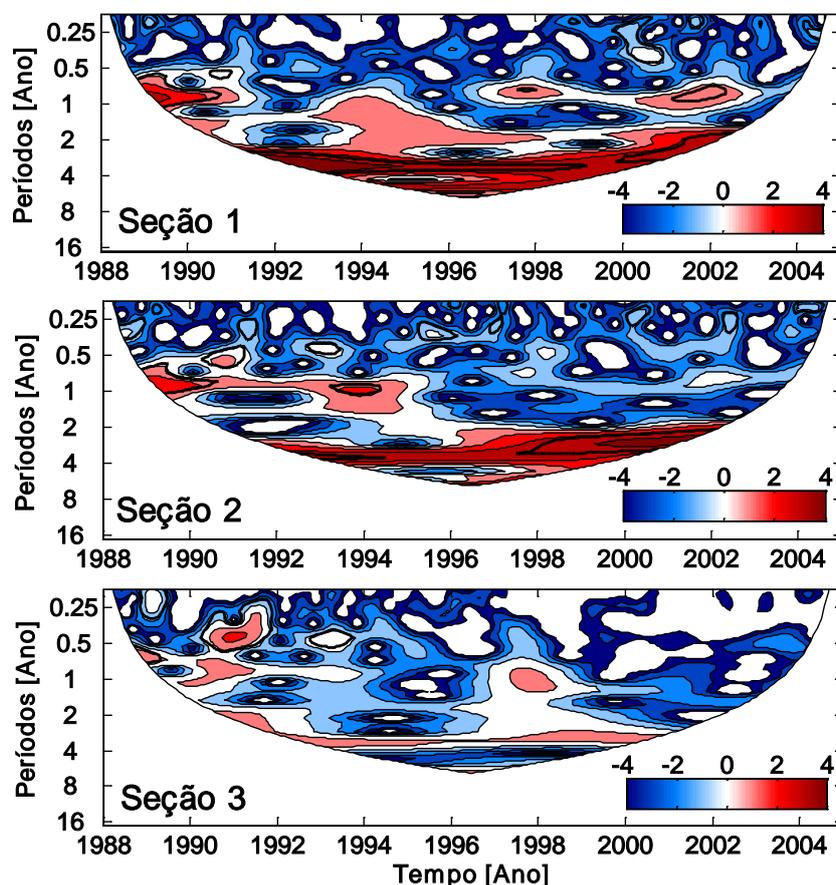


Figura V-8. Espectro de energia de ondeletas (considerando a ondeleta mãe Morlet) das séries de anomalia do transporte de volume das águas de fundo nas seções de exportação localizadas na região noroeste (*i.e.* Seção 1 e 2) e sul (*i.e.* Seção 3) do Setor Mar de Weddell. A área branca limita a região 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.

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. 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).

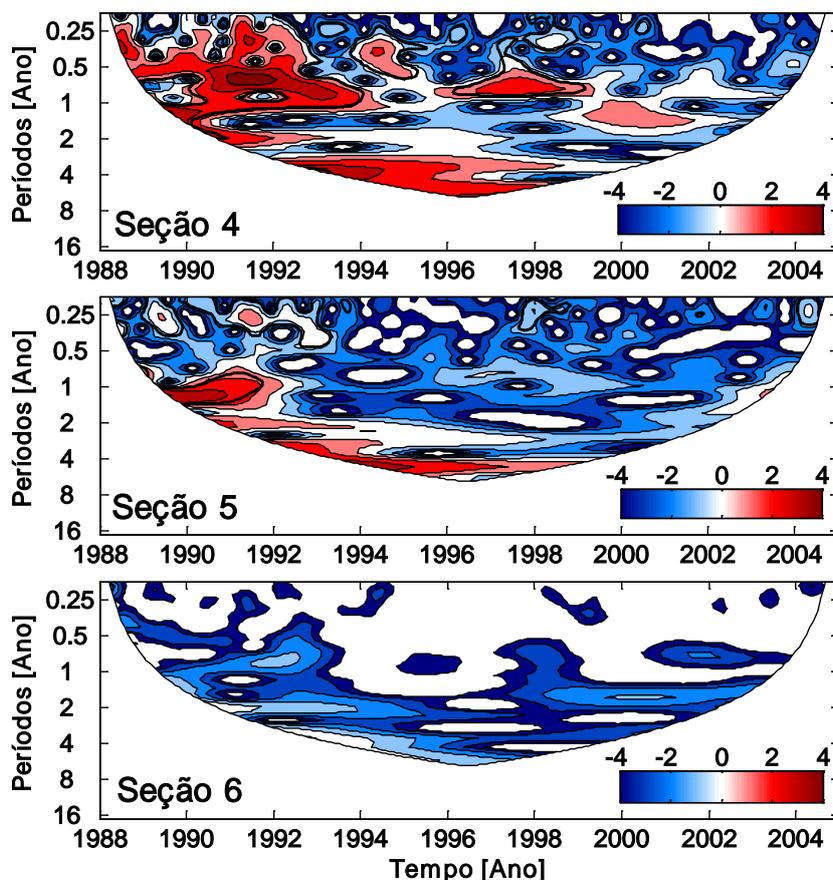


Figura V-9. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas da região leste do Setor Mar de Weddell.

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.

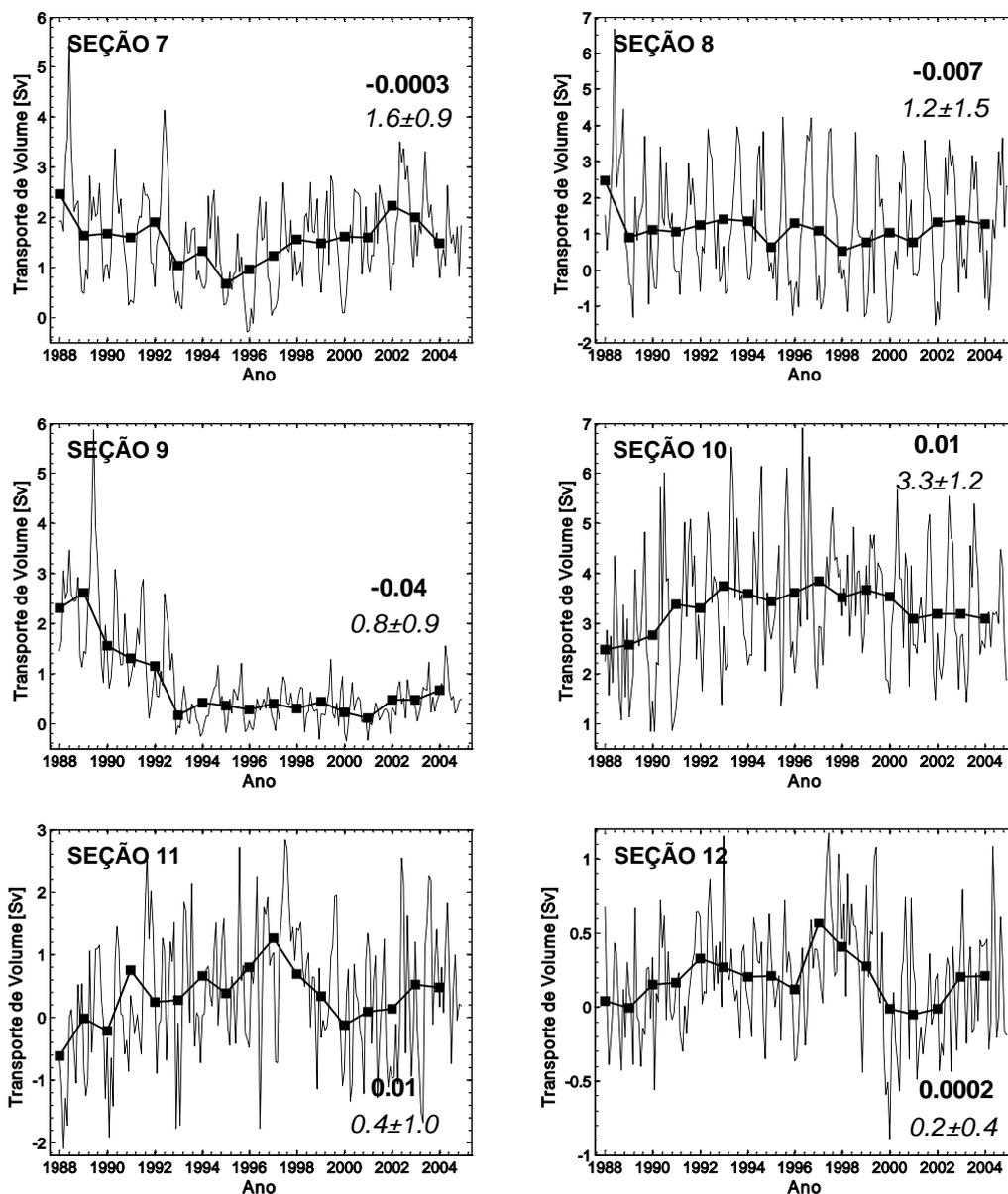


Figura V-10. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

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.

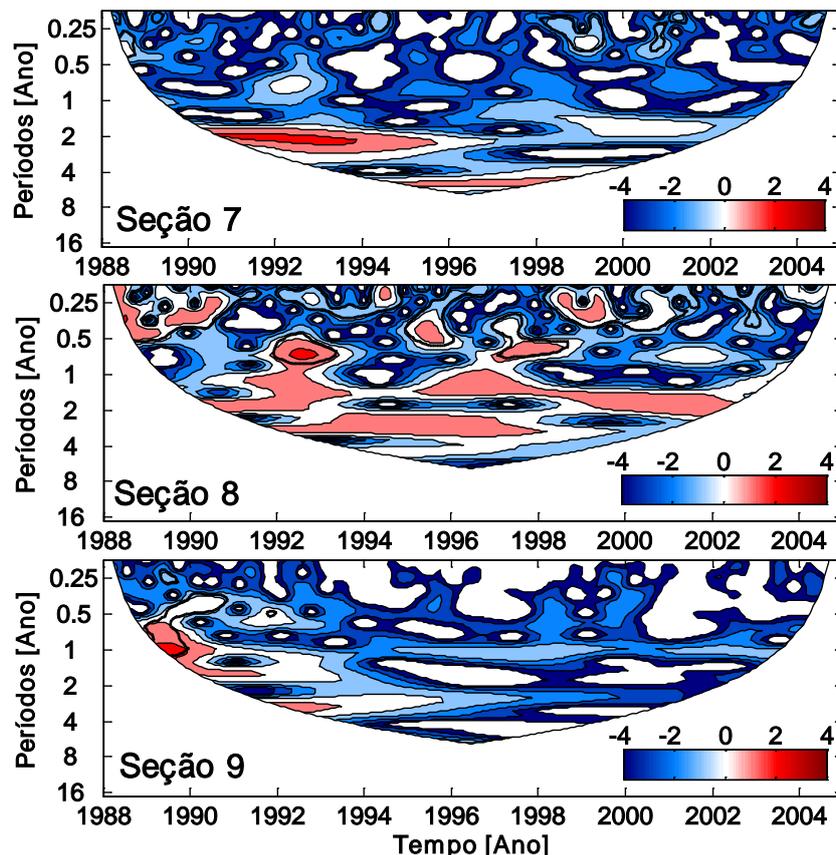


Figura V-11. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Índico.

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.

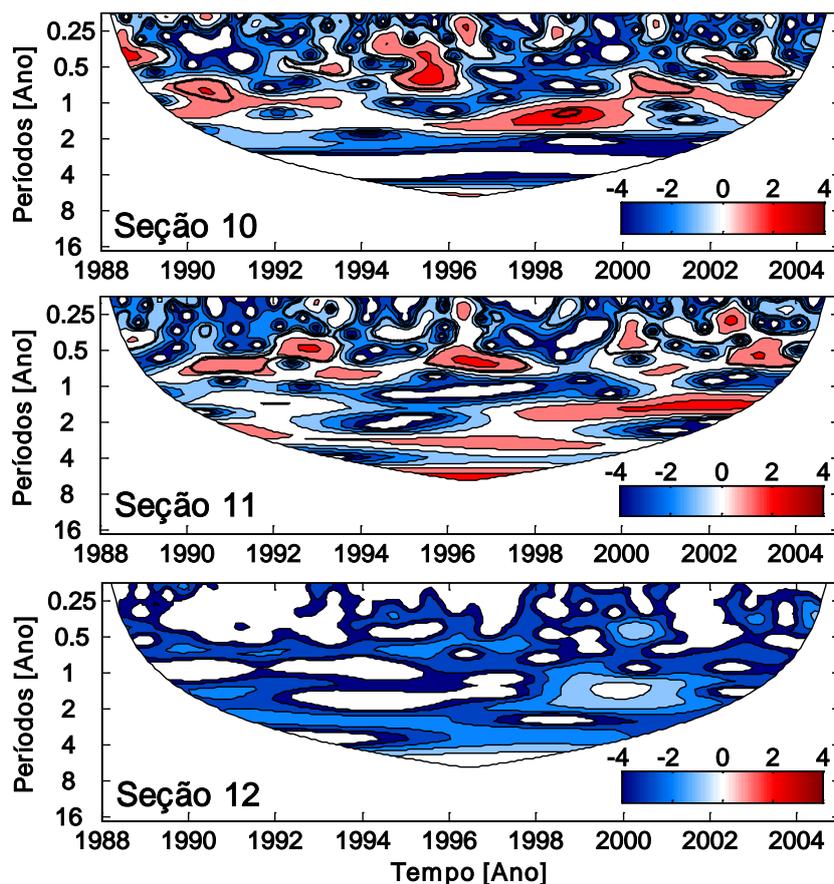


Figura V-12. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Oceano Pacífico Oeste.

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.

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.

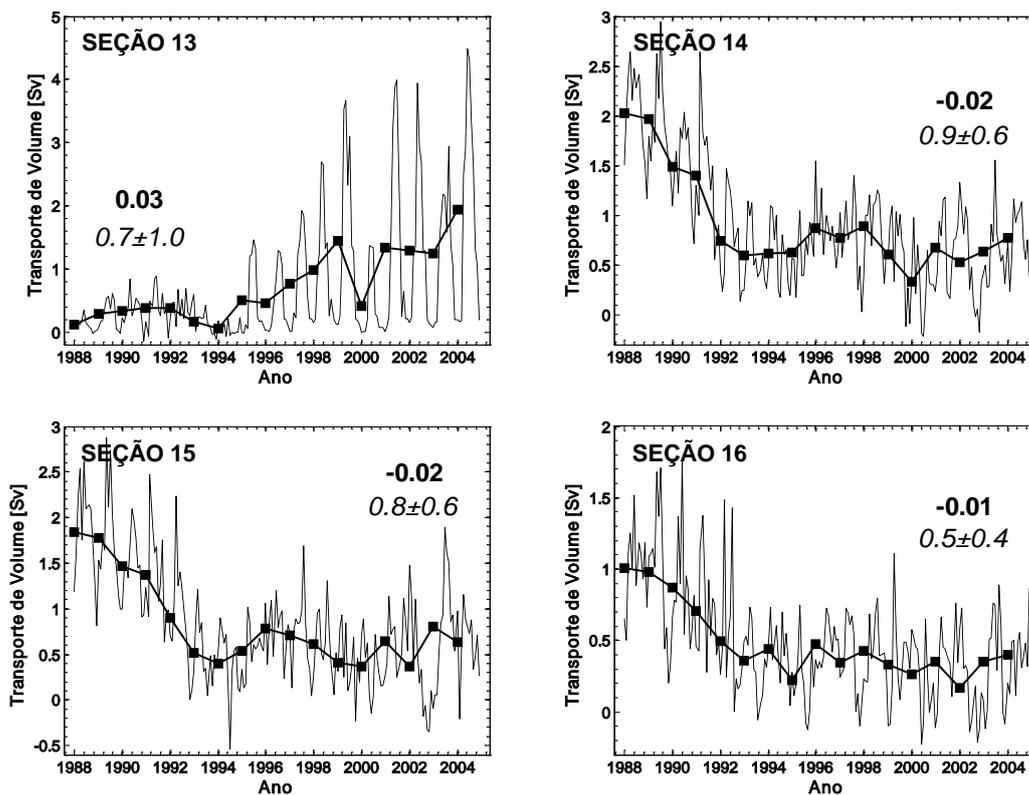


Figura V-13. Assim como a legenda da Fig. V-7, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

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. As demais seções do Setor Mar de Ross não apresentam períodos claros de intensificação da variabilidade da exportação da AABW (Fig. V-14).

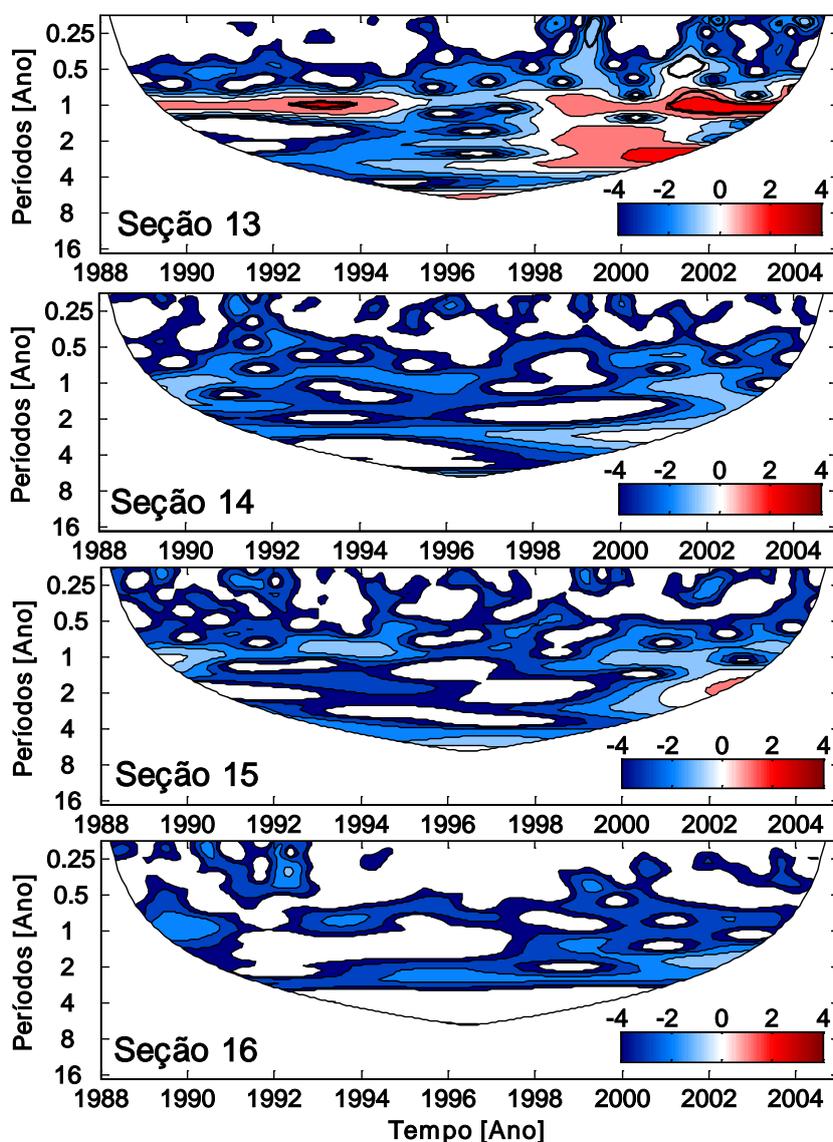


Figura V-14. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

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 representação ineficaz 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.

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 por unidade de distância de $\sim 0.2 \text{ Sv km}^{-1}$ para toda a coluna d'água. Por outro lado, o transporte de volume médio por unidade de distância 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 por unidade de distância 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.

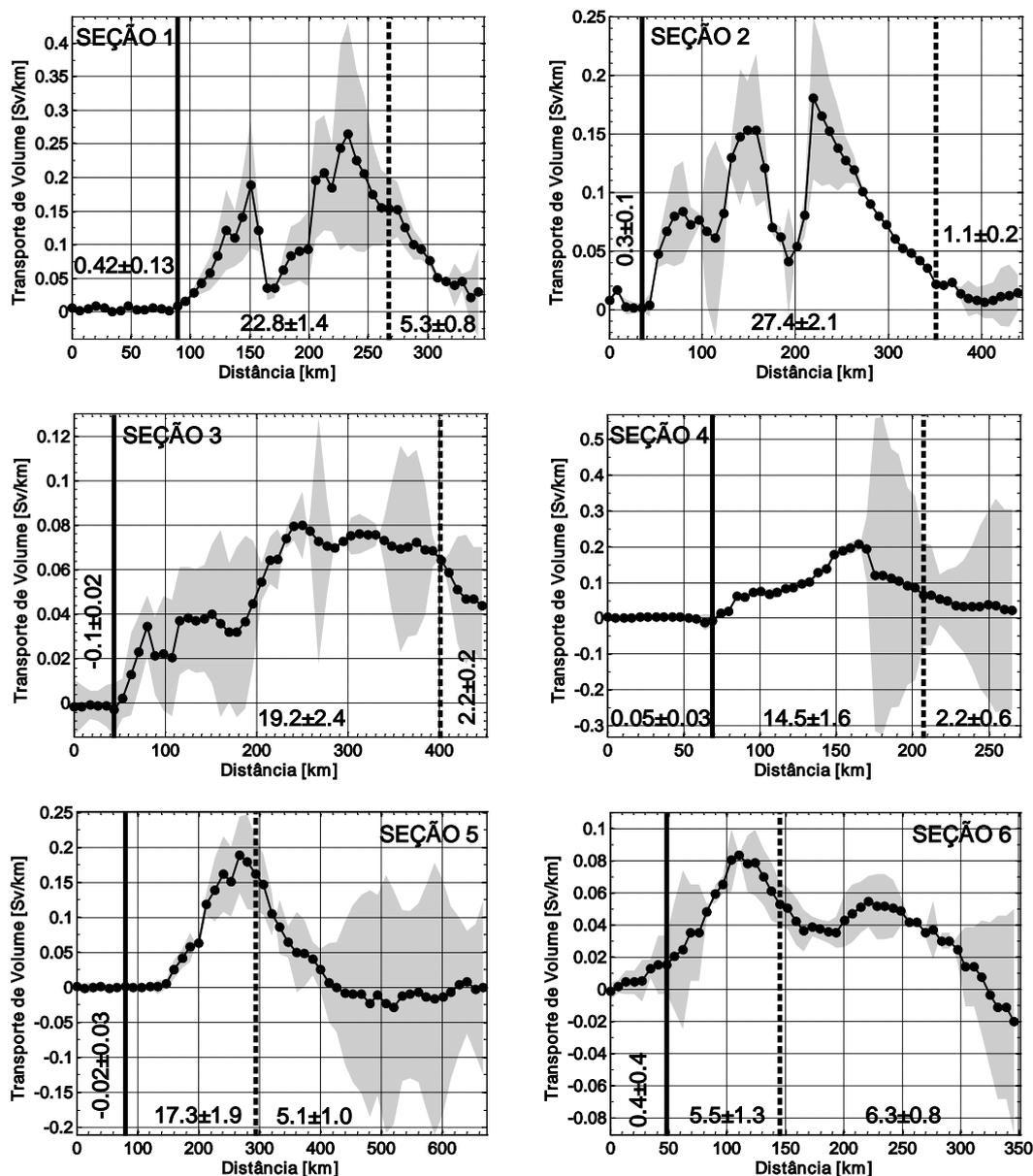


Figura V-15. Média simulada do transporte de volume por unidade de distância de toda a coluna d'água ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações da grade ao longo das seções simuladas (conforme indicado) 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.

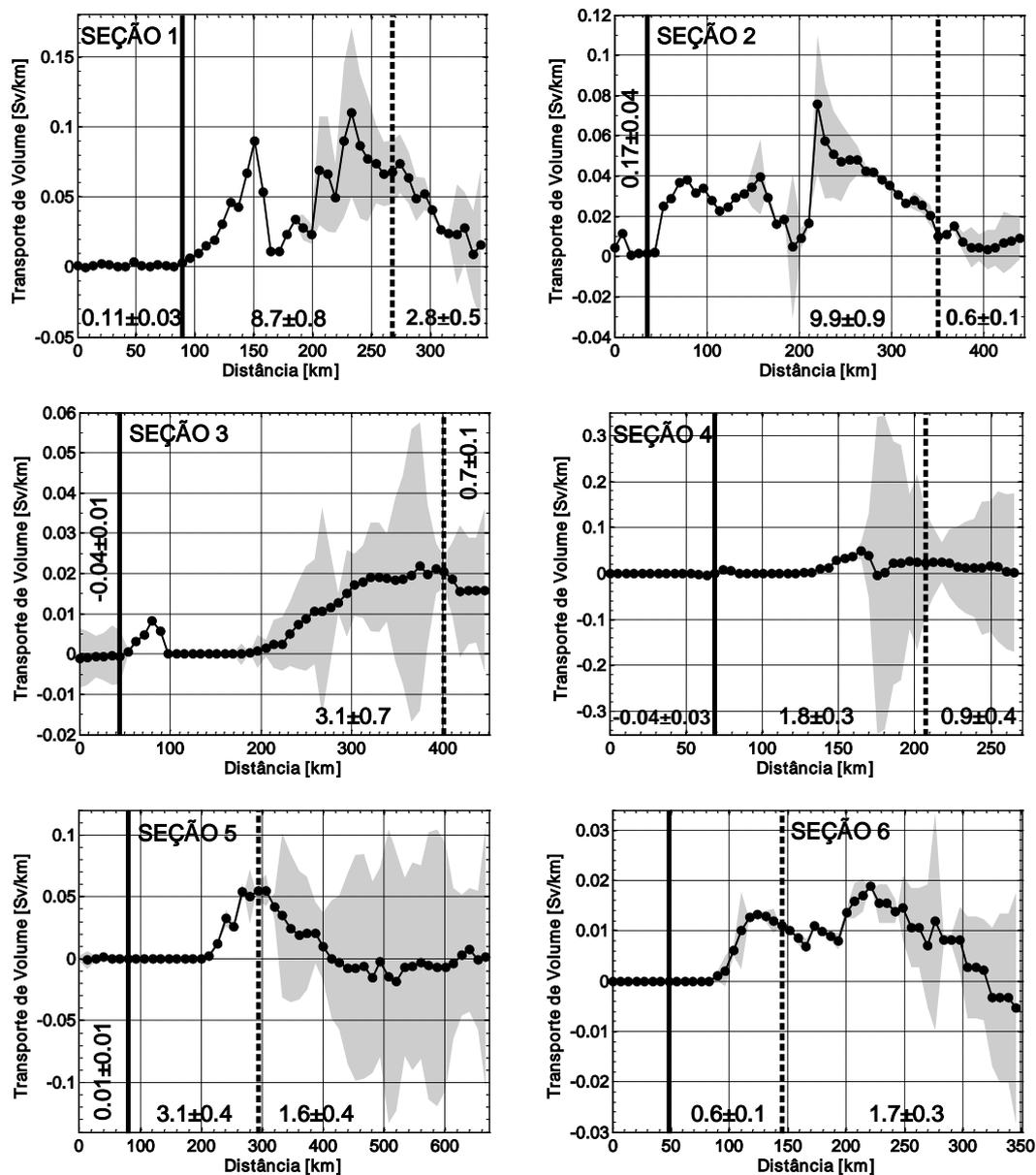


Figura V-16. Média simulada do transporte de volume por unidade de distância das águas profundas ao longo das margens continentais do Setor Mar de Weddell. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações da grade ao longo das seções simuladas (conforme indicado) pelo 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.

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 por unidade de distância 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.

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.

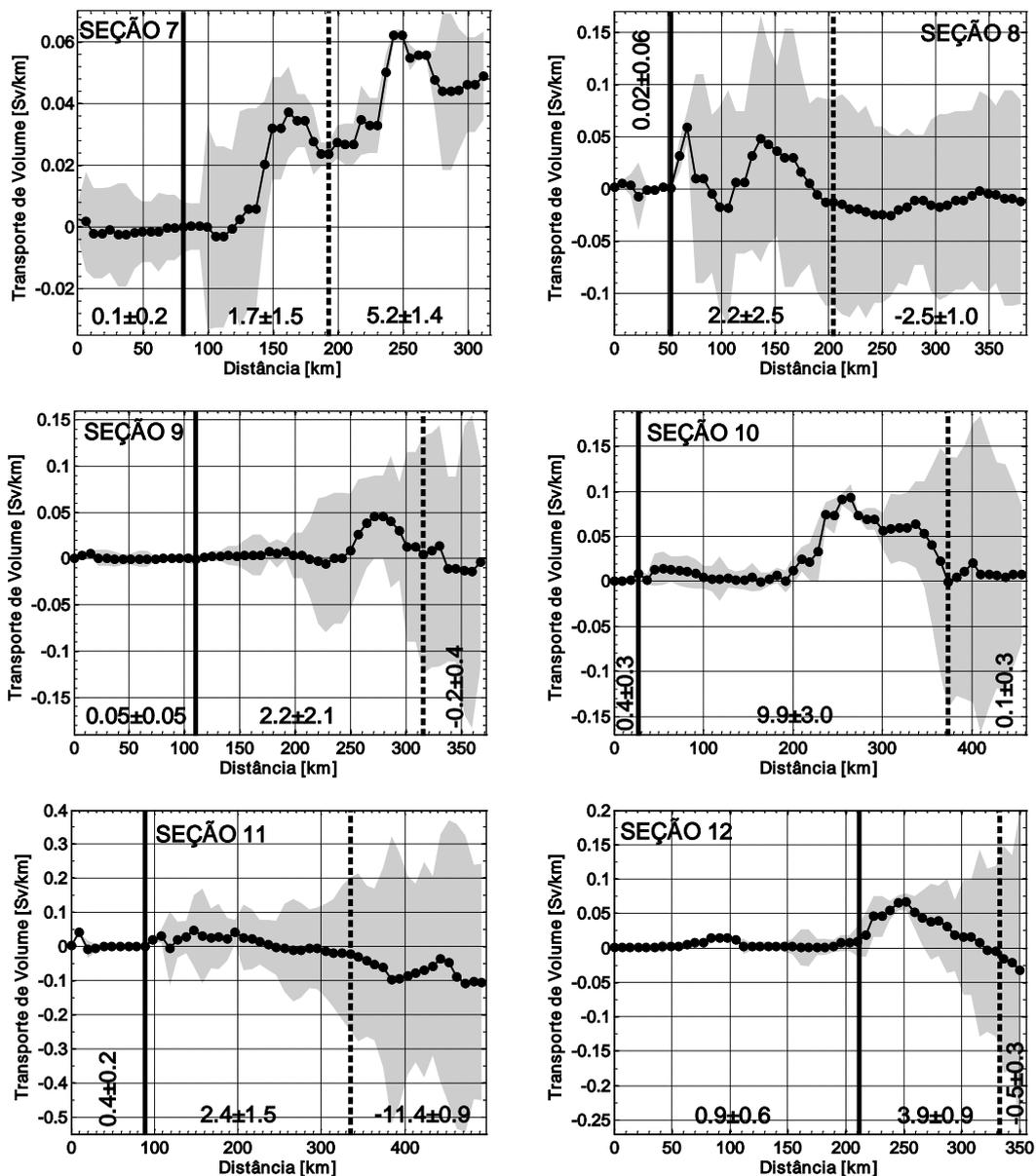


Figura V-17. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

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].

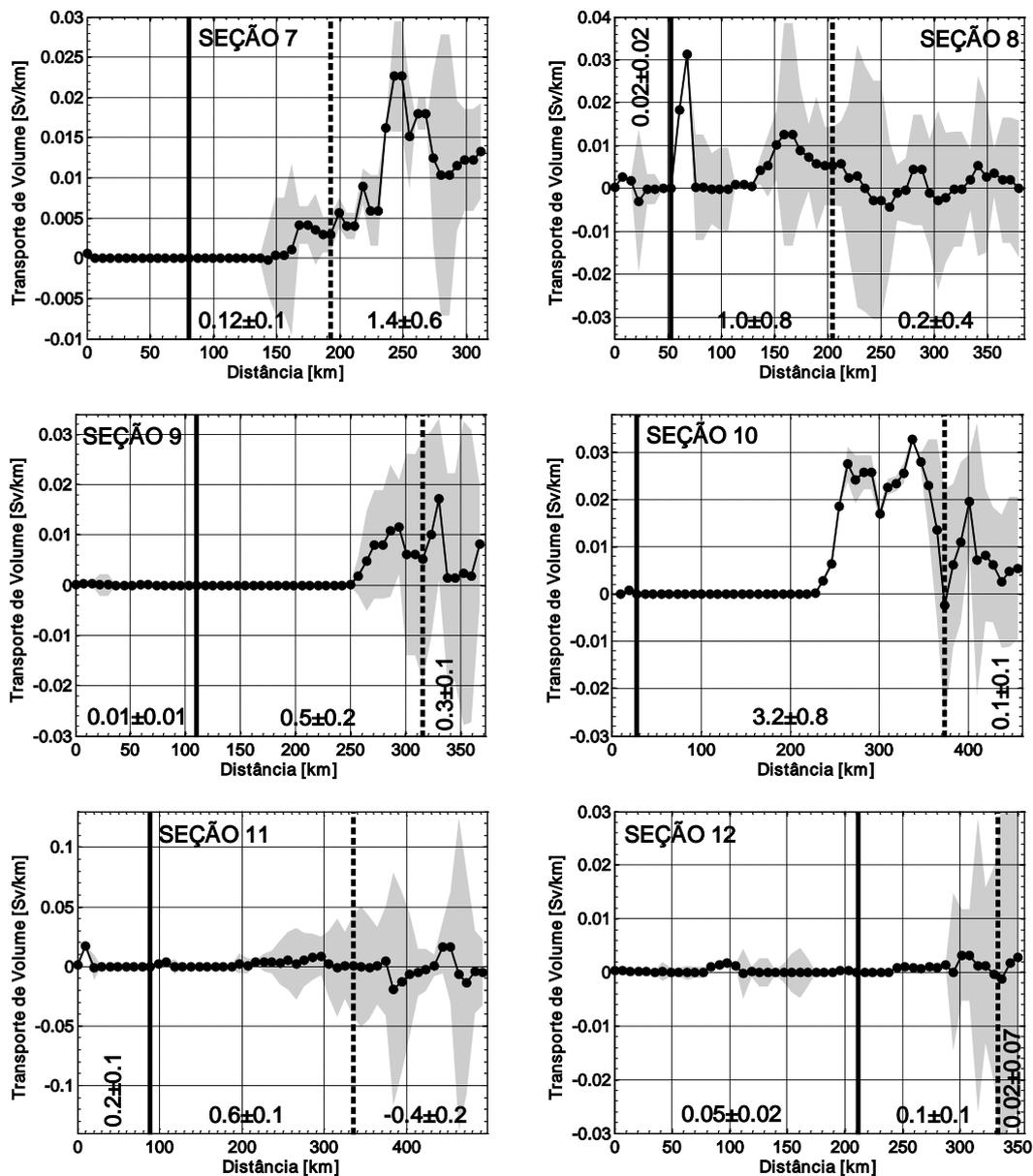


Figura V-18. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

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 de volume por unidade de distância 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} .

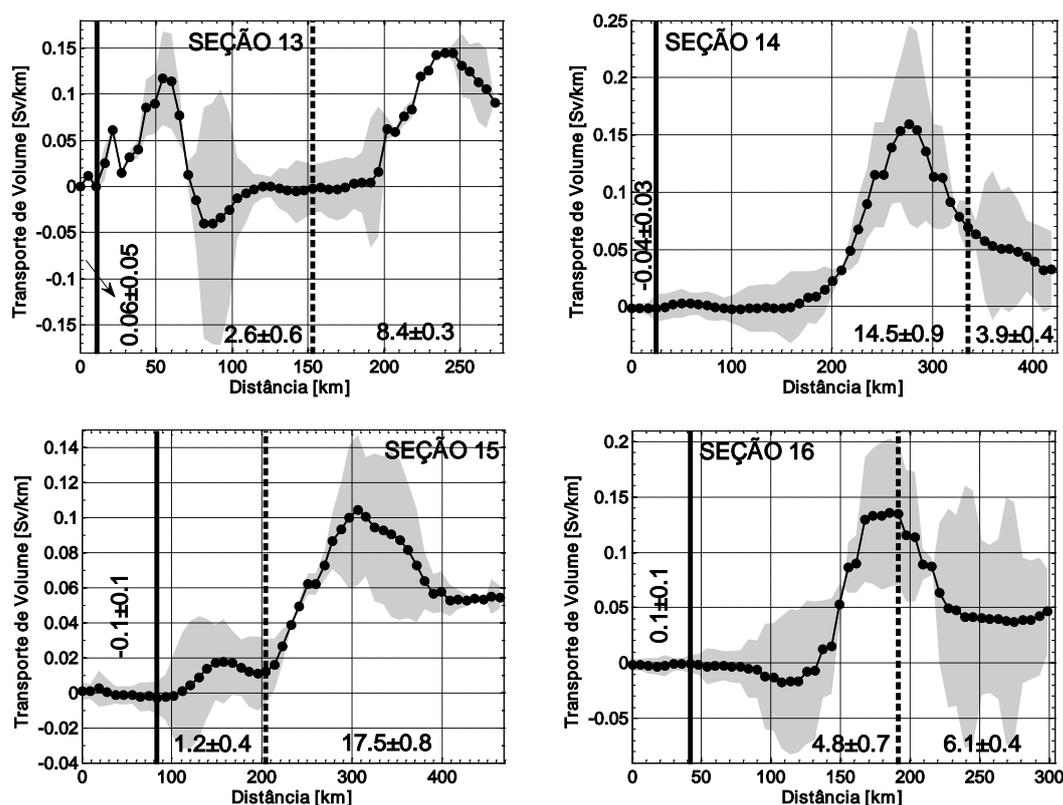


Figura V-19. Assim como a legenda da Fig. V-15, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

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.

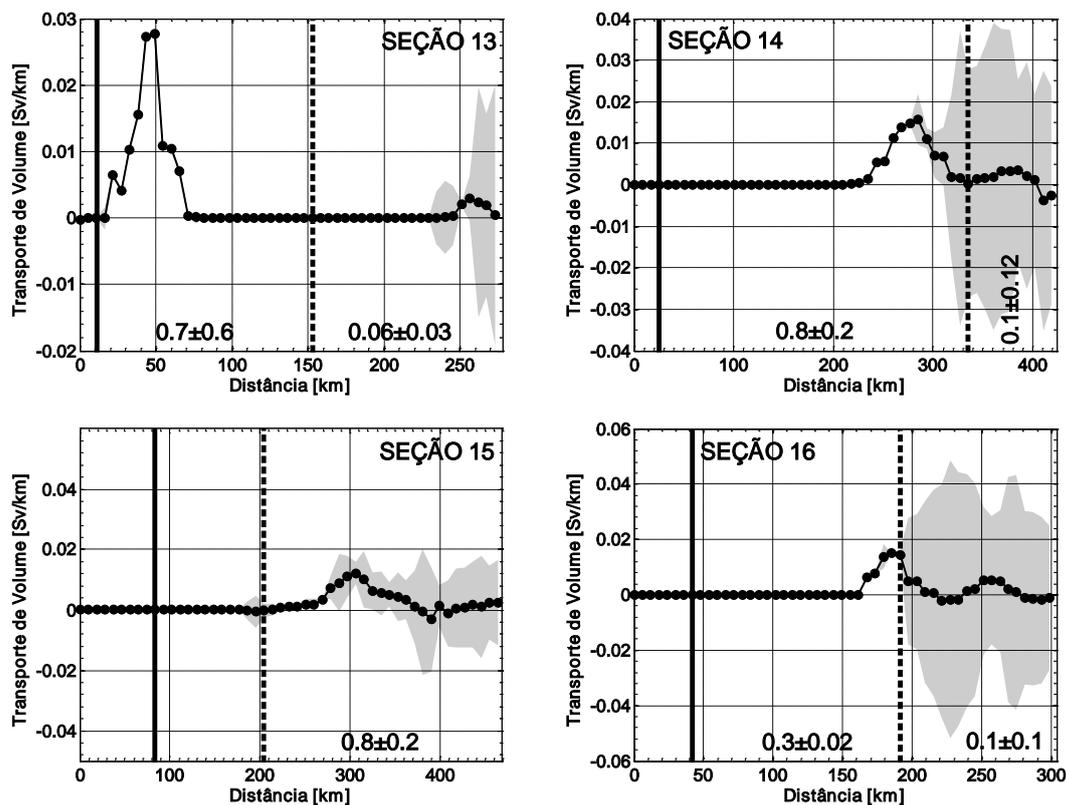


Figura V-20. Assim como a legenda da Fig. V-16, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

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 ± 0.037 Sv km⁻¹ nas proximidades da quebra de plataforma do Cabo Adare, a partir de dados de fundeios.

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).

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 ($\gamma^n \geq 28.27$ kg m⁻³) atinge um total de ~10 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 [*i.e.* área-fonte e intermitente de produção da AABW; Schröder *et al.* 2002; Absy *et al.* 2008; Huhn *et al.* 2008] 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.

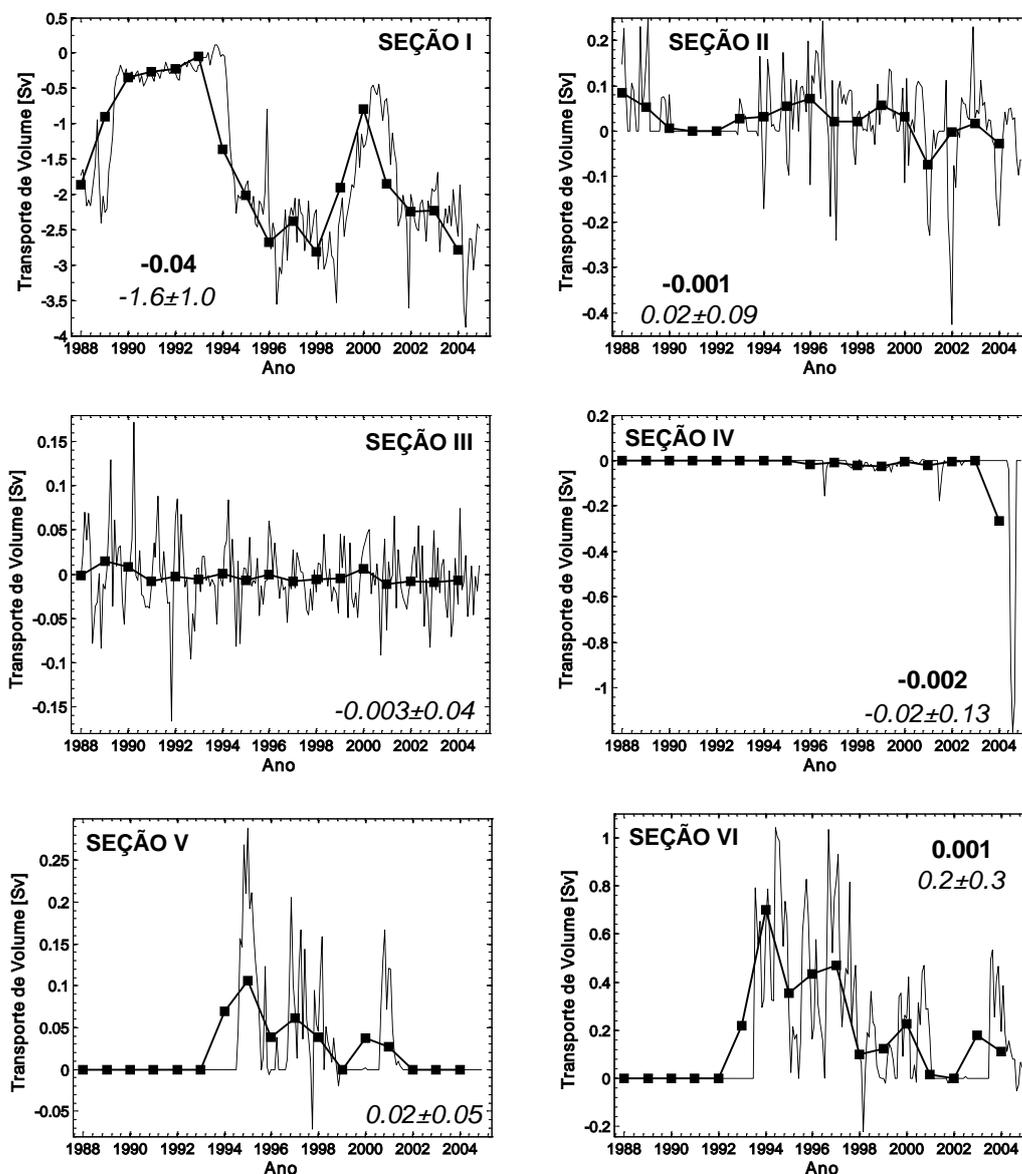


Figura V-21. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas para as seções de produção do oceano Austral (conforme indicado) simuladas pelo modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [Sv d⁻¹]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

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).

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 da 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.

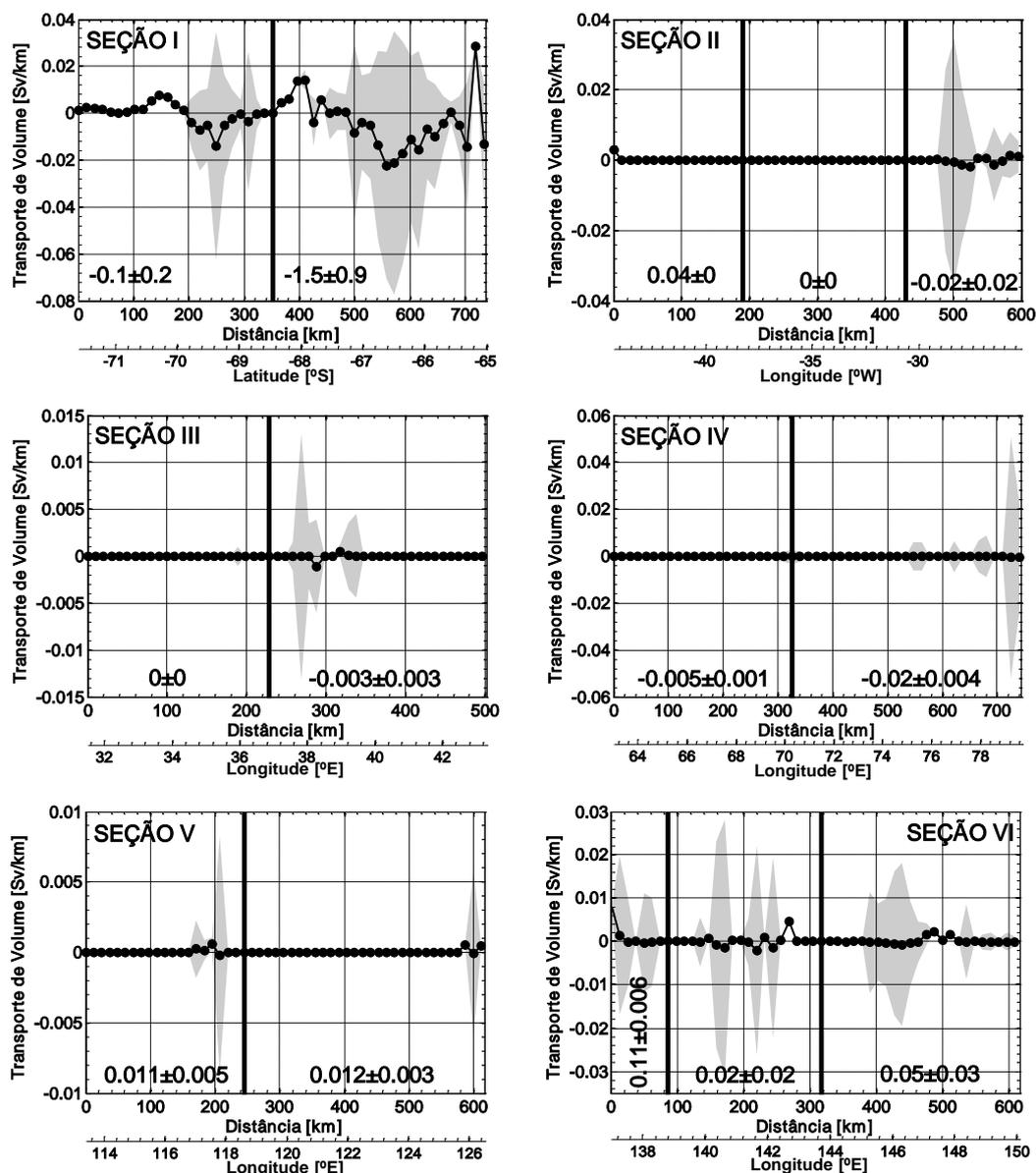


Figura V-22. Média simulada da produção das águas profundas no oceano Austral. O transporte foi integrado verticalmente e dividido pela distância entre as estações ao longo das seções de produção simuladas (conforme indicado) pelo modelo OCCAM 1/12°. A área sombreada mostra a variabilidade durante todo 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.

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). Kusahara *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 ~2Sv. Assim, o modelo subestima a produção de AABW também na região do mar de Ross.

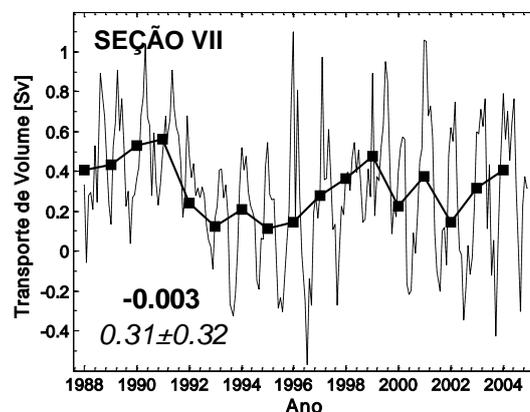


Figura V-23. Série temporal da média (linha pontilhada) mensal e (linha cheia) anual do transporte de volume [Sv] cumulativo das águas profundas simuladas pelo modelo OCCAM 1/12° para a seção de produção adicional localizada dentro da plataforma continental oeste do mar de Ross, considerando a isóbata 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 Adélie (*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 ondas da Seção I revela períodos de variabilidade de entre 2-4 anos (Fig. V-24). Por outro lado, devido à baixa resolução espectral na análise de ondas da Seção VI (não apresentado), optou-se também por determinar o espectro de energia preservando a variância para as duas regiões (Fig. V-25).

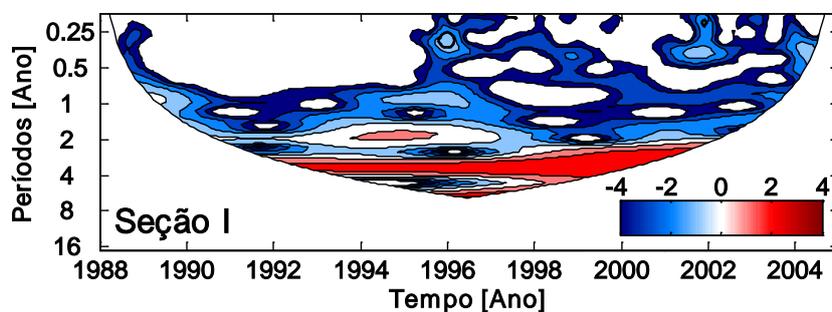


Figura V-24. Assim como a legenda da Fig. V-8, sendo que para a seção de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I).

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.

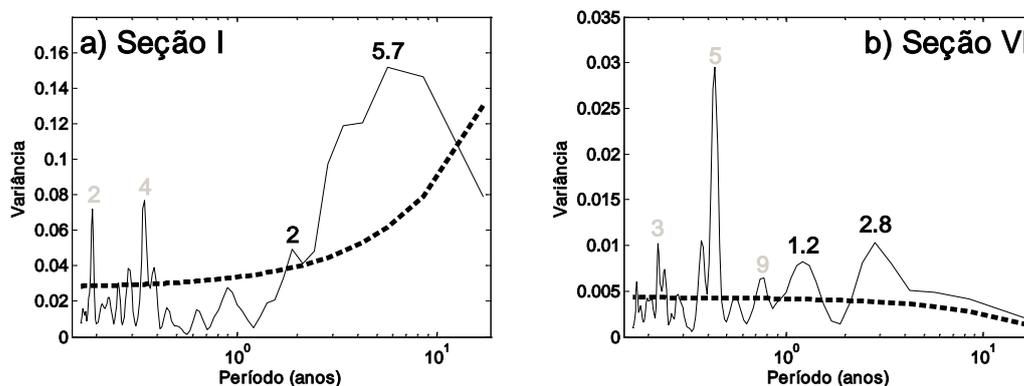


Figura V-25. Espectros preservando a variância das séries temporais do transporte de volume cumulativo das águas profundas para as seções de produção da região noroeste do Setor Mar de Weddell (Seção I) e da região da Terra de Adelie do Setor Oceano Pacifico Oeste (Seção VI) simuladas pelo modelo OCCAM 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.

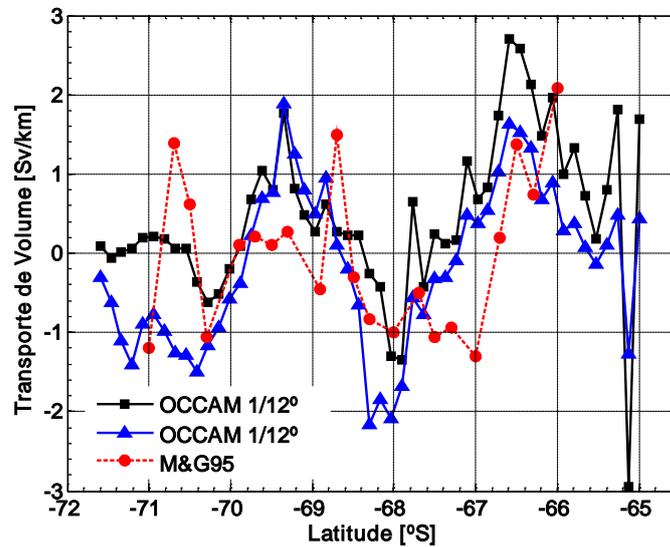


Figura V-26. Transporte de volume [Sv km^{-1}] de toda a coluna d'água padronizado em relação à média para cada par de estações normal a (linha azul) Seção I do modelo OCCAM 1/12° e a (linha vermelha) radial ilustrada em Muench & Gordon [1995]. A linha preta corresponde ao volume das águas profundas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

Capítulo VI: Variedades regionais da AABW e fluxos de exportação

As taxas de exportação lateral e os fluxos de exportação 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.

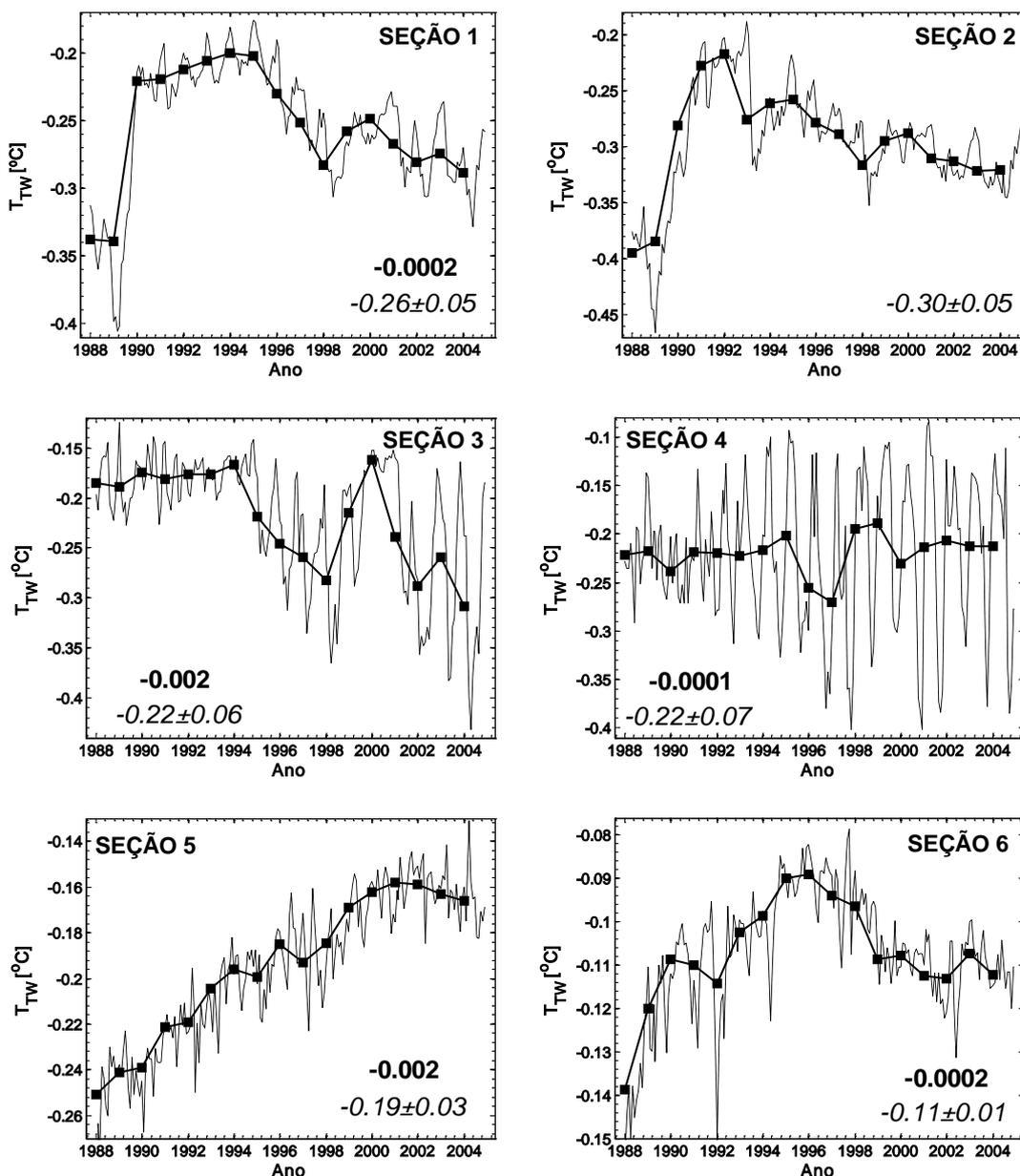


Figura VI-1. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura potencial ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito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

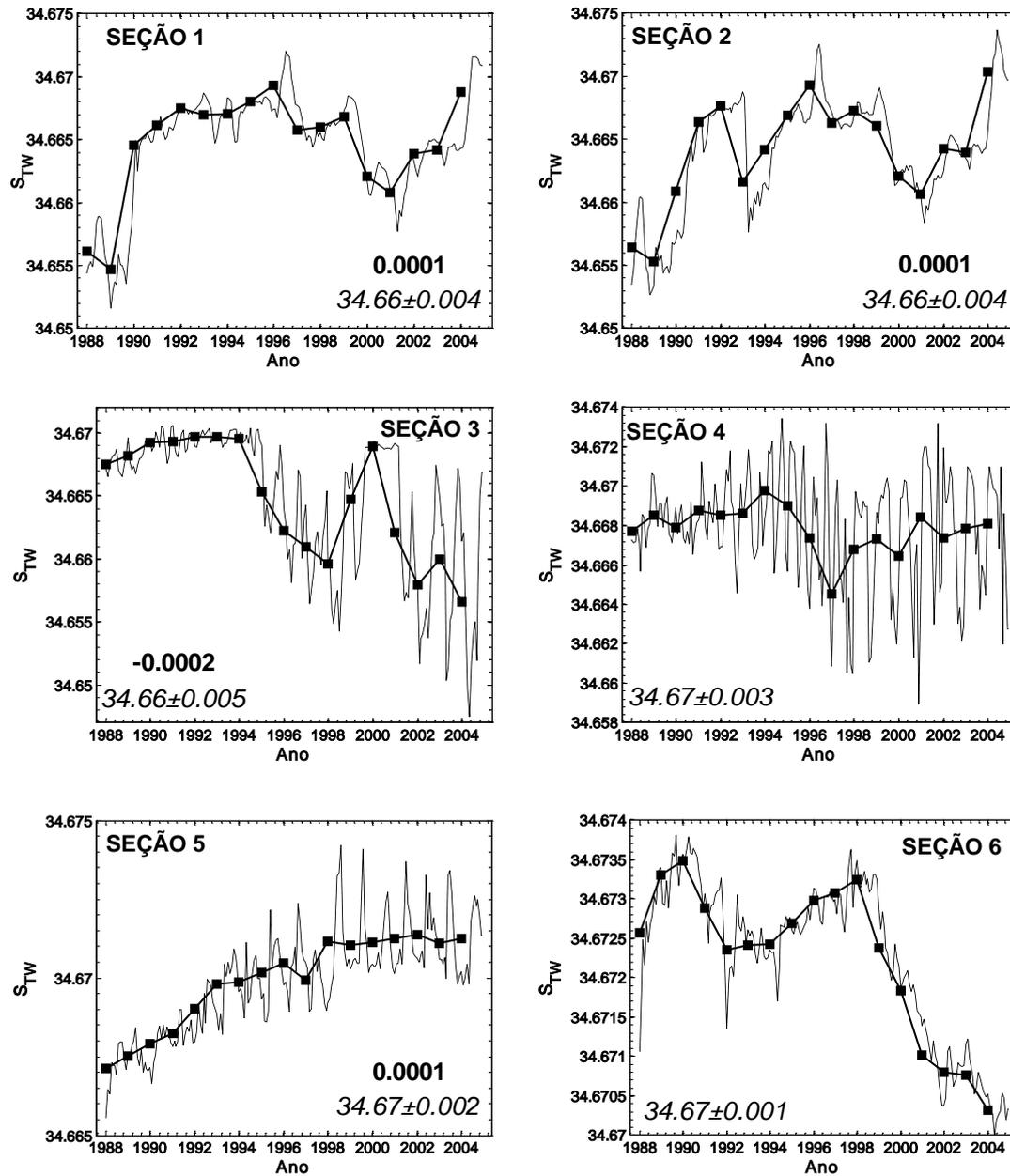


Figura VI-2. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência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

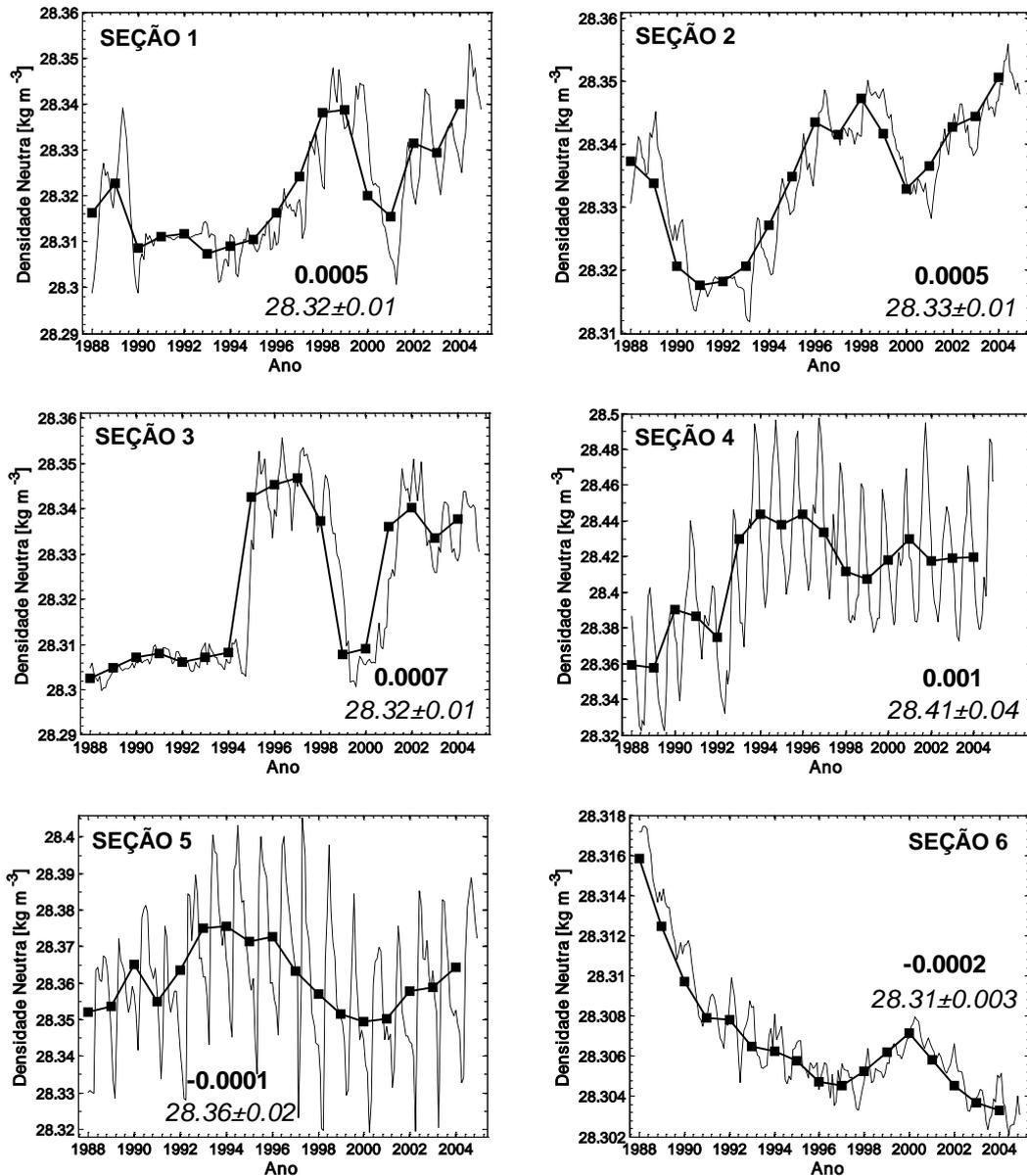


Figura VI-3. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m^{-3}] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\text{kg m}^{-3}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

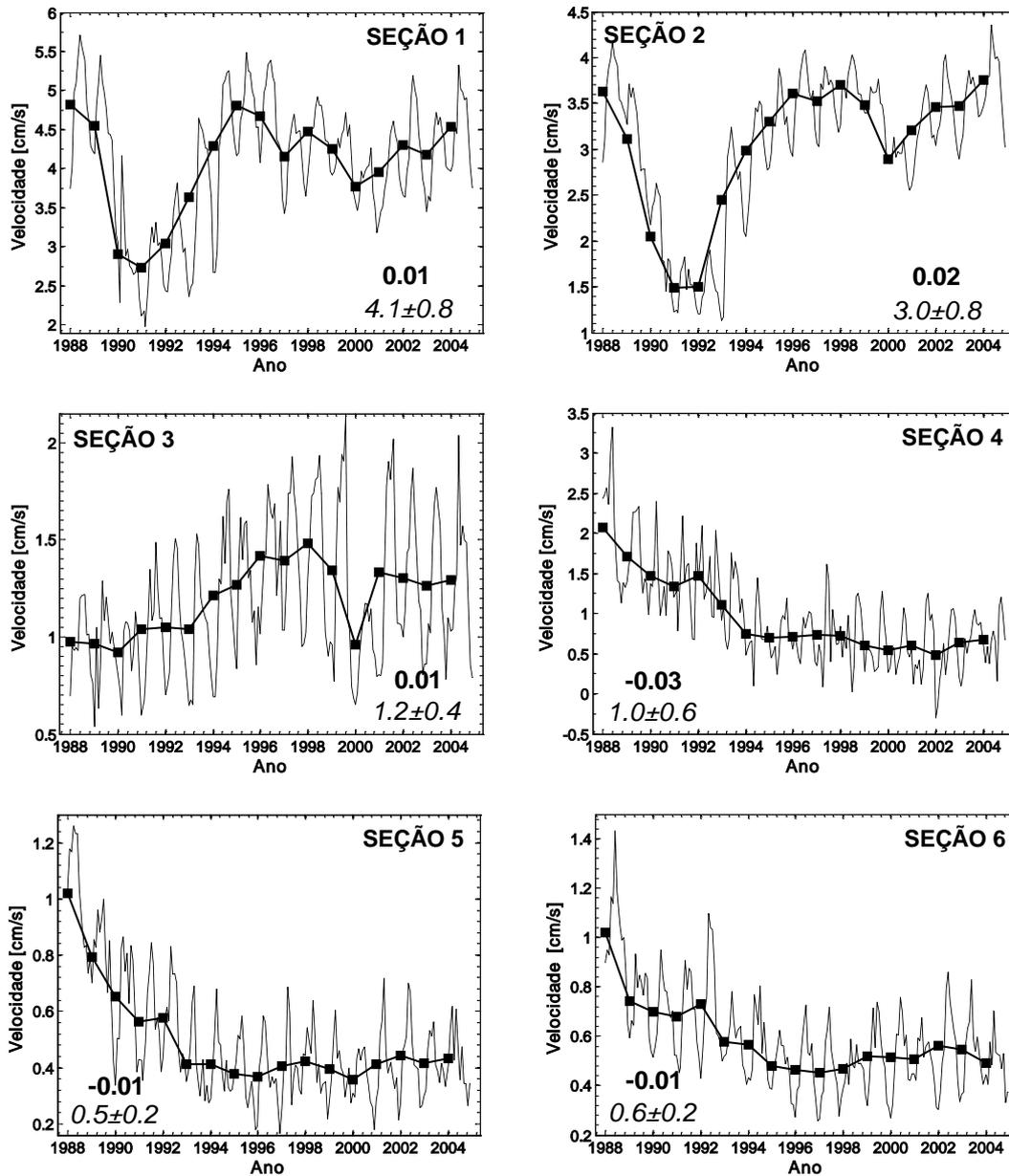


Figura VI-4. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da velocidade [cm s⁻¹] perpendicular a batimetria das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal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

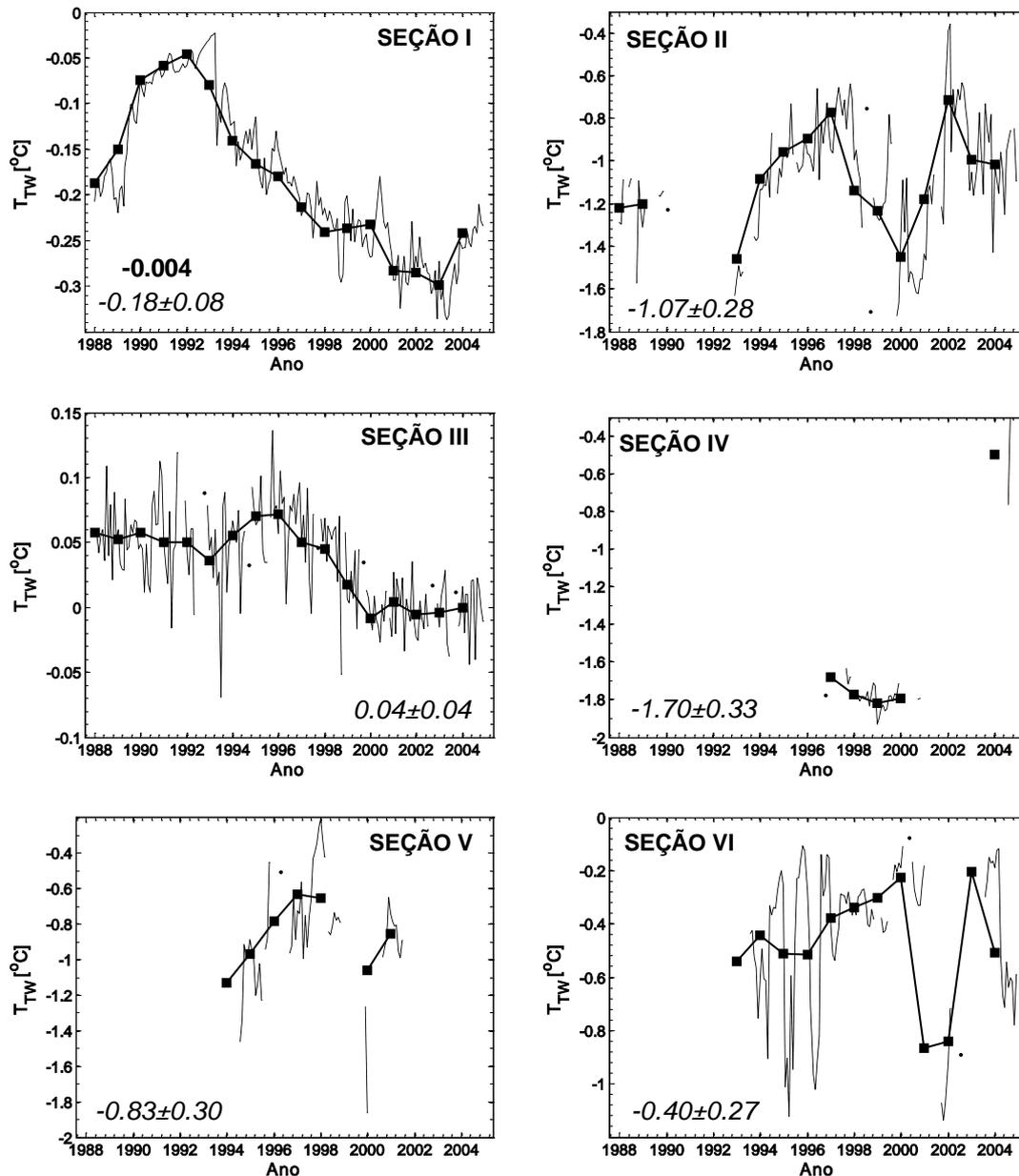


Figura VI-5. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da temperatura ponderada pelo transporte de volume [T_{TW} ; °C] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam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

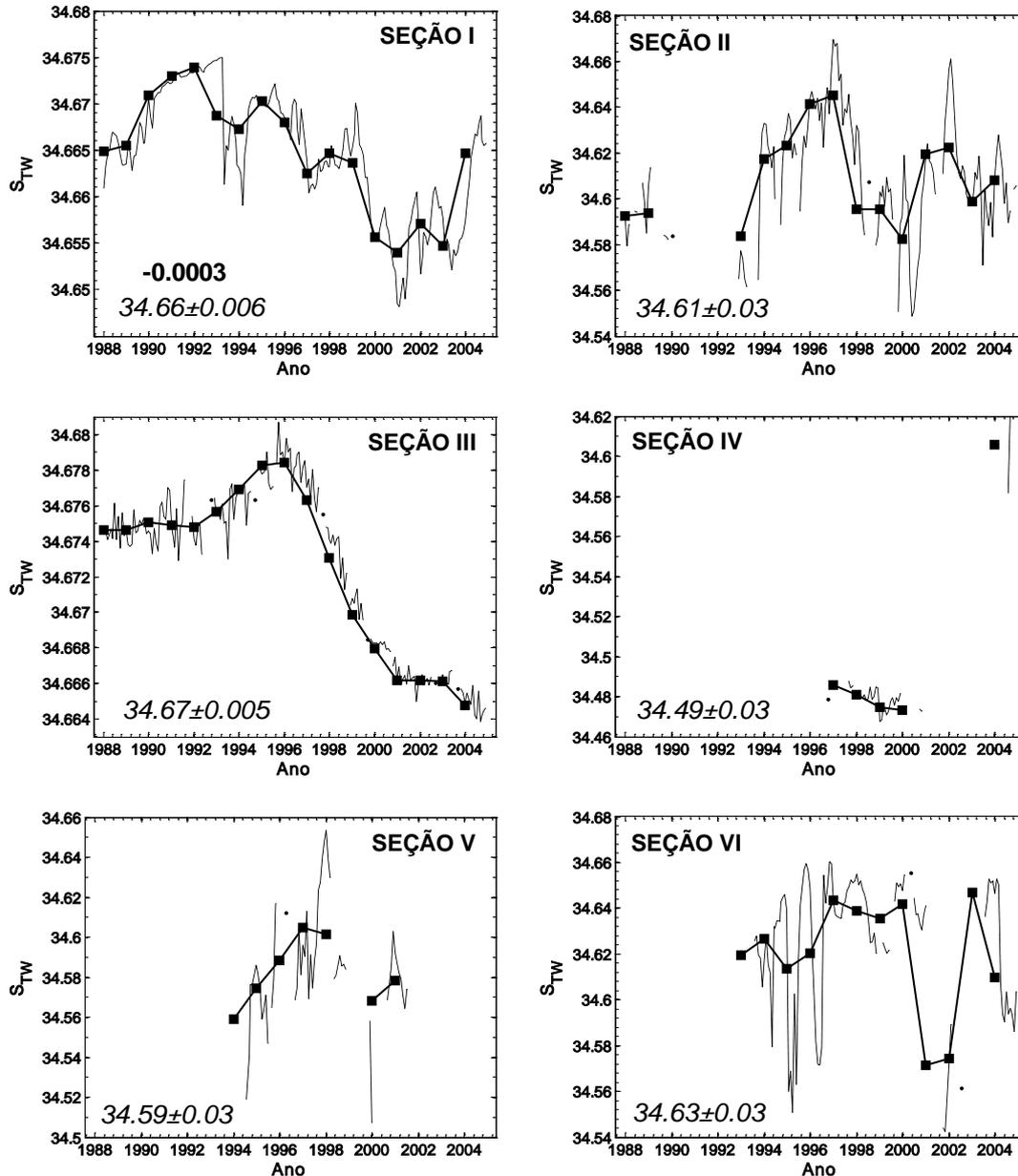


Figura VI-6. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da salinidade ponderada pelo transporte de volume [S_{TW}] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam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

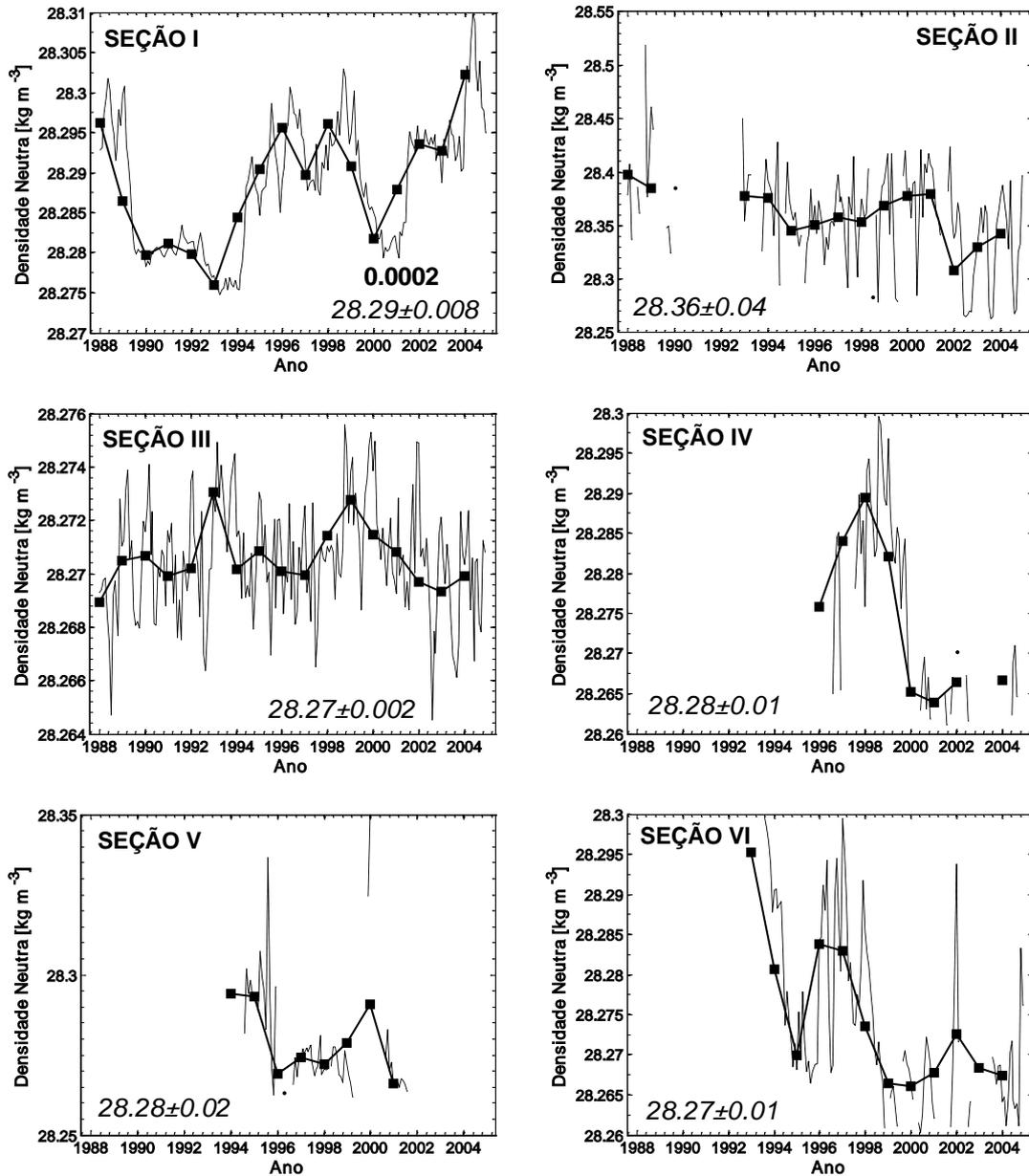


Figura VI-7. Série temporal da média mensal (linha pontilhada) e anual (linha cheia) da densidade neutra [kg m⁻³] das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [kg m⁻³ década⁻¹]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

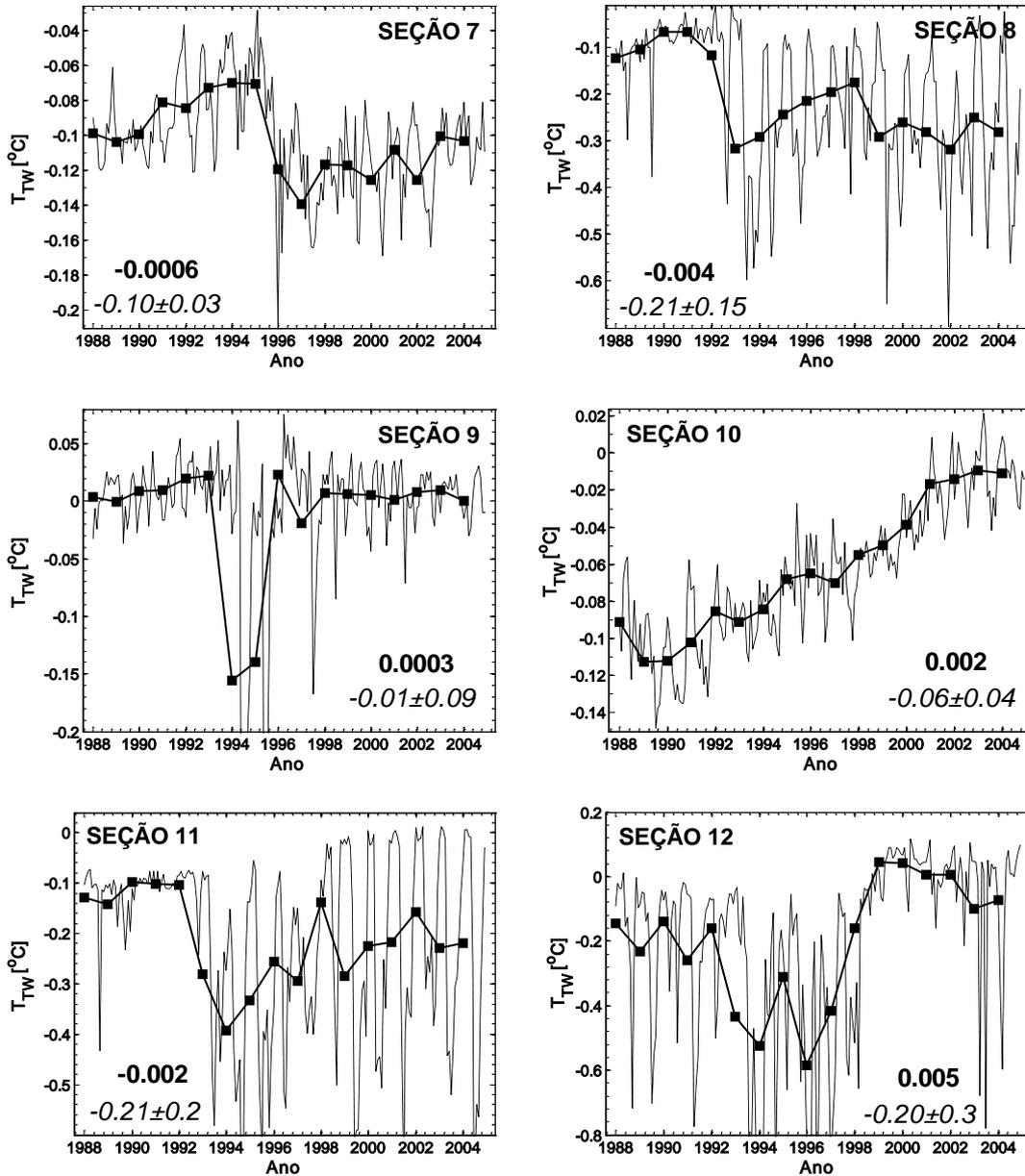


Figura VI-8. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

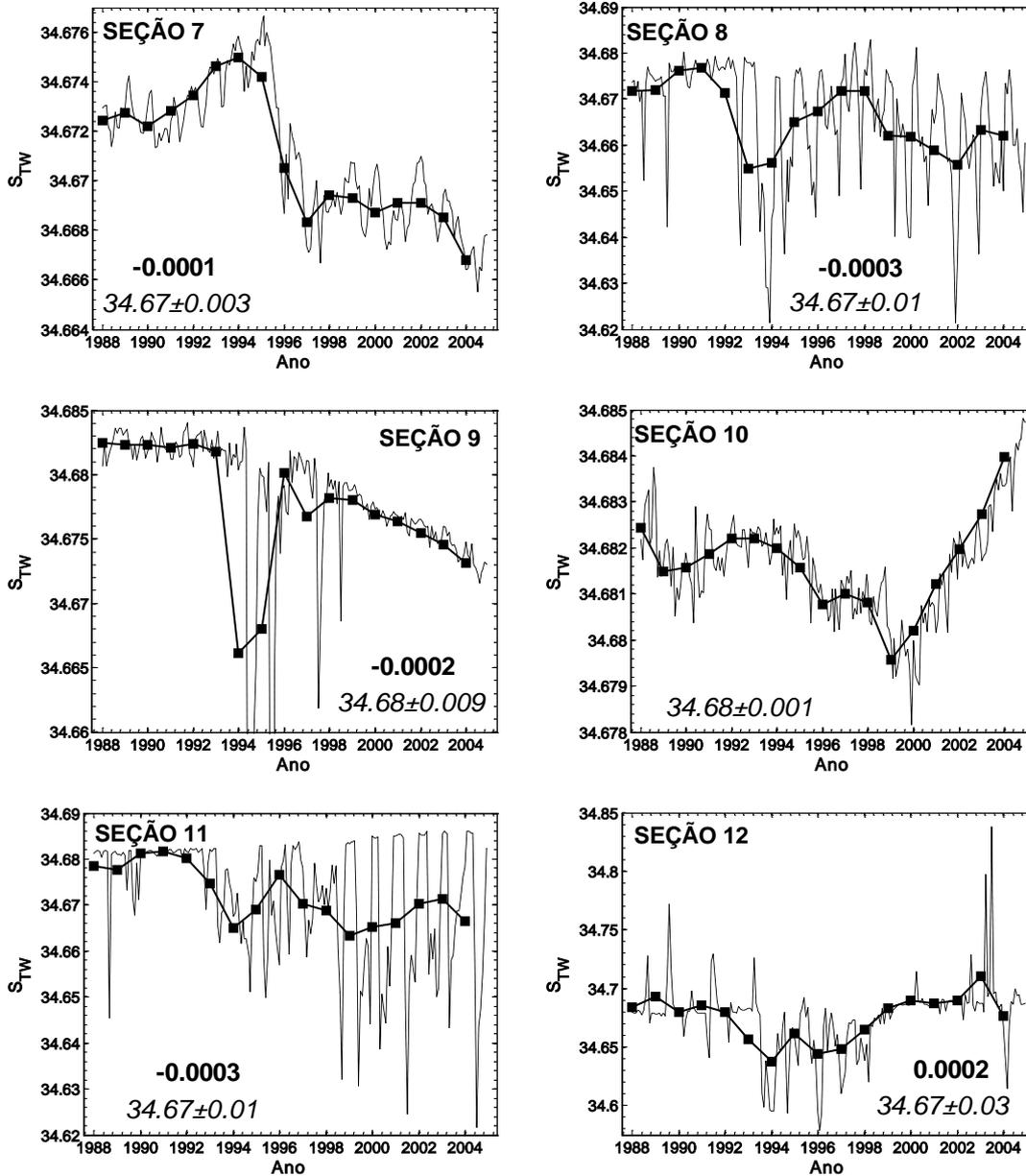


Figura VI-9. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

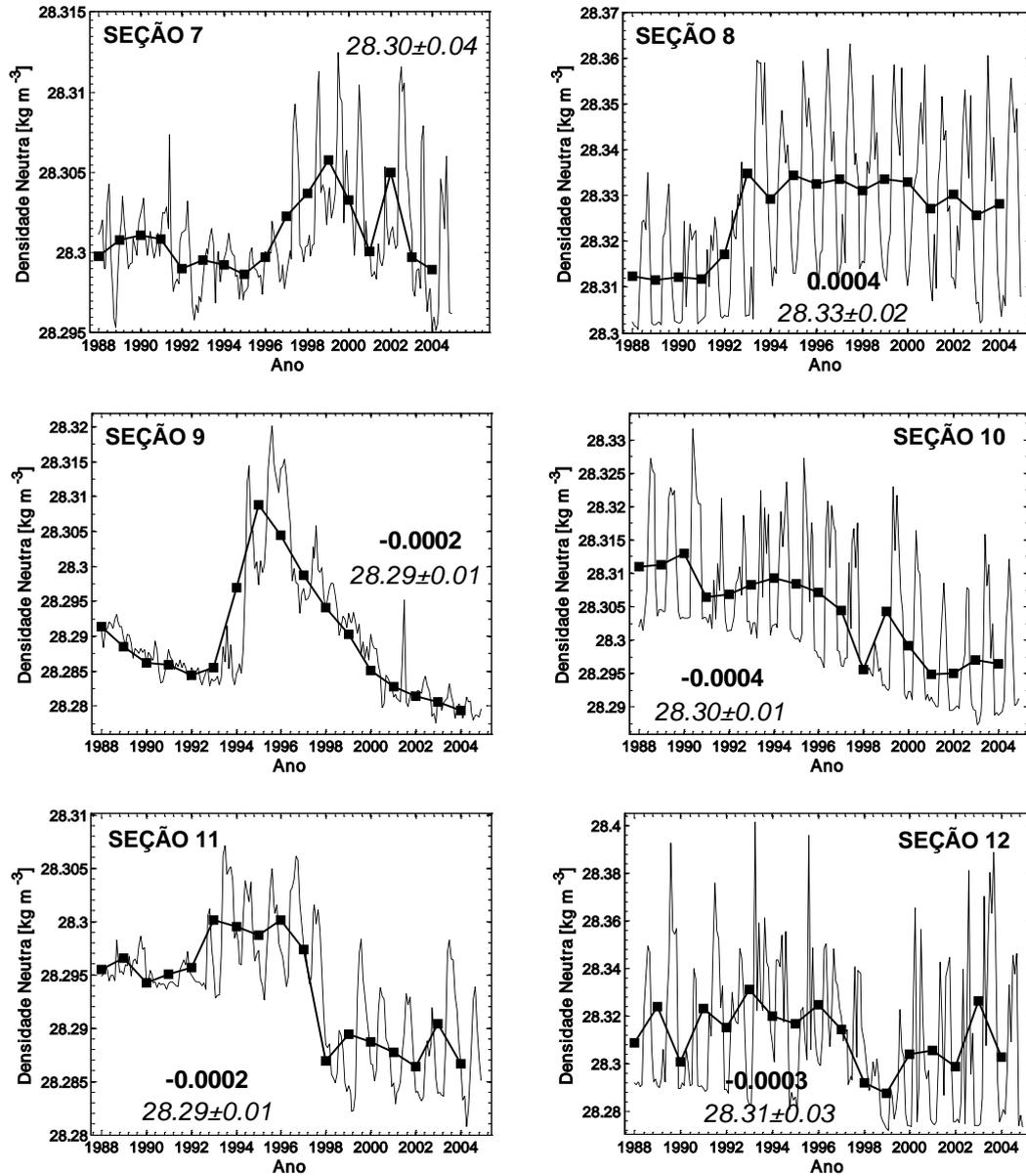


Figura VI-10. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

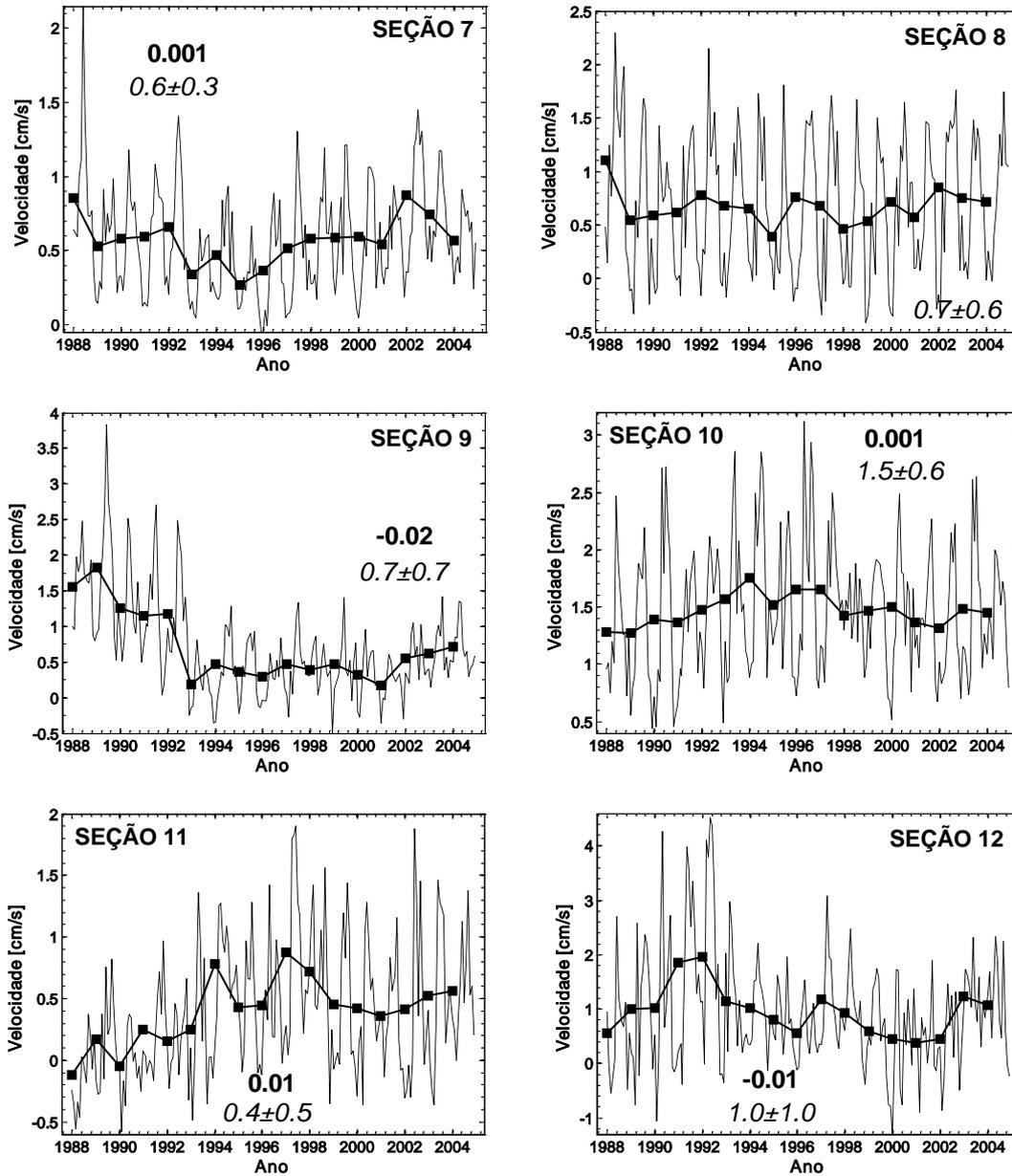


Figura VI-11. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

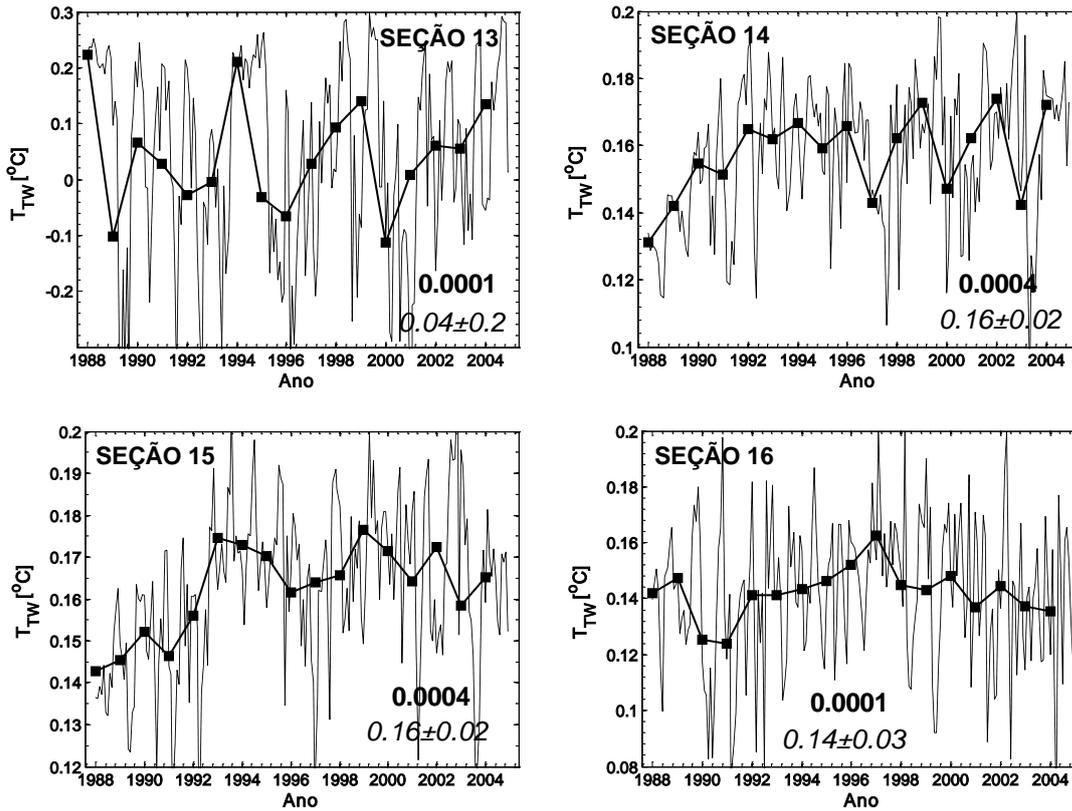


Figura VI-12. Assim como a legenda da Fig. VI-1, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

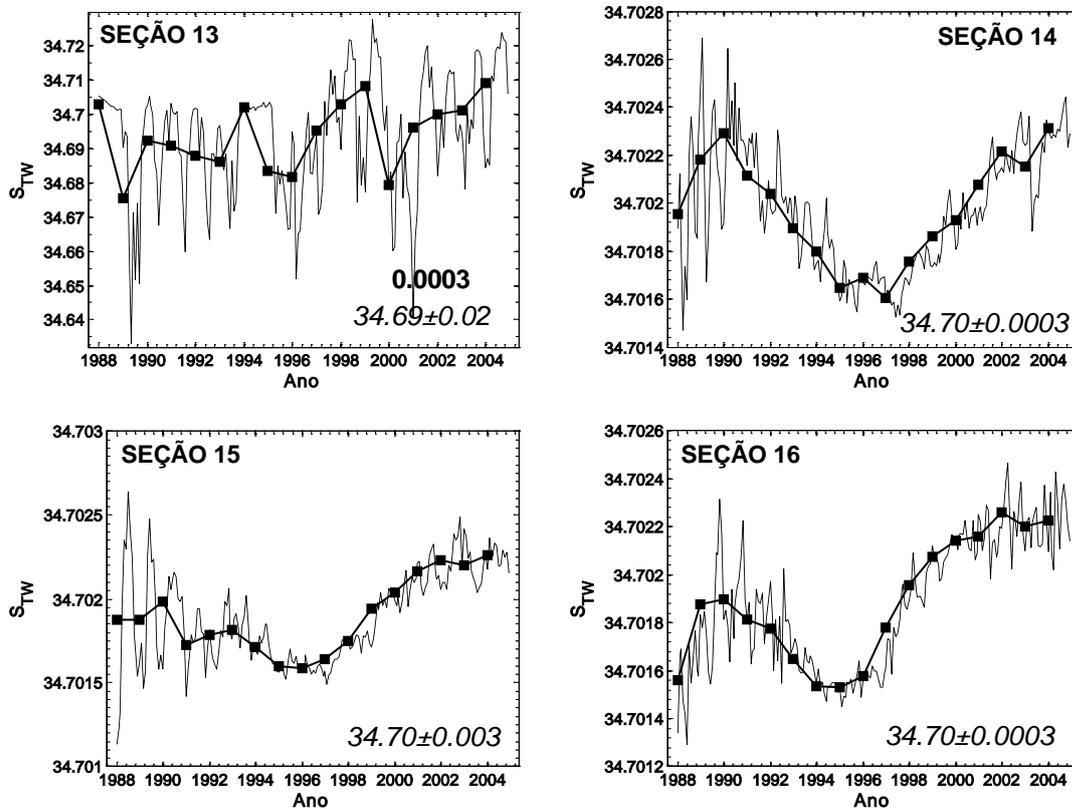


Figura VI-13. Assim como a legenda da Fig. VI-2, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

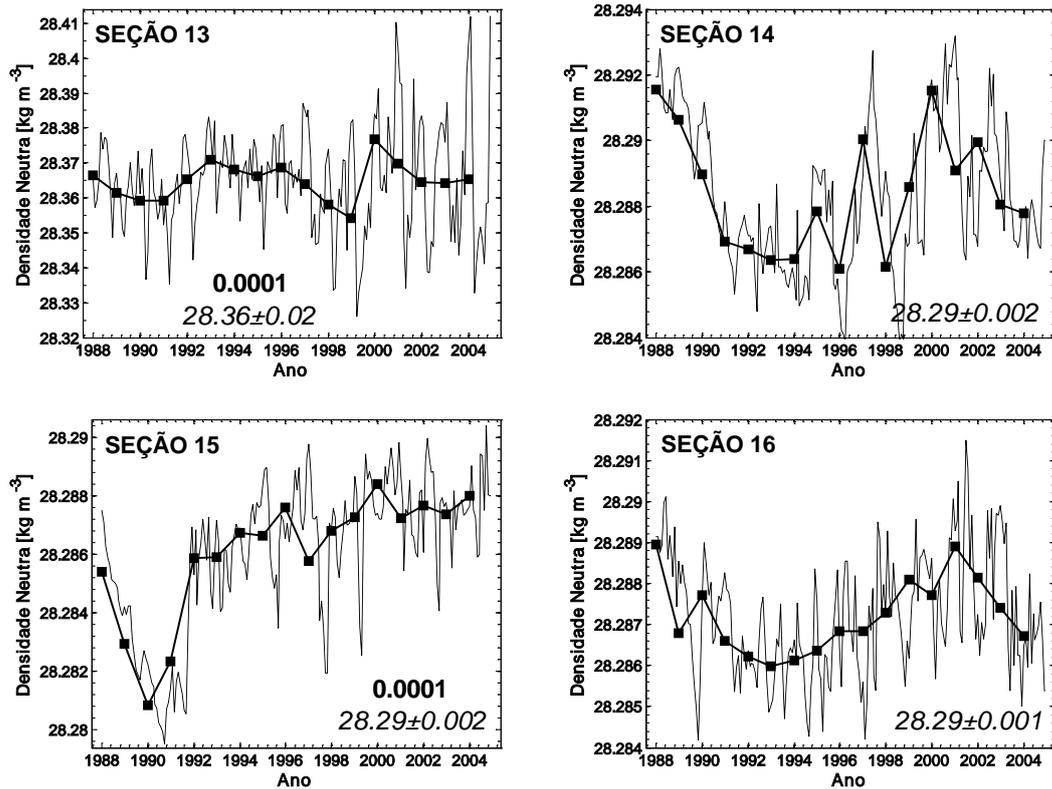


Figura VI-14. Assim como a legenda da Fig. VI-3, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

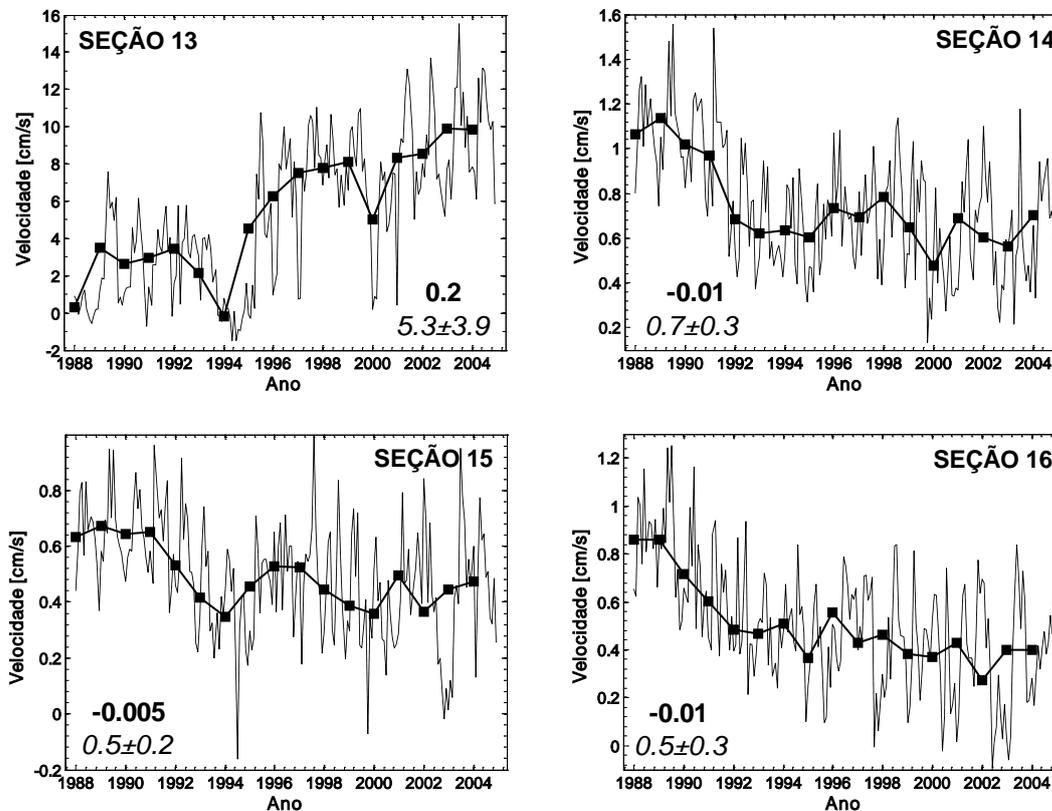


Figura VI-15. Assim como a legenda da Fig. VI-4, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

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 VI-1 e VI-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 de θ e S 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.

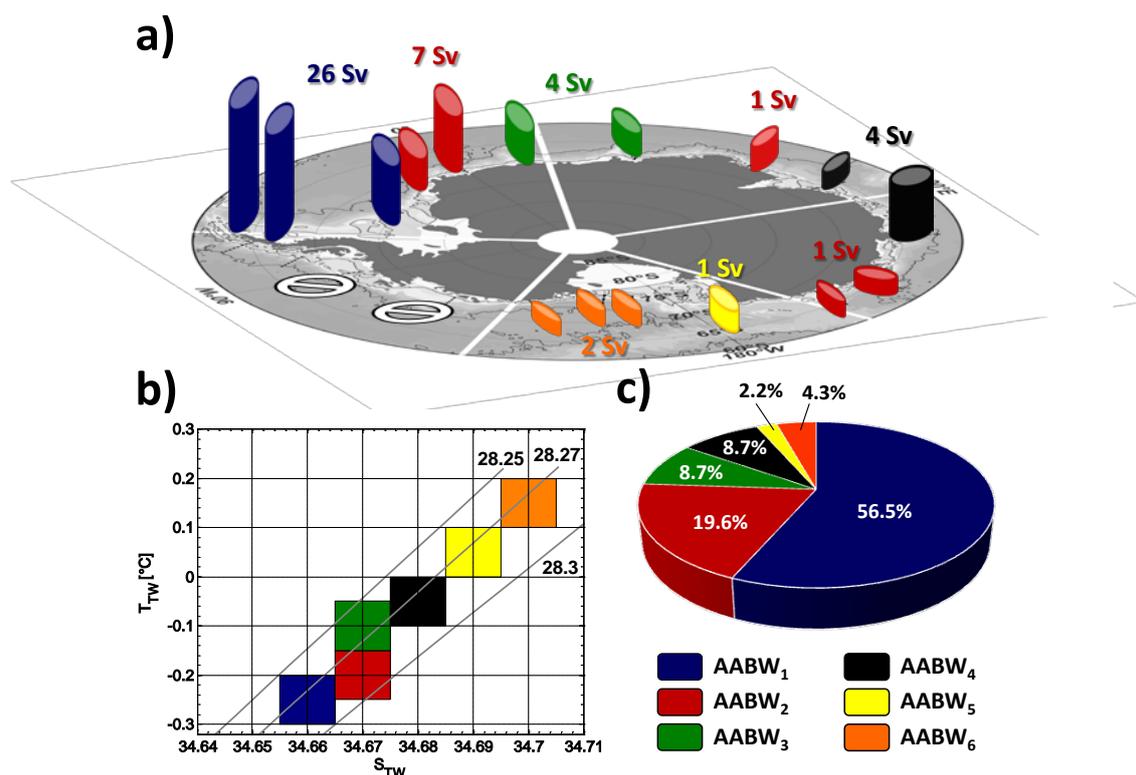


Figura VI-16. (a) Transporte de volume da AABW cruzando cada seção de exportação. Os números se referem à soma do transporte de volume de cada variedade da AABW definida em (b). As variedades da AABW são identificadas a partir do diagrama TS, linhas cinza indicam as superfícies de densidade neutra [kg 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 (referenciando a WSDW), 25% no Setor Índico (referenciando a ADLBW) e 7% no Setor Pacífico (referenciando a RSBW) do oceano Austral,. Assumindo 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, respectivamente, 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 AABW₂, 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. AABW₁, AABW₂, AABW₄, AABW_{5&6}, correspondem, respectivamente, a 60%, 20.5%, 9.5% e 6.8%. A exceção é a variedade AABW₃, 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 noroeste 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). 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.

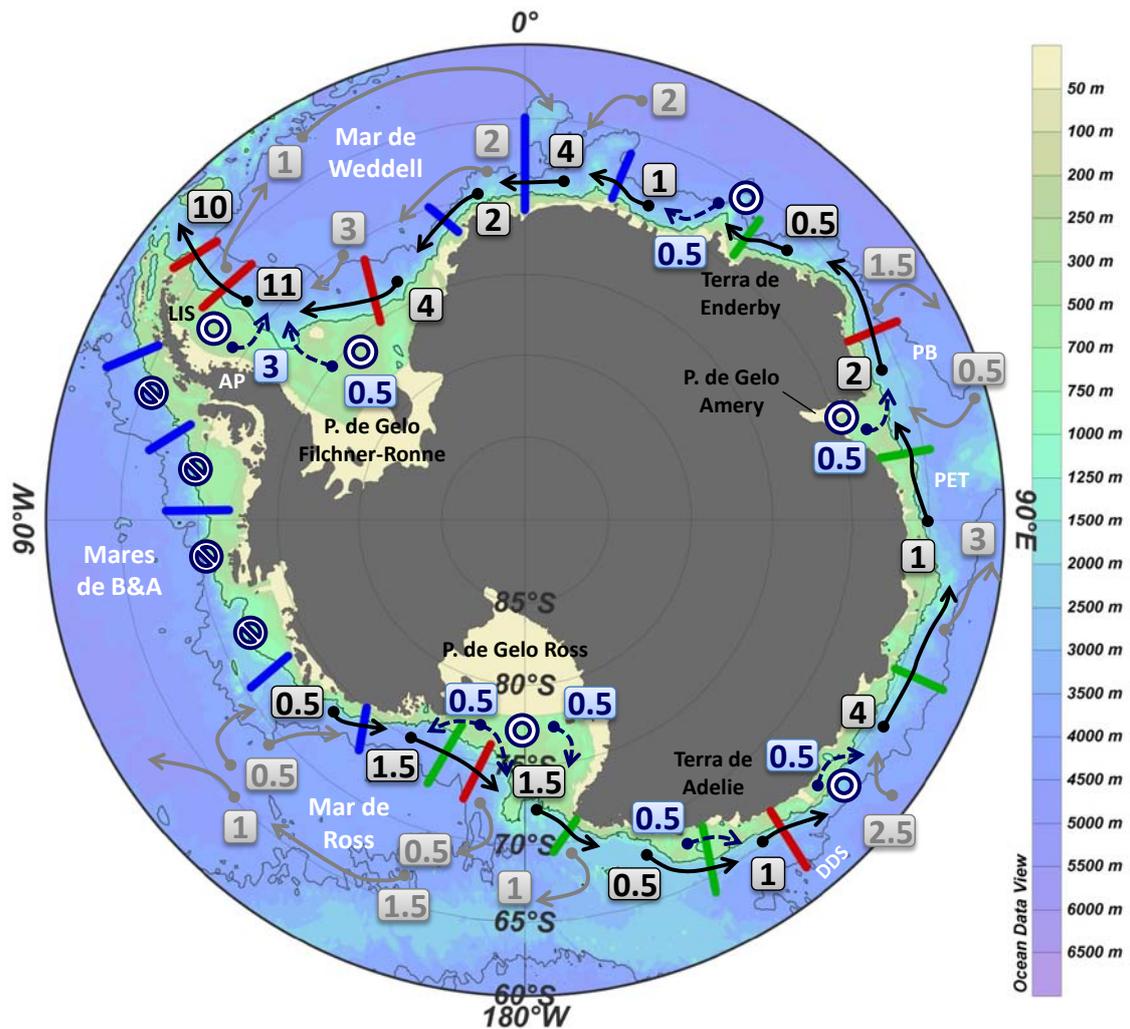


Figura VI-17. Esquema do transporte de volume [Sv] da AABW ao longo do talude continental do oceano Austral baseado nas médias do transporte simulado pelo modelo OCCAM 1/12°. As linhas vermelhas, verdes e azuis se referem às seções de exportação analisadas, classificadas segundo Baines & Condie [1998],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

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 produção e exportação da AABW ao longo das margens continentais do continente Antártico é ocasionada devido às alterações, que ocorrem em diferentes escalas temporais, nos processos acoplados 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 produção e exportação 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*)

Um dos principais modos 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 exhibe 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 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](#)].

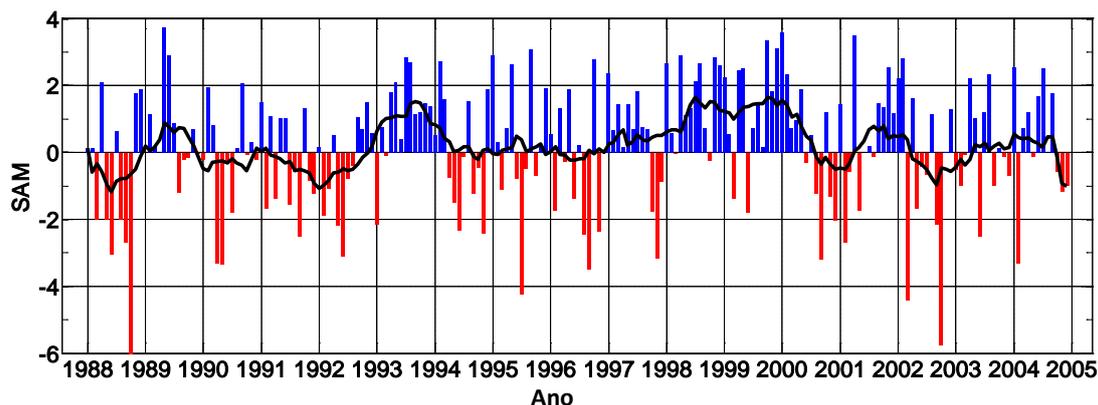


Figura VII-1. Índice SAM entre 1988 e 2004. A linha preta corresponde à média móvel de 6 meses do índice.

Os meses que correspondem a um índice SAM de polaridade altamente positiva são caracterizados por temperaturas polares mais baixas, 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.

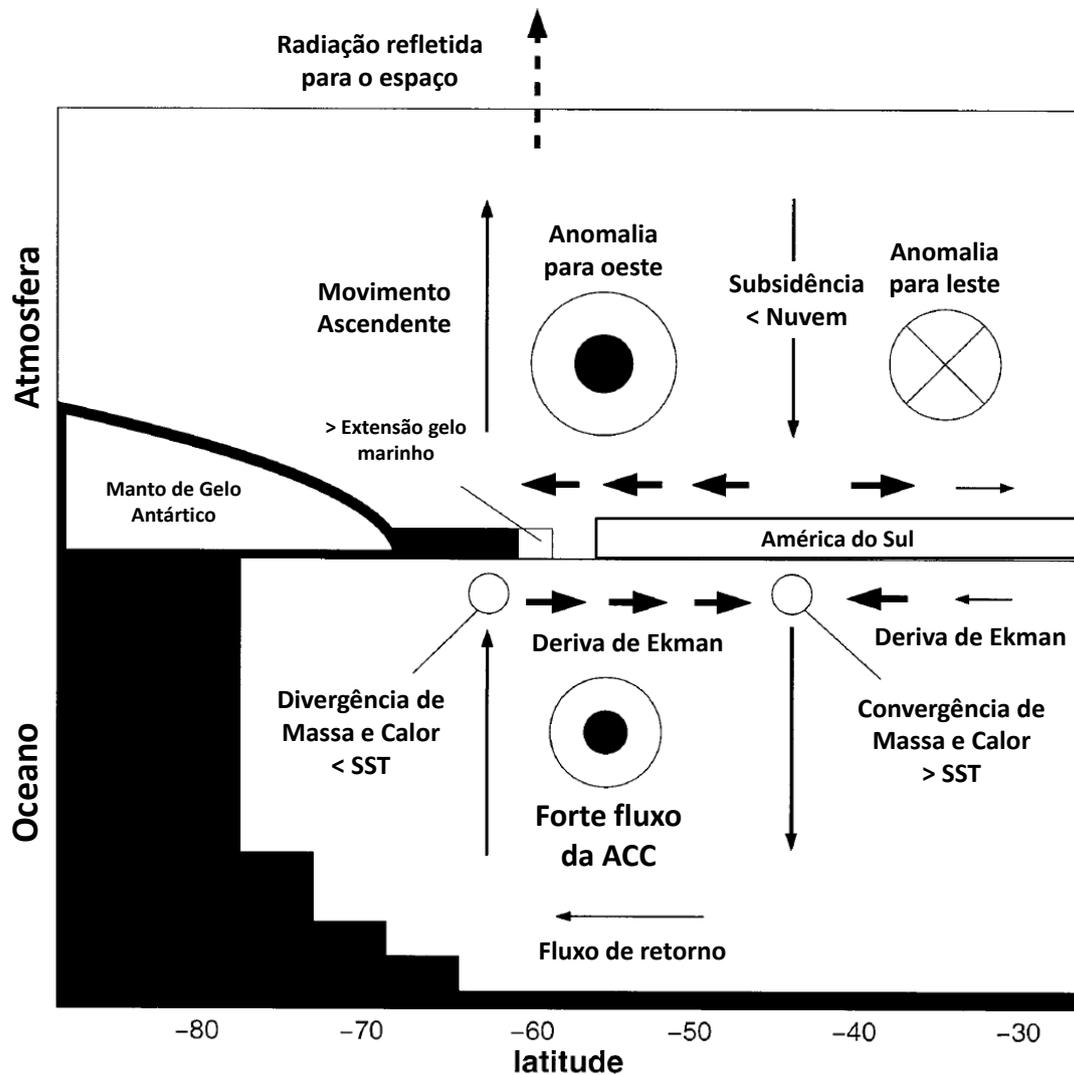


Figura VII-2. Esquema das alterações oceânicas e atmosféricas ocasionadas quando o índice SAM é positivo. Figura modificada de [Hall & Visbeck \[2002\]](#).

Adicionalmente, a literatura sugere uma tendência do SAM para uma fase positiva nas últimas décadas [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). Recentemente, alguns trabalhos [e.g.

Gillett & Thompson 2003] mostram que esta tendência do SAM pode ser fortemente atribuída a diminuição do ozônio estratosférico. Sigmond & Fyfe [2010] mostram que a resposta da circulação devido ao efeito da variabilidade do SAM, em função da diminuição do ozônio, é acompanhada pela diminuição da extensão do gelo marinho. Entretanto, os autores destacam a necessidade da continuidade dos estudos que investiguem a real ligação entre o SAM, a diminuição do ozônio e o gelo marinho antártico.

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, que 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].

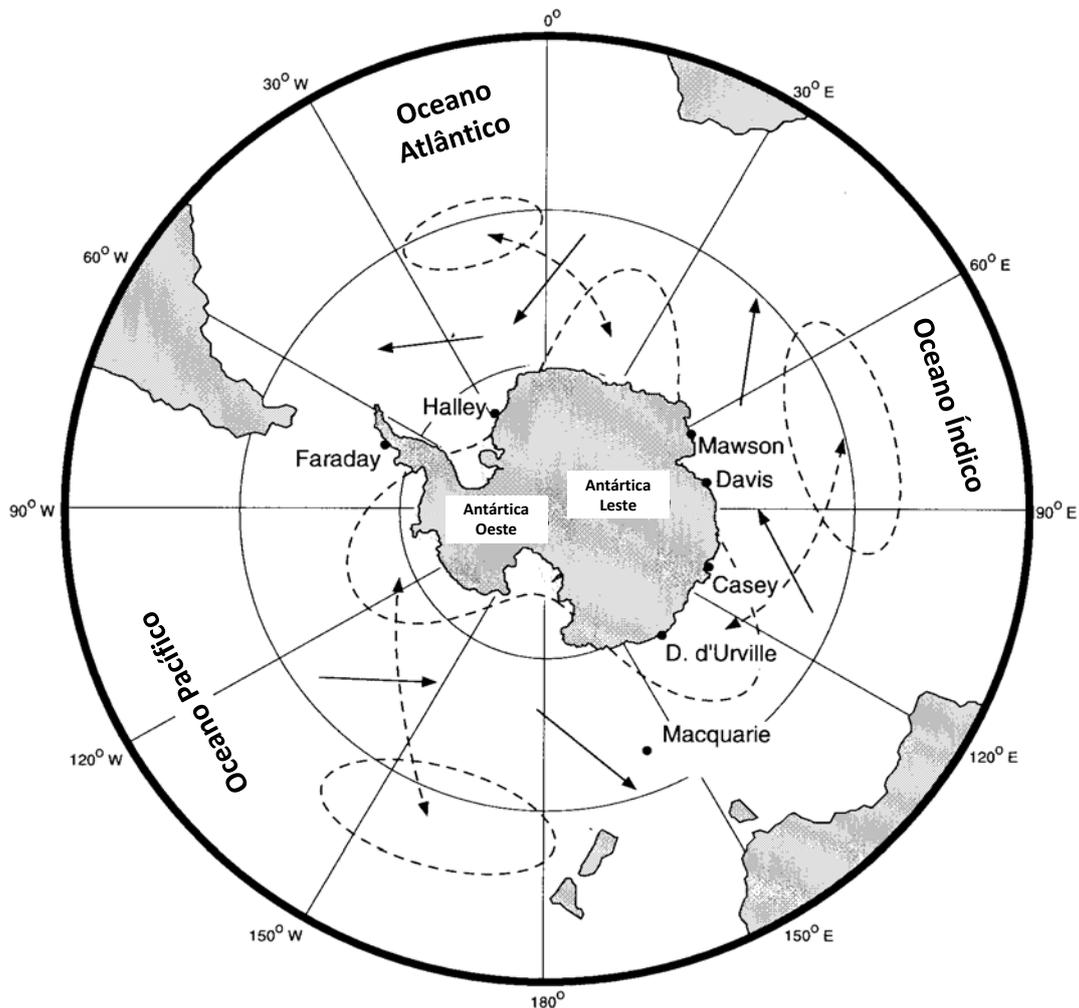


Figura VII-3. Esquema das mudanças de pressão e circulação atmosférica em fases de expansão e contração da Oscilação Semianual (SAO). Vetores tracejados mostram a localização das maiores mudanças no campo de pressão e os vetores cheios indicam a mudança da circulação associada por ocasião da contração.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

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]. Entretanto, os mecanismos que influenciam a amplitude da SAO sobre a porção do oceano Atlântico é diferente daqueles responsáveis pela variação na porção dos oceanos Índico e Pacífico [Taschetto *et al.* 2007].

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 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). O 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.

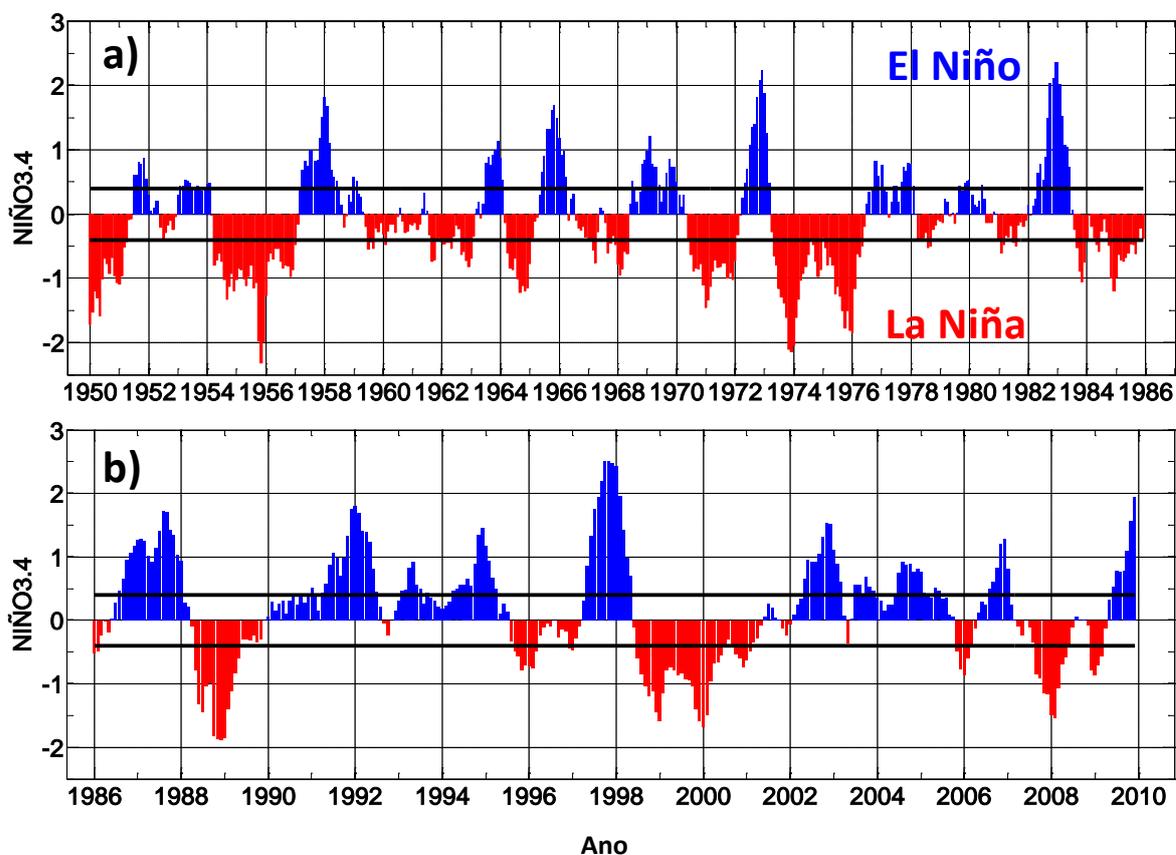


Figura VII-4. Índice NINO3.4 entre os anos de (a) 1950-1986 e (b) 1986-2010. As barras pretas marcam o limite de $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ para consideração de ocorrência de eventos de (azul) El Niño e (vermelho) La Niña.

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.

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 positiva 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).

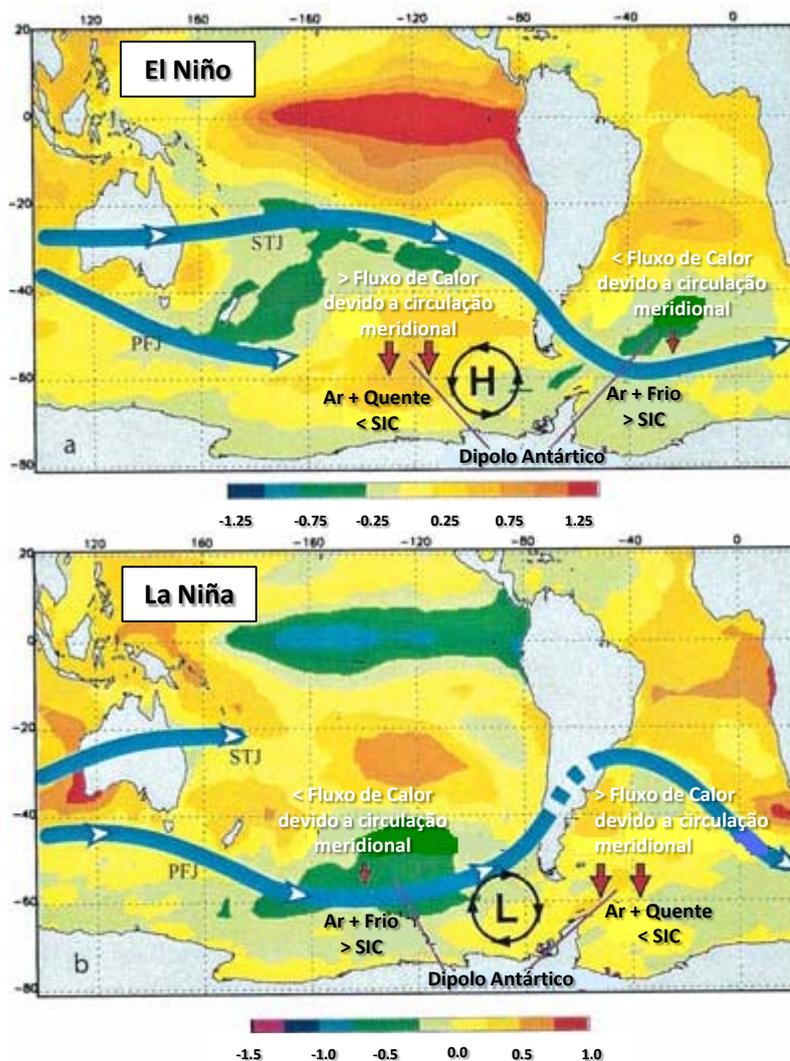


Figura VII-5. Mapas de composições da anomalia da temperatura superficial do mar (SST; °C) para (a) condição de El Niño e (b) condição de La Niña. Os mapas de composições são resultados da média da SST a partir do mês de maio anterior ao evento do ENSO totalmente desenvolvido até o mês de abril seguinte, e considerando cinco eventos de El Niño e La Niña, respectivamente. Esquemas do fluxo do jato subtropical (STJ) e polar (PFJ), dos centros anômalo 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].

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.

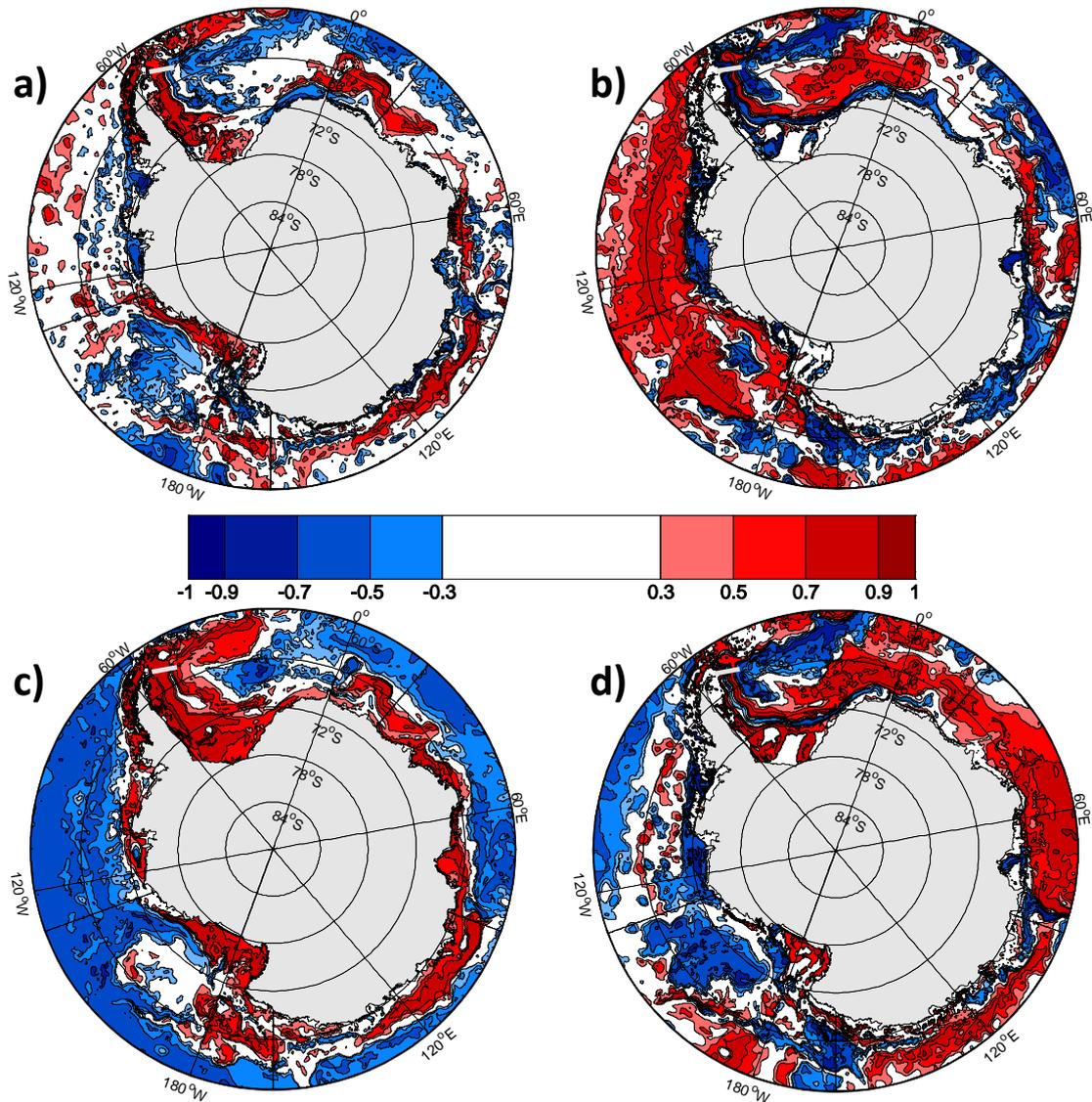


Figura VII-6. Mapas de correlação cruzada entre as médias mensais do transporte de volume da Seção 1 (linha cinza) do Setor Mar de Weddell com (a & b) a temperatura potencial e (c & d) salinidade da (a & c) SML e (b & d) ILD, lag-0. Coeficientes de correlação maiores que 0.5 em módulo são significantes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

O 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 altas 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.

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.

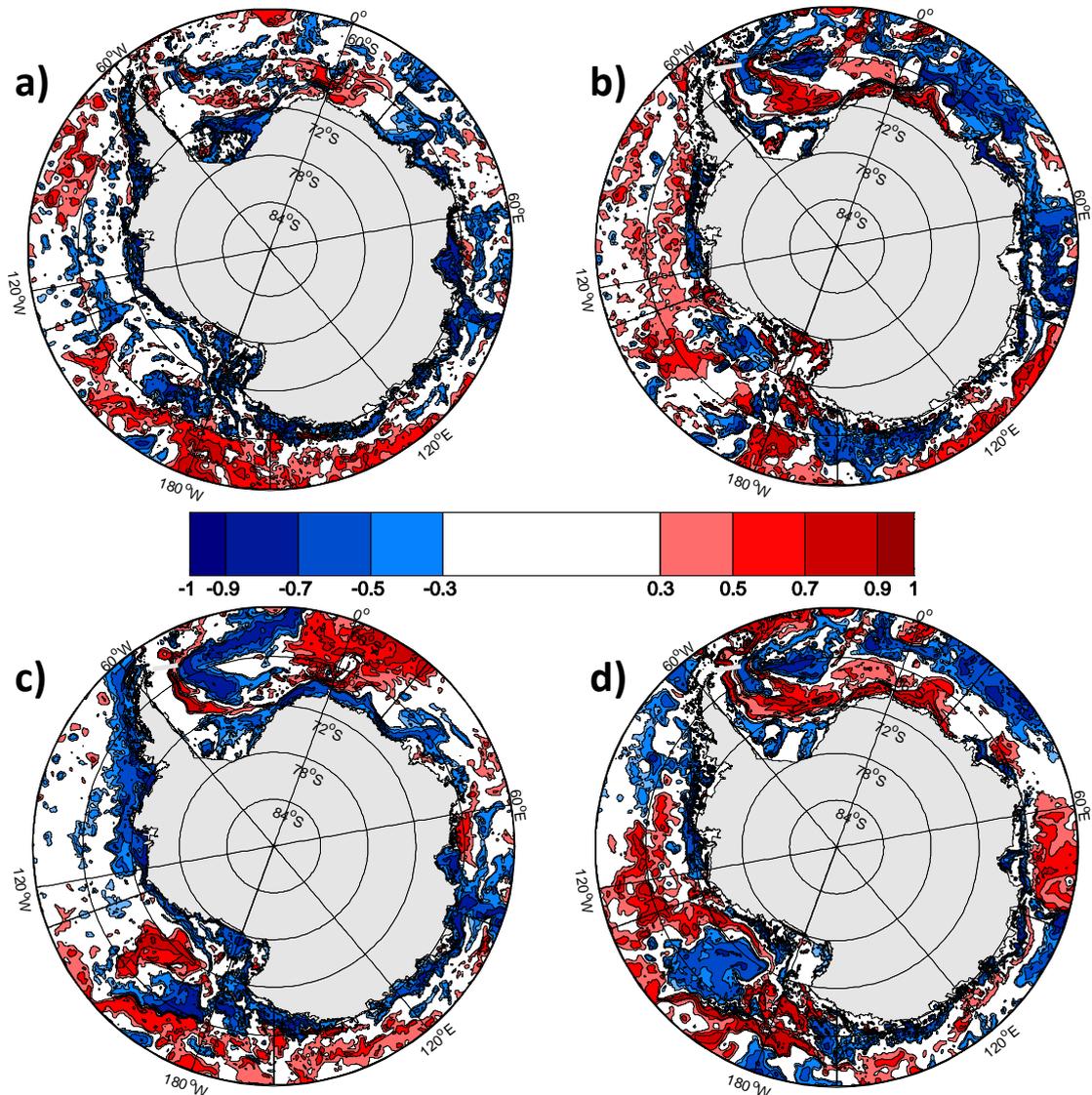


Figura VII-7. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para lag-5.

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 WDW 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.

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.

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).

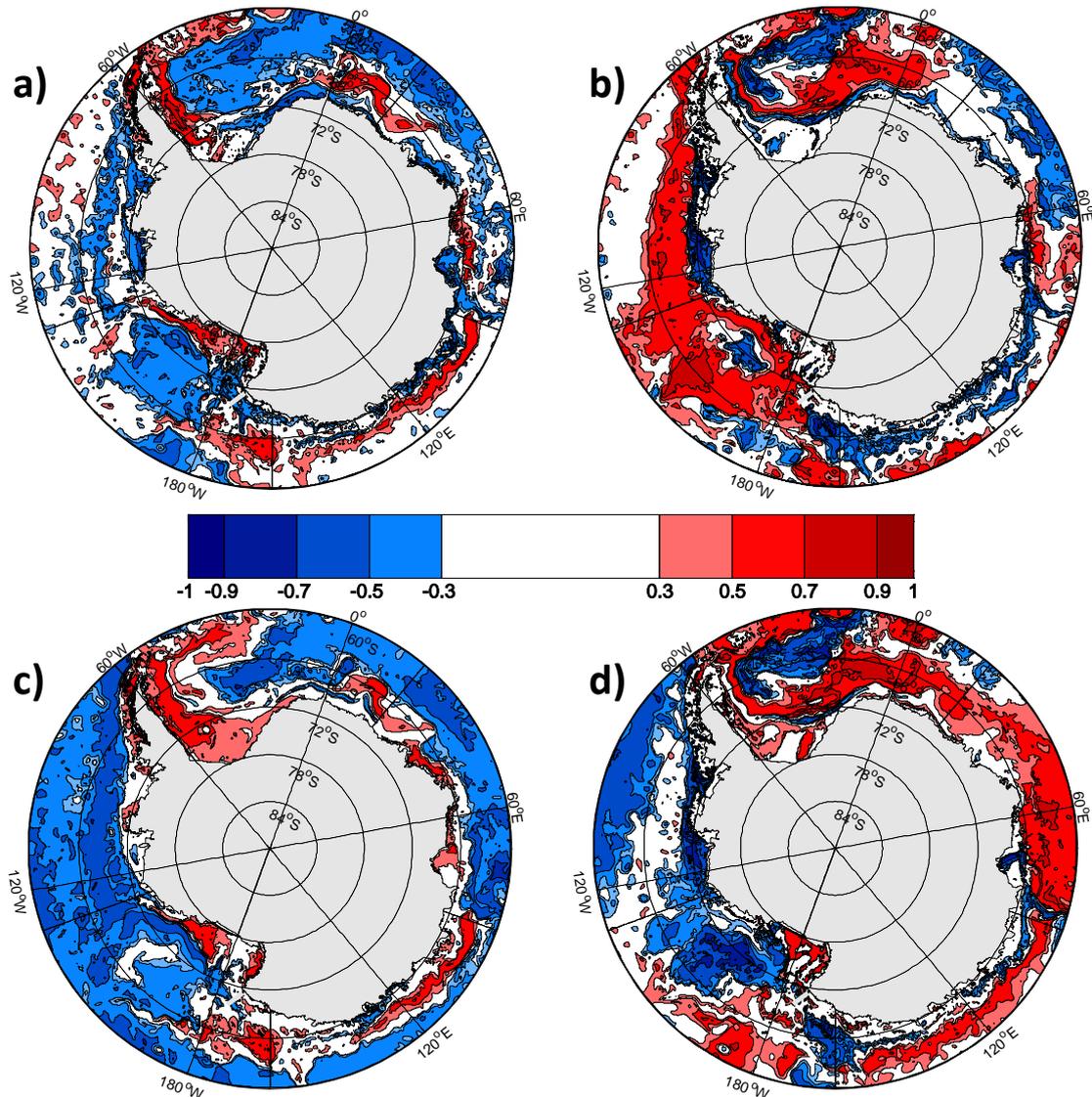


Figura VII-8. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross.

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.

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).

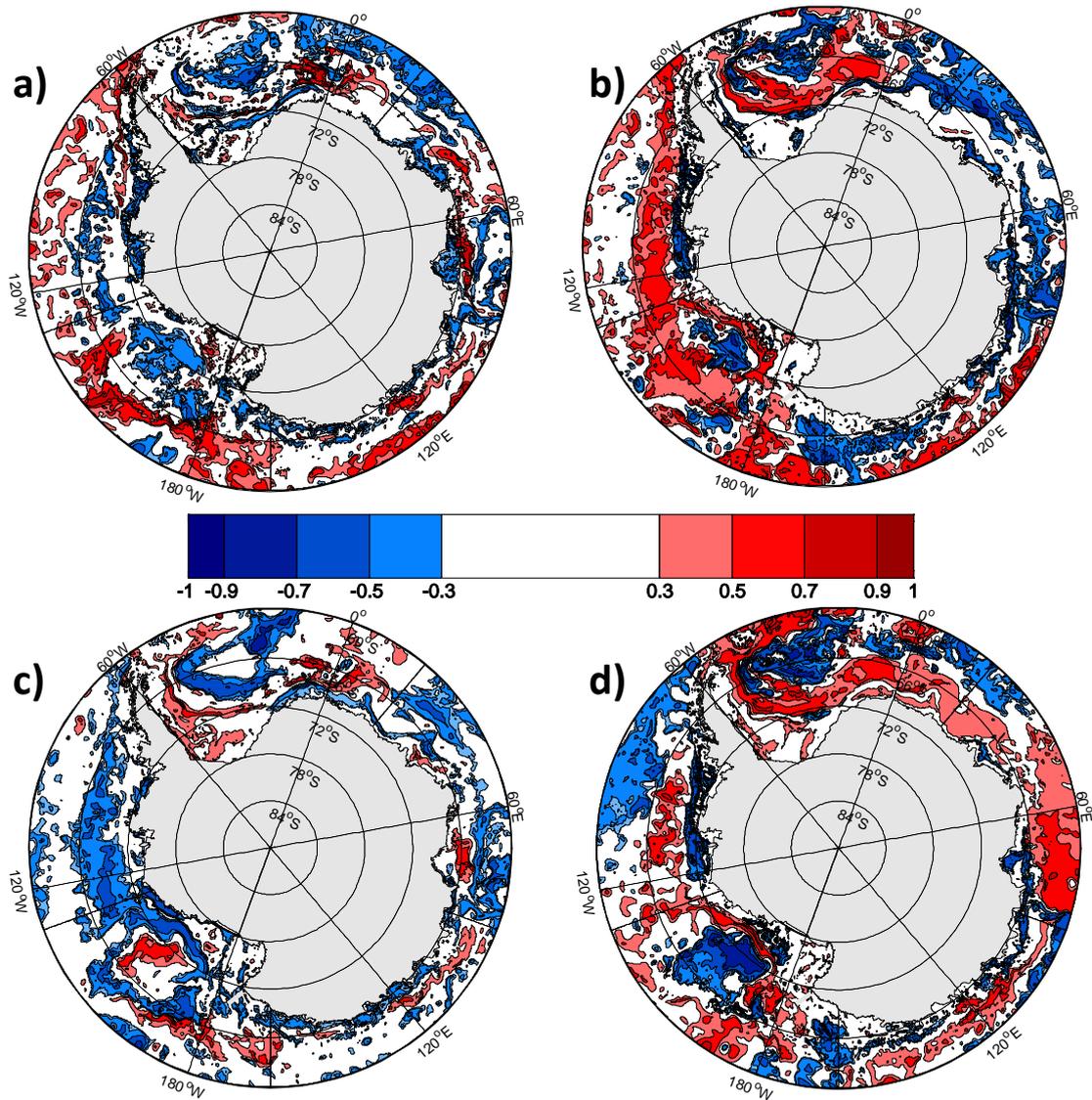


Figura VII-9. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross com lag-5.

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. 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.

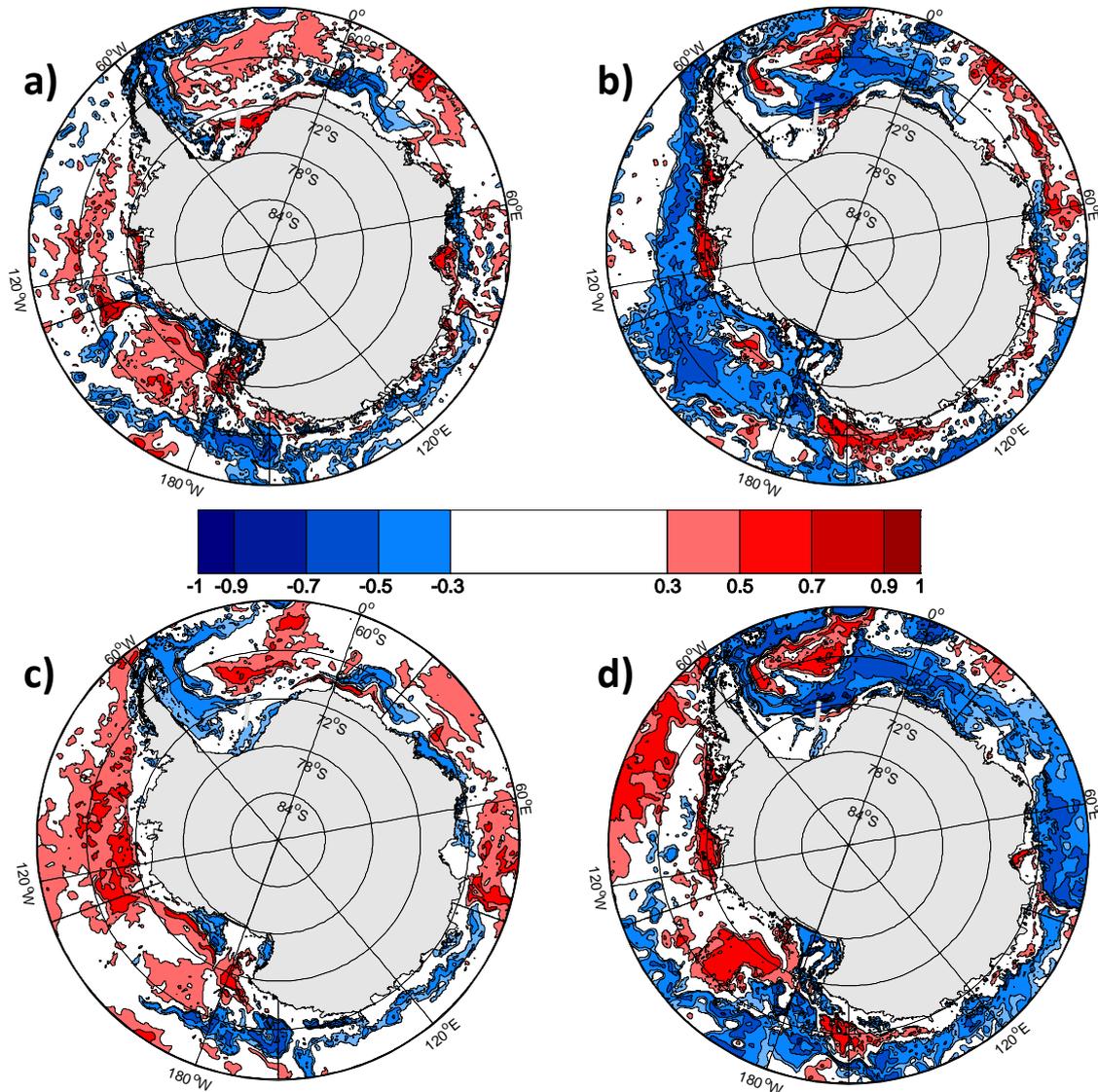


Figura VII-10. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell.

A variabilidade das águas-fonte certamente 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].

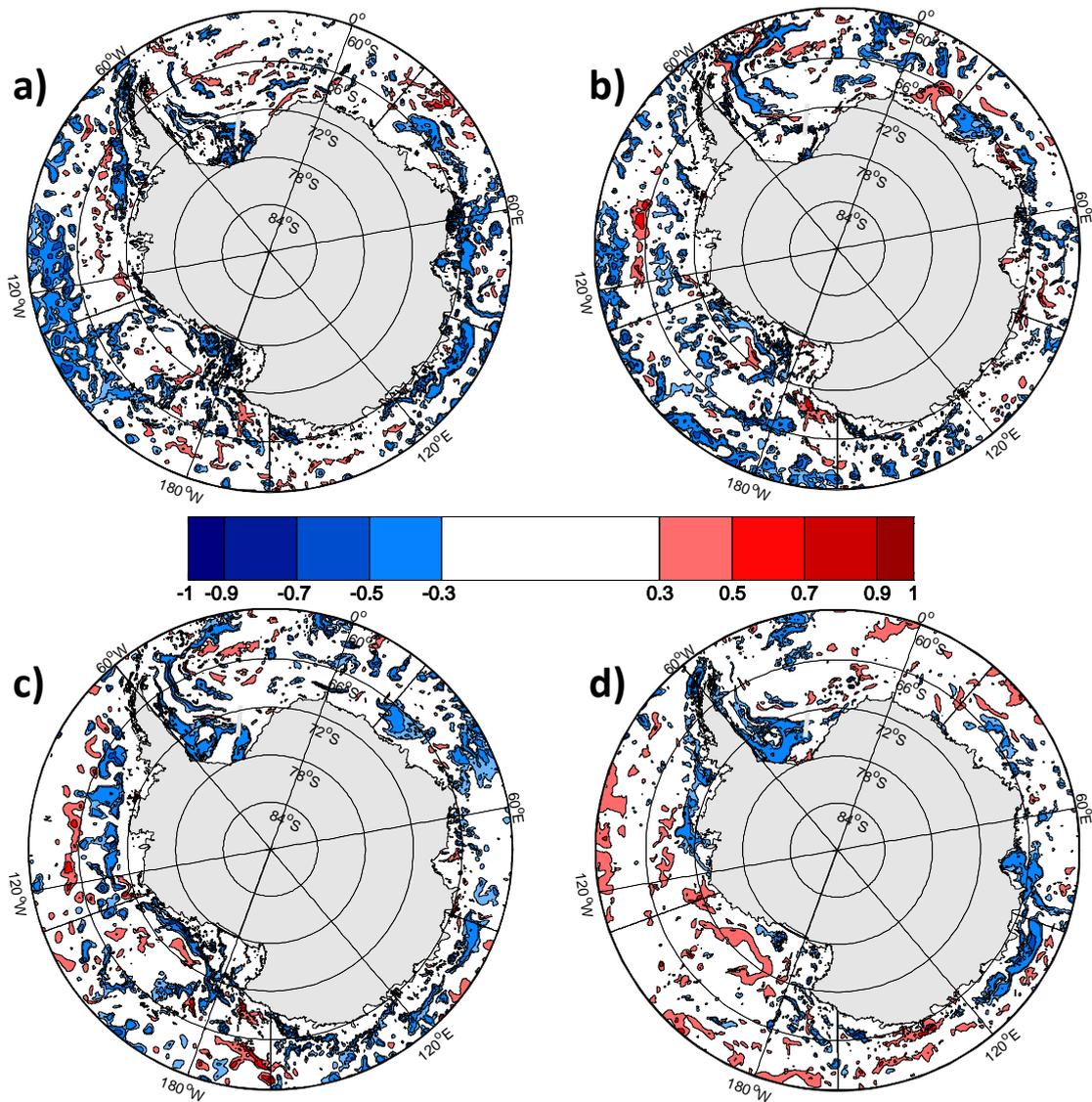


Figura VII-11. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell com lag-5.

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.

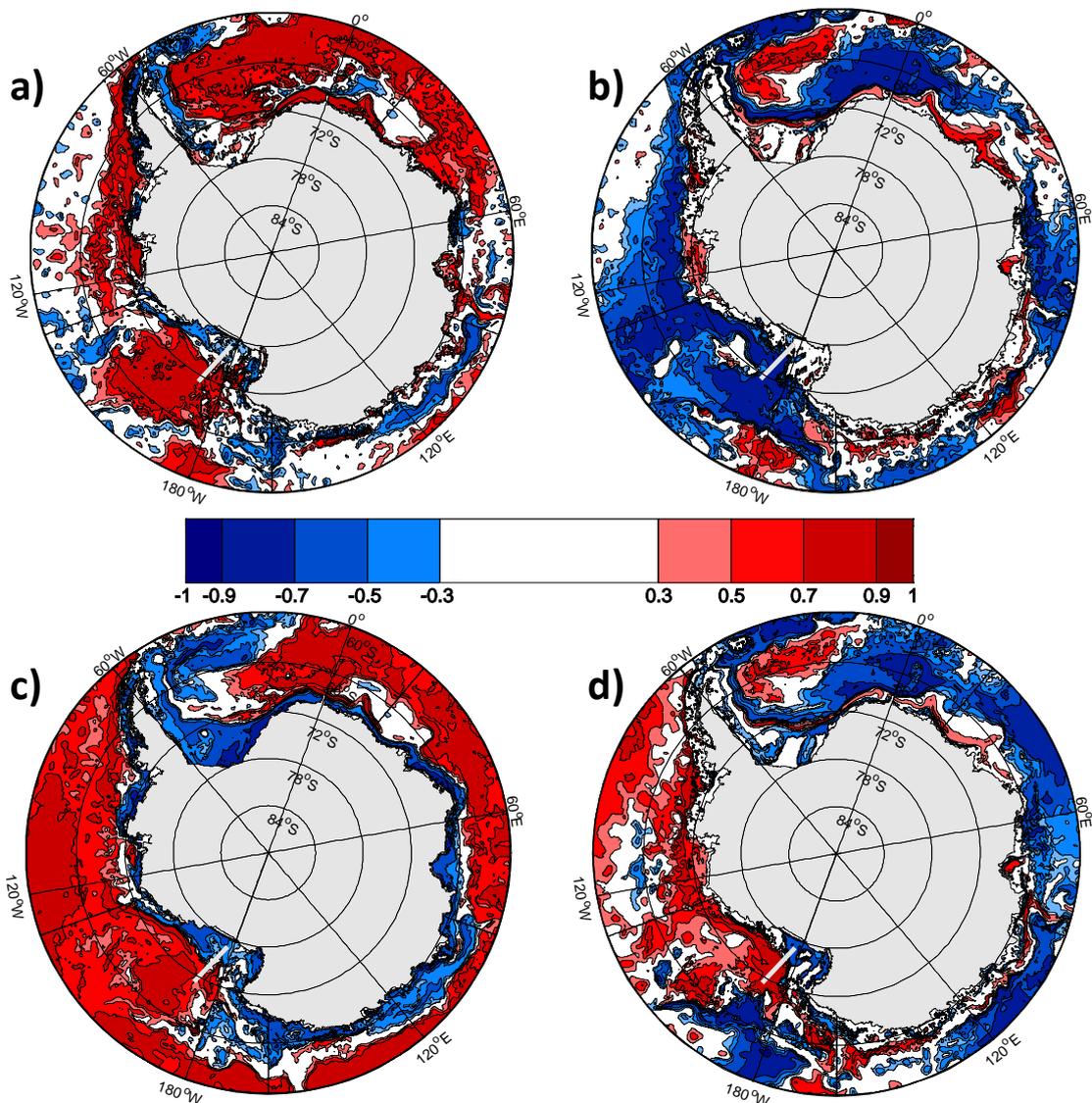


Figura VII-12. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross.

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].

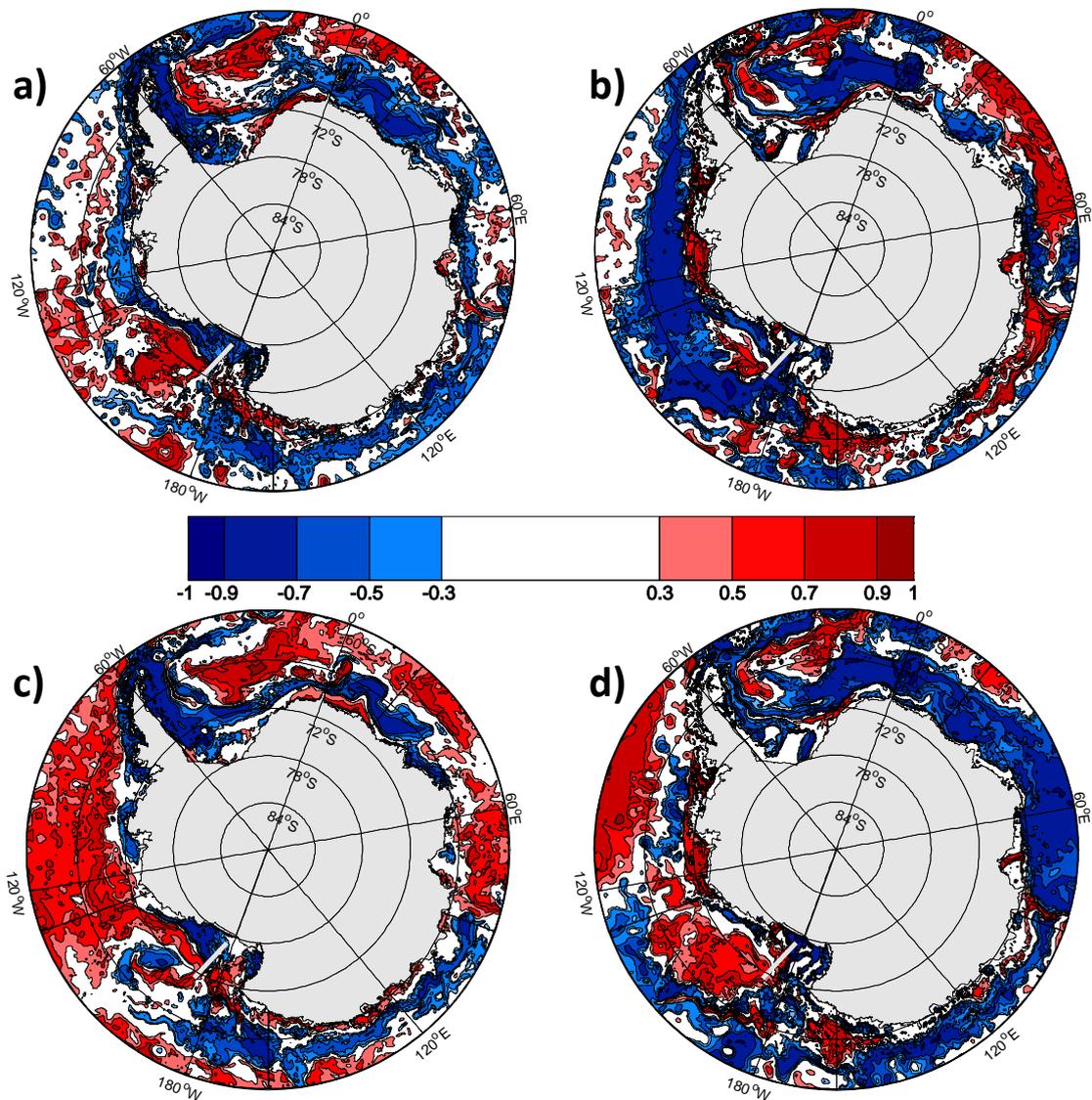


Figura VII-13. Assim como a legenda da Fig. VII-6, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross com lag-5.

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, a concentração (SIC) e a espessura (SIT) do gelo marinho, e as componentes zonal e meridional do estresse do vento no oceano Austral foram

investigadas através dos mapas de diferenças de composições. 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 superficial. 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 composição 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. 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.

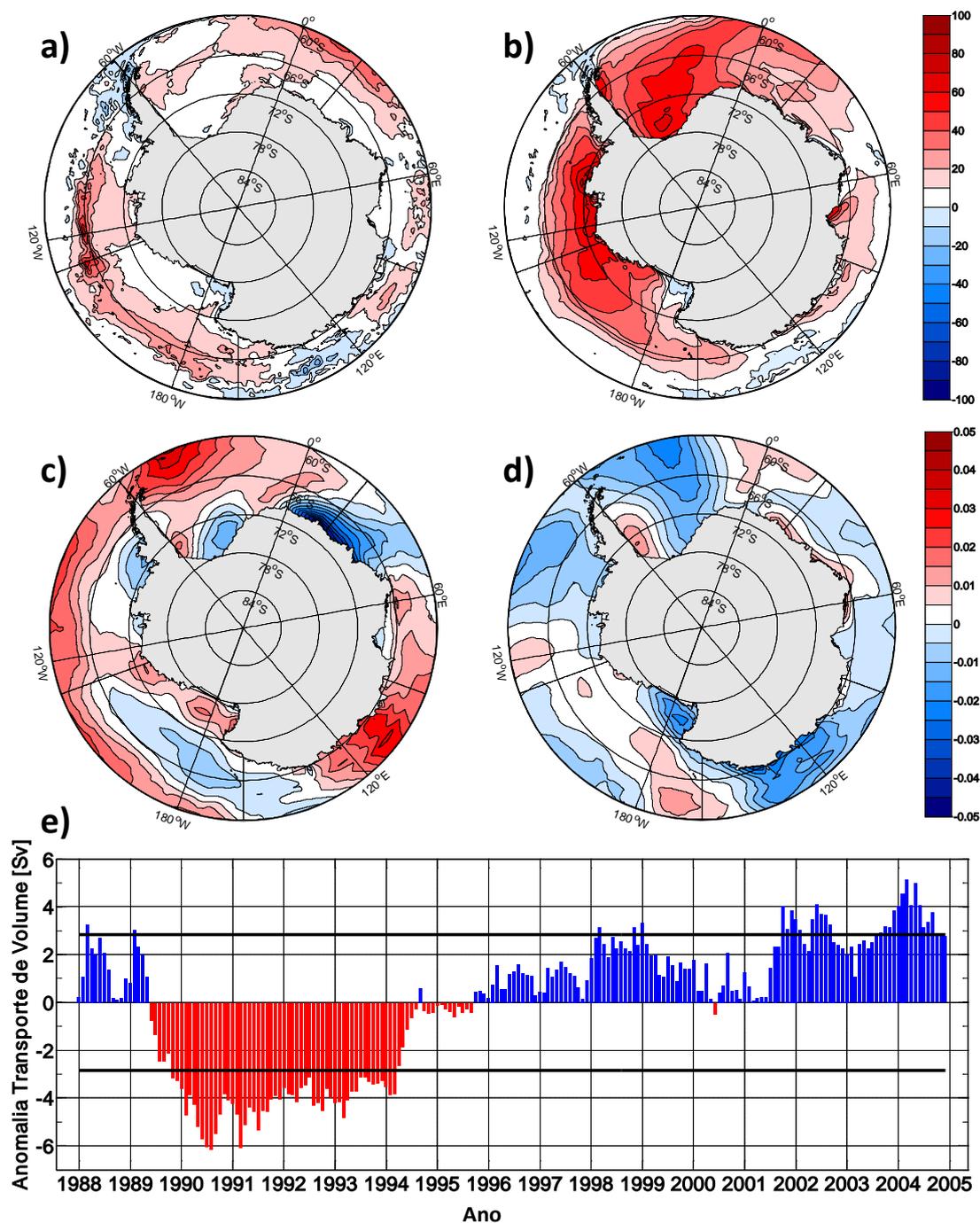


Figura VII-14. Mapas de diferenças das composições da (a) concentração do gelo marinho (SIC; %), da (b) espessura do gelo marinho (SIT; cm), da (c) componente zonal e (d) meridional do estresse do vento [$N m^{-2}$] entre os (e) períodos anômalos de (azul) máximo e (vermelho) mínimo transporte de volume 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.

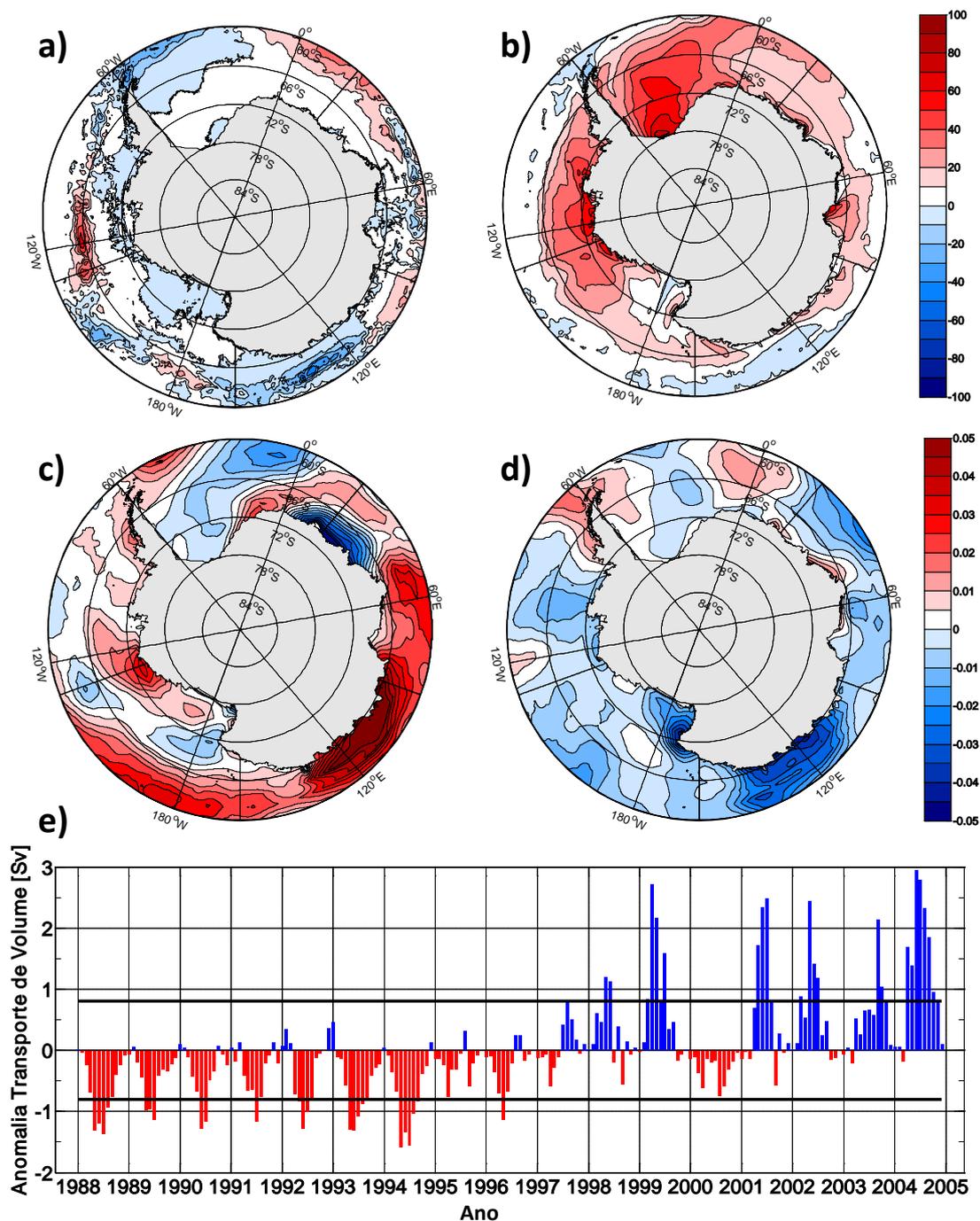


Figura VII-15. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 13 do Setor Mar de Ross.

O padrão do Dipolo Antártico apresentado pelos mapas de composição 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 extrapolares 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 gelo marinho na região. O jato subtropical polar se intensifica, deslocando a ACC em direção ao continente e comprimindo a circulação ciclônica na região dos Setores Mares de Ross e 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. 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.

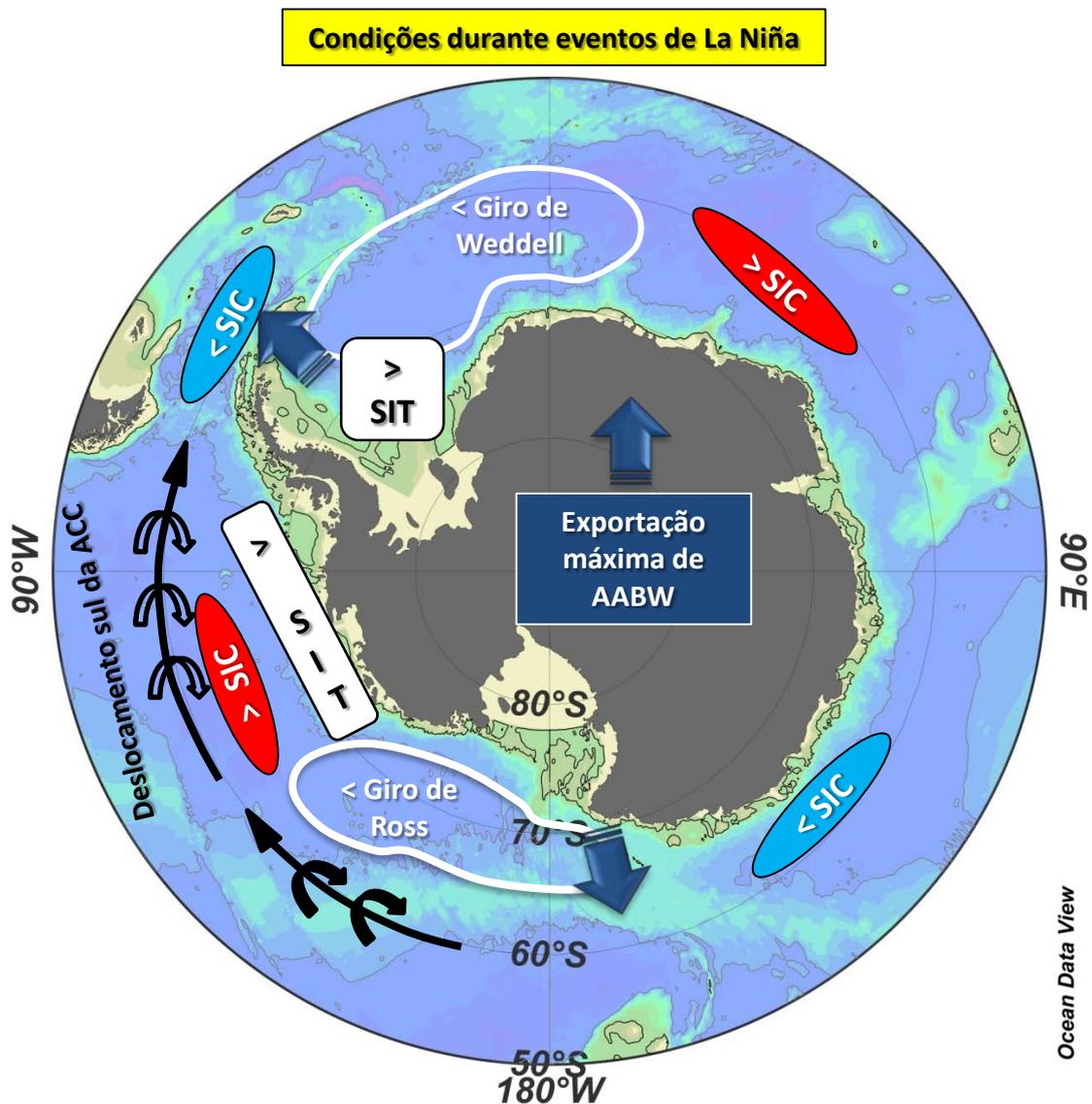


Figura VII-16. Esquema dos impactos das condições dos eventos dos períodos de La Niña atuando sobre a circulação oceânica e as consequências sobre a exportação da AABW do oceano Austral durante longo período de atuação da forçante extrapolar. A situação oposta ocorre em eventos de El Niño. SIC = concentração de gelo marinho, SIT = espessura do gelo marinho. Os círculos em branco marcam os giros ciclônicos de Weddell e Ross. A seta preta marca o deslocamento da Corrente circumpolar Antártica (ACC).

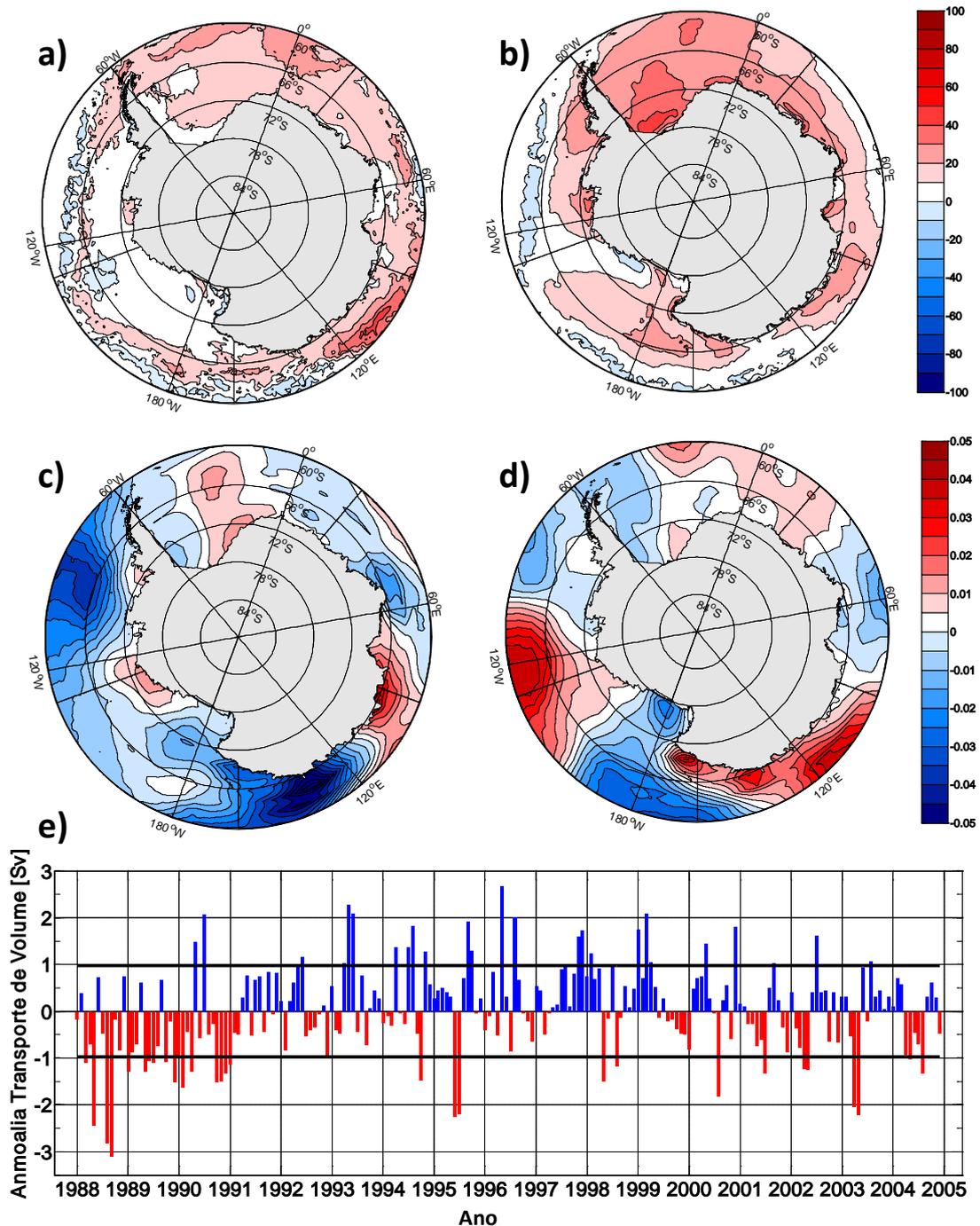


Figura VII-17. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 10 do Setor Oceano Pacífico Oeste.

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 composição 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 pela teleconexão 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 exportação 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.

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).

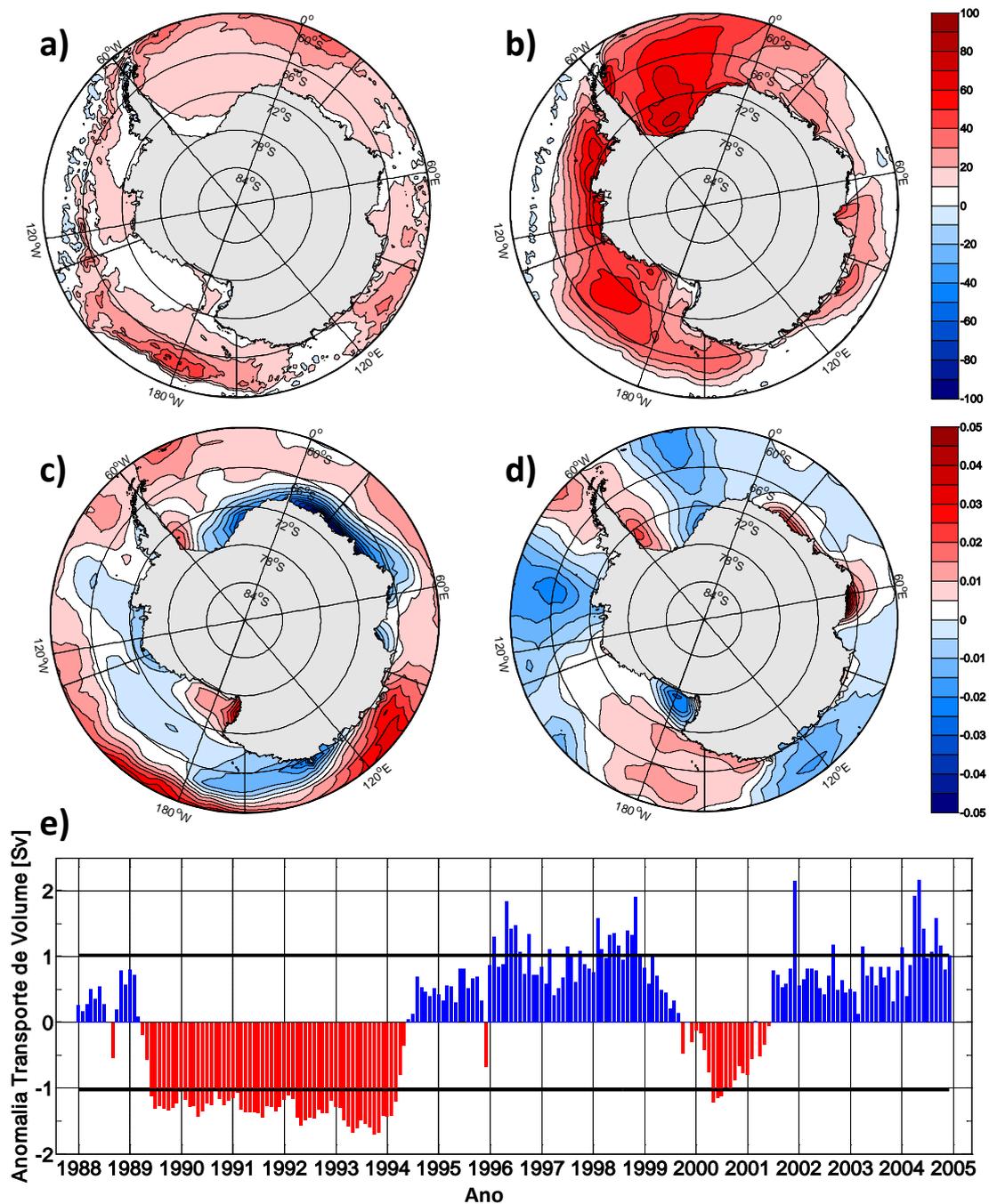


Figura VII-18. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção I do Setor Mar de Weddell.

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.

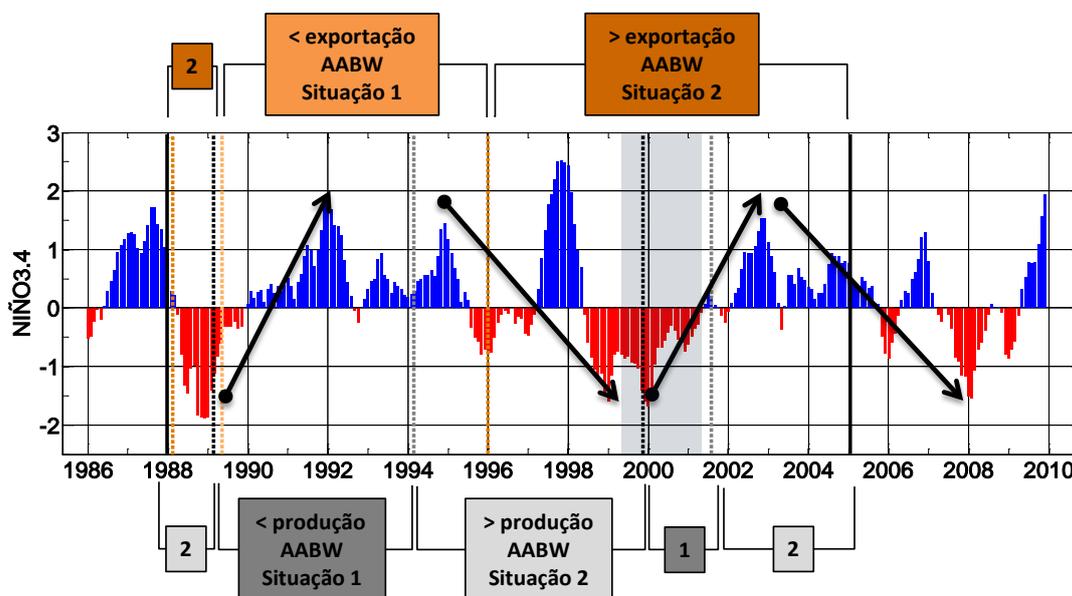


Figura VII-19. Índice NINO3.4 e relação com a exportação e produção da AABW na região noroeste do Setor Mar de Weddell. As linhas pretas marcam o período da simulação. A linha tracejada marrom escura (clara) marca o início de períodos de exportação máxima (mínima). A linha tracejada cinza (preta) marca 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.

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

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).

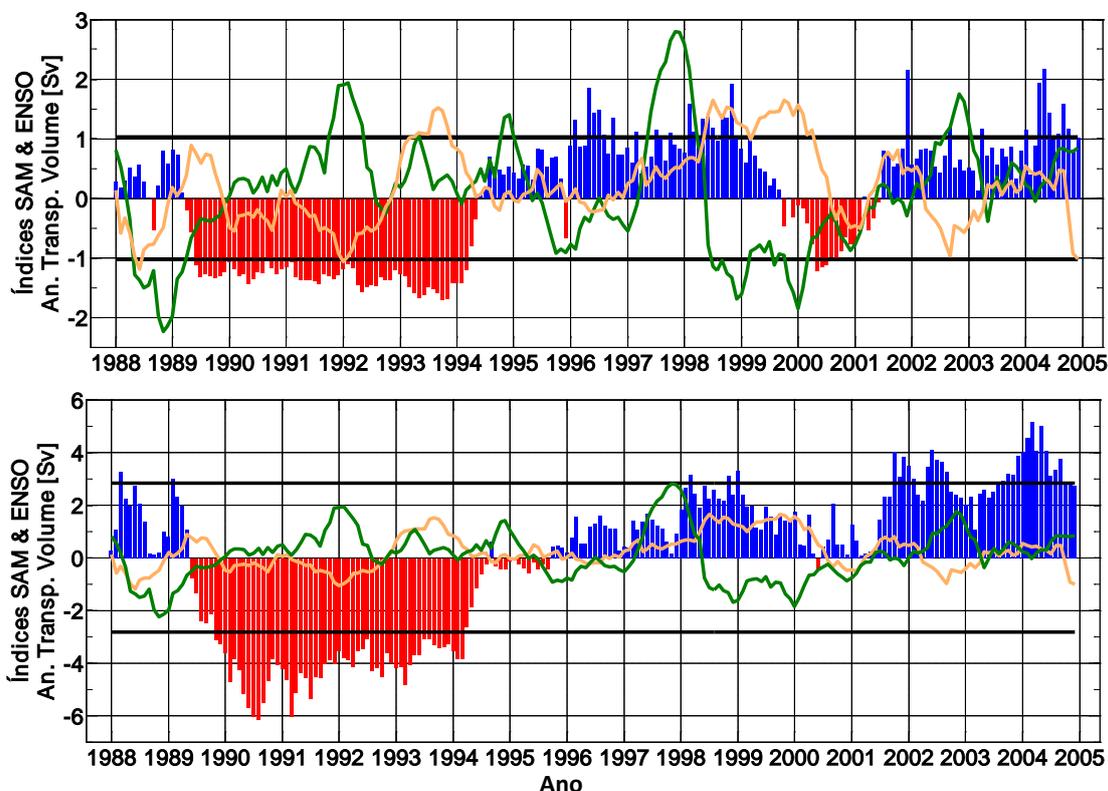


Figura VII-20. Índices (linha laranja) SAM e (linha verde) NINO3.4 sobre as séries temporais de anomalias de produção e exportação da AABW, respectivamente, (painel superior) na Seção I e (painel inferior) e na Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

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 covariabilidade 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 produção/exportação da AABW encontrado no modelo na região do mar de Weddell (Fig. V-8 e V-9 – Cap. V). Os mesmos autores 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].

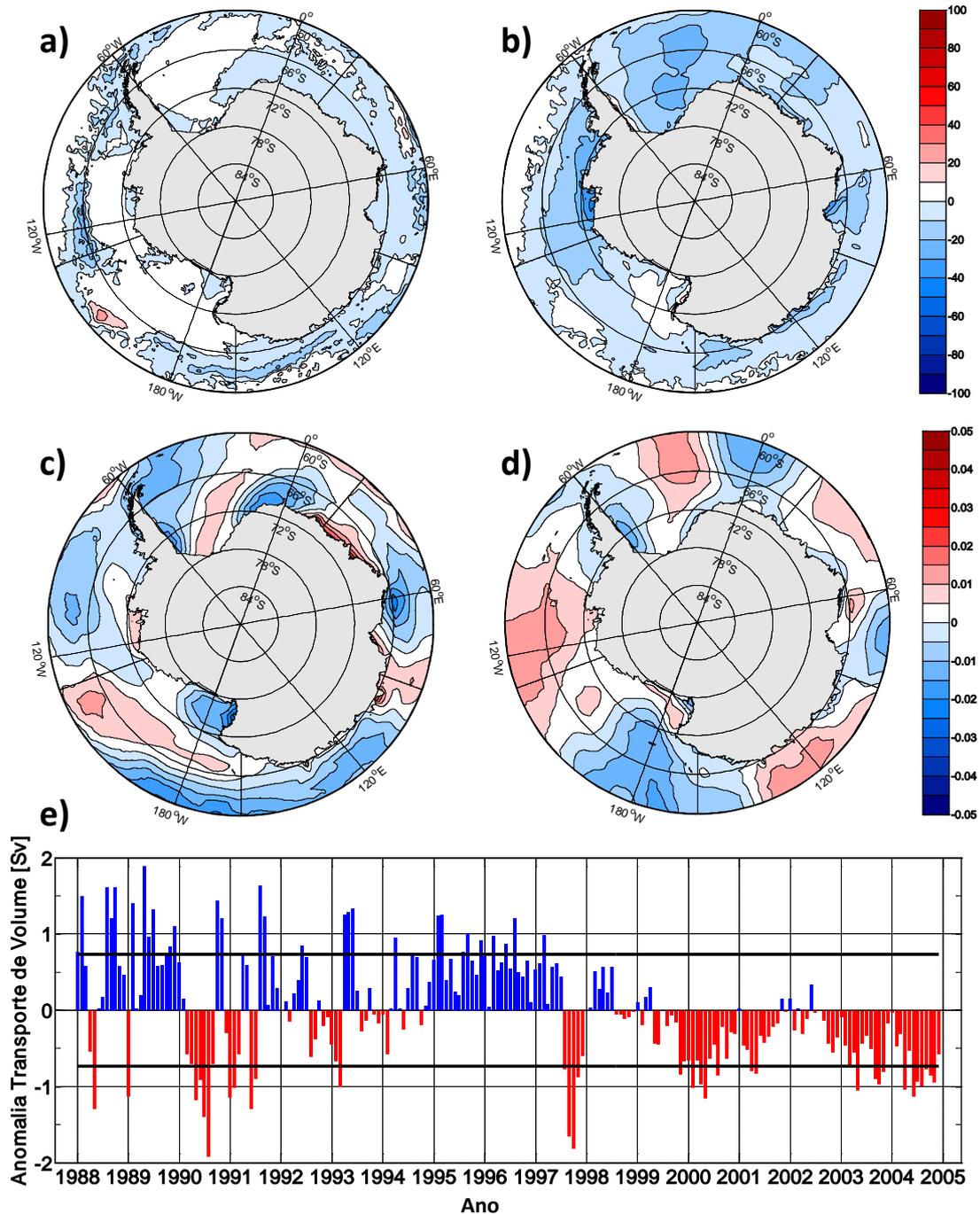


Figura VII-21. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 3 do Setor Mar de Weddell.

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).

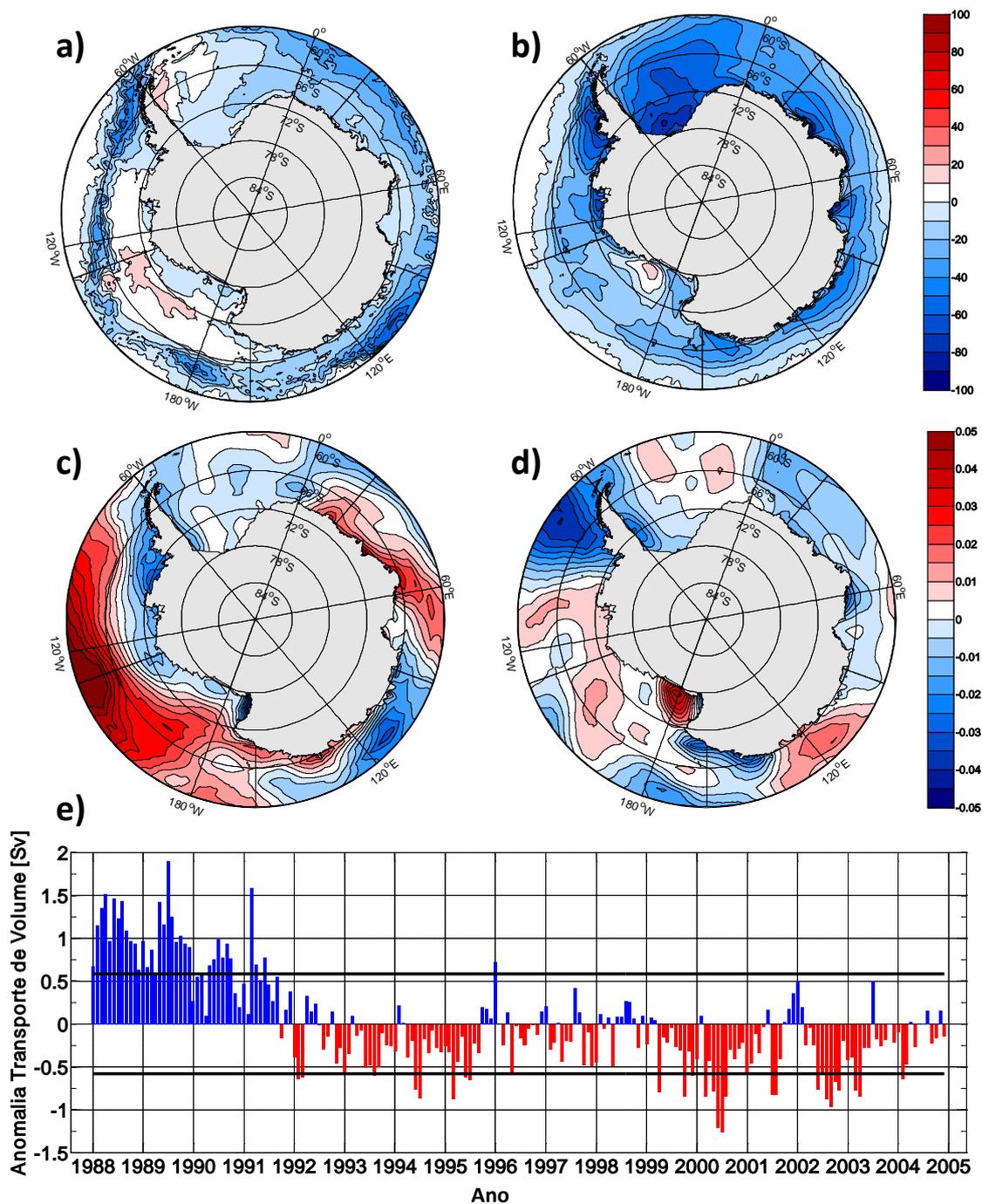


Figura VII-22. Assim como a legenda da Fig. VII-14, sendo que para a Seção 14 do Setor Mar de Ross.

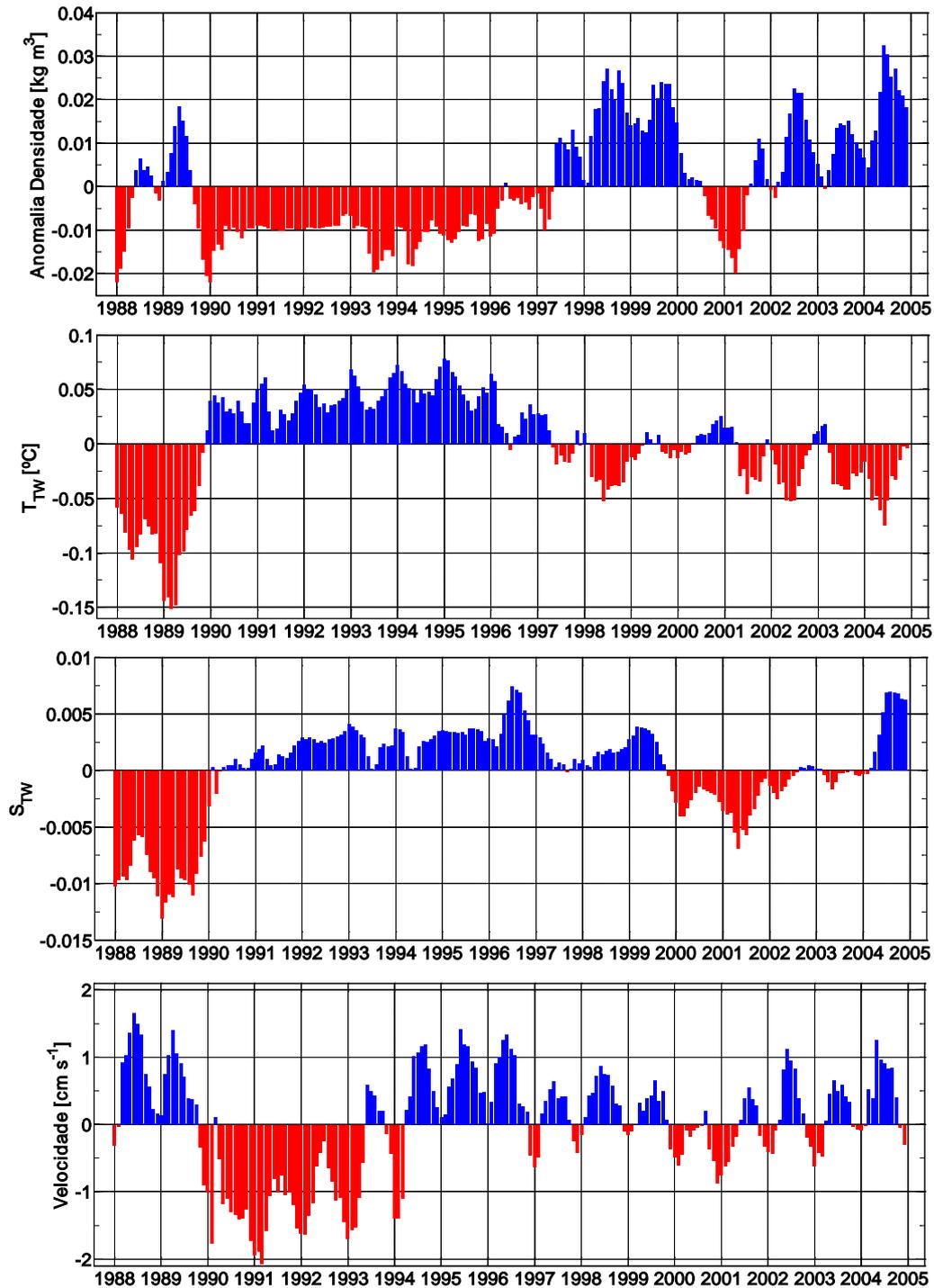


Figura VII-23. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 1 do Setor Mar de Weddell.

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).

[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.

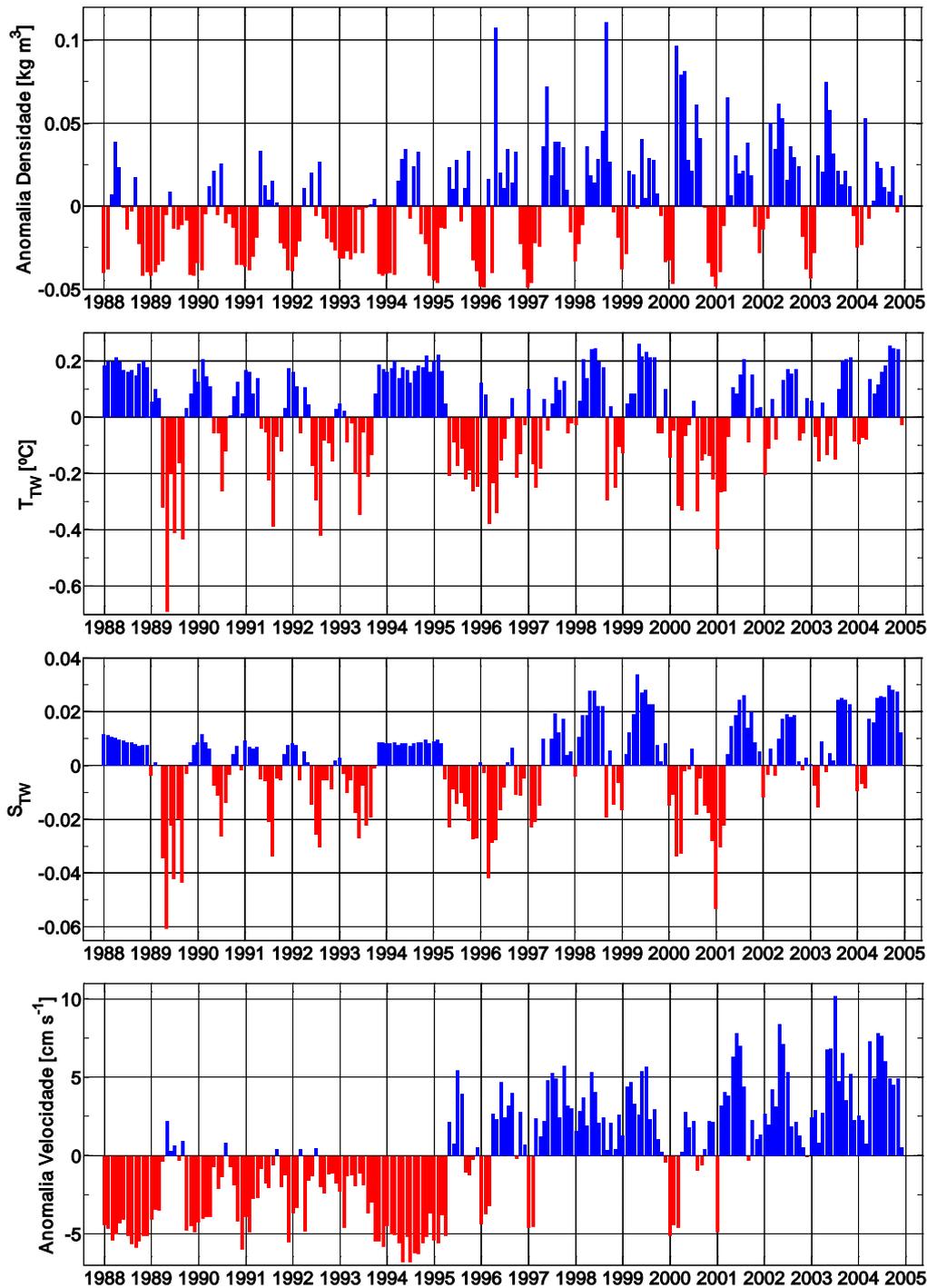


Figura VII-24. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção 13 do Setor Mar de Ross.

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.

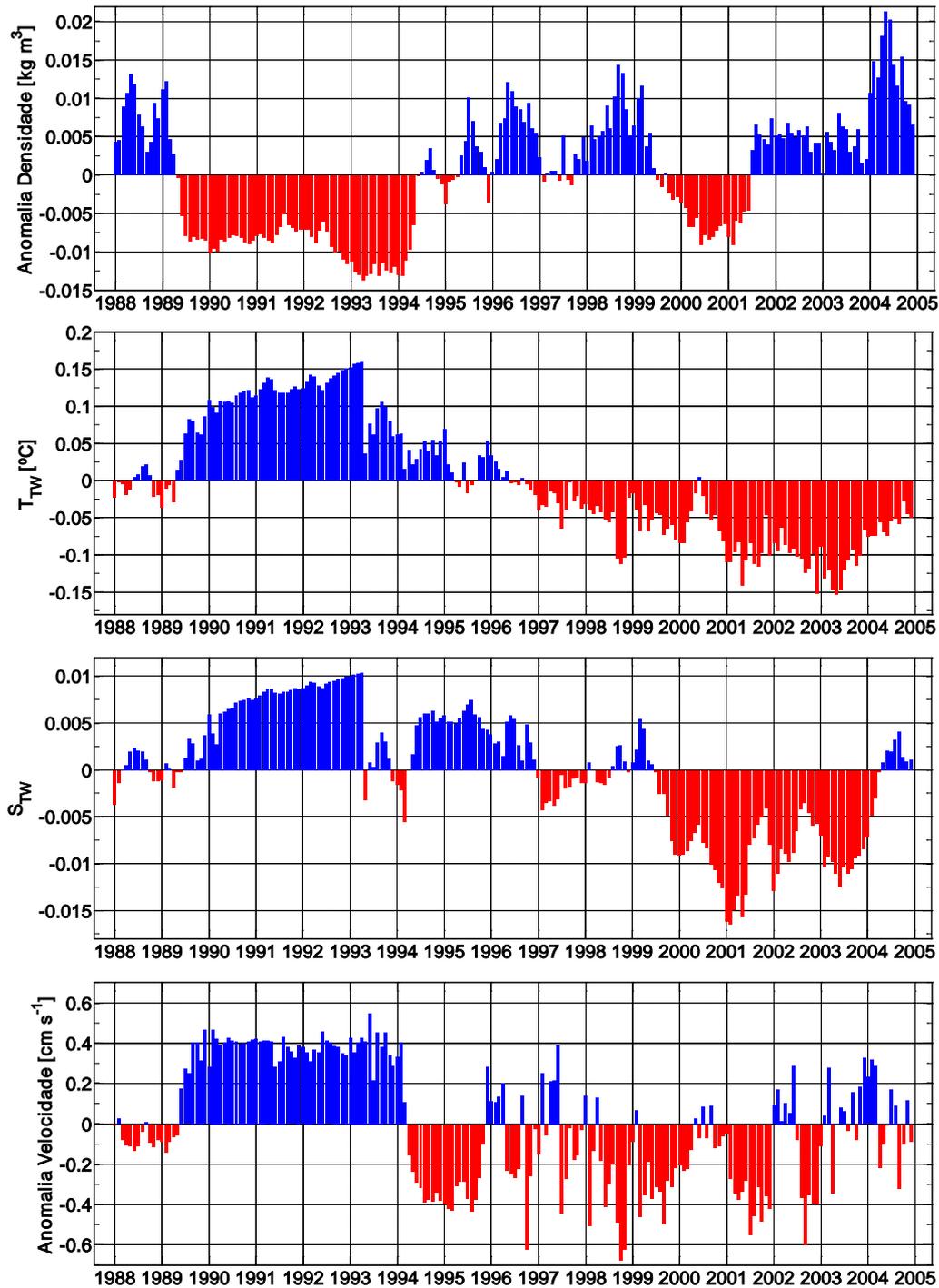


Figura VII-25. Anomalias de densidade neutra [kg m^{-3}], T_{TW} [$^{\circ}\text{C}$], S_{TW} e velocidade [cm s^{-1}] da camada profunda da Seção I do Setor Mar de Weddell.

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 nas 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 interanuais 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). No entanto, os 18% restantes equivalem às características das variedades

encontradas nas regiões do Meridiano de Greenwich e da Depressão Princesa Elizabeth, variedades regionais não distinguidas das demais variedades de AABW consideradas nos estudos observacionais de [Carmack \[1977\]](#) e [Rintoul \[1998\]](#).

Os processos de dessalinização reportados para as águas de plataforma do oceano Austral afetam a produção e a exportação da AABW em escalas temporais inferiores ao tempo de residência [~5 anos, [Trumbore et al. 1991](#), [Mensch et al. 1998](#)] das mesmas. As alterações de longo período destas águas seriam provavelmente mascaradas devido ao seu relativo curto tempo de residência sobre as plataformas. Adicionalmente, a mistura das águas-fonte da AABW sobre a quebra de plataforma continental também afetaria a produção e a exportação da AABW neste intervalo temporal. No entanto, a variabilidade e o tempo de residência das águas intermediárias, em períodos superiores a décadas, poderiam encobrir o efeito da variabilidade de curto prazo da mistura das águas-fonte sobre a exportação da AABW.

A variabilidade das propriedades das águas intermediárias e de suas variedades modificadas atua em escalas de longo período (e.g. décadas) 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, *i.e.* tanto o transporte

da AABW transversal às seções como a variabilidade das propriedades hidrográficas das águas-fonte estão sendo regidas pela mesma forçante primária. Neste caso, a flutuação do eixo da ACC e as intensificações no fluxo de entrada das águas intermediárias dentro dos giros ciclônicos podem estar refletindo no aumento da temperatura e salinidade destas águas.

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).

Resumidamente, 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 representação da simulação do modelo OCCAM 1/12°, 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.

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 nestes estudos. 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 ($\gamma^n \geq 28.26$ kg

¹ Relativo à resolução espacial do modelo de 1/12°.

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 (*i.e.* 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. Embora uma maior resolução espacial implique em melhorias da representação física do modelo, Renner *et al.* [2009] constataram que pelo menos para modelos globais o foco deve estar concentrado em melhorias dos esquemas de mistura vertical e advecção horizontal, das parametrizações dos processos da interface oceano-gelo marinho e dos modelos de gelo marinho, e não somente no aumento das resoluções espaciais. Este estudo corrobora com o trabalho acima citado.

A boa representação hidrográfica das águas profundas do oceano Austral não se reflete em uma boa produção da AABW, visto que as taxas de formação da AABW são subestimadas em todas as regiões ao redor do continente. 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, constata-se que a boa representação da batimetria de fundo (*e.g.* posição dos cânions submarinos) é fundamental para o correto escoamento da AABW produzida sobre a quebra de plataforma de talude continental.

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 temporal do campo de gelo é bem 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. Em resumo, a produção da AABW no modelo OCCAM não está ocorrendo de forma eficaz sobre as regiões de quebra de plataforma continental, o que reflete na subestimação de suas taxas de formação. Em contrapartida, visto que a exportação da AABW no modelo é coerente com as observações, a utilização do modelo OCCAM em contexto global, relativo às alterações de médio e longo prazo da AABW, é indicada para estudos futuros.

Ressalta-se que 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 permanentes 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

- Absy, J.M., Schröder, M., Hellmer, H.H. & Muench, R. (2008). early summer thermohaline characteristics and mixing in the western Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, **55**, 1117-1131, doi: 10.1016/j.dsr2.2007.12.023.
- 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, 83 pp.
- 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.
- Gillett, N.P. & Thompson, D.W.J. (2003). simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273-275.
- 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.
- Gouretski, V.V. & Jancke, K. (1996). A new hydrographic data set for the South Pacific: synthesis of WOCE and historical data, WHP SAC Technical Report No. 2, WOCE Report No. 143/96 (unpublished manuscript), WHP Special Analysis Centre.

- 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.
- Pezzi, L.P., de Souza, R.B., Acevedo, O., Wainer, I., Mata, M.M., Garcia, C.A.E & de Camargo, R. (2009). Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region, *Journal of Geophysical Research*, **114**, D19103, doi:10.1029/2008JD011379.
- Pezzi, L.P., Souza, R., Dourado, M.S., Garcia, C.A.E., Mata, M.M. & Silva-Dias, M.A.F. (2005). Ocean atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters*, **32**, L22603, doi:10.1029/2005GL023866.
- 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.
- Schröder, M., Hellmer, H.H. & Absy, J.M. (2002). On the near bottom variability in the northwestern Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, **49**, 4767-4790.
- 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.
- Sigmond, m. & Fyfe, J.C. (2010). Has the ozone hole contributed to increased Antarctic sea ice extent?. *Geophysical Research Letters*, **37**, L18502, doi:10.1029/2010GL044301.
- 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.
- Taschetto, A., Wainer, I. & Raphael, M. (2007). Interannual variability associated with Semiannual Oscillation in southern high latitudes. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D02106, doi: 10.1029/2006JD007648.
- 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., Bindschadler, R.A., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrbach, 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., Khaliwala, 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.
- § 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.

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.

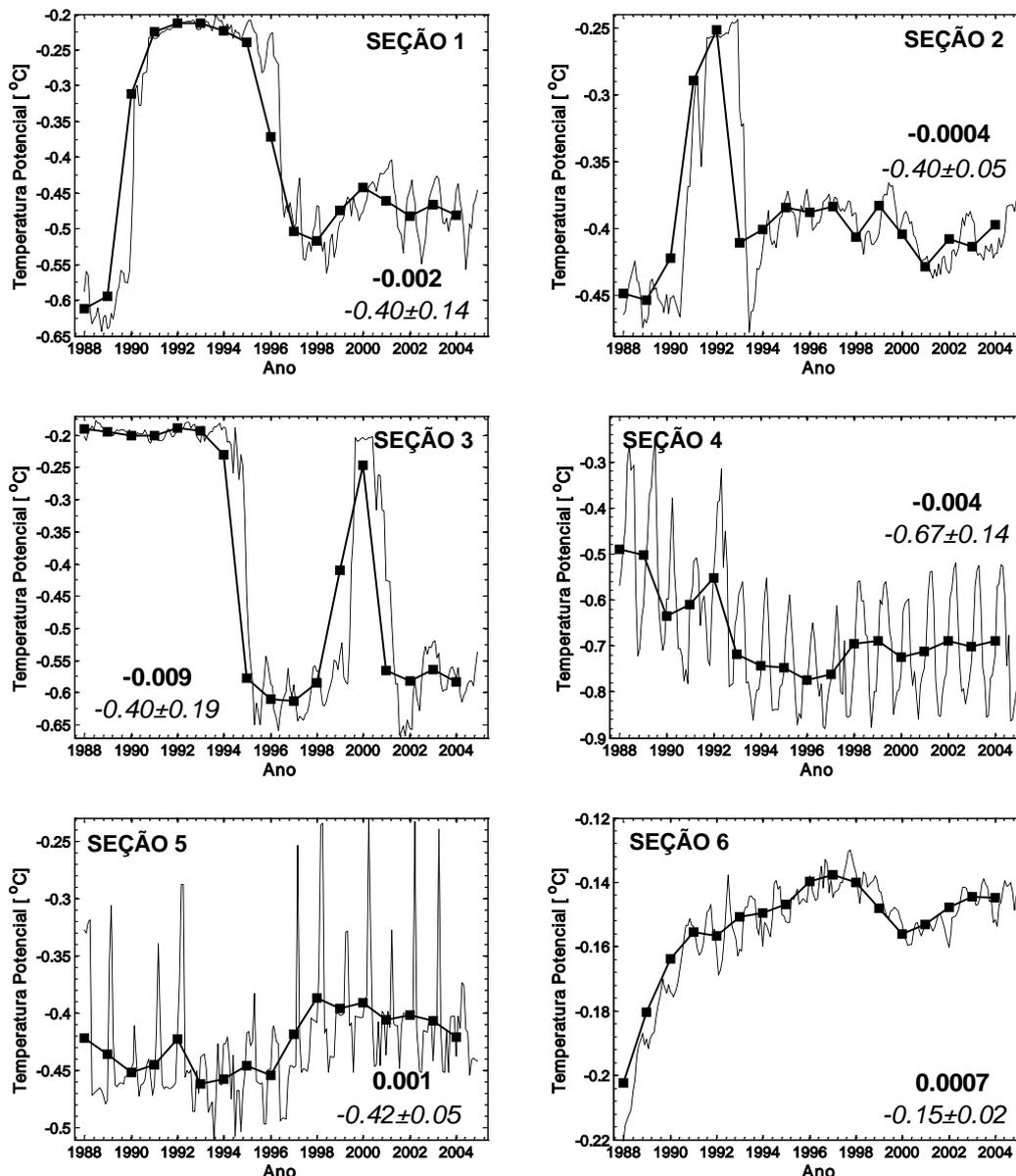


Figura AIII-1. Série temporal da média mensal e anual da temperatura potencial [$^{\circ}\text{C}$] das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$^{\circ}\text{C d}^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados.

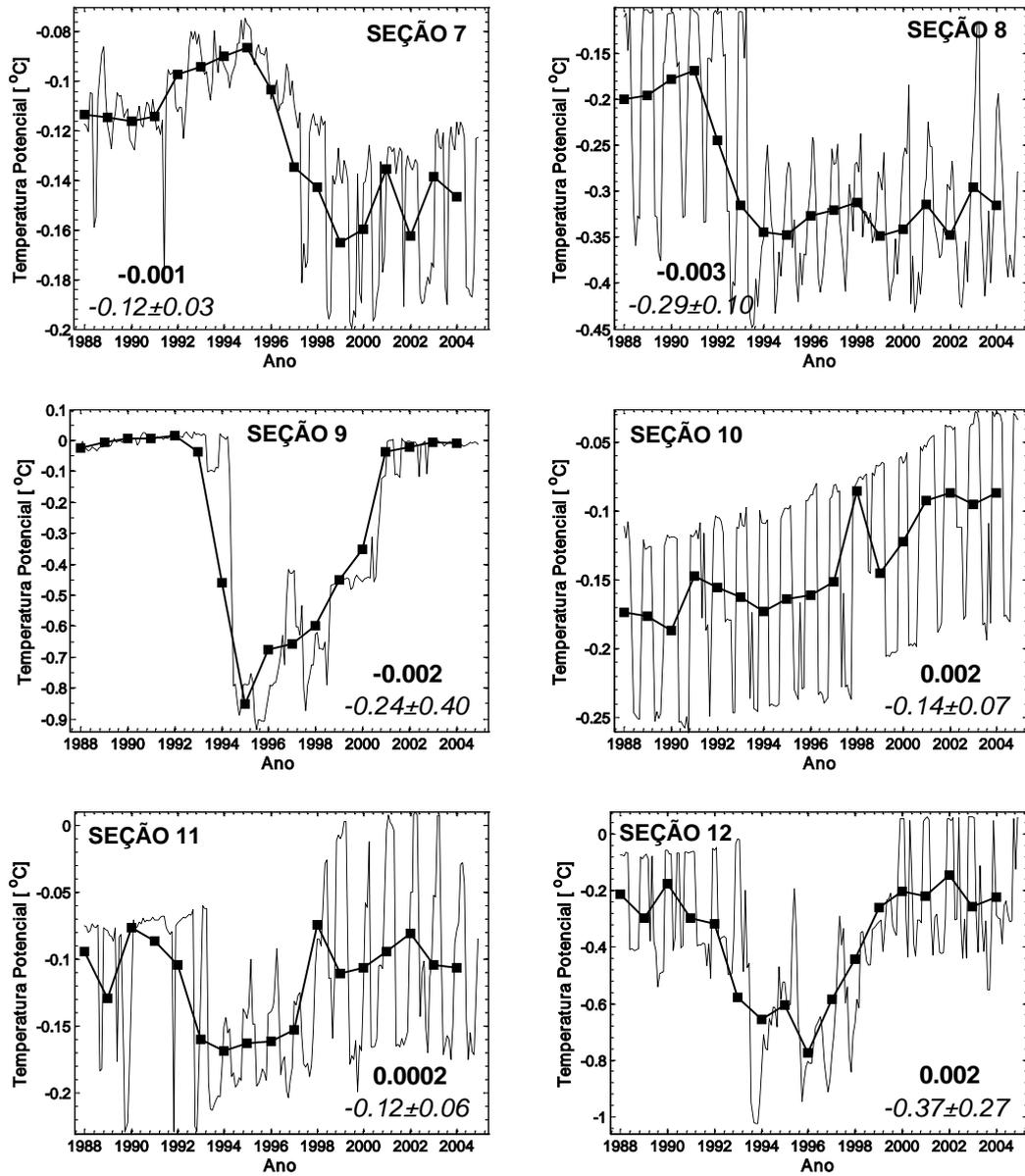


Figura AIII-2. Assim como a legenda da Figura AIII-1, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

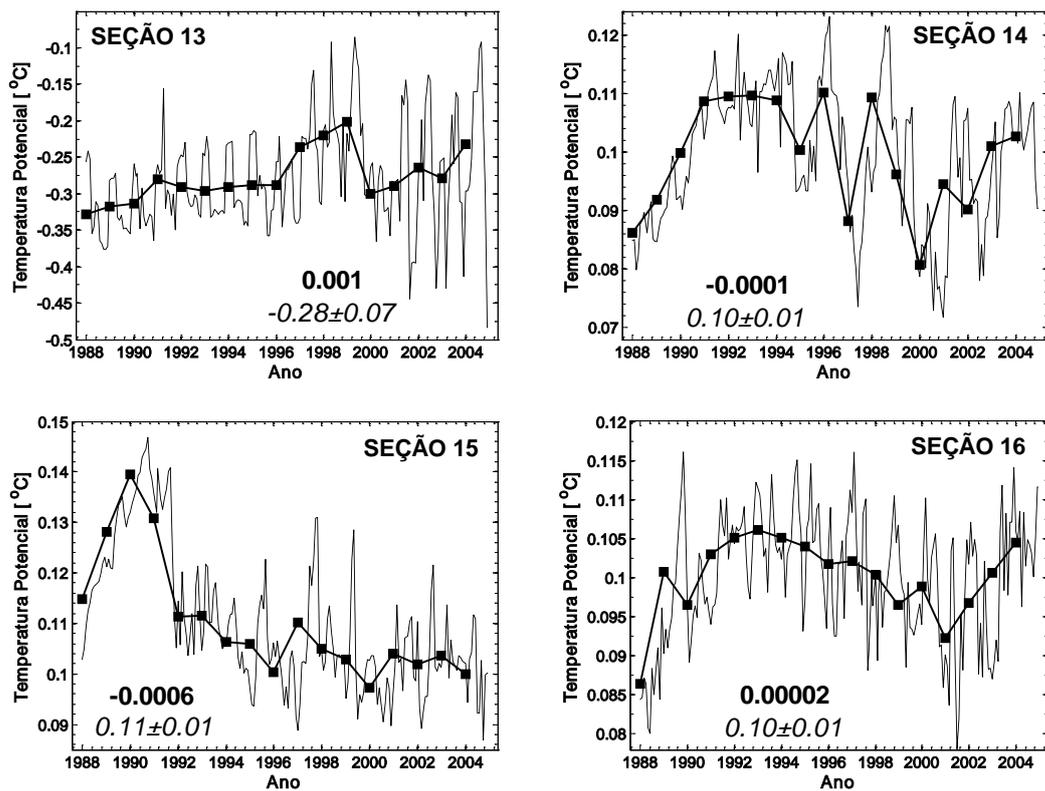


Figura AIII-3. Assim como a legenda da Figura AIII-1, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

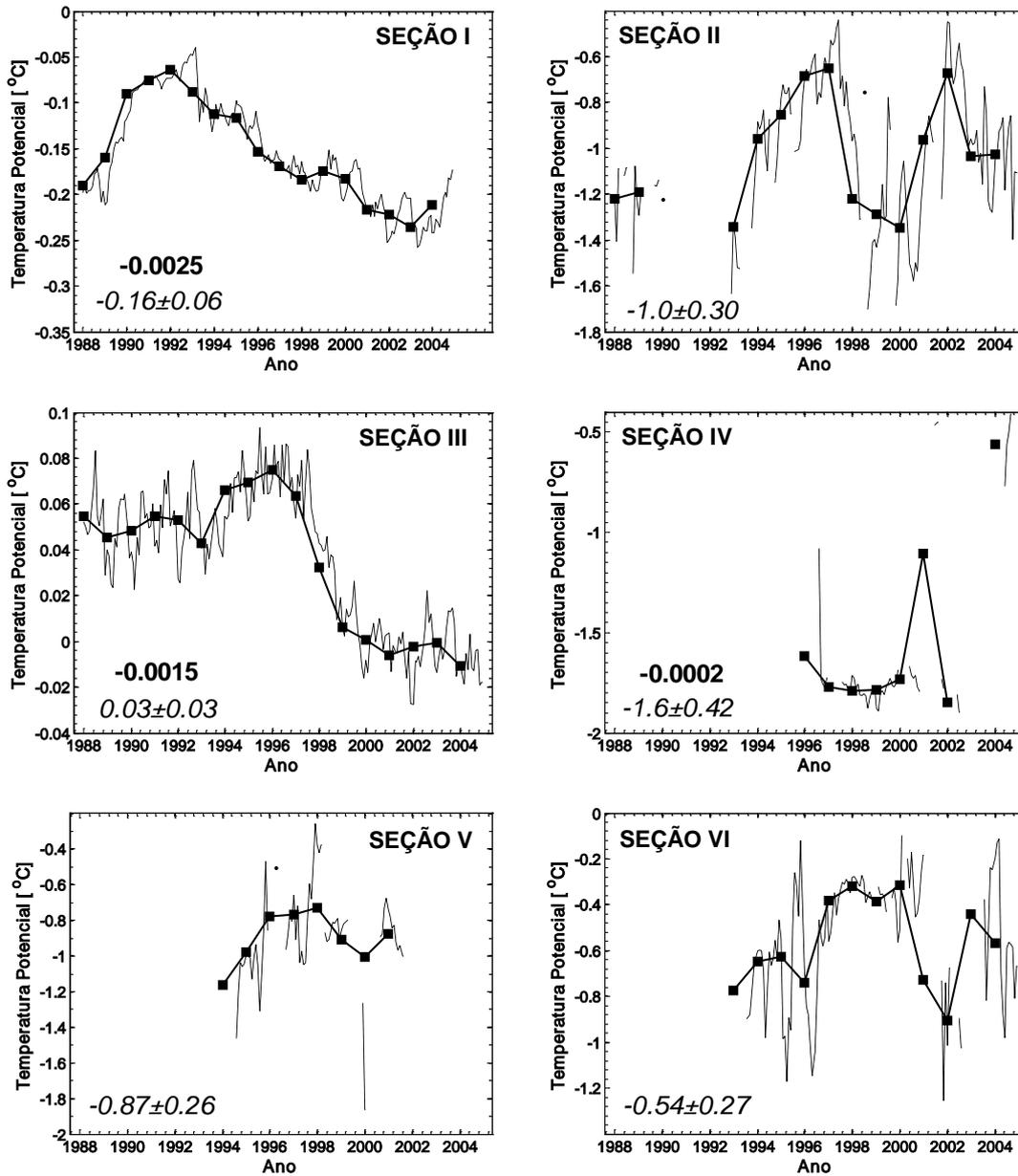


Figura All-4. Série temporal da média mensal e anual da temperatura potencial [°C] das águas profundas para as seções (conforme indicado) de produção simulada a partir do modelo OCCAM 1/12° ao redor do oceano Austral. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [°C década⁻¹] e os valores em itálico 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.

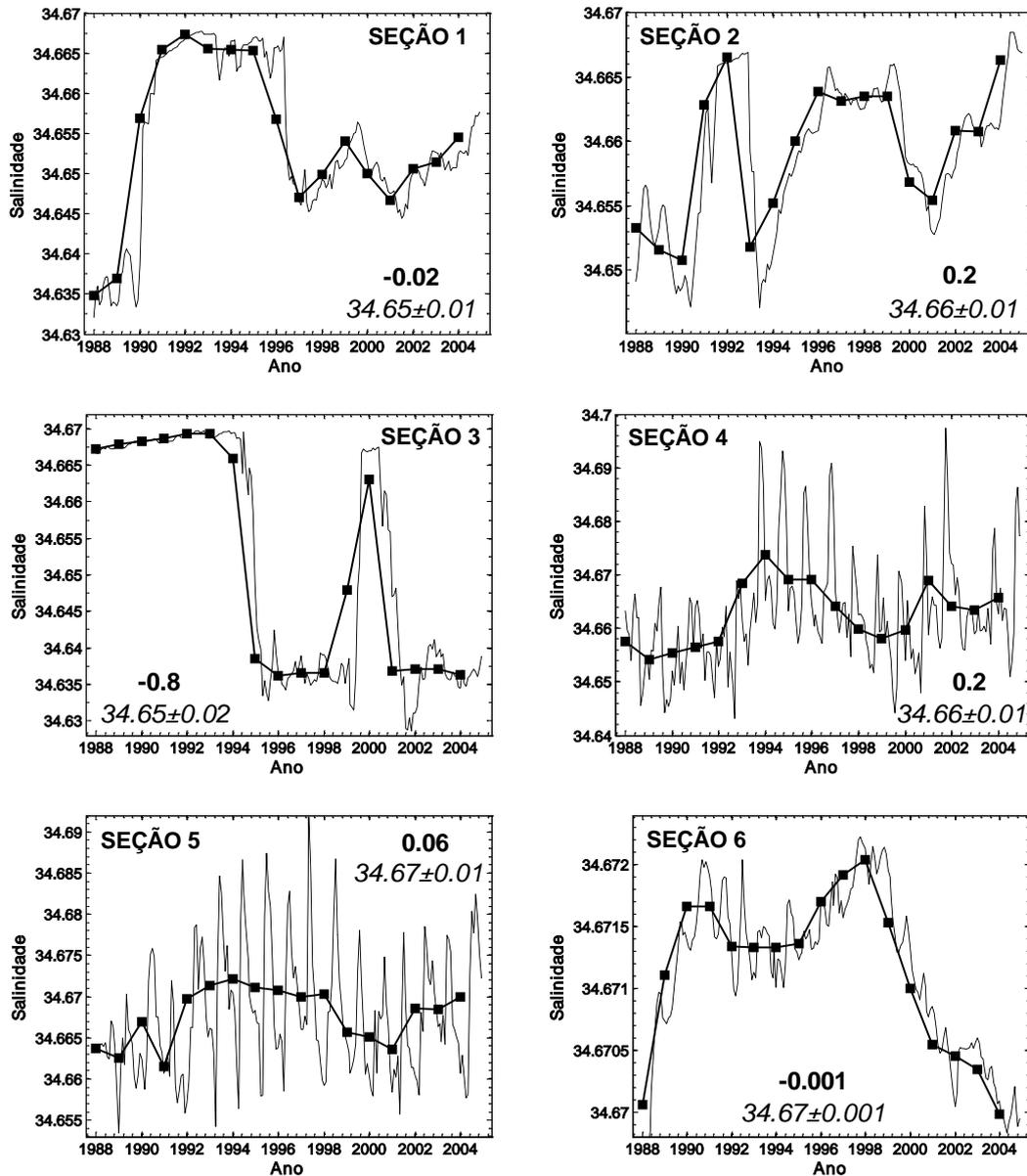


Figura AIII-5. Série temporal da média mensal e anual da salinidade das águas profundas para as seções (conforme indicado) do Setor Mar de Weddell simuladas a partir do modelo OCCAM 1/12°. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\times 10^{-3} \text{ década}^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio padrão para os 17 anos simulados.

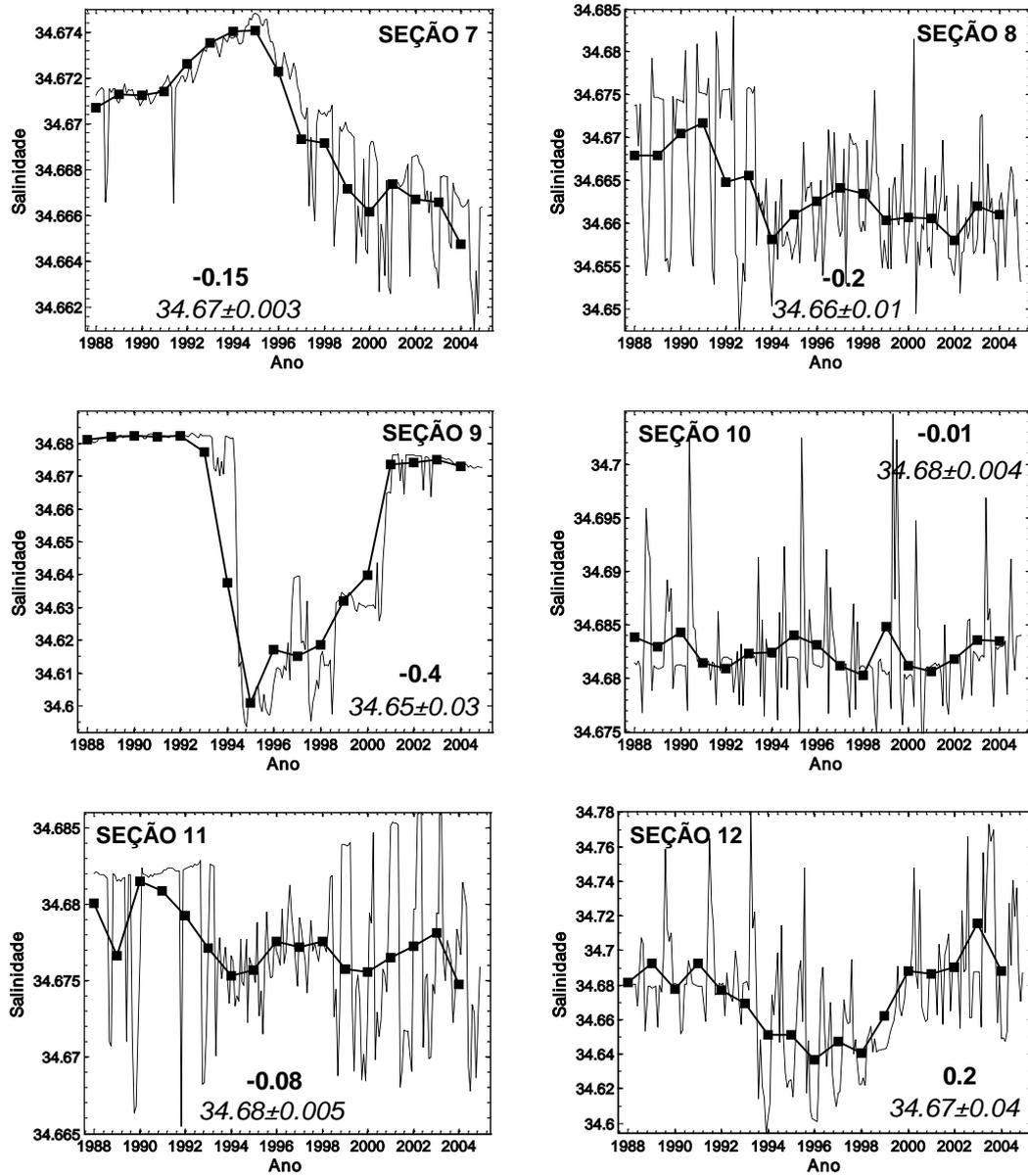


Figura AIII-6. Assim como a legenda da Figura AIII-5, sendo que para as seções simuladas dos Setores Oceano Índico e Oceano Pacífico Oeste.

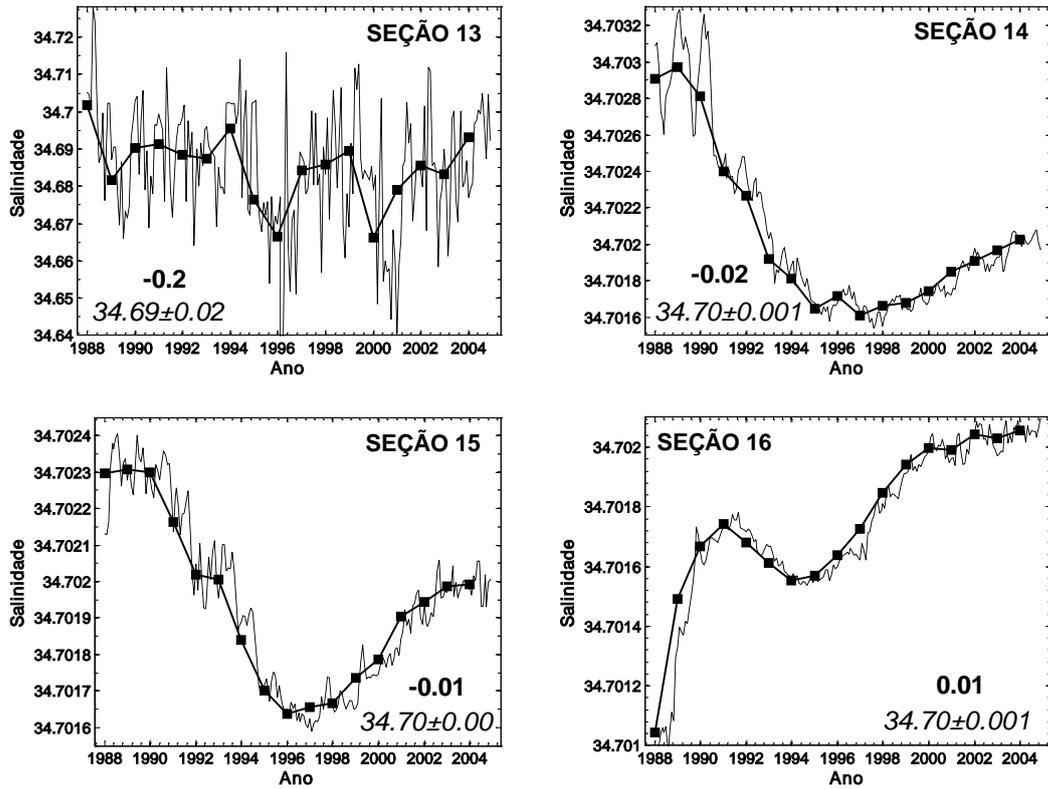


Figura AIII-7. Assim como a legenda da Figura AIII-5, sendo que para as seções simuladas do Setor Mar de Ross.

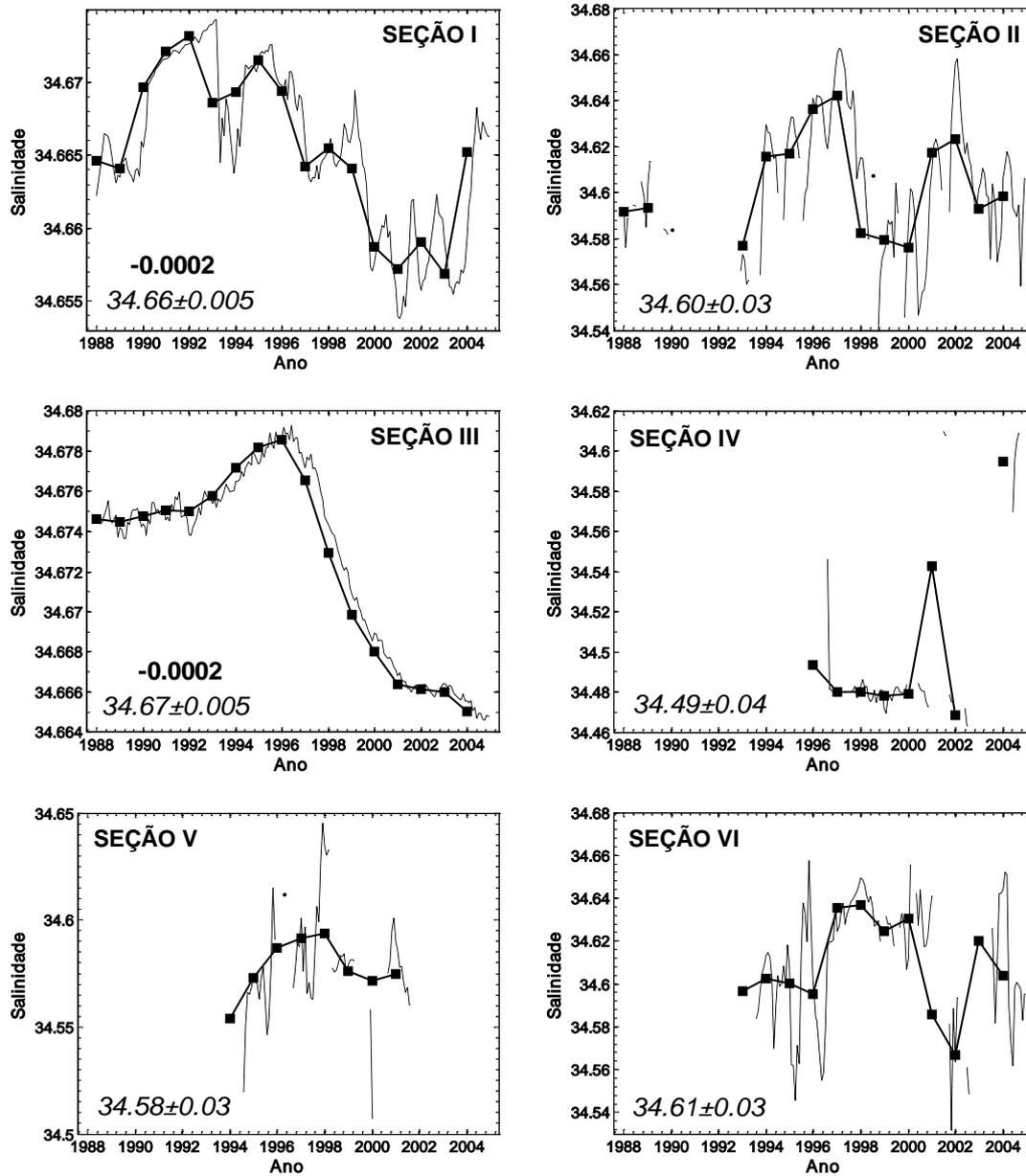


Figura AIII-8. Série temporal da média mensal e anual da salinidade das águas profundas para as seções (conforme indicado) de produção simulada a partir do modelo OCCAM 1/12° ao redor do oceano Austral. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [década⁻¹] e os valores em itálico indicam a média 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.

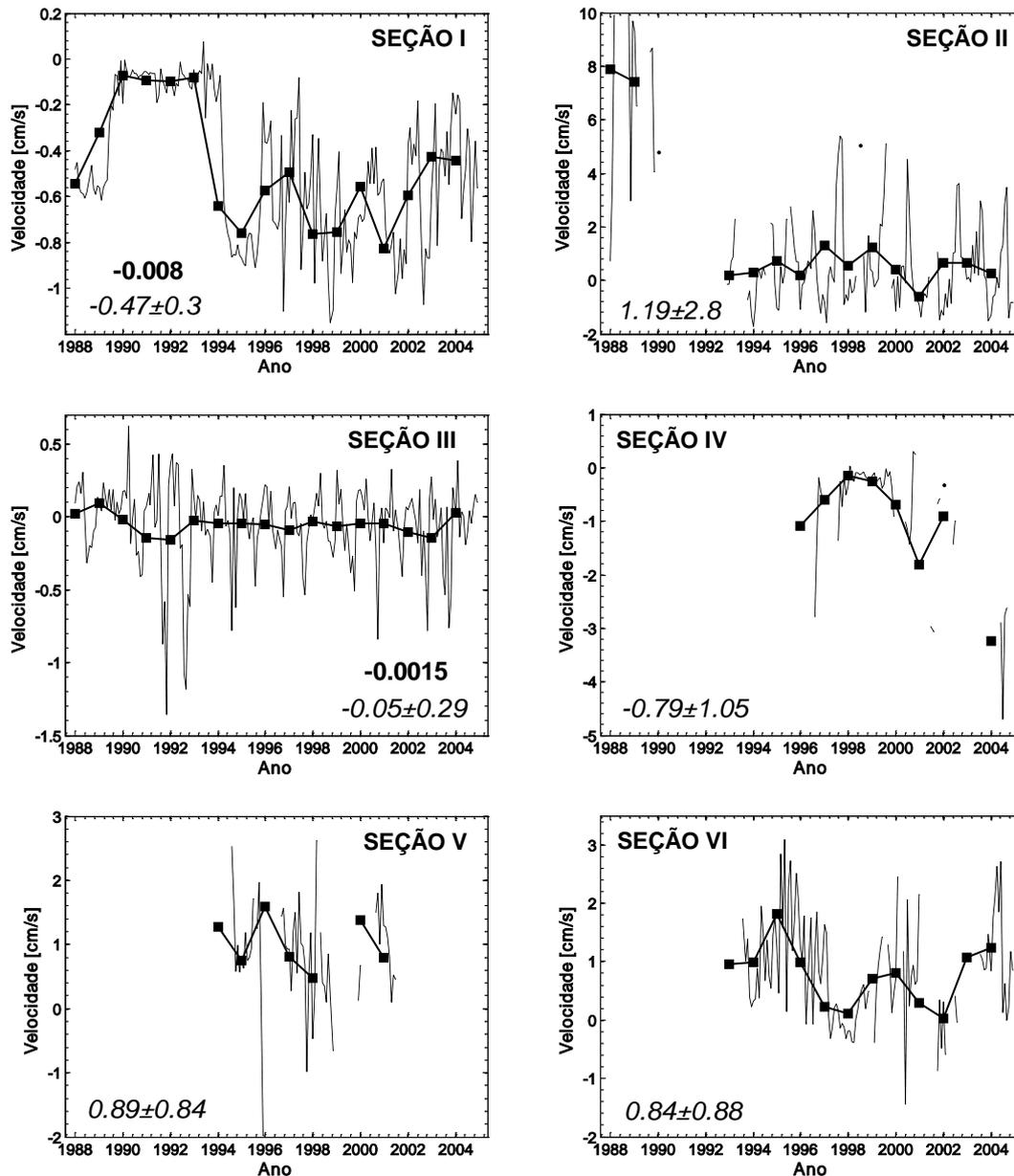


Figura AIII-9. Série temporal da média mensal e anual da velocidade [cm s^{-1}] perpendicular a batimetria das águas profundas para as seções de produção (conforme indicado) do oceano Austral simuladas a partir do modelo OCCAM $1/12^\circ$. Os valores em negrito reportam a tendência decadal [$\text{cm s}^{-1} \text{ década}^{-1}$] e os valores em itálico indicam a média e o desvio-padrão para os 17 anos simulados.

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”.