

Fundação Universidade Federal do Rio Grande
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

***Distribuição, mistura e variabilidade das
massas de água profundas do Mar de
Weddell, Antártica***

RODRIGO KERR DUARTE PEREIRA

Dissertação apresentada à Comissão de Curso
de Pós-Graduação em Oceanografia Física,
Química e Geológica, como parte dos
requisitos para a obtenção do Título de mestre.

Orientador: PROF. DR. MAURICIO MAGALHÃES MATA

Rio Grande – RS
2006

ATA DA DEFESA

“Os icebergs e banquisas se refletiam na água de um azul escuro, enquanto o gelo de pressão mais espesso, cintilando ao sol com suas sombras azuis mais escuras, era uma das visões mais belas que já vi nesta região...”

James Francis Hurley (fotógrafo do Endurance)

A todos aqueles que um dia tenham a curiosidade de conhecer mais a respeito desta região encantadora do mundo, a qual eu tive o privilégio de conhecer.

Agradecimentos

Aos meus pais, ELIZABETH KERR e FRANCISCO X. D. PEREIRA FILHO, e irmãos, BRUNA KERR e RAFAEL KERR, que sempre me incentivaram e apoiaram em todos os momentos e decisões ao longo dos anos da minha vida.

Ao meu orientador MAURICIO M. MATA, pela confiança depositada em mim e ajuda incondicional em todos os momentos necessitados.

Aos professores CARLOS A. E. GARCIA e VIRGÍNIA MARIA T. GARCIA pela ajuda em diversos momentos durante estes dois anos de mestrado.

Ao meu orientador de graduação RICARDO CÉSAR G. POLLERY, que de certa forma tornou possível a minha entrada na pesquisa Antártica.

Ao secretário da comissão de curso CLABISNEI, sempre prestativo e solidário quando solicitado.

À amiga JÚLIA W. RIESER, por me auxiliar durante a minha chegada em Rio Grande e pela ajuda durante os primeiros meses em que “quebrava a cabeça” com o Matlab.

À amiga BÁRBARA C. FRANCO pelo apoio, ajuda, explicações, conversas, discussões e tudo mais, que com certeza foram de fundamental importância para o desenvolvimento e conclusão desta dissertação.

Aos amigos EDUARDO MIRANDA, LEOPOLDO R. OLIVEIRA, CRISTINA R. RIBEIRO, ANA CRISTINA FREITAS, PRISCILA B. GIORDANO, DÉBORA MACHADO, SUZANA SZEWCZYK e ELISANGÊLA COSTA pela convivência diária e ajuda em determinados momentos.

Às amigas HELENA BERNARDINO, ANDRÉA ROCHA e JULIANA LIRA, por sempre me incentivarem na busca dos meus objetivos.

Ao MATHEUS FIGUEIREDO, WESLEY CASTELLUBER e GUILHERME DAL BIANCO pelo socorro prestado quando meu computador, por vontade própria, não respondia mais às minhas ações.

Aos amigos CHRISTOPHE LERBOURG e MARCOS BERNARDES pelo apoio na fase final da minha dissertação.

A toda a equipe do Laboratório de Oceanografia Física da FURG pelo convívio prazeroso ao longo destes dois anos no nosso ambiente de trabalho.

A CAPES pelo suporte financeiro ao longo do último ano, sem o qual não seria possível a minha permanência em Rio Grande.

Ao CNPq por fornecer meios para a realização deste trabalho através do processo 55.0370/02-1 (GOAL).

Índice

RESUMO	3
ABSTRACT.....	4
LISTA DE FIGURAS.....	5
LISTA DE TABELAS	8
LISTA DE ACRÔNIMOS.....	9
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	12
1.1 - HISTÓRICO	12
1.2 – IMPORTÂNCIA DO ESTUDO	14
1.3 – PROANTAR.....	17
1.4 – OBJETIVOS.....	18
CAPÍTULO II – ÁREA DE ESTUDO: OCEANOGRAFIA REGIONAL	20
2.1 – LIMITES DO MAR DE WEDDELL	20
2.2 – COBERTURA DE GELO	23
2.3 – HIDROGRAFIA	25
2.3.1 – ÁGUAS SUPERFICIAIS.....	26
2.3.2 – ÁGUAS INTERMEDIÁRIAS	33
2.3.3 – ÁGUAS PROFUNDAS E DE FUNDO	35
2.4 – CIRCULAÇÃO E TRANSPORTE DO GIRO DE WEDDELL	41
2.5 - CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS MASSAS DE ÁGUA	46
2.5.1 – OXIGÊNIO DISSOLVIDO	46
CAPÍTULO III – METODOLOGIA	49
3.1 – HISTÓRICO.....	49
3.2 – ANÁLISE OTIMIZADA COM PARÂMETROS MÚLTIPLOS (OMP)	50
3.3 – DESCRIÇÃO DO MÉTODO.....	55
3.4 – DEFINIÇÃO DAS SWT E DOS PESOS PARA O MAR DE WEDDELL	59

3.5 – ANOMALIAS DE DISTRIBUIÇÃO DAS MASSAS DE ÁGUA.....	62
3.6 – DADOS DE ENTRADA	63
CAPÍTULO IV – MASSAS DE ÁGUA PROFUNDAS DO MAR DE WEDDELL	65
4.1 – DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL.....	66
4.1.1 – SEÇÃO WOCE SR04	66
4.1.1.1 - RESULTADOS	67
4.1.2 – SEÇÃO AO LONGO DO MERIDIANO DE GREENWICH	76
4.1.2.1 – RESULTADOS.....	76
4.1.3 – DISCUSSÃO	84
4.2 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ÁGUAS NO GIRO DE WEDDELL.....	91
4.2.1 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	92
CAPÍTULO V – VARIABILIDADE TEMPORAL DAS MASSAS DE ÁGUA:	
INTERAÇÃO OCEANO/ATMOSFERA/GELO	100
5.1 – PRESSÃO ATMOSFÉRICA MÉDIA AO NÍVEL DO MAR (PNM)	101
5.2 – MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL (SAM).....	101
5.3 – OUTROS MODOS DE VARIABILIDADE DO HEMISFÉRIO SUL	104
5.4 – ANOMALIA DE CONCENTRAÇÃO DO GELO MARINHO (AN[GELO])	106
5.5 – RESULTADOS.....	107
5.6 – DISCUSSÃO.....	118
CAPÍTULO VI – CONCLUSÃO	132
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	136

Resumo

A complexa interação que ocorre entre os processos oceânicos e atmosféricos no oceano Austral afeta a circulação oceânica global em diferentes camadas. O Mar de Weddell (**MW**) possui reconhecida importância na formação da Água de Fundo Antártica, responsável pela renovação das águas profundas e de fundo do oceano global. Conseqüentemente, o entendimento dos mecanismos físicos que controlam a formação, distribuição e variabilidade destas águas e de suas precursoras, é fundamental para a compreensão do sistema oceânico e climático da Terra. Neste sentido, este trabalho teve como objetivo geral a aplicação do método de separação de massas de água, conhecido como *Optimum Multiparameter Analysis* (**OMP**), em dados históricos da região profunda do **MW**. Para tal, foram consideradas as seguintes massas de água: Água Profunda Cálida (**WDW**), Água Profunda do Mar de Weddell (**WSDW**) e Água de Fundo do Mar de Weddell (**WSBW**). Os resultados apresentam um padrão de distribuição das massas de água a partir de sua caracterização quantitativa e de acordo com o que é sugerido pela literatura científica. A **WDW** e a **WSDW** estiveram presentes acima dos 1500m e entre 1500-3500m, respectivamente. A **WSBW**, forma mais densa encontrada na região, ocupou as camadas de fundo da bacia oceânica abaixo de 4000m. Entretanto, pode-se verificar uma forte variação interanual em termos de concentração, onde se destacam anos de máxima (mínima) contribuição da **WSDW** (**WSBW**) e vice-versa. Devido à série de repetição temporal dos dados analisados, determinaram-se anomalias de distribuição das respectivas massas de água. Estas foram correlacionadas com modos de variabilidade oceânica e atmosférica atuantes na região (*e.g.* Modo Anular do Hemisfério Sul – **SAM**), com o intuito de identificar possíveis forçantes da variabilidade temporal entre as diferentes massas de água. Muitas evidências apontam para uma correlação entre gradientes do índice **SAM** e as anomalias de distribuição da **WSBW**, indicando escalas de variação interanual e decadal.

Abstract

The complex interactions between oceanic and atmospheric processes in the Southern Ocean influence the global ocean circulation at different layers. One of the key regions of the Southern Ocean with respect to climate is the Weddell Sea as most of the Antarctic Bottom Water (**AABW**) that occupies the world ocean is likely to originate from this region. Consequently, the understanding of the physical processes that control the formation, distribution and variability of **AABW** and its sources, is fundamental for the understanding of the Earth's ocean and climatic systems. This study aims to apply the **OMP** analysis (*Optimum Multiparameter Analysis*) to historical dataset of the Weddell Sea deep water. Three water masses were separated by the method: Warm Deep Water (**WDW**), Weddell Sea Deep Water (**WSDW**) and Weddell Sea Bottom Water (**WSBW**). The results showed a water mass distribution pattern by the quantitative characterization in agreement with the results found in the literature. The **WDW** and **WSDW** were present above 1500m and between 1500-3500m, respectively. The **WSBW**, the denser water mass found in the area, occupies the bottom layers of the oceanic basin below 4000m depth. However, it could be observed a high interannual variability characterized by years of maximum contribution of **WSDW** corresponding to minimum of **WSBW**, and vice-versa. The time series analysis showed distribution anomalies of the respective water masses. These anomalies were compared with oceanic and atmospheric modes of variability occurring in this region (*e.g.* Southern Annular Mode – **SAM**), in order to identify a possible forcing of temporal variability on the different water masses. Many evidences point out to a correlation between **SAM** index gradients and **WSBW** anomalies, indicating interannual and decadal time scales variations.

Lista de Figuras

- Figura 1** – Mapa de localização das frentes e padrão de circulação das águas da região do oceano Austral. MW – Mar de Weddell, MD – Mar de Davis, MR – Mar de Ross, AdC – Costa Adélie. Giro de Weddell (vermelho), Giro de Ross (amarelo), Convergência Antártica (laranja segmentado), Convergência Subtropical (verde pontilhado)..... 16
- Figura 2** – Mapa topográfico do mar de Weddell. AS – América do Sul, PA – Península Antártica, PD – Passagem de Drake, PGL – Plataforma de Gelo Larsen, PGR – Plataforma de Gelo Ronne, PGF – Plataforma de Gelo Filchner, CN – Cabo Noruegia, CSS – Cordilheira Scotia do Sul, IOS – Ilhas Orcadas do Sul, ISS – Ilhas Sanduíche do Sul, FSS – Fossa Sanduíche do Sul, IGS – Ilha Georgia do Sul, IM – Ilhas Malvinas, PG – Passagem Georgia, PH – Passagem Hoyer, PDI – Passagem Discovery, PB – Passagem Bruce, PO – Passagem Orcadas, PP – Passagem Philip, BW – Bacia de Weddell, BE – Bacia de Enderby. Escala: profundidade em metros..... 22
- Figura 3** – Cobertura de gelo durante o verão (a) e inverno (b) do oceano Austral. Fonte: TOMCZAK & GODFREY (1994)..... 24
- Figura 4** – Formação sucessiva de polynyas no mar de Weddell (Weddell Polynya) durante os invernos austrais de 1974 (topo), 1975 (meio), 1976 (fundo) observada a partir de imagens de satélites e indicada pela seta vermelha. Modificado de GORDON & COMISO (1988). 25
- Figura 5** – Diagrama TS típico para as águas do mar de Weddell. Os retângulos marcam os limites de definição das massas de água propostos por ROBERTSON et al. (2002). As legendas das massas de água encontram-se no texto..... 26
- Figura 6** – Esquema de distribuição e circulação (setas vermelhas) das principais massas de água presentes na plataforma e no talude continental da região sul do mar de Weddell. Legenda: ver texto..... 28
- Figura 7** – Principais rotas de circulação seguidas pela HSSW e ISW abaixo da Plataforma de Gelo Ronne-Filchner. Números indicando a profundidade (m). Modificado de FOLDVIK et al. (2001). 30
- Figura 8** – Esquema bidimensional mostrando os processos oceanográficos que ocorrem abaixo das plataformas de gelo. Adaptado de NICHOLLS et al. (1991, 2004)..... 32
- Figura 9** – Principais massas de água presentes na região do oceano Austral. Notar a UCDW e a LCDW sendo transportadas pela ACC com sua origem a partir da NADW. PF – Frente Polar, SAF – Frente Subantártica, STF – Frente Subtropical. Modificado de SPEER et al. (2000). 35
- Figura 10** – Esquema de distribuição por profundidade (m) das principais massas de água da região oceânica do mar de Weddell. Legenda: ver texto. Eixo vertical fora de escala..... 36
- Figura 11** – Perfil vertical de temperatura (superior) e salinidade (inferior/esquerda) ao longo da plataforma continental oeste (inferior/direita) mostrando a formação da WSBW a partir da mistura entre a MWDW e a HSSW. Figura gerada através do programa Ocean Data View (ODV)..... 40
- Figura 12** – Principais rotas de saída das águas profundas do mar de Weddell segundo NAVEIRA GARABATO et al. (2002)..... 44
- Figura 13** – Esquema de mistura de massas de água mostrando a diferença na consideração de parâmetros conservativos (a) e não-conservativos (b). Adaptado de KARSTENSEN & TOMCZAK (1998). 54
- Figura 14** – Localização das estações selecionadas para definição das SWTs. WDW (Δ), WSDW (\square), WSBW (\bullet). As profundidades selecionadas encontram-se na Tabela II..... 60

Figura 15 – Número de estações com dados hidrográficos de boa qualidade distribuídos por meses (a) e anos (b) amostrados disponíveis para a região de estudo.	63
Figura 16 – Localização das seções WOCE SR04 e Greenwich. Barra de cores indicando a profundidade (m) e seta amarela mostrando a localização da Elevação Maud.....	66
Figura 17 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção WOCE SR04 entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1989. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	71
Figura 18 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção WOCE SR04 entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1990. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	72
Figura 19 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção WOCE SR04 entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1993. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	73
Figura 20 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção WOCE SR04 entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1996. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	74
Figura 21 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção WOCE SR04 entre a Península Antártica (~63°S) e o paralelo ~66°S no ano de 1998. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	75
Figura 22 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1984. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	79
Figura 23 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1986. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	80
Figura 24 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1992. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	81
Figura 25 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1996. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	82
Figura 26 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1998. WDW (a), WSDW (b) e WSBW (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).	83
Figura 27 – Circulação sub-superficial de duplo-giro no mar de Weddell mostrando as duas células de circulação. Fonte: BECKMANN et al. (1999).	96
Figura 28 – Distribuição da WDW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses.	97
Figura 29 – Distribuição da WSDW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses.	98
Figura 30 – Distribuição da WSBW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses.	99

Figura 31 – Índice mensal da SAM (azul) baseado nas definições de GONG & WANG (1999) e sua tendência (vermelho) para uma fase positiva no período entre 1948-2002.	103
Figura 32 – Esquema indicando as mudanças na atmosfera e no oceano em casos de índice SAM positivo. Fonte: HALL & VISBECK (2002).	104
Figura 33 – Índice mensal da An[gelo] total para o oceano Austral entre 1979-2002.	107
Figura 34 – Distribuição média e desvio-padrão das massas de água ao longo da seção WOCE SR04. WDW (a,b), WSDW (c,d) e WSBW (e,f).	110
Figura 35 – Anomalias de distribuição da WDW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).	111
Figura 36 – Anomalias de distribuição da WSDW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).	112
Figura 37 – Anomalias de distribuição da WSBW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).	113
Figura 38 – Distribuição média e desvio-padrão das massas de água ao longo da seção de Greenwich. WDW (a,b), WSDW (c,d) e WSBW (e,f).	114
Figura 39 – Anomalias de distribuição da WDW ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).	115
Figura 40 – Anomalias de distribuição da WSDW ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).	116
Figura 41 – Anomalias de distribuição da WSBW ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).	117
Figura 42 – Esquema de correlação proposto entre a SAM e a produção/contribuição da WSBW.	120
Figura 43 – Tendência espacial da concentração do gelo marinho (%) entre 1979-2002. Tendência de gelo positiva (negativa) máxima indicada por P (N). Modificada de LIU et al. (2004).	121
Figura 44 – Sobreposição dos índices mensal da SAM (azul) e da An[gelo] (10^6 Km ² , vermelho) entre 1979-2002.	125
Figura 45 – Coerência entre as séries temporais da SAM e da An[gelo]. Números indicam o período dos picos em meses.	126
Figura 46 – Correlação cruzada entre o índice SAM e da An[gelo] mostrando os principais períodos (meses) de resposta com significância acima de 40%. Entre parênteses períodos em anos. Em azul – correlação com as séries filtradas com um período de 13 meses.	126
Figura 47 – Índice SAM. “Janelas” indicando os períodos de formação das águas amostradas nos anos de 1990 (vermelho) e 1996 (verde), que representam anomalias da WSBW positiva e negativa, respectivamente.	128
Figura 48 – Média anual da pressão atmosférica média ao nível do mar (PNM; hPa) entre os anos de 1989 e 1998. Dados da reanálise 1 do NCEP/NCAR obtidos a partir do banco de dados do Centro de Diagnostico Climático NOAA-CIRES (http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html).	131

Lista de Tabelas

<i>Tabela I - Síntese dos métodos utilizados para medição e dos valores encontrados de formação da WSBW no mar de Weddell. Modificada de FOLDVIK et al. (2004) e ORSI et al. (1999).</i>	40
<i>Tabela II – Profundidade das estações selecionadas e temperatura potencial (θ) utilizada no ajuste linear para a definição dos parâmetros das SWTs.</i>	60
<i>Tabela III – SWTs e Pesos para as massas de água profundas do mar de Weddell.</i>	61
<i>Tabela IV – Aspectos referentes aos cruzeiros da seção padrão de repetição WOCE SR04.</i>	64
<i>Tabela V – Aspectos referentes aos cruzeiros da seção ao longo do Meridiano de Greenwich.</i>	64

Lista de Acrônimos

A

AABW – Água Antártica de Fundo
AAIW – Água Intermediária Antártica
AAO – *Antarctic Oscillation* (Oscilação Antártica)
AASW – Água Superficial Antártica
ACC – Corrente Circumpolar Antártica
ACW – Onda Circumpolar Antártica
An[gelo] – Anomalias de Concentração de gelo marinho
AS – América do Sul

B

BW – Bacia de Weddell
BE – Bacia de Enderby

C

CCoA – Corrente Costeira Antártica
CDW – Água Profunda Circumpolar
CFC – Clorofluorcarbono
CIRES – Centro de Diagnóstico Climático
CLIVAR – *Climate Variability and Predictability*
CN – Cabo Noruegia
CSS – Cordilheira Scotia do Sul
CTD – *Conductivity/ Temperature/ Depth*

D

DOVETAIL – Deep Ocean Ventilation Through Intermediate Layers

E

EM – Elevação Maud
EOF – Funções Empíricas Ortogonais
ESW – Água de Plataforma Leste

F

FSS – Fossa Sanduíche do Sul

G

GOAL – Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes

H

HLM – *High Latitude Mode*
HSSW – Água de Plataforma de Alta Salinidade

I

IGS – Ilha Georgia do Sul
IM – Ilhas Malvinas
IOS – Ilha Orcada do Sul
ISS – Ilha Sanduíche do Sul
ISW – Água de Plataforma de Gelo

L

LCDW – Água Profunda Circumpolar inferior
LSSW – Água de Plataforma de Baixa Salinidade

M

MW – Mar de Weddell
MWDW – Água Quente Profunda Modificada

N

NADW – Água Profunda do Atlântico Norte
NODC – *National Oceanography Data Center*
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

O

OD – Oxigênio Dissolvido
ODV – *Ocean Data View*
OMP – Análise otimizada com parâmetros múltiplos

P

PA – Península Antártica
PB – Passagem Bruce
PD – Passagem de Drake
PDI – Passagem Discovery
PF – Frente Polar
PG – Passagem Georgia
PGF – Plataforma de gelo Filchner
PGL – Plataforma de Gelo Larsen
PGR – Plataforma de Gelo Ronne
PGRF – Plataforma de Gelo Ronne-Filchner
PH – Passagem Hoyer
PNM – Pressão Atmosférica Média ao nível do mar
PO – Passagem Orcadas
PP – Passagem Philip
PROANTAR – Programa Antártico Brasileiro

S

SAF – Frente Subantártica
SAM – Modo Anular de Variabilidade do Hemisfério Sul

SAMW – Água Modo Subantártica
SAO – Oscilação Semi-anual
Smax – Salinidade máxima
STF – Frente Subtropical
SW –Água de Plataforma
SWT – Água *tipo* de diferentes fontes
SWTs – Águas *tipo* de diferentes fontes

T

Tmax – Temperatura máxima
TOGA – Tropical Ocean Global Atmosphere
Tpot – Temperatura potencial
TS – diagrama de temperatura versus salinidade

U

UCDW – Água Profunda Circumpolar superior

W

WDW – Água Profunda Cálida
WOCE – World Ocean Circulation Experiment
WSBW – Água de Fundo do Mar de Weddell
WSBW-ventilada – Variedade ventilada da WSBW
WSC – Confluência Weddell-Scotia
WSDW – Água Profunda do Mar de Weddell
WSDW-ventilada – Variedade ventilada da WSDW
WSW – Água de Plataforma Oeste
WW – Água de Inverno

Capítulo I – Introdução

1.1 - Histórico

Estudos envolvendo análises de massas de água, como importante ferramenta dentro da oceanografia, podem ser divididos em três fases de acordo com TOMCZAK (1999a). A primeira refere-se ao período anterior a Primeira Guerra Mundial, dominado por aquisição de dados primários. No período entre guerras outros estudos tornaram-se relevantes, como a caracterização do fundo das bacias oceânicas. Nesta fase o estudo das massas de água (principalmente através do diagrama temperatura-salinidade (TS) elaborado por HELLAND-HANSEN, 1918) foi extremamente importante para a descoberta e descrição de aspectos relacionados à dinâmica oceânica. Foi nesta época também, que SVERDRUP *et al.* (1942) publicaram um dos livros pioneiros sobre a física, a química e a biologia dos oceanos, no qual faz-se uma descrição das massas de água dos oceanos mundiais, que é uma referência essencial ainda utilizada em estudos atuais.

A segunda fase refere-se ao período pós Segunda Guerra Mundial, onde o desenvolvimento de novas técnicas e instrumentos oceanográficos proporcionaram uma melhor visão do oceano profundo e de processos oceanográficos que apresentam forte variabilidade temporal, como correntes oceânicas, vórtices de mesoescala, ondas internas e frentes. Foi também neste período, que a escola soviética avançou com os estudos relacionados às propriedades hidrográficas, uma vez que os soviéticos não tinham acesso aos instrumentos e tecnologias recentes para a época. O trabalho desenvolvido por MAMAYEV (1975) representa bem este período, através da utilização da análise clássica de massas de água a partir de diagramas **TS**.

A terceira e última fase se refere às últimas décadas e ao período atual, onde os estudos referentes às massas de água voltaram a ter importância na pesquisa oceanográfica. Esta nova fase é caracterizada pelo crescimento de pesquisas sobre a importância dos oceanos nos estudos de variabilidade e mudanças climáticas. Diversos programas internacionais, como *Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA¹)*, *World Ocean Circulation Experiment (WOCE²)* e *Deep Ocean VEntilation Through Intermediate Layers (DOVETAIL³)* tiveram este tema como objetivo geral, visando proporcionar um melhor entendimento sobre a dinâmica entre oceano e atmosfera. O programa *CLImate VARIability and Predictability (CLIVAR⁴)* ainda encontra-se em execução e também foca estes aspectos.

Assim, estudos relacionados às mudanças globais passaram a ser considerado de grande importância pela comunidade científica internacional nos últimos anos. Neste contexto, o oceano Austral desempenha um papel de extrema importância, uma vez que

¹ <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/coare/toga.html>

² <http://whpo.ucsd.edu/>

³ www.ers.org/dovetail/

⁴ www.clivar.org

a complexa interação que ocorre entre oceano, atmosfera e gelo nesta região afeta a circulação oceânica global.

Pesquisadores têm destacado a importância dos oceanos na variabilidade climática e nas mudanças globais, onde as massas de água atuam como importantes reservatórios de calor, sal e gases dissolvidos (TOMCZAK, 1999a). As massas de água adquirem suas características (assinaturas) a partir de processos atmosféricos e são por isso excelentes indicadores para as alterações nas condições climáticas (LEFFANUE & TOMCZAK, 2004).

Atualmente, além dos métodos tradicionais utilizados para análise de massas de água, outros métodos também vêm sendo empregados com maior frequência, proporcionando novas ferramentas para o estudo das massas de água, tais como: modelagem numérica (capaz de identificar regiões de formação e possíveis trajetórias das massas de água) e métodos inversos (capazes de extrair informações sobre as massas de água a partir de diferentes conjuntos de dados hidrográficos). Neste último inclui-se o **OMP** (*Optimum Multiparameter Analysis*⁵; TOMCZAK & LARGE, 1989), método aplicado neste trabalho. O **OMP** é um método de análise de massas de água, que utiliza parâmetros hidrográficos conservativos (*i.e.* temperatura potencial, salinidade) e diversos parâmetros semiconservativos (*e.g.* nutrientes inorgânicos dissolvidos, oxigênio dissolvido) como traçadores de massas de água.

1.2 – Importância do Estudo

A região de estudo é o mar de Weddell (**MW**) – Antártica, localizado no setor Atlântico do oceano Austral (Figura 1), sendo de extrema importância para a circulação de todos os oceanos mundiais, visto que, em suas plataformas oeste e sudoeste ocorre a

⁵ http://www.ldeo.columbia.edu/~jkarsten/omp_std/

formação de grande volume de água que contribui para a Água de Fundo Antártica (**AABW**), responsável pela “ventilação” e conseqüente renovação das águas de fundo dos oceanos. Isto é devido, principalmente, à acentuada interação existente entre atmosfera, oceano e gelo (GILL, 1973; FOSTER & CARMACK, 1976b; FAHRBACH *et al.*, 1994a; MUENCH & GORDON, 1995; SCHRÖDER & FAHRBACH, 1999; ROBERTSON *et al.*, 2002; SCHLODOCK *et al.*, 2002). Devido a este fato o **MW** é uma região vital para a circulação termohalina global (*e.g.* CARMACK & FOSTER, 1975a; VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002). Outras regiões ao redor do continente Antártico, tais como: no mar de Ross (**MR**), na costa Adelie (**AdC**), e possivelmente próximo ao mar de Davis (**MD**; Figura 1), contribuem para a formação da **AABW**, conforme constatado por CARMACK & FOSTER (1975a). Entretanto esta contribuição não é comparável àquela produzida no **MW**. Segundo ORSI *et al.* (1993) e FARHBACH *et al.* (1994b, 1995) entre 50 e 90% do total da **AABW**, que ventilam os oceanos mundiais, adquirem suas características em Weddell, o que corrobora os resultados pretéritos obtidos por CARMACK (1977) de que esta produção estaria em torno de 70%.

Alterações nas massas de água dentro do **MW** podem eventualmente causar impacto na produção da **AABW**, ocasionando assim, mudanças na ventilação profunda e de fundo e na circulação termohalina global. A troca de calor local entre oceano e atmosfera pode ser afetada por mudanças nas camadas profundas, já que a perda de calor destas para a camada de mistura superficial pode derreter a superfície do gelo e influenciar na transferência de calor do oceano para a atmosfera (MUENCH *et al.*, 2002). Conseqüentemente, a variabilidade de longo prazo das águas profundas no **MW** tem importantes implicações para o transporte de calor regional entre oceano e atmosfera, para a circulação termohalina global e para a ventilação das camadas profundas e de

fundo dos oceanos (ROBERTSON *et al.*, 2002). Recentemente, além da importância relacionada à produção de águas densas, o **MW** e outras regiões do oceano Austral vêm se destacando como importantes áreas de captação de dióxido de carbono (atmosférico) antropogênico (HOPPEMA, 2004; TRÉGUER & PONDAVEN, 2002).

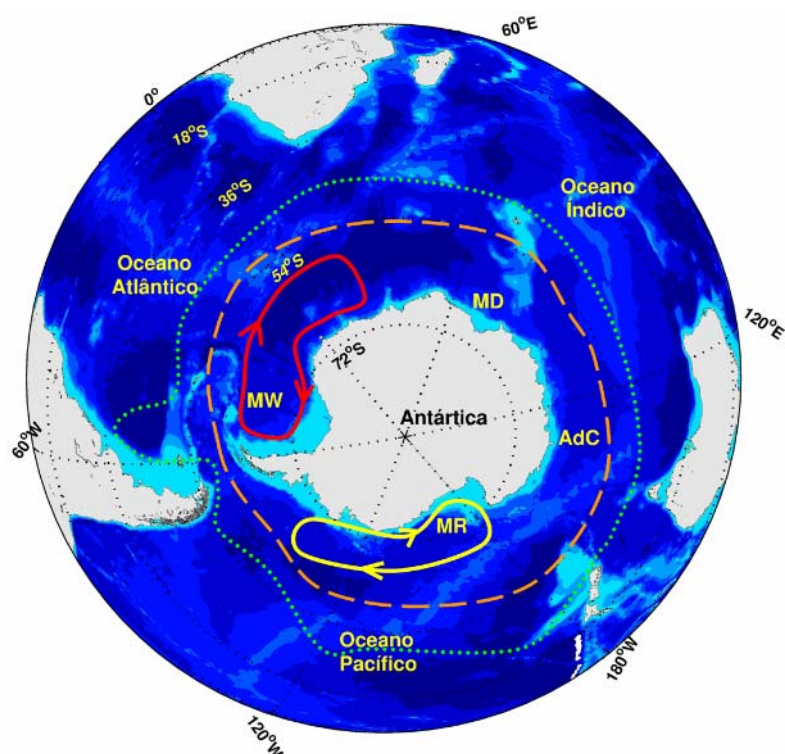


Figura 1 – Mapa de localização das frentes e padrão de circulação das águas da região do oceano Austral. **MW** – Mar de Weddell, **MD** – Mar de Davis, **MR** – Mar de Ross, **AdC** – Costa Adélie. Giro de Weddell (vermelho), Giro de Ross (amarelo), Convergência Antártica (laranja segmentado), Convergência Subtropical (verde pontilhado).

Algumas alterações relacionadas ao aumento da temperatura das águas vêm sendo observadas. De acordo com LEVITUS *et al.* (2000), desde a década de 50 até meados de 1990 a superfície oceânica mundial aqueceu em média cerca de 0.31°C, ou seja, aproximadamente 0.007 °C/ano. Para o **MW**, medidas de satélites indicam que a temperatura superficial do gelo está aumentando com taxas que variam entre 0.01 e 0.02 °C/ano, constatadas entre 1979 e 1998 (COMISO, 2000). No caso das águas profundas e

de fundo há pouco conhecimento sobre sua variabilidade. GORDON (1982) encontrou que as águas profundas no **MW** se tornaram mais frias da metade da década de 50 até 80, enquanto FAHRBACH *et al.* (1998) encontraram a água de fundo em Weddell sendo aquecida a uma taxa aproximada de 0.01 °C/ano entre 1989 e 1995. ROBERTSON *et al.* (2002) constataram uma tendência de aquecimento para estas águas de 0.012 ± 0.007 °C/ano, entre o período de 1975-2000, resultado que é similar aos encontrados nos trabalhos anteriormente citados. Entretanto, observações mais específicas relacionadas a quantificação das mudanças que vêm ocorrendo com as massas de água são um tanto escassas. Assim, uma caracterização quantitativa das massas de água do **MW**, ao invés de uma abordagem simplesmente descritiva/qualitativa torna-se necessária para um melhor entendimento sobre questões de variabilidade, e conseqüentemente de possíveis mudanças climáticas e alterações globais.

1.3 – PROANTAR

O Brasil participa atualmente de pesquisas antárticas através do Programa Antártico Brasileiro (**PROANTAR**⁶). As atividades brasileiras são realizadas na Estação Antártica Comandante Ferraz, nos três refúgios das ilhas Elefante, Nelson e Rei George, assim como a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico “Ary Rongel”. O esforço logístico durante as Operações é desenvolvido pela Marinha do Brasil e pela Força Aérea Brasileira.

Este trabalho faz parte das atividades desenvolvidas pelo Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (**GOAL**⁷) na Rede I – Antártica, Mudanças Globais, Meio-Ambiente e Teleconexões com o continente Sul-Americano – do **PROANTAR**, que tem como

⁶ <http://www.mct.gov.br/Temas/Antartica/default.asp>

⁷ <http://www.goal.ocfis.furg.br/>

objetivo geral “investigar processos relevantes para uma melhor compreensão do impacto das mudanças globais no ecossistema do oceano Austral, assim como possíveis conexões com a zona costeira do Brasil”.

1.4 – Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral aplicar o método de separação de massas de água **OMP** (*Análise otimizada com parâmetros múltiplos* – ver Capítulo III) em dados históricos da região de estudo, para determinar o percentual de mistura das massas de água presentes na camada profunda do mar de Weddell. A partir dos resultados obtidos, alguns objetivos mais específicos são propostos, tais como:

- i) Determinar a distribuição espacial e estrutural das diferentes massas de água encontradas na região;
- ii) Caracterizar quantitativamente tais massas de água;
- iii) Determinar o percentual de mistura entre as diferentes massas de água;
- iv) Identificar possíveis forçantes de variabilidade temporal entre as diferentes massas de água.

Os objetivos propostos são bastante pertinentes para avaliar o efeito de mudanças ambientais globais, que é de interesse para a Rede I do **PROANTAR**, onde estão inseridas as pesquisas desenvolvidas pelo **GOAL**. Inicialmente é necessária a compreensão da variabilidade oceânica devido a processos naturais/climáticos, para que se possa posteriormente isolar os efeitos devido ao quadro de mudanças globais.

Após esta introdução, o Capítulo II descreve detalhadamente a área de estudo, elucidando aspectos da hidrografia, transporte e circulação da região. O Capítulo III enfoca a metodologia utilizada. Os resultados e as discussões são apresentados nos dois capítulos subseqüentes. Enquanto o Capítulo IV aborda as principais massas de água intermediária e profunda na região oceânica, o Capítulo V apresenta aspectos relacionados à variabilidade temporal na distribuição destas massas de água. Finalmente, as conclusões deste trabalho e possíveis propostas para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo VI.

Capítulo II – Área de Estudo: Oceanografia Regional

2.1 – Limites do Mar de Weddell

O mar de Weddell (**MW**) é considerado como sendo a região que engloba a área do giro de Weddell (Figura 1), incluindo a bacia de Weddell (**BW**) e a bacia de Enderby (**BE**; Figura 2). As seguintes feições topográficas limitam a planície abissal de Weddell ao norte: Cordilheira Scotia do Sul (**CSS**), Cordilheira América-Antártica (**CAA**) e a Cordilheira Sudoeste Indiana (**CSI**). Entretanto, a região do giro de Weddell se estende sobre a **CSS** e engloba partes do mar da Scotia e da bacia Georgia (ORSI *et al.*, 1993; Figura 2). Os limites do mar de Weddell são definidos por características topográficas e hidrográficas, que delimitam um giro ciclônico (denominado giro de Weddell) presente na região (CARMACK & FOSTER, 1975a). Este, por sua vez, favorece a formação da **AABW**, pois carrega para as frias regiões polares, massas de água relativamente quentes e salinas, provenientes da Corrente Circumpolar Antártica (**ACC**; ORSI *et al.*, 1993; FARHBACH *et al.*, 1994b, 1995).

O giro é limitado ao sul e a oeste pelo continente Antártico e pela Península Antártica, respectivamente (CARMACK & FOSTER, 1975a). Os limites norte e leste são mais complexos, visto que não existem barreiras topográficas nítidas para esta delimitação. Esta abertura permite livres trocas com as regiões vizinhas ao oceano Austral (GOURETSKI & DANILOV, 1993). Sendo assim, o limite norte do giro de Weddell é definido pela ACC devido à existência de uma frente nítida, e pelas cordilheiras meso-oceânicas (VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002). Este limite, definido pela ACC, coincide com observações realizadas por ORSI *et al.* (1993,1995). Três fatores podem contribuir para restringir o giro à leste: i) o campo de vento; ii) as condições termohalinas e; iii) características topográficas menos marcantes que as cordilheiras meso-oceânicas (SCHRÖDER & FAHRBACH, 1999), podendo estender o giro até cerca de aproximadamente 20-30°E (CARMACK & FOSTER, 1975a). ORSI *et al.* (1993) propõem que a análise da anomalia da altura geopotencial seria um bom indicativo para determinar o limite leste do giro.

As plataformas continentais (Figura 2) ao redor do continente Antártico são em geral estreitas e curtas. Exceções são as amplas plataformas encontradas no MW e no mar de Ross com médias de 400 Km de extensão e profundidade em torno de 400m (CARMACK, 1990). DEACON (1982) indica uma variação entre 600 e 1100 Km para a largura das plataformas continentais nos mares citados. Regiões de plataformas são caracterizadas por depressões irregulares, *canyons* submarinos e por plataformas de gelo que se estendem em direção ao mar a partir do continente, que exercem influência nos processos de formação de águas profundas e de fundo que ocorrem em Weddell.

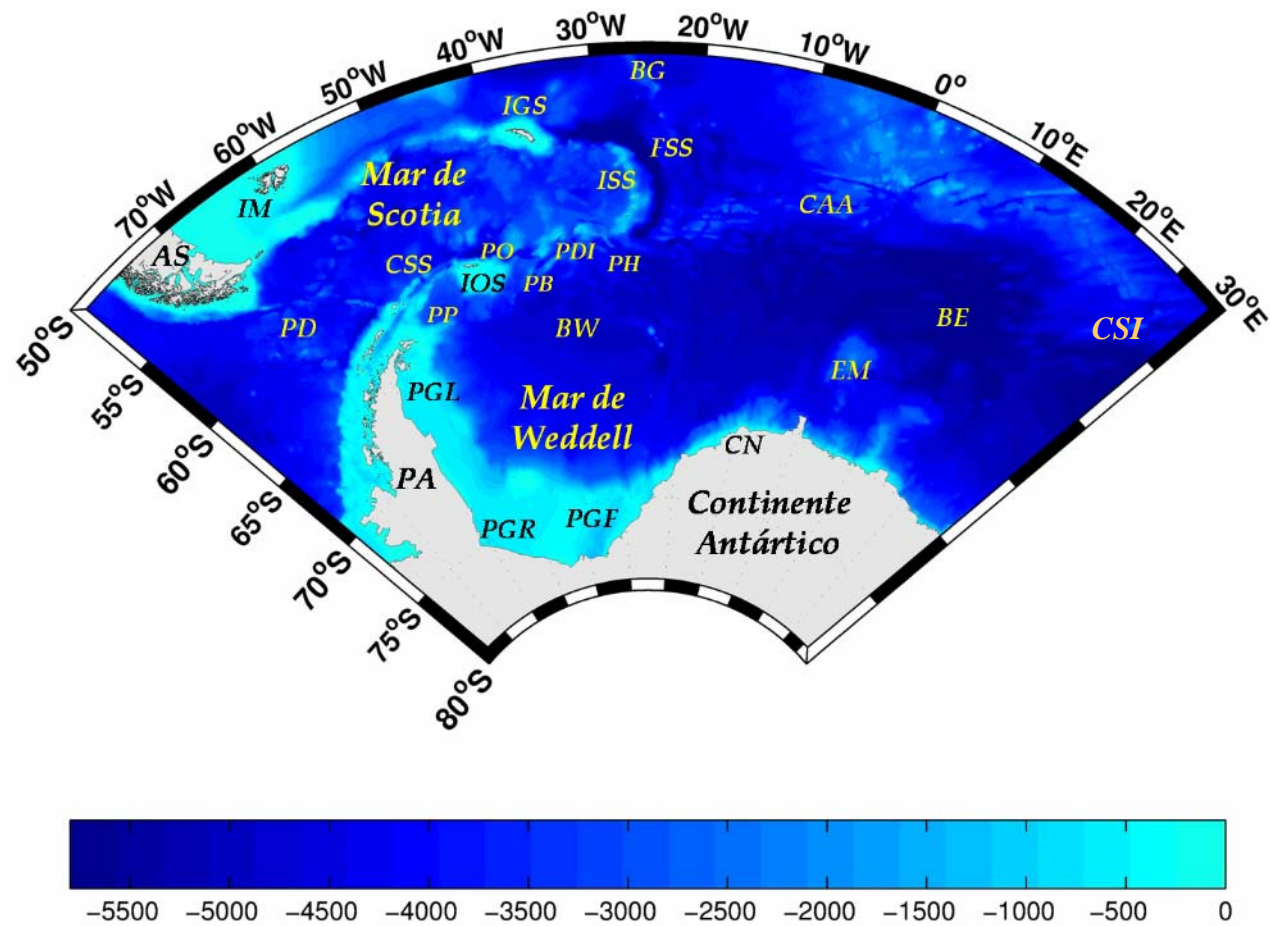


Figura 2 – Mapa topográfico do mar de Weddell e adjacências. **AS** – América do Sul, **PA** – Península Antártica, **PD** – Passagem de Drake, **PGL** – Plataforma de Gelo Larsen, **PGR** – Plataforma de Gelo Ronne, **PGF** – Plataforma de Gelo Filchner, **CN** – Cabo Noruegia, **CSS** – Cordilheira Scotia do Sul, **CSI** – Cordilheira Sudoeste Indiana, **IOS** – Ilhas Orcadas do Sul, **ISS** – Ilhas Sanduíche do Sul, **FSS** – Fossa Sanduíche do Sul, **IGS** – Ilha Georgia do Sul, **IM** – Ilhas Malvinas, **PG** – Passagem Georgia, **PH** – Passagem Hoyer, **PDI** – Passagem Discovery, **PB** – Passagem Bruce, **PO** – Passagem Orcadas, **PP** – Passagem Philip, **BW** – Bacia de Weddell, **BE** – Bacia de Enderby. Escala: profundidade em metros.

2.2 – Cobertura de Gelo

A média da extensão superficial do gelo marinho na Antártica varia tipicamente de $4 \times 10^6 \text{ Km}^2$ no verão austral para cerca de $21 \times 10^6 \text{ Km}^2$ durante o inverno (CARMACK, 1990), ou seja, cerca de 60% do oceano ao sul da Convergência Antártica (Figura 1) encontra-se coberto por gelo no final do inverno, enquanto, somente cerca de 12% da mesma área fica coberta por gelo ao final do verão (DEACON, 1982; Figura 3). Regiões denominadas como *polynyas* são definidas como áreas em que os ventos afastam a capa de gelo superficial que recobre os oceanos, criando regiões de águas abertas circundadas por gelo marinho (*pack ice*). Estas podem ser costeiras ou oceânicas, e são encontradas freqüentemente no **MW** (GORDON & COMISO, 1988).

Grandes *polynyas* foram observadas no centro de Weddell durante os invernos entre 1974 e 1976 (Weddell *Polynya* – Figura 4), ocupando uma área superficial de mais de $0.3 \times 10^6 \text{ Km}^2$ (KOTTMEIER *et al.*, 2003). Recentemente, HOLLAND (2001a) sugeriu que o aparecimento transitório, a posição, o tamanho e a forma de *polynyas* oceânicas podem ser explicados por mecanismos de variações no fluxo oceânico de larga escala, que ao passar por montes submarinos (*i.e* Elevação Maud (**EM**); Figura 2), ocasiona a formação e desprendimento de vórtices ciclônicos. Este mecanismo dinâmico de formação proposto contraria o processo de origem termodinâmica. Assim, HOLLAND (2001a) indica que a interação entre o fluxo oceânico transitório, o monte submarino, o desprendimento do vórtice ciclônico e o stress divergente de Ekman na cobertura de gelo marinho podem explicar a formação de *polynyas* transitórias que têm aparecido na região da **EM**.

As *polynyas* costeiras não apresentam características permanentes e mudam constantemente de forma e tamanho, entretanto, as taxas com que estas feições são formadas podem ser suficientemente altas para elevar a salinidade das águas de plataforma (FAHRBACH *et al.*, 1994a). Assim, a produção de gelo marinho é afetada pelo vento e conseqüentemente pela abertura de *polynyas* costeiras. O movimento de maré auxilia na abertura e na manutenção de *polynyas*, sendo que sobre a plataforma continental a amplificação de certas componentes da maré pode acentuar ainda mais este efeito (BARBER & CRANE, 1995).

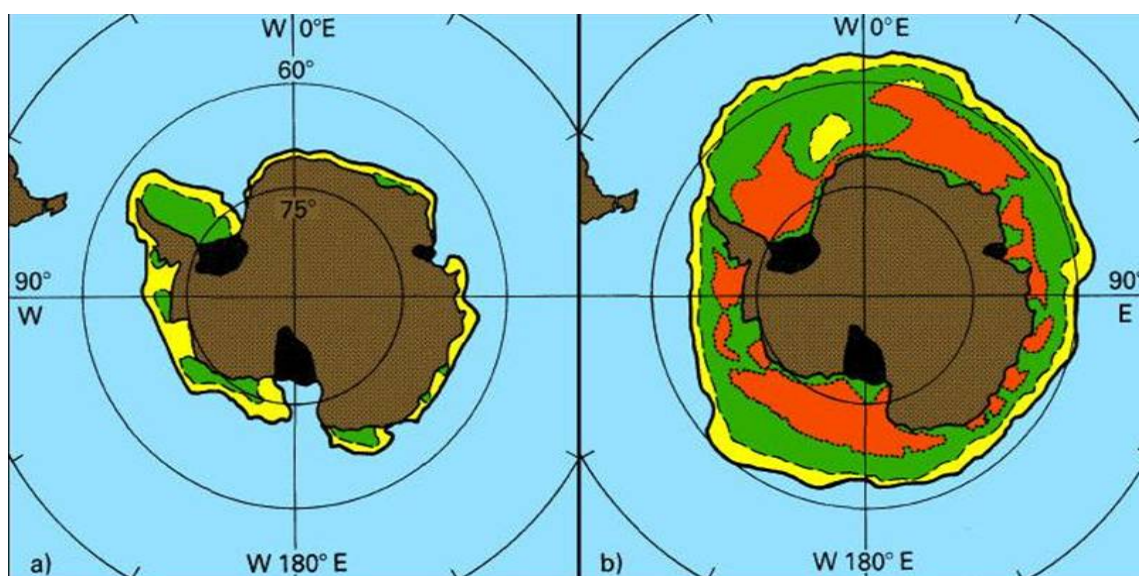


Figura 3 – Média sazonal da cobertura de gelo, baseado em dados de satélites de 1973-1976, durante o final do verão – Fevereiro (a) e final do inverno – Outubro (b) do oceano Austral. Áreas negras indicando as regiões de plataforma de gelo permanente. Linha sólida, segmentada e pontilhada indicando cobertura de gelo de 15%, 50% e 85%, respectivamente. Fonte: TOMCZAK & GODFREY (1994).

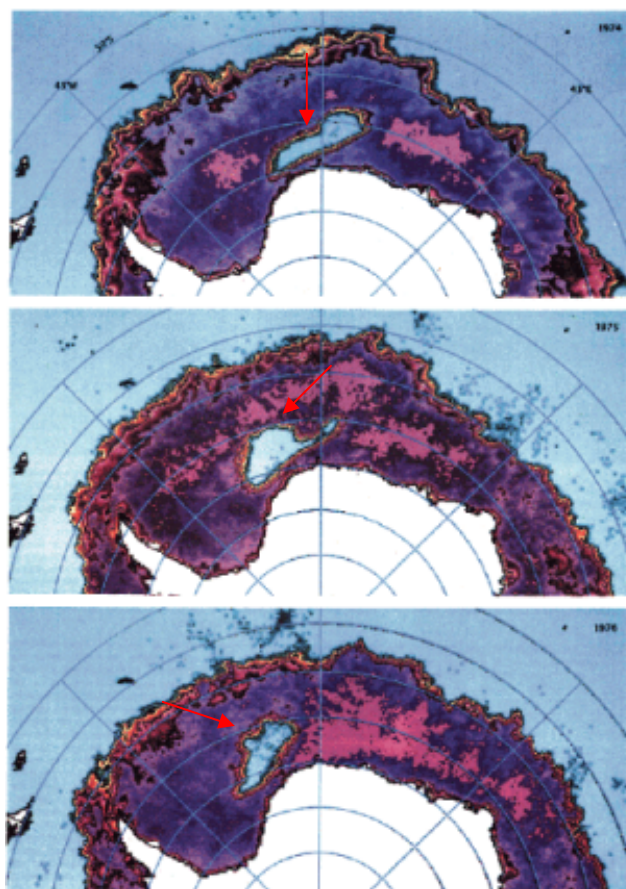


Figura 4 – Formação sucessiva de *polynyas* no mar de Weddell (Weddell *Polynya*) durante os invernos austrais de 1974 (topo), 1975 (meio), 1976 (fundo) observada a partir de imagens de satélites e indicada pela seta vermelha. Modificado de GORDON & COMISO (1988).

2.3 – Hidrografia

Na região do MW podemos separar as massas de água em distintas camadas que podem ser superficial, intermediária ou profunda. A camada superficial engloba as Águas Superficiais Antárticas (AASW), a Água de Inverno (WW) e as Águas de Plataforma (SW). Na primeira são consideradas todas as massas de água da camada superficial de mistura, que é definida pela sua localização na coluna de água e não pelos seus valores de temperatura e salinidade (ROBERTSON *et al.*, 2002). A WW encontra-se abaixo da AASW. Por sua vez, as Águas da Plataforma são representadas pelas Águas de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW), Águas de Plataforma de Baixa Salinidade

(LSSW), e pelas Águas de Plataforma de Gelo (ISW). Na camada intermediária predomina a Água Profunda Cálida (WDW), que é originada diretamente da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW). Na camada profunda encontramos em ordem crescente de estratificação, respectivamente, a Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW) e a Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW). O diagrama TS abaixo (Figura 5), baseado nas definições de ROBERTSON *et al.* (2002), mostra o padrão encontrado para as águas do MW.

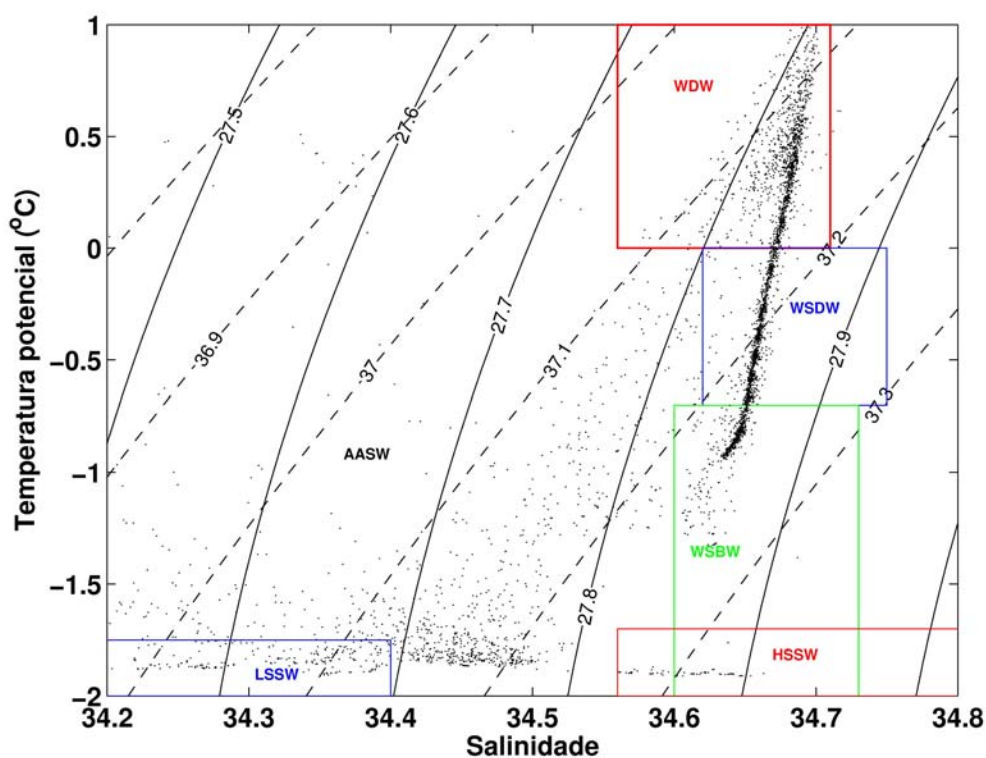


Figura 5 – Diagrama TS típico da seção WOCE SR04 para as águas do mar de Weddell. Os retângulos marcam os limites de definição das massas de água propostos por ROBERTSON *et al.* (2002). As legendas das massas de água encontram-se no texto.

2.3.1 – Águas Superficiais

A AASW estende-se da frente polar para as margens continentais da Antártica, com características bastantes uniformes devido aos processos de mistura (ORSI *et al.*, 1995). A AASW ocorre nos primeiros 50m de profundidade, podendo alcançar até

200m (FOSTER & CARMACK, 1976a; CARMACK, 1990). Abaixo da **AASW**, que apresenta temperatura potencial entre -2.0°C e -1.7°C e salinidade < 34.3 , pode ser encontrada uma camada fria referente à **WW** ($\theta < -1.7^{\circ}\text{C}$ e $34.30 < S < 34.45$) com grande variação sazonal em suas características, que é o resultado da convecção ocorrida durante o inverno. Este processo é induzido pela formação do gelo marinho (CARMACK & FOSTER, 1975a). Durante o inverno a camada superficial é misturada convectivamente até temperaturas próximas a ponto de congelamento, originando a **WW**. Esta camada persiste até o verão, quando é revestida por uma fina camada de **AASW** (poucas dezenas de metros), sazonalmente quente e relativamente doce (devido ao degelo). A salinidade da **WW** varia pouco em direção ao oceano aberto em Weddell, mas torna-se significativamente alta sobre a plataforma oeste (FAHRBACH *et al.*, 1994a). FAHRBACH *et al.* (1995) encontraram a **WW** nos primeiros 100m da coluna de água no interior do **MW**, podendo alcançar mais de 600m de profundidade em frente à margem da plataforma noroeste.

As massas de água denominadas de **SW** são aquelas que se encontram nas camadas superficiais sobre as plataformas continentais (Figura 6), podendo estar situadas abaixo de plataformas de gelo, sendo então, denominadas de **ISW**. As **SW** são encontradas em diferentes regiões ao redor da Antártica com temperaturas próximas a ponto de congelamento; entretanto, exibem uma ampla variação de salinidade (ORSI *et al.*, 1993). Esta variação pode estar associada à extensão das plataformas e a formação de *polynyas* costeiras. Durante o verão a **SW** é aquecida pela radiação solar e diluída pelo derretimento do gelo (CARMACK, 1990).

Existem amplas plataformas continentais localizadas ao sul e a oeste do **MW**, que favorecem a formação de massas de água de alta salinidade (**HSSW**). A formação

de *polynyas* costeira é bastante comum na parte oeste e leste do MW, assim como, ao redor do continente, onde prevalece vento de leste, com componente significativa em direção ao oceano aberto (GILL, 1973). Desta forma, estes dois fatores contribuem para a formação de massas de água densas na região oeste de Weddell, representada pela **HSSW** e formada devido à intensificação no processo de formação do gelo. Como esta massa de água é formada principalmente a oeste, recebe também a denominação de Água de Plataforma Oeste (**WSW**; FARHBACH *et al.*, 1994a).

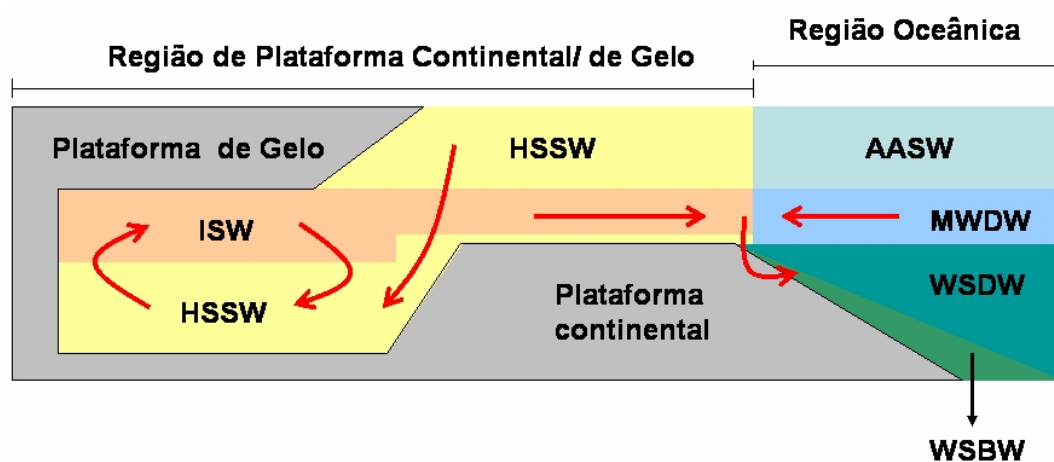


Figura 6 – Esquema de distribuição e circulação (setas vermelhas) das principais massas de água presentes na plataforma e no talude continental da região sul do mar de Weddell. Legenda: ver texto.

Por outro lado a **LSSW** é encontrada em regiões a leste do MW, sendo denominada como Água de Plataforma Leste (**ESW**; GAMMELSRÖD & SLOTSVIK, 1981). CARMACK & FOSTER (1975a) identificaram **ESW** abaixo da camada superficial com valores de temperatura variando entre -1.8 e -1.6 °C e salinidades menores que 34.44. Segundo GILL (1973), a **ESW** tem salinidades menores que a **WW**, o que previne a geração de massas de água densas o suficiente para formar água de fundo. A baixa salinidade da **ESW** geralmente tem sido atribuída ao influxo de águas de salinidade relativamente baixa, devido ao movimento em direção oeste da Corrente Costeira Antártica (**CCoA**; FAHRBACH *et al.*, 1994a).

As águas de plataforma ocupam uma camada que varia entre 100 e 300m de profundidade (NICHOLLS *et al.*, 2003). Entretanto, a **HSSW** afunda na coluna de água por apresentar grande densidade e pode ocupar uma camada que vai até cerca de 600m (MOSBY, 1971). A **ISW** ocupa profundidades entre 300 e 400m na região próxima à Plataforma de Gelo Filchner (CARMACK & FOSTER, 1975b; FOLDVIK & KVINDE (1977); NICHOLLS *et al.*, 1997), podendo estar presente até cerca de 500m em ambos os lados da depressão (GAMMELSRÖD & SLOTSVIK, 1981). O processo de formação das águas de plataforma (**HSSW** e **ISW**) precursoras da **WSDW** e **WSBW** é explicado a seguir.

As plataformas de gelo localizadas ao sul do **MW** são separadas pela ilha Berkner e pela costa Dufek do continente Antártico (NICHOLLS *et al.*, 2001), formando o complexo denominado de Plataforma de Gelo Ronne-Filchner (**PGRF**; Figura 7). Abaixo destas plataformas existem *canyons* submarinos responsáveis por direcionar os fluxos de entrada e saída de água. Embora JACOBS (2004) indique que os fluxos de saída, principalmente, da pluma formada pela **ISW** seja pouco conhecido; a simulação da circulação regional através do uso de um modelo de equações primitivas acoplado às cavidades das plataformas de gelo (ver BECKMANN *et al.*, 1999) demonstra que estas feições topográficas contribuem significativamente para a formação das águas profundas e de fundo, ao longo da quebra do talude continental; além de causar impacto nas características das massas de água em toda a bacia oceânica (MATANO *et al.*, 2002). CARMACK & FOSTER (1975b) indicam que a espessura da margem da Plataforma de Gelo Filchner varia em direção ao mar entre 200-300m, onde a barreira de gelo eleva-se de 20 a 30m acima do nível do mar para cerca de 1300m na junção com a capa de gelo principal da Antártica ao sul.

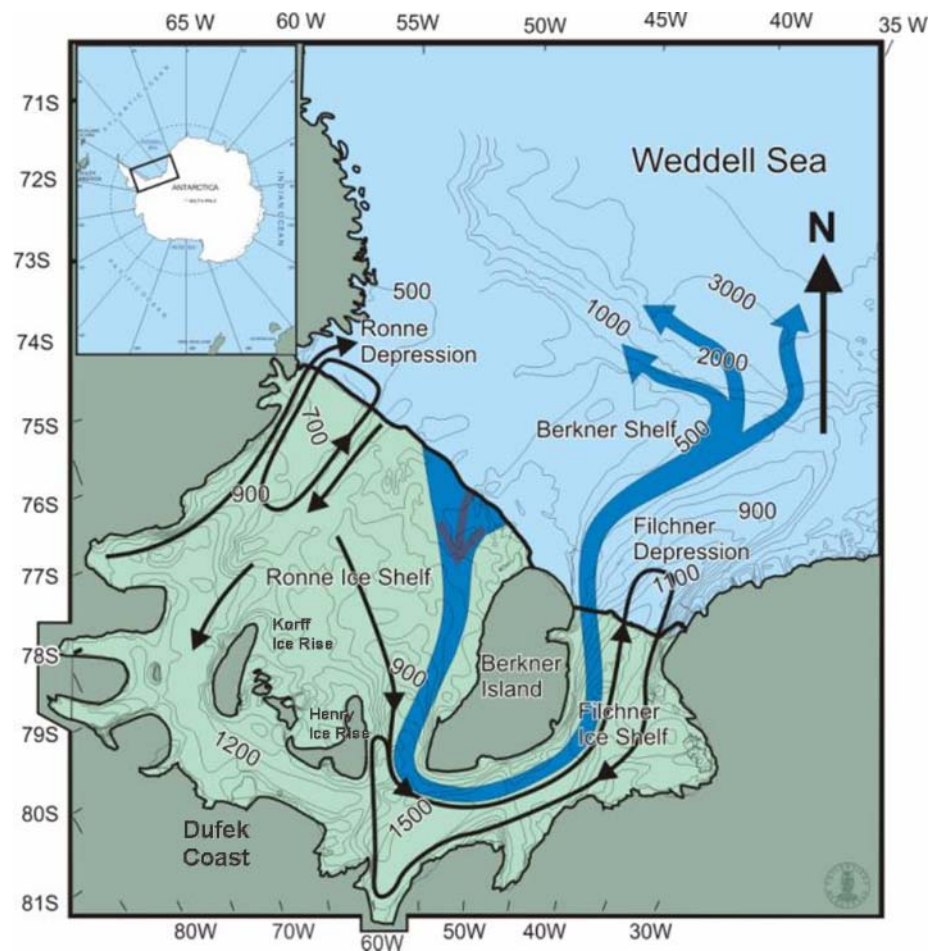


Figura 7 – Principais rotas de circulação seguidas pela **HSSW** e **ISW** abaixo da Plataforma de Gelo Ronne-Filchner. Números indicando a profundidade (m). Modificado de FOLDVIK *et al.* (2001).

A **HSSW** é formada nas regiões de *leads* (rachaduras na camada de gelo marinho) e *polynyas* ao norte da frente de gelo, ou seja, no limite em direção ao mar da plataforma de gelo. Este processo ocorre principalmente na frente de gelo da plataforma Ronne (NICHOLLS *et al.*, 1991). A circulação ciclônica e a força de Coriolis tendem a restringir a **HSSW** sobre a plataforma continental (GILL, 1973). Sua formação é resultado da intensa formação de gelo marinho, que conduz a liberação de sal (efeito *Brine*) na água sub-superficial, ocasionando aumento de sua densidade. Assim, esta água é capaz de afundar na coluna de água e consegue entrar abaixo das cavidades das plataformas de gelo (Figura 7). Desta forma, esta água, que possui temperatura fixada

pelo ponto de congelamento superficial, entra em contato com a base da plataforma de gelo (Figura 7). Este contato ocorre até profundidades aproximadas de 1500m. Nesta profundidade, a pressão reduz o ponto de congelamento da água do mar em até 1°C abaixo da temperatura da **HSSW** (-1.9°C), permitindo o início do derretimento basal da plataforma de gelo. A **HSSW** mistura-se com a água de degelo da base da plataforma de gelo. A água resultante desta mistura deixa as cavidades como plumas, sendo denominada de **ISW** (NICHOLLS, 1997).

Resumidamente, a entrada da **HSSW** sob a plataforma de gelo inicia o derretimento basal desta, e a mistura desta com a água de degelo forma a **ISW** (Figura 8). A **ISW** resultante apresenta densidade menor do que a sua fonte (**HSSW**) e é dirigida pela sua crescente fluatibilidade até alcançar a base da plataforma de gelo. Devido ao efeito de diminuição da pressão, à medida que esta ascende na coluna de água, o ponto de congelamento aumenta e a água pode tornar-se *supercooled* (super-resfriada). Com isso, pode ocorrer deposição de cristais de gelo na base da plataforma de gelo devido à formação de *frazil ice* na coluna de água (NICHOLLS & JENKINS, 1993). Parte da pluma da **ISW** formada pode dividir-se devido a topografia de fundo e originar células de recirculação interna (Figura 8). NICHOLLS (1996) estima uma acumulação de gelo marinho com espessura maior do que 100m depositado na base da plataforma de gelo Ronne. A observação desta água muito fria é ocasionada devido ao deslocamento vertical da **ISW** e é indicado por FOLDVIK & KVINGE (1977) como um estado transitório. À medida que a **ISW** ascende na coluna de água a entrada da **HSSW** é facilitada em camadas mais próximas ao fundo oceânico. Este mecanismo acontece até quando o fornecimento de calor para o derretimento da base da plataforma de gelo for

capaz de manter a temperatura da pluma da **ISW** maior do que o ponto de derretimento na interface oceano/gelo em determinada pressão (NICHOLLS, 1996).

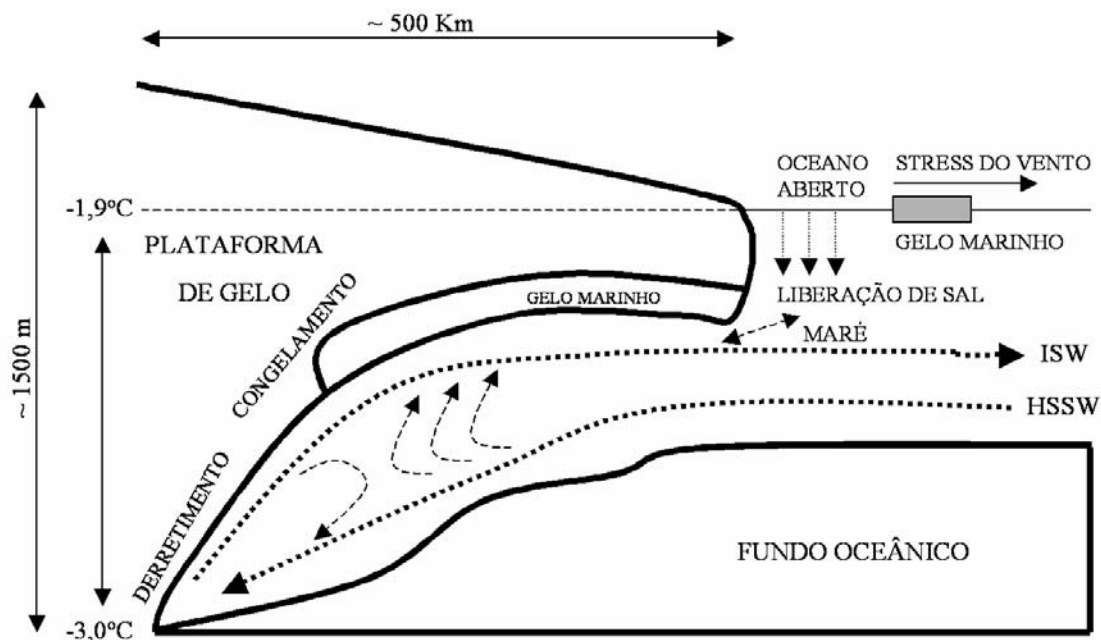


Figura 8 – Esquema bidimensional mostrando os processos oceanográficos que ocorrem abaixo das plataformas de gelo. Adaptado de NICHOLLS *et al.* (1991, 2004).

Para um fluxo balanceado geostroficamente, resultados de modelagem indicam a entrada da **HSSW** pela parte leste da bacia, como na região da Depressão Ronne, e o fluxo de saída de água referente a **ISW** com a tendência de sair principalmente a oeste, através da Depressão Filchner (Figura 7). Entretanto, existem certas dúvidas sobre a circulação e área de formação da água-fonte, que irá formar a **ISW** e deixar as cavidades das plataformas de gelo através da Depressão Filchner (NICHOLLS *et al.*, 1997). Uma das hipóteses sugere que a maior parte do fluxo de saída (0.7 Sv) da **ISW** observada na quebra da plataforma continental no final norte da Depressão Filchner (FOLDVIK *et al.*, 1985) origina-se como **HSSW** na Depressão Ronne, fluindo ao sul das elevações de gelo Korff e Henry e da ilha Berkner. Outra hipótese, sugerida por NOST & FOLDVIK (1994), indica a Depressão Ronne como fonte, mas com a **HSSW** contornando

a parte sul, a leste desta, e seguindo a isóbata de 600m até a costa Berkner, e depois ao sul da ilha Berkner e da elevação de gelo Henry. NICHOLLS *et al.* (1997) sugere que um fluxo inferior a 0.08 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) pode ser capaz de passar ao sul das elevações de gelo e entrar na Depressão Filchner a leste da ilha Berkner. É provável que a **HSSW** fornecedora de calor para o derretimento de gelo da base da Plataforma de Gelo Filchner tenha sua origem em uma região mais próxima a ilha Berkner.

2.3.2 – Águas Intermediárias

Abaixo da **AASW** e da **WW** encontramos a **WDW**, que em alguns trabalhos é denominada como Água Profunda Circumpolar (**CDW**), entretanto, estas duas massas de água se diferenciam. A **WDW** pode ser encontrada também sendo denominada por *Weddell Deep Water* (GORDON, 1982). A **CDW** é transportada pela **ACC** e entra no **MW** por volta de 20°E (GOURETSKI & DANILOV, 1993) ou 30°E (DEACON, 1979; ORSI *et al.*, 1993), sendo incorporada dentro do giro e iniciando a **WDW** (ORSI *et al.*, 1993). Ambas as massas de água são constituídas por águas relativamente quentes e salinas.

A **CDW** pode ser subdividida em **CDW** superior (**UCDW**) e **CDW** inferior (**LCDW**), a primeira caracteriza-se por baixa concentração de oxigênio dissolvido e alta concentração de nutrientes na água, tendo sua origem nos oceanos Pacífico e Índico, enquanto a **LCDW** caracteriza-se pela alta salinidade (GOURETSKI & DANILOV, 1993; ORSI *et al.*, 1995), sendo derivada da Água Profunda do Atlântico Norte (**NADW**) e entrando na **ACC** pelo setor Atlântico (NAVEIRA GARABATO *et al.*, 2002; Figura 9). A **LCDW** é densa o suficiente para penetrar ao sul da **ACC** dentro do regime subpolar abaixo da **AASW**. Este espalhamento em direção ao pólo geralmente alcança as plataformas continentais antárticas. Em diversas regiões ao redor da Antártica, a **LCDW** mistura-se com **SW** para formar águas densas que afundam até seu nível de

densidade. A **LCDW** entra no giro de Weddell através de amplas descontinuidades na Cordilheira Sudoeste Indiana e passa a ser denominada de **WDW** (ORSI *et al.*, 1993). A **UCDW** encontra-se sempre abaixo da **AASW** e acima da **LCDW** ($S > 34.7$), que é mais salgada. A **UCDW** é encontrada em direção ao pólo elevando-se próximo de 200m de profundidade com $\theta > 1.5$ °C e $S > 34.5$. Na região subpolar o núcleo desta massa de água não é mais encontrado devido aos processos de mistura com a **AASW**. O término das características da **UCDW** ao sul constitui um limite razoável em direção ao pólo, que marca a extensão sul da **ACC**. Esta é a única massa de água encontrada exclusivamente na **ACC** e ausente no regime subpolar (ORSI *et al.*, 1995).

A **WDW** é caracterizada por $\theta > 0$ °C e aparece como uma contínua camada centrada por volta dos 500m (CARMACK & FOSTER, 1975a; Figura 10). O núcleo de água da **WDW** com temperatura e salinidade máxima (T_{max} e S_{max}) é obtido da **CDW**, dentro do giro de Weddell, em sua margem leste próxima a 30°E, e pode se estender até cerca de 1500m de profundidade (ORSI *et al.*, 1993). Entretanto, existem algumas variações dependendo da região considerada. Na parte oeste de Weddell a profundidade do núcleo de T_{max} da **WDW** está cerca de duas vezes mais profunda do que na longitude de Greenwich, ou seja, enquanto a oeste esta é encontrada por volta de 550m, na região do meridiano ocorre por volta de 250m. A S_{max} é encontrada por volta de 800m em média (MUENCH & GORDON, 1995).

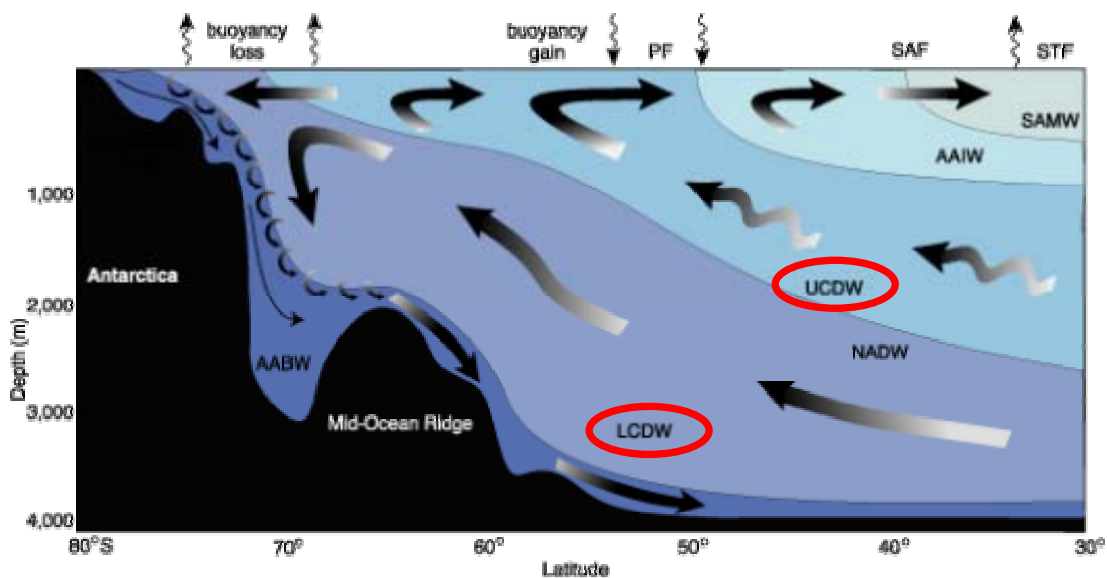


Figura 9 – Principais massas de água presentes na região do oceano Austral. Notar a UCDW e a LCDW sendo transportadas pela ACC com sua origem a partir da NADW. PF – Frente Polar, SAF – Frente Subantártica, STF – Frente Subtropical. Modificado de SPEER *et al.* (2000).

2.3.3 – Águas Profundas e de Fundo

As massas de água encontradas abaixo da Água Profunda Cálida (WDW) são: a WSDW e a WSBW, respectivamente a água profunda e de fundo, que são formadas na região do MW (Figura 10). Esta separação é necessária, pois as características hidrográficas apresentadas por cada uma destas são diferentes. É preciso ter-se em mente também que a AABW responsável pela ventilação e renovação das águas de fundo dos oceanos refere-se a WSDW, pois a WSBW por ser uma água mais densa não consegue deixar a região, devido às características topográficas do fundo do mar de Weddell (CARMACK & FOSTER, 1975a; FAHRBACH *et al.*, 1995). A saída direta da WSBW só ocorre por processos de mistura com a WSDW ou através de fossas profundas (*e.g.* Fossa Sanduíche do Sul). Sabendo-se que: i) estas águas densas formadas no MW são predominantemente o resultado das trocas de calor e sal entre oceano/atmosfera ou oceano/plataforma de gelo; ii) ocorre sobre as amplas plataformas

continentais ao sul e a oeste, podemos considerar dois processos que podem ser responsáveis pela formação da **WSBW**, que são descritos a seguir:

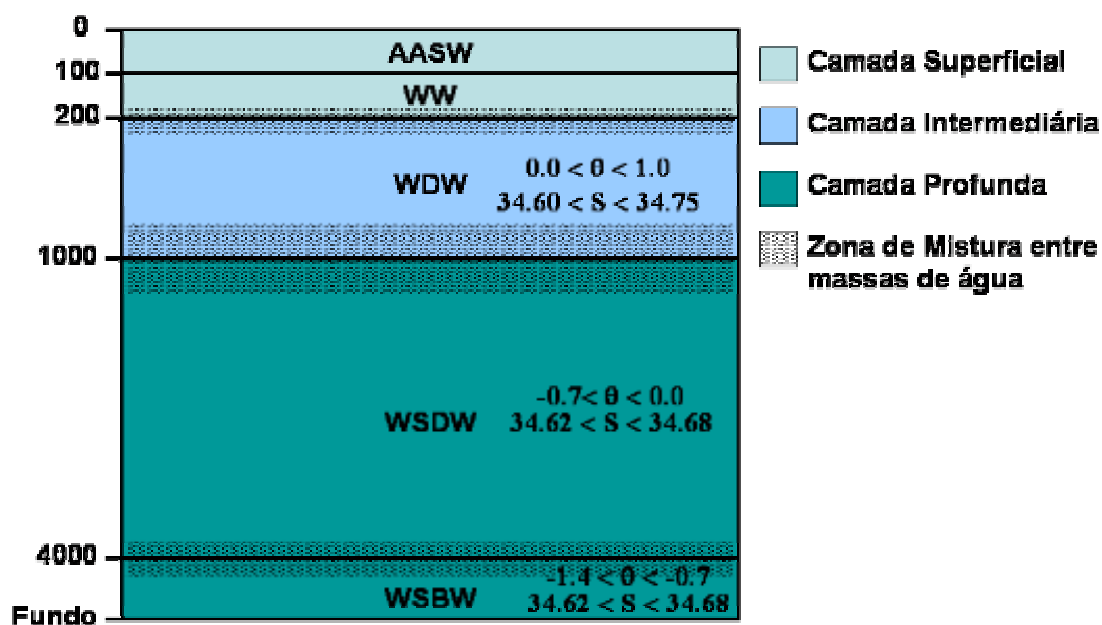


Figura 10 – Esquema de distribuição por profundidade (m) das principais massas de água da região oceânica do mar de Weddell. Legenda: ver texto. Eixo vertical fora de escala.

O primeiro processo foi descrito por FOSTER & CARMACK (1976b), onde mostraram que a formação das águas de fundo é devido aos processos de mistura entre as **SW** (referindo-se a **HSSW**, águas frias e de alta salinidade) e uma massa de água, que é resultante da mistura entre a **WW** (água fria e relativamente doce resultante da convecção de inverno) e a **WDW** (água quente de alta salinidade), denominada como Água Profunda Cálida Modificada (**MWDW**). Este processo de mistura ocorre próximo à quebra da plataforma, e esta água, então, flui pelo talude continental como resultado da sua grande densidade (Figura 11). O elemento chave que controla a taxa de formação da água de fundo será a taxa com que a **HSSW** será formada pela rejeição de sal (efeito *Brine*), durante o processo de formação de gelo marinho (FOSTER & MIDDLETON, 1980).

À medida que a **WSBW** afunda, ocorre uma nova mistura com a **WDW**, sendo o resultado desta nova mistura a formação da **WSDW**.

O segundo processo de formação da **WSBW** foi proposto por FOLDVIK *et al.* (1985), onde há a formação da **ISW**, que ocorre na região sul do **MW**. A **ISW** é formada pelo resfriamento das águas de plataforma (**HSSW**), que circulam abaixo das plataformas de gelo (*e.g.* Plataforma de Gelo Ronne-Filchner), até seu ponto de congelamento *in situ*. A água formada por este processo de resfriamento, devido ao derretimento líquido do gelo sob a calota, adquire uma densidade suficiente que a permite atravessar a quebra da plataforma. A **ISW** então se mistura com a **WDW** para formar a **WSBW**. A diferença principal entre os dois processos de formação reside na forma de resfriamento da **HSSW**. No processo descrito por FOSTER & CARMACK (1976b), a **HSSW** torna-se mais fria e salina devido à intensificação no processo de formação de gelo, enquanto FOLDVIK *et al.* (1985) sugere que este resfriamento é ocasionado pelo derretimento líquido do gelo sob a calota. Em ambos os processos, a não-linearidade da equação de estado da água do mar em baixas temperaturas é importante para a manutenção do movimento de subsidência (afundamento) da água (FOFONOFF, 1956).

A **WSDW** pode ser definida como a água profunda com temperatura potencial entre 0.0 e -0.7 °C (CARMACK & FOSTER, 1975a; FAHRBACH *et al.*, 1994a), assim, abaixo da isoterma de -0.7 °C teremos a **WSBW**. Recentemente, GORDON *et al.* (2001) propuseram uma divisão destas massas de água em duas variedades distintas. A primeira variedade caracteriza-se por ser mais salina e menos oxigenada, tanto da **WSDW** como da **WSBW**, que são mais notavelmente derivadas da região sudoeste de Weddell. A segunda variedade destas massas de água, caracterizada por baixa

salinidade e alta concentração de oxigênio, é observada ao longo da margem noroeste do giro de Weddell. Assim, dentro desta variação de temperatura considerada, GORDON *et al.* (2001) mostraram uma camada de água referente a **WSDW** e a **WSBW** com baixa salinidade e alta concentração de oxigênio, referindo-se a esta massa de água como a parte mais ventilada de cada massa de água, sendo denominadas respectivamente de **WSDW-ventilada** e **WSBW-ventilada**. Estas estariam sujeitas ao grande influxo de águas superficiais saturadas em oxigênio. A acentuada ventilação destas massas de água é devido ao influxo de **SW** com baixa salinidade, que descendem ao longo do talude continental do final norte da Península Antártica.

De acordo com CARMACK & FOSTER (1975a), devido ao grande volume de água com alta salinidade observada sobre as plataformas continentais durante o verão, a **WSBW** pode ser formada durante todo o ano a uma taxa entre 2.0-5.0 Sv. FOSTER & CARMACK (1976b) estimaram uma taxa de aproximadamente 3.6 Sv, que está dentro desta variação citada, entretanto, notaram que esta produção poderia variar de 0.3 a 30 Sv. Da mesma forma, FAHRBACH *et al.* (1994b) encontraram taxas variando entre 2.6-2.8 Sv, enquanto MUENCH & GORDON (1995) estimaram uma taxa de formação entre 4.0-4.8 Sv. Por outro lado, GILL (1973) encontrou valores de formação da **WSBW** um pouco mais elevados, variando entre 6.0-9.0 Sv. Estas variações das taxas de produção de águas de fundo, embora diferentes, não são muito significantes (GORDON, 1998). A Tabela I, modificada de FOLDVIK *et al.* (2004) e ORSI *et al.* (1999), apresenta uma síntese dos métodos utilizados para medição e dos valores encontrados para a formação da **WSBW** no **MW**.

Com relação à produção de águas de fundo ao redor do continente Antártico, estudo realizado no oceano Austral com dados de CFC-11 indicam uma taxa de formação da **AABW** entre 8.0-9.5 Sv, com 60% sendo atribuído ao setor Atlântico (região do **MW**) e 40% ao setor Índico-Pacífico (ORSI *et al.*, 1999). HELLMER & BECKMANN (2001), através de resultados obtidos com modelos numéricos, sugeriram que a contribuição das águas de fundo proveniente do oceano Austral é quase igual para os setores dos oceanos Atlântico e Índico-Pacífico. Os resultados mostraram que o oceano Austral produz águas de fundo com diferentes densidades com uma taxa total em torno de 20 Sv, onde aproximadamente 10 Sv correspondem à produção da fração mais densa da **AABW**, cuja formação ocorre no setor Atlântico; enquanto os outros 10 Sv representam a produção da fração menos densa no setor Índico-Pacífico. HELLMER & BECKMANN (2001) também destacam que, em contraste com a formação da fração menos densa da **AABW**, a formação da fração mais densa está sujeita a variabilidade sazonal, variando entre 2 Sv no verão e 5 Sv no inverno. Estes autores ainda sugerem que o setor Índico do oceano Austral contribui com cerca de 20% no verão e 30% no inverno na produção da fração mais densa da **AABW**, o que segundo os autores está de acordo com os resultados estimados por CARMACK (1977), onde cerca de 70% da produção da **AABW** ocorre no setor Atlântico (*i.e.* **MW**).

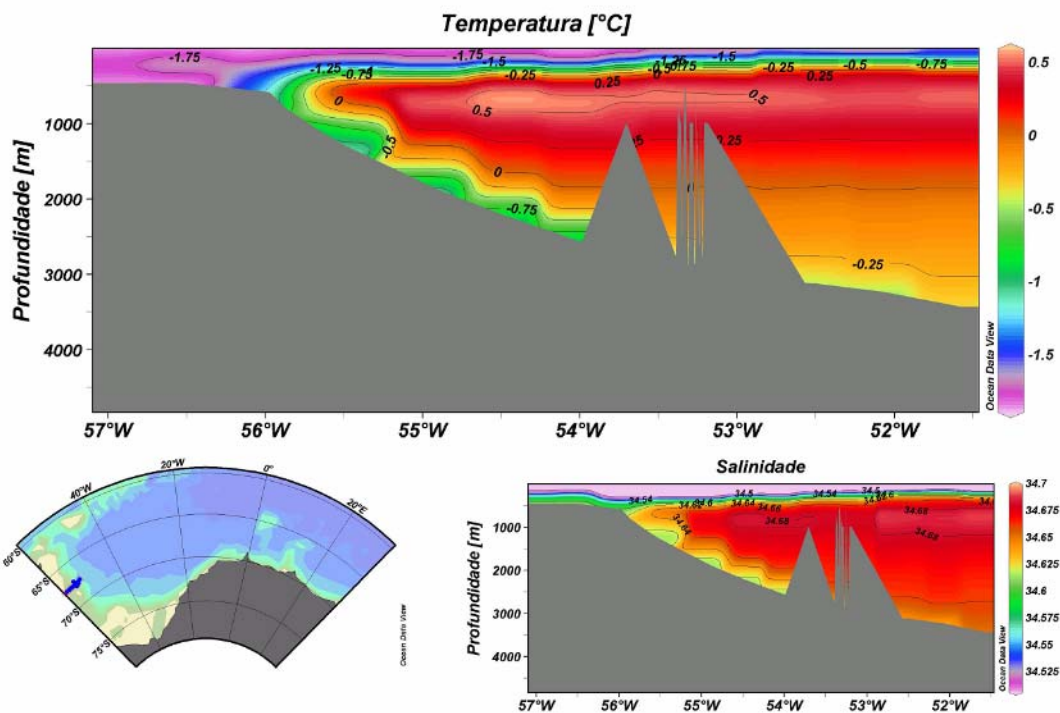


Figura 11 – Perfil vertical de temperatura (superior) e salinidade (inferior/esquerda) ao longo da plataforma continental oeste (inferior/direita) mostrando a formação da WSBW a partir da mistura entre a MWDW e a HSSW. Figura gerada através do programa Ocean Data View (ODV⁸).

Tabela I - Síntese dos métodos utilizados para medição e dos valores encontrados de formação da WSBW no mar de Weddell. Modificada de FOLDVIK *et al.* (2004) e ORSI *et al.* (1999).

Referência	Método	Taxa de produção (Sv)	WSBW (°C)
Carmack & Foster (1975b)	Medidas de corrente profundas, geostrofia	2 - 5	-0.8
Foster & Carmack (1976b)	Trocas de calor e sal, modelo de mistura em quebra de plataforma	3.6	-1.3
Weiss <i>et al.</i> (1979)	Dados isótopos: d18O (Trítium)	5 (2.9)	< -0.9
Foldvik <i>et al.</i> (1985)	Medidores de corrente (moorings) e dados hidrográficos	2 - 5	-0.8
Fahrbach <i>et al.</i> (1995)	Medidores de corrente (moorings) e dados hidrográficos	2.2*	< -0.7
Muench & Gordon (1995)	Medidores de corrente e dados hidrográficos	2.5 - 3.0	-0.8
Gordon (1998)	Medidores de corrente e dados hidrográficos	3.0 - 4.0	< -0.7
Fahrbach <i>et al.</i> (2001)	Medidores de corrente multianual (moorings) e dados hidrográficos	1.1 - 1.5	-0.7
Gordon <i>et al.</i> (2001)	Perfil de Corrente e hidrografia	5	< -0.7
Naveira Garabato <i>et al.</i> (2002)	Perfil de Corrente e hidrografia	4.5 ± 0.9	< -0.7
Foldvik <i>et al.</i> (2004)	Medidores de corrente e dados hidrográficos	4.3 ± 1.4	< -0.8

* entre 0.8 Sv e 3.9 Sv

⁸ <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV/>

2.4 – Circulação e Transporte do Giro de Weddell

A circulação superficial dentro da área do giro de Weddell reflete a influência do vento na superfície do mar (GOURETSKI & DANILOV, 1993), enquanto, em profundidade, a circulação é determinada pelo gradiente de densidade (circulação termohalina). O giro de Weddell aparece como a maior circulação ciclônica da região subpolar, carregando um fluxo de cerca de 15 Sv acima de 3000m de profundidade, enquanto outras regiões do regime subpolar não carregam mais que 10 Sv (ORSI *et al.*, 1995).

Temos, primariamente, duas correntes que contornam a região do Continente Antártico: a Corrente Circumpolar Antártica (**ACC**) e a Corrente Costeira Antártica (**CCoA**). A **ACC** era denominada como Deriva do Vento Oeste (*West Wind Drift*), devido à predominância dos ventos de oeste para leste (*westerlies*), que dominam a circulação oceânica circumpolar, enquanto, os ventos de leste para oeste (*easterlies*) predominam próximo à margem continental, sendo responsáveis pela **CCoA** ou Deriva do Vento Leste (*East Wind Drift*; DEACON, 1979,1982). A região de transição entre os ventos de leste e oeste caracteriza a região da Divergência Antártica, onde as águas sub-superficiais ressurgem (FOSTER & CARMACK, 1976a).

Assim, a circulação geral em Weddell, segundo CARMACK & FOSTER (1975a), consiste numa corrente estreita para oeste (*i.e.* **CCoA**) seguindo ao longo da costa Antártica ao sul e um amplo fluxo de saída para leste ao norte (**ACC**), mas ao sul da Cordilheira Scotia do Sul. Na parte norte do giro o fluxo é fortemente barotrópico com velocidades que variam em poucos centímetros por segundo do topo ao fundo. A velocidade da **CCoA** é de aproximadamente $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (CARMACK, 1990). Esta corrente não é completamente circumpolar, o que faz com que seja responsável por iniciar o giro

de Weddell, que transporta cerca de 8 Sv ao longo da margem continental (CARMACK, 1990).

O fluxo de saída total do **MW** é estimado em cerca de 97 Sv (FOSTER & CARMACK, 1976a), onde 68.7% correspondem às águas de fundo, 23.8% às águas profundas e 4.4% equivalem às águas superficiais (CARMACK & FOSTER, 1975a). Este fluxo para norte serve como uma saída primária das águas formadas no **MW** (MUENCH & GORDON, 1995). Entretanto, FAHRBACH *et al.* (1994b) destacam que, embora o padrão de circulação no **MW** tenha sido estabelecido muito bem a partir da distribuição de massas de água, o transporte de massas de água densas para fora do **MW** e o transporte do giro de Weddell estão sujeitos a incertezas. Alguns trabalhos aproximam-se das estimativas de volume transportado pelo giro de Weddell citado acima, enquanto outros, apresentam resultados um pouco diferentes. FAHRBACH *et al.* (1994b) encontraram um volume transportado pelo giro de 29.5 ± 9.5 Sv substancialmente menor do que o encontrado por FOSTER & CARMACK (1976a). A discrepância entre estes resultados pode ser atribuída à densidade dos dados amostrados de correntes e também à variabilidade temporal.

Com relação à circulação profunda, sabe-se que a topografia do fundo é o fator mais importante na determinação da trajetória da água densa que pode escapar para dentro do mar de Scotia (MUENCH & HELLMER, 2002). De acordo com VON GYLDENFELDT *et al.* (2002), o fluxo de saída das águas antárticas profundas e de fundo para dentro dos oceanos globais é afetado por trajetórias dentro do **MW**, pelo volume de água transportado e por sua variabilidade. A Cordilheira Scotia do Sul restringe o fluxo da porção mais densa (*i.e.* **WSBW**) das águas recentemente formadas em Weddell, enquanto massas de água menos densa sobre a plataforma noroeste podem deixar a

região nas proximidades da Península Antártica. A **WSBW** é confinada nas bacias oceânicas pelo sistema de cordilheiras submarinas, com a única saída sendo através da mistura vertical com a **WSDW**, que se move em direção norte através de brechas profundas dentro da parte oeste do oceano Austral, e indiretamente dentro do resto das bacias profundas do Hemisfério Sul após se misturar com a **CDW** (FAHRBACH *et al.*, 1994a).

O fluxo contínuo para o norte, da camada próxima ao fundo, é uma importante característica observada ao longo do talude continental e da quebra da plataforma até profundidades maiores que 3000m, ocorrendo à leste da Península Antártica e representando a **WSBW** recentemente formada. A Cordilheira Scotia do Sul, ao norte, deflete ainda mais o fluxo de fundo para leste (MUENCH & GORDON, 1995; SCHLODOCK *et al.*, 2002). A presença deste fluxo de fundo de alta velocidade foi estudada por HOLLISTER & ELDER (1969) na margem oeste de Weddell, baseado em amostras de sedimentos profundos e efeitos visíveis (fotografias de fundo) das correntes de fundo, permitindo uma das primeiras observações da circulação de fundo na região.

Segundo VON GYLDEFELDT *et al.* (2002) e NAVEIRA GARABATO *et al.* (2002), a saída da **WSDW** do mar de Weddell para regiões adjacentes pode ocorrer a partir de diferentes trajetórias (Figura 12). A **WSDW** ao sair de Weddell passa a se chamar **AABW**, e muitas vezes, devido aos processos de mistura perde suas características termohalinas, não sendo mais possível sua identificação. A partir de sua região de origem, a **WSDW** segue o giro de Weddell fluindo para norte e leste (ORSI *et al.*, 1993; FAHRBACH *et al.*, 1994b). Esta deixa o **MW** a partir de correntes profundas de contorno oeste (ORSI *et al.*, 1999), podendo escapar pelo membro norte do giro, entrando no mar de Scotia, ou espalhando-se mais ao norte sobre a Fossa Sanduíche do Sul e nas

planícies abissais a leste (ORSI *et al.*, 1993). Embora o fluxo em direção norte seja severamente restringido pela batimetria e pela ACC (ORSI *et al.*, 1999), a WSDW pode entrar na bacia Argentina através de brechas na Cordilheira Falkland, iniciando a incorporação dentro das correntes profundas de contorno oeste do Atlântico Sul.

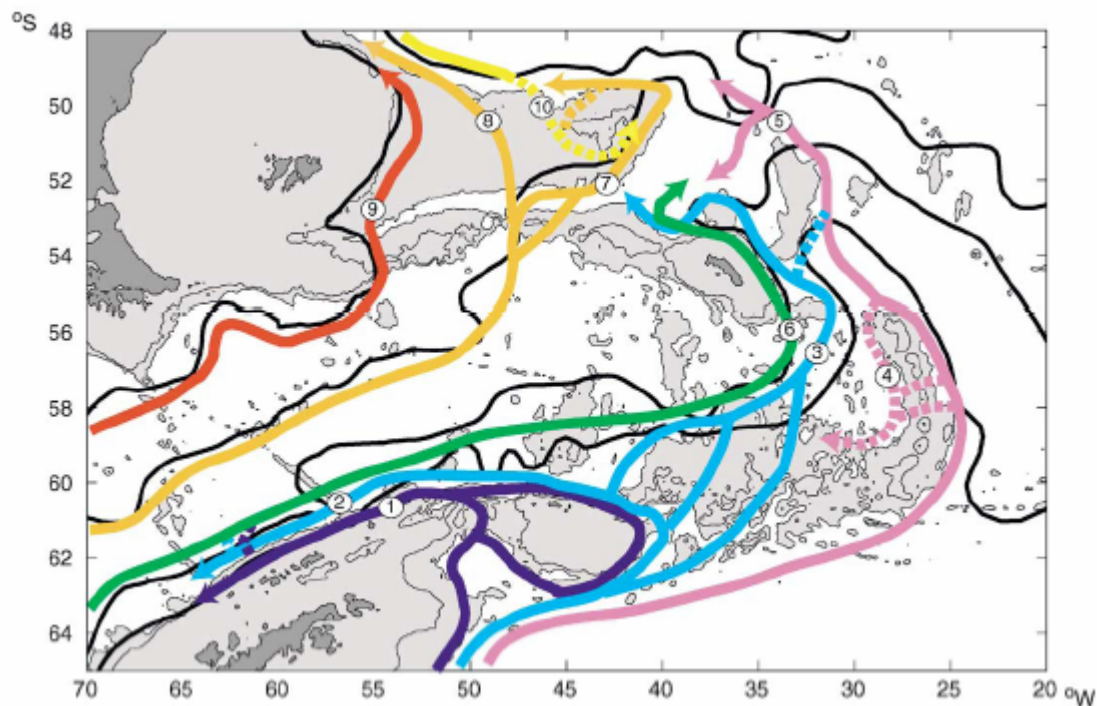


Figura 12 – Principais rotas de saída das águas profundas do mar de Weddell segundo NAVEIRA GARABATO *et al.* (2002).

A WSDW que atravessa a Cordilheira Scotia do Sul (trajetória 1 – Figura 12), entrando na região do mar de Scotia, apresenta grande variabilidade geográfica. Na região de Confluência Weddell-Scotia (WSC; PATTERSON & SIEVERS, 1980) as características das massas de água diferem significativamente das águas adjacentes. Isto indica que as águas nesta região não são formadas somente devido à mistura de massas de água advectadas, e que a formação de origem local de massas de água deve ser considerada. Processos de convecção durante o inverno, misturas vertical e lateral, bem como, injeção de água de degelo ou advecção de água de plataforma, podem influenciar

nas características das massas de água na região da **WSC** (VON GYLDEFELDT *et al.*, 2002). De acordo com GORDON *et al.* (2001) a variedade ventilada da **WSDW** (**WSDW-ventilada**) escapa do **MW** com maior facilidade para dentro de rotas no mar de Scotia e no Atlântico Sul (região de **WSC**), enquanto as variedades mais densas ficam restritas à recirculação dentro do giro de Weddell.

A **WSDW** que consegue atingir a Passagem de Drake muda suas características, tornando-se mais quente e salina, devido à intensa mistura que ocorre com a **CDW**. O volume da **WSDW** que flui para a Passagem de Drake (trajetória 2 – Figura 12) é bem menor do que o fluxo sobre a região da Cordilheira Scotia do Sul, pois somente a fração menos densa desta massa de água é encontrada na região do Drake. Como resultado da mistura destas massas de água, quase nenhum fluxo da **WSDW** é verificado através da Passagem de Drake em direção ao oceano Pacífico (NAVEIRA GARABATO *et al.*, 2002). Entretanto, alguns trabalhos sugerem a existência de um pequeno fluxo profundo desta massa de água para oeste ao sul da Passagem de Drake (*e.g.* NOWLIN & ZENK, 1988; LOCARNINI *et al.*, 1993; ORSI *et al.*, 1999).

Outras trajetórias de saída da **WSDW** também são observadas, tais como: fluxo através da Passagem de Orcadas (trajetória 3 – Figura 12), que transporta a **WSDW** para a região leste do mar de Scotia; fluxos através da Passagem Georgia (trajetória 3 – Figura 12), da Fossa Sanduíche do Sul (trajetória 4 – Figura 12), ou ainda, através da circunavegação da Elevação Nordeste Georgia, que transportam a **WSDW** para a Bacia Georgia (NAVEIRA GARABATO *et al.*, 2002).

2.5 - Caracterização química das massas de água

Uma variedade de substâncias químicas é utilizada como traçadores de processos advectivos e difusivos nos oceanos, tal como, oxigênio dissolvido, nutrientes inorgânicos, traçadores radioativos (*e.g. Tritium*) e transitórios (*e.g. CFC-11 e CFC-12*). Estes traçadores químicos podem ser divididos em conservativos, cuja concentração é afetada somente por processos de mistura e difusão no ambiente marinho, e não-conservativos: cujas concentrações são modificadas por processos químicos e biológicos assim como por difusão e mistura (EMERY & THOMSON, 1998).

As massas de água podem ser caracterizadas de acordo com seus parâmetros químicos, ou seja, seus valores médios de nutrientes inorgânicos dissolvidos (amônio, nitrito, nitrato, fosfato e silicato) e concentração de oxigênio dissolvido na água. A importância destes parâmetros está relacionada à produção fitoplanctônica que ocorre nas águas superficiais. Entretanto, os parâmetros químicos sofrem influências no meio oceânico, pois estão envolvidos nos processos de produção primária e remineralização da matéria orgânica. Desta forma, estes parâmetros não são considerados conservativos para as águas superficiais, por estarem envolvidos em processos de captação biológica, na qual há o consumo dos nutrientes e a liberação de oxigênio pela fotossíntese, alterando, assim, a concentração destes constituintes na água do mar. Além disso, outros fatores geoquímicos também podem estar envolvidos no balanço entre o aporte e a retirada destes parâmetros do sistema.

2.5.1 – Oxigênio Dissolvido

O oxigênio dissolvido na água do mar é geralmente utilizado como um quantificador conservativo, servindo como um traçador de relevância para identificar processos de mistura e ventilação através da coluna de água. Com isso, o oxigênio

dissolvido é amplamente utilizado por oceanógrafos físicos para delinear a distribuição de massas de água. Os oceanos apresentam elevados níveis de oxigênio na região superficial devido ao contato com a atmosfera, entretanto, sua concentração diminui rapidamente, atingindo valores mínimos entre 500-1000m de profundidade. O oxigênio volta a apresentar concentrações maiores ao longo da coluna de água à medida que a profundidade aumenta em direção ao fundo oceânico (EMERY & THOMSON, 1998).

Geralmente, durante o inverno as águas superficiais apresentam-se subsaturadas em oxigênio em toda a bacia de Weddell (HOPPEMA *et al.*, 1995). Estas concentrações subsaturadas são causadas pela mistura das águas superficiais com a **WDW** pobre em oxigênio. Na camada intermediária, o mínimo de oxigênio normalmente coincide com o máximo de temperatura da **WDW**. O nível de saturação de oxigênio no mar de Weddell encontra-se mais elevado em regiões próximas à quebra de plataforma do que *offshore*. Esta diferença é, em parte, causada pela ventilação mais intensa das águas ao longo do continente, devido à frequência de *polynyas* costeiras e ao maior volume de águas superficiais. Nas águas de plataforma o nível de saturação de oxigênio apresenta pouca variação durante o inverno (HOPPEMA *et al.*, 1995).

WEISS *et al.* (1979) encontraram concentrações semelhantes para a **WW** e **HSSW**, de aproximadamente $50 \mu\text{M.Kg}^{-1}$ abaixo da saturação. Este é um indício de que esta depleção provavelmente ocorra após o início da formação de uma cobertura de gelo no inverno, podendo ser ocasionado pela rápida oxidação da matéria orgânica, que se segue ao *bloom* planctônico de verão ou, ainda, devido à mistura com a **WDW** pobre em oxigênio.

Já durante os meses de verão, a distribuição de oxigênio para as águas superficiais resulta da entrada da **WDW** durante o inverno anterior e, também, da troca

de gases entre oceano e atmosfera. Tanto no inverno quanto no verão, as concentrações de oxigênio dissolvido e dióxido de carbono na camada superficial são modificadas, principalmente, pelo transporte vertical, pela fotossíntese e pela troca entre oceano e atmosfera (HOPPEMA *et al.*, 1995).

As águas profundas e de fundo em Weddell apresentam concentrações elevadas de oxigênio dissolvido, devido ao fato destas águas estarem sendo formadas nesta região. Assim, apresentam concentrações semelhantes às águas superficiais de todo o **MW**, que são fracamente alteradas por processos de mistura à medida que estas afundam para atingirem seus respectivos níveis de equilíbrio na coluna de água.

Capítulo III – Metodologia

3.1 – Histórico

A análise otimizada com parâmetros múltiplos foi introduzida por TOMCZAK (1981) como uma proposta para expandir a análise clássica de triângulos de mistura entre massas de água através do diagrama **TS**. Posteriormente, THOMPSON & EDWARDS (1981) e MACKAS *et al.* (1987) realizaram melhorias neste método, o que permitiu com que TOMCZAK & LARGE (1989) reestruturassem o método e introduzissem o termo *Optimum Multiparameter Analysis (OMP)*. O método consiste na utilização de parâmetros conservativos (*e.g.* temperatura e salinidade) e diversos parâmetros não-conservativos (*e.g.* oxigênio dissolvido e nutrientes) como uma solução para um sistema de equações lineares de mistura (TOMCZAK & LARGE, 1989; TOMCZAK *et al.*, 1994; TOMCZAK, 1999a). Outros parâmetros traçadores de massas de água também podem ser utilizados desde que sejam considerados conservativos (*e.g.* vorticidade potencial, CFC, isótopos de O₂).

O **OMP** tem sido aplicado com sucesso em situações de mistura e circulação oceânica regional onde todas as características hidrográficas podem ser consideradas conservativas, como pode ser visto nos trabalhos de TOMCZAK & LARGE (1989), YOU & TOMCZAK (1993), HINRICHSSEN & TOMCZAK (1993) entre outros; mostrando a viabilidade do método e a utilidade dos resultados para a oceanografia regional. Entretanto, estes autores não exploram todo o potencial das análises com **OMP** (TOMCZAK *et al.*, 1994), pois em grandes escalas oceânicas, oxigênio e nutrientes não podem ser considerados propriedades conservativas (KLEIN & TOMCZAK, 1994; TOMCZAK, 1999a; POOLE & TOMCZAK, 1999). A expansão deste método foi realizada por KARSTENSEN & TOMCZAK (1997, 1998) onde foram incluídas as razões de Redfield (REDFIELD *et al.*, 1963) para a correção dos termos não-conservativos. Isto permitiu uma melhor aplicação do método em larga escala.

3.2 – Análise otimizada com parâmetros múltiplos (OMP)

O método do **OMP** baseia-se na suposição de que os processos de mistura que envolvem as massas de água são processos lineares que afetam todos os parâmetros igualmente. Desta forma, cada amostra apresenta características físicas e químicas que são, na verdade, o resultado da mistura entre várias águas *tipo* de diferentes fontes (*Source Water Type – SWT*; BUDILLON *et al.*, 2003). Com isso, é preciso compreender as definições fundamentais de massa de água, água *tipo* e **SWT**, para então, iniciarmos o entendimento das análises com **OMP**.

Massa de água é definida como um volume de água que sofre influência atmosférica durante um determinado intervalo temporal, sendo originada em uma região particular do oceano (TOMCZAK, 1999a), possuindo assim características de formação comum. As características adquiridas durante o processo de formação são propagadas e

só se modificam por processos de mistura. Assim, as massas de água são entidades físicas que ocupam um volume finito (TOMCZAK & LARGE, 1989). Água *tipo* é o conjunto de valores de determinados parâmetros que representam as características de uma água; enquanto **SWT** pode ser definida como o conjunto de valores de determinados parâmetros que descrevem as características de uma massa de água formada recentemente (TOMCZAK & GODFREY, 1994). A **SWT** nada mais é do que uma água *tipo* com características da região de formação. Sendo assim, podemos ter uma água *tipo* representando uma massa de água em determinada região que não seja uma **SWT**, devido a processos de mistura com outras águas à medida que esta se desloca de sua área de formação. É preciso notar que as **SWT** são construções artificiais de uma análise quantitativa de massas de água e não ocupam qualquer volume no espaço (TOMCZAK & LARGE, 1989). Matematicamente, estas definições podem ser entendidas da seguinte forma: uma massa de água é representada pela relação funcional entre as características hidrográficas (*i.e.* combinação das **SWT**) e seus respectivos desvios-padrão, que representam a combinação das variabilidades, tais como precisões analítica e instrumental e variabilidade ambiental; ao passo que a **SWT** é um ponto que pertence a esta relação funcional (TOMCZAK, 1999a; POOLE & TOMCZAK, 1999).

A análise **OMP** tenta determinar a contribuição na amostra de uma **SWT** pré-definida, que representa valores dos parâmetros de uma massa de água original sem mistura. O mais importante na utilização deste método é expressar todas as amostras de água do mar como combinações lineares de **SWT**, cujas características físicas e químicas sejam bem conhecidas. De fato, considerando todas as propriedades relacionadas por uma série de relações lineares, qualquer massa de água poderá ser representada por um número finito de **SWT**. Isto constitui a base para análises com

OMP, que soluciona um sistema linear de equações de mistura, com a contribuição das **SWT** funcionando como as variáveis e as características hidrográficas como os parâmetros do sistema (POOLE & TOMCZAK, 1999).

O **OMP** estima o melhor conjunto de contribuições entre todas as **SWT** para cada amostra, e permite que as distribuições espacial e estrutural das massas de água possam ser avaliadas. A circulação oceânica pode ser posteriormente deduzida através da distribuição das massas de água. Existem apenas duas restrições físicas para o emprego do método: a primeira é que a contribuição de todas as **SWT** tem que ser igual a 100%, ou seja, considera-se a conservação da massa, e a segunda é que esta contribuição não pode ser negativa.

Com o intuito de resolver a questão de propriedades não-conservativas, KARSTENSEN & TOMCZAK (1997, 1998) propuseram uma forma expandida do **OMP**, no qual passava-se a incorporar as razões de Redfield e a idade estimada das massas de água para corrigir o comportamento não-conservativo do oxigênio e dos nutrientes sobre grandes áreas oceânicas. A incorporação da razão de Redfield dentro do método de análises **OMP** otimizou a remoção dos efeitos biogeoquímicos dos dados observados e introduziu uma variável adicional representando a idade relativa da massa de água em função da produtividade da amostra. Esta inclusão na matriz do **OMP** é equivalente ao uso dos nutrientes pré-formados, mas tem a vantagem adicional de permitir a determinação da idade da massa de água (TOMCZAK, 1999a).

A Figura 13 demonstra o efeito da introdução da relação de Redfield nas análises **OMP** em regiões onde as massas de água podem ser descritas por uma linha que interliga duas **SWT**, mostrando assim como se procede a análise expandida. Considerando que o processo de mistura entre duas massas de água é dado pela

contribuição de quatro **SWT** consideradas na Figura 13, os pontos sobre a linha que interliga as **SWT 1** e **SWT 2** formam então uma massa de água chamada hipoteticamente de *A*, enquanto as **SWT 3** e **SWT 4** formam a massa de água *B*. Desta forma, podemos compreender a análise expandida com **OMP** considerando a combinação entre parâmetros conservativos e não-conservativos. No caso, se considerarmos dois parâmetros conservativos (Figura 13a) o **OMP** determinará a contribuição de todas as **SWTs** diretamente, ou seja, a contribuição das **SWT 1** e **SWT 2** são somadas e representam a fração de mistura da massa de água *A*, da mesma forma a contribuição das **SWT 3** e **SWT 4** representam a massa de água *B*. Graficamente, as contribuições são encontradas sobre as linhas entre as respectivas **SWTs**. Assim, o dado observado (dado_{obs}) representa o resultado da mistura entre as massas de água *A* e *B* ao longo da linha pontilhada. Para um parâmetro não-conservativo (Figura 13b) o dado observado é afetado por processos biogeoquímicos. A introdução da relação de Redfield dentro do sistema de equações separa estes efeitos da solução da mistura conservativa, reposicionando o dado observado (dado_{obs}) para um valor corrigido ($\text{dado}_{\text{corr}}$) (KARSTENSEN & TOMCZAK, 1998, Manual **OMP** – disponível em http://www.ldeo.columbia.edu/~jkarsten/omp_std/).

Os parâmetros químicos são também incluídos para expandir o número de possibilidade de **SWT**, pois é o número de parâmetros considerados que determinará a quantidade de massas de água que pode ser utilizada para rodar o método. Como estes parâmetros podem ser modificados no ambiente marinho por processos não-conservativos, tal como captação biológica e remineralização, a mudança de concentração devida à reatividade biogeoquímica é expressa, no caso do fosfato, como uma incógnita ΔP . No caso dos demais nutrientes e do oxigênio esta mudança é

calculada usando-se as razões de Redfield como coeficientes para conversão entre fósforo (P) e oxigênio, nitrogênio (N) e silicato. Devido ao papel estrutural do nitrogênio e do fósforo na fisiologia das células fitoplanctônicas e seu tempo de residência, a taxa de assimilação N: P é quase constante para ecossistemas de grandes escalas (BUDILLON *et al.*, 2003).

Entende-se por idade estimada da massa de água como o tempo desde que um determinado volume de água esteve pela última vez dentro da camada de mistura, onde a temperatura e a salinidade desta água são conservadas. Isto significa que estas propriedades permanecem constantes, a menos que ocorra mistura com outra parcela de água (POOLE & TOMCZAK, 1999).

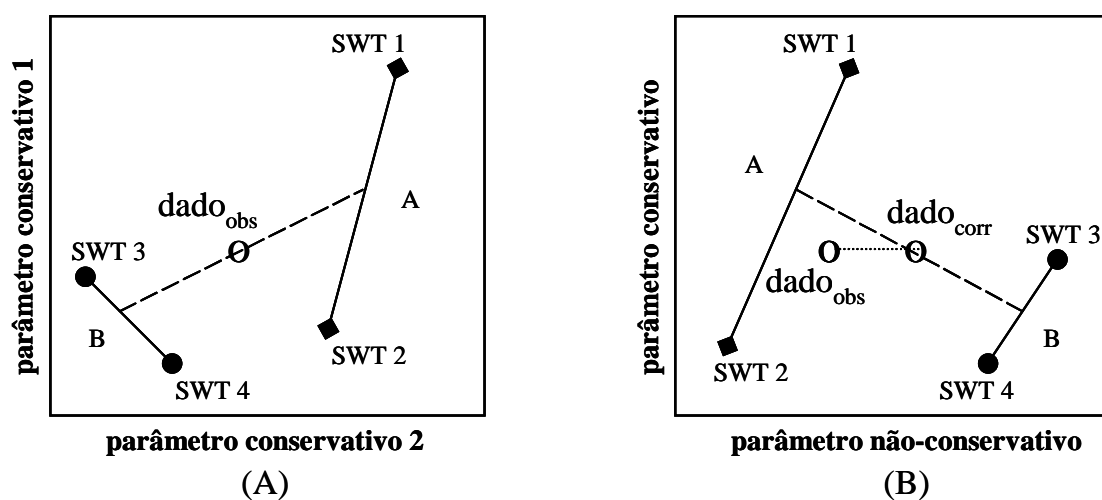


Figura 13 - Esquema de mistura de massas de água mostrando a diferença na consideração de parâmetros conservativos (a) e não-conservativos (b). Adaptado de KARSTENSEN & TOMCZAK (1998).

3.3 – Descrição do método

De acordo com as definições acima, as equações lineares de mistura podem ser representadas em forma matricial. Os parâmetros das **SWT** representam uma matriz **G**, a contribuição das **SWT** é representada por um vetor **x**, as características observadas estão representadas no vetor **B**, ao passo que os resíduos representam o vetor **R**. Assim, temos: $\mathbf{G}\mathbf{x} = \mathbf{B} + \mathbf{R}$ (Equação 1). No caso, se considerarmos uma situação hipotética de mistura de três **SWT**, e um conjunto de dados observados correspondente às seguintes propriedades da massa de água (*e.g.* temperatura, salinidade, oxigênio, fosfato, nitrato e silicato) teremos a seguinte notação em forma matricial:

$$[\mathbf{G}][\mathbf{x}] = [\mathbf{B}] + [\mathbf{R}]$$

$$\begin{bmatrix} \theta_1 & \theta_2 & \theta_3 & 0 \\ S_1 & S_2 & S_3 & 0 \\ O_1 & O_2 & O_3 & -rO/P \\ P_1 & P_2 & P_3 & 1 \\ N_1 & N_2 & N_3 & -rN/P \\ Si_1 & Si_2 & Si_3 & -rSi/P \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x1 \\ x2 \\ x3 \\ \Delta P \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \theta_{obs} \\ S_{obs} \\ O_{obs} \\ P_{obs} \\ N_{obs} \\ Si_{obs} \\ 1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} R_\theta \\ R_S \\ R_O \\ R_P \\ R_N \\ R_{Si} \\ R_{massa} \end{bmatrix}$$

Equação 1

Onde a última linha em **G** considera a conservação da massa e cada coluna ($j=1-3$) corresponde aos valores das características das **SWT** com coordenadas $\mathbf{T}_j, \mathbf{S}_j, \mathbf{O}_j, \mathbf{P}_j, \mathbf{N}_j, \mathbf{S}_{ij}$. Os termos: $r\mathbf{O}/\mathbf{P}$, $r\mathbf{N}/\mathbf{P}$, $r\mathbf{Si}/\mathbf{P}$ indicam as relações de Redfield, respectivamente, entre oxigênio, nitrato e silicato versus fosfato, e ΔP corresponde à mudança de concentração devida à reatividade biogeoquímica. O **OMP** soluciona a equação citada através da minimização dos resíduos sujeita a certas condições. O método usado para a minimização é, comumente, o método de mínimos quadrados (EMERY & THOMSON,

1998). A descrição estatística de minimização ($\mathbf{R}^T\mathbf{R}$) através deste método é apresentada em detalhes por TOMCZAK & LARGE (1989) e MACKAS *et al.* (1987).

Para o estabelecimento dos valores que irão compor a matriz \mathbf{G} , ou seja, o valor representativo dos parâmetros hidrográficos das **SWT**, é necessário que sejam plotados gráficos de temperatura versus os demais parâmetros nas regiões de origem das massas de água. A partir deste passo, identifica-se a variação de temperatura ou salinidade onde a relação linear entre todos os parâmetros é aproximadamente significativa. Os limites desta variação definem os valores de temperatura/salinidade para as **SWT**, e a regressão linear dos outros parâmetros versus temperatura/salinidade produz os valores dos demais parâmetros a partir da linha de regressão, junto com sua variância. A matriz \mathbf{G} será composta pelos valores dos parâmetros definidos pelos limites da variação de temperatura, junto com a conservação da massa.

O **OMP** assume que as informações obtidas para cada parâmetro são de mesma qualidade, entretanto, isto raramente é obtido em oceanografia. Desta forma, o **OMP** aplica uma versão ponderada de \mathbf{G} através da introdução de uma matriz diagonal (\mathbf{W}), que representa os pesos respectivos para cada parâmetro. Temos a minimização obtida através da Equação 2.

$$R^T R = (Gx - B)^T W^T W (Gx - B)$$

$$= \sum_{i=1}^m W_i^2 \left(\sum_{j=1}^n G_{ij} x_j - B_i \right)^2$$

Equação 2

Na definição da matriz **W** é necessário o conhecimento da variância para todos os parâmetros, incluindo temperatura e conservação da massa. A variância da temperatura é obtida pela redução do maior eixo versus salinidade (PEARSON, 1901). Em princípio, o mesmo método pode ser usado para todos os outros parâmetros, mas na prática a variância normalizada da temperatura e da salinidade é bem pequena em comparação à variância normalizada dos demais parâmetros, justificando o uso da temperatura como variável independente na regressão (TOMCZAK & LARGE, 1989). A variância utilizada para a conservação da massa geralmente é a maior variância encontrada entre os demais parâmetros considerados. Esta ponderação é necessária devido à variabilidade ambiental e à precisão instrumental ou analítica. Assim, pesos diferentes são distribuídos para cada parâmetro hidrográfico, ou seja, cada parâmetro irá influenciar o resultado diferentemente, de acordo com seu respectivo peso aplicado.

É necessário normalizar os dados para tornar os parâmetros adimensionais e comparáveis (que passam a ter uma variação da ordem de um), na matriz **G**, no vetor **B** e nas razões de Redfield. Para isso, utiliza-se a Equação 3 e a Equação 4 para a obtenção de novas matrizes/vetores normalizados.

$$G_{ij}' = (G_{ij} - \overline{G}_i) / \delta_i$$

Equação 3

$$B_i' = (B_i - \overline{G}_i) / \delta_i$$

Equação 4

Considerando-se o desvio-padrão (Equação 5) e a média das linhas (Equação 6):

$$\delta_i = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (G_{ij} - \bar{G}_i)^2}$$

Equação 5

$$\bar{G}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n G_{ij}$$

Equação 6

As relações de Redfield também são normalizadas (Equação 7), considerando os valores máximo e mínimo de cada parâmetro e do parâmetro-normalizado, e multiplicando-se pela razão de Redfield. Por fim as linhas do sistema são ponderadas conforme a Equação 8.

$$r'_{tracer / P} = \frac{(G'_i)_{\max} - (G'_i)_{\min}}{(G_i)_{\max} - (G_i)_{\min}} r_{tracer / P}$$

Equação 7

$$W_i = \frac{\sigma_i^2}{\delta_{i(\max)}}$$

Equação 8

Na Equação 8 σ_i é a variância para o parâmetro ‘ i ’ entre as **SWT** consideradas na matriz **G**, e δ_i é a variância máxima obtida durante o ajuste linear para definição da matriz **G** para cada parâmetro ‘ i ’ entre todas as **SWT**. Com as equações normalizadas, seus valores proporcionam uma avaliação objetiva da qualidade das soluções. Um baixo resíduo indica que as propriedades das amostras são bem representadas pelo conjunto de **SWT** considerado. O limite superior dos resíduos (5%) da conservação da massa pode ser usado para identificar e remover as regiões pobremente descritas pela mistura das **SWT**, onde a variabilidade ambiental e/ou erros de medidas podem tornar os resultados da análise incertos (BUDILLON *et al.*, 2003).

3.4 – Definição das SWT e dos Pesos para o Mar de Weddell

Embora a seção anterior trate sobre o modo de definição das **SWT** e dos pesos que serão utilizados no **OMP**, algumas peculiaridades devem ser destacadas. Uma massa de água pode facilmente ser representada por duas **SWT** (um diagrama **TS** mostra isso claramente). Entretanto, vale lembrar que o mar de Weddell é uma região de formação de massas de água, sendo assim, as massas de água podem ser representadas frequentemente por apenas uma **SWT**, pois as características apresentadas são bastante homogêneas, o que pode marcar núcleos de água que podem ser considerados para toda a extensão em que a massa de água ocorre.

As seguintes massas de água foram selecionadas para a representação da camada oceânica profunda do **MW**: Água Cálida Profunda (**WDW**), Água Profunda do Mar de Weddell (**WSDW**) e Água de Fundo do Mar de Weddell (**WSBW**). Foram separadas determinadas regiões (cujas estações presentes foram selecionadas – Figura 14) em profundidades específicas, onde assume-se que cada uma das massas de água considerada ocorre com exclusividade e com as características da área de formação. O

método utilizado para definição das **SWT** é o mesmo utilizado por BUDILLON *et al.* (2003). Estes já destacavam possíveis problemas neste modo de operação, tal como a introdução de certa subjetividade durante a definição dos parâmetros representativos das **SWT**. Entretanto, eles acentuam que este modo de operação é bastante eficaz, pois minimiza a influência de outras massas de água e de processos biológicos para cada massa de água definida. Assim, a profundidade utilizada para definição dos valores representativos de cada parâmetro das **SWT** e a variação do parâmetro independente utilizada para regressão linear encontra-se na Tabela II.

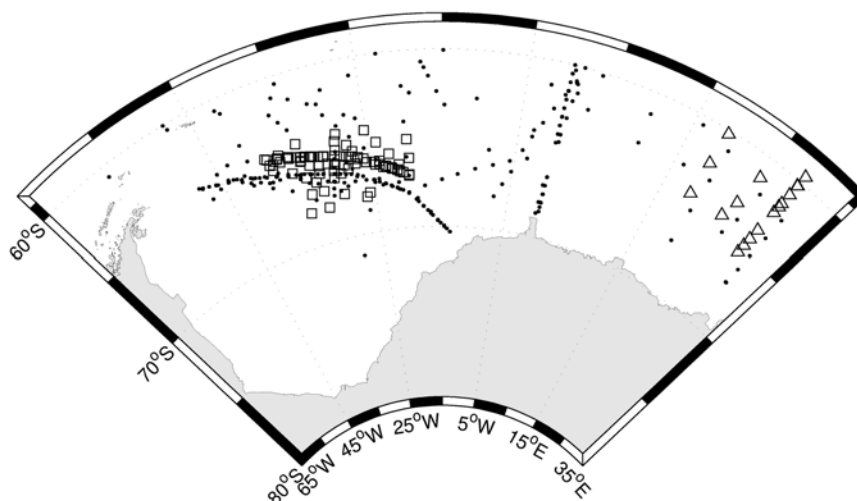


Figura 14 – Localização das estações selecionadas para definição das **SWTs**. **WDW** (Δ), **WSDW** (\square), **WSBW** (\bullet). As profundidades selecionadas encontram-se na Tabela II.

Tabela II – Profundidade das estações selecionadas e a faixa de valores de temperatura potencial (θ) utilizada no ajuste linear para a definição dos parâmetros das **SWTs**.

Massa de Água	Profundidade (m)	θ (°C)
WDW	500-1000	0,5/1,0
WSDW	2000-4000	-0,3/-0,6
WSBW	>4000	-0,8/-0,9

Desta forma, utilizando os dados hidrográficos da região e das profundidades selecionadas, a temperatura potencial como a variável independente e os demais parâmetros como variáveis dependentes, a regressão linear entre os parâmetros indica os valores (através dos limites) representativos para cada **SWT**. Os valores de temperatura utilizados para delimitar o limite entre as massas de água foram baseados nas definições de ROBERTSON *et al.* (2002). Para definição dos pesos, conforme explicitado na seção anterior, utilizou-se a Equação 8, onde o numerador corresponde a variância encontrada para cada parâmetro hidrográfico entre todas as **SWT** definidas e o denominador corresponde a variância máxima dos dados utilizados para a regressão linear. A Tabela III mostra os valores de cada parâmetro hidrográfico representativo de cada **SWT** e seus respectivos pesos.

Tabela III – **SWTs** e Pesos calculados para os parâmetros hidrográficos das massas de água selecionadas.

SWT Parâmetros	WDW(1)	WDW(2)	WSDW(1)	WSDW(2)	WSBW(1)	WSBW(2)	Pesos
θ (°C)	1,00	0,50	-0,30	-0,60	-0,8	-0,9	11,5
Salinidade	34,71	34,70	34,66	34,65	34,65	34,64	11,5
OD (μ M)	208	212	234	248	255	263	11,9
Cons. massa	*	*	*	*	*	*	11,9

Devido ao fato de: i) se estar analisando uma região de formação e; ii) serem consideradas apenas três massas de água para a camada profunda do **MW**, não se tornou necessário a utilização de outros parâmetros como traçadores para solucionar o sistema de equações. Neste aspecto vale ressaltar que estudos pretéritos (*e.g.* THOMPSON & EDWARDS, 1981) indicam que a utilização dos nutrientes como traçadores das águas antárticas não acarretaria em uma vantagem adicional para elucidar sobre as questões relativas aos processos de mistura das massas de água. Da mesma forma, a utilização da vorticidade potencial como traçador em regiões de formação de massas de água ainda

precisa ser melhor estudado (TOMCZAK, 1999b). Por outro lado, a utilização destes parâmetros é aconselhada em casos onde o número de traçadores disponíveis não possibilite resolver o número de massas de água da região. Sendo assim, estes funcionam como parâmetros adicionais, permitindo a introdução de outras massas de água para solucionar processos de mistura.

Neste trabalho utilizou-se a versão básica do **OMP** e apenas uma **SWT** para representar cada uma das massas de água selecionadas, de acordo com a explicação acima. A única exceção foi na consideração da **SWT** representativa da **WSDW**, em que foram considerados todos os dados históricos da região (detalhes no Capítulo IV), onde se optou por representar esta massa de água por duas **SWTs**. Nas subseções do Capítulo IV estão indicadas as **SWTs** utilizadas para as respectivas análises.

3.5 – Anomalias de distribuição das massas de água

A partir dos resultados de distribuição das massas de água obtidos através da análise de separação **OMP** procedeu-se da seguinte forma para o cálculo das anomalias de distribuição das massas de água. Calculou-se a média e o desvio-padrão para a área de distribuição das massas de água onde a contribuição relativa de cada uma era superior ou igual a 30%, considerando-se todos os anos analisados para as seções de repetição padrão. Em seguida, a média foi subtraída de cada ano analisado e o resultado dividido pelo desvio-padrão. As anomalias positivas (negativas) indicam então os desvios acima (abaixo) da média encontra-se a contribuição de determinada massa de água. Estes resultados permitem avaliar a tendência que ocorre na contribuição de cada massa de água, ou seja, uma anomalia positiva (negativa) indica aumento (diminuição) da concentração da massa de água. Os resultados obtidos são apresentados no Capítulo V.

3.6 – Dados de entrada

Os dados utilizados para rodar o **OMP** são dados históricos obtidos a partir do banco de dados do *National Oceanographic Data Center (NODC)* – disponíveis na página do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*⁹ – e dados do programa **WOCE**¹⁰. Os dados **NODC/NOAA** apresentam um pré-controle de qualidade e cobrem o período entre 1911 e 1996. Entre todos os dados disponíveis para a região, só foram utilizados aqueles que são classificados como de excelente qualidade. A Figura 15 mostra o histograma do número de estações com dados de excelente qualidade disponíveis na área de estudo. Os dados do programa **WOCE** apresentam excelente qualidade, pois englobam principalmente a década de 90 (1989-1998). Foram utilizadas duas seções de repetição padrão para as análises (maiores detalhes no Capítulo IV). Um resumo sobre os cruzeiros do programa **WOCE**, cujos dados foram utilizados neste trabalho, são apresentados nas tabelas abaixo (Tabela IV e Tabela V).

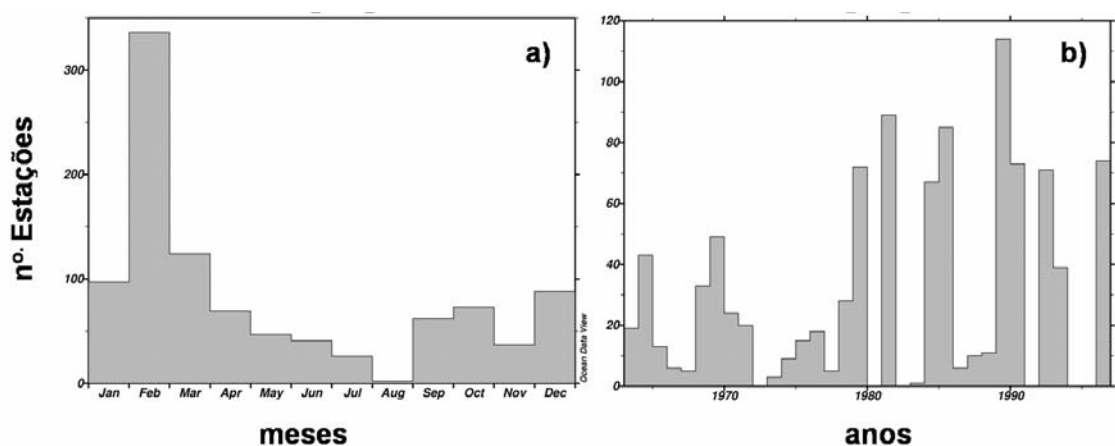


Figura 15 – Número de estações com dados hidrográficos de boa qualidade distribuídos por meses (a) e anos (b) amostrados disponíveis para a região de estudo.

⁹ <http://www.nodc.noaa.gov/>

¹⁰ <http://whpo.ucsd.edu/>

Tabela IV – Períodos dos cruzeiros da seção padrão de repetição **WOCE SR04**.

Ano	Instituição	Navio	Período de cruzeiro*
1989			06/09/1989 – 30/10/1989
1990			17/11/1990 – 30/10/1990
1993	AWI	<i>RV Polarstern</i> (Alemanha)	03/12/1992 – 22/01/1993
1996			17/03/1996 – 20/05/1996
1998			31/03/1998 – 21/05/1998

*maiores detalhes podem ser obtidos em FARHBACH *et al.* (2004).

Tabela V – Períodos dos cruzeiros da seção ao longo do Meridiano de Greenwich.

Ano	Código NODC/NOAA	Período de cruzeiro
1984	WOD01_31008629	24/01/1984 – 15/02/1984
1986	WOD01_90012504	25/12/1986 – 30/12/1986
1992	WOD01_06009149	11/06/1992 – 28/07/1992
1996	WOD01_06009779	15/04/1996 – 09/05/1996
1998	SR04_06AQANTXV_4 (seção WOCE A12)	31/03/1998 – 01/04/1998

Capítulo IV – Massas de Água Profundas do Mar de Weddell

Este capítulo aborda a distribuição e mistura das principais massas de água da região oceânica profunda do mar de Weddell (**MW**). O método **OMP** foi empregado ao longo de duas seções específicas que apresentavam uma série de repetição temporal, bem como em todas as estações da região profunda do giro de Weddell obtidas a partir do banco de dados históricos do **NODC/NOAA**. Para análise de alta resolução foram selecionadas as seguintes regiões: seção de repetição padrão **WOCE SR04**, que corta o **MW** entre a Península Antártica e o Cabo Noruegia; e a seção meridional na região do meridiano de Greenwich (Figura 16). Além do aspecto temporal, estas seções foram escolhidas devido ao fato de representarem, respectivamente, as portas de saída e entrada das massas de água dentro do **MW**. Foram consideradas para emprego no **OMP** as seguintes massas de água: **WDW**, **WSDW** e **WSBW**. Nas respectivas sub-seções estão indicados os parâmetros utilizados como traçadores e as respectivas **SWTs** consideradas.

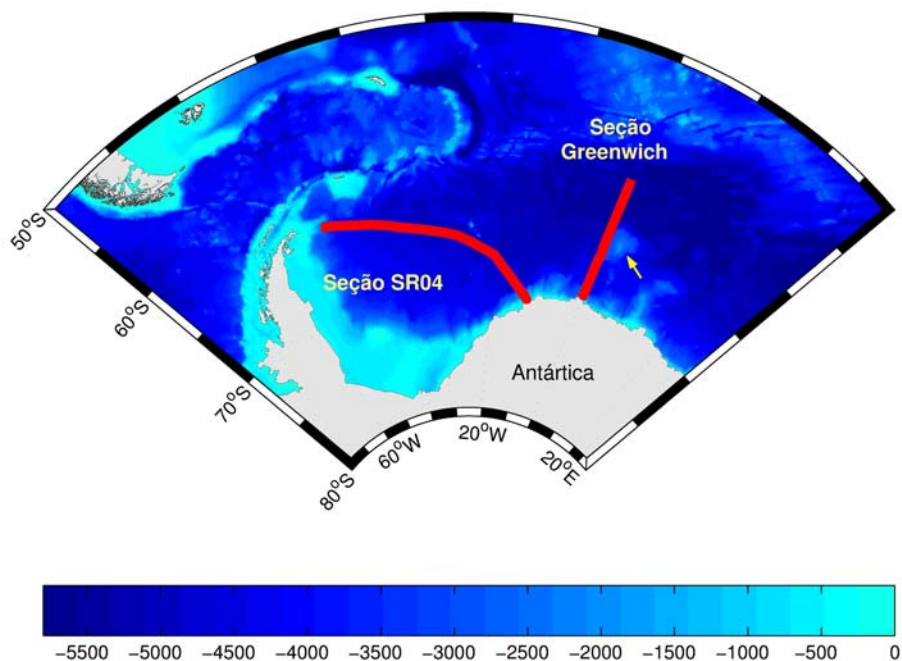


Figura 16 – Localização das seções **WOCE SR04** e **Greenwich**. Barra de cores indicando a profundidade (m) e seta amarela mostrando a localização da Elevação Maud.

4.1 – Distribuição espaço-temporal

4.1.1 – Seção WOCE SR04

Durante cinco anos não-consecutivos foram realizadas seções ao longo do giro de Weddell. Estas cortam o **MW** entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) e foram denominadas como seção padrão de repetição **WOCE SR04** (Figura 16). Os anos analisados foram 1989 (Setembro/Octubro), 1990 (Novembro/Dezembro), 1993 (Dezembro/Janeiro), 1996 (Abril/Maio) e 1998 (Abril/Maio). Estas seções foram escolhidas devido à disponibilidade de uma série temporal e por representar em sua extensão grande parte da região de estudo. Isto permitiu que a distribuição das massas de água pudesse ser traçada desde áreas próximas às plataformas continentais, na proximidade da Península Antártica, até regiões mais a leste do **MW**.

Para a caracterização da mistura das massas de água ao longo desta seção foram consideradas as seguintes **SWTs**: **WDW(2)**, **WSDW(1)** e **WSBW (2)**; e os seguintes parâmetros hidrográficos: temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido (ver Tabela III – Capítulo III – pág.61).

4.1.1.1 - Resultados

A estratificação das massas de água durante os anos de estudo considerados mostrou-se bastante similar à distribuição sugerida na literatura científica (CARMACK & FOSTER, 1975a; FAHRBACH *et al.*, 1994b, 1995, 2001, 2004), onde podemos observar a **WDW** presente na camada intermediária até cerca de 1500m de profundidade; enquanto na camada profunda a **WSDW** apresenta núcleos entre 1500-3500m e a **WSBW** ocupa as camadas de fundo da bacia oceânica abaixo de 4000m. Esta última também pode ser observada descendo ao longo do talude continental da plataforma continental oeste, que é uma das conhecidas regiões de formação. As questões referentes às diferenças interanuais de todas as massas de água e as correlações com outros fatores são investigadas em maiores detalhes no próximo capítulo.

- **1989**

No ano em questão a **WDW** foi observada até cerca de 1500m de profundidade alcançando um percentual de mistura de 30%. Considerando como limite inferior uma contribuição acima de 50%, a **WDW** é encontrada por volta de 1200m de profundidade em quase toda a extensão da seção, exceto por volta do paralelo de 66°S (035°W), onde é observada uma elevação nas isolinhas de distribuição desta massa de água. A **WDW** pôde ser encontrada com quase total exclusividade e contribuição alcançando valores acima de 70% por volta de 800m em média, exceto na região do paralelo citado (Figura

17a). Esta elevação presente por volta de 035°W também pode ser observada nos perfis dos parâmetros físico-químicos (Figura 17d-f).

A **WSDW** ocupou grande parte da coluna de água. Sua contribuição por volta de 30% esteve presente no fundo da bacia oceânica e nas profundidades entre 500-1000m, indicando mistura diapicnal desta massa de água, respectivamente, com a **WSBW** e a **WDW**. Seu núcleo esteve presente por volta de 1200-3500m com contribuição maior que 70%, exceto na região do paralelo 66°S (035°W) e próximo ao talude continental. Pode-se notar uma inclinação na distribuição desta massa de água, de forma que esta ocorre mais profundamente após 025°W e eleva-se à medida que se aproxima da plataforma continental. Assim, esta pode ser observada em maiores profundidades na região a leste do **MW**, entre os meridianos 025°W e 014°W (Figura 17b).

A **WSBW** esteve presente confinada no fundo da bacia oceânica abaixo de 4000m de profundidade com contribuição variando entre 50-100%. Entre 3000-4000m a presença da **WSBW** variou entre 30-50%, notando-se a mistura desta água com a **WSDW**. A mesma inclinação na distribuição desta massa de água pôde ser observada, onde sua presença é mais forte próxima à região de plataforma continental oeste do que na região leste do **MW**. A presença da **WSBW** também é evidente descendo a região do talude continental, a leste do meridiano 049°W (Figura 17c).

Ressalva-se que neste ano as estações hidrográficas analisadas ocorreram durante os meses de primavera no Hemisfério Sul, portanto sendo o único ano amostrado em um período diferente do verão.

- **1990**

De 1989 para 1990, a distribuição espacial das massas de água apresentou algumas mudanças significativas, principalmente na contribuição das águas profundas e

de fundo. O ano de 1990 apresentou-se anômalo em relação aos demais. A **WDW** apresentou uma distribuição muito semelhante ao ano anterior, alcançando uma profundidade por volta de 1500m (~30%), enquanto acima de 1200m sua contribuição esteve entre 50-100%, exceto é claro, na região do paralelo 66°S (Figura 18a).

A **WSDW** apresentou uma distribuição com menor contribuição que no ano anterior. Sua contribuição de aproximadamente 30% só alcançou o fundo oceânico na região a leste do meridiano 017°W e seu núcleo (>70%) esteve presente entre 1200-3500m (Figura 18b). A inclinação leste-oeste na distribuição da **WSDW** também pode ser notada conforme em 1989 (Figura 17b).

Diferentemente do ano anterior a **WSBW** foi encontrada com contribuição variando entre 30-50% entre profundidades de 2500-3500m. Abaixo de 3500m de profundidade até o fundo oceânico a contribuição da **WSBW** variou entre 50-100%. A ocorrência da **WSBW** em direção ao fundo da bacia também é claramente observada na região por volta do meridiano 049°W. Esta maior contribuição da **WSBW** é evidenciada, também, através das elevadas concentrações de oxigênio dissolvido abaixo de 3500m (Figura 18f), indicando um recente contato com a atmosfera.

- **1993**

No ano de 1993 a distribuição das massas de água apresentou-se muito semelhante ao ano de 1989, embora tenham sido amostrados em diferentes meses, respectivamente nos períodos de Dezembro/Janeiro e Setembro/Outubro. Observamos a presença da **WDW** até cerca de 1500m de profundidade (~30%), sendo que sua contribuição maior que 50% ocorre acima de 1200m e seu núcleo (>70%) é marcado por volta de 800m (Figura 19a).

A **WSDW**, assim como em 1989, ocupou grande área da coluna de água, com seu núcleo (>70%) presente entre 1200-3500m de profundidade (Figura 19b). Da mesma forma, a **WSBW** (50-100%) esteve confinada abaixo de 4000m no fundo da bacia oceânica, apresentando distribuição e mistura semelhante ao ano de 1989 (Figura 19c).

- **1996**

No ano de 1996 a grande diferença apresentada na distribuição e mistura das massas de água está relacionada às águas profundas e de fundo. A **WDW** apresentou distribuição semelhante aos anos de 1989 e 1993 (Figura 20a). Por outro lado a **WSDW** apresentou forte contribuição em toda a coluna de água, deixando a **WSBW** com contribuições mínimas próximo ao fundo oceânico na base do talude continental. A **WSDW** apresentou seu núcleo (>70%) entre 1500-4000m, a mistura desta com a água de fundo mostrou-se bastante intensa. Assim, contribuição acima de 70% da **WSBW** só pôde ser observada abaixo de 4500m de profundidade (Figura 20b-c).

- **1998**

A seção realizada no ano de 1998 não alcançou a região do Cabo Noruegia, sendo interrompida por volta do meridiano 035°W. Entretanto, podemos observar aspectos de relevância na distribuição das massas de água. A **WDW** esteve presente acima de 1000m de coluna de água alcançando contribuição superior a 70%. Esta pode ser observada até cerca de 1700m com contribuição de até 30% (Figura 21a). A **WSDW** ocupou o intervalo entre 1500-3500m sempre com contribuição acima de 70% (Figura 21b). A **WSBW** pode ser observada com forte contribuição (entre 60-100%) descendo a região do talude continental e ocupando as camadas de fundo (Figura 21c).

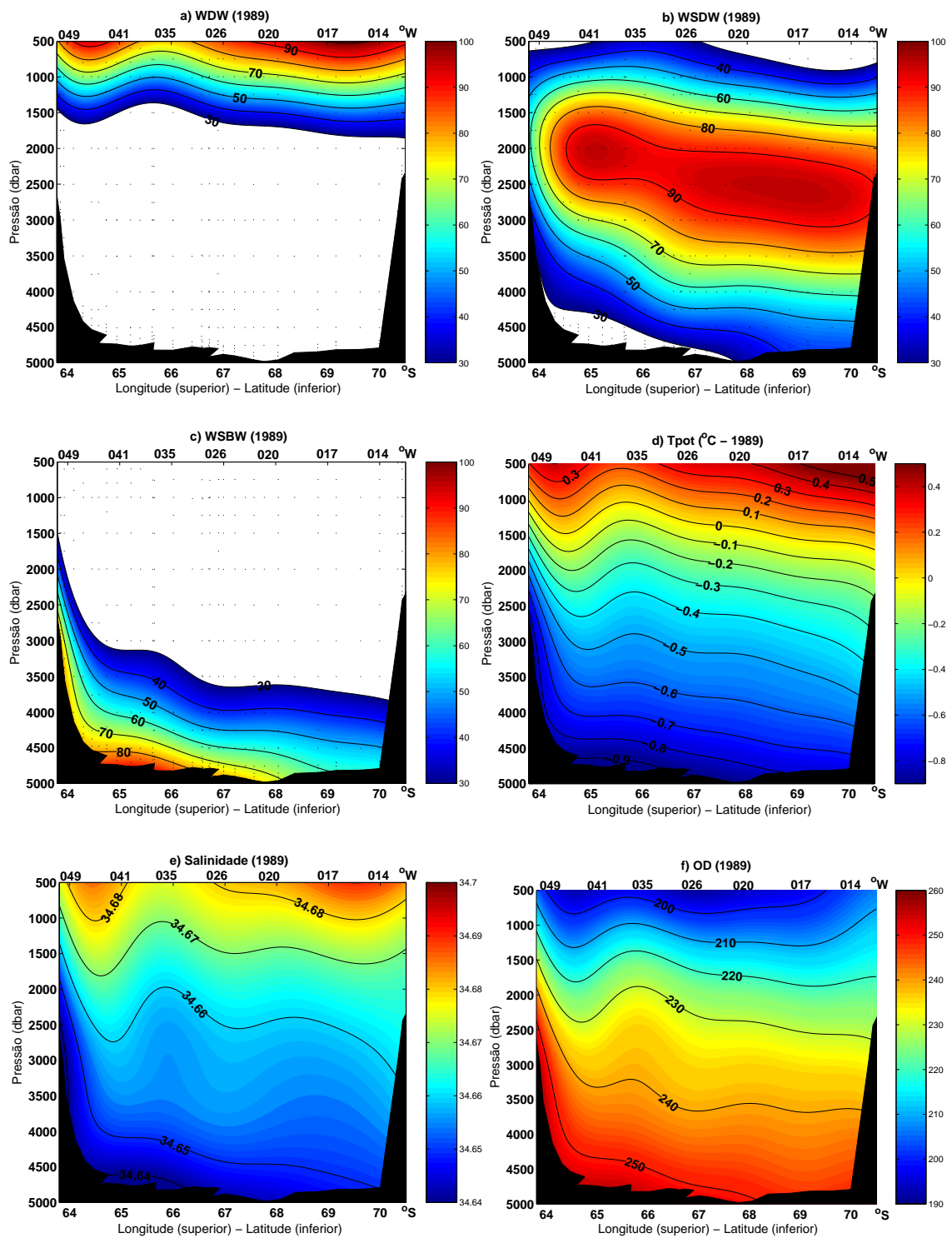


Figura 17 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção **WOCE SR04** entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1989. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

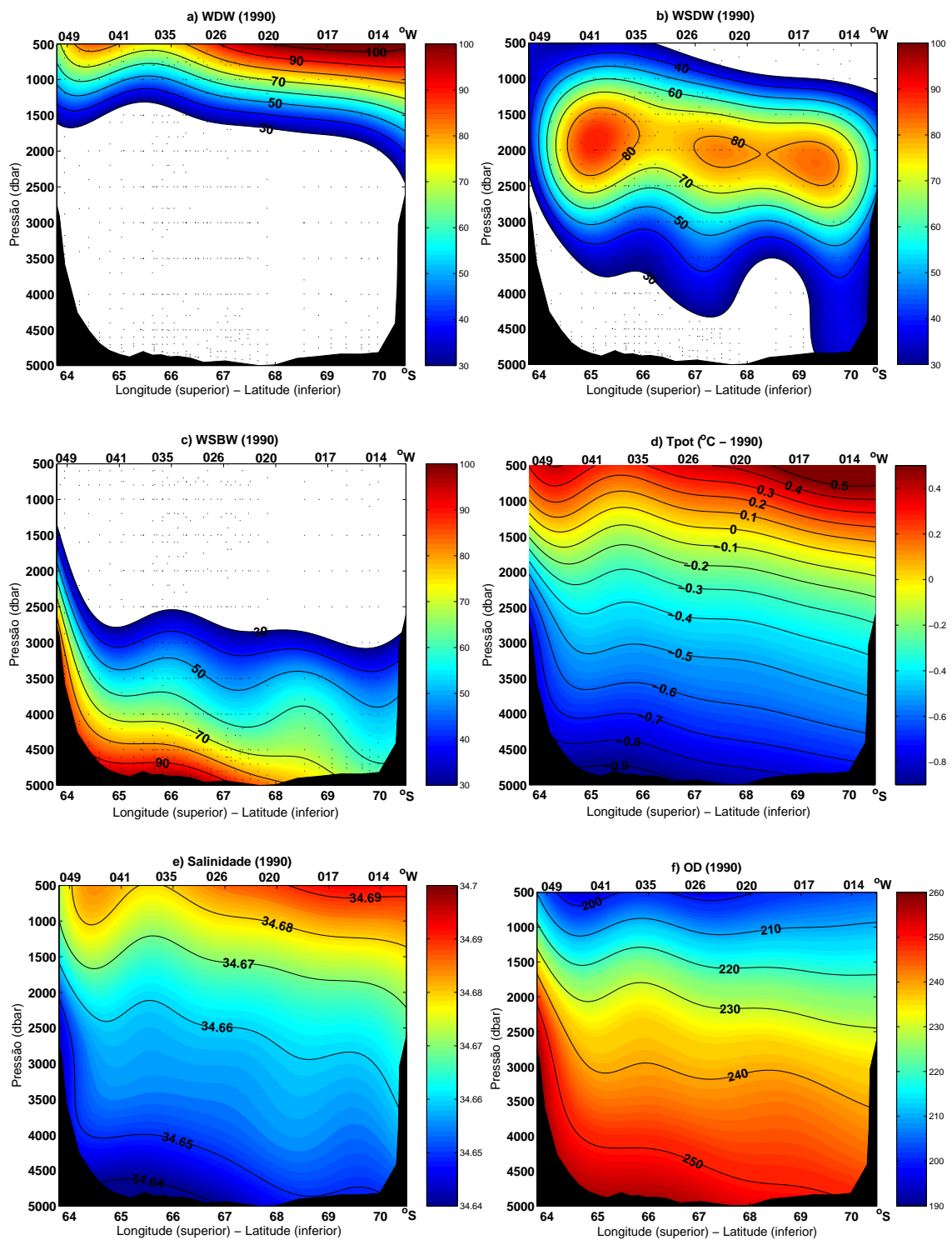


Figura 18 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção **WOCE SR04** entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1990. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

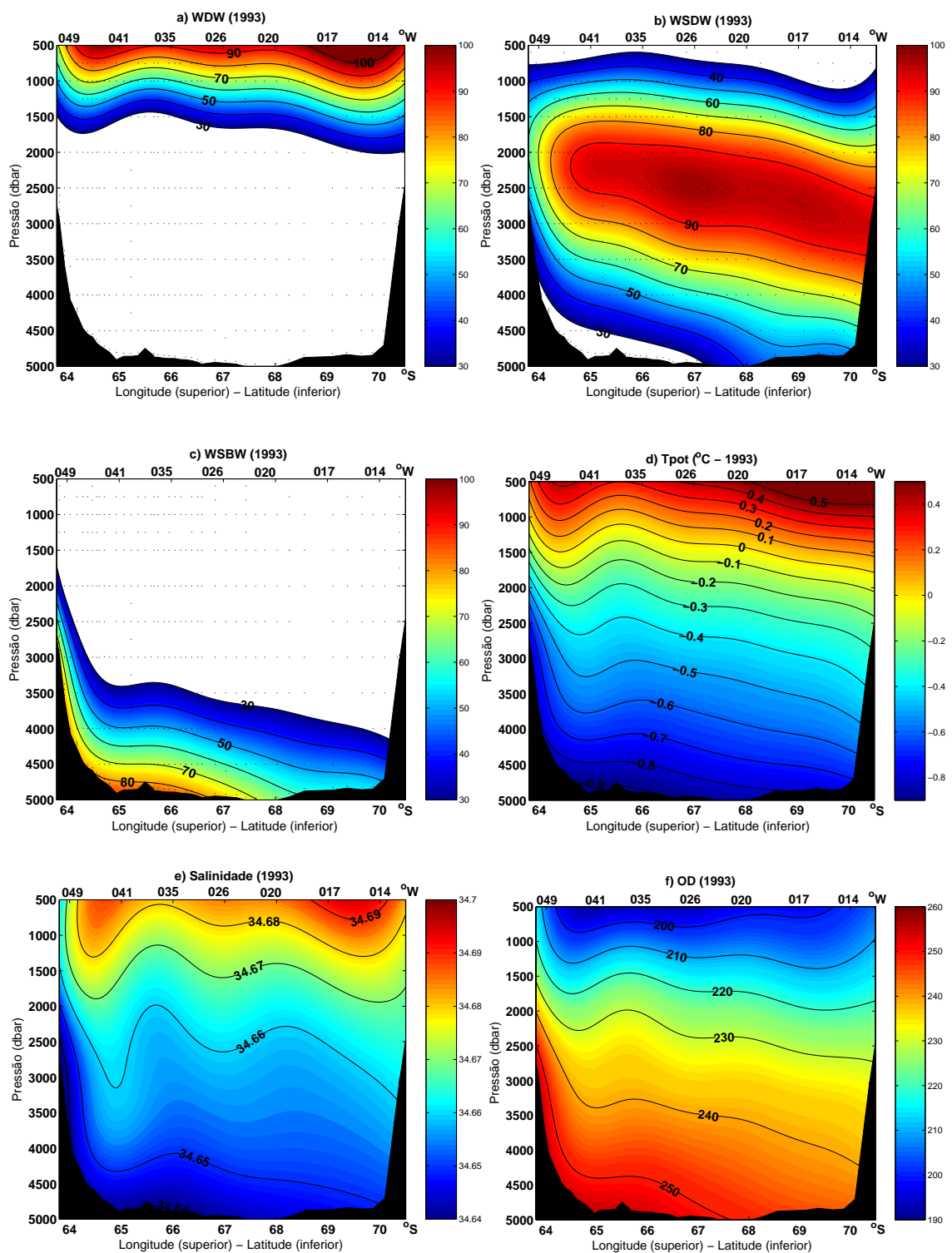


Figura 19 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção **WOCE SR04** entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1993. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

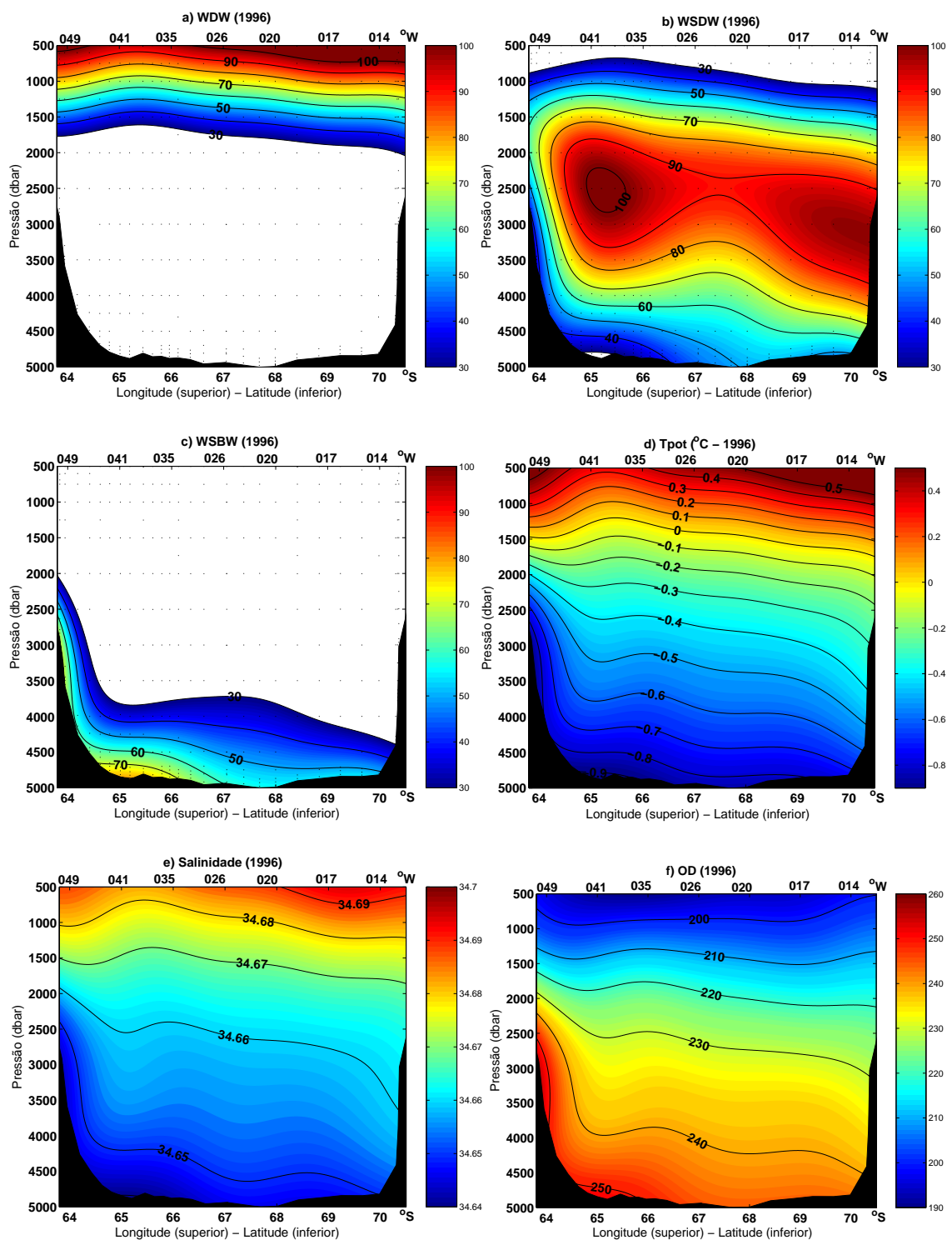


Figura 20 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção **WOCE SR04** entre a Península Antártica (~63°S) e o Cabo Noruegia (~71°S) no ano de 1996. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

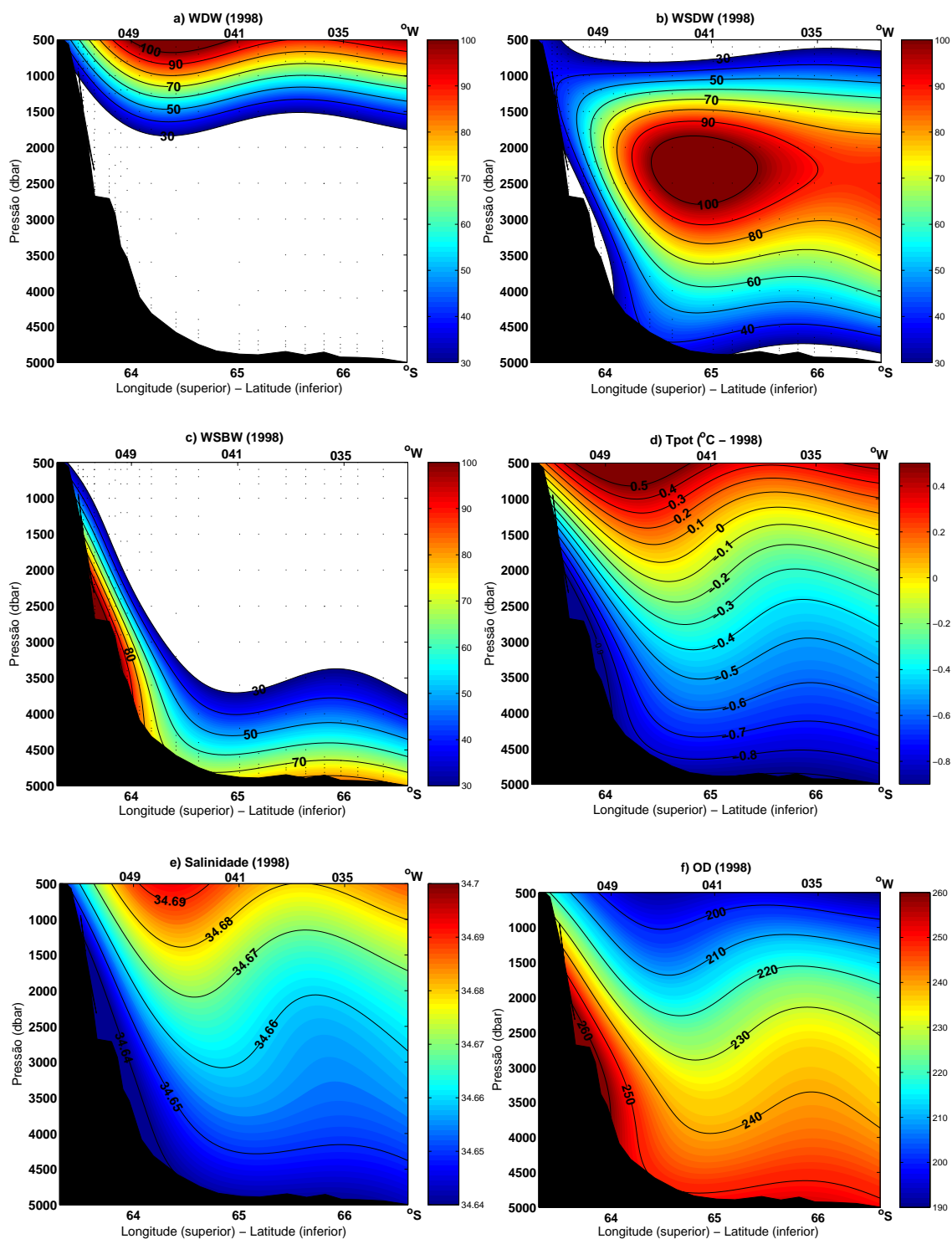


Figura 21 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção **WOCE SR04** entre a Península Antártica (~63°S) e o paralelo ~66°S no ano de 1998. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

4.1.2 – Seção ao longo do Meridiano de Greenwich

Foram analisadas cinco seções ao longo do meridiano de Greenwich (Figura 16) ao sul de 60°S de latitude. Os anos analisados foram 1984 (Janeiro), 1986 (Dezembro), 1992 (Junho), 1996 (Abril) e 1998 (Maio). Estas seções estão disponíveis no banco de dados **NODC/NOAA**, sendo que alguns anos se referem à parte sul da linha **WOCE A12**. A seção ao longo do meridiano principal destaca-se por passar sobre um monte submarino denominado Elevação Maud (**EM**; 64°S-67°S). Esta feição topográfica torna-se importante, pois separa duas regiões, sendo uma ao norte da **EM** (60°S-64°S) e outra ao sul (67°S-69°S). O ano de 1998 possui estações somente a partir da latitude 64°S, englobando somente a região ao sul da **EM**. Os parâmetros hidrográficos e as **SWTs** representativas de cada massa de água utilizada são os mesmos descritos acima para a seção **WOCE SR04**.

4.1.2.1 – Resultados

A distribuição das massas de água ao longo do meridiano de Greenwich mostra-se também bastante semelhante à estratificação descrita na literatura (FAHRBACH *et al.*, 2004; SMEDSRUD, 2005; KLATT *et al.*, 2005). Podemos observar a **WDW** ocupando a camada intermediária da coluna de água entre aproximadamente 1500-2000m. A **WSDW** ocupa um intervalo entre 1000-4000m, embora com diferentes contribuições ao longo dos anos. A **WSBW** encontra-se presente abaixo de 3500m na região ao norte da **EM** e praticamente ausente (contribuição $\leq 50\%$) na região ao sul da **EM** (FAHRBACH *et al.*, 2004), salvo algumas exceções.

- **1984**

Em 1984, a **WDW** apresentou uma contribuição maior do que 70% acima de 1000m de coluna de água. Entretanto, sua presença pode ser notada até cerca de 2000m com contribuição de 30% (Figura 22a). A **WSDW** esteve fracamente representada, com contribuição inferior a 50% entre 1500 e 2000m (Figura 22b). A **WSBW** esteve presente tanto na parte norte quanto ao sul da **EM**, com contribuição variando, respectivamente, entre 70-100% e 70-80% abaixo de 3000m. Entre 2000-3000m a **WSBW** alcançou contribuições que variaram entre 30-60% (Figura 22c).

- **1986**

No ano de 1986, a contribuição da **WDW** esteve inferior ao ano de 1984. Esta esteve entre 60-80% acima de 1000m, enquanto entre 1000-2000m a contribuição desta massa de água esteve por volta de 30-60% (Figura 23a). A **WSDW** apresentou maior distribuição e concentrações mais elevadas do que em 1984, seu núcleo esteve presente entre 1000-3000m com contribuição acima de 70% (Figura 23b). A **WSBW** apresentou contribuição importante (>70%) abaixo de 3000m na região ao norte da **EM**, ao sul sua contribuição esteve entre 30-60% (Figura 23c).

- **1992**

No ano de 1992 podemos verificar a **WDW** até 1000m de profundidade com contribuição acima de 70% ao sul de **EM**, ao norte sua ocorrência só alcança estes valores, possivelmente, acima de 500m de coluna de água. Sua ocorrência alcançou cerca de 1700m com contribuição de até 30% (Figura 24a). A **WSDW** esteve fortemente marcada com núcleos de contribuição superior a 70% entre 1000-2500m. Entre as profundidades de 2500-3000m e acima de 1000m, esta esteve presente com

contribuição de 30-60% e 30-50% respectivamente, indicando assim mistura com a **WSBW** abaixo e a **WDW** acima (Figura 24b). A **WSBW** apresentou contribuição importante abaixo de 4000m, alcançando valores acima de 70% ao norte da **EM**. Ao sul da **EM** esta contribuição esteve entre 30-50% (Figura 24c).

- **1996**

Em 1996, a **WDW** apresentou uma distribuição muito semelhante ao ano de 1992 (Figura 25a). A **WSDW** esteve presente entre 1500-3000m com contribuição acima de 70% (Figura 25b). Enquanto a **WSBW** apresentou uma distribuição mais restrita que nos anos anteriores analisados, estando presente com elevadas contribuições (>70%) somente abaixo de 4500m ao norte da **EM** (Figura 25c).

- **1998**

Em 1998 somente foi analisada a região correspondente à parte da seção ao sul da **EM**. A **WDW** apresentou distribuição característica, com contribuição maior que 70% acima de 1000m e alcançando 30% em 2000m de profundidade (Figura 26a). A **WSDW** esteve presente com contribuição acima de 70% entre 1500-3500m (Figura 26b). A **WSBW** obteve contribuição máxima de 60% na região ao sul da **EM** (Figura 26c).

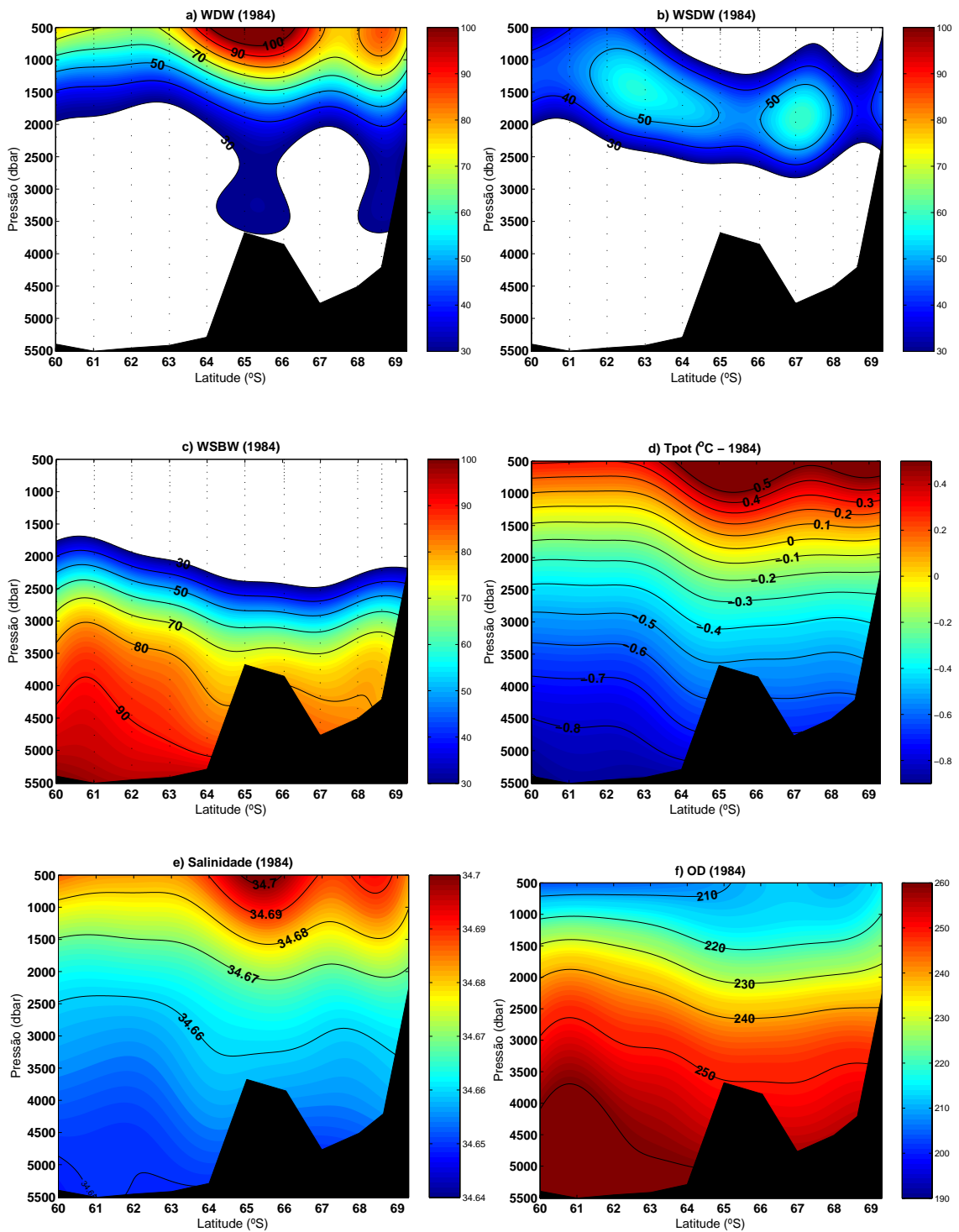


Figura 22 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1984. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

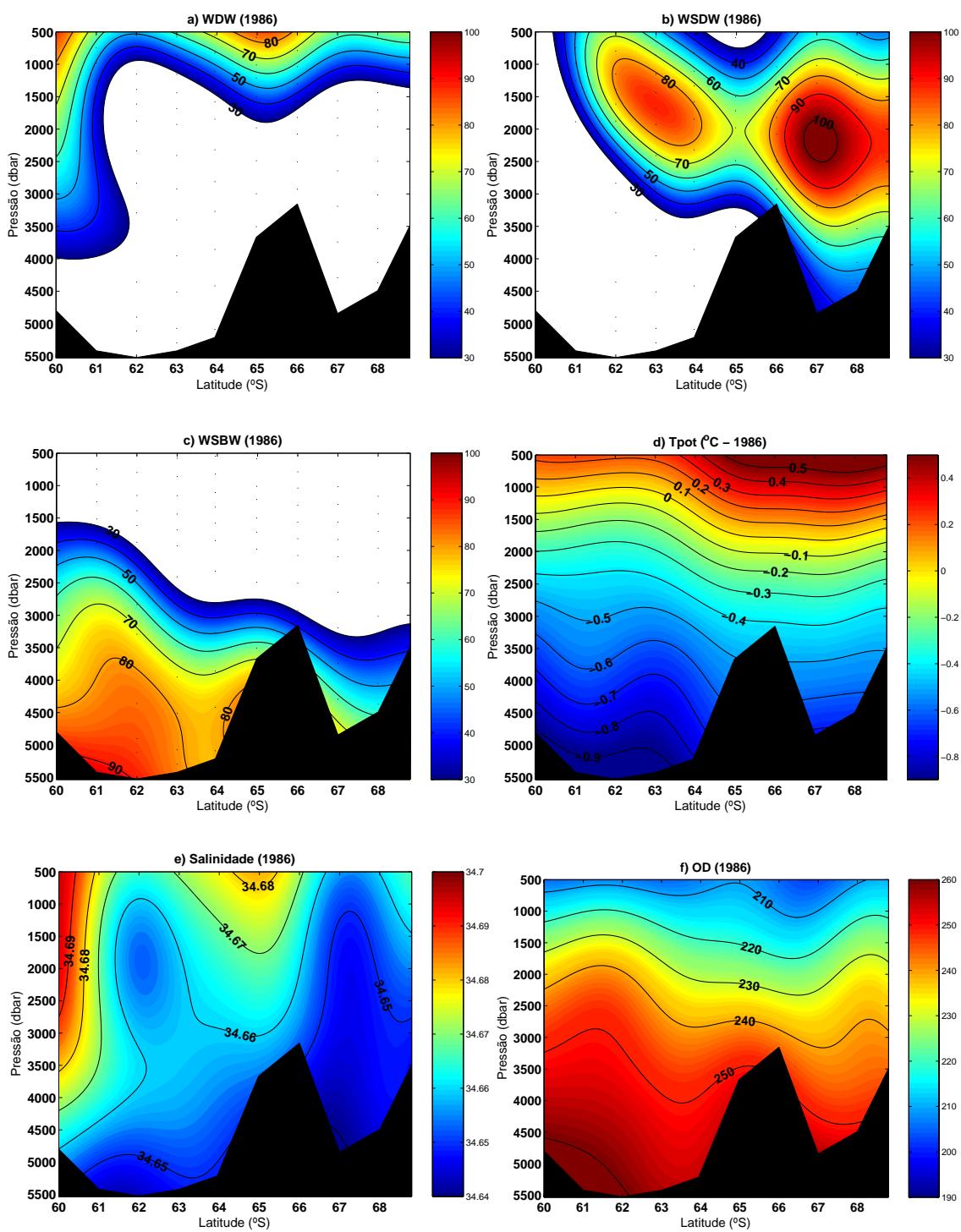


Figura 23 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1986. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

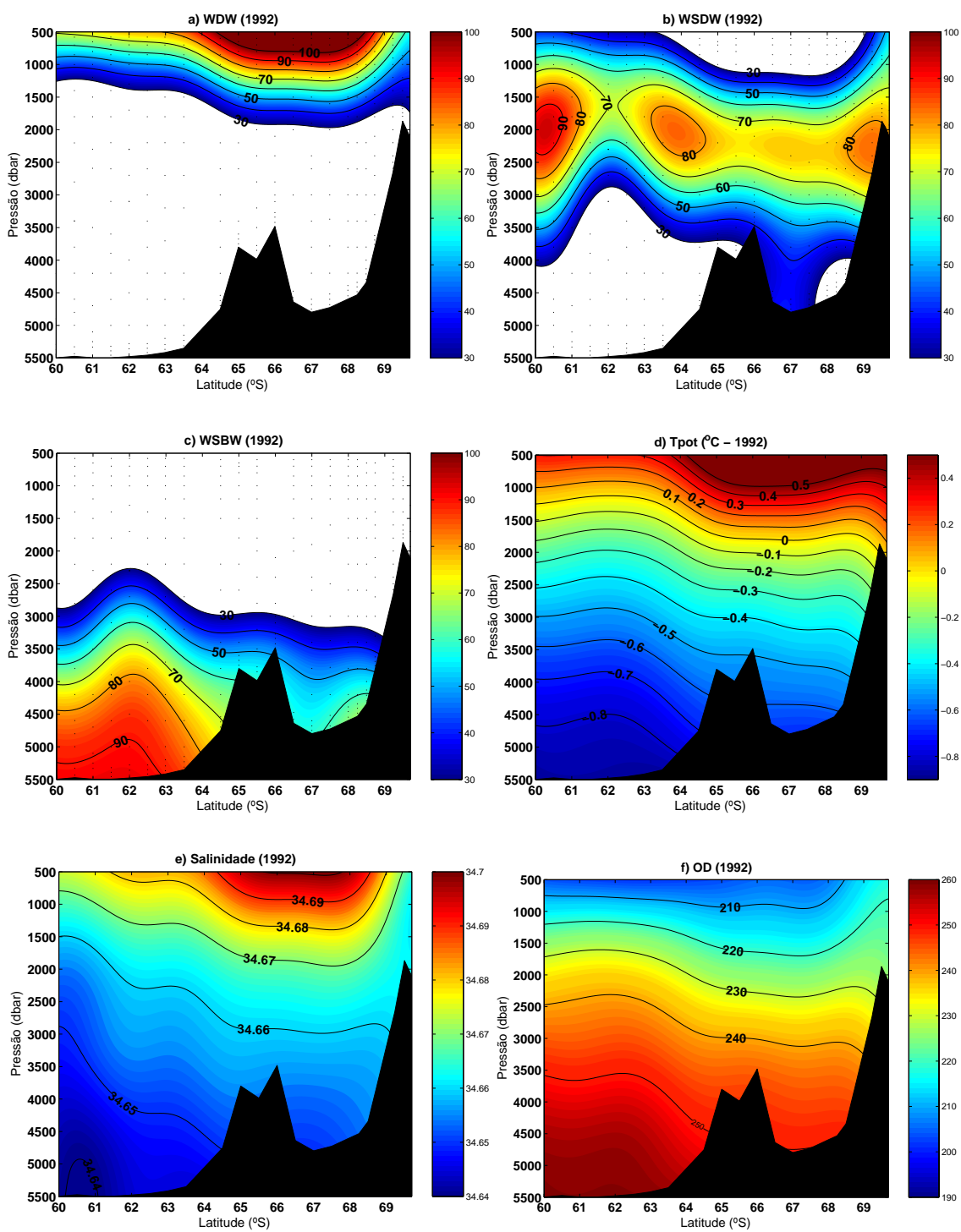


Figura 24 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1992. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

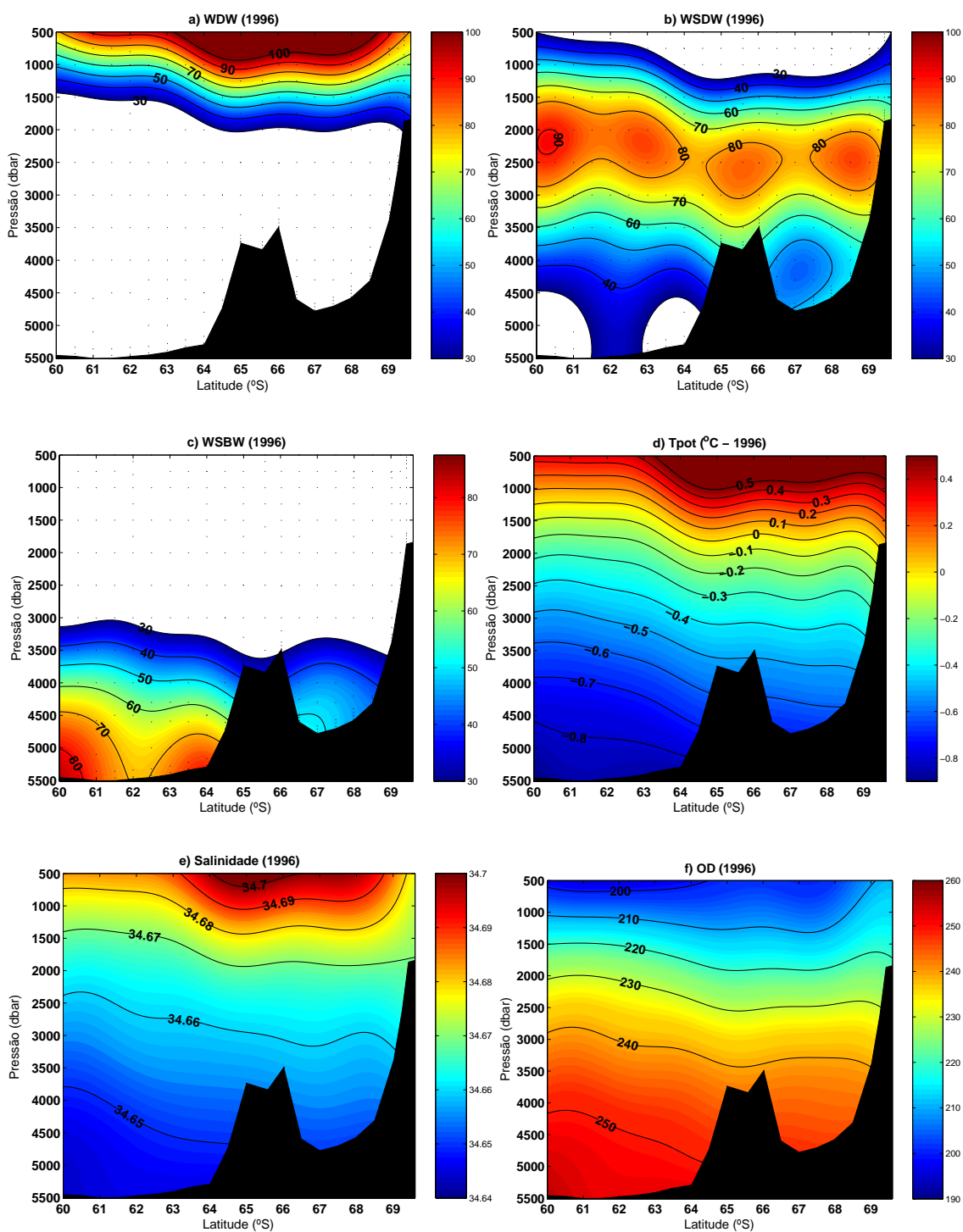


Figura 25 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1996. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

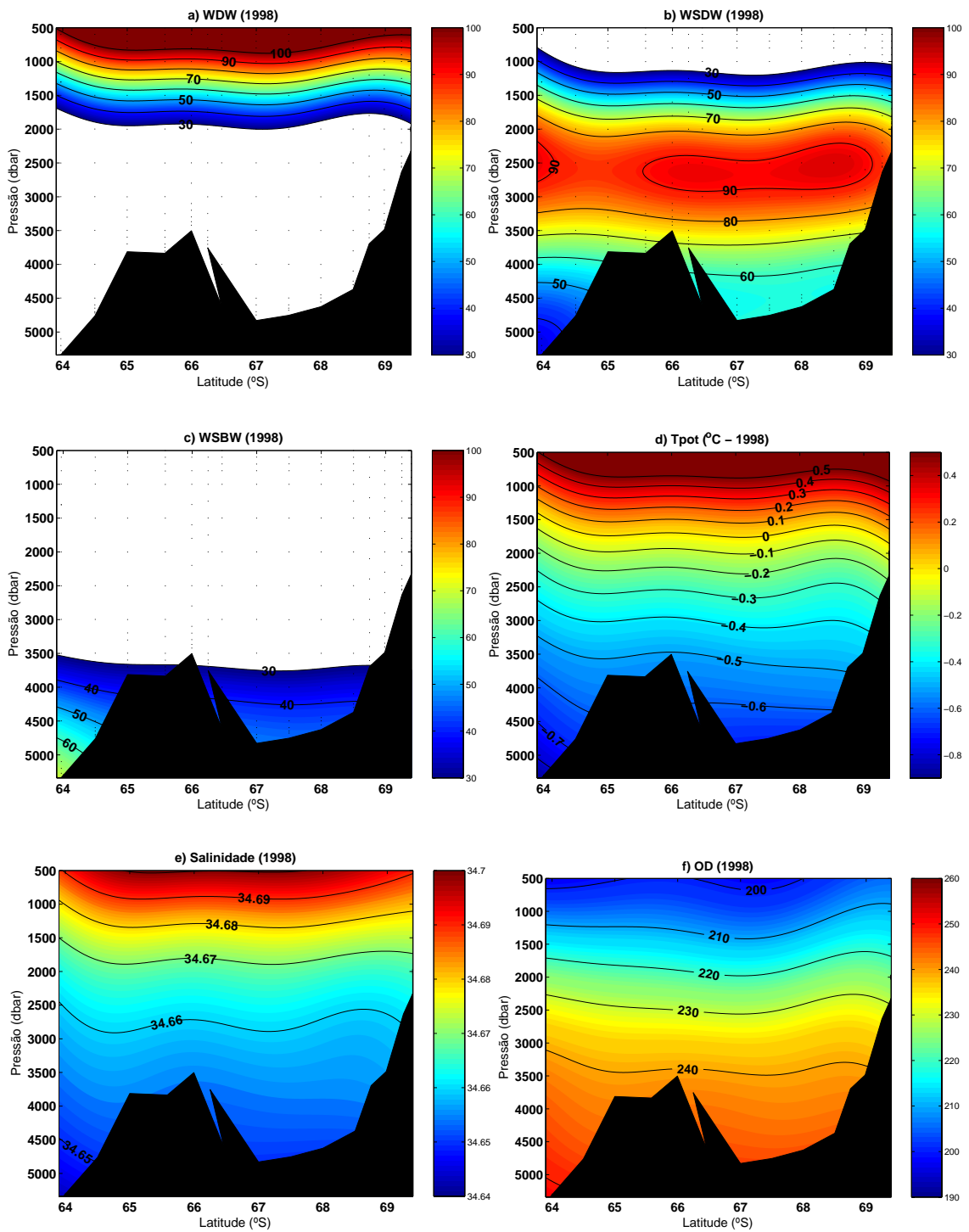


Figura 26 – Distribuição espacial das massas de água (%) e dos parâmetros físico-químicos ao longo da seção do meridiano de Greenwich no mar de Weddell durante o ano de 1998. **WDW** (a), **WSDW** (b) e **WSBW** (c), temperatura potencial (d), salinidade (e) e oxigênio dissolvido em μM (f).

4.1.3 – Discussão

As estruturas gerais de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido mostram-se de acordo com o esperado para região em ambas as seções analisadas, apresentando aparentemente pouca variação temporal. FARHBACH *et al.* (2004) indicam que as diferenças nestas seções resultam da variabilidade temporal, onde podemos incluir alterações sazonais (na camada superficial), perturbações de mesoescala, fenômenos de marés e ondas internas. Estes autores destacam também que ligeiras alterações na localização das seções podem resultar em diferenças aparentes. Entretanto, a distribuição das massas de água ao longo das repetidas seções apresentou uma ampla variação quantitativa em diferentes escalas temporal e espacial.

Conforme já explicitado, a distribuição das massas de água ao longo das seções **WOCE SR04** e Greenwich mostrou-se consistente àquela descrita na literatura. A elevação das isolinhas dos parâmetros físico-químicos para oeste (Figura 17-21d,e,f), em torno de 035°W (seção **WOCE SR04**), ocorre devido à localização desta seção oceanográfica. Esta não corta o giro de Weddell meridionalmente em sua totalidade, passando apenas por parte deste. Na seção meridional (Figura 22-26d,e,f) observa-se também uma elevação destas isolinhas no sentido sul-norte, que está associada às fortes correntes por volta de 60°S, referente ao ramo norte da **ACC** (FARHBACH *et al.*, 2004).

A inclinação das isolinhas de concentração da **WSDW** e **WSBW** (Figura 17-21b,c), na seção **WOCE SR04**, em direção à região de plataforma continental oeste reflete as características de circulação do giro de Weddell. Isto se deve à circulação fortemente barotrópica da região, que é influenciada pela ação do vento total em larga escala, e também à formação de águas densas mais próxima a área da Península Antártica. Da mesma forma, esta inclinação observada na distribuição das massas de

água profundas revela que as linhas isopícnais destas águas ocorrem em menores profundidades por volta de 049°W, uma vez que esta região é a porta de saída das águas profundas para as demais bacias oceânicas globais, enquanto o outro extremo da seção (entre 014-017°W) é a porta de entrada da **WDW**, uma das águas precursoras.

Embora só tenha sido analisada a região abaixo de 500m de profundidade, podemos notar um afundamento da **WDW** próximo à linha de costa em ambos os lados da seção **WOCE SR04** e na região ao sul da **EM** na seção de Greenwich. O estresse do vento para oeste ocasiona um fluxo de Ekman para sul na camada superficial ao sul da Divergência Antártica. Assim, ocorre um empilhamento de água superficial próximo ao continente que gera uma corrente geostrófica para oeste (WHITWORTH III *et al.*, 1998). Isto está associado ao afundamento da camada superficial, que é relacionado ao transporte de Ekman em direção à costa e aos processos de convecção que ocorre durante a formação de *polynyas* (GILL, 1973; FARHBACH *et al.*, 1994a, 1994b).

A distribuição da **WDW** entre as décadas de 80 e 90 aparentemente (Figura 17-26a) mostra pouca variação, entretanto, as anomalias de distribuição (ver Figura 35 e Figura 39 – Capítulo V – pág.111 e 115) mostram um aumento na concentração desta massa de água durante este período. Ressalta-se que as análises realizadas neste trabalho só incluem parte da coluna de água onde ocorre esta massa de água (*i.e.* entre 500-1500m).

Este aumento na contribuição da **WDW** é consistente com a elevação da temperatura das águas reportada na literatura para o mesmo período. A maior variabilidade no conteúdo de calor oceânico nos últimos 50 anos ocorreu nos primeiros 700m de coluna de água dos oceanos globais (LEVITUS *et al.*, 2005). Para o oceano Austral, GILLE (2002) mostrou um aquecimento das águas (~0.01°C/ano) entre 700-

1000m de profundidade entre as décadas de 50 e 90, enquanto AOKI *et al.* (2003) observaram um aquecimento sub-superficial semelhante na região sul da ACC. No MW as análises de SMEDSRUD (2005) também indicam aumento da temperatura da WDW entre os anos de 1977-2001 no meridiano de Greenwich. Da mesma forma, ROBERTSON *et al.* (2002) reportam um aquecimento para a WDW de $\sim 0.012^{\circ}\text{C}/\text{ano}$ entre os anos de 1975 e 2000. Este aumento observado na temperatura das águas do oceano Austral está associado ao aumento da temperatura dos oceanos ($\sim 0.007^{\circ}\text{C}/\text{ano}$) em todo o globo (LEVITUS *et al.*, 2000). Recentemente, FARHBACH *et al.* (2004) indicam que este período de aquecimento (*i.e.* 1950-1990) pode estar acabando, pois suas observações indicam uma diminuição na temperatura destas águas após a década de 90 e até o início do ano 2000, demonstrando então, o que pode ser o início de um período de resfriamento desta camada.

As análises de GORDON (1982) já mostravam evidências da camada da WDW com temperatura relativamente mais frias para a década de 70. Com isso, as alterações de temperatura entre as décadas de 70 e 90 podem estar indicando aspectos de variabilidade natural do sistema, entretanto, estudos em escalas temporais mais amplas devem ser realizados para se conhecer melhor as diferenças geradas por variabilidade natural e antrópica. Estas alterações em direção a uma fase de menores temperaturas nas camadas intermediárias podem estar se refletindo nas águas de fundo. Recentemente, AOKI *et al.* (2005) indicam um resfriamento de $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ e uma diminuição de salinidade em torno de 0.03 para as águas de fundo da região da bacia Antártica-Australiana próximo à costa Adélie. Outras regiões do oceano Austral também estão se comportando da mesma forma (*i.e.* Mar de Ross), conforme vem sendo constatado pela

comunidade científica internacional. Entretanto, estas discussões são recentes e muitos trabalhos a respeito ainda estão em processo de publicação.

As maiores alterações na distribuição da **WDW**, em relação à área ocupada na seção hidrográfica, é observada na seção do meridiano de Greenwich (Figura 22-26a). Destacam-se duas regiões onde as variações são mais evidentes: a primeira localiza-se próxima ao limite entre a Frente de Weddell (limite norte do **MW** e/ou sul da **ACC**) e a **ACC** (~60°S) e a segunda nas proximidades da **EM**. Esta variação é devida aos processos de instabilidades da corrente circumpolar, deslocamento da Frente de Weddell e aos efeitos gerados devido à topografia de fundo do monte submarino (*e.g.* HOLLAND, 2001a, 2001b; FARHBACH *et al.*, 2004).

As variações térmicas relatadas acima podem ser originadas por diversas causas. FARHBACH *et al.* (2004) acreditam que a principal forçante de variação esteja associada aos processos de larga escala originados fora do giro de Weddell. Desta forma, estas alterações podem responder às variações observadas na distribuição da **WDW**. Os principais mecanismos externos, que podem explicar alterações na temperatura desta massa de água, e conseqüentemente as variações de distribuição e concentração da **WDW**, são as alterações no transporte e no volume das águas (**CDW**) carregadas pela **ACC** para dentro do **MW**. Sendo assim, uma maior injeção de água precursora da **WDW** pode ser devido à instabilidade da **ACC** na região da Frente de Weddell ou, ainda, a uma maior entrada de água na inflexão do giro de Weddell (em torno de 020-030°E) devido a uma maior intensificação da corrente circumpolar.

Os processos precursores (principalmente atmosféricos) que influenciam na dinâmica oceânica da **ACC** serão discutidos em maiores detalhes no próximo capítulo. Entretanto, a acentuação no fluxo de entrada dentro do **MW** devido ao enfraquecimento

da frente resulta em temperaturas mais elevadas no domínio norte do giro, enquanto que uma intrusão de **CDW** mais intensa pode sugerir a ocorrência de um deslocamento para sul da **ACC** (GILLE, 2002; FARHBACH *et al.*, 2004).

A distribuição da **WDW** permite uma avaliação da variação de seu limite inferior de ocorrência. Considerando este em termos de concentração e mistura de massa de água, podemos inferir que uma contribuição entre 30-50% poderia representar bem este limite. Para as seções do **WOCE SR04** este limite apresentou pouca variação, estando aproximadamente entre 1200-1500m de profundidade (Figura 17-21a). Na região mais próxima ao Cabo Noruegia (~67-70°S) este limite de ocorrência variou entre 1200-2000m de profundidade. Isto se deve, provavelmente, à proximidade da região de entrada desta massa de água. Da mesma forma, na região da seção do Greenwich, o limite inferior de ocorrência da **WDW** encontra-se entre 1200-2000m de profundidade. SMEDSRUD (2005) determinou uma espessura média da camada da **WDW** variando entre 1350-1380m entre os anos de 1984 e 2001. As alterações da espessura da camada da **WDW** são causadas principalmente devido às variações de seu limite inferior. Na região sul da **EM** (entre 64-69°S) os valores médios representativos para sua ocorrência superior e inferior são, respectivamente, 130m e ~1700m. O limite inferior eleva-se para cerca de 1200m ao norte de 63°S (SMEDSRUD, 2005). Estes limites inferiores de ocorrência estão dentro da variação da espessura da **WDW** apresentada neste trabalho, considerados em função da contribuição percentual da massa de água (Figura 22-26a).

A distribuição consistente da **WSDW** ao longo da seção **WOCE SR04** (Figura 17-21b) durante os anos analisados revela que as alterações observadas nesta massa de água são de extrema importância para o entendimento de processos de mistura diapical

(KERR *et al.*, 2005). Da mesma forma, a uniformidade apresentada por suas propriedades hidrográficas (Figura 17-21d,e,f) indicam que os dados de diferentes cruzeiros são suficientemente consistentes para a detecção de mudanças nas outras massas de água (FARHBACH *et al.*, 2004).

O núcleo da **WSDW** apresenta-se em geral mais raso na parte noroeste da seção com contribuição máxima (90-100%) entre 2000-2500m de profundidade (Figura 17-21b), sendo exceção o ano de 1990. Neste ano observamos o núcleo cerca de 700m (*i.e.* entre 1300-1800m) mais raso na região noroeste da seção do que nos demais anos analisados (Figura 18). Esta distribuição anômala presente em 1990 é associada a uma maior contribuição da **WSBW**, indicando que alterações na distribuição e concentração das águas de fundo (**WSBW**) propagam-se como um sinal que afeta a coluna inferior de água (KERR *et al.*, 2005). Uma situação oposta ocorre em 1996 (Figura 20), onde um decréscimo na contribuição da **WSBW** ocasiona um afundamento do núcleo da **WSDW**. Outra hipótese a respeito deste deslocamento do núcleo da **WSDW** pode estar relacionada a alterações significativas nas características da **SWT**, que representa esta massa de água no ano de 1990.

Variações observadas na distribuição da **WSBW** (Figura 17-26c) ainda são pouco estudadas. Muitas dúvidas podem ser geradas devido às diferentes definições dos índices termohalinos utilizados para representar as águas de fundo, assim como, devido às diferentes águas *tipo* e regiões em que ocorre a formação das águas densas dentro do **MW** (GORDON, 1974). Estes fatores podem estar representando diferentes variedades da **WSBW** originada dentro do **MW**. Entretanto, a variabilidade observada neste estudo na distribuição e concentração da **WSBW** pode ser explicada por diferentes eventos,

lembrando que estas foram obtidas a partir da utilização de mesmos índices termohalinos e/ou químicos (*i.e.* **SWT** iguais) a partir da análise **OMP**.

Alterações nas características das massas de água fontes (**HSSW**, **ISW**, **WDW**) da **WSBW** têm sido indicadas como as principais causas de variabilidade desta água (FARHBACH *et al.*, 2004). Sendo assim, estes autores propõem alguns fatores que podem estar influenciando as características da **WSBW**, tais como o aquecimento e a diminuição da área de ocupação observada durante o período analisado. Nossos resultados de distribuição da **WSBW** corroboram os resultados apresentados por FARHBACH *et al.* (2004). Nas Figura 17-26c podemos notar uma diminuição tanto da concentração como da área de ocorrência desta massa de água. Os fatores remotos e internos da região que podem explicar estas variações são explicitados a seguir.

Considerando alterações nas características da **CDW** e na **WDW**, as características da **WSBW** também podem ser alteradas, desde que ocorra: i) alteração no volume de entrada da **CDW** e saída da **WDW**; ii) alteração da temperatura da **CDW**; iii) variação na trajetória de circulação da **CDW/WDW** dentro do giro de Weddell; iv) mudança da taxa de ressurgência da **WDW**; v) alteração nos processos de mistura diapicnal e isopicnal e; vi) *polynyas*. Por outro lado, uma vez que a formação da **WSBW** leva em consideração águas superficiais de plataforma, outros fatores também podem estar influenciando na distribuição desta água, tais como: alteração na circulação e extensão da **CCoA**; mudanças de salinidade das **SW** e da **WW** – que depende da formação e derretimento do gelo marinho, precipitação atmosférica e derretimento do gelo glacial sob as plataformas de gelo permanente; variação na duração das estações sazonais relativas aos períodos de aquecimento e resfriamento da temperatura atmosférica (FARHBACH *et al.*, 2004).

4.2 – Distribuição espacial das águas no Giro de Weddell

Para análise da distribuição das massas de água em toda a região do **MW** foram selecionadas todas as estações disponíveis no banco de dados **NODC/NOAA** para a região, entre o período de 1911-1998. Em diversas áreas dentro do giro o número de estações amostradas é baixo devido às condições climáticas e oceanográficas da região, principalmente na camada oceânica profunda (abaixo de 1000m de profundidade). Da mesma forma, devido aos diferentes instrumentos para amostragem ao longo dos anos e da precisão das medidas, somente foram utilizadas as estações cujos parâmetros amostrados são considerados de alta qualidade pelo **NODC**. Estas foram posteriormente selecionadas através do programa *Ocean Data View (ODV)*.

Sendo assim, algumas áreas dentro do **MW** apresentam poucas estações em determinadas profundidades, o que gera erros mais elevados de interpolação dos resultados em algumas regiões. Devemos então ter maior confiabilidade nas regiões onde os números de pontos amostral for maior. Entretanto, deve-se considerar também a distância temporal entre os pontos, que pode ser da ordem de décadas. Isto minimiza a variabilidade interanual e pode gerar a formação de núcleos.

Outro fator que também devemos considerar em nível de efeito de diminuição dos pontos amostrados para esta análise, é o fato de que o resultado das equações com resíduo de massa superior a 10% foi desconsiderado, pois não representam bem a mistura entre as massas de água. Embora os valores dos resíduos apresentados tenham sido ajustados a valores inferiores a 10%, alguns pontos amostrados tiveram um resíduo de massa superior a este valor, o que indica que devem ser utilizados com cautela. A maior parte dos trabalhos que utilizam o **OMP** determinam como limite confiável um valor inferior a 5% (*e.g.* POOLE & TOMCZAK, 1999). Entretanto, a utilização dos

resultados com resíduos de massa inferior a 10% é justificada, pois nestes casos podemos ter soluções que consistem em apenas uma única massa de água, o que estaria relacionado a elevados resíduos de conservação da massa. Isto ocorre principalmente nas regiões de formação das massas de água consideradas (HINRICHSSEN & TOMCZAK, 1993), como é o caso.

Para a caracterização da mistura das massas de água dentro do giro de Weddell foram consideradas as seguintes **SWTs**: **WDW** (2), **WSDW** (1 e 2) e **WSBW** (2); e os seguintes parâmetros hidrográficos: temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido (Tabela III – Capítulo III – pág.61). Utilizaram-se duas **SWTs** para definir e melhor caracterizar a **WSDW** devido a sua ocorrência em um intervalo espacial ao longo da coluna de água relativamente grande (aproximadamente 3000m) e também a ampla amplitude apresentada por seus índices termohalinos (*e.g.* ROBERTSON *et al.*, 2002). Para as demais águas traçadas a utilização de mais de uma **SWT** não se mostrou necessária, uma vez que a variação de seus índices termohalinos é relativamente pequena e a sua distribuição na coluna de água é restrita a intervalos de profundidades menores. A utilização de apenas uma **SWT** para as outras massas de água consideradas é inteiramente plausível, uma vez que o **MW** é a região fonte destas águas.

4.2.1 – Resultados e Discussão

A distribuição da **WDW** (Figura 28) mostrou o padrão comportamental esperado no **MW**. Podemos observar a presença da **WDW** com contribuição significativa (>50%) até cerca de 1000-2000m, dependendo da área dentro do giro. Abaixo desta profundidade a concentração desta massa de água mostra-se insignificante (Figura 28).

Observa-se claramente a entrada da **CDW** (neste caso referenciado como **WDW**) na região por volta de 015°E do **MW**, onde estas massas com características **TS**

mais quentes e salinas ocorrem em maiores profundidades do que em outras regiões dentro do giro. Ressalta-se que o núcleo desta massa de água ocorre em profundidades superiores àquelas analisada, logo a distribuição desta massa de água marca o seu limite inferior de ocorrência na coluna de água. Outro padrão comportamental observado é a ressurgência desta massa de água no centro do giro (entre 025 e 030°W; DEACON, 1976). A descontinuidade na distribuição da **WDW** é devido ao fato de só ter sido analisada a região profunda abaixo de 1000m de profundidade, portanto próximo ao limite inferior de ocorrência da **WDW** e que irá variar dependendo da área analisada dentro do giro.

As fortes concentrações observadas na região do oceano Austral à oeste da Península Antártica (Figura 28) são devido a presença da **CDW**, que circula com a **ACC** e ocorre até profundidades de aproximadamente 3000m (ORSI *et al.*, 1999). A marcação desta massa de água foi possível devido ao fato destas serem as águas precursoras da **WDW** e possuírem índices termohalinos bem mais elevados do que as demais massas de água analisadas. Portanto, os valores de temperatura, salinidade e oxigênio que mais se aproximam dos índices da **CDW** são os utilizados para a marcação da **WDW**. Entretanto, poucas estações são observadas o que pode indicar também a geração de ruído durante a interpolação dos resultados.

A **WSDW** esteve presente com elevadas contribuições (>50%) até aproximadamente 4000m de profundidade na região central do giro de Weddell (Figura 29). Elevadas contribuições na região leste do giro (015-020°E) podem estar indicando erros gerados durante a interpolação dos resultados, ou ainda a entrada de águas com características semelhantes às provenientes do setor índico do oceano Austral. MEREDITH *et al.* (2000) indicam que as concentrações de **CFC** apresentada pela

WSDW evidenciam que estas águas podem ter uma origem adicional na região à leste de 016°E.

Um contribuição acima de 70% da **WSDW** pode ser notada marcando um núcleo próximo à região de plataforma oeste (Figura 29). Este núcleo revela a entrada desta massa de água entre 1000 e 3000m de profundidade. Da mesma forma, contribuições também significativamente elevadas são encontradas na região a leste da Plataforma de Gelo Ronne-Filchner (**PGRF**; entre 05-025°W). Entretanto, as contribuições da **WSDW** nos mesmos níveis de profundidade ao redor da **PGRF** são insignificantes. Sabendo que a formação da **WSDW** é resultado da mistura entre a **WSBW** e a **WDW**, os resultados podem estar indicando que a formação desta massa de água possa ocorrer somente quando a formação da **WSBW** ocorrer a partir de águas de plataforma menos salinas (*i.e.* as águas de plataforma influenciadas por degelo formadas próximas à Península Antártica ou aquelas formadas nas estreitas plataformas a leste do **MW**). Outra hipótese que poderia estar sendo evidenciada seria a formação direta da **WSDW** (MEREDITH *et al.*, 2000) nestas áreas através da interação das **SW** com a **WDW**, independente da formação da **WSBW**.

A distribuição da **WSBW** dentro do giro de Weddell revelou aspectos interessantes no que diz respeito às áreas de formação desta água dentro do **MW**. No intervalo entre 1000-2000m e 2000-3000m (Figura 30) podemos notar claramente a presença desta massa de água com fortes concentrações nas regiões ao sul do **MW**. Isto corrobora estudos pretéritos (*e.g.* FOLDVIK *et al.*, 1985) de que as regiões de quebra de plataforma continental próximo à região de **PGRF** são realmente áreas de formação da **WSBW**, principalmente devido à interação da **WDW** com a **ISW**. No mesmo intervalo de profundidade podemos notar também uma contribuição um pouco menor (~40%) da

WSBW no interior do giro. Isto pode estar associado aos processos de convecção em oceano aberto responsáveis pela formação de águas densas que ocorre nesta área (GORDON, 1978).

Em profundidades abaixo de 3000m (Figura 30) a contribuição da **WSBW** mostra-se consistente àquela esperada com concentrações elevadas (>50%), embora no centro do giro a contribuição seja inferior, isto provavelmente é devido à ausência de estações nesta região, principalmente abaixo de 4000m de profundidade. Entre 3000-4000m a ausência de estações e a mistura com a **WSDW** mascaram a distribuição desta água. Entretanto, GORDON (1974) destaca que a **WSBW** é encontrada normalmente ao longo das margens oeste e sul do **MW** e pode não ser encontrada na região profunda central. Nota-se também, que após sua formação nas regiões de quebra de plataforma oeste, a **WSBW** acompanha o padrão de circulação ciclônico do giro de Weddell. Isto se evidencia com as elevadas contribuições desta massa de água na região a leste de 030°W abaixo de 3000m de profundidade (Figura 30).

BECKMANN *et al.* (1999), através de análises de modelagem da circulação oceânica e da distribuição de massas de água dentro do giro de Weddell, sugere que após um período de 15 anos de ajuste no modelo e em regiões de sub-superfície abaixo de 1000m de profundidade, existe um padrão de circulação permanente que segrega o giro de Weddell em dois outros giros. Este padrão foi denominado pelos autores como uma estrutura de circulação de duplo-giro (*double-cell structure*) dentro do **MW** (Figura 27), não sendo observado para as regiões superficiais. Embora os resultados gerais obtidos a partir da análise **OMP** não representem bem a estrutura de duplo-giro sugerida por BECKMANN *et al.* (1999), podemos inferir que a distribuição das massas de água poderia evidenciar esta característica oceanográfica se o número de estações amostradas

dentro do giro de Weddell fosse maior e sua distribuição espaço-temporal mais regular. A observação em conjunto da distribuição da **WSDW** (1000-2000m) e **WSBW** (principalmente a partir de 2000m) de certa forma pode estar evidenciando este padrão, pois podemos observar elevadas concentrações das massas de água no braço norte do giro de Weddell e na região a oeste do meridiano de Greenwich (sendo esta última área o limite de separação das duas células de recirculação). Entretanto, deve-se ter cautela na consideração destes resultados devido à ausência de estações em determinadas áreas, que podem estar mascarando o resultado final de distribuição das massas de água.

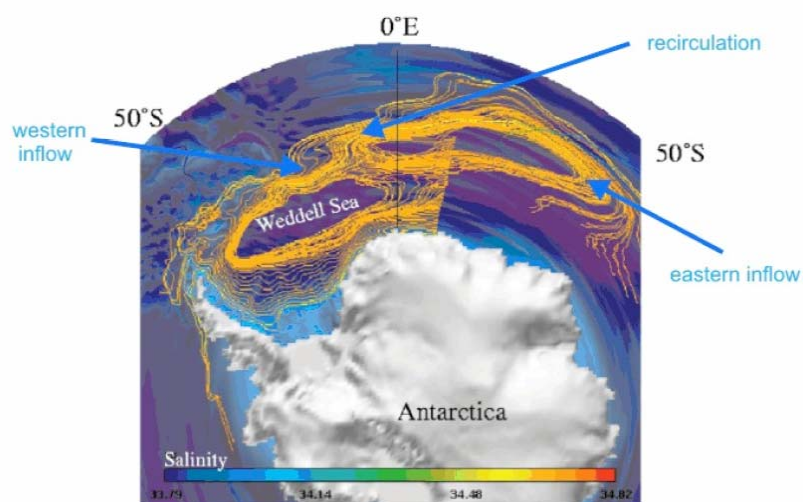


Figura 27 – Circulação sub-superficial de duplo-giro no mar de Weddell mostrando as duas células de circulação. Fonte: BECKMANN *et al.* (1999).

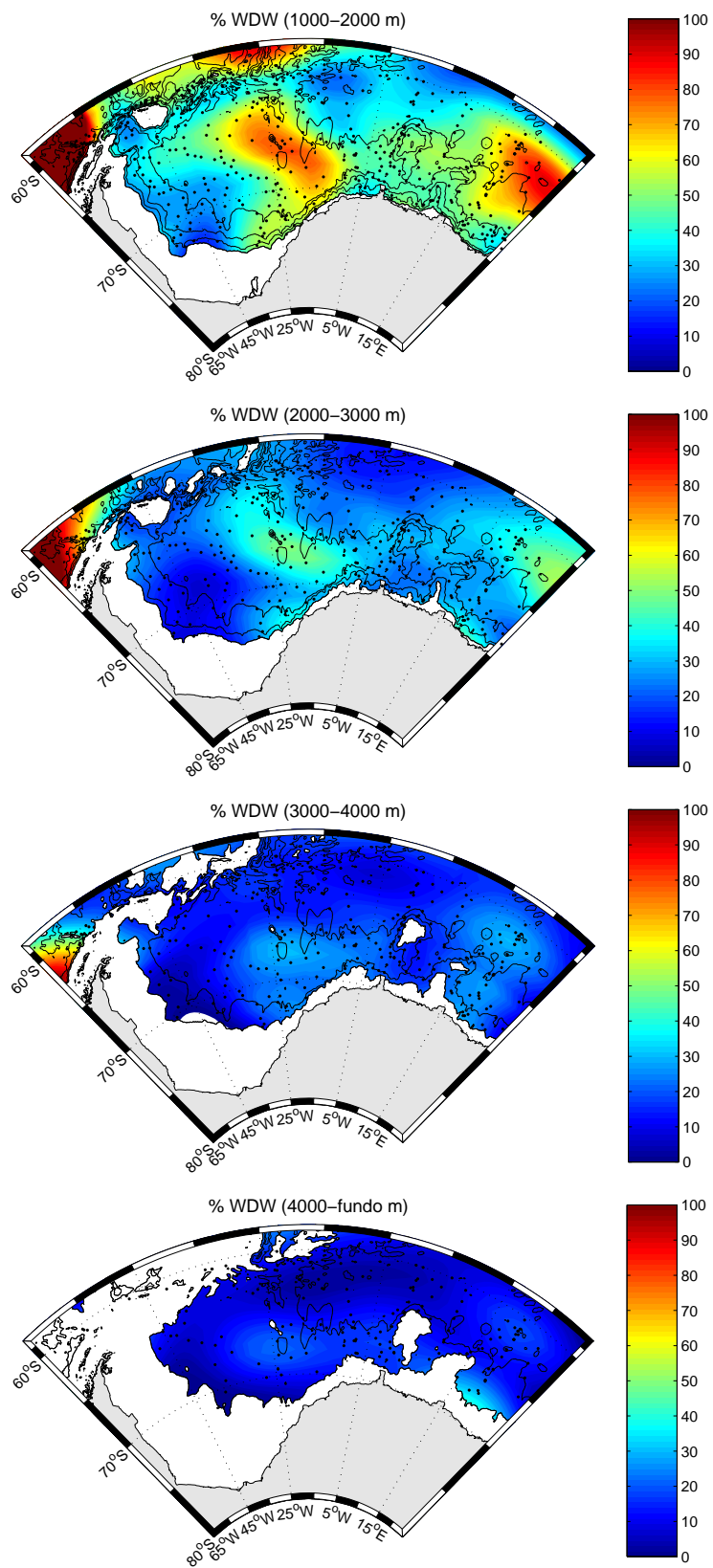


Figura 28 – Distribuição da WDW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses (intervalos de 1000m).

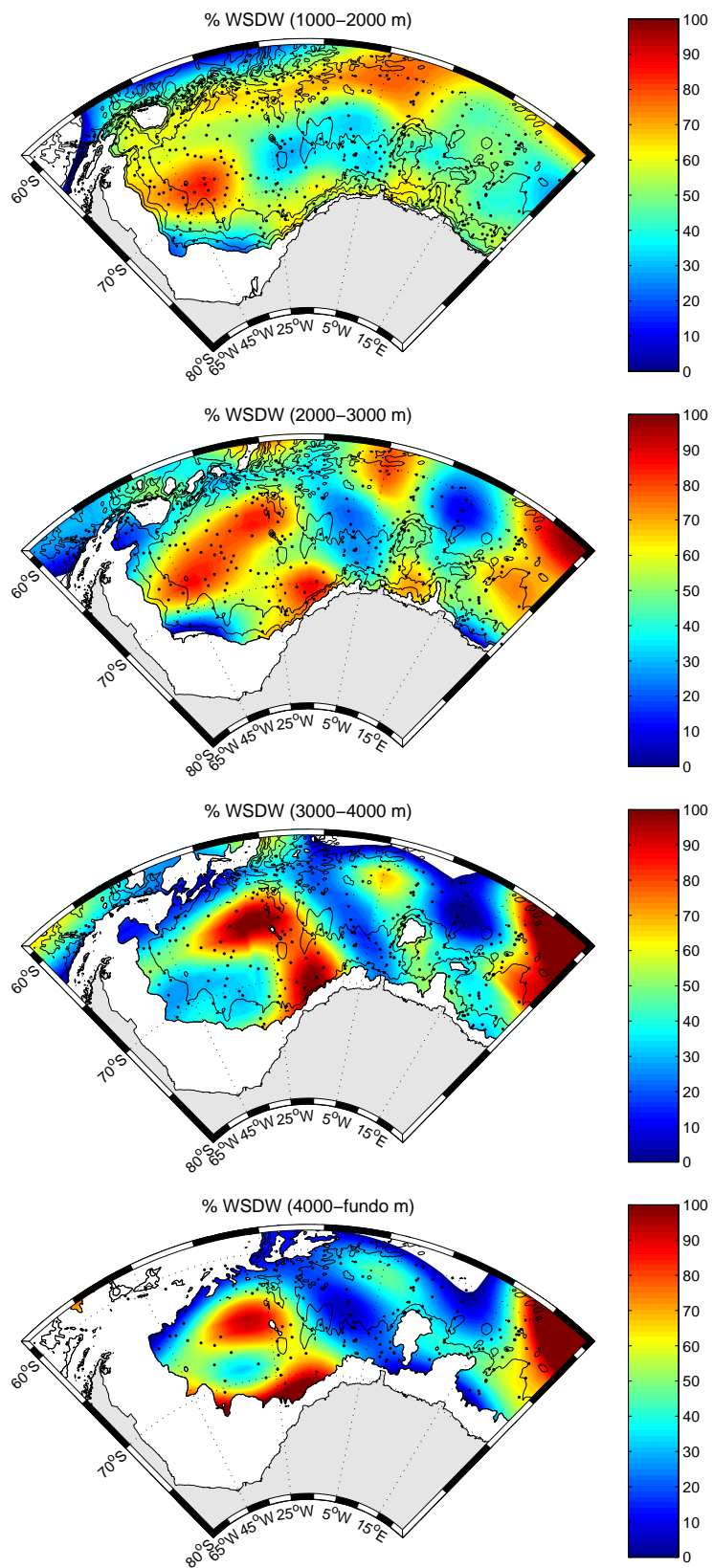


Figura 29 – Distribuição da WSDW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses (intervalos de 1000m).

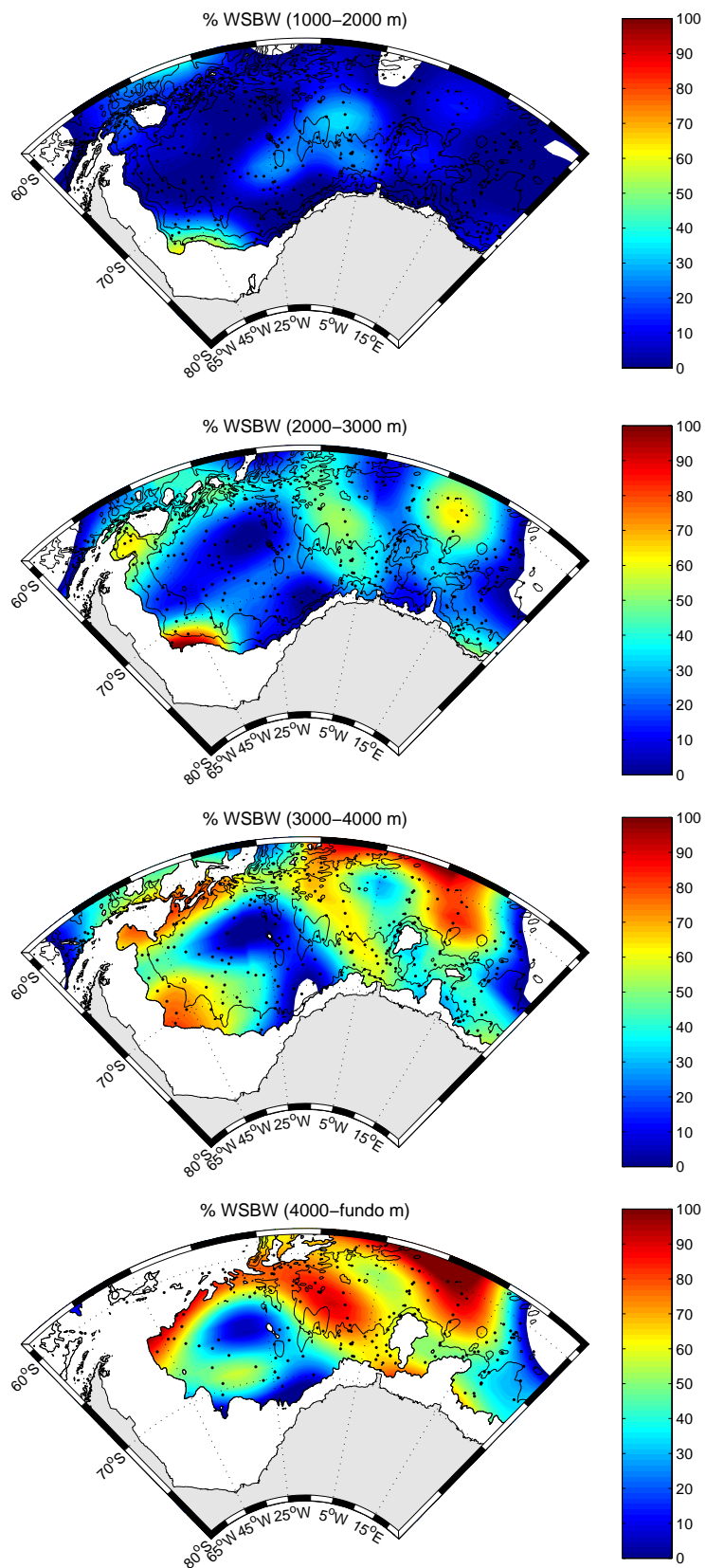


Figura 30 - Distribuição da WSBW (%) no mar de Weddell a partir de 1000m de profundidade. Linhas de batimetria iniciam-se a partir da profundidade em parênteses (intervalos de 1000m).

Capítulo V – Variabilidade Temporal das massas de água: Interação oceano/atmosfera/gelo

Neste capítulo, analisamos a variabilidade temporal na distribuição das massas de água, uma vez que as seções analisadas no Capítulo IV apresentam uma série de amostragem repetida durante cinco anos (não consecutivos). Com isso, tentou-se compreender aspectos de variabilidade climática, que são bastante discutidos atualmente na comunidade científica, correlacionando os resultados obtidos de anomalias de distribuição das massas de água aos modos conhecidos de variabilidade oceânica e atmosférica. Entre os principais aspectos de variabilidade atmosférica destacam-se: alterações nos campos de pressão atmosférica média ao nível do mar (**PNM**; FARHBACH *et al.*, 2004) e o modo anular de variabilidade do hemisfério sul (**SAM** – *Southern Annular Mode*; THOMPSON & WALLACE, 2000). Dentre os aspectos de variabilidade oceânica, destaca-se a compreensão da cobertura de gelo através das anomalias na concentração de gelo marinho (**An[gelo]**; YUAN, 2005).

5.1 – Pressão Atmosférica Média ao Nível do Mar (PNM)

A circulação do MW é dirigida por um giro ciclônico denominado giro de Weddell. Este padrão de circulação é devido à presença de um sistema de baixa pressão atmosférica sobre o oceano e um sistema de alta pressão sobre o continente. Alterações nestes sistemas de alta e baixa pressão atmosférica podem ocasionar mudanças na circulação oceânica, por exemplo, ocasionando alteração na entrada da CDW dentro do giro devido a uma intensa modificação meridional no sistema de ventos e ao enfraquecimento da Frente de Weddell (FARHBACH *et al.*, 2004), ou ainda, alterando o processo de advecção de gelo marinho para fora do giro. Alterações tanto de intensidade como de localização do sistema de baixa pressão atmosférica sobre o oceano são relacionadas com as mudanças dos ventos, da distribuição de gelo e conseqüentemente, podem estar alterando os processos de formação de águas profundas e de fundo dentro do MW.

5.2 – Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM)

O modo principal de variabilidade da circulação atmosférica extratropical em ambos os hemisférios é caracterizado por uma estrutura profunda e zonalmente simétrica, ou seja, uma estrutura anular, com uma perturbação que exhibe sinal oposto na altura geopotencial entre a região de capa polar (~60°) e o cinturão zonal ao redor de 45° de latitude (THOMPSON & WALLACE, 2000). Isto permite a alternância de massa atmosférica entre médias e altas latitudes.

A circulação atmosférica em altas latitudes sul é dominada por um vórtice circumpolar oeste (*westerly*) que se estende desde a superfície até a estratosfera, que é denominado como Oscilação Antártica (AAO – *Antarctic Oscillation*; THOMPSON & WALLACE, 2000). Este sinal dominante presente no Hemisfério Sul pode ser

denominado também por Modo Anular do Hemisfério Sul (**SAM**) ou Modo de Alta Latitude (**HLM** – *High Latitude Mode*; KIDSON, 1988). Neste trabalho utilizaremos a denominação **SAM** com a definição proposta por GONG & WANG (1999). Estes definem um índice para a **SAM** como sendo a diferença da pressão zonal ao nível do mar do primeiro modo **EOF** (Funções Empíricas Ortogonais) entre as latitudes de 40°S e 65°S. Em concordância com outros trabalhos, VISBECK & HALL (2004) encontraram a **SAM** sendo representada pelo primeiro modo **EOF** e correspondendo a cerca de ~20% da variância total.

HALL & VISBECK (2001, 2002) acreditam que grande parte da variabilidade oceânica de larga escala ao sul de 30°S pode estar associada à **SAM**. A geografia do Hemisfério Sul apresenta uma relativa uniformidade zonal que reforça a simetria zonal do fluxo médio e variável durante todas as estações do ano. Diversos trabalhos (*e.g.* HALL & VISBECK, 2001; LIU *et al.*, 2004; SIMMONDS & KING, 2004) destacam a importância da **SAM** na variabilidade oceânica e na variação do gelo marinho sobre diferentes escalas temporais.

A literatura sugere uma tendência da **SAM** para uma fase positiva (Figura 31), ou seja, quando a pressão sobre a Antártica é relativamente menor quando comparada com a pressão sobre médias latitudes. Esta tendência ocasiona um fortalecimento do vórtice circumpolar e uma intensificação dos *westerlies* (ventos de oeste) que circundam a Antártica (MARSHALL, 2003). Alguns estudos atribuem esta tendência à influência humana, devido às alterações na camada de ozônio estratosférica ou ao aquecimento devido ao efeito estufa, enquanto outros sugerem que esta tendência encontra-se dentro da variação de variabilidade natural (RENFREW *et al.*, 2005).

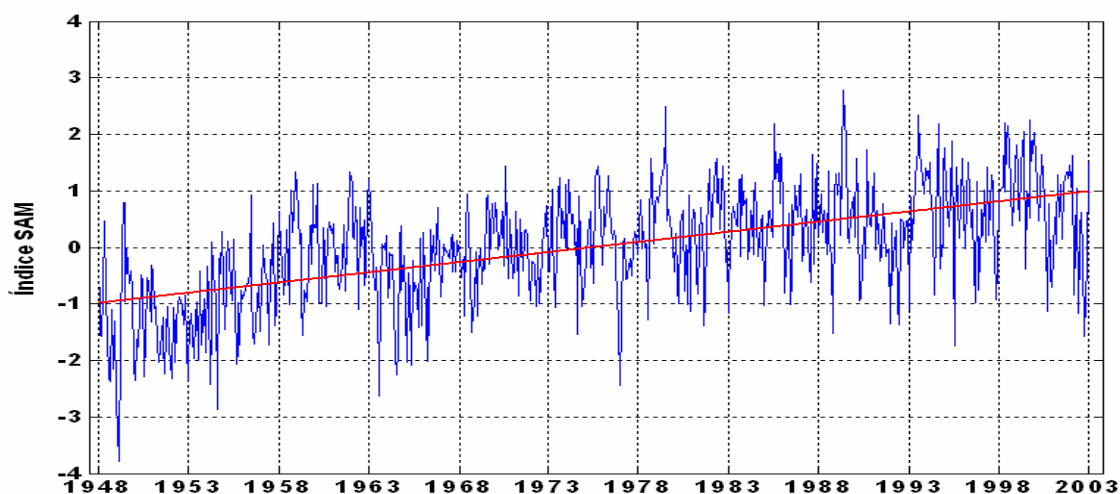


Figura 31 – Índice mensal da **SAM** (azul) baseado nas definições de GONG & WANG (1999) e sua tendência (vermelho) para uma fase positiva no período entre 1948-2002.

A fase positiva da **SAM** é associada com uma intensificação dos *westerlies* (ventos de deriva oeste) superficiais sobre o oceano circumpolar (por volta de 60°S) e um enfraquecimento destes mais ao norte. Isto induz uma anomalia na deriva de Ekman para norte em todas as longitudes do oceano circumpolar e uma anomalia na deriva de Ekman para o sul ao redor de 30°S. Devido à continuidade de massa, a deriva de Ekman gera uma ressurgência anômala ao longo das margens continentais da Antártica e uma subsidência por volta de 45°S. O fluxo divergente a partir do continente antártico também acentua a inclinação vertical das isopicnais do oceano Austral, então ocorre uma ligeira intensificação da corrente circumpolar associada a **SAM** positiva (HALL & VISBECK, 2001). Conseqüentemente, este fluxo divergente irá ocasionar a advecção de gelo para o norte, resultando no aumento da cobertura de gelo mais ao norte do **MW**, que por sua vez implicará em uma cobertura de gelo relativamente fina próxima à costa antártica em contraste com uma cobertura mais espessa próxima ao limite de gelo antártico (YUAN, 2005). Além de alterações no sistema de ventos, correntes oceânicas e gelo marinho, HALL & VISBECK (2002) indicam que a fase positiva da **SAM** também pode estar correlacionada com alterações observadas na temperatura superficial da água

e no transporte de calor dentro do oceano Austral. Estas alterações oceânicas e atmosféricas que ocorrem durante períodos de **SAM** positiva estão esquematizadas na Figura 32 de acordo com HALL & VISBECK (2002).

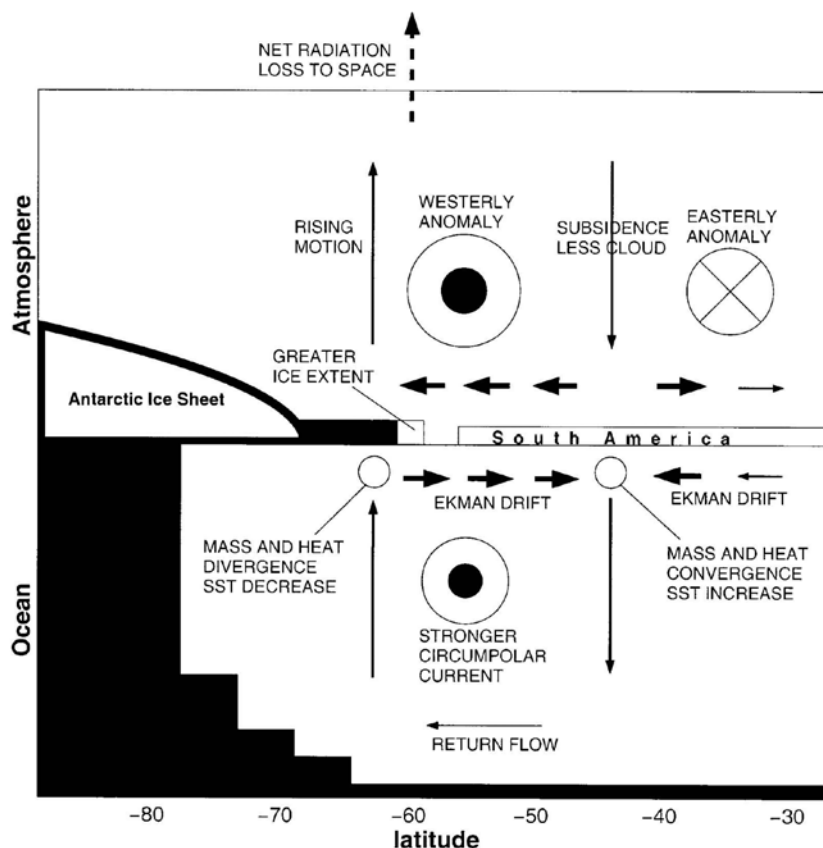


Figura 32 – Esquema indicando as mudanças na atmosfera e no oceano em casos de índice **SAM** positivo. Fonte: HALL & VISBECK (2002).

5.3 – Outros modos de variabilidade do Hemisfério Sul

Além da **SAM**, outros modos de variabilidade do Hemisfério Sul também estão relacionados às alterações oceânicas e atmosféricas que ocorrem no oceano Austral. Dentre estes modos destacam-se: a Onda Circumpolar Antártica (**ACW** – *Antarctic Circumpolar Wave*) identificado primeiramente por WHITE & PETERSON (1996) e a Oscilação Semi-anual (**SAO** – *Semi-annual Oscillation*) proposto por VAN LOON (1967).

A **ACW** é um modo de variabilidade interanual que mostra a existência de um padrão acoplado entre as anomalias do oceano, atmosfera e do gelo marinho (*i.e.* a partir de observações da temperatura superficial do mar, **PNM**, tensão de cisalhamento do vento meridional e extensão do gelo marinho), que se propaga através da **ACC**. Esta onda (para leste) circunda o globo entre aproximadamente oito e dez anos e apresenta um padrão de propagação com intervalos entre quatro e cinco anos (WHITE & PETERSON, 1996).

WHITE (2004) contestou os resultados de HALL & VISBECK (2002) alegando que a **ACW** seria, ao invés da **SAM**, o modo predominante de variabilidade climática interanual do Hemisfério Sul. Entretanto, VISBECK & HALL (2004) confirmaram a hipótese de HALL & VISBECK (2002) de que alterações no sistema de vento zonal circumpolar, associado a **SAM**, realmente dominam a variabilidade interanual no oceano.

A **SAO** refere-se a um máximo de magnitude duas vezes ao ano no gradiente da pressão atmosférica ao nível do mar entre médias e altas latitudes (*e.g.* entre 50°S e 65°S). Este modo de variabilidade é caracterizado pela acentuação do gradiente de temperatura e dos campos de pressão (VAN LOON, 1984), gerado devido ao aquecimento solar desigual entre médias e altas latitudes. A **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).

5.4 – Anomalia de Concentração do Gelo Marinho (An[gelo])

O gelo marinho causa impacto no clima e na vida do oceano Austral de diversas maneiras. Dentre as características geradoras de impactos climáticos mais importantes destaca-se a reflexão dos raios solares incidentes sobre o gelo. Portanto, o gelo funciona como um isolador eficiente que restringe as trocas de calor, massa e momento entre a atmosfera e o oceano subjacente (PARKINSON, 2004).

A variação na concentração do gelo marinho antártico depende fundamentalmente de alterações sazonais da temperatura atmosférica. A anomalia da concentração de gelo pode ser definida como o resultado de sucessivas aberturas e fechamentos da cobertura de gelo marinho, devido aos gradientes gerados durante a movimentação do gelo por processos advectivos ou por formação/derretimento deste. Assim, de forma geral, podemos interpretar **An[gelo]** negativa (positiva) como a expressão de baixa (alta) concentração do gelo e/ou uma fina (espessa) cobertura de gelo sobre o oceano (KWOK & COMISO, 2002). A Figura 33 mostra a variação ao longo dos anos do índice da **An[gelo]** total para o oceano Austral. Este índice foi obtido a partir do banco de dados disponível do *National Snow and Ice Data Center*¹¹.

A extensão do gelo marinho e sua velocidade de deriva são sensíveis aos principais modos de variabilidade do Hemisfério Sul, incluindo a **SAM** e a **SAO** (RENFREW *et al.*, 2005). A variabilidade sazonal e interanual observada na cobertura de gelo marinho apresentam forte impacto nos processos de modificações das massas de água superficiais dentro do **MW** (COMISO & GORDON, 1998). Isto se deve ao fato de que a formação e o derretimento do gelo influenciam diretamente a estabilidade da

¹¹ http://nsidc.org/cgi-bin/wist/wist_nt.pl?wcf=seaice_index.txt&panel=1

camada oceânica superficial, principalmente devido às alterações de salinidade (MARTINSON & IANUZZI, 1998).

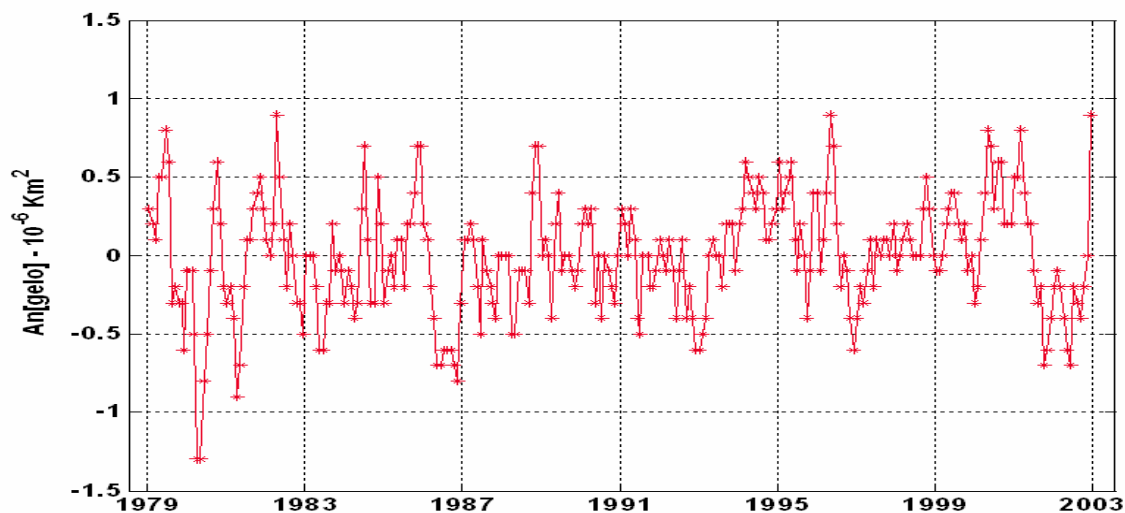


Figura 33 – Índice mensal da **An[gelo]** total para o oceano Austral entre 1979-2002 obtido do *National Snow and Ice Data Center*.

5.5 – Resultados

A Figura 34 mostra a distribuição média e o desvio-padrão para as massas de água profundas do mar de Weddell ao longo da seção **WOCE SR04**. Em geral podemos observar baixos desvios associados à distribuição média das massas de água, sendo exceções às regiões extremas próximas a 70°S.

Na Figura 35 observamos as anomalias de distribuição da **WDW** entre os anos de 1989 e 1998. Nos anos de 1989 e 1990 observam-se anomalias negativas em geral. Em 1993 podemos notar anomalias negativas tendendo a uma certa neutralidade, ou seja, indicando uma distribuição próxima da média. Os anos seguintes mostram anomalias de distribuição essencialmente positivas.

As anomalias de distribuição da **WSDW** são apresentadas na Figura 36. Estas não apresentam um padrão claro tendendo a anomalias positivas, como apresentado pela

distribuição das anomalias da **WDW**. Entretanto, podemos observar duas áreas que apresentam sinais opostos ao longo da coluna de água nas anomalias de distribuição da **WSDW**. A separação destas áreas de sinais opostos ocorre em média por volta de 2000m de profundidade. Nos anos de 1989 e 1990 temos uma anomalia positiva acima de 2000m, abaixo desta profundidade as anomalias tendem a neutralidade em 1989 e são negativas em 1990. Nos demais anos analisados temos um padrão oposto ao de 1990, com anomalias negativas acima de 2000m e positivas abaixo deste nível.

As anomalias de distribuição da **WSBW** (Figura 37) demonstram uma tendência negativa. Observam-se anomalias positivas para os anos de 1989 e 1990, sendo que no primeiro ano estas são positivas tendendo a uma neutralidade, enquanto em 1990 são fortemente positivas. O ano de 1993 apresenta uma neutralidade na distribuição das anomalias de massa, seguido por anomalias fortemente negativas nos anos seguintes (1996 e 1998).

A distribuição média e o desvio-padrão para as massas de água da seção ao longo do meridiano de Greenwich são apresentadas na Figura 38. Baixos desvios-padrão são observados para a distribuição da **WDW** e **WSBW**. Para a **WSDW** podemos notar desvios-padrão mais elevados abaixo de 2000m de profundidade. De forma geral, os desvios mais elevados encontram-se nas áreas entre 60-61°S.

As anomalias de distribuição da **WDW** apresentam a mesma tendência positiva observada na seção **WOCE SR04**, embora os anos analisados não tenham sido exatamente os mesmos, estes correspondem às décadas de 80 e 90. Na Figura 39 observamos anomalias positivas para o ano de 1984, tendendo a neutralidade. Em 1986 a distribuição esteve abaixo da média indicado pelas anomalias negativas. Nos demais anos (1992, 1996, 1998) analisados podemos observar esta tendência positiva.

A Figura 40 indica as anomalias de distribuição referentes a **WSDW** ao longo do meridiano principal. O mesmo padrão apresentado na seção **WOCE SR04** também pode ser observado, embora a separação entre os sinais opostos de anomalias nesta seção ocorra 500m acima da profundidade na seção **WOCE SR04**, ou seja, por volta de 1500m. Sendo assim, podemos observar o ano de 1984 com anomalias extremamente negativas. Em 1986 observamos anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 1500m. O ano de 1992 não apresentou claramente este padrão de sinais opostos, embora apresente anomalias positivas. Os anos de 1996 e 1998 apresentam anomalias com sinais invertidos ao ano de 1986.

As anomalias de distribuição da **WSBW** ao longo de Greenwich estão indicadas na Figura 41. As anomalias de distribuição desta massa de água apresentam o mesmo padrão observado ao longo da seção **WOCE SR04**. Anos com anomalias positivas (1984, 1986, 1992), seguidos por outros (1996, 1998) com anomalias negativas, indicando assim a tendência de diminuição na contribuição da **WSBW** ao longo do período analisado.

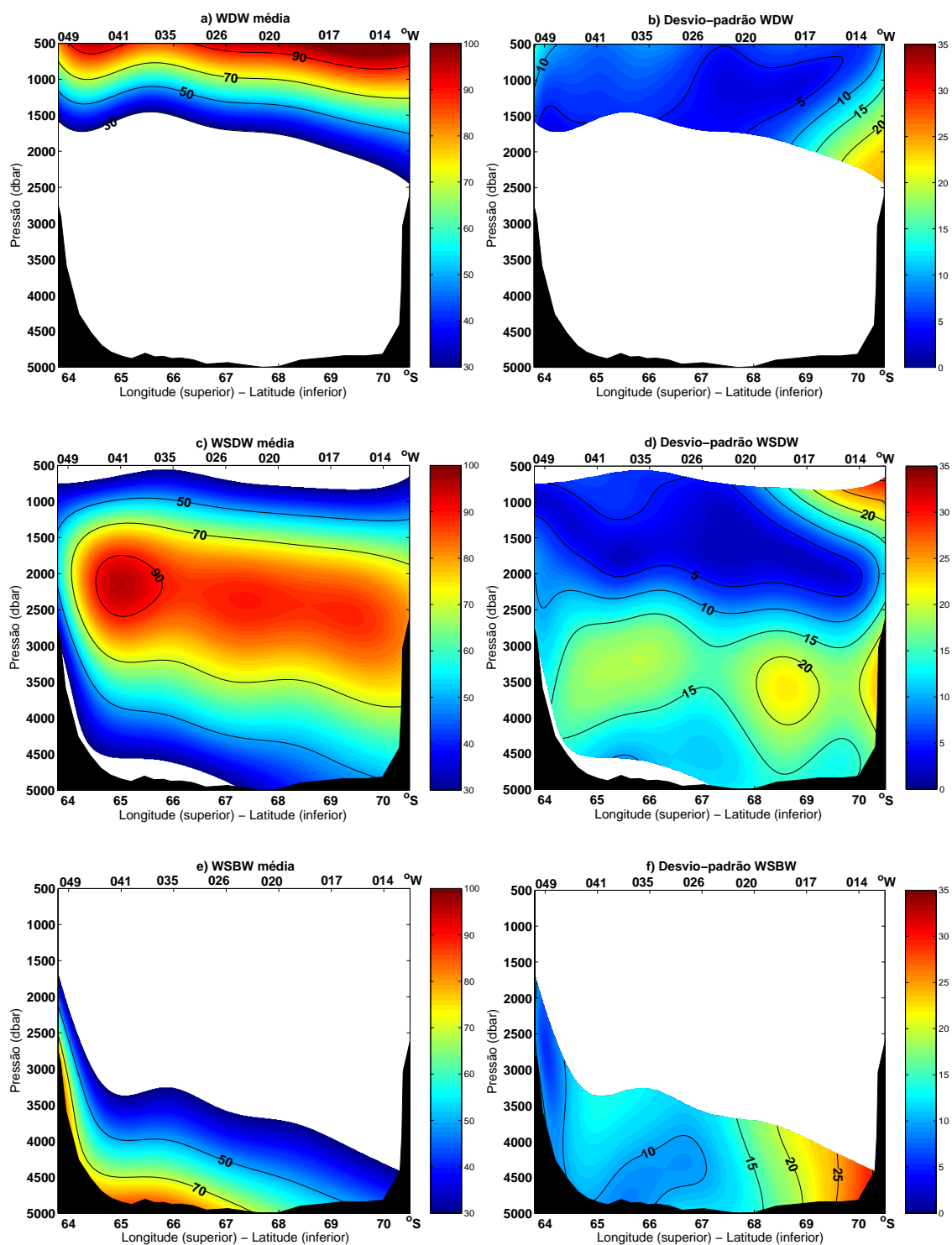


Figura 34– Distribuição média e desvio-padrão das massas de água ao longo da seção **WOCE SR04**. **WDW** (a,b), **WSDW** (c,d) e **WSBW** (e,f).

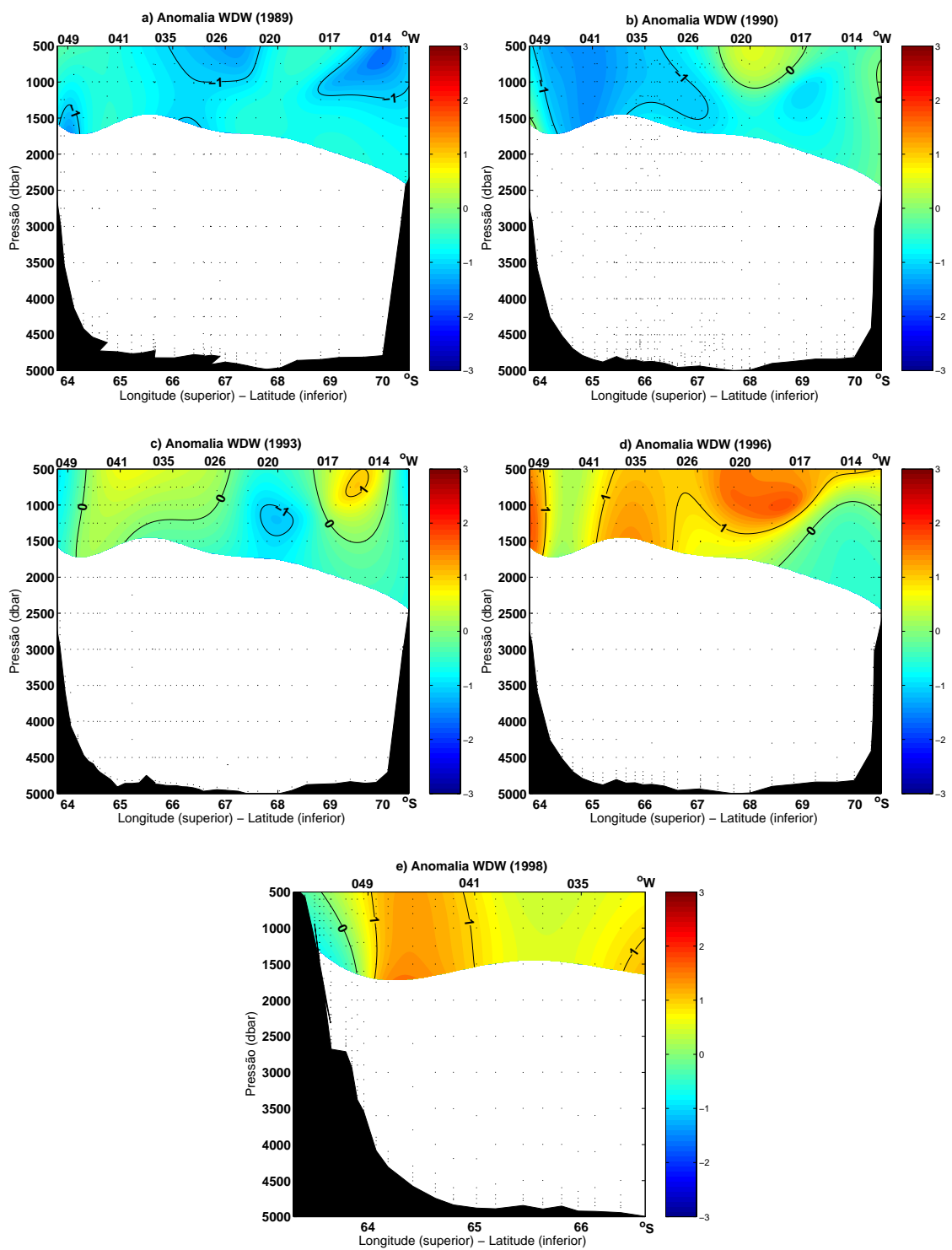


Figura 35– Anomalias de distribuição da WDW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).

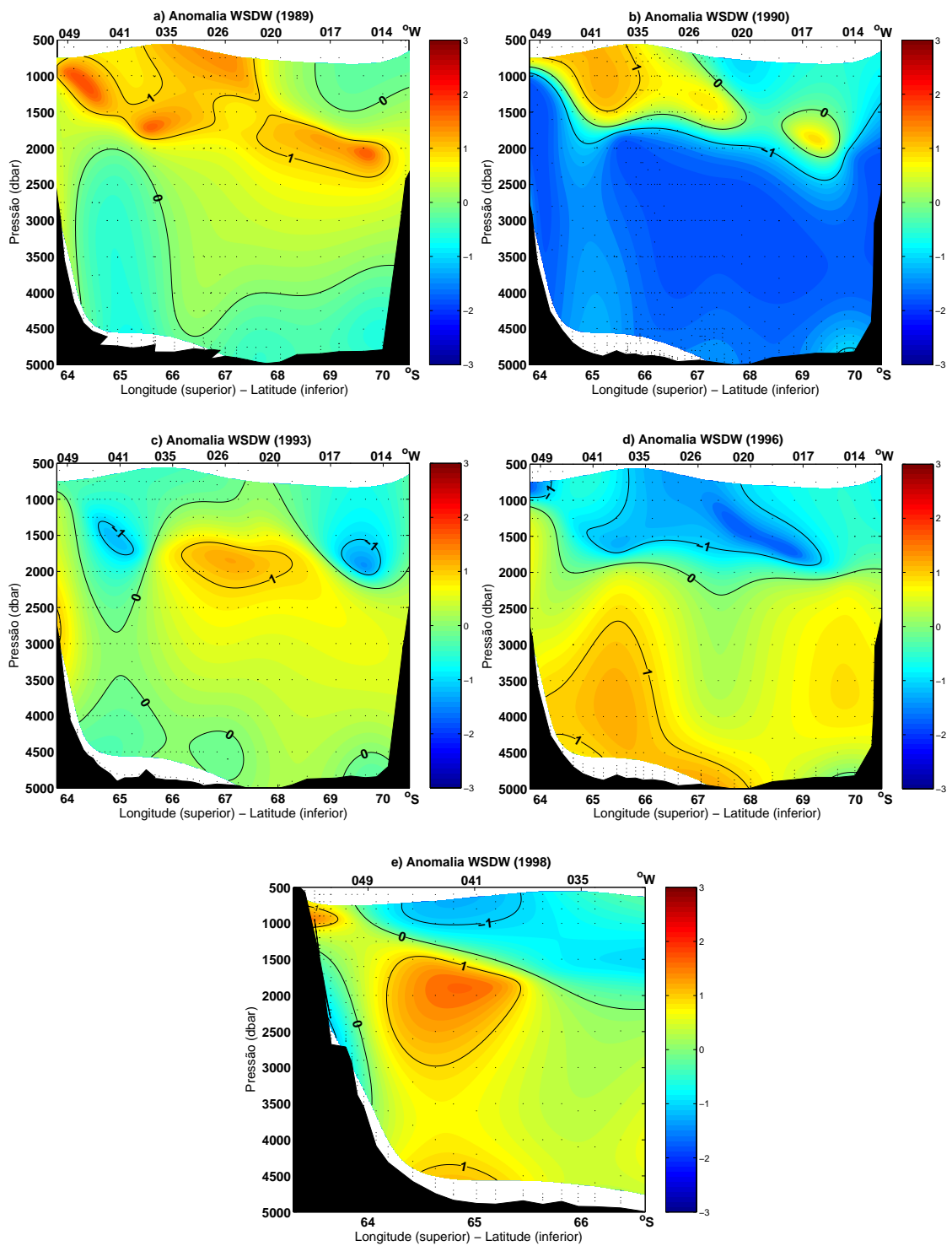


Figura 36 – Anomalias de distribuição da WSDW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).

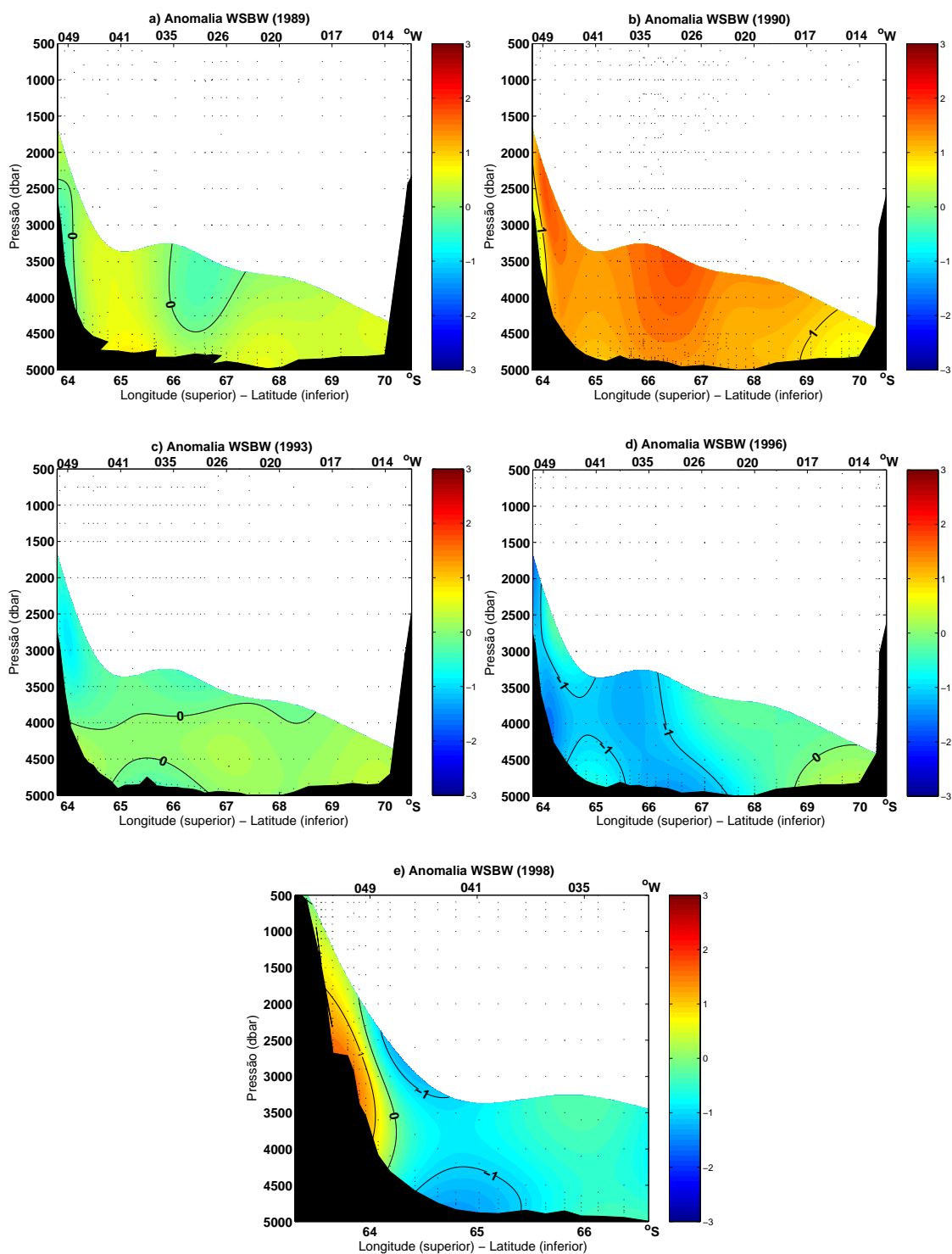


Figura 37 – Anomalias de distribuição da WSBW ao longo da seção WOCE SR04 para os anos de 1989 (a), 1990 (b), 1993 (c), 1996 (d), 1998 (e).

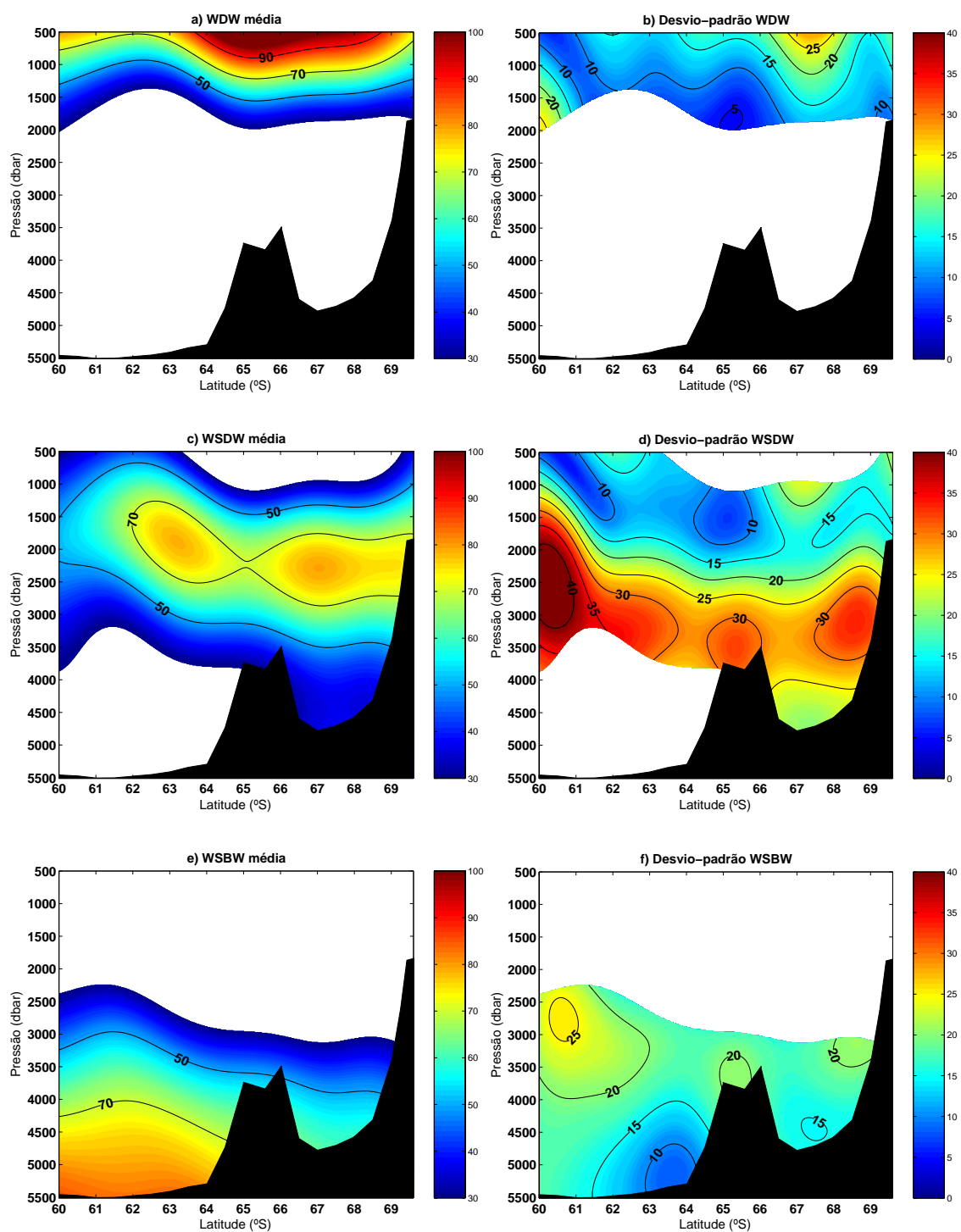


Figura 38 – Distribuição média e desvio-padrão das massas de água ao longo da seção de Greenwich. WDW (a,b), WSDW (c,d) e WSBW (e,f).

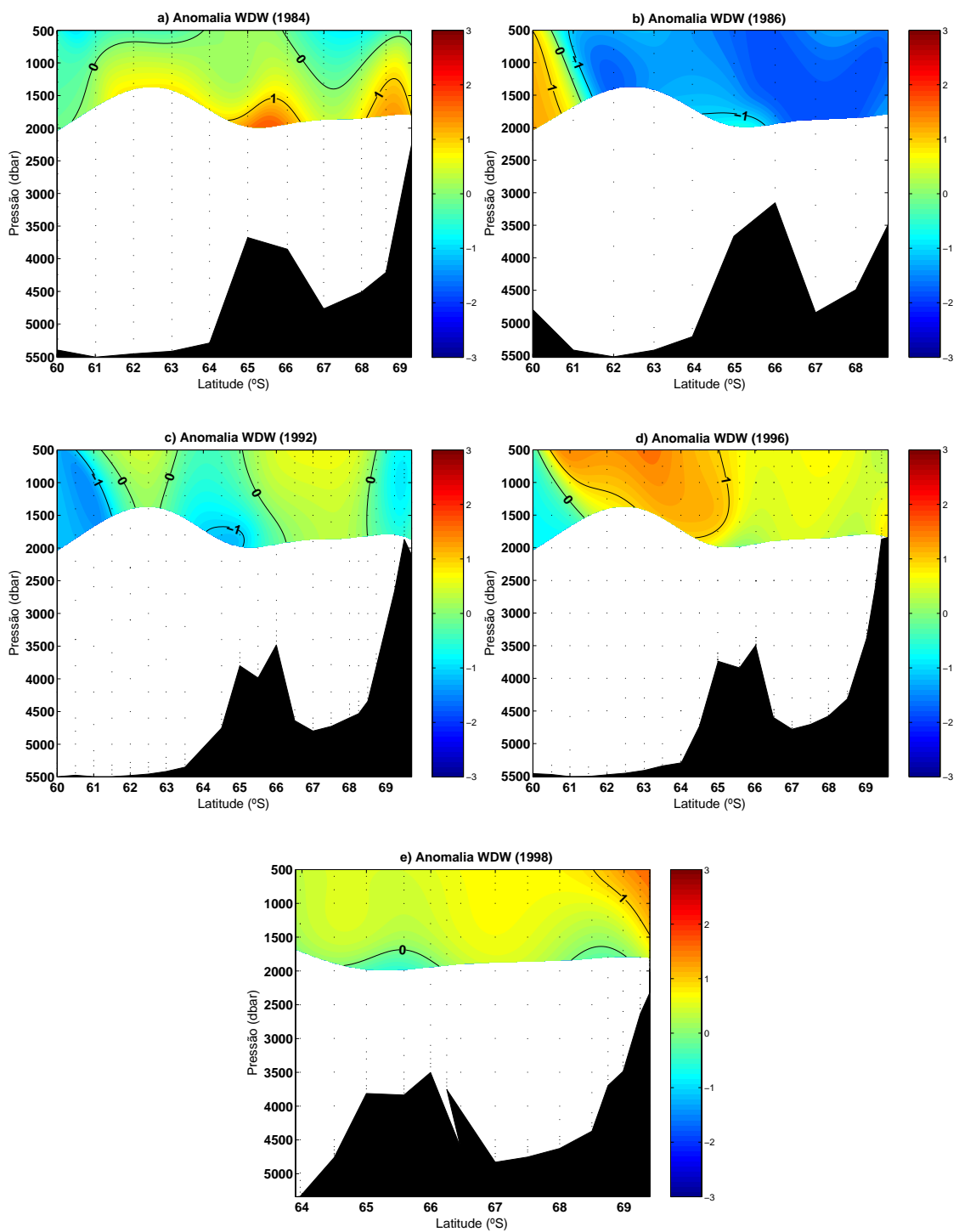


Figura 39 – Anomalias de distribuição da WDW ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).

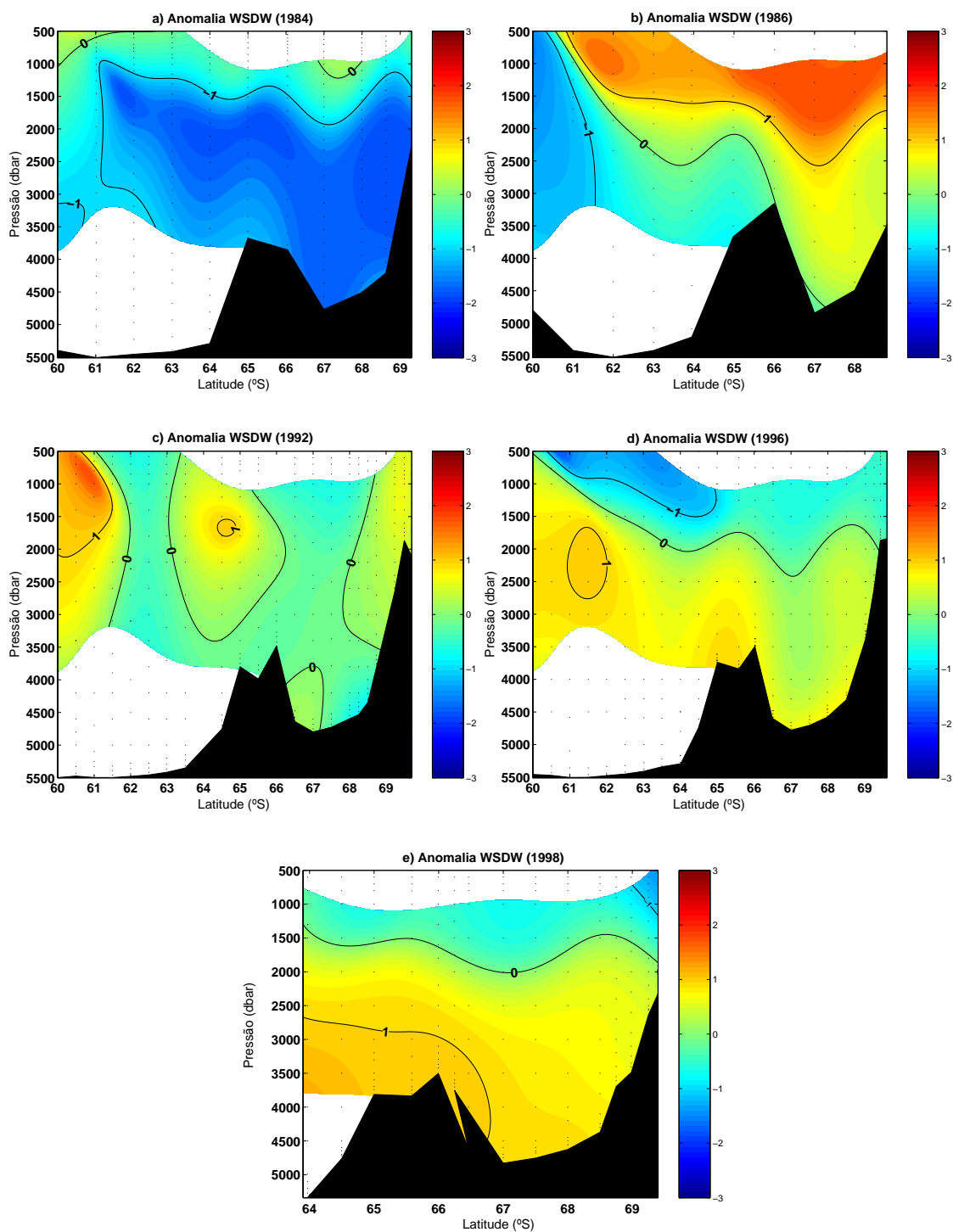


Figura 40 – Anomalias de distribuição da **WSDW** ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).

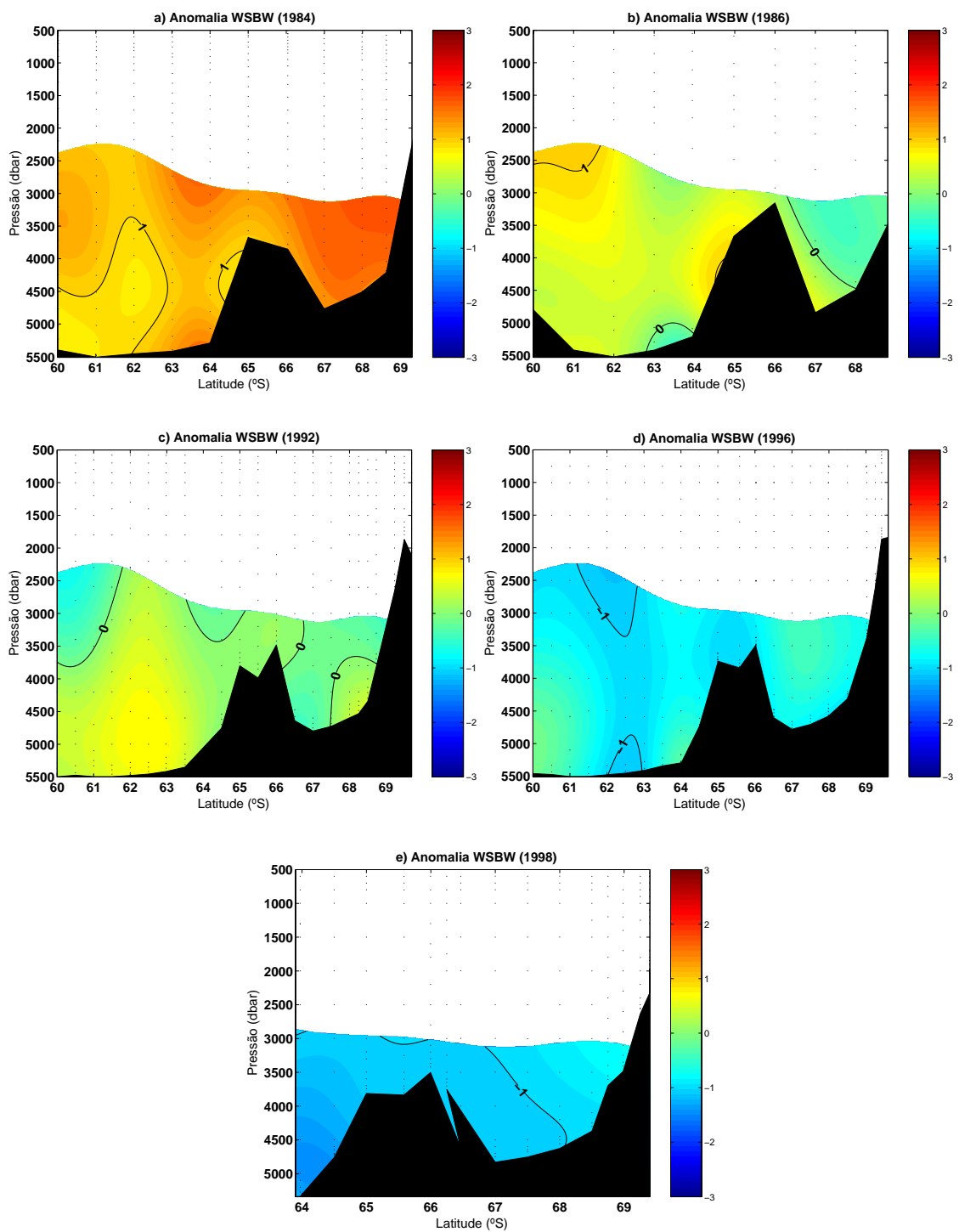


Figura 41 – Anomalias de distribuição da **WSBW** ao longo da seção Greenwich para os anos de 1984 (a), 1986 (b), 1992 (c), 1996 (d), 1998 (e).

5.6 – *Discussão*

Atualmente, muito se discute na comunidade científica sobre a variabilidade das massas de água. Existem claras evidências a respeito das mudanças sobre as principais massas de água do oceano Austral, entretanto as observações descontínuas tornam de difícil resolução a determinação das principais causas de variabilidade (RENFREW *et al.*, 2005). De acordo com BRYDEN *et al.* (2003) as alterações nas massas de água podem apresentar substanciais alterações em escalas decadais. Com isso, na ausência de observações regulares, o entendimento a respeito de escalas de variabilidade das propriedades das massas de água será sempre dificultado.

A produção de águas frias e densas é resultado de infinitas interações entre processos oceânicos e atmosféricos, que possuem diferentes escalas temporais (*e.g.* formação de gelo marinho, troca de calor, mistura oceânica superficial, maior disponibilidade de águas precursoras, etc.). Portanto, determinar apenas um fator responsável por uma maior ou menor produção destas águas é quase impossível, porém devemos considerar o maior número integrado de processos possíveis. Entretanto, a integração dos fatores responsáveis pela produção destas massas de água e a determinação das escalas temporais que envolvem estes processos são dificultadas devido à complexidade da região. Sendo assim, de modo a explicar os picos (positivos ou negativos) de anomalias de distribuição de massas de água ao longo dos anos analisados, é proposta uma correlação entre a **SAM**, a **An[gelo]** e as anomalias da **WSBW**.

Vale ressaltar que a variabilidade temporal – em termos de diminuição da concentração da massa de água no período analisado – observada na distribuição da **WSBW** dentro do mar de Weddell é consistente com àquela reportada por TOMCZAK &

LIEFRINK (2005) para as águas de fundo entre o continente antártico e a Austrália (*i.e.* análises realizadas na seção padrão **WOCE SR03**). TOMCZAK & LIEFRINK (2005) indicam um decréscimo do volume das águas de fundo no período entre 1991-1996, que é compensado por um correspondente aumento do volume da **CDW**. Embora os resultados apresentados neste trabalho não estejam expressos em termos de volume, as anomalias de distribuição das massas de água apresentam o mesmo padrão comportamental, ou seja, uma diminuição da contribuição da **WSBW**, evidenciada através da tendência para uma fase de anomalias negativas (*i.e.* concentração abaixo da média; Figura 37 e Figura 41), além de um padrão com sinal oposto tendendo a anomalias positivas sendo apresentado pela **WDW** (Figura 35 e Figura 39).

Para iniciar o entendimento das correlações entre oceano e atmosfera proposto abaixo, é preciso lembrar que as massas de água profundas são formadas por processo de convecção profunda e mistura na região superficial, portanto, adquirindo sua assinatura a partir de processos atmosféricos. O fluxograma abaixo (Figura 42) propõe a hipótese de como o modo de variabilidade atmosférica **SAM** pode estar influenciando na produção e/ou contribuição das águas de fundo na região antártica.

A hipótese proposta na Figura 42 sugere que a fase positiva da **SAM** pode estar correlacionada com uma maior produção das águas de fundo. Trabalhos pretéritos, que mostram a correlação da **SAM** e outros processos oceânicos, envolvidos direta ou indiretamente na formação da **WSBW**, já comprovaram tais relações entre a **SAM** e: i) variações na estrutura, transporte e fluxo da **ACC** (*e.g.* HALL & VISBECK, 2002; HUGHES *et al.*, 2003; MEREDITH *et al.*, 2004) e; ii) variações na cobertura de gelo marinho (*e.g.* KWOK & COMISO, 2002; LIU *et al.*, 2004).

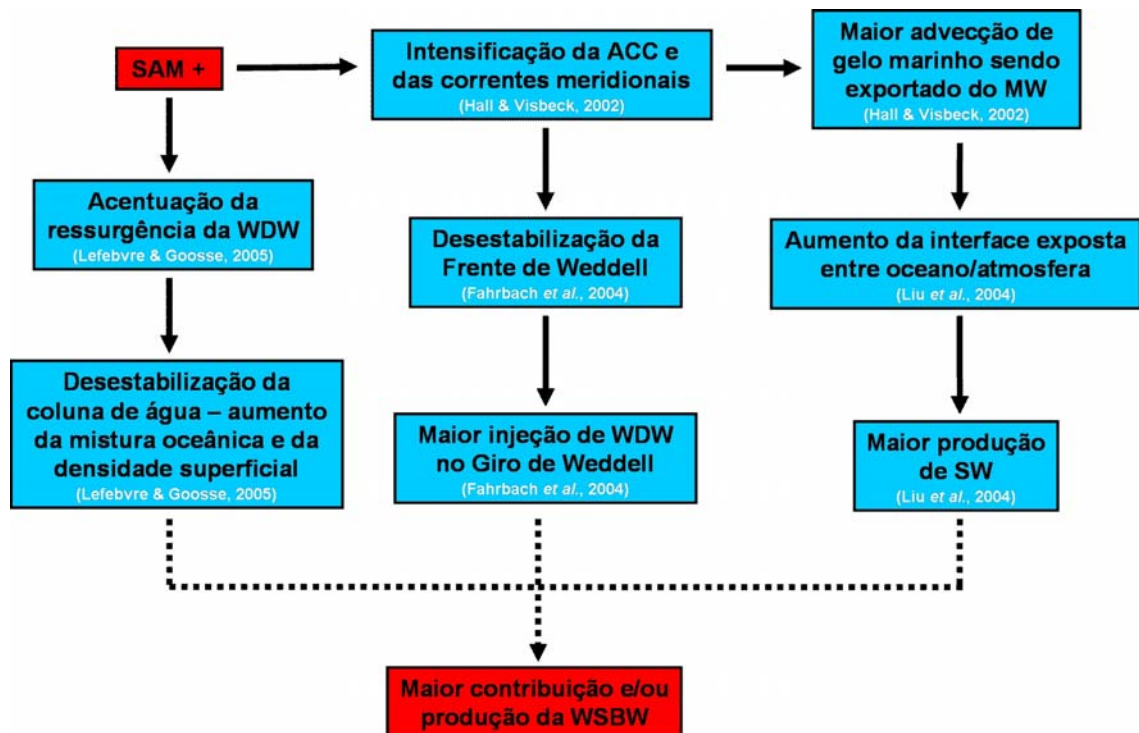


Figura 42 – Esquema de correlação proposto entre a **SAM** e a produção/contribuição da **WSBW**.

HALL & VISBECK (2002) mostram que o índice **SAM** positivo intensifica a **ACC** e as correntes meridionais (*e.g.* **CCoA**), o que ocasiona uma maior advecção de gelo marinho sendo exportado do mar de Weddell. Esta maior advecção de gelo marinho é responsável por um aumento da interface exposta entre oceano e atmosfera na região oeste do **MW**, o que gera condições para a formação de mais gelo marinho (LIU *et al.*, 2004; Figura 43). Uma maior produção de gelo marinho cria condições propícias para a formação das águas salinas de plataforma, através da liberação de sal (efeito *Brine*) para as águas sub-superficiais, sendo esta uma das precursoras da **WSBW**. Por outro lado, a intensificação do sistema de corrente circumpolar pode ocasionar desestabilizações na Frente de Weddell (FARHBACH *et al.*, 2004), gerando uma maior injeção de águas intermediárias (**CDW/WDW**) dentro do giro de Weddell. Desta forma, temos uma intensificação na produção das principais massas de água fontes que formam a **WSBW**.

Por outro lado, os estudos recentes de LEFEBVRE & GOOSE (2005) indicam que durante a **SAM** positiva ocorre também uma acentuação da ressurgência das águas intermediárias (**WDW**) para a camada superficial, ocasionando uma desestabilização da coluna de água que gera um aumento da mistura oceânica e da densidade superficial. Com isso, podemos entender que em fases de **SAM** positiva, todas as condições conhecidas necessárias para a formação de água de fundo são intensificadas, uma vez que temos à disposição as águas-fonte, além de ocorrer uma acentuação dos processos responsáveis pela mistura destas águas.

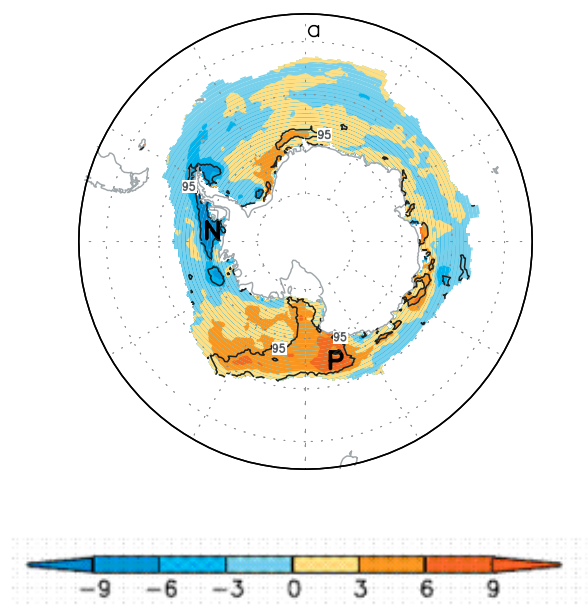


Figura 43 – Tendência espacial da concentração do gelo marinho (%) entre 1979-2002. Tendência de gelo positiva (negativa) máxima indicada por P (N). Modificada de LIU *et al.* (2004).

Mesmo com todas as evidências apontando para uma correlação direta entre a **SAM** positiva e uma maior contribuição da **WSBW**, devemos considerar um aspecto extremamente importante para esta correlação: a resposta do oceano aos eventos que ocorrem na atmosfera não é imediata, principalmente, no que diz respeito aos eventos de produção de massas de água. Existe, portanto, uma defasagem entre as alterações que ocorrem na atmosfera e sua influência no oceano. Sendo assim, a determinação

aproximada da idade da massa de água é importante para podermos olhar no passado o que estava ocorrendo na atmosfera e que só agora pode estar se refletindo no oceano, ou seja, é preciso determinar a época aproximada da formação das massas de água. O método **OMP** em sua versão expandida poderia contribuir para elucidar a idade das massas de água, entretanto, optou-se por utilizar o método básico neste trabalho em virtude das questões já comentadas no Capítulo III.

A boa correlação existente entre o índice **SAM** e o índice da **An[gelo]** mostra-se extremamente importante neste caso. As duas séries temporais apresentam uma boa correlação embora com certa defasagem, conforme pode ser observado na Figura 44. Com isso, podemos utilizar a **An[gelo]** como um índice para determinar os períodos de resposta (*i.e.* o intervalo de defasagem) existentes entre a atmosfera e o oceano, se conhecida a idade das águas. E, desta forma, buscar evidências que possam corroborar as relações entre a **SAM** e as anomalias da **WSBW**.

Como não foi possível a determinação da idade estimada das massas de água a partir das análises **OMP**, realizou-se uma ampla pesquisa bibliográfica com o intuito de determinar as idades aproximadas das massas de água para os anos analisados. Embora durante o programa **WOCE** tenham sido realizadas amostragens de traçadores (*i.e.* **CFC**, *tritium*), que permitem a determinação da idade da massa de água (*e.g.* BRYDEN *et al.*, 2003), ainda não há nenhum resultado científico publicado a respeito destes traçadores ou sobre a idade aproximada das águas para a seção padrão **WOCE SR04**. Sendo assim, foram selecionadas as contribuições científicas que abordavam este assunto dentro da região do **MW** (embora não especificamente nas seções estudadas) para inferir sobre uma possível idade das massas de água durante o período em que foram realizadas as perfilagens de **CTD**.

MENSH *et al.* (1998a) realizaram uma estimativa a partir de dados de **CFC** e *tritium* durante a realização do programa *Ice Station Weddell* em 1992. Estes autores estimaram uma idade de aproximadamente 7 ± 2 anos para a componente recentemente formada da **WSBW** próximo à extremidade da Península Antártica. Entretanto, este período estimado é composto por um período de residência das **SW** sobre as plataformas oeste de aproximadamente cinco anos (SCHLOSSER *et al.*, 1991; MENSCH *et al.*, 1998b) e pelo tempo de transição destas águas desde a plataforma até a extremidade da Península Antártica, que corresponde a aproximadamente dois anos e meio (SCHLOSSER *et al.*, 1991).

Como a seção **WOCE SR04** corta grande parte do giro de Weddell, provavelmente existam diferenças significativas entre as idades da **WSBW** encontrada nas proximidades da Península Antártica e na região do Cabo Noruegia. Isto se deve, principalmente, ao fato destas águas serem formadas em diferentes locais dentro do **MW** (OLAF KLATT – comunicação pessoal). KLATT *et al.* (2002) estimaram uma idade de aproximadamente 12.5 ± 2.5 anos para as águas abaixo de 3000m de profundidade na região do meridiano de Greenwich, considerando uma idade de espalhamento de aproximadamente quatro anos. Sendo assim, estas águas estiveram em contato com a atmosfera e teriam sido formadas num intervalo pretérito entre aproximadamente 10 e 15 anos.

Embora tenham sido encontrados poucos trabalhos a respeito das idades estimadas para as águas de fundo na região em estudo, e também ao fato das estimativas apresentadas não terem sido realizadas exatamente nas seções específicas, estas estimativas foram obtidas mais ou menos na mesma época em que os dados do programa **WOCE** foram amostrados (*i.e.* na década de 90). Com isto, considerou-se

uma “janela” entre 10-15 anos como sendo representativo para o tempo em que estas águas de fundo no **MW** tiveram seu último contato com a atmosfera, para tentar compreender a existência ou não da correlação proposta entre a **SAM** e as anomalias da **WSBW**. O período foi escolhido por englobar os períodos anteriormente citados para as águas próximas a extremidade da Península Antártica e também por se aproximar da idade esperada destas águas próximo ao Cabo Noruegia, uma vez que esta área localiza-se próxima ao meridiano de Greenwich, cujas seções também são analisadas neste trabalho.

A análise de coerência (*i.e.* relação entre duas séries em função de escalas temporais e análoga ao coeficiente de correlação) entre as séries da **SAM** e da **An[gelo]** revelam que estas apresentam maiores coerências em diferentes escalas, revelando que a **SAM** influencia na cobertura de gelo em escalas de variabilidade sazonal (7.5 meses), anual (11.5 meses) e de longos períodos (5.4 anos), além de uma resposta quase imediata de aproximadamente 2 meses (Figura 45). YUAN (2005) mostra que o gelo marinho responde as forçantes atmosférica em um intervalo temporal de 2 meses, entretanto a **SAM** apresenta menor influência no gelo marinho do que os outros modos de variabilidade climática (*e.g.* **SAO**). Estes períodos de variabilidade encontrados refletem bem as variações que ocorrem na cobertura do gelo marinho em escala mensal, sazonal, interanual e em longos períodos, sendo este último possivelmente relacionado à variabilidade associada com a **ACW**. Concomitantemente, as alterações no transporte da **ACC** também são correlacionados com mudanças na **SAM**, em escalas temporais que variam entre intra-sazonal e interanual, e possivelmente em longos períodos (RENFREW *et al.*, 2005).

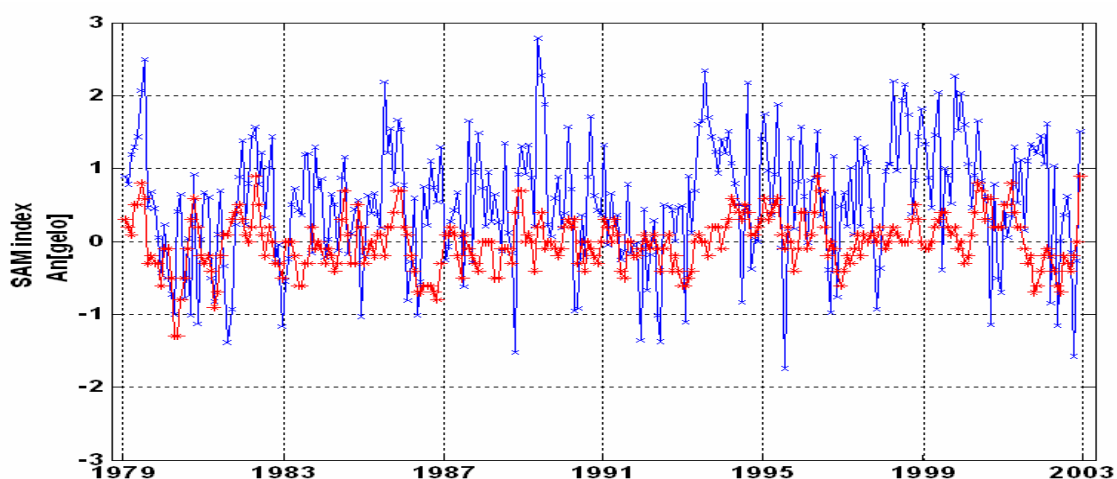


Figura 44 – Sobreposição dos índices mensal da **SAM** (azul) e da **An[gelo]** (10^{-6} Km², vermelho) entre 1979-2002.

A análise da correlação cruzada (Figura 46) entre as séries também permite uma avaliação da resposta temporal entre as duas séries. Assim podemos confirmar os períodos descritos através da coerência entre as séries. Podemos observar picos que indicam alterações quase imediatas (~ 20 dias), com escala interanual (~ 18 meses), além dos picos com períodos que podem ser relacionados a **ACW** (5.4 e 6.6 anos).

Entretanto, na Figura 46 podemos observar ainda que o tempo de resposta entre a **SAM** e **An[gelo]** pode revelar picos em longos períodos com escalas de variação decadal (9.6 e 11.8 anos) e de aproximadamente 15 anos. Com isso, é possível que a **SAM** possa se relacionar com as anomalias de massas de água em períodos equivalentes às variações ocorridas na cobertura de gelo do oceano Austral. Estes períodos de variação decadal (*i.e.* entre 10 e 15 anos de resposta) entre oceano e atmosfera revelam que as anomalias de massas de água possivelmente estão refletindo as condições da atmosfera durante sua época de formação, como indicam os resultados da análise de traçadores de KLATT *et al.* (2002). Desta forma, de acordo com o esquema proposto na Figura 42 e analisando o período de formação das massas de água de fundo, deveriam-

se encontrar picos positivos da **SAM**, que estariam respondendo às maiores contribuições (anomalias positivas) encontradas em determinados anos (*e.g.* 1990).

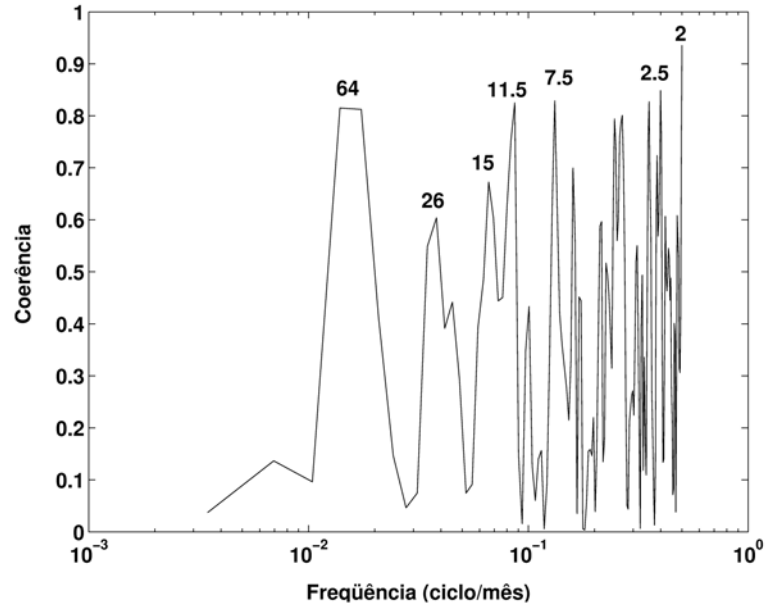


Figura 45 – Coerência entre as séries temporais da **SAM** e da **An[gelo]**. Números indicam o período dos picos em meses.

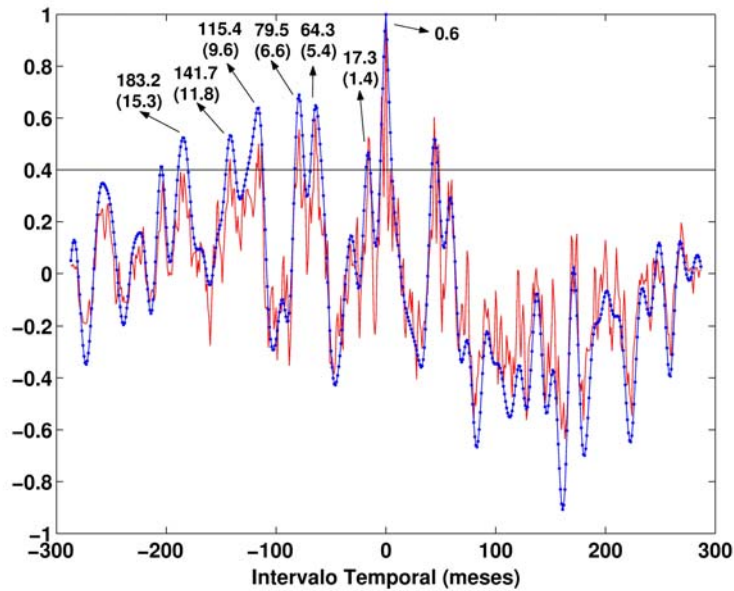


Figura 46 – Correlação cruzada entre o índice **SAM** e da **An[gelo]** mostrando os principais períodos (meses) de resposta com significância acima de 40%. Entre parênteses períodos em anos. Em azul – correlação com as séries filtradas com um período de 13 meses.

Para tentar comprovar esta hipótese foram verificados os períodos anteriores (*i.e.* “janelas” entre 10 e 15 anos) para todos os anos analisados nas duas seções de repetição analisadas neste trabalho (Greenwich e **WOCE SR04**), ou seja, tentou-se encontrar no índice **SAM** algum padrão diferente que respondesse às anomalias negativas e positivas da **WSBW**. Os anos de 1990 e 1996 mostram um padrão claro de anomalias positivas e negativas, respectivamente. Desta forma, a observação de suas “janelas” de formação (*i.e.* entre 1975-1980 e 1981-1986, respectivamente) poderiam indicar que fases extremamente positivas da **SAM** respondessem a anomalias positivas de **WSBW**. Entretanto mesmo com tantas evidências, esta correlação proposta na Figura 42 não se mostra tão clara (Figura 47).

Por outro lado, os períodos entre 1975-1980 e 1981-1986 apresentam um padrão comportamental do índice **SAM** bem diferente entre si (Figura 47). Desta forma podemos notar, que a correlação entre a **SAM** e as anomalias de **WSBW** estariam mais correlacionadas com um gradiente do índice, entre picos negativos e positivos, do que somente a eventos extremamente positivos. Então, observando o padrão apresentado pelo índice **SAM**, temos que anomalias positivas de **WSBW** estão possivelmente associadas a uma passagem brusca (forte gradiente) entre eventos extremamente negativos e positivos da **SAM**, gerando pulsos de formação da **WSBW**.

O deslocamento da “janela” para a verificação do índice **SAM** nos demais anos analisados em ambas as seções mostra-se coerente à relação apresentada na Figura 47. A análise da **SAM** para os anos entre 1969-1974, com referência ao ano de 1984 (ano com anomalias fortemente positiva da **WSBW**; Figura 39), na seção do meridiano de Greenwich não revela claramente este gradiente. Entretanto, o índice **SAM** neste

período estava saindo de uma fase fortemente negativa para uma fase de valores positivos.

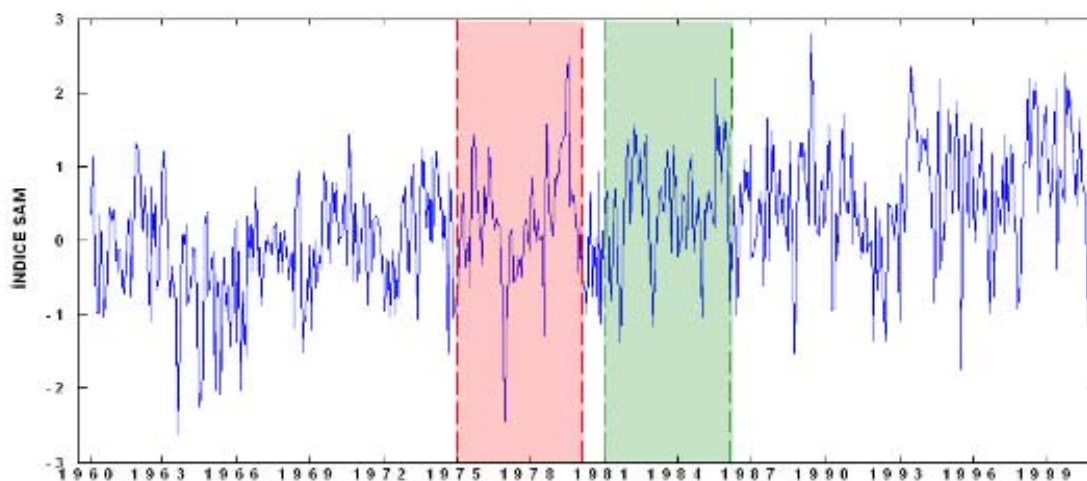


Figura 47 – Índice SAM. “Janelas” indicando os períodos de formação das águas amostradas nos anos de 1990 (vermelho) e 1996 (verde), que representam anomalias da **WSBW** positiva e negativa, respectivamente.

Esta relação é compreensível, pois sabemos que em fases positivas da **SAM** temos uma maior entrada de sal e calor (devido à intensificação das correntes oceânicas na região; e a constante produção de gelo marinho devido à intensa advecção deste para fora do giro), enquanto em fases negativas ocorre uma atenuação dos sistemas de correntes. Com isso, em fases negativas temos uma retenção do gelo marinho dentro do **MW**, que irá manter as águas adjacentes resfriadas. À medida que saímos de uma fase negativa e entramos em uma fase de **SAM** positiva ocorre então entrada de sal na região. Desta forma, criam-se condições necessárias para intensificar a formação de águas de fundo, ou seja, encontra-se a disposição no ambiente águas frias e salgadas sobre a plataforma e águas relativamente quentes e salgadas entrando no giro. Além disso, sabe-se atualmente que o espalhamento da **WSBW** provavelmente ocorre através de plumas (pulsos) de formação, que são guiadas através das cordilheiras profundas e

dos *canyons* submarinos (JUNGCLAUS & BACKHAUS, 1994), o que se destaca como sendo um fator adicional que explica o fato de encontrarmos alguns anos com anomalias positivas e outros com anomalias negativas. Desta forma, existem diversas evidências que relacionam o gradiente positivo do índice **SAM**, ou seja, a transição de uma fase negativa para uma fase positiva, com anomalias positivas de **WSBW**. Uma vez que estas indicam uma maior contribuição desta massa água, podendo assim estar revelando uma maior produção da **WSBW** em determinados períodos. Esta correlação mostra, ainda, que as massas de água de fundo revelam aspectos de variabilidade interanual e decadal.

As alterações interanuais do campo da **PNM** mostram-se, provavelmente, correlacionadas com as anomalias de distribuição da **WDW**. Elas revelam um padrão de aumento da concentração desta massa de água durante a década de 90. Este aumento de concentração pode ser relacionado ao aumento de temperatura destas águas durante este período, conforme apresentado no capítulo anterior. Entretanto, estas águas encontram-se em um estrato intermediário da camada de água e, por isso, estão sob influência do sistema de ventos e correntes. FARHBACH *et al.* (2004) apontam que o deslocamento para leste (oeste) e o enfraquecimento (fortalecimento) do centro de baixa pressão atmosférica sobre o **MW** fornece condições menos (mais) favoráveis à intrusão da **CDW**. Com isso, as anomalias de **WDW** podem estar respondendo a estas alterações. A Figura 48 mostra a média anual para a **PNM** dentro do **MW** entre 1989 e 1998. Desta forma, podemos notar que os anos analisados nas duas seções revelam um padrão de anomalias (Figura 35 e Figura 39) negativas (positivas) associados ao deslocamento (Figura 48) para leste (oeste) e a uma menor (maior) intensificação do centro de baixa pressão atmosférica. Desta forma, estando de acordo com a proposta de FARHBACH *et*

al. (2004), uma vez que temos anomalias de **WDW** negativas e um deslocamento do giro para leste para os anos de 1989 e 1990. Por outro lado, os anos de 1996 e 1998 apresentam um padrão oposto.

As anomalias de **WSDW** também revelam aspectos importantes de variação na sua contribuição (Figura 36 e Figura 40). Os dois padrões apresentados por sua distribuição de anomalias revelam que as regiões limítrofes de mistura diapicnal são extremamente influenciadas pela variação da concentração **WDW** e da **WSBW**. Na região de mistura entre a **WDW** e a **WSDW**, ou seja, entre aproximadamente 800 e 2000m de profundidade, podemos notar a influência causada pela maior entrada de **WDW** dentro do giro. Assim, há um aumento da camada intermediária da **WDW** em detrimento da **WSDW**, o que é evidenciado através das anomalias positivas e negativas das respectivas massas de água.

Por outro lado, a relação da **WSDW** com a **WSBW** pode revelar aspectos mais importantes do ponto de vista de mistura e formação das massas de água. Em anos de anomalias positivas ou negativas da **WSBW**, o estrato da **WSDW** abaixo de 2000m apresenta um padrão oposto. Isto pode estar evidenciando que em anos de baixa contribuição da **WSBW** (anomalias negativas), possivelmente devido às características das águas precursoras de águas densas, possa estar ocorrendo uma formação direta da **WSDW** (MEREDITH *et al.*, 2000), que entra na região profunda em outros níveis de densidade (TIMMERMANN *et al.*, 2001). Isto pode ser observado através das contribuições da **WSDW** acima da média em anos com anomalias negativas da **WSBW**.

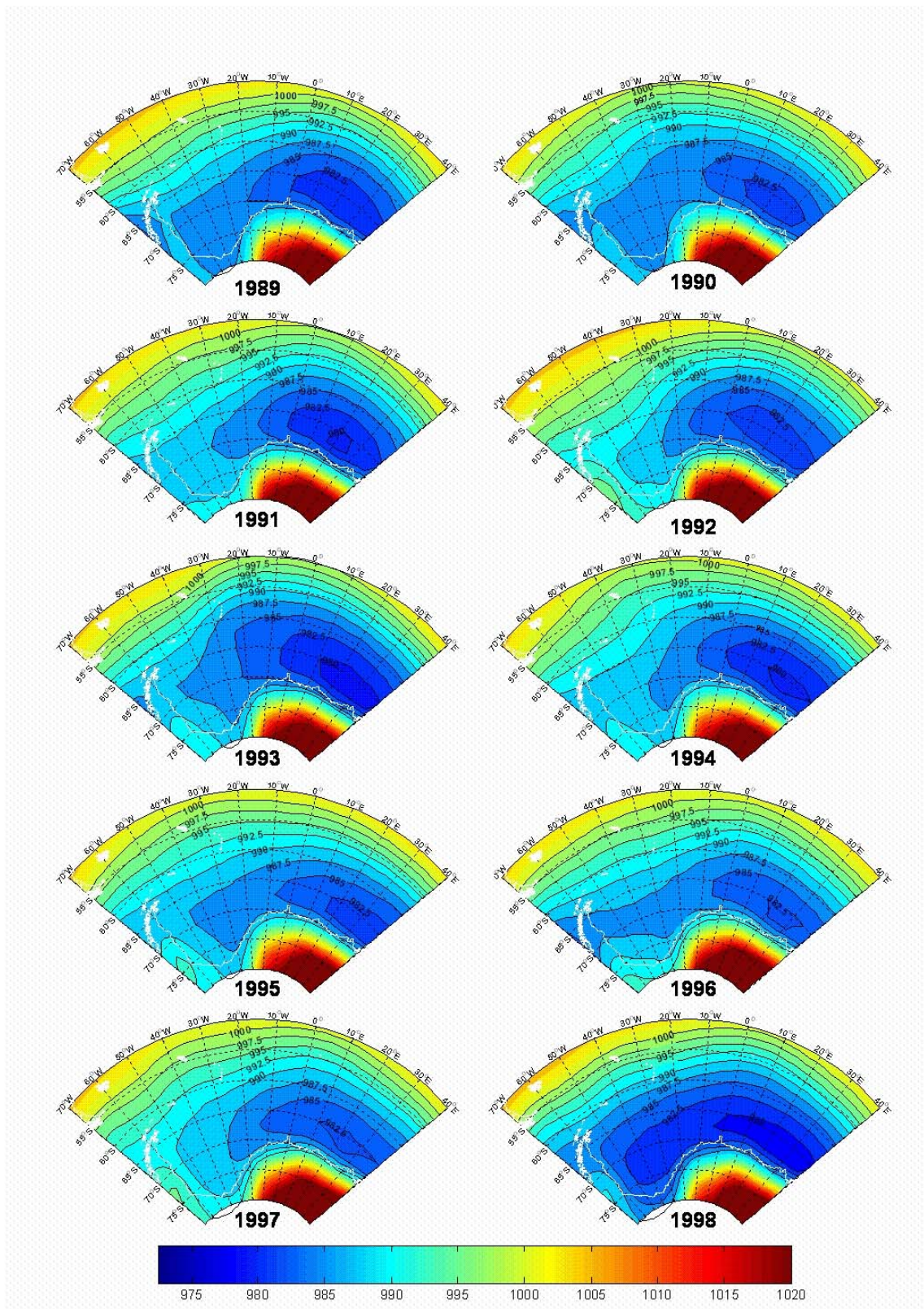


Figura 48 – Média anual da pressão atmosférica média ao nível do mar (PNM; hPa) entre os anos de 1989 e 1998. Dados da reanálise 1 do NCEP/NCAR obtidos a partir do banco de dados do Centro de Diagnostico Climático NOAA-CIRES (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>).

Capítulo VI – Conclusão

Atualmente, os estudos das massas de água são de fundamental importância para um melhor entendimento sobre a dinâmica oceânica de meso e larga escala. Entretanto, várias “lacunas” ainda precisam ser preenchidas para possibilitar a melhor compreensão das questões relacionadas às variabilidades oceânicas geradas por causas naturais e antrópicas. Da mesma forma, outras questões relacionadas à interação entre os processos oceânicos e atmosféricos ainda precisam ser mais exploradas mais a fundo. Devido à importância do oceano Austral na variabilidade climática global, a continuação dos estudos relacionando alterações atmosféricas e oceânicas é fortemente incentivada para aumentar o conhecimento nesta área. Além disso, o oceano Austral ainda apresenta certas dificuldades logísticas, devido às suas características regionais, o que limita ainda mais os estudos na região. O Ano Polar Internacional (2007-2009) visa justamente preencher estas “lacunas”, através do direcionamento dos esforços da comunidade científica internacional para as regiões polares.

A utilização do método **OMP** mostrou-se de grande utilidade para se obter uma melhor compreensão a respeito dos processos de mistura e variabilidade entre as massas de água profundas do **MW**. A distribuição das massas de água apresentada mostrou um padrão consistente com a estratificação reportada pela literatura, onde se considera apenas a observação dos perfis de temperatura e salinidade. Entretanto, a quantificação da presença destas águas é extremamente importante, visto que há poucos trabalhos publicados até o presente sobre o assunto. Como estas águas profundas e de fundo do **MW** são responsáveis pela reposição das águas de fundo do oceano global, a importância deste estudo insere-se no âmbito mundial.

A obtenção de um percentual representativo para cada massa de água permitiu que diversas características oceânicas fossem avaliadas. Por exemplo, podemos destacar como resultados de relevância: i) a delimitação da região limítrofe entre duas massas de água de diferentes densidades, importantes para um melhor entendimento dos estudos de mistura diapicnal; ii) a observação do deslocamento dos núcleos das massas de água, a partir de séries de repetição temporal, esclarecendo alguns aspectos da variabilidade oceânica; iii) a determinação das contribuições relativas, que podem elucidar sobre uma maior ou menor produção de determinadas águas e, ainda, sobre o aumento ou diminuição da concentração das massas de água em determinadas regiões e; iv) a determinação de áreas de formação de massas de água, corroborando com estudos pretéritos.

Em termos específicos, importantes resultados são relacionados à variabilidade interanual da **WSDW** e **WSBW**. Anos com máximo e mínimo de contribuição de ambas massas de água foram encontrados, indicando que contribuições elevadas de **WSBW** (ou uma intensificação no seu processo de formação) podem ser responsáveis

pelo deslocamento vertical do núcleo da **WSDW** (massa de água menos densa que a **WSBW**). Esta observação torna-se significativa, pois indica que a alteração em determinada massa de água pode ser responsável por mudanças na mistura de parte da coluna de água. Outra hipótese, a ser discutida, é a consideração da formação direta da **WSDW**, em detrimento da formação das águas mais densas. Isto pode ocorrer devido às alterações dos índices termohalinos das águas precursoras superficiais e intermediárias, respectivamente as águas de plataforma e a **WDW**.

A relação entre os modos de variabilidade atmosférica e oceânica tem se destacado nas pesquisas recentes. Neste trabalho, foi proposta uma relação existente entre o Modo Anular do Hemisfério Sul (**SAM**) e as anomalias de distribuição da **WSBW**, onde anomalias positivas (negativas) indicam maior (menor) contribuição desta água no período analisado. As evidências indicam que, durante períodos de brusca passagem do índice **SAM** de uma fase negativa para uma positiva, há associada uma maior contribuição e/ou produção da **WSBW**. Estas evidências foram encontradas considerando-se o período de formação da referida massa de água. De acordo com a literatura, considerou-se um período anterior entre 10 e 15 anos como o intervalo em que a **WSBW**, amostrada no fundo do **MW**, estaria se formando na superfície oceânica. Este gradiente da **SAM** durante o período de formação da **WSBW** evidencia, também, que a produção desta água mais densa ocorra, provavelmente, através de plumas (ou pulsos) de formação. Em períodos onde o gradiente é mais brando, a produção da **WSBW** pode ser diminuída ou, então, pode haver à formação direta da **WSDW** como discutido anteriormente. Mesmo com evidências apontando para esta relação, devem-se continuar os estudos no sentido de tentar obter uma comprovação desta relação.

Os dados utilizados, embora sejam de excelente qualidade, apresentam certas peculiaridades que ainda precisam ser solucionadas para uma melhor visualização da distribuição das massas de água na região do **MW**. A influência sazonal nos dados (devido a uma maior taxa de amostragem durante o verão austral) e sua distribuição esparsa (devido às dificuldades logísticas para a amostragem de determinadas regiões) são fatores que se deve tentar resolver em trabalhos futuros. A utilização de técnicas de modelagem numérica mostra-se, neste sentido, como uma importante ferramenta para o estudo das massas de água antártica, pois alguns dos problemas de amostragem na região podem ser minimizados.

Algumas limitações encontradas para a região de estudo ainda precisam ser resolvidas de modo a possibilitar a extração de mais informações relacionadas aos processos de mistura e formação das massas de água no **MW** a partir do **OMP**. Dentre estas podemos destacar a inclusão das águas da camada superficial (*e.g.* **AASW**, **WW**). Entretanto, ressalta-se que, devido a grande variabilidade sazonal e anual desta camada, há uma certa dificuldade na inclusão destas águas em determinadas análises a partir do **OMP**. A inclusão das águas da região de quebra de plataforma (*e.g.* **HSSW**, **ISW**, **LSSW**) continental também é incentivada, para que possamos melhor compreender a respeito dos processos de mistura e formação da **WSDW** e **WSBW**. Isto permitiria a quantificação das massas de água precursoras envolvidas na formação das águas mais densas do **MW**. Com isso, poderia ser determinada a contribuição de cada massa de água envolvida na mistura, indicando as frações necessárias para se formar as águas de fundo. Neste caso, a utilização de outros parâmetros como traçadores das massas de água tornar-se-ia necessário, para que a separação de mais massas de águas se torne possível.

Referências Bibliográficas

- AOKI, S.; RINTOUL, S.R.; USHIO, S.; WATANAB, S. & BINDOFF, N.L. 2005. Freshening of the Adelie Land Bottom Water near 140°E. *Geophysical Research Letters*, **32**, L23601, doi: 101029/2005GL024246,
- AOKI, S.; YORITAKA, M. & MASUYAMA, A. 2003. Multidecadal warming of subsurface temperatura in the Indian sector of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **108** (C4), 8081, doi:101029/2000JC000307.
- BARBER, M. & CRANE, D. 1995. Current flow in the north-west Weddell Sea. *Antarctic Science*, **7** (1), 39-50.
- BECKMANN, A.; HELLMER, H.H. & TIMMERMANN, R. 1999. A numerical model of the Weddell Sea: Large-scale circulation and water mass distribution. *Journal of Geophysical Research*, **104** (C10), 23375-23391.
- BRYDEN, H.L.; McDONAGH, E.L. & KING, B.A. 2003. Changes in ocean water mass properties: oscillations or trends?. *Science*, **300**, 2086-2088.
- BUDILLON, G., PACCIARONI, M., COZZI, S., RIVARO, P., CATALANO, G., IANNI, C. & CANTONI, C. 2003. An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea. *Antarctic Science*, **15**, 105-118.
- CARMACK, E.C. 1977. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. In: ANGEL, M.A. *Voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary Volume*. Pergamom Press. Oxford. 15-41.
- 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.

-
- 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.
- COMISO, J.C. 2000. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate*, **13**, 1674-1696.
- COMISO, J.C. & GORDON, A. 1998. Interannual variability in summer sea ice minimum, coastal polynyas and bottom water formation in the Weddell Sea. In: JEFFRIES, M.O. (ed.). *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*. *Antarctic Research Series*, **74**, Washington DC: AGU, 293-315.
- DEACON, G.E.R. 1976. The cyclonic circulation in the Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **23**, 125-126.
- 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.
- EMERY, W.J. & THOMSON, R.E. 1998. *Data analysis methods in Physical Oceanography*. Pergamon, Grã-Bretanha, 634pp.
- 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. & WISOTZKI, 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 no.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.; 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**, 515-538.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G.; SCHRÖDER, M. & STRASS, V. 1994b. Transport and structure of the Weddell Gyre. *Annales Geophysicae*, **12**, 840-855.

-
- FOFONOFF, N.P. 1956. Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water. *Deep Sea Research*, **04**, 32-35.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRÖD, T.; NYGAARD, E. & OSTERHUS, S. 2001. Current measurements near Ronne Ice shelf: Implications for circulation and melting. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C3), 4463-4477.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRÖD, T.; OSTERHUS, 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.; GAMMELSRÖD, 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.
- FOLDVIK, A. & KVINDE, T. 1977. Thermohaline convection in the vicinity of an Ice shelf. In: DUNBAR, M. J. (ed.). *Polar Oceans*. Arctic Inst. of N. Am., Calgary, B.C., Canada, 247-255.
- 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.
- FOSTER, T.D. & MIDDLETON, J.H. 1980. Bottom water formation in the western Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **27A**, 367-381.
- GAMMELSRÖD, T. & SLOTSVIK, N. 1981. Hydrographic and current measurement in the Southern Weddell Sea 1979/80. *Polarforskning*, **51** (1), 101-11.
- 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.
- 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. 33-47pp.
- GORDON, A.L. 1978. Deep Antarctic Convection West of Maud Rise. *Journal of Physical Oceanography*, **8**, 600-612.

-
- GORDON, A.L. 1982. Weddell Deep Water variability. *Journal of Marine Research*, **40** (Suppl.), 199-217.
- GORDON, A.L. 1998. Western Weddell Sea thermohaline stratification. 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, 215-240
- GORDON, A.L. & COMISO, J.C. 1988. Polynyas in the Southern Ocean. *Scientific American*, **258**, 70-77.
- GORDON, A.L.; VISBECK, M. & HUBER, B. 2001. Export of Weddell Sea Deep and Bottom water. *Journal of Geophysical Research*, **106** (C5), 9005-9017.
- GOURETSKI, V.V. & DANILOV, A.I. 1993. Weddell Gyre: structure of the eastern boundary. *Deep Sea Research I*, **40**, 561-582.
- 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**, (no.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.
- HELLAND-HANSEN, B. 1918. Nogen hydrogratisk metoder. Forhandlinger ved de skandinaviske Naturforskere 16 de mote, 357-358.
- HELLMER, H.H. & BECKMANN, A. 2001. The Southern Ocean: A ventilation contributor with multiple sources. *Geophysical Research Letters*, **28** (15), 2927-2930.
- HINRICHSEN, H.H. & TOMCZAK, M. 1993. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 10155-10169.
- 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.
- HOLLISTER, C.D. & ELDER, R.B. 1969. Contour currents in the Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **16**, 99-101.
- HOPPEMA, M. 2004. Weddell Sea is a globally significant contributor to deep-sea sequestration of natural carbon dioxide. *Deep Sea Research I*, **51**, 1169-1177.

-
- HOPPEMA, M.; FAHRBACH, E.; SCHRÖDER, M.; WISOTZKI, A.; de BAAR, H.J.W. 1995. Winter-summer differences of carbon dioxide and oxygen in the Weddell Sea surface layer. *Marine Chemistry*, **51**, 177-192.
- HUGHES, C.W.; WOODWORTH, P.L.; MEREDITH, M.P.; STEPANOV, V.; WHITWORTH, T. & PYNE, A.R. 2003. Coherence of Antarctic sea levels, Southern Hemisphere Annular Mode, and flow through Drake Passage. *Geophysical Research Letters*, **30** (no. 9), 1464, doi: 101029/2003GL017240.
- JACOBS, S.S. 2004. Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarctic Science*, **16**, 427-437, doi:10107/S095410200400224X.
- JUNGCLAUS, J. H. & BACKHAUS, J. O. 1994. Application of a transient reduced gravity plume model to the Denmark Strait Overflow. *Journal of Geophysical Research*, **99** (C6), 12375-12396.
- KARSTENSEN, J. & TOMCZAK, M. 1997. Ventilation processes and water mass ages in the thermocline of the southeast Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, **24** (22), 2777-2780.
- KARSTENSEN, J. & TOMCZAK, M. 1998. Age determination of mixing water masses using CFC and oxygen data. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 18599-18609.
- KERR, R.; MATA, M.M. & GARCIA, C.A.E. 2005. Optimum Multiparameter Analysis of the Weddell Sea Water Mass Structure. *CLIVAR Exchanges*, **10**, (no.4), 33-35.
- KIDSON, J.W. 1988. Indices of the Southern Hemisphere Zonal Wind. *Journal of Climate*, **1** (no.2), 183-194.
- KLATT, O.; FAHRBACH, E.; HOPPEMA, M. & ROHARDT, G. 2005. The transport of the Weddell Gyre across the prime Meridian. *Deep Sea Research II*, **52**, 513-528.
- KLATT, O.; ROETHER, W.; HOPPEMA, M.; BULSIEWICZ, K.; FLEISCHMANN, U.; RODEHACKE, C.; FAHRBACH, E.; WEISS, R.F. & BULLISTER, J.L. 2002. Repeated CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **107** (C4), 3030, doi:101029/2000JC000731.
- KLEIN, B. & TOMCZAK, M. 1994. Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis: 2-Evidence for unidirectional diapycnal mixing in the front between North and South Atlantic Central Water. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 25275-25280.
- 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:101029/2001JC001087.

-
- KWOK, R. & COMISO, J.C. 2002. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **29** (14), doi:101029/2002GL015415.
- LEFEBVRE, W. & GOOSSE, H. 2005. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system: the role of the thermal and mechanical forcing. *Ocean Science*, **1**, 145–157.
- LEFFANUE, H. & TOMCZAK, M. 2004. Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *Journal of Marine Research*, **48**, 3-14.
- LEVITUS, S.; ANTONOV, J.I. & BOYER, T.B. 2005. Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophysical Research Letters*, **32**, L02604, doi:101029/2004GL021592.
- LEVITUS, S.; ANTONOV, J.I.; BOYER, T.B. & STEPHENS, C. 2000. Warming of the World Ocean. *Science*, **287**, 2225-2229.
- LIU, J.; CURRY, J.A.; MARTINSON, D.G. 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophysical Research Letters*, **31**, L02205, doi:101029/2003GL018732.
- 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.
- MACKAS, D.L.; DENMAN, K.L. & BENNETT, A.F. 1987. Least squares multiple tracer analysis of water mass composition. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 2907-2918.
- MAMAYEV, O.I. 1975. *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*, Elsevier, Amsterdam, 374 pp.
- MARSHALL, G. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyzes. *Journal of Climate*, **16**, 4134-4143.
- MARTINSON, D.G. & IANUZZI, R.A. 1998. Antarctic ocean-ice interaction: implication from ocean bulk property distribution in the Weddell Sea. In: JEFFRIES, M.O. (ed.). *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*. *Antarctic Research Series*, **74**, Washington DC: AGU, 243-271.
- MATANO, R.P.; GORDON, A.L.; MUENCH, R.D. & PALMA, E.D. 2002. A numerical study of the circulation in the northwestern Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, **49**, 4827-4841.

-
- MENSH, M.; SMETHIE, W.M.; SCHLOSSER, P.; WEPPERING, R. & BAYER, R. 1998a. Tran-sient tracer observations from the western Weddell Sea during the drift and recover of Ice Station Weddell. In: JACOBS, S.S. & WEISS, R.F. (eds). Ocean, ice and atmosphere. *Antarctic Research Series*, **75**, Washington D.C.:AGU, 241-256.
- MENSH, M.; SIMOM, A. & BAYER, R. 1998b. Tritium and CFC Input Functions for the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **103** (C8), 15923-15937.
- 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** (C1), 1093-1104.
- MEREDITH, M.P; WOODWORTH, P.L.; HUGHES, C.W. & STEPANOV, V. 2004. Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, **31**, L21305, doi:101029/2004GL021169.
- MOSBY, H. 1971. Theories of bottom water formation, recent investigations in the Weddell Sea and the effects of super cooling by the ice cap. *Proc. Joint Oceanography Assembly* (Tokyo, 1970), **G5-2**, 126-127.
- MUENCH, R.D. & GORDON, A.L. 1995. Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin. *Journal of Geophysical Research*, **100** (C9), 18503-18515.
- MUENCH, R.D. & HELLMER, H.H. 2002. The International DOVETAIL Program. *Deep Sea Research II*, **49**, 4711-4714.
- MUENCH, R.D.; PADMAN, L.; HOWARD, S.L.; FAHRBACH, E. 2002. Upper ocean diapycnal mixing in the northwestern Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, **49**, 4843-4861.
- NAVEIRA GABARATO, A.C.; HEYWOOD, K.J. & STEVENS, D.P. 2002. Modification and pathways of Southern Ocean Deep Waters in the Scotia Sea. *Deep Sea Research I*, **49**, 681-705.
- NICHOLLS, K.W. 1996. Temperature variability beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica, from thermistor cables. *Journal of Geophysical Research*, **101** (C1), 1199-1210.
- NICHOLLS, K.W. 1997. Predicted reduction in basal melt rates of an Antarctic ice shelf in a warmer climate. *Nature*, **388**, 460-462.
- NICHOLLS, K.W. & JENKINS, A. 1993. Temperature and salinity beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **98** (C12), 22553-22568.

-
- NICHOLLS, K.W.; MAKINSON, K. & JOHNSON, M.R. 1997. New oceanographic data from beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **24** (2), 167-170.
- NICHOLLS, K.W.; MAKINSON, K & OSTERHUS, S. 2004. Circulation and water masses beneath the northern Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **109**,C12017, doi: 10.1029/2004JC002302.
- NICHOLLS, K.W.; MAKINSON, K. & ROBINSON, A.V. 1991. Ocean circulation beneath the Ronne Ice Shelf. *Nature*, **354**, 221-223.
- NICHOLLS, K.W.; OSTERHUS, S.; MAKINSON, K. & JOHNSON, M.R. 2001. Oceanographic conditions south of Berkner island, beneath Filchner-Ronne ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*,**106** (C6), 11481-11492.
- NICHOLLS, K.W.; PADMAN, L.; SCHRÖDER, M.; WOODGATE, R.A.; JENKINS, A. & OSTERHUS, S. 2003. Water mass modification over the continental shelf north of Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **108** (C8), 3260, doi: 10.1029/2002JC001713.
- NOST, O.A. & FOLDVIK, A. 1994. A model of ice shelf-ocean interaction with application to the Filchner-Ronne and Ross Ice shelves. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 14243-14254.
- NOWLIN Jr., W.D. & ZENK, W. 1988. Westward bottom currents along the margin of the South Shetland Island Arc. *Deep-Sea Research I*, **35**, 269-301.
- 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, T. & NOWLIN, W.D. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research I*, **42**, 641-673.
- PATTERSON, S.L. & SIEVERS, H.A. 1980. The Weddell-Scotia Confluence. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 1584-1610.
- PARKINSON, C.L. 2004. Southern Ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from models and observations. *Antarctic Science*, **16** (4), 387-400.
- PEARSON, K. 1901. On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Philosoph. Mag.*, **6**, 559.

-
- POOLE, P. & TOMCZAK, M. 1999. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Research I*, **46**, 1895-1921.
- REDFIELD, A.C.; KETCHUM, B.H. & RICHARDS, F.A. 1963. The influence of organisms on the composition of sea water. In: HILL, M.N. (ed). *The Sea*. Vol (2). 26-77.
- RENFREW, I.; SPEER, K.; RINTOUL, S.; THOMPSON, D. & SPARROW, M. 2005. The Modes of Southern Hemisphere Climate Variability Workshop. *CLIVAR Exchanges*, **10**, (no.4), 2-4.
- 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.
- 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.
- SCHODLOCK, 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. & FAHRBACH, E. 1999. On the structure and the transport of the eastern Weddell Gyre. *Deep Sea Research II*, **46**, 501-527.
- SIMMONDS, I. & KING, J.C. 2004. Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, **16** (4), 401-413.
- 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.
- SPEER, K.; RINTOUL, S. & SLOVAN, B. 2000. The diabatic Deacon cell. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 3212-3222.
- SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M.W. & FLEMING, R.H. 1942. *The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1087pp.
- 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.
- THOMPSON, R.O.R.Y. & EDWARDS, R.J. 1981. Mixing and water mass formation in the Australian Subantarctic. *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1399-1406.

-
- TIMMERMANN, R.; HELLMER, H.H. & BECKMANN, A. 2001. Simulations of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea Part II: Interannual variability 1985-1993. *Journal of Geophysical Research*, **107** (C3), doi: 101029/2000JC000742.
- TOMCZAK, M. 1981. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Progress in Oceanography*, **10**, 147-171.
- TOMCZAK, M. 1999a. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. *Journal of Marine Research*, **57**, 275-303.
- TOMCZAK, M. 1999b. Potential Vorticity as a tracer in quantitative water mass analysis. *International WOCE Newsletter*, **36**, 6-10.
- TOMCZAK, M. & GODFREY, J. S. 1994. *Regional Oceanography: an Introduction*. Pergamon. Oxford. 377pp.
- TOMCZAK, M. & LARGE, D.G.B. 1989. Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 16141-16149.
- TOMCZAK, M., LARGE, D.G.B. & NANCARROW, N. 1994. Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis: 1-Test of Feasibility and Sensitivity. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 25267-25274.
- TOMCZAK, M. & LIEFRINK, S. 2005. Interannual variations of water mass volumes in the Southern Oceans. *Journal of Atmospheric and Ocean Science*, **10** (1), 31-42.
- TRÉGUER, P. & PONDAVEN, P. 2002. Climatic changes and the carbon cycle in the Southern Ocean: a step forward. *Deep Sea Research II*, **49**, 1597-1600.
- 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.
- VAN LOON, H. 1984. The Southern Oscillation, part III: Associations with the trades and with the trough in the westerlies of the South Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, **112**, 947-954.
- 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.
- WEISS, R.F.; ÖSTLUND, H.G. & CRAIG, H. 1979. Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep Sea Research*, **26A**, 1093-1120.

-
- WHITE, W.B. 2004. Comments on “Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the Annular Mode”. *Journal of Climate*, **17**, 2249-2254.
- WHITE, W.B. & PETERSON, R. 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.
- WHITWORTH III, T.; ORSI, A.H.; KIM, S.-J. & NOWLIN Jr. 1998. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front. 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, 1-27.
- YOU, Y & TOMCZAK, M. 1993. Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. *Deep Sea Research I*, **40**, 13-56.
- YUAN, X. 2005. Southern Hemisphere Climate Modes and the Relationships with Antarctic Sea Ice. *CLIVAR Exchanges*, **10**, (no.4), 8-9.